



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΕΜΜΑΝΟΥΗΛ Δ. ΚΑΤΡΙΒΑΝΟΣ

Πτυχιούχος M.Sc. Γεωλόγος

**Η ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ
Η ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΚΑΙ
Η ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ
ΤΩΝ ΟΡΕΙΝΩΝ ΟΓΚΩΝ ΠΑΙΚΟΥ ΚΑΙ ΤΖΕΝΑΣ
(ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ)**

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

2017



ARISTOTLE UNIVERSITY OF THESSALONIKI
SCHOOL OF GEOLOGY
DEPARTMENT OF GEOLOGY

KATRIVANOS EMMANOUIL
M.Sc. Geologist

**STRUCTURE, KINEMATICS AND TECTONICS
OF PAIKON AND TZENA MOUNTAINS
(CENTRAL MACEDONIA, GREECE)**

Ph.D. THESIS

THESSALONIKI
2017



ΕΜΜΑΝΟΥΗΛ Δ. ΚΑΤΡΙΒΑΝΟΣ

Πτυχιούχος M.Sc. Γεωλόγος

**Η ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ
Η ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΚΑΙ
Η ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ
ΤΩΝ ΟΡΕΙΝΩΝ ΟΓΚΩΝ ΠΑΙΚΟΥ ΚΑΙ ΤΖΕΝΑΣ
(ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ)**

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας

Τομέας Γεωλογίας

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 05-04-2017

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Ομότιμος Καθηγητής Δημοσθένης Μουντράκης, Επιβλέπων

Καθηγητής Αδαμάντιος Κίλιας, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Καθηγητής Σπυρίδων Παυλίδης, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Εξεταστική Επιτροπή

Ομότιμος Καθηγητής Δημοσθένης Μουντράκης, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Καθηγητής Αδαμάντιος Κίλιας, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

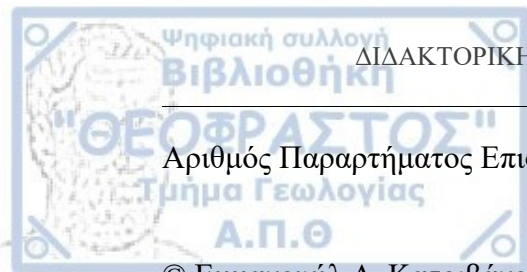
Καθηγητής Σπυρίδων Παυλίδης, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Ομότιμος Καθηγητής Σπυρίδων Σκλαβούνος, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Καθηγήτρια Θεοδώρα Ροντογιάννη – Τσιαμπάου, Σχολή Μηχανικών Μεταλλείων -
Μεταλλουργών Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου

Καθηγητής Νικόλαος Ζούρος, Τμήμα Γεωγραφίας Πανεπιστημίου Αιγαίου

Επίκουρος Καθηγητής Στυλιανός Λόζιος, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος
Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών



Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Ν° 183

© Εμμανουήλ Δ. Κατριβάνος, 2017

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.

Η ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ, Η ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΚΑΙ Η
ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΩΝ ΟΡΕΙΝΩΝ ΟΓΚΩΝ ΠΑΙΚΟΥ ΚΑΙ ΤΖΕΝΑΣ
(ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ)

ISBN:

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

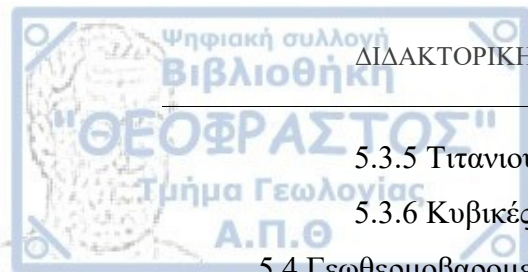
Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.



ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

ΠΡΟΛΕΓΟΜΕΝΑ	8
ΣΥΝΤΟΜΟΓΡΑΦΙΕΣ	12
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	14
1.1 Το ερευνητικό πλαίσιο και οι στόχοι της διατριβής	14
1.2 Σχεδιασμός και ροή εργασιών	17
1.3 Γεωγραφικά και γεωμορφολογικά στοιχεία της περιοχής μελέτης	22
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ	25
2.1 Αλπικό ορογενετικό σύστημα – Ορογενετικό σύστημα Τηθύος	25
2.2 Το Ελληνικό ορογενές και οι γεωτεκτονικές του ενότητες	33
2.3 Η γεωτεκτονική τοποθέτηση και τα χαρακτηριστικά της ζώνης Αξιού	43
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. Η ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΩΝ ΟΡΕΙΝΩΝ ΟΓΚΩΝ ΠΑΙΚΟΥ ΚΑΙ ΤΖΕΝΑΣ	47
3.1 Προϋπάρχουσες απόψεις για τη γεωλογική δομή της περιοχής	47
3.2 Γενικά στοιχεία για τη γεωλογική δομή της περιοχής μελέτης	55
3.3 Οι γεωλογικές ενότητες του ορεινού όγκου του Πάικου	61
3.3.1 Οφιόλιθοι	61
3.3.2 Φλύσχης Τσούκας	62
3.3.3 Ανθρακική Ενότητα Θεοδωράκη	62
3.3.4 Μεταφλύσχης Γράμμου	64
3.3.5 Ανθρακική Ενότητα Γρίβας – Κρώμνης	64
3.3.6 Ηφαιστειοϊζηματογενής Σειρά Καστανερής – Κρώμνης	65
3.3.7 Ανθρακική Ενότητα Γκόλα Τσούκα – Γκρόπης	68
3.3.8 Ηφαιστειοϊζηματογενής Σειρά Λιβαδιών	70
3.3.9 Ενότητα Γκάντατς	71
3.4 Οι γεωλογικές ενότητες του ορεινού όγκου της Τζένας	72
3.4.1 Οφιόλιθοι	72
3.4.2 Φλύσχης Πινόβου	72
3.4.3 Ανθρακική Ενότητα Πινόβου	72

3.4.4 Μεταφλύσχης Φιδόπετρας	74
3.4.5 Ηφαιστειοζηματογενής Σειρά Πινόβου	74
3.4.6 Ανθρακική Ενότητα Αετοχωρίου	74
3.4.7 Ηφαιστειοζηματογενής Σειρά Πόρτας	74
3.4.8 Μάρμαρα Τζένας	78
3.4.9 Γνεύσιοι Τζένας	79
3.5 Πετρολογική – στρωματογραφική συσχέτιση των γεωλογικών ενοτήτων του Πάικου και της Τζένας	82
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ – ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ	87
4.1 Προϋπάρχουσες τεκτονικές μελέτες	87
4.2 Μεθοδολογία που ακολουθήθηκε στην παρούσα διατριβή	93
4.3 Διαχωρισμός των φάσεων παραμόρφωσης	99
4.3.1 Πρώτη φάση παραμόρφωσης (D1)	102
4.3.2 Δεύτερη φάση παραμόρφωσης (D2)	107
4.3.3 Τρίτη φάση παραμόρφωσης (D3)	119
4.3.4 Τέταρτη φάση παραμόρφωσης (D4)	121
4.3.5 Πέμπτη φάση παραμόρφωσης (D5)	124
4.3.6 Έκτη φάση παραμόρφωσης (D6)	127
4.4 Γεωλογικές τομές υπαίθρου	129
4.4.1 Περιγραφή των τεκτονοστρωματογραφικών σχέσεων στη Τζένα	129
4.4.2 Περιγραφή των τεκτονοστρωματογραφικών σχέσεων στο Πάικο	135
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΑΝΑΛΥΣΗ ΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ	139
5.1 Προϋπάρχουσες έρευνες	139
5.2 Μεθοδολογία και πετρογραφικά στοιχεία που χρησιμοποιήθηκαν για τη συσχέτιση των φάσεων παραμόρφωσης και μεταμόρφωσης	142
5.3 Ορυκτοχημικές αναλύσεις	148
5.3.1 Γρανάτες	149
5.3.2 Λευκοί μαρμαρυγίες	152
5.3.3 Αμφίβολοι	156
5.3.4 Επίδοτα	160



5.3.5 Τιτανιούχα ορυκτά	162
5.3.6 Κυβικές μορφές (πολύμορφα) άνθρακα	163
5.4 Γεωθερμοβαρομετρία	168
5.5 Τεκτονική υπερπίεση (tectonic overpressure)	172
5.6 Συμπεράσματα για τις μεταμορφικές φάσεις στα πεδία Πάικου – Τζένας	177
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6. ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΚΑΙ ΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ ΤΩΝ ΦΑΣΕΩΝ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ - ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ	180
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ	184
7.1 Προϋπάρχουσες αντιλήψεις για τη γεωτεκτονική εξέλιξη της περιοχής και μοντέλα που έχουν προταθεί	184
7.2 Νέο μοντέλο γεωτεκτονικής εξέλιξης της περιοχής με τα δεδομένα της παρούσας μελέτης	192
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	203
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	206
Extended Abstract	210
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ	215
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΑ	233
I. Πίνακες χημικών αναλύσεων	
II. Βιογραφικό Σημείωμα	

ΠΡΟΛΕΓΟΜΕΝΑ

ορεινών όγκων του Πάικου και της Τζένας που βρίσκονται στη συνοριακή περιοχή των νομών Κιλκίς και Πέλλας (Κεντρική Μακεδονία). Ειδικότερα, εξετάζονται η γεωμετρία και η κινηματική της παραμόρφωσης, καθώς επίσης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των τεκτονοστρωματογραφικών πεδίων (terrane) του Πάικου και της Τζένας. Επίσης, γίνεται η συσχέτιση των δύο αυτών πεδίων με χρήση στρωματογραφικών, πετρογραφικών και τεκτονικών κριτηρίων και με εφαρμογή σύγχρονων μεθόδων τεκτονικής ανάλυσης.

Η επιλογή του θέματος έγινε στα πλαίσια του γενικότερου προβληματισμού που αναπτύσσεται σχετικά με τη γεωτεκτονική θέση της ζώνης Αξιού, στο κεντρικό τμήμα της οποίας βρίσκονται τόσο η ορεινή μάζα της Τζένας, όσο και αυτή του Πάικου. Αποτελεί συνέχεια της ερευνητικής προσπάθειας του Εργαστηρίου Γεωλογίας – Παλαιοντολογίας του Α.Π.Θ., στην κατεύθυνση της διερεύνησης της τεκτονικής δομής της ζώνης Αξιού και του ρόλου της στη γεωτεκτονική εξέλιξη των Ελληνίδων.

Η διατριβή αποτελείται από 8 κεφάλαια, σύντομη περίληψη στα ελληνικά και εκτεταμένη στα αγγλικά, τη σχετική βιβλιογραφία (ελληνική και ξενόγλωσση) και τα παραρτήματα πινάκων.

Στο πρώτο εισαγωγικό κεφάλαιο, γίνεται μία σύντομη αναφορά στο γενικότερο πλαίσιο στο οποίο εντάσσεται η παρούσα ερευνητική προσπάθεια και αναλύονται οι επιμέρους στόχοι της. Ακόμη, γίνεται αναφορά στη γενική μεθοδολογία που ακολουθήθηκε και δίνεται εν συντομία η ροή των εργασιών και δραστηριοτήτων που έλαβαν χώρα. Επίσης, τοποθετείται στον ευρύτερο γεωγραφικό χώρο η περιοχή μελέτης και γίνεται σύντομη παρουσίαση των κυριότερων γεωμορφολογικών της χαρακτηριστικών.

Στο δεύτερο κεφάλαιο, το ελληνικό ορογενές εντάσσεται στο ευρύτερο γεωδυναμικό πλαίσιο του Αλπικού ορογενετικού συστήματος της Τηθύος και αναφέρονται συνοπτικά οι μεγάλες γεωτεκτονικές ενότητες από τις οποίες αποτελείται. Επίσης, δίνονται τα βασικά στοιχεία της γεωτεκτονικής θέσης και εξέλιξης της περιοχής μελέτης, εντός της ζώνης Αξιού.

Στο τρίτο κεφάλαιο, παρουσιάζονται οι προϋπάρχουσες απόψεις για τη γεωλογική δομή της περιοχής και στη συνέχεια γίνεται αναλυτική περιγραφή της

γεωλογικής δομής και των γεωλογικών ενοτήτων από τις οποίες συγκροτούνται τα πεδία του Πάικου και της Τζένας. Επίσης, δίνεται η πετρολογική και στρωματογραφική συσχέτιση των γεωλογικών ενοτήτων των πεδίων αυτών.

Στο τέταρτο κεφάλαιο, αναλύονται οι φάσεις της παραμόρφωσης και δίνεται η λεπτομερής εικόνα της ιστορίας, της γεωμετρίας και της κινηματικής της παραμόρφωσης την οποία έχουν υποστεί οι γεωλογικές ενότητες της περιοχής μελέτης. Επίσης, παρουσιάζονται αντιπροσωπευτικές γεωλογικές τομές υπαίθρου και δίνεται η τεκτονοστρωματογραφική δομή τόσο του πεδίου του Πάικου, όσο και της Τζένας.

Στο πέμπτο κεφάλαιο, αναλύονται οι συνθήκες της μεταμόρφωσης των πετρωμάτων με χρήση ορυκτοχημικών δεδομένων και με εφαρμογή γεωθερμοβαρομετρικών μεθόδων για τον ακριβή υπολογισμό της πίεσης και της θερμοκρασίας, ενώ στο έκτο κεφάλαιο δίνεται η συσχέτιση και χρονολόγηση των φάσεων μεταμόρφωσης και παραμόρφωσης.

Στο έβδομο κεφάλαιο, παρουσιάζεται αναλυτικά η γεωτεκτονική εξέλιξη της περιοχής μελέτης και γίνεται διεξοδική συζήτηση των γεωτεκτονικών ζητημάτων σε σύγκριση με την υπάρχουσα βιβλιογραφία και τις απόψεις άλλων ερευνητών.

Τέλος, στο όγδοο κεφάλαιο, αναλύονται τα συμπεράσματα στα οποία καταλήγει η διατριβή αυτή και συνοψίζεται η συμβολή της στην επιστημονική έρευνα γενικότερα.

Η ανάθεση του θέματος της διδακτορικής διατριβής έγινε στις 12/10/1998, με επιβλέποντα τον Καθηγητή Δ. Μουντράκη και μέλη της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής τους Καθηγητές Α. Κίλια και Σ. Παυλίδη.

Η διδακτορική διατριβή ολοκληρώθηκε με καθυστέρηση αρκετών ετών για λόγους προσωπικούς, επαγγελματικούς και οικογενειακούς. Ωστόσο, παρά τις όποιες δυσκολίες, η πολυετής αυτή ενασχόληση απέφερε μια σειρά από επιστημονικές ανακοινώσεις σε συνέδρια, καθώς και δημοσιεύσεις σε ελληνικά και ξένα επιστημονικά περιοδικά.

Κατριβάνος Ε., Μουντράκης Δ., Κίλιας Α. και Παυλίδης Σ., 2001. Πρώτα αποτελέσματα μελέτης της γεωλογικής δομής και της κινηματικής της παραμόρφωσης στο όρος Τζένα (Υποζώνη Πάικου, Κεντρική Μακεδονία, Ελλάδα). Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, 34, 137-147.

Κατριβάνος Ε., Κίλιας Α. και Μουντράκης Δ., 2012. Η γεωλογική δομή και η κινηματική της παραμόρφωσης της ορεινής μάζας του Πάικου (Κεντρική

Μακεδονία, Ελλάς). Μια νέα προσέγγιση. Τιμητική έκδοση στη μνήμη του ομότιμου καθηγητή Κ. Σολδάτου. Επιστημονική Επετηρίδα, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., 101, 37-46.

Katrivanos E., Kiliass A. and Mountrakis D., 2013. Kinematics of deformation and structural evolution of the Paikon Massif (Central Macedonia, Greece): A Pelagonian tectonic window? Neues Jahrbuch fuer Mineralogische Abhandlungen, 269, 149-171.

Katrivanos E., Kiliass A. and Mountrakis D., 2015. Paikon and Tzena terranes (Axios zone, Greece): Can they be correlated? Proceedings of the International Conference "Science in Technology/SCinTE-2015", Athens, Vol. 1, Topic B: Earth and Environmental Sciences, 201-204.

Katrivanos E., Kiliass A. and Mountrakis D., 2016. Deformation history and correlation of Paikon and Tzena Terranes (Axios zone, Central Macedonia, Greece). Bulletin of the Geological Society of Greece, 50/1, 34-45.

Είχα την τύχη και την τιμή να έχω ως Επιβλέποντα, τον Ομότιμο Καθηγητή Γεωλογίας κ. Δημοσθένη Μουντράκη. Τον ευχαριστώ θερμά για την άψογη συνεργασία, την αμέριστη συμπαράστασή του και τη συνεχή επιστημονική υποστήριξη που μου παρείχε. Ιδιαίτερα όμως, τον ευχαριστώ για το πρότυπο επιστημονικού ήθους και παράδειγμα «Δασκάλου» που υπήρξε για μένα.

Θερμές ευχαριστίες οφείλω και στα άλλα δύο μέλη της τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής, τον Καθηγητή κ. Αδαμάντιο Κίλια και τον Καθηγητή κ. Σπυρίδωνα Παυλίδη, από τους οποίους είχα σταθερή υποστήριξη και άψογη συνεργασία.

Ιδιαίτερα με τον κ. Α. Κίλια, η επιστημονική μας συνεργασία τα τελευταία χρόνια ήταν υποδειγματική και δεν θα ήταν υπερβολή να πω ότι η βοήθειά του ερευνητικά και επιστημονικά, καθώς και η ηθική του συμπαράσταση ήταν στοιχεία καθοριστικά για την ολοκλήρωση της διατριβής.

Ευχαριστώ επίσης τα υπόλοιπα μέλη της Εξεταστικής Επιτροπής, τον Ομότιμο Καθηγητή κ. Σπυρίδωνα Σκλαβούνο, την Καθηγήτρια κ. Θεοδώρα Ροντογιάννη - Τσιαμπάου, τον Καθηγητή κ. Νικόλαο Ζούρο και τον Επίκουρο Καθηγητή κ. Στυλιανό Λόζιο, για την κριτική ανάγνωση της διατριβής και τις χρήσιμες υποδείξεις τους.

Για την εκτέλεση των αναλύσεων στο σαρωτικό ηλεκτρονικό μικροσκόπιο και μικροαναλυτή (SEM-EDS), καθώς και την επιστημονική του καθοδήγηση σχετικά με

την τεχνική αυτών, ευχαριστώ πολύ τον Ομότιμο Καθηγητή κ. Σ. Σκλαβούνο, ενώ ευχαριστίες οφείλω επίσης στον Δρ. Κ. Ανδρικόπουλο για τη συμβολή του στην πραγματοποίηση και ερμηνεία των διαγραμμάτων Raman.

Ευχαριστώ επίσης όλο το προσωπικό του Τμήματος Γεωλογίας και ιδιαίτερα του Εργαστηρίου Γεωλογίας – Παλαιοντολογίας, για τη συναδελφικότητα και την υποστήριξη κατά τη διάρκεια των πολλών χρόνων που εργάστηκα εκεί.

Θερμά ευχαριστώ όλους τους συναδέλφους γεωλόγους που βρεθήκαμε και εργαστήκαμε μαζί στο γραφείο, στο εργαστήριο ή στην ύπαιθρο. Θα χρειαζόμουν αρκετές σελίδες μόνο και μόνο για να αναφέρω ονομαστικά τον καθένα από αυτούς και δεν θα το κάνω, παρά μόνο με δύο εξαιρέσεις.

Η πρώτη εξαίρεση είναι αυτή του Καθηγητή κ. Δ. Σόκουτη, νυν Διευθυντή του Εργαστηρίου Πειραματικής Τεκτονικής του Πανεπιστημίου της Ουτρέχτης, με τον οποίο μας συνδέει πολύχρονη φιλία και με τον οποίο είχα την ευκαιρία να συνεργαστώ και να εκπαιδευτώ στο αντικείμενο της Πειραματικής Τεκτονικής, κατά την τριετία 1999-2001.

Η δεύτερη εξαίρεση είναι του συναδέλφου Δρ. Αστέριου Αυγερινά, με τον οποίο μας συνδέει πολύχρονη φιλία, υποστήριξη και αλληλεγγύη, καθώς τα διδακτορικά μας θα μπορούσαν να χαρακτηριστούν ως «δίδυμα», υπό την έννοια ότι αφορούν γειτονικές περιοχές και μας ανατέθηκαν την ίδια περίπου χρονική περίοδο.

Η συγγραφική δραστηριότητα είναι γενικά μια διαδικασία αυτογνωσίας. Ως τέτοια, η συγγραφή της διατριβής μου αποκάλυψε ότι το στοιχείο που ενοποιεί το σύνολο των δραστηριοτήτων μου, επιστημονικών, κοινωνικών και πολιτικών είναι η αγάπη μου για την ιστορία με την ευρεία της έννοια, που θεμελιώνεται σε μια προσωπική βαθύτερη ανάγκη συνέχειας μέσα στο χρόνο. Δεν είναι τυχαίο λοιπόν που αυτή η μελέτη αφορά την ιστορία της παραμόρφωσης των πετρωμάτων.

Είναι επίσης κατανοητό, το γιατί θέλω να αφιερώσω τη διατριβή στους τρεις μου γιους και κατ' επέκταση στο πρόσωπό τους σε όλους τους νέους και τις νέες της πατρίδας μας, το μέλλον αυτής της χώρας.

Με την κρυφή ελπίδα της μικρής ελάχιστης συμβολής όχι μόνο στην επιστήμη αλλά και στην προσπάθεια για κοινωνική και παραγωγική ανασυγκρότηση της χώρας μας, τους την αφιερώνω...

Θεσσαλονίκη, Μάρτιος 2017

ΣΥΝΤΟΜΟΓΡΑΦΙΕΣ

Α. Συντομογραφίες που χρησιμοποιούνται ευρύτατα στο γραπτό ή προφορικό λόγο θεωρούνται γνωστές και δεν δίνονται παρακάτω (π.χ. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης - Α.Π.Θ., Γεωγραφική Υπηρεσία Στρατού - Γ.Υ.Σ. κτλ.). Επίσης, γνωστές θεωρούνται συντομογραφίες που αφορούν χημικά στοιχεία ή ενώσεις (π.χ. σίδηρος – Fe, ανθρακικό ασβέστιο – CaCO₃ κτλ.). Για καλύτερη χρήση, οι παρακάτω συντομογραφίες ταξινομήθηκαν σε γενικές γεωλογικές και τεκτονικές, καθώς επίσης και ορυκτολογικές κατά IUGS (Siivola and Schmid, 2007).

Γενικές γεωλογικές

Rh	Μάζα Ροδόπης	Sm	Σερβομακεδονική Μάζα
CR	Περιοδοπική ζώνη	Ax	ζώνη Αξιού
Pe	ζώνη Παιονίας	Pa	ζώνη Πάικου
Al	ζώνη Αλμωπίας	Pl	Πελαγονική Μάζα
Sp	Υποπελαγονική ζώνη	Pk	ζώνη Παρνασσού
P	ζώνη Πίνδου	G	ζώνη Γαββρόβου
I	Ιόνιος ζώνη	Px	ζώνη Παξών
Ma	εκατομμύρια χρόνια		
VS	ηφαιστειο-ιζηματογενής		
SRTM data	δεδομένα υψομέτρου από ραντάρ		
SEM	σαρωτικό ηλεκτρονικό μικροσκόπιο		
GGRS87	ΕΓΣΑ87 – ελληνικό προβολικό σύστημα		

Τεκτονικές

D	Φάση παραμόρφωσης
M	Φάση μεταμόρφωσης
S/L	Σχιστότητα/Γράμμωση
F	Πτυχή
B-	Άξονας πτυχής
S-C	τεκτονικές δομές «σχιστότητας – σχισμού»
P _L	λιθοστατική πίεση
P _E	«θερμοδυναμική» πίεση ισορροπίας
δP	τεκτονική υπερπίεση

HP / LT Υψηλή πίεση / Χαμηλή θερμοκρασία\
PTt-path πορεία εξέλιξης μεταμορφικών συνθηκών

Ορυκτολογικές

PPL	μόνο με πολωτή (παράλληλα nicols)		
CPL	με πολωτή και αναλυτή (διασταυρούμενα nicols)		
c (core)	πυρήνας κρυστάλλου		
r (rim)	περιφέρεια κρυστάλλου		
m (matrix)	κύρια μάζα πετρώματος		
i (inclusion)	έγκλεισμα σε κρύσταλλο		
Ab	Αλβίτης	Act	Ακτινόλιθος
Adr	Ανδραδίτης	Aeg	Αιγιρίνης
Alm	Αλμανδίνης	Aln	Αλλανίτης
Am	Αμφίβολος	An	Ανορθίτης
And	Ανδαλουσίτης	Aug	Αυγίτης
Brs	Βαροσίτης	Bt	Βιοτίτης
Cal	Ασβεσίτης	Cel	Σελαδονίτης
Chl	Χλωρίτης	Czo	Κλινοζοϊσίτης
Ep	Επίδοτο	Gln	Γλαυκοφανής
Gr	Γραφίτης	Grs	Γροσουλάριος
Grt	Γρανάτης	Hbl	Κεροστίλβη
Ilm	Ιλμενίτης	Jd	Ιαδείτης
Kfs	Καλιούχος άστριος	Ky	Κυανίτης
Lws	Λοσονίτης	Mca	Μαρμαρυγίας
Ms	Μοσχοβίτης	Phg	Φεγγίτης
Pg	Παραγωνίτης	Pl	Πλαγιόκλαστο
Pm	Πιεμοντίτης	Pmp	Πουμπελυίτης
Prp	Πυρωπό	Qtz	Χαλαζίας
Rt	Ρουτίλιο	Ser	Σερικίτης
Sil	Σιλλιμανίτης	Sps	Σπεςσαρτίνης
Srp	Σερπεντίνης	Stp	Στιλπνομέλανας
Tr	Τρεμολίτης	Ts	Τσερμακίτης
Ttn	Τιτανίτης	Uvt	Ουβαροβίτης
Win	Γουιντσίτης	Wmca	Λευκός μαρμαρυγίας
Zo	Ζοϊσίτης	Zrn	Ζιρκόνιο



ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η διατριβή αυτή εντάσσεται στα πλαίσια μίας πολύχρονης ερευνητικής προσπάθειας του Εργαστηρίου Γεωλογίας - Παλαιοντολογίας Α.Π.Θ., με σκοπό τη διερεύνηση των επιμέρους αλλά και των γενικότερων προβλημάτων που αφορούν τη γεωλογική δομή και τη γεωτεκτονική εξέλιξη του ευρύτερου ελληνικού χώρου.

Εκτός από τη μελέτη και αποτύπωση της γεωλογικής δομής συγκεκριμένων περιοχών, η γεωλογική έρευνα επεκτάθηκε στη μελέτη σύνθετων γεωλογικών προβλημάτων όπως π.χ. την εκταφή των πετρωμάτων υψηλής πίεσης στην Κρήτη (Φασουλάς 1995), την τεκτονική τοποθέτηση και εξέλιξη των οφιολίθων (Θωμαΐδου

2009), καθώς και την τεκτονική εξέλιξη των μολассικών λεκανών (Βαμβακά 2009). Εξάλλου, η ερευνητική προσπάθεια του Εργαστηρίου εμπλουτίστηκε με τη μελέτη και ανάλυση της νεοτεκτονικής και ενεργού τεκτονικής (Παυλίδης 1985, Τρανός 1998), καθώς και με την παλαιοσεισμολογική και μορφοτεκτονική έρευνα (Χατζηπέτρος 1998).

Η παρούσα διατριβή αποτελεί συνέχεια της μακρόχρονης αυτής ερευνητικής προσπάθειας του Εργαστηρίου Γεωλογίας – Παλαιοντολογίας Α.Π.Θ. και έχει ως αντικείμενό της, τη μελέτη της γεωλογικής δομής, της κινηματικής της παραμόρφωσης και της γεωτεκτονικής εξέλιξης των τεκτονοστρωματογραφικών πεδίων (terranes) του Πάικου και της Τζένας.

Οι ορεινοί όγκοι του Πάικου και της Τζένας βρίσκονται σε μία θέση με ιδιαίτερη γεωτεκτονική σημασία, στο κεντρικό τμήμα της ζώνης Αξιού, η οποία τοποθετείται στον ενδιάμεσο χώρο των Εσωτερικών Ελληνίδων μεταξύ της Πελαγονικής και Σερβομακεδονικής/Ροδοπικής μάζας.

Αυτή η εκ νέου ερευνητική προσπάθεια εντός της ζώνης Αξιού, υπαγορεύτηκε από την ύπαρξη πολλών αντικρουόμενων μέχρι τότε απόψεων σχετικά με τη στρωματογραφία, την τεκτονική δομή, τη μεταμόρφωση και τη γεωτεκτονική εξέλιξη των γεωλογικά πολύπλοκων ορεινών όγκων του Πάικου και της Τζένας στη Βόρεια Ελλάδα (Mercier 1968, Baroz et al. 1987, Migiros and Galeos 1990, Godfriaux and Ricou 1991, Ricou and Godfriaux 1991, Bebien et al. 1994, Bonneau et al. 1994, Brown and Robertson 1994, Ferriere and Stais 1994, Mercier and Vergely 1994, 1995, Ferriere and Stais 1995, Ricou and Godfriaux 1995, Ricou et al. 1998). Παρά το ότι κατά τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής η σχετική βιβλιογραφία εμπλουτίστηκε ακόμη περισσότερο (Vergely and Mercier 2000, Ferriere et al. 2001, Mercier and Vergely 2001, Brown and Robertson 2003, 2004, Robertson et al. 2013), κρίσιμα γεωλογικά ερωτήματα παραμένουν αναπάντητα όπως:

- ✚ Ποια είναι η φορά της τεκτονικής τοποθέτησης των οφιολίθων της ζώνης Αξιού και πότε έλαβε χώρα;
- ✚ Πόσες ωκεάνιες λεκάνες λειτούργησαν εντός της ζώνης Αξιού;
- ✚ Συναποτελούν οι ορεινές μάζες του Πάικου και της Τζένας μία ενιαία και αδιαίρετη τεκτονική και στρωματογραφική οντότητα, ή πρόκειται για δύο διακριτά τεκτονοστρωματογραφικά πεδία (terranes), με διαφορετική γεωλογική ιστορία και εξέλιξη;

✚ Ποια είναι η πορεία και εξέλιξη της παραμόρφωσης που επηρέασε τους ορεινούς όγκους του Πάικου και της Τζένας και από πότε αυτή ξεκινά;

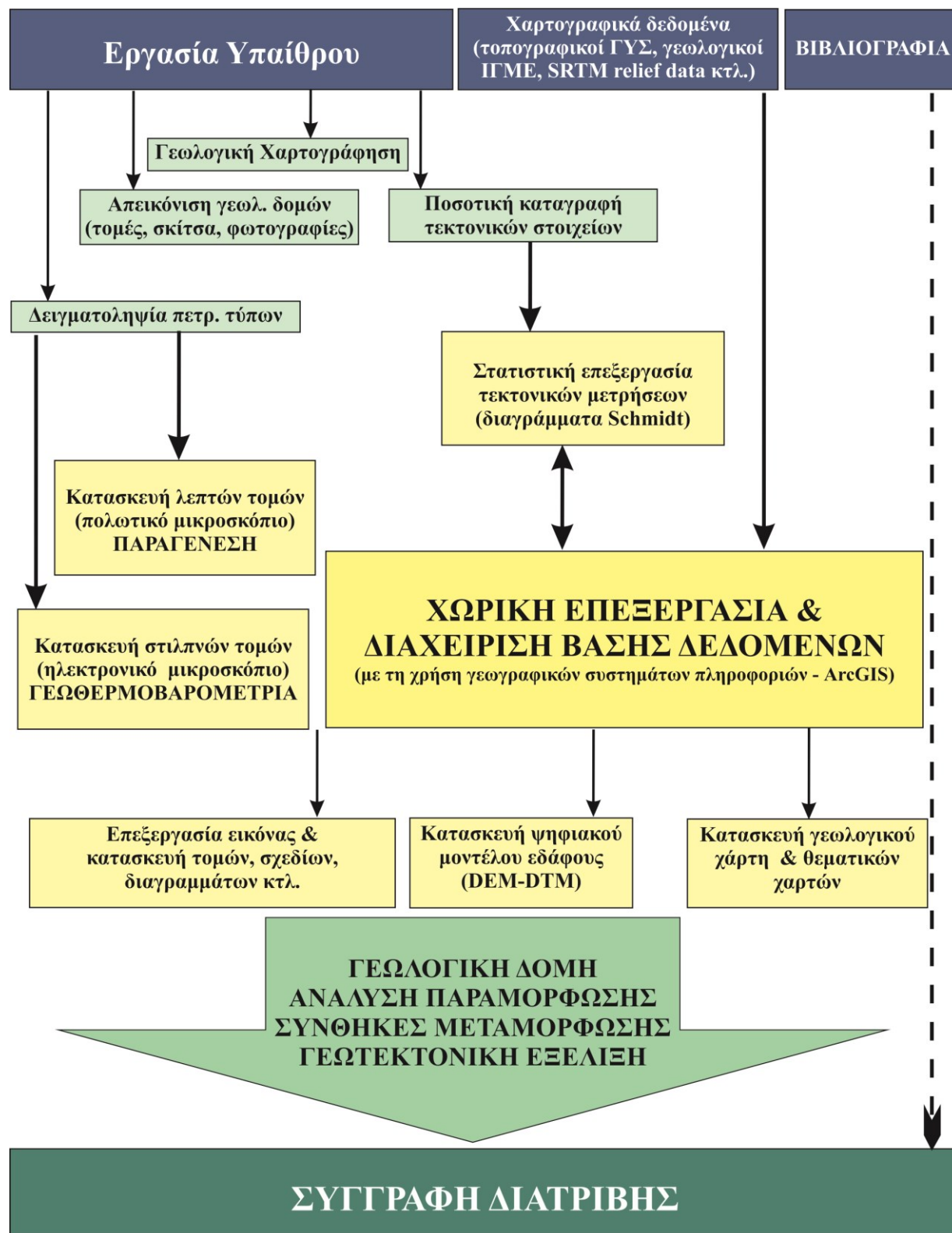
✚ Αποτελούν οι ορεινές μάζες του Πάικου και της Τζένας μια σχετικά αυτόχθονη σειρά, ή πρόκειται για αλλόχθονα τεκτονικά καλύμματα;

✚ Τα πεδία του Πάικου και της Τζένας συνδέονται γεωτεκτονικά με το Πελαγονικό κάλυμμα (ή ακόμη και τις Εξωτερικές Ελληνίδες) στα δυτικά, ή προέρχονται από τη Σερβομακεδονική - Ροδοπική στήλη καλυμμάτων στα ανατολικά;

Με την παρούσα μελέτη, έγινε προσπάθεια να διερευνηθούν τα ερωτήματα αυτά με οδηγό την ιστορία και την εξέλιξη της παραμόρφωσης από το Ιουρασικό μέχρι σήμερα. Επίσης, επιχειρήθηκε η συσχέτιση των δύο αυτών πεδίων, του Πάικου και της Τζένας, με χρήση στρωματογραφικών, πετρογραφικών και τεκτονικών κριτηρίων και με εφαρμογή των σύγχρονων μεθόδων τεκτονικής ανάλυσης.

1.2 Σχεδιασμός και ροή εργασιών

Οι επιμέρους εργασίες που έλαβαν χώρα κατά τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής αυτής, μπορούν να ταξινομηθούν σε τρεις μεγάλες ενότητες (Σχ. 1):



Σχ. 1. Διάγραμμα ροής εργασιών της διδακτορικής διατριβής, όπου διακρίνονται τα κύρια επιμέρους στοιχεία της ερευνητικής δραστηριότητας.

- ❖ Συλλογή όλων των διαθέσιμων βιβλιογραφικών πληροφοριών και χαρτογραφικών δεδομένων και απευθείας συλλογή δεδομένων υπαίθρου.
- ❖ Επεξεργασία όλων των πρωτογενών και παράγωγων δεδομένων και διαχείριση της βάσης δεδομένων με χρήση γεωγραφικού συστήματος πληροφοριών.
- ❖ Εξαγωγή και διατύπωση των συμπερασμάτων και συγγραφή της διατριβής.

Αναλυτικά, έλαβαν χώρα οι ακόλουθες δραστηριότητες:

- Συνεχής βιβλιογραφική ενημέρωση και συλλογή των σχετικών πληροφοριών, από την έναρξη μέχρι το πέρας της εκπόνησης της διατριβής.
- Συλλογή όλων των διαθέσιμων χαρτογραφικών δεδομένων, τόσο των τοπογραφικών φύλλων 1:50.000 της ΓΥΣ (φύλλα «Πρόμαχοι», «Έδεσσα», «Σκρα» και «Γιαννιτσά»), όσο και των γεωλογικών φύλλων 1:50.000 του ΙΓΜΕ (φύλλα «Πρόμαχοι», «Έδεσσα», «Σκρα» και το μη εκδοθέν δοκίμιο «Γιαννιτσά») που αφορούν την περιοχή μελέτης.
- Συλλογή ψηφιακών δεδομένων αναγλύφου (SRTM data – Shuttle Radar Topography Mission, NASA/NGA).
- Υπαίθρια γεωλογική χαρτογράφηση, όπου κρίθηκε ότι ήταν αναγκαίο λόγω της έλλειψης χαρτογραφικών δεδομένων.
- Κατασκευή γεωλογικών τομών στην ύπαιθρο.
- Λεπτομερής ποσοτική καταγραφή των τεκτονικών στοιχείων (σε μακρο- και μικρο-κλίμακα), για την κινηματική ανάλυση της παραμόρφωσης (σχιστότητα, φυλλώσεις, γραμμώσεις, ρήγματα, πτυχές, φορά διάτμησης κτλ.).
- Απεικόνιση των τεκτονικών δομών και της παραμόρφωσης, με σκίτσα ή φωτογραφίες (πτυχές, ρήγματα, κινηματικοί δείκτες κτλ.).
- Πετρογραφική έρευνα και δειγματοληψία πετρογραφικών τύπων στην ύπαιθρο.
- Στατιστική επεξεργασία των τεκτονικών δεδομένων υπαίθρου (αξονικές επιφάνειες πτυχών, επιφάνειες σχιστότητας, επιφάνειες ρηγμάτων, άξονες πτυχών, γραμμώσεις ολίσθησης, ορυκτολογικές γραμμώσεις κτλ.) και κατασκευή διαγραμμάτων τεκτονικής ανάλυσης (Schmidt), με τη χρήση του ειδικού λογισμικού StereoNett (Duyster 2000).

- Κατασκευή λεπτών τομών από τα δείγματα των πετρωμάτων και μελέτη αυτών στο πολωτικό μικροσκόπιο, με σκοπό τον προσδιορισμό τόσο των ορυκτολογικών παραγενέσεων όσο και της σχέσης παραμόρφωσης – μεταμόρφωσης.
- Κατασκευή στιλπνών τομών από τα δείγματα των πετρωμάτων και μελέτη αυτών στο σαρωτικό ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (S.E.M.), για τον προσδιορισμό της χημικής σύστασης των ορυκτών (ορυκτοχημεία) και τη χρησιμοποίησή τους για τον υπολογισμό των μεταμορφικών συνθηκών (γεωθερμοβαρομετρία).
- Εισαγωγή όλων των γεωλογικών δεδομένων (πρωτογενών και παράγωγων) σε ηλεκτρονικό σύστημα διαχείρισης βάσης δεδομένων και χωρική επεξεργασία με τη χρήση συστήματος Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών και του ειδικού λογισμικού ArcGIS.
- Επεξεργασία εικόνας και κατασκευή διαγραμμάτων, σχεδίων κτλ.
- Κατασκευή γεωλογικού χάρτη και των συνοδευτικών θεματικών χαρτών, καθώς και των σχετικών γεωλογικών τομών.
- Ανάλυση της παραμόρφωσης, συσχέτισή της με τη μεταμόρφωση και σύγκριση της γεωλογικής δομής και γεωτεκτονικής εξέλιξης των δύο ορεινών όγκων Πάικου και Τζένας, με χρήση όλων των διαθέσιμων γεωλογικών δεδομένων.
- Συγγραφή της Διδακτορικής Διατριβής.

Δεδομένου ότι ένα από τα κύρια προϊόντα της διαδικασίας αυτής είναι η σειρά αυτή των γεωλογικών θεματικών χαρτών, θα αναφερθούμε λίγο πιο αναλυτικά στη διαδικασία κατασκευής τους.

Στη χαρτογραφία, το Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς (ΓΣΑ), βάσει του οποίου γίνεται ο εντοπισμός μίας θέσης στο χώρο, είναι η βάση για την κατασκευή ενός χάρτη (Κουτσόπουλος και Ανδρουλακάκης, 2003). Στην Ελλάδα, τα κυριότερα ΓΣΑ που χρησιμοποιούνται ή έχουν χρησιμοποιηθεί είναι το παλαιό GR-D, το ευρωπαϊκό ED-50 και το σύγχρονο ΕΓΣΑ87 (Πιν. 1):

Στην παρούσα διατριβή, για τους χάρτες της περιοχής μελέτης, επιλέχτηκε το ΕΓΣΑ87 διότι συνιστά ένα ενιαίο σύστημα αναφοράς για όλη την Ελλάδα, σε αντίθεση με την περίπτωση της προβολής UTM, όπου η χώρα διαμοιράζεται σε 2

ζώνες με όριο επαφής τους την καίρια για υπολογισμούς περιοχή της Αττικής (Ζώνη 34, με Κεντρικό Μεσημβρινό τον 21° & Ζώνη 35, με Κεντρικό Μεσημβρινό τον 27°), ή της προβολής HATT, όπου ανά τμήματα έχουμε ανεξάρτητες συντεταγμένες (189 προβολές που καλύπτουν όλη την Ελλάδα, σε κλίμακα 1:100.000, με διαφορετικά κέντρα προβολής για την κάθε μία).

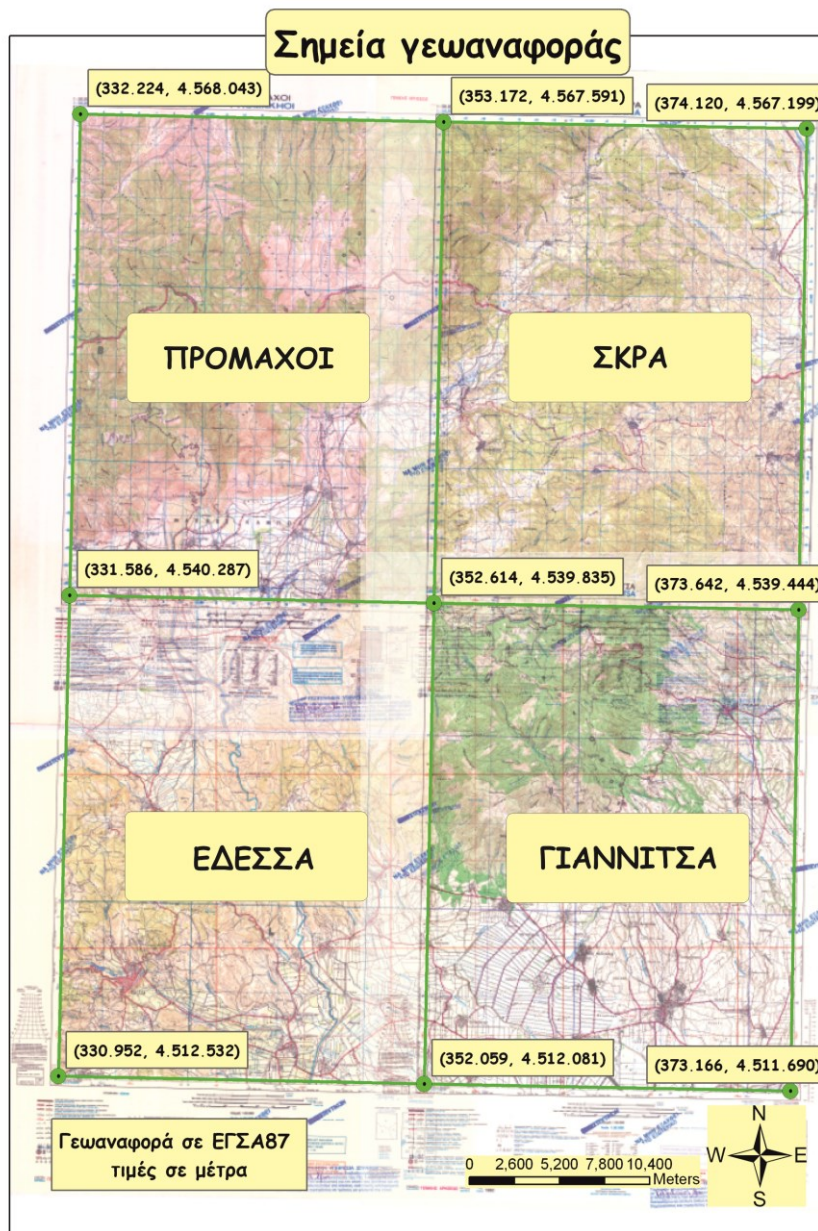
Εξάλλου, η Εγκάρσια Μερκατορική Προβολή καλύπτει όλη τη χώρα σε μία ζώνη εύρους 9°, με Κεντρικό Μεσημβρινό τον 24° και συντελεστή κλίμακας 0.9996, έτσι ώστε οι παραμορφώσεις να είναι οι ελάχιστες δυνατές (η μέγιστη παραμόρφωση 1/1000 παρατηρείται στα άκρα, δυτικά και ανατολικά της χώρας) και είναι επίσης σύμμορφη προβολή, με διατήρηση των γωνιών και των σχημάτων πάνω στο χάρτη.

Πιν. 1. Τα κυριότερα γεωδαιτικά συστήματα αναφοράς που έχουν χρησιμοποιηθεί στην Ελλάδα (τροποποιημένο από Κουτσόπουλος και Ανδρουλακάκης, 2003).

Σύστημα Αναφοράς (datum)	Ελλειψοειδές	Χαρτογραφική Προβολή
Παλαιό Ελληνικό Σύστημα GR-D	Bessel	HATT (επίπεδη προβολή), μπλε κάρναβος στους χάρτες της Γ.Υ.Σ.
Ευρωπαϊκό Σύστημα ED-50	International 1924	UTM (Παγκόσμια Εγκάρσια Μερκατορική Προβολή), μωβ κάρναβος στους χάρτες της Γ.Υ.Σ.
Ελληνικό Σύστημα ΕΓΣΑ87 (GGRS87)	GRS80	TM87 (Εγκάρσια Μερκατορική Προβολή), πορτοκαλί κάρναβος στους χάρτες της Γ.Υ.Σ.

Η περιοχή μελέτης αποτελείται από 4 τοπογραφικά φύλλα κλίμακας 1:50.000 (ΓΥΣ), τοποθετημένα σε σχήμα σταυρού (Σχ. 2). Για τη γεωαναφορά των τοπογραφικών αυτών φύλλων καθώς και των αντίστοιχων γεωλογικών φύλλων της περιοχής μελέτης, επιλέχθηκε ο απλός αφινικός μετασχηματισμός 1^{ου} βαθμού (Μηλιαρέσης 2006), αφού βρέθηκε ύστερα και από αλληπάλληλες δοκιμές ότι εξυπηρετεί με απλότητα και σχετική ακρίβεια τις ανάγκες της παρούσας έρευνας. Οι μετατροπές των τιμών από μοίρες λ, φ (ED50) σε μέτρα E, N (ΕΓΣΑ87), για τις κορυφές των τοπογραφικών φύλλων έγιναν με λογισμικό «ανοιχτής πρόσβασης».

Κλείνοντας με τα θέματα της γενικής μεθοδολογίας που ακολουθήθηκε, να τονίσουμε ότι στα κεφάλαια παρακάτω, δίνονται στοιχεία (όπου κρίνεται απαραίτητο) των επιμέρους μεθόδων ανάλυσης που εφαρμόστηκαν, όπως π.χ. της ειδικής μεθοδολογίας για την τεκτονική ανάλυση, ή των μεθόδων γεωθερμοβαρομετρίας κτλ.



Σχ. 2. Γεωαναφορά των τοπογραφικών φύλλων χάρτη 1:50000 της περιοχής μελέτης σε ΕΓΣΑ87, με χρήση απλού αφινικού μετασχηματισμού, όπου διακρίνονται τα σημεία των κορυφών και οι τιμές γεωαναφοράς τους.

1.3 Γεωγραφικά και γεωμορφολογικά στοιχεία της περιοχής μελέτης

Η περιοχή μελέτης τοποθετείται γεωγραφικά στο βορειοανατολικό τμήμα του νομού Πέλλας και στο βορειοδυτικό τμήμα του νομού Κιλκίς, οριοθετούμενη προς βορρά από τα σύνορα Ελλάδος – FYROM (Σχ. 3).



Σχ. 3. Χάρτης γενικής χρήσης, σε υπόβαθρο ψηφιακού υψομετρικού μοντέλου εδάφους (DEM/DTM), όπου διακρίνονται τα κυριότερα γεωγραφικά και γεωμορφολογικά στοιχεία της περιοχής μελέτης (διοικητικά όρια, χωριά, κορυφές υψομέτρων, υδρογραφικό δίκτυο κτλ.), όπως αναλυτικά περιγράφονται στο κείμενο (Προβολικό Σύστημα Αναφοράς ΕΓΣΑ87, ισοδιάσταση 500 μ.).

Προς τα ανατολικά περικλείεται από τα χωριά Σκρα, Κάρπη, Καστανερή, Γρίβα και Γουμένισσα (v. Κιλκίς), ενώ προς τα δυτικά οριοθετείται από τα χωριά Θεοδωράκη, Κωνσταντία, Ίδα, Νερόμυλοι, Φούστανη, Θηριόπετρα και Άνω Γαρέφη (v. Πέλλας). Τα χωριά Λάκκα, Πλαγιάρι και Αραβησσός (v. Πέλλας) οριοθετούν την περιοχή μελέτης προς τα νότια.

Φυσικογεωγραφικά, η περιοχή μελέτης χαρακτηρίζεται γενικά ως ορεινή με έντονες μεταβολές ανάγλυφου και ισχυρό κατακόρυφο διαμελισμό και καταλαμβάνει όλο τον ορεινό όγκο του Πάικου, καθώς και τα γειτονικά όρη της Τζένας και του Πινόβου. Τα δύο αυτά όρη αποτελούν το ανατολικό τμήμα της μεγάλης οροσειράς του Βόρα, η οποία με γενική διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ αποτελεί το φυσικό σύνορο μεταξύ Ελλάδος και FYROM.

Το υψόμετρο τόσο στο όρος Πινόβο όσο και στο όρος Τζένα ξεπερνά τα δύο χιλιόμετρα. Οι κυριότερες κορυφές στο Πινόβο είναι η Κορπούλα (2150 μ.) και ο Πασάς (1998 μ.), ενώ στη Τζένα ξεχωρίζουν η Πόρτα (2175 μ.), οι Βράχοι/Τζένα (2064 μ.) και η Μαλαρούπα (2003 μ.).

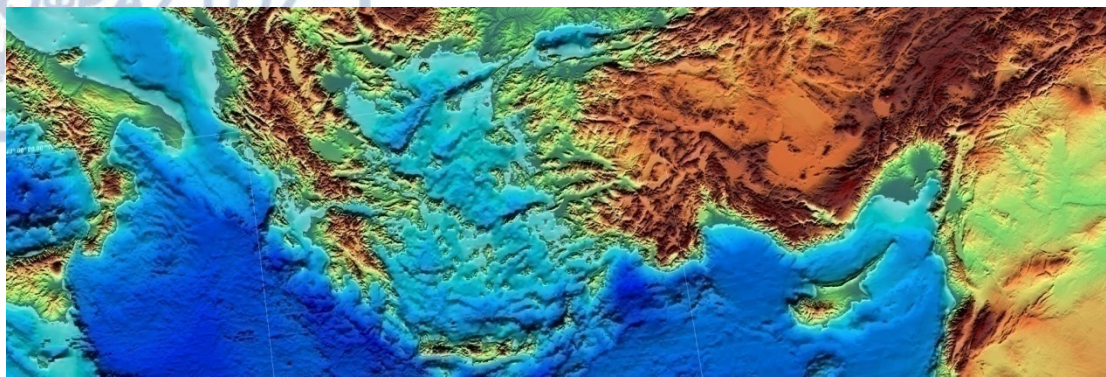
Ο ορεινός όγκος του Πάικου καταλαμβάνει το μεγαλύτερο τμήμα της περιοχής μελέτης, με γενική διεύθυνση ανάπτυξης ΒΒΔ-ΝΝΑ. Το υψόμετρο εδώ είναι γενικά μικρότερο και οι κυριότερες κορυφές είναι η Βρέστα/Γκόλα Τσούκα ή Πάικο (1647 μ.), το Παρατηρητήριο (1595 μ.), το Εκκλησάκι (1529 μ.), οι Πετράδες (1503 μ.) και η Άννα (1501 μ.).

Στην περιοχή των χωριών Περίκλεια και Νότια και σε υψόμετρο 600 μ. περίπου, αναπτύσσεται μία στενή κοιλάδα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης που διαχωρίζει τον ορεινό όγκο του Πάικου από τα όρη της Τζένας και του Πινόβου. Η κοιλάδα αυτή διαρρέεται από το «Μεγάλο» ρέμα, στο οποίο καταλήγουν όλα τα μικρά ή μεγάλα ρέματα που αποστραγγίζουν τα όρη της Τζένας και του Πινόβου, αλλά και το βορειοδυτικό τμήμα του όρους του Πάικου.

Στα όρη Πινόβου και Τζένας, πολυάριθμα ρέματα αναπτύσσονται κυρίως εγκάρσια στην ορεογραφική διεύθυνση, διοχετεύοντας την επιφανειακή απορροή νοτιότερα στη λεκάνη της Αριδαίας και στην κοιλάδα της Περίκλειας. Το «Καθαρό» �έμα διαχωρίζει ουσιαστικά το Πινόβο από τη Τζένα και απορρέει νότια και ενώνεται με το «Μεγάλο» �έμα της κοιλάδας αυτής. Στο Πινόβο, το μεγαλύτερο �έμα είναι το «Ασπρόρεμα» στα δυτικά, ενώ στη Τζένα που εμφανίζονται πολυάριθμα μικρής τάξης ρέματα ξεχωρίζει ο «Λάκκος».

Στο βορειοδυτικό τμήμα του Πάικου, το υδρογραφικό δίκτυο χαρακτηρίζεται από το μικρό μήκος των ρεμάτων που απορρέουν προς τα δυτικά, είτε στην κοιλάδα της Περίκλειας είτε στη λεκάνη της Αριδαίας. Αντιθέτως, στο ανατολικό τμήμα του Πάικου, το υδρογραφικό δίκτυο είναι πιο εκτεταμένο και έχει σύνθετη μορφή, με ρέματα μεγαλύτερης τάξης που απορρέουν προς τη λεκάνη του ποταμού Αξιού. Χαρακτηριστικά ρέματα είναι από βόρεια προς νότια, το ρέμα του Σκρα που ενώνεται με τον ποταμό Αξίο στην περιοχή της Γευγελής, το ρέμα του Κοτζά και το μεγάλο ρέμα της Γοργόπης με τους επιμέρους κλάδους του Μαύρου και του Μεγάλου ρέματος στην περιοχή της Καστανερής.

Στο νότιο και νοτιοδυτικό τμήμα του Πάικου δεσπόζει ο ποταμός Γράμμος, που αποστραγγίζοντας μεγάλο τμήμα του ορεινού όγκου του Πάικου, απορρέει με διεύθυνση προς τα ΝΝΑ και ενώνεται με τον ποταμό Λουδία. Την ίδια πορεία προς τα νότια ακολουθούν τα ολιγάριθμα ρέματα στην περιοχή του χωριού Λάκκα. Το υδρογραφικό δίκτυο στο νότιο Πάικο είναι γενικά δυσδιάκριτο, λόγω της κυριαρχίας των ανθρακικών πετρωμάτων.



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ

2.1 Αλπικό ορογενετικό σύστημα – Ορογενετικό σύστημα Τηθύος

Η περιοχή μελέτης τοποθετείται εντός του Ελληνικού ορογενούς και σχετίζεται με τη δημιουργία και εξέλιξη του Αλπικού ορογενετικού συστήματος στην ευρύτερη περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου.

Το Αλπικό ορογενετικό σύστημα (με την ευρεία έννοια του όρου) δημιουργήθηκε κατά μήκος των ζωνών σύγκλισης και σύγκρουσης των λιθοσφαιρικών πλακών στην περίοδο του Μεσοζωικού και Καινοζωικού αιώνα και θεωρείται σήμερα ενεργό. Το Αλπικό ορογενετικό σύστημα αναφέρεται και ως ορογενετικό σύστημα της Τηθύος λόγω του ότι δημιουργήθηκε από την καταστροφή του ωκεάνιου χώρου της Τηθύος θάλασσας και τη σύγκρουση των ηπειρωτικών πλακών Ευρασίας και Γκοντβάνα (Μουντράκης 2010).

Το Αλπικό ορογενετικό σύστημα της Τηθύος αποτελείται από μία διπλή ορεινή αλυσίδα με δύο κύριους κλάδους, η οποία αρχίζει από τα Πυρηναία στην Ισπανία και καταλήγει στα Ιμαλάια στην Ινδία. Η διπλή αυτή ορεινή αλυσίδα δημιουργήθηκε από την πτύχωση και παραμόρφωση των ιζημάτων που είχαν αποτεθεί κατά το Μεσοζωικό και το Τριτογενές, μέσα στο μεγάλο ωκεανό της Τηθύος ο οποίος διαχωρίζε την Ευρασία από την Γκοντβάνα.

Το άνοιγμα του Ατλαντικού ωκεανού που άρχισε στο Άνω Ιουρασικό και προκάλεσε τη βαθμιαία απομάκρυνση της Αφρικής από τη Νότια Αμερική είχε ως

αποτέλεσμα τη σχετική κίνηση της Αφρικής/Γκοντβάνας προς την Ευρασία με αποτέλεσμα το κλείσιμο του ωκεανού της Τηθύος (Μουντράκης 2010).

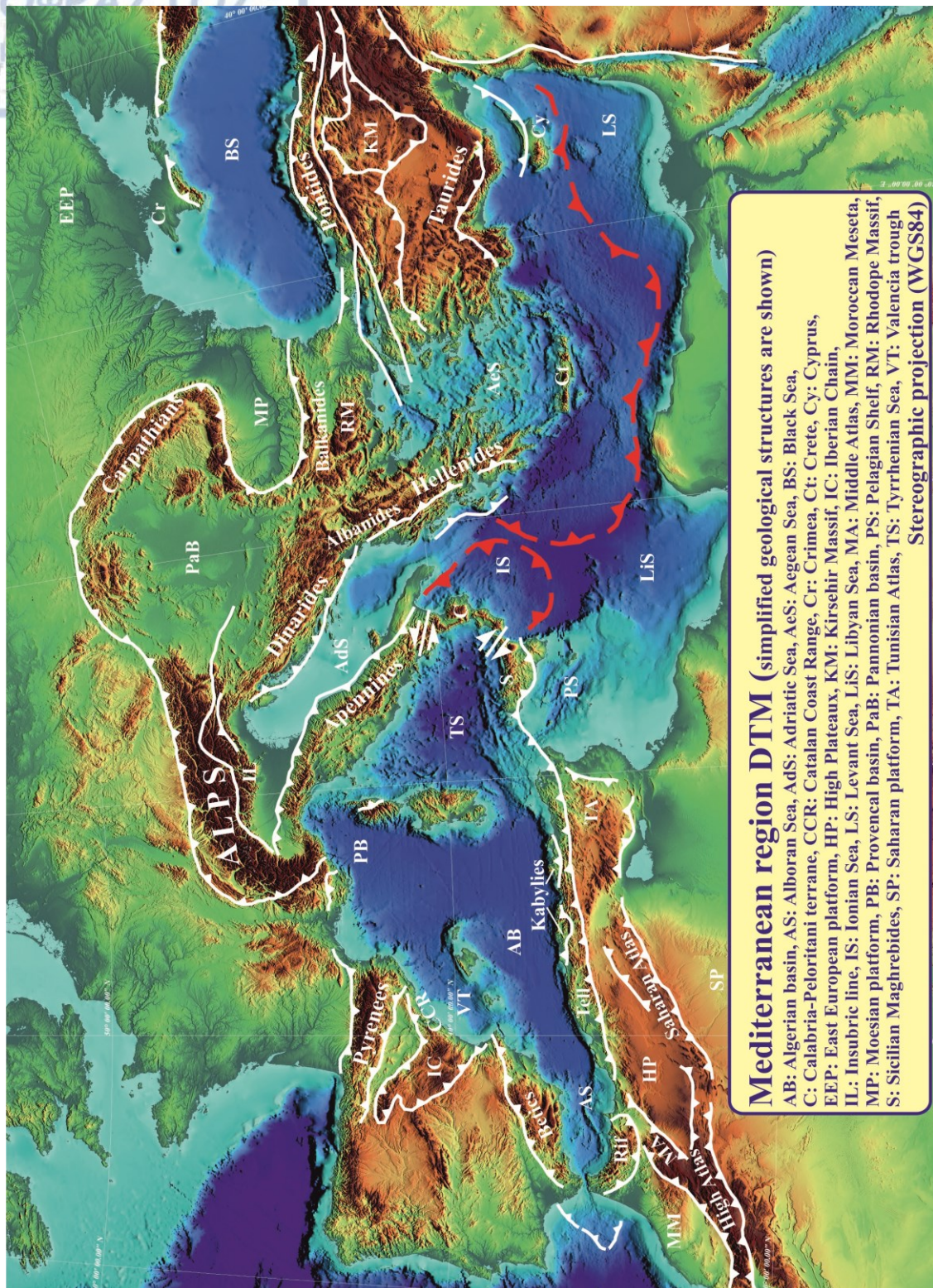
Το Αλπικό ορογενετικό σύστημα της Τηθύος είναι το αποτέλεσμα της γένεσης, εξέλιξης, καταστροφής και εξαφάνισης αυτού του μεγάλου ωκεανού (Smith 1971, Dercourt 1972, Sengor 1979, Smith and Woodcock 1982, Vergely 1984, Mountrakis 2006, Μουντράκης 2010).

Ο βόρειος (Αλπιδικός) κλάδος του ορογενετικού συστήματος της Τηθύος αποτελείται (από δυτικά προς ανατολικά), από τις Βετίδες οροσειρές στην Ιβηρική, τα Πυρηναία, τις Βόρειες Άλπεις, τα Καρπάθια, τις Βαλκανίδες, τις Ποντίδες, τον Καύκασο, καταλήγοντας ανατολικότερα στα Ιμαλάια. Ο νότιος (Διναρικός) κλάδος περιλαμβάνει τον Άτλαντα, τη Σικελία, τα Απέννινα, τις Νότιες Άλπεις, τις Διναρίδες, τις Ελληνίδες, τις Ταυρίδες, τα όρη του Ζάγκρος στο Ιράν, καταλήγοντας ανατολικότερα επίσης στα Ιμαλάια (Σχ. 4).

Ο βόρειος κλάδος του συστήματος της Τηθύος βρίσκεται σε όλο το μήκος της ζώνης σε άμεση επαφή με την Ευρασιατική πλάκα, ενώ αντίθετα ο νότιος κλάδος επωθείται πάνω στα υπολείμματα του ωκεάνιου φλοιού στην Ανατολική Μεσόγειο και απευθείας πάνω στις ηπειρωτικές πλάκες της Αφρικής, Αραβίας και Ινδίας, προς τα νότια. Έτσι, με εξαίρεση την Ανατολική Μεσόγειο, όπου υπολειμματικός ωκεάνιος φλοιός υποβυθίζεται κάτω από τα πρίσματα επαύξησης του φλοιού (Σχ. 4), σε όλο το υπόλοιπο μήκος του Αλπικού συστήματος της Τηθύος έχει επέλθει ηπειρωτική σύγκρουση μεταξύ της Ευρασίας και της Γκοντβάνας (Παπανικολάου 2015).

Παρά το μεγάλο αριθμό γεωτεκτονικών μοντέλων που υπάρχουν σχετικά με την εξέλιξη του ορογενετικού συστήματος της Τηθύος, παραμένουν ακόμη αρκετά ερωτηματικά, με κυριότερο ίσως σημείο διαφωνίας το αν η Τηθύς θάλασσα λειτούργησε ως ένας ενιαίος ωκεάνιος χώρος, ή αν πρόκειται για διαδοχικές, χρονικά και εξελικτικά, ωκεάνιες περιοχές. Με άλλα λόγια, το κύριο ερώτημα, το οποίο αφορά και τη γεωτεκτονική εξέλιξη του ελλαδικού χώρου, είναι το πόσες και ποιες ωκεάνιες περιοχές λειτούργησαν στο Μεσοζωικό, ανάμεσα στις λιθοσφαιρικές πλάκες της Ευρασίας και της Γκοντβάνας.

Οι αρχικές αντιλήψεις των επιστημόνων υιοθετούσαν γενικά την άποψη για την ύπαρξη ενός μοναδικού και ενιαίου ωκεάνιου χώρου, είτε δυτικότερα της Πελαγονικής ζώνης στον ελλαδικό χώρο (Dercourt 1972, Smith and Woodcock 1976), είτε ανατολικότερα αυτής (Zimmerman 1972).



Σχ. 4. Ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου, με τα κυριότερα γεωτεκτονικά στοιχεία των δύο κλάδων του Αλπικού ορογενετικού συστήματος της Τηθύος, στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου (τροποποιημένο από Cavazza and Wezel 2003). Με διακεκομμένη γραμμή κόκκινου χρώματος παρουσιάζεται το υποθαλάσσιο εξωτερικό επωθητικό μέτωπο κατά μήκος των ζωνών υποβύθισης του υπολλειμματικού ωκεάνιου φλοιού στο Ιόνιο και την Ανατολική Μεσόγειο.

Ωστόσο, η επικρατούσα αντίληψη σήμερα είναι ότι υπήρχαν δύο τουλάχιστον ωκεάνιες περιοχές της Τηθύος ανάμεσα στη Γκοντβάνα και την Ευρασία (Dewey et al. 1973, Boccaletti 1979, Μουντράκης 1983, 1994, Mountrakis 1986, Robertson et al. 1991), οι οποίες γενικά καθιερώθηκαν ως Παλαιο-Τηθύς και Νέο-Τηθύς (Sengor 1984).

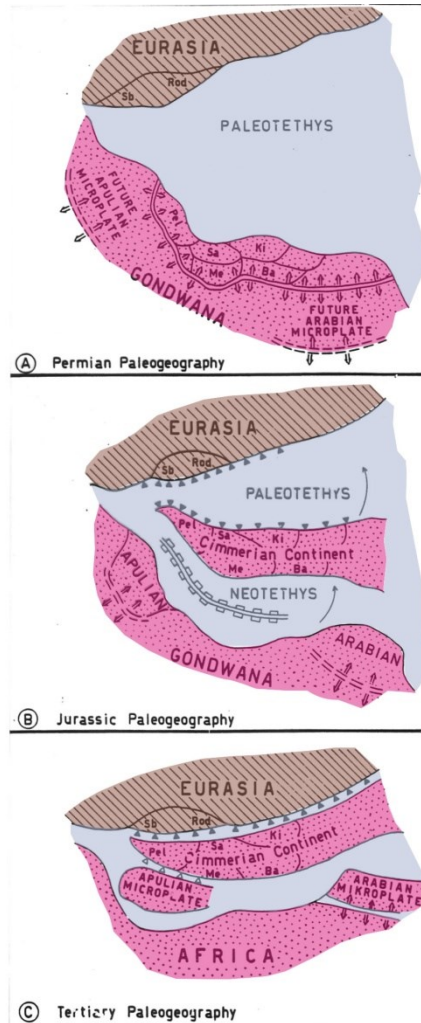
Έτσι, ως Παλαιο-Τηθύς θεωρείται ο ωκεανός που εκτείνονταν βόρεια της ορογενετικής γραμμής Άλπεων – Ιμαλαΐων και λειτούργησε από το Άνω Παλαιοζωικό μέχρι το Ιουρασικό, ενώ ως Νέο-Τηθύς ο ωκεανός (ή μια σειρά ωκεάνιων περιοχών) που λειτούργησαν νότια της Παλαιο-Τηθύος από το Τριαδικό και μετά (Μουντράκης 2010).

Σύμφωνα με την παγιωμένη αυτή αντίληψη (Σχ. 5), η Παλαιο-Τηθύς διαχωρίζει την Ευρασία από την Κιμμερική (ή Κιμμέρια) ήπειρο, η οποία κατά το Τριαδικό αποκολλάται από τη Γκοντβάνα ως ηπειρωτικό τέμαχος και κινείται προς τα βόρεια για να συγκρουστεί με την Ευρασία. Αποτέλεσμα της κίνησης αυτής της Κιμμερικής ηπείρου είναι η βαθμιαία συρρίκνωση και τελική καταστροφή του ωκεάνιου χώρου της Παλαιο-Τηθύος, με υποβύθισή του προς νότο κάτω από την Κιμμερική ήπειρο και η δημιουργία του βόρειου κλάδου του ορογενετικού συστήματος της Τηθύος. Η τελική καταστροφή της Παλαιο-Τηθύος πιθανολογείται μεταξύ Άνω Τριαδικού και Μέσου Ιουρασικού.

Νοτιότερα της Παλαιοτηθύος και της Κιμμερικής ηπείρου, αναπτύσσεται κατά το Τριαδικό ο ωκεάνιος χώρος της Νεοτηθύος. Η καταστροφή του ωκεανού της Νεοτηθύος συντελείται στο Α. Κρητιδικό έως Κ. Τριτογενές, με την απόσπαση της Απουλίας μικροπλάκας από τη Γκοντβάνα και με την κίνησή της προς τα βόρεια και με την υποβύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας προς βορρά κάτω από το νέο περιθώριο της Ευρασίας, δημιουργώντας έτσι το νότιο κλάδο του ορογενετικού συστήματος της Τηθύος (Σχ. 5).

Σύμφωνα με τις απόψεις αυτές, προέκταση της Κιμμερικής ηπείρου στον ελλαδικό χώρο θεωρήθηκε η Πελαγονική ζώνη (Μουντράκης 1983), η οποία έτσι χαρακτηρίστηκε ως ένα ηπειρωτικό τέμαχος της Κιμμερικής ηπείρου που αποσπάστηκε από την Γκοντβάνα και συγκρούστηκε με την Ευρασία κλείνοντας την ωκεάνια λεκάνη της ζώνης Αξιού στο Μέσο Ιουρασικό (Mountrakis 1986, Μουντράκης 2002, 2010).

-  Ηπειρωτικός φλοιός της Ευρασίας
Eurasia Continent
-  Ηπειρωτικός φλοιός της Gondwana και της Κιμμερικής ηπείρου
Gondwana and Cimmerian continental crust.
-  ΒΑ κίνηση της Κιμμερικής Ηπείρου, συρρίκνωση της Παλαιотηθούς και διεύρυνση της Νεοτηθούς
The NE-ward motion of the Cimmerian Continent, Paleotethys is consumed and Neotethys opens.
-  Αρχική ηπειρωτική διάρρηξη
Initial continental rifting
-  Μελλοντική ηπειρωτική διάρρηξη
Future continental rifting
-  Νέα μεσοωκεάνια ράχη
New middle-oceanic ridge
-  ▲ ▲ ▲ Ορογένεση Ιουρασικού (Κιμμερική). Υποβύθιση ωκεάνιου φλοιού Παλαιотηθούς και σύγκρουση Κιμμερικής ηπείρου με την Ευρασία
Jurassic Orogen (Cimmerian). Subduction of Paleotethys and collision of the Cimmerian continent to Eurasia
-  ▲ ▲ ▲ Ορογένεση Τριτογενούς. Υποβύθιση ωκεάνιου φλοιού Νεοτηθούς και σύγκρουση Απουλίας μικροπλάκας με την Κιμμερική ήπειρο.
Tertiary orogen. Subduction of Neotethys and collision of the Apulian microplate to Cimmerian continent.



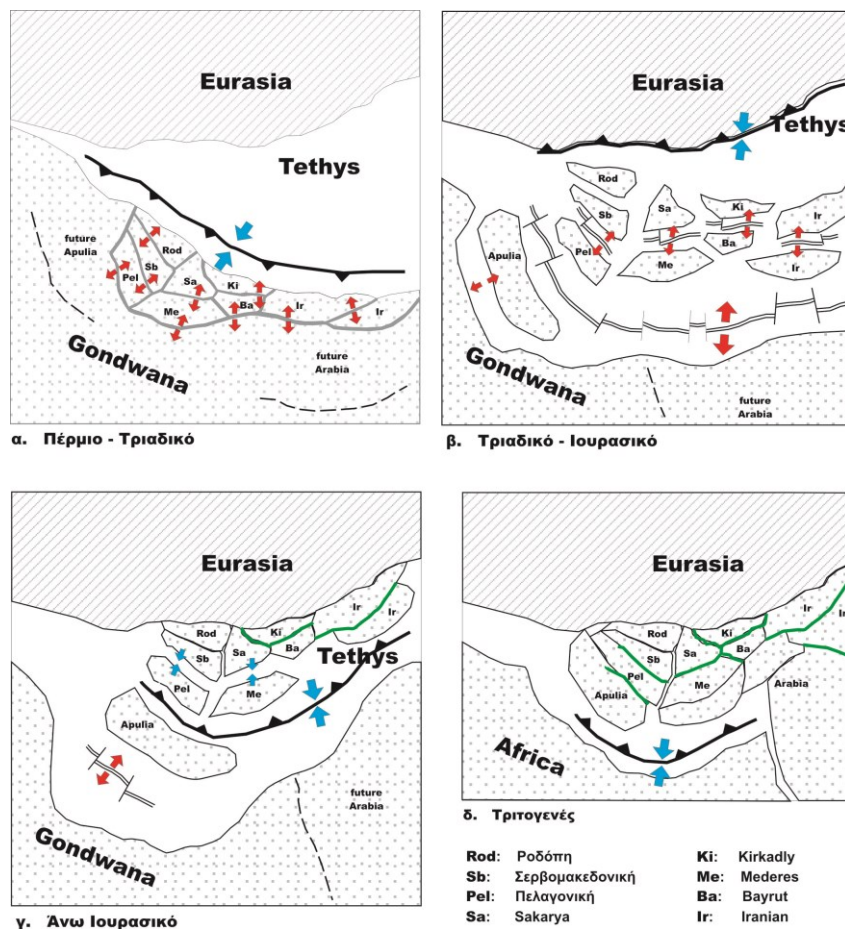
Σχ. 5. Σκαριφήματα που απεικονίζουν τη γεωδυναμική εξέλιξη του συστήματος Παλαιотηθούς και Νεοτηθούς με ενιαία την Κιμμερική ήπειρο (από Μουντράκης 2010).

Σύμφωνα με άλλες απόψεις (Robertson and Dixon 1984, Μουντράκης 2010) η Τηθός είναι μεν μία ενιαία ανοιχτή θάλασσα, αλλά υποδιαιρείται σε πολλές μικρότερες διακριτές περιοχές με ωκεάνιο φλοιό (Σχ. 6), οι οποίες δημιουργούνται ανάμεσα στα πολυάριθμα ηπειρωτικά τεμάχια της Κιμμερικής ηπείρου. Σε αυτή την περίπτωση, η Κιμμερική ήπειρος δεν είναι μία και ενιαία, αλλά αποτελεί ένα σύνολο «Κιμμερικών νησιών», τα οποία κινήθηκαν βόρεια προς την Ευρασία.

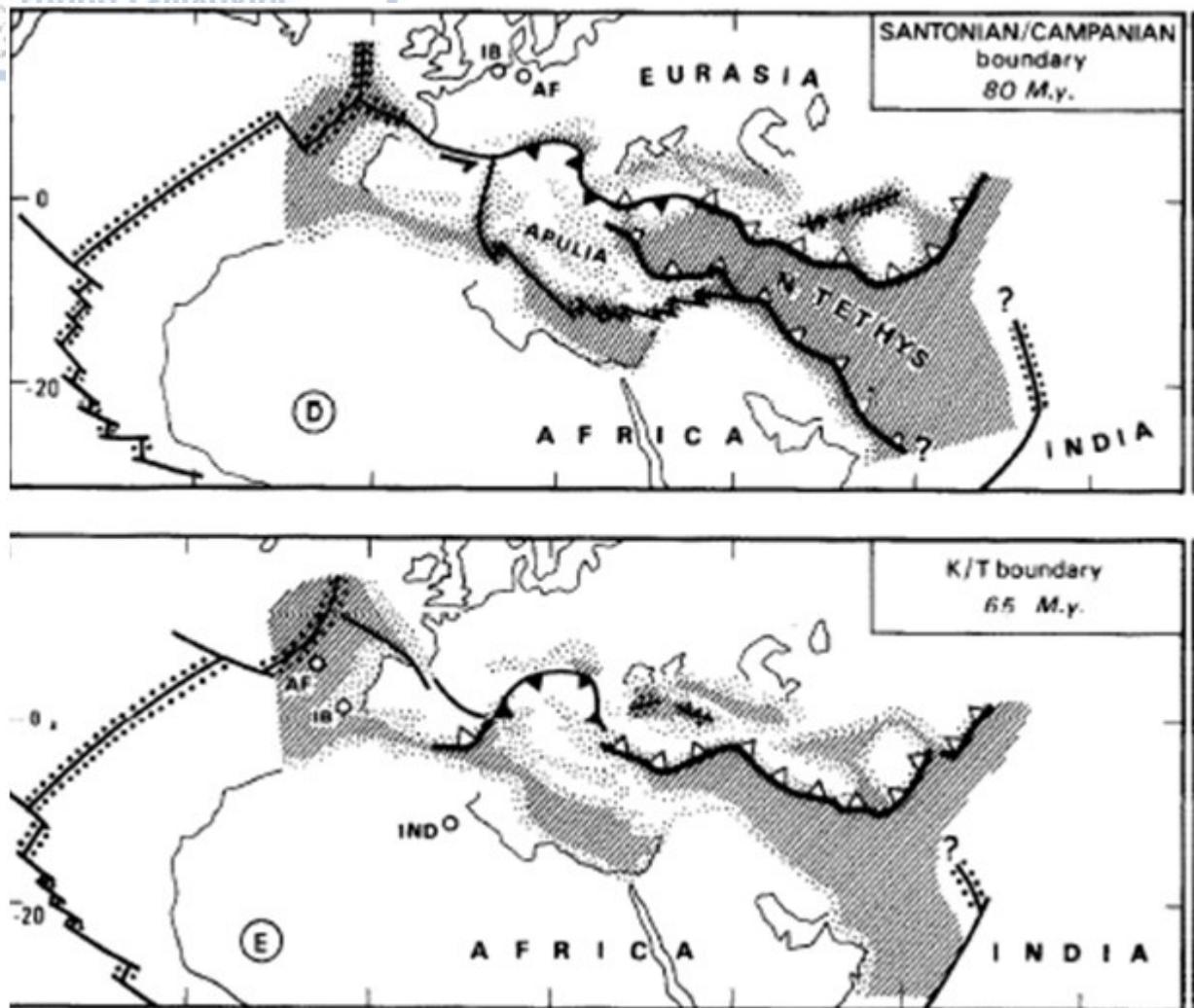
Στη συνέχεια της εξέλιξης του ορογενετικού συστήματος της Τηθούς σημαντικό ρόλο διαδραματίζει η θέση καθώς και η σχετική κίνηση της Απουλίας μικροπλάκας (Σχ. 7), η οποία αποσπάστηκε στη συνέχεια από την Γκοντβάνα στο Κάτω Κρητιδικό και ως ανεξάρτητο τέμαχος κινήθηκε προς την Ευρασία κατά τη διάρκεια του Κρητιδικού, από τα 130 έως τα 80 Ma (Dercourt et al. 1986). Μετά το

Άνω Κρητιδικό, η σύγκρουση του βόρειου περιθωρίου της Απουλίας με την Ευρασία είναι σε πλήρη εξέλιξη και θα ολοκληρωθεί στο Μειόκαινο, με την απόθεση των μολασσικών ιζημάτων.

Στην Απουλία μικροπλάκα τοποθετούνται από όλους τους ερευνητές οι Εξωτερικές Ελληνίδες με την συνεχόμενη ανθρακική ιζηματογένεση τύπου πλατφόρμας σε όλο το Μεσοζωικό και Τριτογενές. Η σύγκρουση της Απουλίας με την ενιαία πλέον Ευρασία (μετά τη συγκόληση του Πελαγονικού τεμάχους) προκάλεσε το κλείσιμο της νοτιοανατολικής ωκεάνιας λεκάνης της Νεοτηθύος, διαδικασία που άρχισε για τον ελλαδικό χώρο στο Άνω Ιουρασικό – Κάτω Κρητιδικό και ολοκληρώθηκε το Μειόκαινο (Μουντράκης 1994, 2010). Ταυτόχρονα, προκάλεσε την τοποθέτηση των οφιολίθων στο δυτικό Πελαγονικό περιθώριο (Smith et al. 1975, Mountrakis 1982b, Vergely 1984) και την τελική πύχωση και λεπίωση όλων των Ελληνικών ζωνών (Εξωτερικών και Εσωτερικών), λόγω της τελικής ηπειρωτικής σύγκρουσης η οποία προκάλεσε στο Τριτογενές την πολύ ισχυρή συμπίεση (Μουντράκης 2002, 2010, Mountrakis 2006).



Σχ. 6. Σκαριφήματα που απεικονίζουν τη γεωδυναμική εξέλιξη στην περίπτωση τεμαχών της Κιμμερικής ηπείρου με ενιαία την Τηθύ θάλασσα (από Μουντράκης 2010).



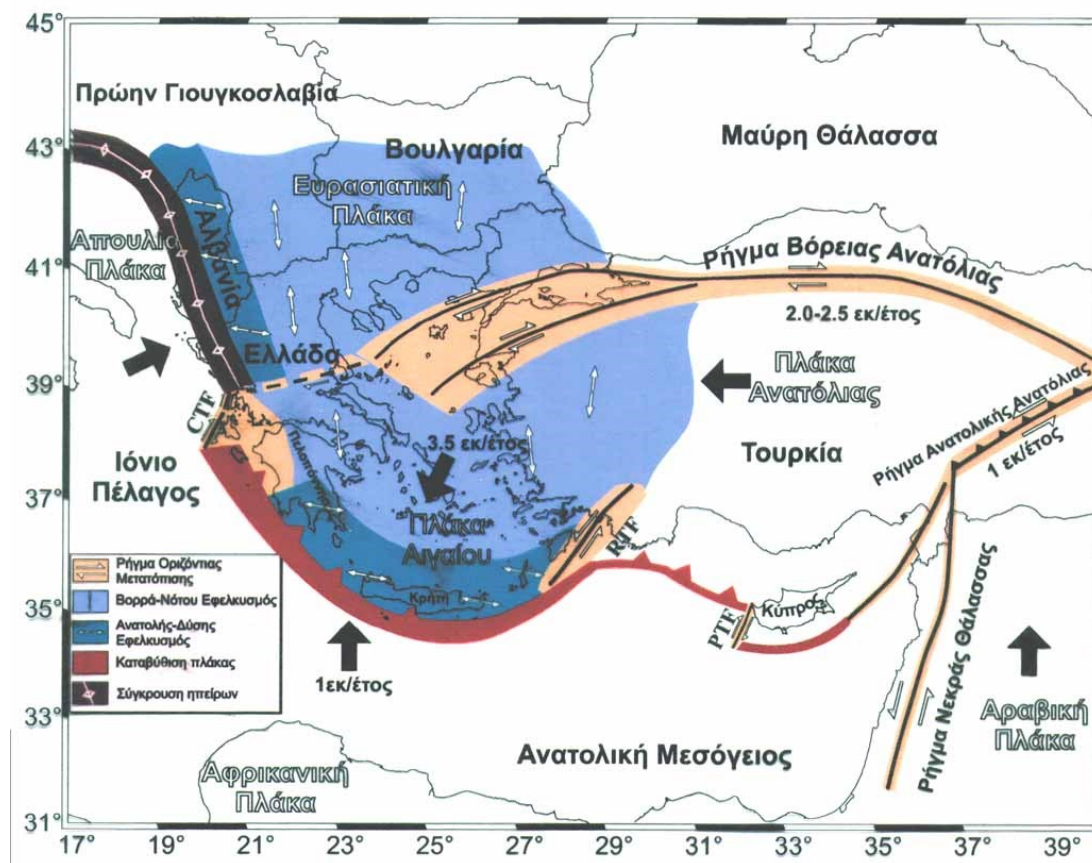
Σχ. 7. Σκαριφήματα που απεικονίζουν τη γεωδυναμική εξέλιξη του νότιου κλάδου του συστήματος της Τηθύος σε σχέση με την κίνηση της Απουλίας μικροπλάκας κατά την περίοδο του Άνω Κρητιδικού (κατά [Dercourt et al. 1986](#)).

Η ενεργός γεωδυναμική κατάσταση στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου καθορίζεται από τις σχετικές κινήσεις της Αραβικής μικροπλάκας προς τα βόρεια, μέσω του ρήγματος της Νεκράς θάλασσας, της Ανατολίας μικροπλάκας προς τα δυτικά, μέσω του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας και της Αφρικανικής πλάκας προς τα βόρεια, με τη δημιουργία της τάφρου του νοτίου Αιγαίου (Σχ. 8).

Αξίζει να σημειωθεί τέλος, ότι όλα αυτά τα γεωδυναμικά μοντέλα που περιγράφουν την εξέλιξη του ορογενετικού συστήματος της Τηθύος στηρίζονται στη μελέτη των θαλάσσιων ιζημάτων του ωκεάνιου αυτού χώρου, καθώς και στη μελέτη της παραμόρφωσης που αυτά έχουν υποστεί. Το πιο καθοριστικό όμως στοιχείο είναι η μελέτη των οφιολίθων, των τμημάτων δηλαδή του ωκεάνιου φλοιού που βρίσκονται

σήμερα τεκτονικά τοποθετημένα πάνω σε ιζήματα του ηπειρωτικού περιθωρίου ή σε κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα του γεωλογικού υποβάθρου της Ευρασίας ή της Γκοντβάνας.

Τα θέματα αυτά θα μας απασχολήσουν και στη συνέχεια, αρχής γενομένης από την επόμενη ενότητα που αφορά τη δομή του Ελληνικού ορογενούς.



Σχ. 8. Χάρτης της Ανατολικής Μεσογείου που απεικονίζει την ενεργό γεωδυναμική κατάσταση και τις σχετικές κινήσεις των μικροπλακών στην ευρύτερη περιοχή, καθώς και τη σύγχρονη διαμόρφωση των τόξων του Αιγαίου και της Κύπρου (κατά Papazachos et al. 1998).

2.2 Το Ελληνικό ορογενές και οι γεωτεκτονικές του ενότητες

Το Ελληνικό ορογενές αποτελεί τμήμα του νότιου κλάδου του Αλπικού ορογενετικού συστήματος της Τηθύος και συνιστά ένα σύνθετο ορογενετικό σύστημα, το οποίο δημιουργήθηκε εξελικτικά σε διάφορες γεωλογικές περιόδους, διά μέσου ποικίλων γεωδυναμικών διεργασιών. Ως τμήμα του ευρύτερου συστήματος της Τηθύος συνδέεται στενά με τη συνεχή σύγκλιση της Αφρικανικής και Ευρασιατικής πλάκας κατά την περίοδο του Μεσοζωικού και του Τριτογενούς (Μουντράκης 2010).

Οι Ελληνικές οροσειρές (ή απλά Ελληνίδες) μαζί με τις Δυναρίδες και τις Ταυρίδες οροσειρές σχηματίζουν ένα ορεογραφικό τόξο που ονομάζεται «Δυναροταυρικό τόξο» και διασχίζει τη χερσόνησο του Αίμου καταλήγοντας στη Μικρά Ασία. Το Ελληνικό τόξο (τμήμα του Δυναροταυρικού τόξου) εκτείνεται γενικά από την τεκτονική ρηξιγενή ζώνη του Scutari-Pec στα βόρεια, μέχρι τη νοτιοδυτική Μικρασία όπου ενώνεται με τις Ταυρίδες οροσειρές.

Κατά καιρούς χρησιμοποιήθηκαν ποικίλλα κριτήρια διάκρισης των Ελληνίδων σε επιμέρους γεωτεκτονικές ενότητες και για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν διάφορες έννοιες ομαδοποίησης και ταξινόμησης, όπως «ζώνη», «υποζώνη», «μάζα», «κάλυμμα», «πεδίο», «ενότητα» κτλ.

Μέχρι το 1970, η διαίρεση των Ελληνίδων σε ισοπικές ζώνες έγινε από πολλούς ερευνητές με βάση παλαιογεωγραφικά κριτήρια και την επικρατούσα, τότε, θεωρία των γεωσυγκλίνων (Renz 1940, Brunn 1956, Aubouin 1959, Aubouin et al. 1963, Mercier 1968), υιοθετώντας τη διάκριση των Ελληνίδων σε ένα δυαδικό σύστημα αυλάκων-ράχων. Σύμφωνα με αυτή τη θεώρηση, κάθε ισοπική ζώνη χαρακτηρίζεται από ορισμένη στρωματογραφία και παλαιογεωγραφία, στοιχεία που τη διακρίνουν από τις άλλες.

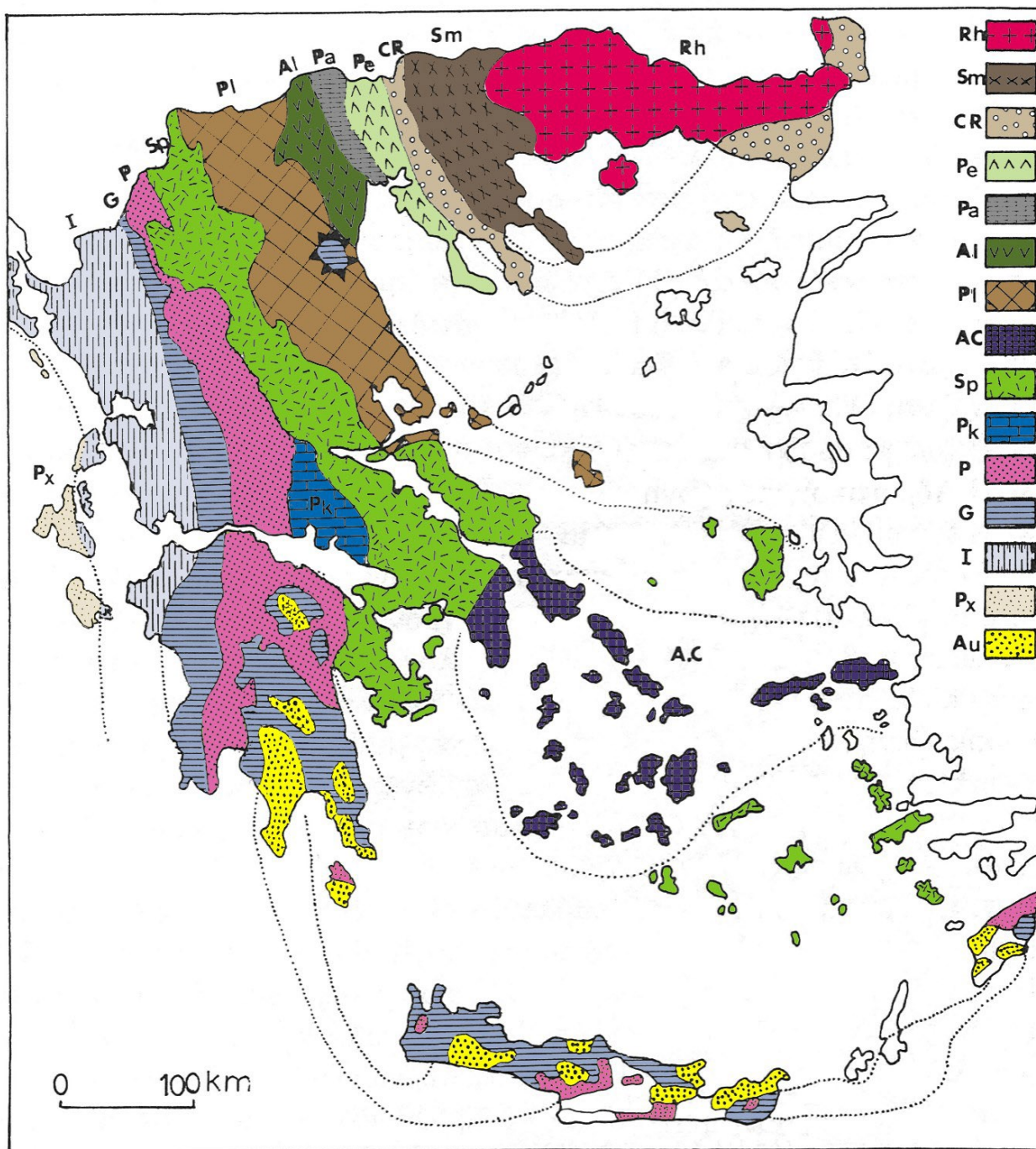
Με την επικράτηση της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών και της Νέας Παγκόσμιας Τεκτονικής έγινε δυνατή η διάκριση των Ελληνίδων με βάση γεωτεκτονικά κριτήρια, με έμφαση στην τεκτονική τους δομή και εξέλιξη και στο ρόλο τους στη γενικότερη γεωτεκτονική εξέλιξη του Ελληνικού ορογενούς (Jacobshagen et al. 1978, Μουντράκης 1983, Mountrakis et al. 1983, Papanikolaou 1997, Kiliass et al. 2002).

Έτσι, κάθε ζώνη αποτελείται από μία ορισμένη στρωματογραφική διαδοχή ιζημάτων, ιδιαίτερη λιθολογία και διακριτή τεκτονική συμπεριφορά και

παραμόρφωση, στοιχεία που εξαρτώνται κυρίως από τη γεωτεκτονική της θέση και τη γεωδυναμική της εξέλιξη (Μουντράκης 1994, 2002, 2010).

Ως αποτέλεσμα (Σχ. 9), διαμορφώνεται ένα σύγχρονο σχήμα ταξινόμησης των Ελληνίδων σε γεωτεκτονικές ζώνες (ή Ελληνίδες ζώνες), που από ανατολικά προς δυτικά είναι οι εξής (Μουντράκης 2010):

- Η μάζα της Ροδόπης (Rh), μια κατά βάση παλιά κρυσταλλική μάζα, που κατά το Μεσοζωικό ένα μεγάλο τμήμα της παρέμεινε συνεχώς χέρσος.



Σχ. 9. Γεωτεκτονικό σχήμα των Ελληνίδων ζωνών (κατά Μουντράκης 2010).

- Η Σερβομακεδονική μάζα (Sm), που μαζί με τη μάζα της Ροδόπης συναποτελούν την Ελληνική ενδοχώρα κατά το Μεσοζωικό και θεωρούνται ηπειρωτικές μάζες που συγκροτούνται κυρίως από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα τυπικά ηπειρωτικού φλοιού, με πιθανή προέλευση είτε από την Ευρασιατική πλάκα είτε από την Κιμμέρια ηπειρωτική πλάκα που συγκολλήθηκε στην Ευρασία.
- Η Περιοδοπική ζώνη (CR), που αντιπροσωπεύει την ηπειρωτική κατωφέρεια της Ελληνικής ενδοχώρας προς την ωκεάνια περιοχή της ζώνης Αξιού.
- Η ζώνη Αξιού (Ax), που παλιότερα χαρακτηρίζονταν ως μια ενιαία βαθιά αύλακα, διαχωρίστηκε στη συνέχεια σε δύο αύλακες, τη ζώνη Παιονίας (Pe) στα ανατολικά και τη ζώνη Αλμωπίας (Al) στα δυτικά, οι οποίες διαχωρίζονται από το υποθαλάσσιο ύβωμα του Πάικου (Pa). Οι σύγχρονες απόψεις θεωρούν τη ζώνη Αξιού ενιαία και με ωκεάνιο χαρακτήρα, λόγω της παρουσίας των οφιολίθων και των συνοδών ωκεάνιων ιζημάτων στις υποζώνες της Παιονίας και Αλμωπίας. Το Πάικο θεωρείται Ιουρασικό νησιωτικό τόξο εξαιτίας ενδοωκεάνιας υποβύθισης που συνέβη στα αρχικά στάδια της γένεσης του ωκεανού.
- Η Πελαγονική ζώνη (Pl), που παλιότερα χαρακτηρίστηκε ως το μεγάλο υποθαλάσσιο ύβωμα που διαχώριζε τις αύλακες Αξιού και Πίνδου, με ενδιάμεση κατωφέρεια προς τα δυτικά, την Υποπελαγονική ζώνη. Οι σύγχρονες αντιλήψεις θεωρούν την Πελαγονική ως ένα μεγάλο ηπειρωτικό τέμαχος και τμήμα της Κιμμερικής ηπείρου, που αποσπάστηκε από τη Γκοντβάνα κατά το Περμοτριάδικό και κινούμενο προς βορειοανατολικά συγκρούστηκε με την Ευρασία, συμπιέζοντας και καταστρέφοντας τον ενδιάμεσο ωκεάνιο φλοιό.
- Η Αττικο – Κυκλαδική ζώνη (AC), που παλιότερα θεωρούνταν ως η επέκταση προς τα νότια της Πελαγονικής, θεωρείται σήμερα ως μια ανεξάρτητη γεωτεκτονική μονάδα ετερογενούς σύστασης που χαρακτηρίζεται από τη μεταμόρφωση υψηλής πίεσης (HP/LT) και την ύπαρξη αλληπάλληλων τεκτονικών καλυμμάτων.
- Η Υποπελαγονική ζώνη (Sp) ή ζώνη «Ανατολικής Ελλάδας», που παλαιογεωγραφικά αντιστοιχούσε στη δυτική κατωφέρεια της Πελαγονικής, με νεότερες απόψεις θεωρείται ότι αποτελεί μαζί με τη ζώνη της Πίνδου τη

δυτική ζώνη των οφιολίθων και αντιπροσωπεύουν ένα παλιό ωκεάνιο τμήμα της Νεο-Τηθύος, που λειτούργησε κατά το Μεσοζωικό.

- Η ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας (Pk), χαρακτηρίζεται είτε ως ένα τοπικά παρεμβαλλόμενο ύβωμα μεταξύ Υποπελαγονικής και Πελαγονικής, είτε ως ένας τοπικά παρεμβαλλόμενος ύφαλος εντός του ωκεανού της Νεο-Τηθύος.
- Η ζώνη Ωλονού - Πίνδου (P), που θεωρείται ότι ήταν μια καθαρά ωκεάνια περιοχή, τμήμα του ωκεανού της Νεο-Τηθύος, περιέχοντας αντίστοιχα ιζήματα σχιστοκερατολιθικής διάπλασης (βαθιάς θάλασσας).
- Η ζώνη Γαββρόβου – Τριπόλεως (G), με νηριτική ιζηματογένεση σε όλο το Μεσοζωικό αιώνα, αποτελεί μαζί με την Ιόνιο ζώνη και τη ζώνη Παξών τμήμα της Απουλίας μικροπλάκας που αποσπάστηκε από τη Γκοντβάνα και κινήθηκε βόρεια για να συγκολληθεί στην Ευρασία.
- Η Ιόνιος ζώνη (I), που παρουσιάζει χαρακτήρες μιας τυπικής ηπειρωτικής λεκάνης με βαθύτερες συνθήκες από τη ζώνη Γαββρόβου - Τριπόλεως, με ιζηματογένεση κυρίως ημιπελαγική.
- Η ζώνη Παξών ή προ-Απουλία πλατφόρμα (Px), με καθαρά νηριτική τύπου πλατφόρμας ιζηματογένεση.

Εκτός αυτών, ως διακριτές γεωτεκτονικές ενότητες αναφέρονται επίσης η Ενότητα «Πλακωδών ασβεστολίθων – Ταλέα όρη» (Au), που πιθανότατα ανήκει στην Ιόνιο ζώνη, η Ενότητα Βοιωτίας που είναι πιθανόν τμήμα της Υποπελαγονικής, καθώς και η Ενότητα «Φυλλιτών – Χαλαζιτών» που αποτελεί ίσως το υπόβαθρο της Απουλίας πλάκας και εμφανίζεται μόνο στην Κρήτη και τη νότια Πελοπόννησο.

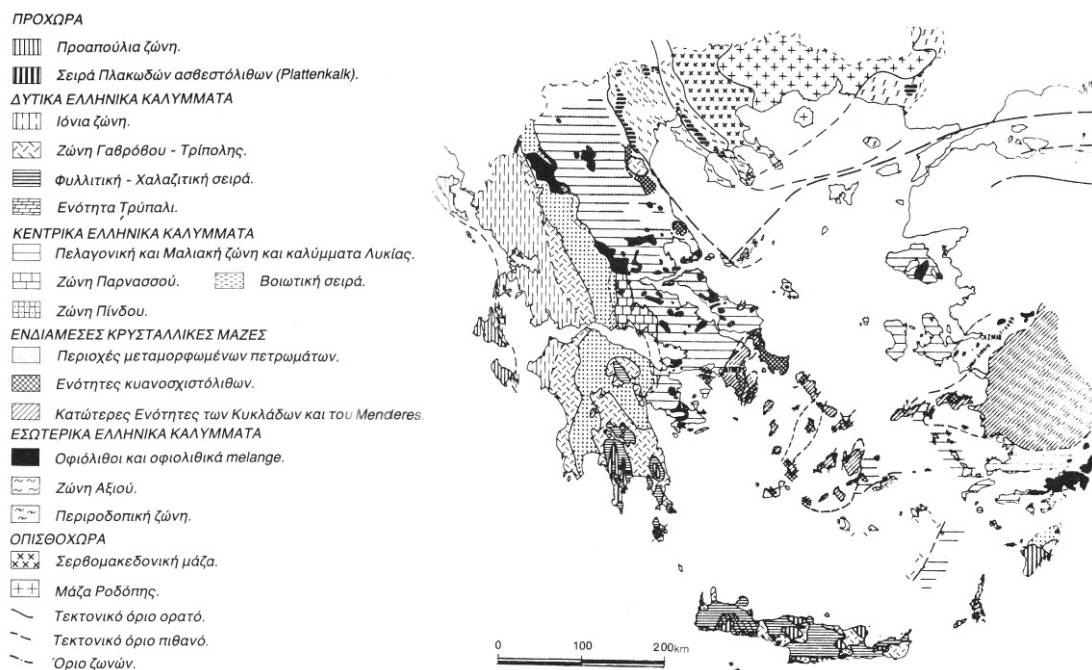
Οι Ελληνίδες γεωτεκτονικές ζώνες που περιγράφηκαν παραπάνω διακρίνονται σε Εσωτερικές ζώνες, οι οποίες κατέχουν το εσωτερικό τμήμα (BA) του Ελληνικού ορογενετικού τόξου και σε Εξωτερικές ζώνες, που κατέχουν το εξωτερικό τμήμα του (ΝΔ). Έτσι, στις Εσωτερικές Ελληνίδες υπάγονται από ανατολικά προς δυτικά η Περιοδοπική ζώνη, η ζώνη Αξιού (με τις υποζώνες Παιονίας, Πάικου και Αλμωπίας), η Πελαγονική ζώνη, η Αττικο-κυκλαδική ζώνη και η Υποπελαγονική, ενώ στις Εξωτερικές Ελληνίδες η ζώνη Παρνασσού - Γκιώνας, η ζώνη Ωλονού - Πίνδου, η ζώνη Γαββρόβου - Τριπόλεως, η Ιόνιος ζώνη και τέλος, η ζώνη Παξών.

Η διάκριση αυτή του Ελληνικού ορογενούς σε δύο κύριες ορογενετικές λωρίδες (Εσωτερική – Εξωτερική) έγινε με κύριο κριτήριο την πρώιμη ορογένεση Άνω Ιουρασικού - Κάτω Κρητιδικού, που έπληξε μόνο τις Εσωτερικές Ελληνίδες,

ενώ οι Εξωτερικές Ελληνίδες υπέστησαν μόνο την τελική ορογένεση του Τριτογενούς (Brunn 1956). Η Εσωτερική ορογενετική λωρίδα διαμορφώθηκε πριν το Άνω Ιουρασικό, από τις κινήσεις της Κιμμερικής ηπειρωτικής πλάκας και τη συγκόλλησή της στην Ευρασία, με τη σύγχρονη καταστροφή του ωκεάνιου φλοιού της Παλαιοθηούς. Η Εξωτερική ορογενετική λωρίδα διαμορφώθηκε κατά το Κρητιδικό και Τριτογενές από την κίνηση της Απουλίας μικροπλάκας και τη σύνθλιψη του ωκεανού της Νεοθηούς (Μουντράκης 2010).

Έτσι, οι Εξωτερικές γεωτεκτονικές ζώνες χαρακτηρίζονται από συνεχή ιζηματογένεση, από το Τριαδικό έως το Τριτογενές, σε αντίθεση με τις Εσωτερικές που έχουν κύριο χαρακτηριστικό τους το ότι οι Μέσο έως Άνω Κρητιδικοί σχηματισμοί είναι επικλυσιογενείς. Άλλα κύρια χαρακτηριστικά των Εσωτερικών ζωνών που τις διακρίνουν από τις Εξωτερικές είναι η παρουσία των οφιολίθων και η συχνή συνορογενετική μεταμόρφωση που έχουν υποστεί οι σχηματισμοί τους.

Ωστόσο, το Ελληνικό ορογενές χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη τεκτονικών καλυμμάτων που υποδεικνύουν μεγάλες οριζόντιες μετατοπίσεις. Η αντίληψη αυτή αποτέλεσε τη βάση για μια τροποποιημένη ονοματολογία και διαίρεση των Ελληνίδων ζωνών (Σχ. 10), σύμφωνα με την οποία οι Ελληνίδες ζώνες περιλαμβάνονται στις ακόλουθες μεγαλύτερες γεωτεκτονικές μονάδες (Jacobshagen 1986):



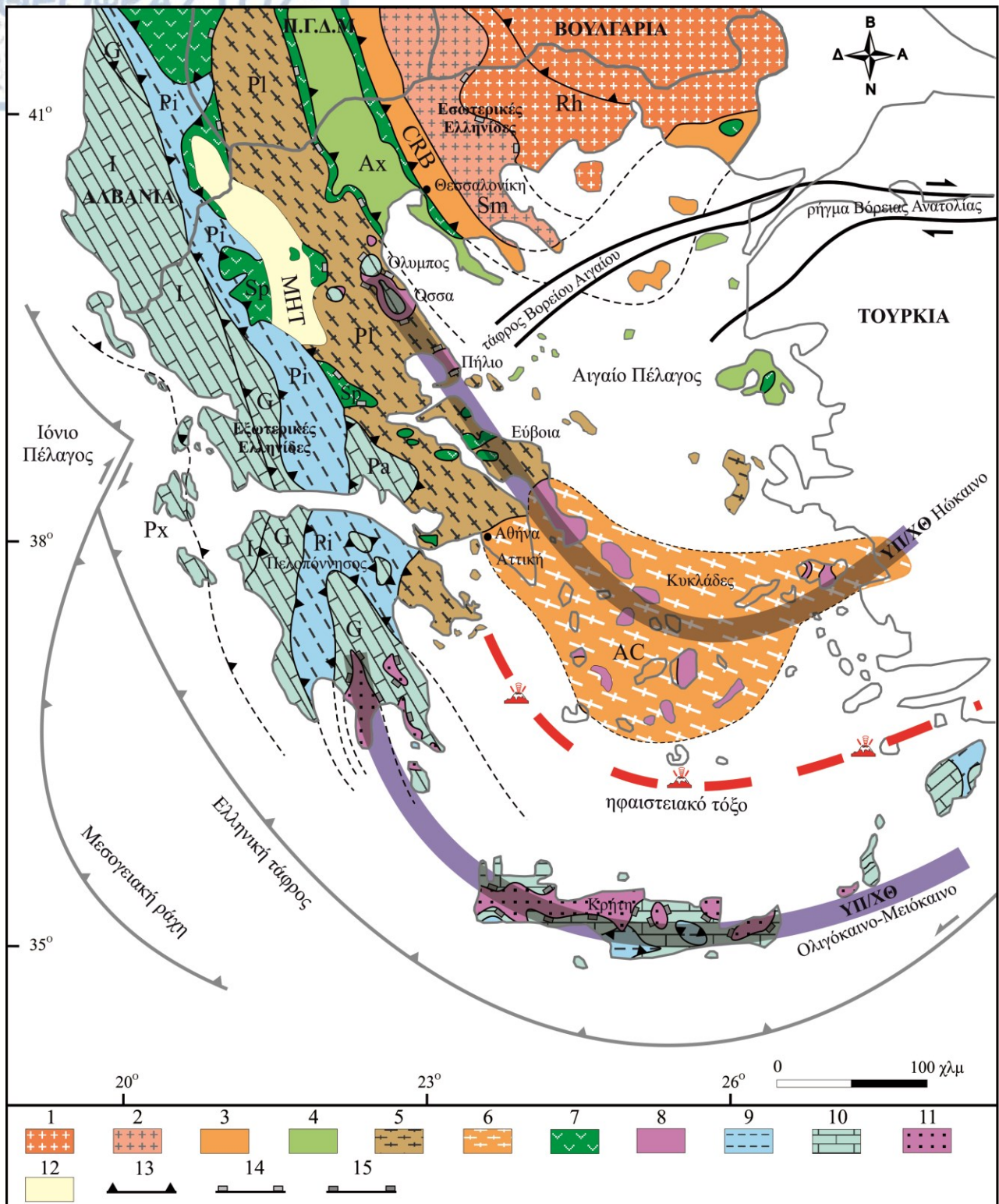
Σχ. 10. Οι γεωτεκτονικές ζώνες του ελλαδικού χώρου (τροποποιημένο, από Jacobshagen 1986).

1. Την οπισθοχώρα ή ενδοχώρα (hinterland), με τις κρυσταλλικές μάζες της Ροδόπης (Rh) και Σερβομακεδονικής (Sm).
2. Τα εσωτερικά ελληνικά καλύμματα, με τις ζώνες της Περιροδοπικής (CR) και Αξιού (Ax) και το σύνολο των οφιολιθικών εμφανίσεων.
3. Τις ενδιάμεσες κρυσταλλικές μάζες, με την Αττικοκυκλαδική μάζα (AC) και κάποιες ενότητες με γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους (Όσσα, Πήλιο, Εύβοια).
4. Τα κεντρικά ελληνικά καλύμματα, με τις ζώνες της Πελαγονικής (Pl), Υποπελαγονικής (Sp), Παρνασσού – Γκιώνας (Pk) και Πίνδου (P).
5. Τα δυτικά ελληνικά καλύμματα, με τις ζώνες Γαββρόβου (G) και Ιονίου (I).
6. Την προχώρα (foreland), με τη ζώνη Παξών (Px) και τη σειρά των πλακωδών ασβεστολίθων της Πελοποννήσου και της Κρήτης.

Μια διαφορετική διάκριση των Ελληνίδων βασιζόμενη στη στρωματογραφία, την τεκτονική, το μαγματισμό και τη μεταμόρφωση, σε σχέση με τη γεωτεκτονική εξέλιξη και το γεωδυναμικό περιβάλλον αποτυπώνεται στο γεωτεκτονικό χάρτη (Σχ. 11, Kiliyas et al. 2002) και στην ακόλουθη τεκτονο-στρωματογραφική στήλη των Ελληνίδων (Σχ. 12, Κίλιας 2001).

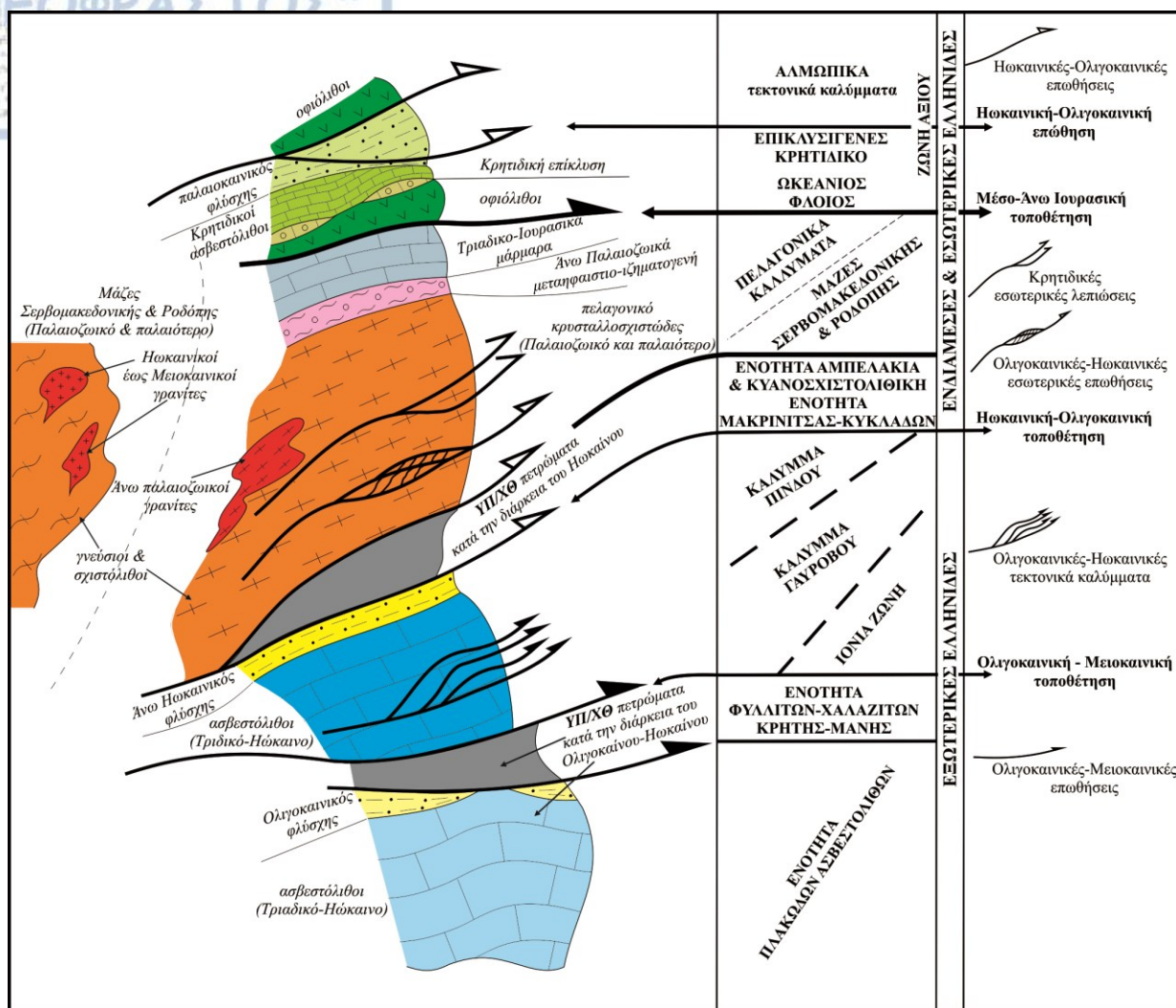
Η στήλη δίνει έμφαση στην ακολουθία των τεκτονικών καλυμμάτων και στη μεταμόρφωση HP/LT και απεικονίζει μια πολύπλοκη αλπική και μεταλπική τεκτονική, σχετιζόμενη πολλές φορές με φαινόμενα μεταμόρφωσης και μαγματισμού. Στα ανώτερα τμήματά της αποτελείται από οφιολίθους Μεσοζωικής ηλικίας των ζωνών Αξιού και Υποπελαγονικής, που βρίσκονται αντίστοιχα πάνω στο ανατολικό και δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής. Οι ωκεάνιες αυτές ακολουθίες καλύπτονται επικλυσιογενώς από Κρητιδικά ανθρακικά πετρώματα, καθώς και από Κρητιδικά - Παλαιογενή φλυσχικά ιζήματα (Mountrakis 1982b, 1984). Το ανώτερο σύστημα των οφιολιθικών καλυμμάτων υπέρκειται τεκτονικά του συστήματος των Πελαγονικών καλυμμάτων, καθώς και των Μαζών της Σερβομακεδονικής και Ροδόπης.

Εντός του Πελαγονικού συστήματος διεισδύουν Άνω Παλαιοζωικά πλουτωνικά σώματα (Yarwood and Aftalion 1976, Mountrakis 1982a, 1984, Μουντράκης 1983), ενώ εντός του μεταμορφωμένου υποβάθρου της Ροδοπικής και Σερβομακεδονικής Μάζας διεισδύουν Μεσοζωικά αλλά και Τριτογενή πυριγενή πετρώματα (Kiliyas and Mountrakis 1998). Στο ανώτερο τμήμα του συστήματος των Πελαγονικών καλυμμάτων ανήκουν τόσο μια Περμοτριάδική ηφαιστειοκλαστική σειρά, όσο και Τριαδικοιουρασικά νηριτικά ανθρακικά πετρώματα (Mountrakis et al. 1983).



Σχ. 11. Γεωτεκτονικός χάρτης των Ελληνίδων (τροποποιημένο, κατά Kiliyas et al. 2002).

1. Μάζα Ροδόπης 2. Σερβομακεδονική Μάζα 3. Περιοδοπική 4. Ζώνη Αξιού 5. Πελαγονικό κάλυμμα 6. Αττικο-κυκλαδική μάζα 7. Οφιόλιθοι Υποπελαγονικής 8. Εσωτερική μεταμορφική ζώνη HP/LT 9. Ζώνη Πίνδου 10. Εξωτερικές Ελληνίδες 11. Εξωτερική μεταμορφική ζώνη HP/LT 12. Μεσοελληνική αύλακα 13. Επωθήσεις Ηωκαίνου-Μειοκαίνου 14 & 15. Μικρής γωνίας κανονικά ρήγματα αποκόλλησης.

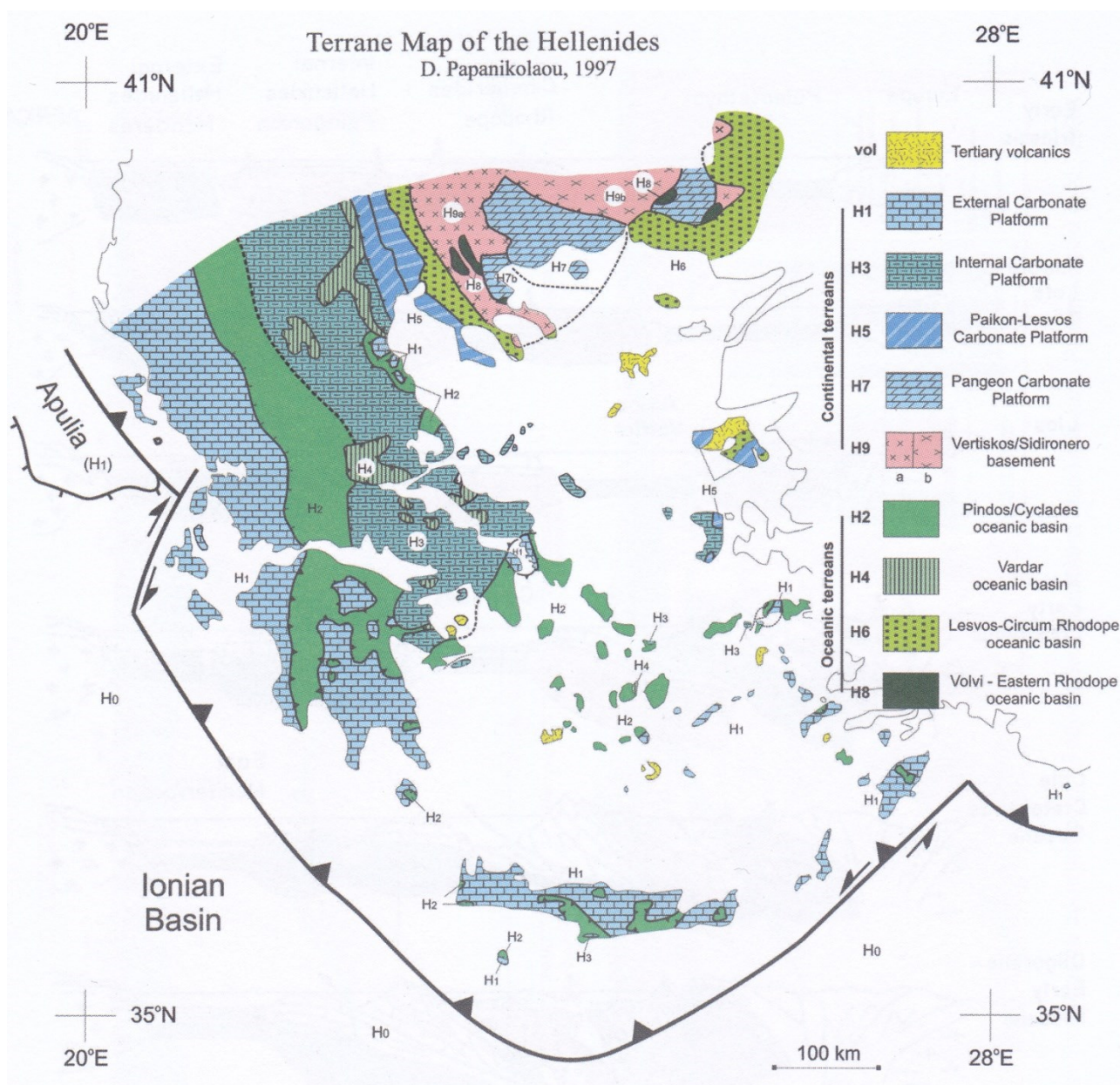


Σχ. 12. Τεκτονοστρωματογραφική στήλη του ελληνικού ορογενούς (κατά Κίλιας 2001).

Κάτω από το καλυμματικό αυτό σύστημα και μεταξύ των Εσωτερικών και Εξωτερικών Ελληνίδων ως μια ζώνη συρραφής μεταξύ τους, τοποθετείται η εσωτερική κυανοσχιστολιθική σειρά, που χαρακτηρίζεται από μεταμόρφωση HP-LT Παλαιοκαινικής έως Ηωκαινικής ηλικίας. Η σειρά αυτή εντοπίζεται τόσο στις περιοχές του Ολύμπου και της Όσσας όσο και στην περιοχή των Κυκλάδων (Papanikolaou 1984, Kiliyas et al. 2002, Μουντράκης 2002, 2010).

Στα κατώτερα καλύμματα εντάσσονται οι γεωτεκτονικές ενότητες των Εξωτερικών Ελληνίδων με νηριτική έως πελαγική ιζηματογένεση και αποθέσεις φλύσχη ηλικίας Τριαδικής έως Μειοκαινικής. Εντός των Εξωτερικών Ελληνίδων τοποθετείται η εξωτερική κυανοσχιστολιθική σειρά μεταμόρφωσης HP-LT ηλικίας Ολιγοκαίνου – Μειοκαίνου, που εντοπίζεται στην Πελοπόννησο και την Κρήτη (Kiliyas et al. 2002).

Σε μία γεωτεκτονική διάκριση μικρότερης κλίμακας και σε μια προσπάθεια να επεκταθεί η θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών με τη χρήση του όρου των τεκτονοστρωματογραφικών πεδίων (terrane), οι Ελληνίδες διακρίθηκαν (Σχ. 13) σε ηπειρωτικά και ωκεάνια πεδία (Papanikolaou 1997, 2009, 2013). Σύμφωνα με τη διάκριση αυτή, τα ηπειρωτικά πεδία περιέχουν στη στρωματογραφική τους στήλη ηπειρωτικό φλοιό με τις υπερκείμενες ανθρακικές πλατφόρμες, ενώ τα ωκεάνια πεδία περιέχουν ωκεάνιο φλοιό με οφιόλιθους και συνοδά αβυσσοπελαγικά ιζήματα.



Σχ. 13. Γεωτεκτονικός χάρτης των τεκτονοστρωματογραφικών πεδίων της Ελλάδας (κατά Papanikolaou 1997, 2009, 2013).

Στην παρούσα μελέτη, χρησιμοποιείται όλος ο πλούτος των εννοιών κατηγοριοποίησης και ταξινόμησης των Ελληνίδων (μάζα, ζώνη, κάλυμμα, πεδίο, ενότητα κτλ.) και γίνεται χρήση όλων των κριτηρίων διάκρισης (παλαιογεωγραφικά, στρωματογραφικά, τεκτονικά, μεταμορφικά, γεωδυναμικά κτλ.).

Όπου χρησιμοποιείται ο όρος «ζώνη», αυτό γίνεται ως μια παγιωμένη ορολογία ταξινόμησης των Ελληνίδων σε ζώνες, με βάση πολλαπλά κριτήρια και πάντα υπό το πρίσμα της Νέας Παγκόσμιας Τεκτονικής και της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών.

Η χρήση του όρου των «τεκτονοστρωματογραφικών πεδίων» (terrane) γίνεται ειδικά για τους ορεινούς όγκους Πάικου και Τζένας, σε μια προσπάθεια λεπτομερούς σύγκρισης και ανάλυσης των δύο ορεινών όγκων, δεδομένου ότι η θεωρία των πεδίων δεν καταργεί τη θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών, αλλά την εμπλουτίζει (Λέκκας et al. 2006, Παπανικολάου 2015).

2.3 Η γεωτεκτονική τοποθέτηση και τα χαρακτηριστικά της ζώνης Αξιού

Η πρώτη γεωτεκτονική διαίρεση του βορειοελλαδικού χώρου (Kossmat 1924, Osswald 1938) καθόρισε από ανατολικά προς δυτικά, τη Μάζα της Ροδόπης, τη ζώνη Αξιού, την Πελαγονική Μάζα και τη ζώνη των Μεσοζωικών οφιολίθων. Σύμφωνα με αυτή, οι οφιολίθοι του Αξιού/Βαρδάρη θεωρήθηκαν ως η κύρια αξονική ζώνη που διαιρεί το ορογενετικό σύστημα των Ελληνίδων – Διναρίδων στα δυτικά, από το Αλπιδικό σύστημα των Βαλκανίδων και των Καρπαθίων προς τα ανατολικά.

Με την εισαγωγή της θεωρίας των γεωσυγκλίσεων και του δυαδικού συστήματος αυλάκων – ράχων έγινε μερική αναδιάρθρωση της γεωτεκτονικής διαίρεσης του βορειοελλαδικού χώρου (Mercier 1968), με τη ζώνη Αξιού να διαιρείται πλέον σε τρεις επιμέρους ισοπικές ζώνες, αποτελούμενη από δύο αύλακες, τη ζώνη Παιονίας (Pe) στα ανατολικά και τη ζώνη Αλμωπίας (Al) στα δυτικά, που διαχωρίζονται από το υποθαλάσσιο ύβωμα της ζώνης του Πάικου (Pa) (Σχ. 14). Σύμφωνα με τη διάκριση αυτή, στη ζώνη Πάικου ανήκουν γεωτεκτονικά οι ορεινές μάζες του Πάικου, της Τζένας και του Πινόβου.



Σχ. 14. Σκαρίφημα των ισοπικών ζωνών στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας (κατά Mercier 1968).

Το βασικό κριτήριο με το οποίο έγινε αυτή η αναδιάρθρωση και διαίρεση της ζώνης Αξιού είναι το γεγονός ότι κατά τη διάρκεια του Ιουρασικού στην υποζώνη του Πάικου παρατηρείται μια παχιά νηριτική ασβεστολιθική σειρά, που δείχνει ότι η περιοχή του Πάικου ήταν υποθαλάσσια ράχη (ύβωμα) με σχετικά ρηχή θάλασσα, ενώ

στην Παιονία και Αλμωπία τα αντίστοιχα ιζήματα είναι βαθιάς θάλασσας αργιλικά και κερατολιθικά.

Εξάλλου, η ζώνη Αξιού και ιδιαίτερα οι υποζώνες Αλμωπίας και Παιονίας χαρακτηρίζονται από την παρουσία αλληπάλληλων τεκτονικών λεπίων τα οποία επιπτεύουν το ένα στο άλλο με φορά προς τα ΔΝΔ (Osswald 1938, Mercier 1968, Μουντράκης 1976, 2010), ενώ στην υποζώνη του Πάικου το στύλ της παραμόρφωσης διαφοροποιείται με την ύπαρξη μιας μεγα-αντικλινικής δομής (Mercier 1968).

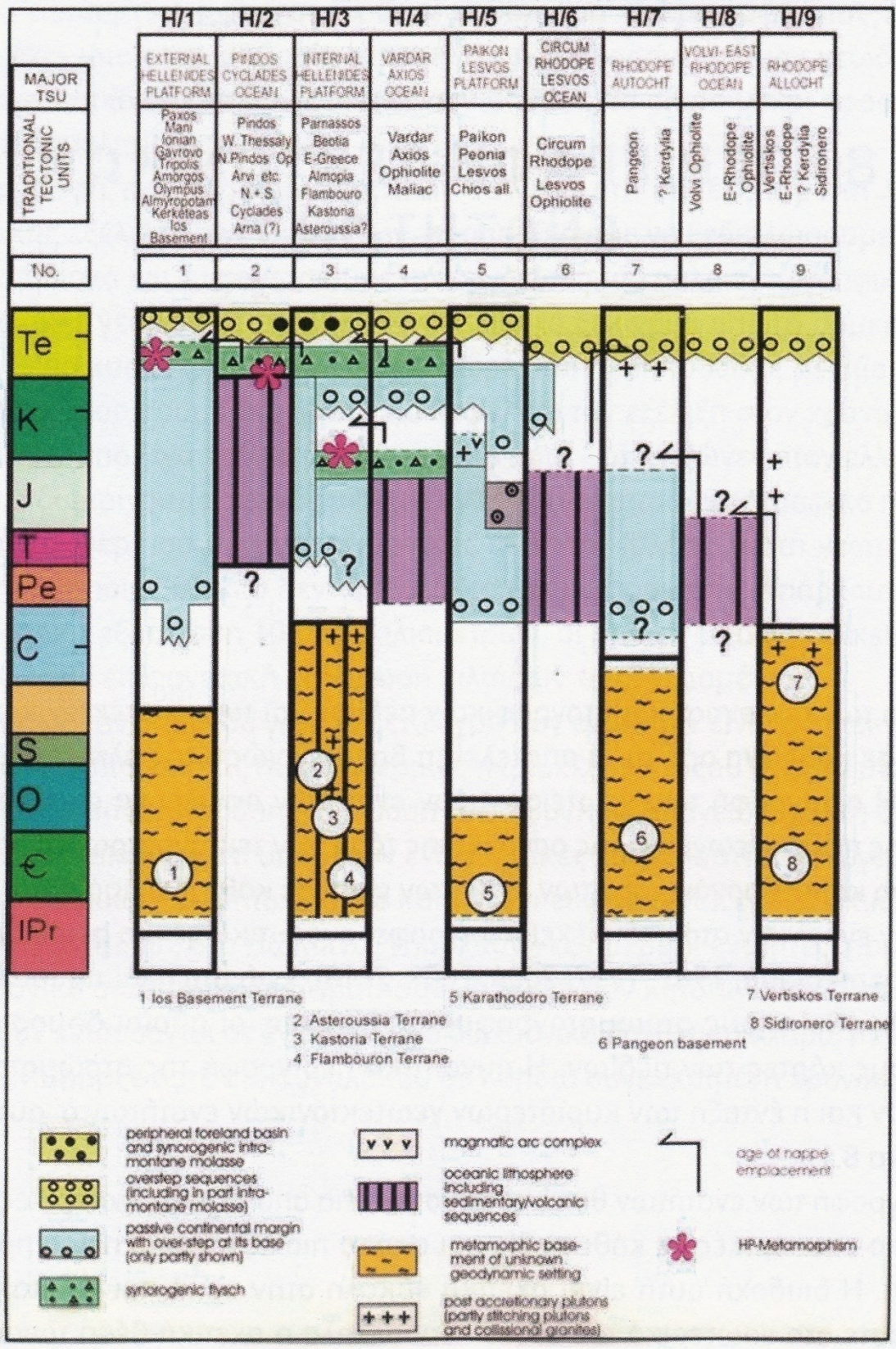
Βέβαια, το βασικότερο χαρακτηριστικό γνώρισμα της ζώνης Αξιού είναι οι μεγάλες οφιολιθικές μάζες που έχουν εξάπλωση σε όλο το χώρο της ζώνης, αλλά ιδιαίτερα εντός των υποζωνών Παιονίας και Αλμωπίας και συνιστούν στο σύνολό τους την “εσωτερική οφιολιθική λωρίδα” της Ελλάδος (Μουντράκης 2010).

Μια διαφορετική διαίρεση της ζώνης Αξιού, διακρίνει 5 επιμέρους ενότητες που από δυτικά προς ανατολικά είναι οι εξής (Jacobshagen et al. 1978):

1. Η Ενότητα της Αλμωπίας
2. Η Ενότητα του Πάικου
3. Η Ενότητα της Γευγελής
4. Η μεταμορφωμένη Μάζα του Stip-Αξιού
5. Η Περιοδοπική ζώνη

Η βασική διαφοροποίηση αυτής της διαίρεσης είναι το ότι η υποζώνη Παιονίας διακρίνεται σε 3 επιμέρους ενότητες, στη μία εκ των οποίων συμπεριλαμβάνονται οι Μεσοζωικής ηλικίας σχηματισμοί της Σερβομακεδονικής ζώνης.

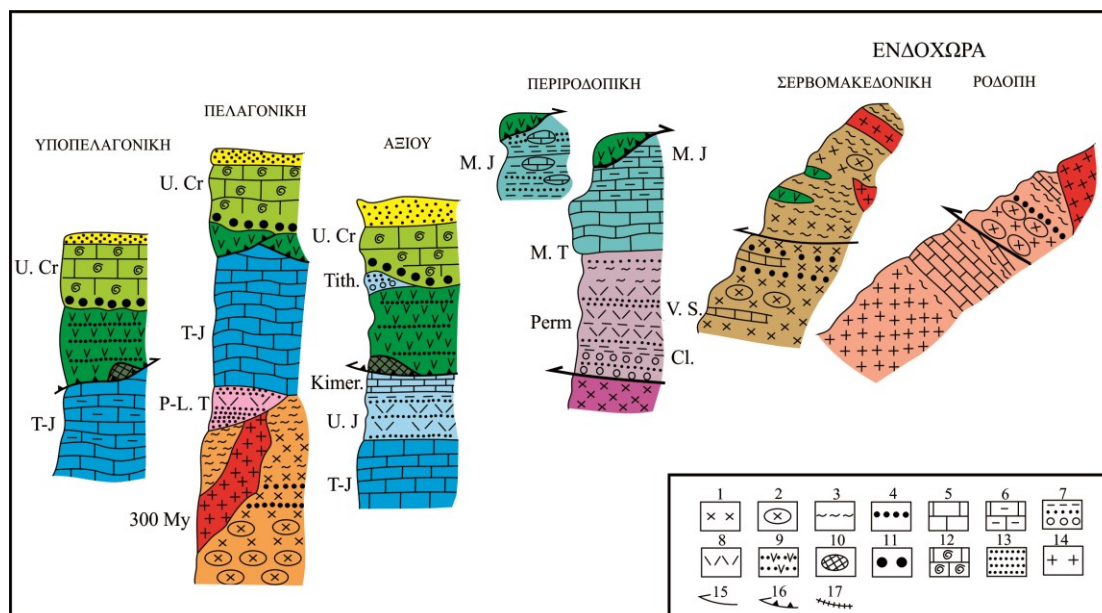
Επίσης, αξίζει να σημειωθεί ότι με όρους της γενικής ταξινόμησης των Ελληνίδων σε τεκτονοστρωματογραφικά πεδία (H1-H9), σύμφωνα με τον Papanikolaou (1997, 2009, 2013) τα πεδία του Πάικου και της Τζένας τοποθετούνται γεωτεκτονικά στο ηπειρωτικό πεδίο H5, ενώ η ζώνη Αλμωπίας στα δυτικά θεωρείται ότι ανήκει στο ωκεάνιο πεδίο H4. Σύμφωνα πάντα με την άποψη αυτή, η ζώνη Παιονίας στα ανατολικά, ως μια περιθωριακή θαλάσσια λεκάνη, τοποθετείται μεταξύ του ηπειρωτικού πεδίου H5 του Πάικου και του ωκεάνιου πεδίου H6 της Περιοδοπικής ζώνης (Σχ. 15, Παπανικολάου 2015).



Σχ. 15. Τα τεκτονοστρωματογραφικά πεδία των Ελληνίδων H1-H9 (από Παπανικολάου 2015).

Συμπερασματικά, οι Ελληνικές γεωτεκτονικές ζώνες που εμπλέκονται στην έρευνα της παρούσας διατριβής είναι η ζώνη Αξιού (με τις υποζώνες Παιονίας, Πάικου και Αλμωπίας), καθώς επίσης έμμεσα και η Πελαγονική ζώνη. Οι αντιπροσωπευτικές λιθοστρωματογραφικές στήλες των ζωνών Αξιού και Πελαγονικής, καθώς επίσης και των υπόλοιπων γεωτεκτονικών μονάδων που απαρτίζουν τις Εσωτερικές Ελληνίδες και την Ελληνική Ενδοχώρα δίνονται στο Σχ. 16 (από Μουντράκης 1994).

Αναλυτικές και πιο λεπτομερείς λιθοστρωματογραφικές στήλες της ζώνης Αξιού και των υποζωνών από τις οποίες αποτελείται θα δοθούν στο επόμενο κεφάλαιο, όπου και θα ασχοληθούμε διεξοδικά με τα ζητήματα της στρωματογραφικής διαίρεσης και της γεωλογικής δομής της περιοχής μελέτης των ορεινών όγκων Πάικου και Τζένα, σε σύγκριση και με τις προϋπάρχουσες απόψεις.



Σχ. 16. Αντιπροσωπευτικές στήλες που απεικονίζουν τη λιθοστρωματογραφία και τη γενική δομή των Εσωτερικών Ελληνίδων και της Ελληνικής Ενδοχώρας.

1. Γνεύσιοι, 2. Οφθαλμογνεύσιοι, 3. Σχιστόλιθοι, 4. Αμφιβολίτες, 5. Ασβεστόλιθοι ανακρυσταλλωμένοι και μάρμαρα, 6. Ασβεστόλιθοι μαργαϊκοί – πυριτικοί, 7. Κλαστικά ιζήματα (ψαμμίτες, κροκαλοπαγή, φυλλίτες κτλ.), 8. Ηφαιστειακά υλικά, 9. Οφιόλιθοι και συνοδά ωκεάνια ιζήματα, 10. Οφιολιθικά τεκτονικά μίγματα, 11. Κροκαλοπαγές βάσης, 12. Ασβεστόλιθοι ανωκρητιδικοί, 13. Φλύσσης, 14. Όξινοι πλουτωνίτες, 15. Επώθηση, 16. Τεκτονική τοποθέτηση οφιολίθων, 17. Μαγματική διείσδυση, Cl.: μετακλαστικά ιζήματα, V.S.: ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά, P: Πέρμιο, T: Τριαδικό, J: Ιουρασικό, Cr: Κρητιδικό, M: Μέσο, U: Άνω (τροποποιημένο, από Μουντράκης 1994).



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

Η ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΩΝ ΟΡΕΙΝΩΝ ΟΓΚΩΝ ΠΑΙΚΟΥ ΚΑΙ ΤΖΕΝΑΣ

3.1 Προϋπάρχουσες απόψεις για τη γεωλογική δομή της περιοχής

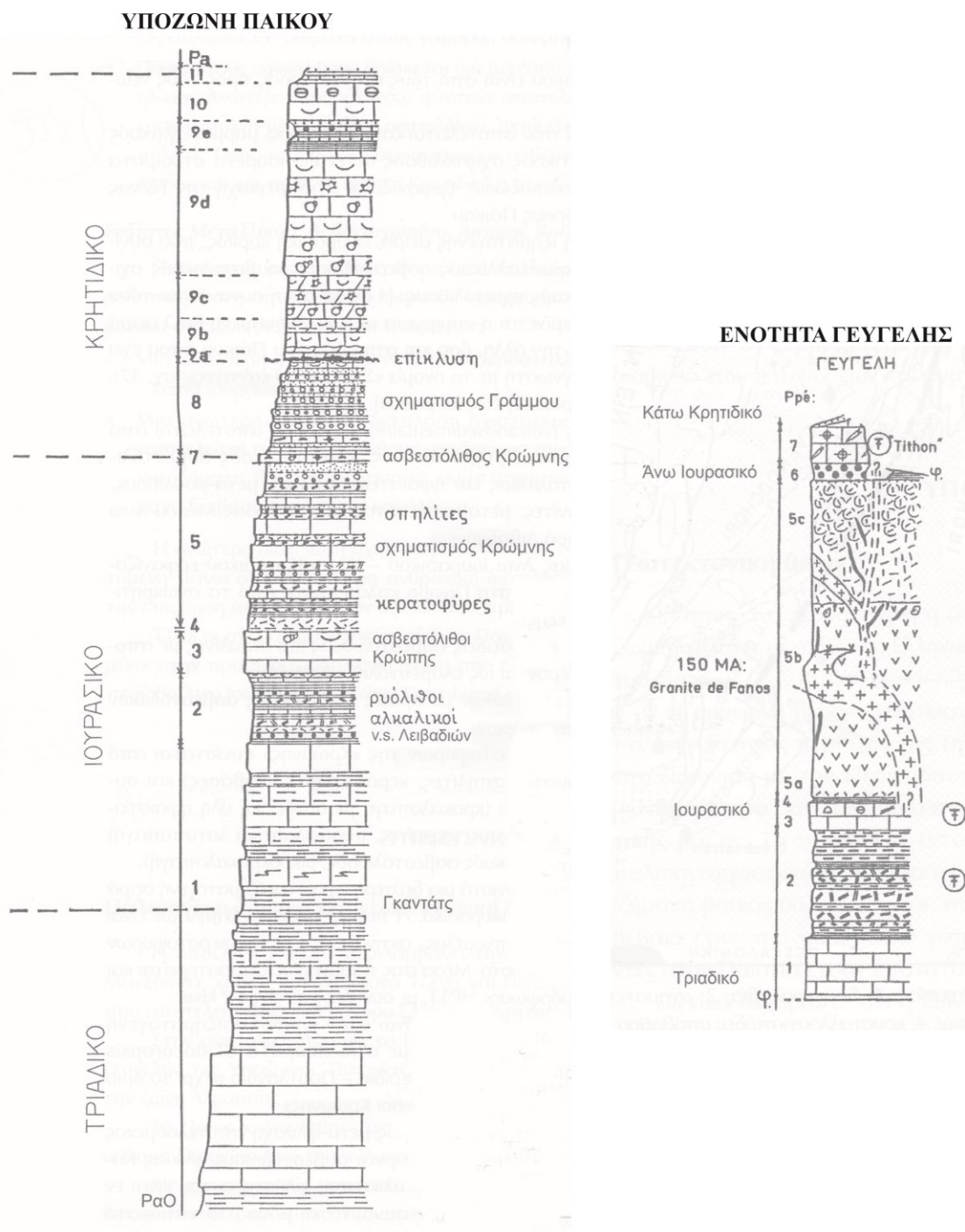
Όπως έχει ήδη αναφερθεί παραπάνω, σύμφωνα με τη γεωτεκτονική διαίρεση της ζώνης Αξιού από το [Mercier \(1968\)](#), στην υποζώνη Πάικου περιλαμβάνονται το μεγαλύτερο τμήμα της ορεινής μάζας του Πάικου και τα όρη της Τζένας και του Πινόβου. Στην ανατολική της πλευρά, η ορεινή μάζα του Πάικου συγκροτείται από την ενότητα Γευγελής της υποζώνης Παιονίας (Pe), η οποία τοποθετείται τεκτονικά πάνω στα πετρώματα της υποζώνης Πάικου (Pa), ενώ στο δυτικό τμήμα, τα πετρώματα της υποζώνης Πάικου βρίσκονται σε τεκτονική επαφή με αυτά της υποζώνης Αλμωπίας (Alm).

Σύμφωνα λοιπόν με τον [Mercier \(1968\)](#), η ενότητα Γευγελής της υποζώνης Παιονίας αποτελείται (από τους κατώτερους προς τους ανώτερους) από τους εξής σχηματισμούς (Σχ. 17):

- Σχηματισμός της Γκόλα Τσούκα (Pe-1), με ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους και μάρμαρα ηλικίας Τριαδικού - Ιουρασικού.
- Σχηματισμός της Καστανερής (Pe-2), μια ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά Ιουρασικής ηλικίας, που αποτελείται από σερικιτιωμένους πορφυροειδείς ρυόλιθους, τοφφίτες, πυροκλαστικούς ψαμμίτες, πλακώδεις ασβεστόλιθους και κλαστικά ιζήματα. Οι ανώτεροι ορίζοντες της σειράς συγκροτούνται από

χαλαζιακούς σχιστόλιθους που είναι και ο κύριος φορέας της μεταλλοφορίας των μίκτων θειούχων Pb-Zn-Cu (Τσαμαντουρίδης 1982).

- Σχηματισμός της Γρίβας (Pe-3 & Pe-4), με ασβεστόλιθους και σερικιτικούς σχιστόλιθους ηλικίας Ιουρασικού.



Σχ. 17. Λιθοστρωματογραφικές στήλες της Ενότητας Γευγελής της υποζώνης Παιονίας και της υποζώνης Πάικου (κατά Mercier 1968).

- Πυριγενή (Pe-5), τα οποία συγκροτούνται από μια οφιολιθική ακολουθία από γάββρους, δολερίτες, μικρολιθικά και μαξιλαροειδείς λάβες (sheeted dyke complex & pillow lavas) και από το γρανίτη του Φανού οποίος διεισδύει εντός της οφιολιθικής ακολουθίας και είναι ηλικίας Άνω Ιουρασικού. Συμπυκνωμένα εντός των οφιολίθων εμφανίζονται ραδιολαριτικά και κερατολιθικά ιζήματα βαθιάς θάλασσας.
- Επικλυσιγενής κλαστική σειρά (Pe-6 & Pe-7), με κροκαλοπαγή (συχνά με οφιολιθικό υλικό), ψαμμίτες και ασβεστόλιθους ηλικίας Άνω Ιουρασικού έως Κάτω Κρητιδικού, που τοποθετούνται επικλυσιγενώς πάνω στους οφιόλιθους και χρονολογούν την τεκτονική τοποθέτηση (obduction) των οφιολίθων πριν το Άνω Ιουρασικό.

Οι σχηματισμοί αυτοί της Ενότητας Γευγελής επωθούνται προς τα δυτικά πάνω στους σχηματισμούς της υποζώνης Πάικου, οι οποίοι από τους κατώτερους προς τους ανώτερους είναι οι εξής (Mercier 1968) (Σχ. 17):

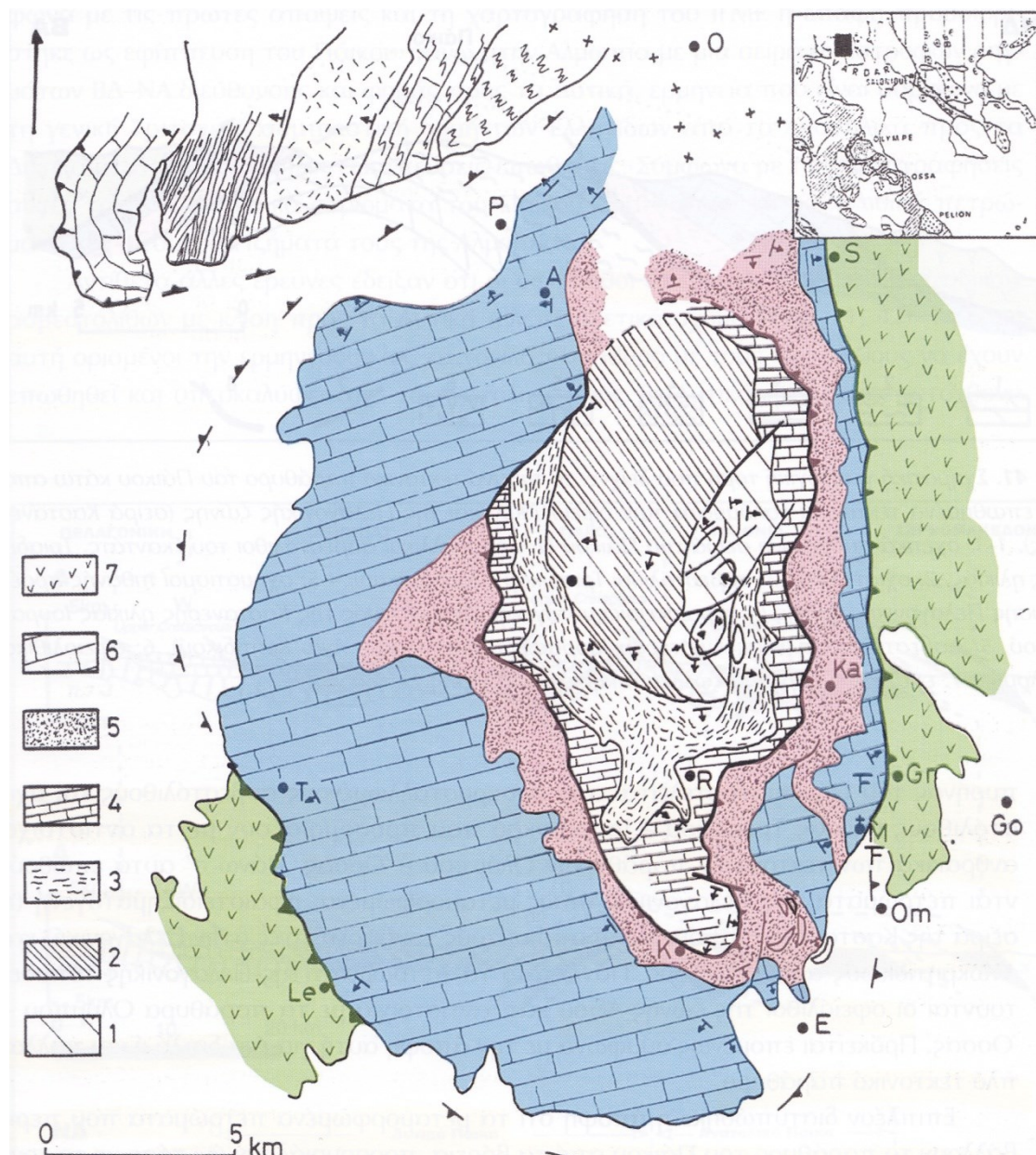
- Σχηματισμός της Τζένας (Pa-0), μια μεταμορφωμένη σειρά που αποτελείται από γνεύσιους, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, σιπολίνες και χλωριτικούς σχιστόλιθους σε εναλλαγές. Η ηλικία της σειράς θεωρείται Παλαιοζωική και εμφανίζεται μόνο στην περιοχή του όρους της Τζένας και όχι στο Πάικο.
- Σχηματισμός του Γκαντάτς (Pa-1), μια μεταμορφωμένη, κυρίως ανθρακική σειρά, που αποτελείται από μάρμαρα, σιπολίνες, κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους, ασβεστιτικούς σχιστόλιθους και χλωριτικούς - επιδοτικούς σχιστόλιθους. Η σειρά αυτή συναντάται τόσο στην περιοχή της Τζένας όπου διακρίνεται η συμφωνία με την υποκείμενη σειρά (Pa-0), όσο και στην ορεινή μάζα του Πάικου, όπου παρουσιάζει την πλήρη της ανάπτυξη. Η ηλικία απόθεσής της θεωρείται Τριαδική έως Ιουρασική.
- Σχηματισμός Λιβαδιών (Pa-2), μια ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά που αποτελείται από χλωριτικούς σχιστόλιθους, κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους, ψαμμίτες, χαλαζιακούς σχιστόλιθους, μεταρυόλιθους, σερικιτιωμένα πορφυροειδή, μεταβασίτες και τοφφίτες, ηλικίας Μέσου έως Άνω Ιουρασικού.
- Σχηματισμός Γκρόπης (Pa-3 & Pa-4), μια ανθρακική κυρίως σειρά από ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους και σιπολίνες, με απολιθώματα ηλικίας Ιουρασικού. Στους ανώτερους κυρίως ορίζοντες της σειράς επικρατούν οι ασβεστιτικοί και σερικιτικοί σχιστόλιθοι.

- Σπιλίτες – κερατοφύρες της Κρώμνης (Pa-5), μια ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά με υποθαλάσσια ηφαιστειακά πετρώματα (σπηλίτες, κερατοφύρες, διαβάσες), ηφαιστειοκλαστικά ιζήματα (κροκαλοπαγή με ηφαιστειακή συνδετική ύλη, χαλαζιακά κροκαλοπαγή, σερικιτιωμένοι τοφφίτες, πυροκλαστικά λατυποπαγή), καθώς και άλλα θαλάσσια ιζήματα (ψαμμιτικοί ασβεστόλιθοι και μικροκροκαλοπαγή) ηλικίας Άνω Ιουρασικού. Σύμφωνα με τους Δάβη et al. (1988) η σειρά αυτή έχει υποστεί μεταμόρφωση και συγκροτείται επίσης από ανθρακικά πετρώματα και χλωριτικούς, επιδοτιτικούς και μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, που βρίσκονται σε συμφωνία με τους σπιλίτες - κερατοφύρες.
- Επικλυσιογενής κλαστική σειρά (Pa-6), η οποία αναφέρεται εδώ απλώς για λόγους πληρότητας, δεδομένου ότι δεν εμφανίζεται εντός της υποζώνης Πάικου, παρά μόνο στις πιο ανατολικές ενότητες της υποζώνης Παιονίας.
- Ασβεστόλιθοι Κρώμνης (Pa-7), που τοποθετούνται επικλυσιογενώς πάνω στην ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά (Pa-5), με απολιθώματα που καθορίζουν την ηλικία τους στο όριο Ιουρασικού - Κρητιδικού.
- Σχηματισμός Γράμμου (Pa-8), ένας τυπικός σχηματισμός φλύσχη που είναι ελαφρά μεταμορφωμένος και που αποτελείται από μετα-ψαμμίτες, μετα-κροκαλοπαγή, μετα-πηλίτες και ασβεστόλιθους ηλικίας Κάτω Κρητιδικού. Υπέρκειται με συμφωνία πάνω στους ασβεστόλιθους Κρώμνης και τα κλαστικά του υλικά είναι εν μέρει ηφαιστειακής προέλευσης.
- Ανθρακική επικλυσιογενής σειρά (Pa-9 & Pa-10), στο Κενομάνιο αρχικά με δολομιτική ιζηματογένεση, στη συνέχεια με νηριτική ασβεστολιθική και τελικά με ασβεστολιθική – κλαστική, με εναλλαγές ψαμμιτών, κροκαλοπαγών, πηλιτών, πλακωδών ασβεστολίθων και δολομιτών ηλικίας Άνω Κρητιδικού και τεφρούς ασβεστόλιθους ηλικίας Μαιστριχτίου.
- Φλύσχης της Τσούκας (Pa-11), με ψαμμιτοειδείς ασβεστόλιθους, ψαμμίτες και αργιλλικούς σχιστόλιθους, που συγκροτούν πιθανόν έναν νεότερο φλύσχη ηλικίας Μαιστριχτίου.

Νεότερες γεωλογικές έρευνες στην περιοχή των ορεινών όγκων του Πάικου και της Τζένας ενοποίησαν τη λιθοστρωματογραφία της ορεινής μάζας του Πάικου, παρουσιάζοντάς το ως μία ενιαία γεωτεκτονική μονάδα και όχι διαιρεμένο σε δύο υποζώνες.

Έτσι, σύμφωνα με τους Godfriaux and Ricou (1991), η ορεινή μάζα του Πάικου παρουσιάζει γενικά τη δομή ενός αντικλινικού παράθυρου (Σχ. 18), στο οποίο οι βασικές μεταβολές σε σχέση με την αρχική διαίρεση του Mercier (1968) είναι οι εξής:

- Ο Σχηματισμός Γκαντάτς διακρίνεται σε έναν ανθρακικό μεταμορφωμένο πυρήνα (1) και σε ένα υπερκείμενο σχιστολιθικό σχηματισμό (2).
- Ο Σχηματισμός Λιβαδιών της υποζώνης Πάικου (3) τοποθετείται πάνω στα υποκείμενα ανθρακικά πετρώματα του Γκαντάτς, τόσο στα δυτικά όσο και στα ανατολικά, περικλείοντας τον ως πυρήνα.



Σχ. 18. Σχηματικός γεωλογικός χάρτης της ορεινής μάζας του Πάικου (κατά Godfriaux and Ricou 1991).

- Οι ασβεστόλιθοι του Σχηματισμού της Γκόλα Τσούκα της Ενότητας Γευγελής ταυτίζονται με τους ασβεστόλιθους Γκρόπης της υποζώνης Πάικου (4), με ηλικία Ιουρασική.
- Ο Σχηματισμός Καστανερής της υποζώνης Παιονίας ταυτίζεται με την ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά του Σχηματισμού Κρώμνης της υποζώνης Πάικου (5). Η ηλικία της ενιαίας αυτής ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς θεωρείται Άνω Ιουρασική.
- Ο Σχηματισμός Γρίβας ενοποιείται με τις επικλυσιογενείς σειρές Κρητιδικής ηλικίας της υποζώνης Πάικου (6). Η ηλικία του ενιαίου αυτού σχηματισμού θεωρείται Κρητιδική.

Αυτή η ταύτιση των γεωλογικών σχηματισμών της Ενότητας Γευγελής της υποζώνης Παιονίας με τους σχηματισμούς της υποζώνης Πάικου εξακριβώθηκε και με νεότερες στρωματογραφικές έρευνες των [Bonneau et al. \(1994\)](#), όπου επιβεβαιώνεται η στρωματογραφική και χαρτογραφική συνέχεια των ασβεστολίθων της Γκόλα Τσούκα και της Γκρόπης, με ηλικία ίδια με αυτή των ασβεστολίθων της Γρίβας (Άπτιο – Άλβιο). Έτσι, στον πυρήνα του Πάικου υπάρχουν δύο τουλάχιστον τεκτονικές μεγα-ενότητες που έχουν παρόμοια στρωματογραφία και επικαλύπτονται (ηφαιστειοϊζηματογενείς σειρές και ανθρακικά), ενώ το Πάικο ως ενιαίο σύνολο καλύπτεται από το οφιολιθικό κάλυμμα ([Bonneau et al. 1994](#)).

Την ίδια εικόνα μιας ενιαίας γεωτεκτονικής μονάδας αποδίδουν στο Πάικο και οι [Brown and Robertson \(1994, 2003, 2004\)](#), χωρίς όμως να δέχονται την άποψη περί τεκτονικού παράθυρου. Σύμφωνα με τις έρευνες αυτές, η λιθοστρωματογραφική στήλη του Πάικου αποτελείται από δύο μεγα-ακολουθίες που διαχωρίζονται από μία σημαντική ασυνέχεια μεταμορφικού και τεκτονικού χαρακτήρα, ηλικίας Άνω Ιουρασικού (Σχ. 19).

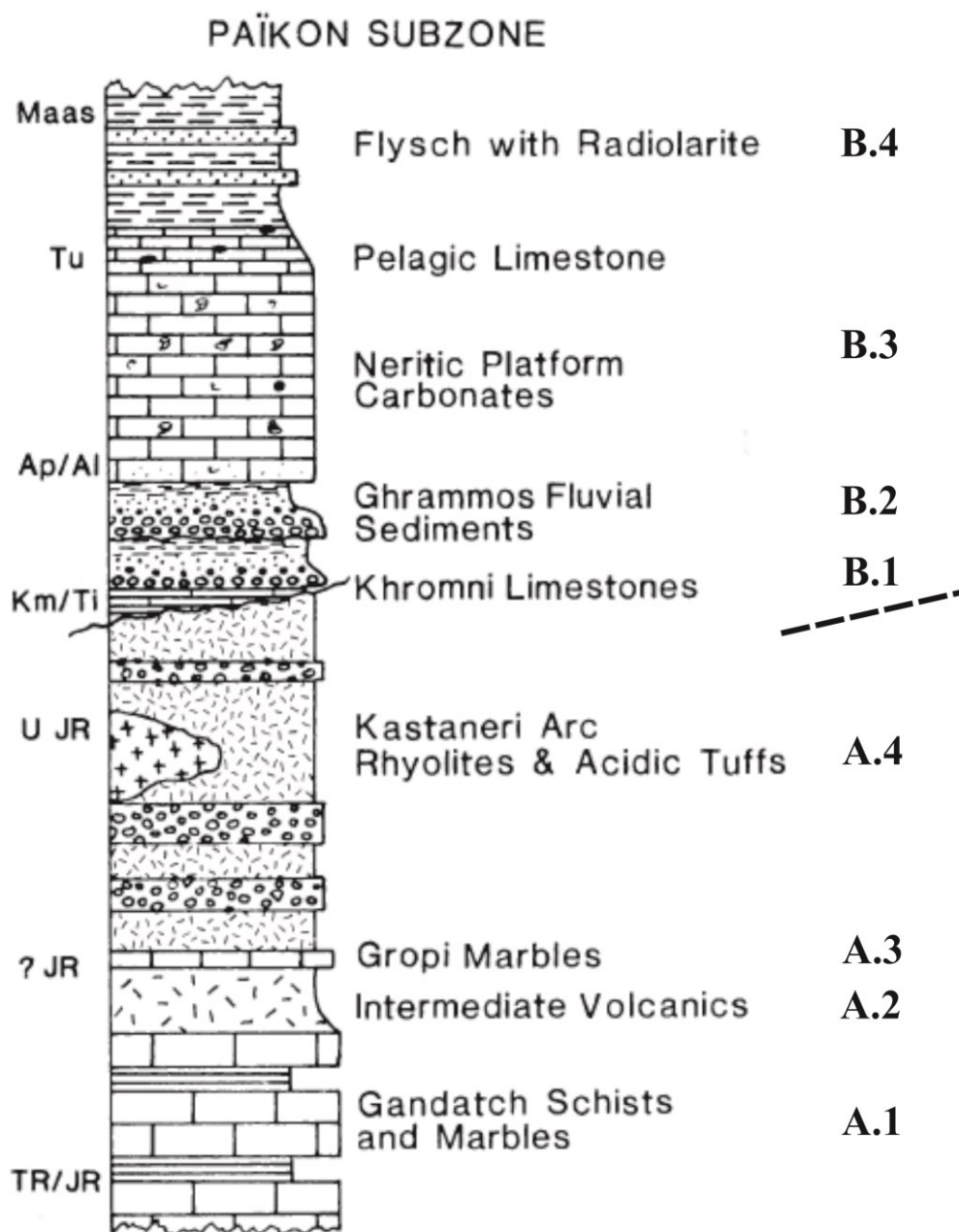
Μία κατώτερη μεγα-ακολουθία Τριαδικής έως Άνω Ιουρασικής ηλικίας, η οποία συγκροτείται με συνεχή κανονική διαδοχή από τους ακόλουθους σχηματισμούς (από τα κατώτερα προς τα ανώτερα μέλη):

A.1) Τριαδικά μάρμαρα με ασβεστιτικούς σχιστόλιθους και χλωριτικούς σχιστόλιθους του Σχηματισμού Γκαντάτς.

A.2) Ενδιάμεσα ηφαιστειοκλαστικά υλικά του Σχηματισμού Λιβαδιών, Ιουρασικής ηλικίας.

A.3) Ασβεστόλιθοι Άνω Κρητιδικής ηλικίας του Σχηματισμού Γκρόπης, που ενσωματώθηκαν τεκτονικά εντός των ηφαιστειοζηματογενών σειρών, με τη συμπίεση του Κάτω Τριτογενούς.

A.4) Ο Σχηματισμός Καστανερής Άνω Ιουρασικής ηλικίας, που αποτελείται από όξινα ηφαιστειακά και ηφαιστειοκλαστικά υλικά, όπως μέσης έως όξινης σύστασης λεπτόκοκκους τόφφους, ιγκνιμπρίτες και ρυολιτικούς χαλαζιακούς πορφύρες.



Σχ. 19. Λιθοστρωματογραφική στήλη της υποζώνης Πάικου (κατά Brown and Robertson 2004).

Μία ανώτερη mega-ακολουθία Κιμμερίδιας - Τιθώνιας έως Μαιστρίχτιας ηλικίας που αποτελείται από τους εξής σχηματισμούς (από τα κατώτερα προς τα ανώτερα μέλη):

B.1) Τους ασβεστόλιθους του Σχηματισμού Κρώμνης, ηλικίας Άνω Ιουρασικού (Κιμμερίδιο - Τιθόνιο) έως Κάτω Κρητιδικό.

B.2) Ο Σχηματισμός Γράμμου, ηλικίας Κάτω Κρητιδικού που συνιστά μία κλαστική ακολουθία με πολύ καλή εμφάνιση στον ποταμό Γράμμο και χαρακτηριστική ερυθρωπή απόχρωση.

B.3) Την μεγάλη πάχους επικλυσιογενή ανθρακική πλατφόρμα του Μέσο έως Άνω Κρητιδικού, που απλώνεται με κανονική επαφή πάνω στα κλαστικά υλικά του Σχ. Γράμμου. Τα ανθρακικά υλικά είναι αρχικά παράκτιας φάσης, στη συνέχεια γίνονται νηριτικοί ασβεστόλιθοι και τελικά περνούν γρήγορα σε πελαγικούς ασβεστόλιθους (Sharp and Robertson 1993).

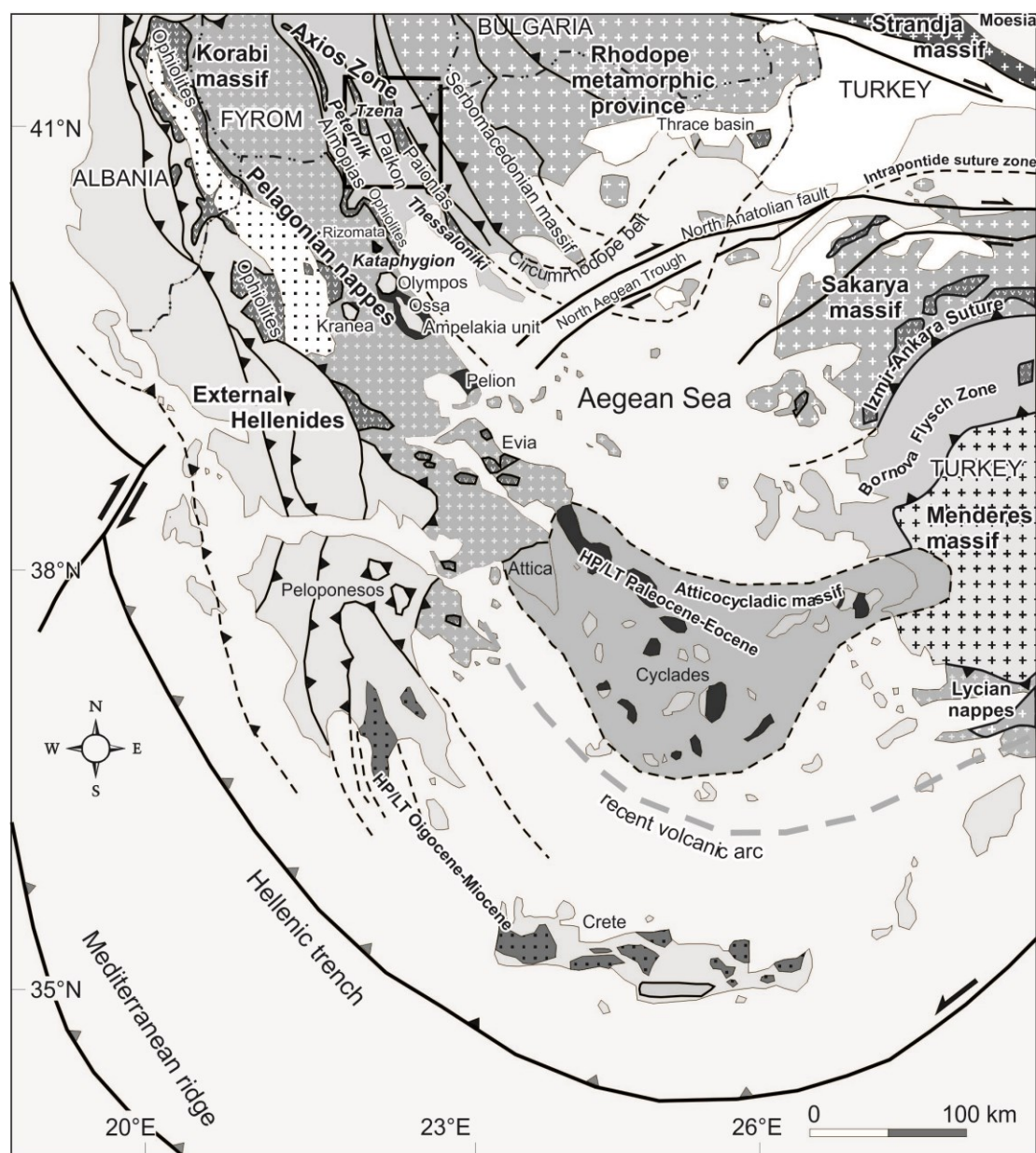
B.4) Ο φλύσχης της Τσούκας με κλαστικά υλικά βαθιάς θάλασσας, που αποτελείται από ενστρώσεις ιλυολίθων και ψαμμιτών με ραδιολαρίτες και πελαγικούς ανθρακικούς ορίζοντες. Η ηλικία του είναι Μαιστρίχτια.

Τέλος, οφείλουμε ιδιαίτερη αναφορά στις απόψεις ορισμένων ερευνητών που αποδίδουν διαφορετικές ηλικίες στους γεωλογικούς σχηματισμούς της ορεινής μάζας της Τζένας. Έτσι, το κρυσταλλοσχιστώδες της Μαλαρούπα – Τζένας που αποτελείται από αλβιτικούς κυρίως γνεύσιους και μάρμαρα θεωρείται Προκάμβριας ηλικίας σύμφωνα με τους Boev et al. (1997), σε αντίθεση με το κλασικό σχήμα υποδιαίρεσης της υποζώνης Πάικου κατά Mercier (1968), που το θεωρεί ως Άνω Παλαιοζωικής έως Τριαδικής ηλικίας. Επιπρόσθετα και πάντα σύμφωνα με αυτή την προσέγγιση (Boev et al. 1997), η ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά που υπέρκειται των μαρμάρων δεν είναι Άνω Ιουρασικής αλλά Κάτω Παλαιοζωικής ηλικίας, ενώ στο Πίνοβο, μεγάλη εξάπλωση έχουν οι Κρητιδικοί μαζώδεις ασβεστόλιθοι που επικλυσιογενώς υπέρκεινται των Παλαιοζωικών πετρωμάτων.

3.2 Γενικά στοιχεία για τη γεωλογική δομή της περιοχής μελέτης

Η περιοχή μελέτης της διατριβής είναι η περιοχή των ορεινών όγκων του Πάικου, της Τζένας και του Πινόβου, ταυτιζόμενη ουσιαστικά με την Υποζώνη Πάικου κατά Mercier (1968).

Η περιοχή αυτή βρίσκεται σε μία θέση με ιδιαίτερη γεωτεκτονική σημασία, τοποθετούμενη στο κεντρικό τμήμα της ζώνης Αξιού, μεταξύ των Πελαγονικών καλυμμάτων στα δυτικά και των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της Ροδόπης στα ανατολικά (Σχ. 20).



Σχ. 20. Γεωτεκτονική τοποθέτηση της περιοχής μελέτης (τροποποιημένο από Kiliyas et al. 2013, Katrivanos et al. 2013).

Το Πελαγονικό κάλυμμα σχηματίζει ένα επίμηκες ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης κάλυμμα ηπειρωτικής προέλευσης, ευρισκόμενο ανάμεσα στις δύο οφιολιθικές λωρίδες του Αξιού και της Πίνδου, που βρίσκονται εκατέρωθεν στο ανατολικό και δυτικό του περιθώριο, αντίστοιχα (Σχ. 20). Αποτελείται από μία σειρά τεκτονοστρωματογραφικών ενοτήτων ηλικίας Παλαιοζωικού ή και παλιότερης έως και Τριτογενής, έντονα παραμορφωμένης και μεταμορφωμένης κατά την Αλπική ορογενετική διαδικασία (Brunn 1956, Mercier 1968, Mountrakis 1982b, 1984, 1986, Μουντράκης 1983, Kiliias and Mountrakis 1987, Κίλιας και Μουντράκης 1989, Αυγερινάς et al. 2001, Kiliias et al. 2010).

Κατά το Τριτογενές, η Πελαγονική στήλη καλυμμάτων επωθείται πάνω στα Τριαδικής έως Ηωκαινικής – Ολιγοκαινικής ηλικίας ανθρακικά και φλυσχικά ιζήματα των Εξωτερικών Ελληνίδων. Τα ιζήματα αυτά των Εξωτερικών Ελληνίδων αποκαλύπτονται σήμερα στη Βόρεια Ελλάδα ως μία σειρά τεκτονικών παραθύρων, όπως π.χ. το τεκτονικό παράθυρο του Ολύμπου (Godfriaux 1968, Kiliias and Mountrakis 1985, 1987, Κίλιας et al. 1991, Schermer et al. 1990, Schermer 1993, Kiliias 1995).

Στα ανατολικά, η Σερβομακεδονική – Ροδοπική μεταμορφική περιοχή σχηματίζει μια Αλπική στήλη καλυμμάτων, που αποτελείται από μεταμορφικές ενότητες τόσο ηπειρωτικής όσο και ωκεάνιας προέλευσης. Οι ενότητες αυτές βρέθηκαν η μία πάνω και δίπλα στην άλλη, ως αποτέλεσμα μιας έντονης συμπίεστικής τεκτονικής δράσης και λεπίωσης, σε μία ιδιάζουσα θέση μεταξύ της οπισθότοξης λεκάνης του Αιγαίου και της Μοέσιας πλατφόρμας (Kiliias and Mountrakis 1990, Burg et al. 1996, Ricou et al. 1998, Jahn-Awe et al. 2010, Nagel et al. 2011, Kirchenbaur et al. 2012).

Μεταγενέστερα, η εφέλκυστική τεκτονική δράση και τα ρήγματα αποκόλλησης οδήγησαν στην κατάρρευση του ορογενούς και την αποκάλυψη των βαθύτερων επιπέδων του φλοιού. Ο εφέλκυσμός αυτός ήταν συνδεδεμένος με συντεκτονικές και μετατεκτονικές διεισδύσεις γρανιτικών σωμάτων και διαμόρφωσε τη δομή του τεκτονικού παραθύρου του Παγγαίου (Dinter and Royden 1993, Sokoutis et al. 1993, Dinter 1998, Kiliias and Mountrakis 1998, Kiliias et al. 1999, Bonev et al. 2006, Brun and Sokoutis 2007, Kiliias et al. 2013).

Στον ενδιάμεσο χώρο μεταξύ των δύο αυτών μεγάλων κρυσταλλοσχιστωδών μαζών, της Πελαγονικής στα δυτικά και της Ροδόπης στα ανατολικά, οι οποίες χαρακτηρίζονται από την παρουσία κυρίως μεταμορφωμένων πετρωμάτων,

τοποθετείται η ζώνη Αξιού που χαρακτηρίζεται από την παρουσία οφιολίθων και η οποία θεωρήθηκε παλιότερα ως η κύρια οφιολιθική αξονική ζώνη του ορογενετικού συστήματος των Ελληνίδων.

Στο κεντρικό τμήμα της ζώνης Αξιού, το οποίο και αποτελεί την περιοχή μελέτης τοποθετούνται τα τεκτονοστρωματογραφικά πεδία του Πάικου και της Τζένας (Σχ. 21), που όπως θα δούμε αναλυτικά παρακάτω έχουν σημαντικές στρωματογραφικές, πετρογραφικές και τεκτονικές ομοιότητες (Katrivanos et al. 2015, Katrivanos et al. 2016).

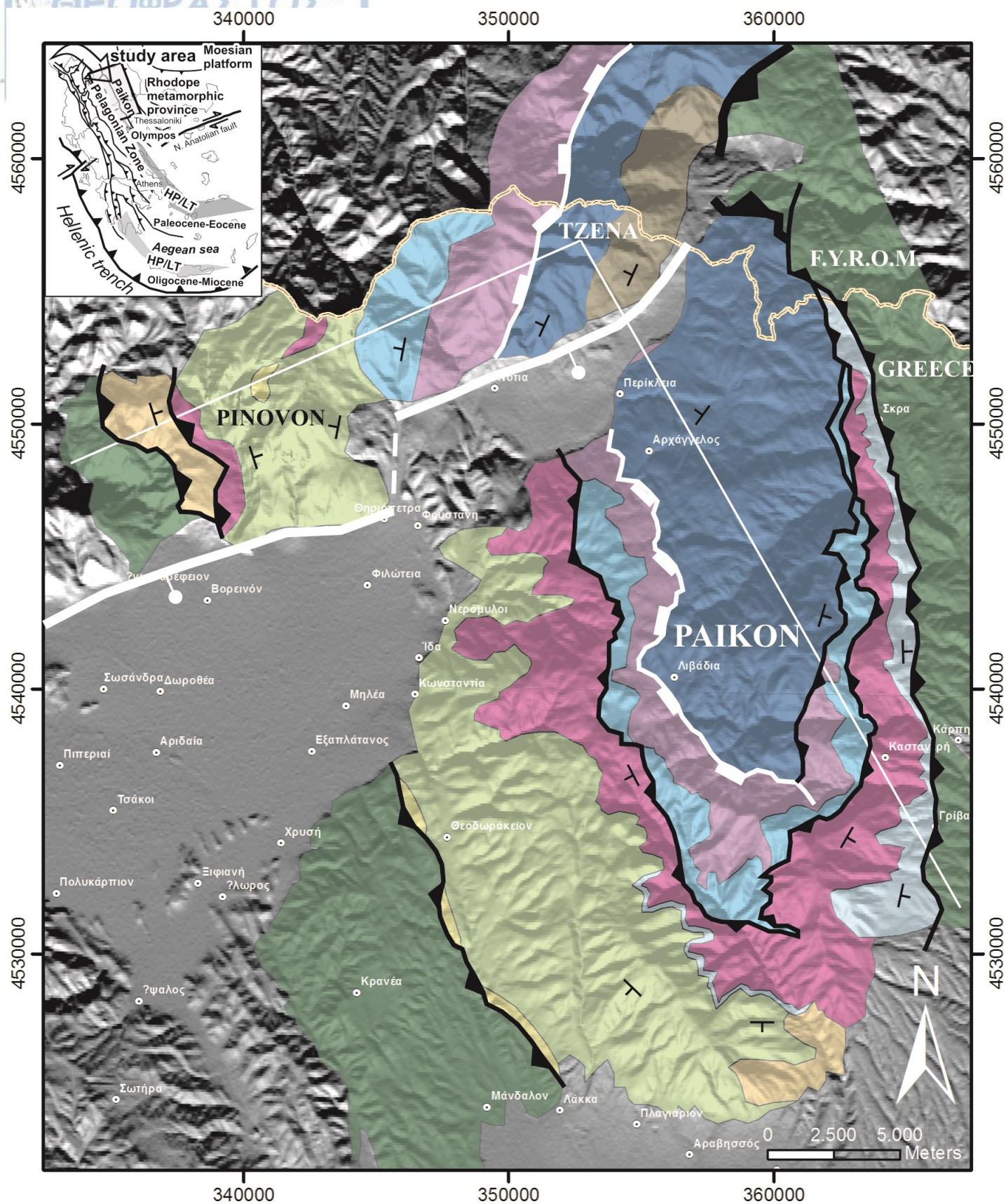
Το καθένα απ' αυτά συνιστά μια ετερογενή συνάθροιση ανθρακικών, πυριτικών, ηφαιστειογενών και κλαστικών πετρωμάτων, ηλικίας από το Άνω Παλαιοζωικό - Τριαδικό έως το Τριτογενές. Προκύπτει έτσι, μια πολύπλοκη στήλη τεκτονικών καλυμμάτων η οποία αποτελείται από διαφορετικές τεκτονοστρωματογραφικές ενότητες με ποικίλλα χαρακτηριστικά (Σχ.22).

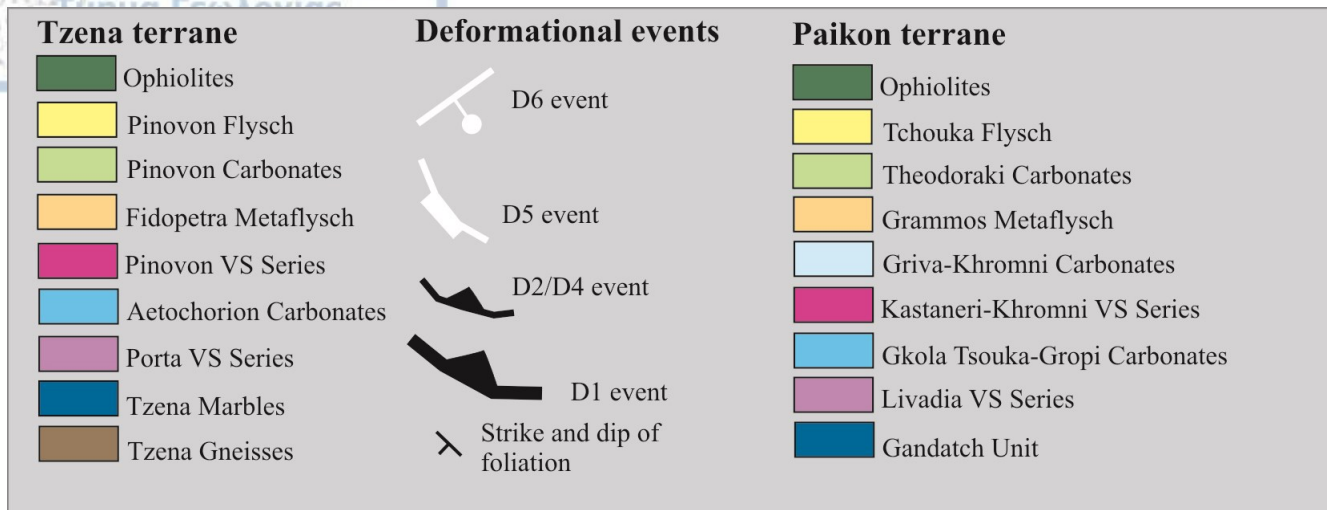
Παλαιοζωικής ηλικίας γνευσιακά κυρίως πετρώματα μαζί με Τριαδικά μάρμαρα σε εναλλαγές με σχιστόλιθους, τοποθετούνται τεκτονικά κάτω από ηφαιστειοκλαστικά υλικά και ανθρακικά πετρώματα ηλικίας Ιουρασικού έως Κάτω Κρητιδικού, καθώς και κάτω από τεκτονικά επωθημένους οφιολίθους οι οποίοι έχουν μεταφερθεί προς τα δυτικά πιθανόν μακριά από την αρχική τους θέση.

Επικλυσιογενή ιζήματα ηλικίας Άνω Ιουρασικού έως Κάτω Κρητιδικού, καθώς επίσης και ασβεστόλιθοι και φλύσχης ηλικίας Άνω Κρητιδικού, επικάθονται με ασυμφωνία σε όλες τις ενότητες που περιγράφηκαν παραπάνω.

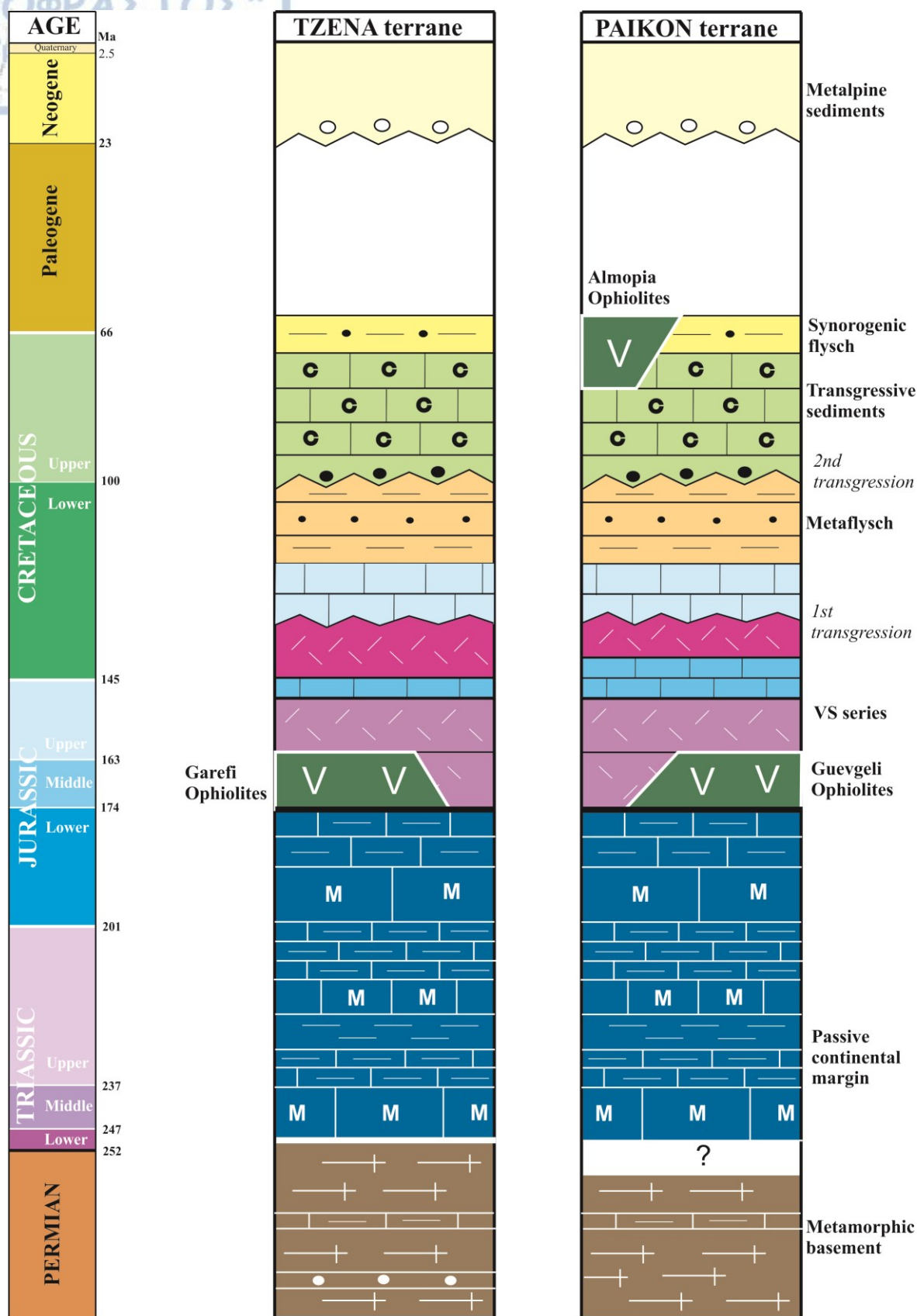
Παρά τη μεγάλη τους γενικά ομοιότητα, τα δύο αυτά πεδία έχουν και μία σημαντική διαφορά. Τα πετρώματα του Παλαιοζωικού υποβάθρου (γνεύσιοι, σχιστόλιθοι κτλ.) εμφανίζονται μόνο στο τεκτονοστρωματογραφικό πεδίο της Τζένας και όχι σε αυτό του Πάικου.

Παρακάτω, θα περιγραφούν αναλυτικά η τεκτονοστρωματογραφική δομή και οι γεωλογικές ενότητες από τις οποίες συγκροτούνται τα τεκτονοστρωματογραφικά πεδία του Πάικου και της Τζένας.





Σχ. 21. Γεωλογικός χάρτης των τεκτονοστρωματογραφικών πεδίων του Πάικου και της Τζένας (τροποποιημένος, από Federal Geological Institute of Serj 1970, Μαυρίδης et al. 1982, Mercier and Vergely 1984, Godfriaux and Ricou 1991, Brown and Robertson 2003, Γαλέος et al. 2003, Κατριβάνος et al. 2001, Katrivanos et al. 2013, 2016). Στο χάρτη/οδηγό, δίνονται οι γεωτεκτονικές ενότητες των Ελληνίδων και η θέση της περιοχής μελέτης. Σύστημα συντεταγμένων: Greek metric grid (ΕΓΣΑ87/GGRS87).



Σχ. 22. Τεκτονοστρωματογραφική δομή των πεδίων του Πάικου και της Τζένας και γενική σύγκριση των συνοπτικών τεκτονοστρωματογραφικών τους στηλών (τροποποιημένο από Katrivanos et al. 2015).

3.3 Οι γεωλογικές ενότητες του ορεινού όγκου του Πάικου

Με βάση τις παρατηρήσεις υπαίθρου που έγιναν κατά την εκπόνηση της διατριβής και συγκρινόμενες με την υπάρχουσα βιβλιογραφία σχετικά με την ορεινή μάζα του Πάικου (Mercier 1968, Μαυρίδης et al. 1982, Mercier and Vergely 1984, Godfriaux and Ricou 1991, Bonneau et al. 1994, Ferriere et al. 2001, Brown and Robertson 2003), το πεδίο του Πάικου αποτελείται από τις παρακάτω ενότητες (η περιγραφή είναι από τους ανώτερους ορίζοντες της τεκτονοστρωματογραφικής στήλης προς τους κατώτερους) (Σχ. 21 & Σχ. 22).

3.3.1 Οφιόλιθοι

Στο δυτικό περιθώριο του πεδίου του Πάικου, οι οφιόλιθοι της Αλμωπίας τοποθετούνται κατά μήκος τεκτονικών επαφών πάνω στο Μαιστρίχτιας ηλικίας φλύσχη της Τσούκας και κατά θέσεις απ' ευθείας πάνω στην Άνω Κρητιδικής ηλικίας ανθρακική ενότητα του Θεοδωράκη (Φωτ.1).

Η οφιολιθική αυτή ακολουθία αποτελείται από σερπεντινίτες, δολερίτες και βασικού χημισμού λάβες, ηλικίας Τριαδικού - Ιουρασικού (Mercier and Vergely 1984, Brown and Robertson 2003).



Φωτ. 1. Τεκτονική επαφή των οφιολίθων της Αλμωπίας που τοποθετούνται πάνω στα Άνω Κρητιδικά ανθρακικά πετρώματα της ενότητας Θεοδωράκη, στο νοτιοδυτικό τμήμα του πεδίου του Πάικου, κοντά στο χωριό Θεοδωράκη.

Στο ανατολικό περιθώριο, οι οφιολίθοι της Γευγελής/Παιονίας τοποθετούνται τεκτονικά πάνω στα Άνω Ιουρασικής - Κάτω Κρητιδικής ηλικίας ανθρακικά πετρώματα της Γρίβας - Κρώμνης (Σχ. 21). Κοντά στην επαφή, τα οφιολιθικά πετρώματα είναι κυρίως γάββροι, ενώ προοδευτικά προς τα ανατολικά εμφανίζονται τα ανώτερα επίπεδα της οφιολιθικής ακολουθίας, όπως το σύμπλεγμα των φλεβών, δολερίτες, διαβάσες και μαξιλαροειδείς λάβες (sheeted dyke complex & pillow lavas), Ιουρασικής ηλικίας (Saccani et al. 2008). Εντός της σειράς αυτής διείσδυσε ο γρανίτης του Φανού κατά τη διάρκεια του Άνω Ιουρασικού (160 Ma, Soldatos et al. 1993, Anders et al. 2005) και διαφοροποιήθηκαν οι μιγματίτες της Πηγής, ηλικίας Άνω Ιουρασικού (Μαυρίδης et al. 1982).

Εντός των δύο οφιολιθικών ακολουθιών, συμπτυχωμένα μέσα στο οφιολιθικό υλικό εμφανίζονται ερυθρά ιζήματα βαθιάς θάλασσας (ραδιολαριτικά και κερατολιθικά ιζήματα), τα οποία παραμορφώθηκαν μαζί με τα υπόλοιπα οφιολιθικά πετρώματα.

3.3.2 Φλύσχης Τσούκας

Πρόκειται για εναλλαγές ψαμμιτών με ιλύολιθους, ασβεσταρενίτες και αργιλικούς σχίστες, εναλλαγές που σχηματίζουν μια τυπική σειρά φλύσχη. Εντός της σειράς αυτής, παρεμβάλλονται συχνά ανθρακικοί ολισθόλιθοι (Σχ. 23).

Η σειρά αυτή είναι ισχυρά τεκτονισμένη σε θραυσιγενείς συνθήκες παραμόρφωσης (brittle), με αποτέλεσμα τα τεκτονικά λείπια που σχηματίζονται να φέρνουν τα πετρώματα του φλύσχη σε συνεχείς εναλλαγές με τα υποκείμενα ανθρακικά πετρώματα ηλικίας Άνω Κρητιδικού.

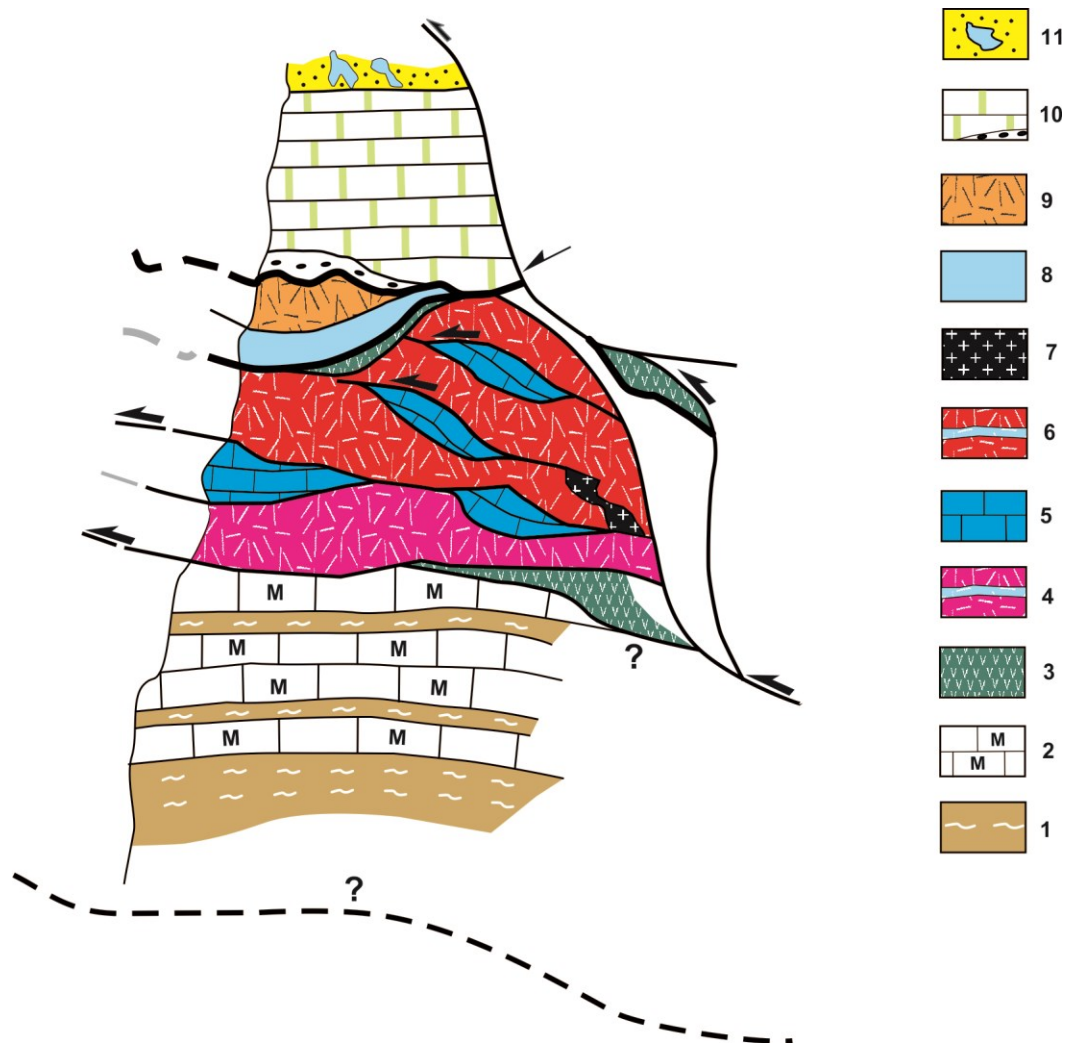
Ο φλύσχης της Τσούκας θεωρείται Μαιστρίχτιας ηλικίας (Mercier 1968, Brown and Robertson 2003).

3.3.3 Ανθρακική Ενότητα Θεοδωράκη

Η ενότητα αυτή αποτελείται από ανθρακικά κυρίως πετρώματα που αποτέθηκαν ασύμφωνα πάνω στις υποκείμενες ενότητες, με την επίκλυση του Κενομανίου. Η σειρά ξεκινά κυρίως με δολομίτες, ενώ στη συνέχεια μεταβαίνει σε νηριτικούς ασβεστόλιθους και λιγοστές εναλλαγές με ψαμμίτες και ανθρακικά κροκαλοπαγή. Στους ανώτερους ορίζοντες επικρατούν οι πελαγικοί ασβεστόλιθοι και η γενικότερη εικόνα των πετρωμάτων δείχνει το σταδιακό βάθεμα των συνθηκών

ιζηματογένεσης της λεκάνης, έως την απόθεση του φλύσχη της Τσούκας. Η ανθρακική ενότητα του Θεοδωράκη βυθίζεται γενικά προς τα δυτικά έως νοτιοδυτικά.

Η ηλικία της σειράς είναι Άνω Κρητιδική, από το Κενομάνιο έως το Μαιστρίχτιο (Mercier and Vergely 1984).



Σχ. 23. Αναλυτική τεκτονοστρωματογραφική στήλη των ενότητων του πεδίου του Πάικου (τροποποιημένο από Κατριβάνος et al. 2012, Katrivanos et al. 2013).

Επεξήγηση υπομνήματος:

Σχιστόλιθοι (1) και μάρμαρα (2) ενότητας Γκάντατς, οφιόλιθοι (3), ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά Λιβαδίων με ανθρακικούς ορίζοντες (4), ανθρακική ενότητα Γκόλα Τσούκα – Γκρόπης (5), ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά Καστανερής – Κρώμνης με ανθρακικούς ορίζοντες (6), γνευσιωμένα γρανιτικά σώματα (7), ανθρακική ενότητα Γρίβας – Κρώμνης (8), μεταφλύσχη Γράμμου (9), ανθρακική ενότητα Θεοδωράκη με κροκαλοπαγές βάσης (10), φλύσχη Τσούκας με ολισθόλιθους ανθρακικού υλικού (11).

3.3.4 Μεταφλύσχης Γράμμου

Πρόκειται για τυπικό φλύσχη, που αποτελείται από μεταψαμμίτες σε εναλλαγές με μεταπηλιτικά πετρώματα, μετακροκαλοπαγή και ασβεστόλιθους. Η σειρά αυτή χαρακτηρίζεται από τα ερυθρά ψαμμιτικά στρώματα που εναλλάσσονται με κλαστικό υλικό ηφαιστειακής προέλευσης (Φωτ. 2).

Η ενότητα αυτή υπέρκειται με ασυμφωνία πάνω τόσο στα ανθρακικά πετρώματα της υποκείμενης ενότητας της Γρίβας – Κρώμνης, όσο και στα πετρώματα της υποκείμενης ηφαιστειοιζηματογενούς σειράς Καστανερής – Κρώμνης στο νότιο τμήμα του Πάικου, στην κοιλάδα του ομώνυμου ποταμού (Σχ. 23).



Φωτ. 2. Εναλλαγές στρωμάτων ιλυολίθων και ψαμμιτών του Μεταφλύσχη του Γράμμου με ΝΑ βύθιση, στο νότιο τμήμα του πεδίου του Πάικου.

Ο μεταφλύσχης του Γράμμου καλύπτεται επικλυσιγενώς από την Άνω Κρητιδικής ηλικίας ενότητα του Θεοδωράκη και θεωρείται ότι είναι ηλικίας Κάτω Κρητιδικού (μετα-Κιμμερίδια και προ-Άλβια, [Brown and Robertson 2003](#)).

3.3.5 Ανθρακική Ενότητα Γρίβας - Κρώμνης

Αποτελείται κυρίως από ανακρυσταλλωμένα ανθρακικά πετρώματα, κατά θέσεις δολομιτικά, σε εναλλαγές με φυλλίτες και ασβεστιτικούς και σερικιτικούς σχιστόλιθους. Στους κατώτερους ορίζοντες της σειράς αυτής επικρατούν τεφρά μάρμαρα.

Στο ανατολικό Πάικο, η ενότητα αυτή βυθίζεται προς τα ανατολικά έως βορειοανατολικά, ενώ στο δυτικό Πάικο, βυθίζεται προς τα δυτικά έως νοτιοδυτικά. Στο νοτιοανατολικό άκρο του πεδίου του Πάικου καταγράφεται βύθιση προς τα νοτιοανατολικά (Σχ. 21).

Η ενότητα αυτή θεωρείται ότι έχει ηλικία Άνω Ιουρασική έως Κάτω Κρητιδική, ηλικία βασισμένη στα βενθικά τρηματοφόρα (π.χ. *Miliolidae* sp., *Actinoporella* sp., *Pseudocyclamina* sp. και *Cumeolina* sp.), τα ασβεστοφύκη (*Cladocoropsis mirabilis*), τα νηριτικά γαστρόποδα και τα δίθυρα, που δείχνουν όλα Άνω Ιουρασική ηλικία, καθώς επίσης και σε ορισμένα άλλα απολιθώματα που δείχνουν Άπτια έως Άλβια ηλικία (π.χ. *Mesorbitolina* sp., *Sabaudia minuta*) (Mercier 1968, Bonneau et al. 1994, Ferriere et al. 2001), όπως αυτά αναφέρονται στη βιβλιογραφία και αρκετά από αυτά αναγνωρίστηκαν κατά την υπαίθρια εργασία.

Ωστόσο, οι Brown and Robertson (2003) ερμηνεύουν ένα μεγάλο τμήμα αυτών των ανθρακικών ιζημάτων, ως τμήμα των επικλυσιγενών Άνω Κρητιδικών ασβεστολίθων (Ανθρακική Ενότητα Θεοδωράκη) και δέχονται ότι μόνο μικρές εμφανίσεις ασβεστολίθων, υπό τη μορφή τεκτονικών λεπίων, είναι ηλικίας Άνω Ιουρασικής έως Κάτω Κρητιδικής. Θεωρούμε ότι τα απολιθώματα ρουδιστών που βρέθηκαν σε ασβεστόλιθους κοντά στο χωριό της Γρίβας (Godfriaux and Ricou 1991, Bonneau et al. 1994), τα οποία καταδεικνύουν μια ηλικία Άνω Κρητιδική, είτε ανήκουν σε μικρές μόνο εμφανίσεις των επικλυσιγενών Άνω Κρητιδικών ασβεστόλιθων, που τεκτονικά ενσωματώθηκαν μέσα στους ηφαιστειο-ιζηματογενείς σχηματισμούς, ή αυτή η πανίδα ρουδιστών βρίσκεται στα πολύ ανώτερα τμήματα του ανθρακικού σχηματισμού της Γρίβας – Κρώμνης, όπως επίσης αναφέρεται από τους Bonneau et al (1994).

Επιπροσθέτως, η απουσία του Μαιστρίχτιου Φλύσχη της Τσούκας, που σχηματίζει τις πολύ ανώτερες αποθέσεις της Άνω Κρητιδικής ανθρακικής ενότητας του Θεοδωράκη υποστηρίζει την άποψη ότι η ανθρακική ενότητα της Γρίβας – Κρώμνης έχει ηλικία Άνω Ιουρασική έως Κάτω Κρητιδική.

3.3.6 Ηφαιστειοϊζηματογενής Σειρά Καστανερής-Κρώμνης

Πρόκειται για μία σειρά που αποτελείται κυρίως από όξινα ηφαιστειακά υλικά (λεπτόκοκκοι τόφφοι, ιγκνιμπρίτες, σερικιτικά και χαλαζιακά πορφυροειδή, μεταρυόλιθοι), τα οποία εναλλάσσονται με κλαστικά ιζήματα (μετα-αρκόζες, μετα-

κροκαλοπαγή, πυροκλαστικοί ψαμμίτες) και με παρεμβολές ανακρυσταλλωμένων ασβεστολίθων που βρίσκονται είτε ως φακοί ή ορίζοντες μικρού πάχους, είτε με τη μορφή ολισθόλιθων (Σχ. 23 & Φωτ. 3).

Στο δυτικό τμήμα του Πάικου, η ηφαιστειοϊζηματογενής αυτή σειρά έχει σημαντικό πάχος και περιέχει ηφαιστειακά πετρώματα τόσο όξινου έως ενδιάμεσου χημισμού (κερατοφύρες), όσο και βασικού χημισμού (σπιλίτες και διαβάσες), οδηγώντας έτσι στο συμπέρασμα μίας χημικής διαφοροποίησης μεταξύ του δυτικού και ανατολικού τμήματος του πεδίου του Πάικου, όπως υιοθετούν ως άποψη οι Bebien et al. (1994).



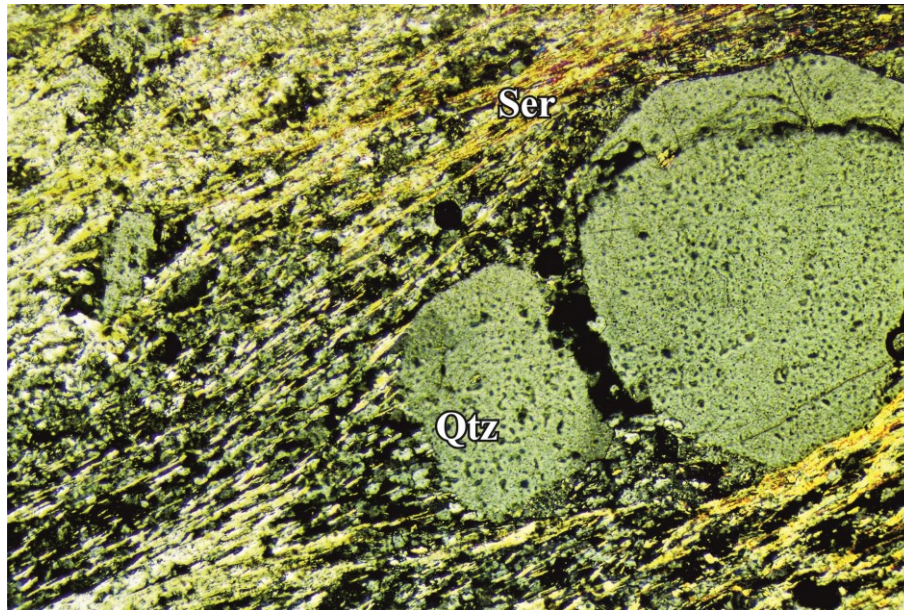
Φωτ. 3. Τεκτονική επαφή των ηφαιστειοκλαστικών υλικών της Σειράς Καστανερής που τοποθετούνται πάνω στα ανθρακικά πετρώματα της Ενότητας Γκόλα Τσούκα με φορά προς τα δυτικά, στο ανατολικό τμήμα του πεδίου του Πάικου κοντά στο χωριό «Καστανερή».

Όλο το ηφαιστειακό υλικό της σειράς είναι ισχυρά μυλονιτωμένο. Η μυλονιτική αυτή υφή είναι ιδιαίτερα εντυπωσιακή στους μεταρυσίλους και τα χαλαζιακά και σερικιτικά πορφυροειδή, σχηματίζοντας κατά θέσεις αξιόπιστους κινηματικούς δείκτες (S-C υφές, σ-κλάστες κτλ.).

Οι μεταρυσίλοι αποτελούνται από χαλαζία, αλβίτη, λευκό μαρμαρυγία και λεπτομερή σερικήτη και στο οπτικό μικροσκόπιο είναι ιδιαίτερα εμφανή τα φαινόμενα της δυναμικής ανακρυστάλλωσης του χαλαζία και της σερικιτίωσης του μαρμαρυγία (Φωτ. 4). Οι σπιλίτες αποτελούνται από αλβίτη, χλωρίτη, επίδοτο, σερικήτη,

στιλπνομέλανα και ακτινόλιθο ενώ οι κερατοφύρες από αλβίτη, χαλαζία, χλωρίτη, σερικίτη και επίδοτο.

Οι Baroz et al. (1987) περιέγραψαν εντός της ορυκτολογικής παραγένεσης στα χαλαζιοαστριούχα σχιστολιθικά πετρώματα την παρουσία λοσονίτη και φεγγίτη μέσης έως υψηλής περιεκτικότητας σε πυρίτιο, που μαζί με άλλα στοιχεία συνηγορεί για μεταμόρφωση υψηλής πίεσης (δες Κεφ. 5).

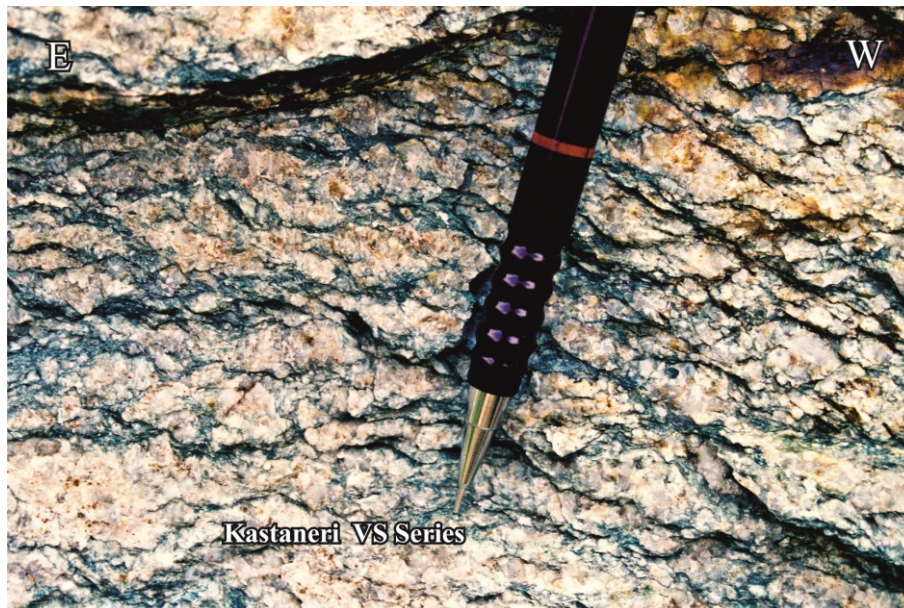


Φωτ. 4. Μικροσκοπική εικόνα των μυλονιτωμένων μεταρυλίων της Σειράς Καστανερής, όπου διακρίνεται η δυναμική ανακρυστάλλωση του Qtz και η σερικιτίωση του μαρμαρυγία (CPL, 5 mm εύρος).

Στο ανατολικό Πάικο, κοντά στο χωριό της Καστανερής, εμφανίζεται γνευσιωμένο γρανιτικό σώμα άγνωστης ηλικίας, με τους κλάστες χαλαζία και αστρίων να σχηματίζουν μια τυπική υφή οφθαλμογενέσιου (Φωτ. 5). Αποτελείται από χαλαζία, καλιούχο άστριο, πλαγιόκλαστο, λευκό μαρμαρυγία και χλωρίτη. Το ορθόκλαστο είναι μερικώς περθιτωμένο, γεγονός που συνηγορεί για ορθοπροέλευση. Ανάλογη εμφάνιση γρανιτικού σώματος εντός της σειράς αυτής αναφέρεται και στο δυτικό Πάικο κοντά στο χωριό Νερόμυλοι (Δάβη et al. 1988).

Η ηφαιστειογενής αυτή σειρά ακολουθεί τη γενική δομή της ορεινής μάζας του Πάικου. Έτσι, στο δυτικό Πάικο, βυθίζεται προς τα δυτικά έως νοτιοδυτικά, ενώ στο ανατολικό Πάικο προς τα ανατολικά (Σχ. 21).

Η ηλικία της σειράς θεωρείται ως Μέσο - Άνω Ιουρασική (Μαυρίδης et al. 1982, Brown and Robertson 2003).



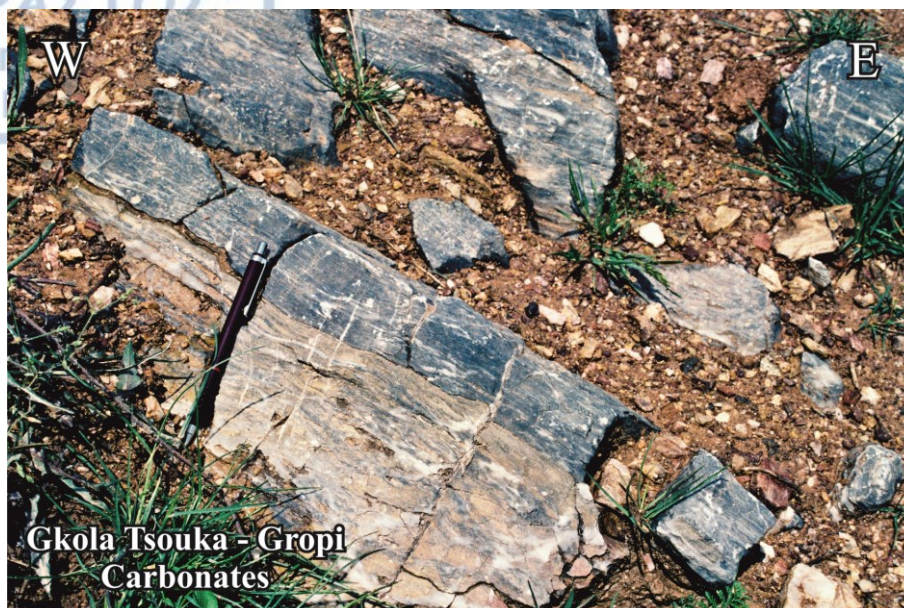
Φωτ. 5. Έντονα μυλονιτωμένο υλικό με χαρακτηριστική γνευσιακή υφή (πιθανότατα ενός γρανιτικού πρωτόλιθου) εντός της ηφαιστειοϊζηματογενούς Σειράς Καστανερής, στο ανατολικό τμήμα του πεδίου του Πάικου κοντά στο χωριό «Καστανερή».

3.3.7 Ανθρακική Ενότητα Γκόλα Τσούκας - Γκρόπης

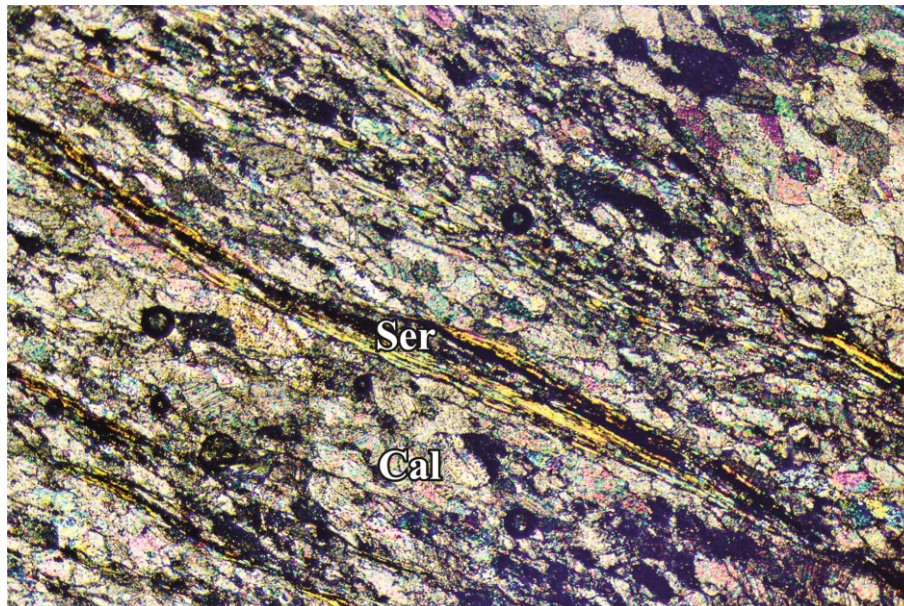
Αποτελείται κυρίως από λευκά έως τεφρά μάρμαρα, ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους, δολομιτικά μάρμαρα και ασβεστιτικούς σχιστόλιθους. Τα ανθρακικά πετρώματα εμφανίζονται ισχυρά μυλονιτωμένα, ειδικά κοντά στην τεκτονική επαφή τους με την υπερκείμενη ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά της Καστανερής – Κρώμνης (Φωτ. 6).

Αποτελούνται κυρίως από ασβεστίτη, αλλά περιέχουν επίσης χαλαζία, λευκό μαρμαρυγία, λεπτομερή σερικήτη και χλωρίτη. Στο οπτικό μικροσκόπιο, εμφανή είναι τα φαινόμενα σερικήτιωσης του λευκού μαρμαρυγία και της δυναμικής ανακρυστάλλωσης που έχει υποστεί ο ασβεστίτης (Φωτ. 7).

Οι [Bonneau et al. \(1994\)](#) αναφέρουν ότι η σειρά αυτή ξεκινά στη βάση της με κροκαλοπαγές πάχους 3-4 μέτρων, με κλαστικό υλικό που προέρχεται από τα γρανιτικά - ρυολιθικά πετρώματα της σειράς Καστανερής - Κρώμνης και ότι η σειρά σταδιακά μεταπίπτει σε λευκά ρουδιστοφόρα μάρμαρα, ηλικίας Άπτιου - Άλβιου.



Φωτ. 6. Λεπτομέρεια των μυλονιτιωμένων ανθρακικών πετρωμάτων της Ενότητας Γκόλα Τσούκα - Γκρόπης, στο σημείο της τεκτονικής τους επαφής με τα ηφαιστειοκλαστικά υλικά της σειράς Καστανερής, στο ανατολικό τμήμα του πεδίου του Πάικου κοντά στο χωριό «Καστανερή».



Φωτ. 7. Μικροσκοπική εικόνα των ανθρακικών πετρωμάτων της Γκόλα Τσούκα, όπου διακρίνεται η δυναμική ανακρυστάλλωση του ασβεστίτη (Cal) και η σερικιτίωση του μαρμαρυγία (CPL, 5 mm εύρος).

Η ενότητα βυθίζεται προς δυτικά έως νοτιοδυτικά στη δυτική πτέρυγα της ορεινής μάζας του Πάικου, ενώ στην ανατολική πτέρυγα βυθίζεται προς τα ανατολικά (Σχ. 24).

Η παρουσία των *Eoradioliites*, *Orbitolina* sp. & *ellipsactinies* δείχνει ότι η ηλικία αυτής της σειράς θα πρέπει να είναι Άνω Ιουρασική έως Κάτω Κρητιδική (Mercier 1968, Bonneau et al. 1994).

Αντιθέτως, οι Brown and Robertson (2003), βασισμένοι σε μία πανίδα ρουδιστικών δίθυρων, προτείνουν για τα ανθρακικά αυτά πετρώματα Άνω Κρητιδική ηλικία και τα θεωρούν ως ισοδύναμα της ανθρακικής ενότητας του Θεοδωράκη.

Όπως περιγράφηκε σε προηγούμενη παράγραφο, θεωρούμε αυτά τα ρουδιστοφόρα ανθρακικά πετρώματα είτε ως τεκτονικά λείπια, που ενσωματώθηκαν τεκτονικά μέσα στις υποκείμενες ηφαιστειοιζηματογενείς σειρές, είτε ως τα ανώτατα τμήματα της ανθρακικής ενότητας της Γκόλα Τσούκα - Γκρόπης.

Συνεπώς, η ανθρακική ενότητα της Γκόλα Τσούκα – Γκρόπης θα πρέπει να θεωρηθεί ως Άνω Ιουρασικής – Κάτω Κρητιδικής ηλικίας, σε συμφωνία με τους Mercier (1968), Bonneau et al. (1994).

3.3.8 Ηφαιστειοιζηματογενής Σειρά Λιβαδιών

Πρόκειται για μία σειρά ηλικίας Μέσου έως Άνω Ιουρασικού (Mercier 1968, Μαυρίδης et al. 1982, Brown and Robertson 2003), που αποτελείται από χλωριτικούς και σερικιτικούς σχιστόλιθους, ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους, χαλαζιακούς και ασβεστιτικούς σχιστόλιθους, σε εναλλαγές με ηφαιστειακό υλικό, όπως τόφφους, μεταρυόλιθους, σερικιτιωμένα πορφυροειδή και μεταβασικά πετρώματα.

Για τη σειρά αυτή, οι Baroz et al. (1987) περιγράφουν την παρουσία φεγγίτη μέσης έως υψηλής περιεκτικότητας σε πυρίτιο (δες Κεφ. 5).

Η σειρά των Λιβαδιών εμφανίζεται και στις δύο πτέρυγες της ορεινής μάζας του Πάικου, υποκείμενη τεκτονικά της ανθρακικής ενότητας της Γκόλα Τσούκα – Γκρόπης και ακολουθώντας τη συνολική τεκτονική δομή του πεδίου του Πάικου. Έτσι, τα πετρώματα της σειράς βυθίζονται προς τα δυτικά έως νοτιοδυτικά στη δυτική πτέρυγα και προς τα ανατολικά στην ανατολική πτέρυγα, αντίστοιχα (Σχ. 24).

3.3.9 Ενότητα Γκάντατς

Η ενότητα αυτή έχει πάρει την ονομασία της από την ομώνυμη κορυφή και συνιστά τον πυρήνα της ορεινής μάζας του Πάικου. Αποτελείται από εναλλαγές συμπαγών λευκών έως τεφρών μαρμάρων με λεπτοστρωματώδη μάρμαρα, σιπολίνες και ασβεστιτικούς, χλωριτικούς, σερικιτικούς και επιδοτιτικούς σχιστόλιθους και φυλλίτες (Φωτ. 8).

Στους βαθύτερους ορίζοντες αυτής της ενότητας, εμφανίζονται λευκά ή τεφρά κυρίως παχυστρωματώδη μάρμαρα και κατά θέσεις δολομιτικά μάρμαρα. Με βάση τη σύσταση και υφή των οριζόντων αυτών προκύπτει ότι η πρωτογενής ιζηματογενής ακολουθία της ενότητας αυτής αποτέθηκε σε μια αβαθή λεκάνη νηριτικής έως ημιπελαγικής φάσης.



Φωτ. 8. Πτυχωμένα μάρμαρα και σιπολίνες σε εναλλαγές με χλωριτικούς και σερικιτικούς σχιστόλιθους της ενότητας Γκάντατς, στο κεντρικό τμήμα του πεδίου του Πάικου κοντά στο χωριό «Λιβάδια».

Η ενότητα αυτή δεν έχει χρονολογηθεί, καθώς δεν έχουν βρεθεί απολιθώματα που να είναι δυνατόν να προσδιοριστούν, λόγω της ισχυρής ανακρυστάλλωσης των πετρωμάτων. Θεωρείται πάντως, Τριαδικής έως Κάτω – Μέσης Ιουρασικής ηλικίας (Mercier 1968, Μαυρίδης et al. 1982, Brown and Robertson 2003).

Σε σχιστολιθικά πετρώματα της ενότητας αυτής, οι Baroz et al. (1987) περιγράφουν την παρουσία φεγγίτη μέσης έως υψηλής περιεκτικότητας σε πυρίτιο, καθώς και την παρουσία νατριούχου αμφίβολου (δες Κεφ. 5).

3.4 Οι γεωλογικές ενότητες του ορεινού όγκου της Τζένας

Σύμφωνα με τις παρατηρήσεις υπαίθρου και συγκρινόμενες με την υπάρχουσα βιβλιογραφία σχετικά με την ορεινή μάζα της Τζένας (Mercier 1968, Migiros and Galeos 1990, Γαλέος et al. 2003, Brown and Robertson 2004), το τεκτονοστρωματογραφικό πεδίο της Τζένας αποτελείται από τις ακόλουθες ενότητες (η περιγραφή γίνεται από τους ανώτερους ορίζοντες της τεκτονοστρωματογραφικής στήλης προς τους κατώτερους και δεν περιγράφεται η Νεογενής και Τεταρτογενής ιζηματογένεση, ούτε βεβαίως η Τεταρτογενής ηφαιστειότητα της Αλμωπίας, δηλαδή οι τόφφοι και οι ανδεσιτικές λάβες) (Σχ. 21 & Σχ. 22).

3.4.1 Οφιόλιθοι

Δυτικά της ορεινής μάζας του Πινόβου, οι οφιόλιθοι του Γαρέφη σχηματίζουν μια τεκτονική στήλη από υπερβασικά τεκτονικά λέπια, που αποτελούνται από σερπεντινωμένους δουνίτες και χαρτζβουργιτικούς τεκτονίτες. Τοπικά, διαβασικές φλέβες διαπερνούν τα υπόλοιπα οφιολιθικά πετρώματα.

Όπως θα εξηγηθεί αναλυτικά παρακάτω (Κεφ. 3.5), θεωρούμε την οφιολιθική αυτή ακολουθία ως ταυτόσημη με τους οφιόλιθους που περιγράφηκαν παραπάνω στο πεδίο του Πάικου (Σχ. 22). Η ηλικία της ενότητας αυτής θεωρείται γενικά Ιουρασική (Γαλέος et al. 2003).

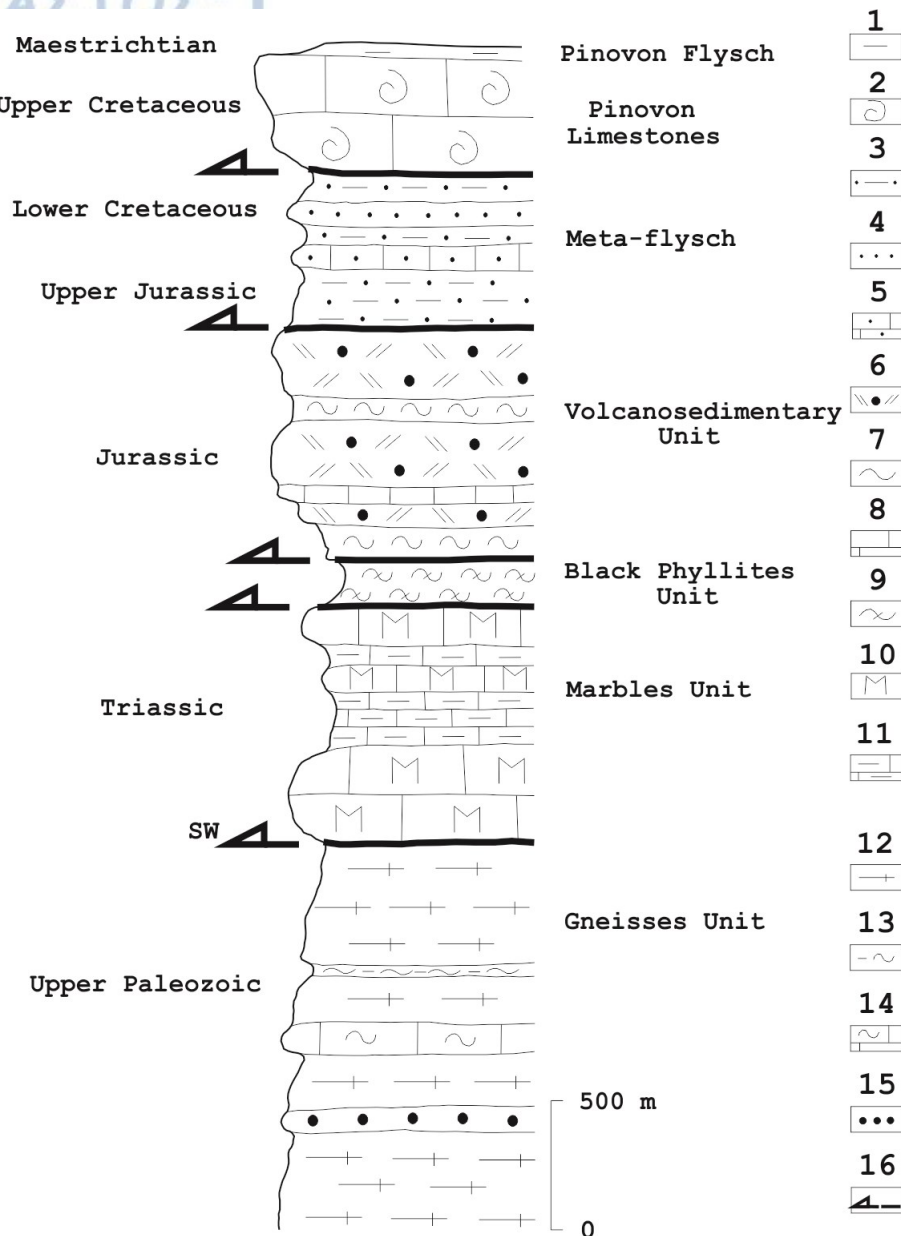
3.4.2 Φλύσξης Πινόβου

Πρόκειται για μία σειρά μικρού πάχους (100 μέτρα περίπου), που αποτελείται από εναλλαγές αργιλλικών και ψαμμιτικών ιζημάτων, μαζί με αργιλλικούς σχίστες και ιλυόλιθους, τυπικά πετρώματα φλύσχη που επικάθονται πάνω στους υποκείμενους επικλυσιογενείς ασβεστόλιθους του Άνω Κρητιδικού (Σχ. 24).

Η σειρά αυτή χαρακτηρίστηκε ως Μαιστρίχτιας ηλικίας (Γαλέος et al. 2003) και τη θεωρούμε ανάλογη του φλύσχη της Τσούκας στο πεδίο του Πάικου (Σχ. 22).

3.4.3 Ανθρακική ενότητα Πινόβου

Οι επικλυσιογενείς ασβεστόλιθοι του Πινόβου αποτελούνται κυρίως από εναλλαγές δολομιτών και ασβεστολίθων ελαφρά ανακρυσταλλωμένων. Λευκοκρυσταλλικοί νηριτικοί ασβεστόλιθοι μεταβαίνουν στους ανώτερους ορίζοντες σε γκρίζους πελαγικούς, ενώ εντός της σειράς παρεμβάλλονται φλυσχικά υλικά.



Σχ. 24. Αναλυτική τεκτονοστρωματογραφική στήλη του πεδίου της Τζένας (τροποποιημένο από Κατριβάνος et al. 2001).

Επεξήγηση υπομνήματος:

1. Φλύσχης Πινόβου
2. Ασβεστόλιθοι Πινόβου
3. Φυλλίτες
4. Μεταψαμμίτες
5. Μετα – ανθρακικά
6. Μυλονιτωμένοι μεταρυσίτοι
7. Πρασινίτες
8. Ασβεστόλιθοι
9. Μαύροι φυλλίτες
10. Μάρμαρα
11. Ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι
12. Γνεύσιοι
13. Πιεμονιτικοί σχιστόλιθοι
14. Σιπολίνες
15. Αμφιβολίτες
16. Ζώνη διάτμησης.

Όπως θα αναλυθεί στο Κεφ. 3.5, τα ανθρακικά πετρώματα του Πινόβου θεωρούμε ότι είναι ανάλογα με αυτά του Θεοδωράκη στο πεδίο του Πάικου (Σχ. 22) και η ηλικία τους έχει πιστοποιηθεί με απολιθώματα ως Άνω Κρητιδική (Mercier 1968).

3.4.4 Μεταφλύσχης Φιδόπετρας

Η σειρά αυτή τοποθετείται στο δυτικό τμήμα της ορεινής μάζας του Πινόβου. Αποτελείται κυρίως από ασβεστιτικούς φυλλίτες και μεταψαμμίτες, που εναλλάσσονται με ασβεστόλιθους, κροκαλοπαγή και αργιλλικούς σχίστες.

Η πρωτογενής ακολουθία της ημιμεταμορφωμένης αυτής σειράς αποτέθηκε σε ηπειρωτική κατωφέρεια υπό μορφή τουρβιδιτών με εναλλαγές λεπτόκοκκου και αδρόκοκκου υλικού, αποτελώντας ίσως τη συνέχεια άλλων ενοτήτων από αβαθείς σχετικά συνθήκες ιζηματογένεσης, σε γειτονικές συνθήκες ηπειρωτικής κατωφέρειας.

Θεωρούμε ότι αυτή η σειρά είναι ανάλογη του μεταφλύσχη του Γράμμου στο πεδίο του Πάικου, όπως θα αναλυθεί στο Κεφ. 3.5 (Σχ. 22). Η σειρά αυτή τοποθετείται χρονικά στο Άνω Άλβιο (Γαλέος et al. 2003).

3.4.5 Ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά Πινόβου

Πρόκειται για μία ακολουθία κυρίως ηφαιστειακών πετρωμάτων, όπως π.χ. σπιλίτες, μεταανδεσίτες και κερατοφύρες, μαζί με λίγα πυροκλαστικά υλικά και ανθρακικά πετρώματα.

Όπως θα δούμε στο Κεφ. 3.5, θεωρούμε τη σειρά αυτή ανάλογη της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς Καστανερής – Κρώμνης στο πεδίο του Πάικου (Σχ. 22), ενώ η ηλικία της είναι Άνω Ιουρασική (Γαλέος et al. 2003).

3.4.6 Ανθρακική ενότητα Αετοχωρίου

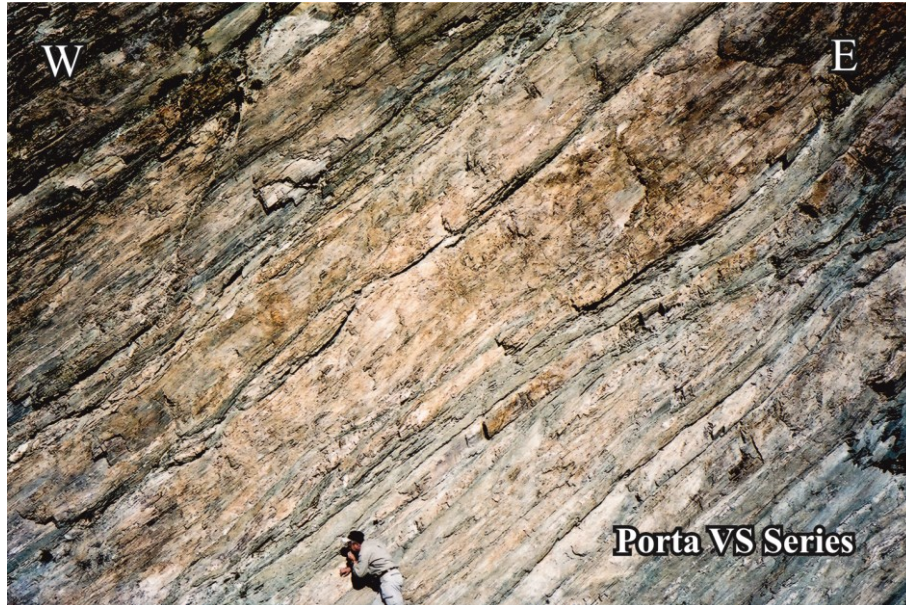
Η ενότητα αυτή αποτελείται κυρίως από ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους και σιπολίνες, σε εναλλαγές με χλωριτικούς σχιστόλιθους και φυλλίτες, με συνολικό πάχος περίπου 500 μέτρα.

Θεωρείται ως ανάλογη (βλέπε Κεφ. 3.5) των αντίστοιχων ανθρακικών πετρωμάτων ηλικίας Άνω Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού τα οποία εμφανίζονται στο πεδίο του Πάικου και περιγράψαμε παραπάνω (ενότητα Γκόλα Τσούκα – Γκρόπης) (Σχ. 22).

3.4.7 Ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά Πόρτας

Η μετα - ηφαιστειοϊζηματογενής αυτή σειρά υπέρκειται των μαρμάρων της Τζένας και έχει πάχος 1000 περίπου μέτρα (Σχ. 24). Αποτελείται κυρίως από όξινου χημισμού μυλονιτιωμένους μεταρυσίλους (χαλαζιακά πορφυροειδή κατά Mercier

1968), με παρεμβολές βασικού χημισμού πορφυροειδών και πρασινιτών, καθώς επίσης με μάρμαρα, πρασινοσχιστόλιθους και χαλαζίτες (Φωτ. 9 & 10). Οι λιγοστοί ανθρακικοί ορίζοντες εντός της σειράς, δεν ξεπερνούν σε πάχος τα 5-10 μέτρα.



Φωτ. 9. Μυλονιτωμένοι μεταρυόλιθοι σε εναλλαγές με πρασινοσχιστόλιθους της ηφαιστειοζηματογενούς Σειράς Πόρτας με βύθιση προς τα ΒΔ, στο πεδίο της Τζένας κοντά στο χωριό «Νότια».



Φωτ. 10. Μικροσκοπική εικόνα των μυλονιτωμένων μεταρυολίθων της Σειράς Πόρτας στο πεδίο της Τζένας, όπου διακρίνεται η δυναμική ανακρυστάλλωση του Qtz (CPL, 5 mm εύρος).

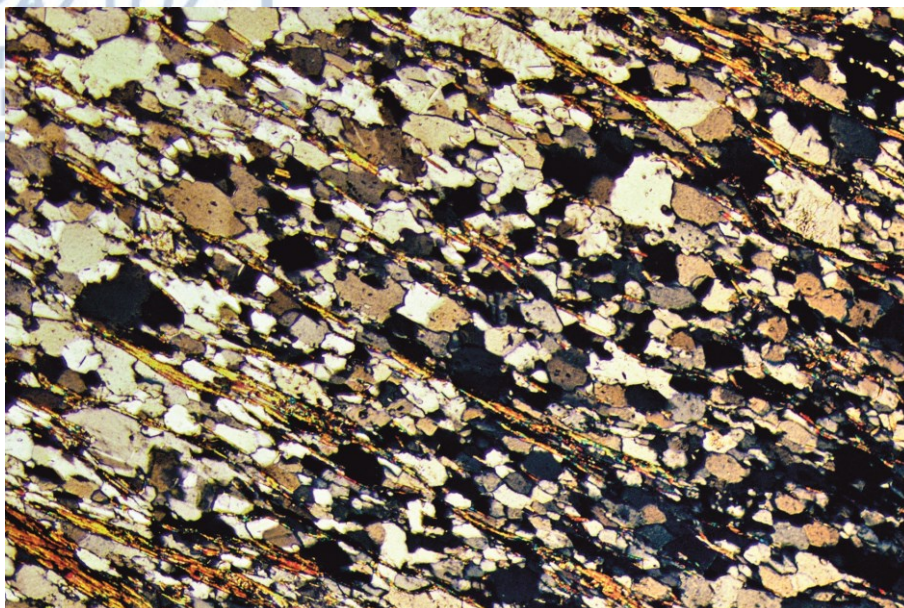
Στη βάση της ηφαιστειοϊζηματογενούς αυτής σειράς και σε άμεση επαφή με την υποκείμενη ενότητα των μαρμάρων βρίσκεται μία σειρά μαύρων φυλλιτών μικρού πάχους περίπου 200 μέτρων (Φωτ. 11). Πρώτοι οι Migiros and Galeos (1990) διαχώρισαν τους φυλλίτες αυτούς ως διακριτή ενότητα, ενώ ο Mercier (1968) δεν διαχωρίζει την ενότητα αυτή και θεωρεί τους μαύρους φυλλίτες μαζί με τα υπερκείμενα χαλαζιακά πορφυροειδή ως μία ενιαία ενότητα Ιουρασικής ηλικίας.

Η σειρά αυτή των φυλλιτών δομείται σχεδόν αποκλειστικά από μαύρους φυλλίτες, καθώς η μόνη ποικιλία της λιθολογίας οφείλεται στις χαλαζιακές φλέβες που έχουν διεισδύσει παράλληλα στην κύρια σχιστότητα των φυλλιτών.



Φωτ. 11. Τεκτονική επαφή των μαύρων φυλλιτών της ηφαιστειοϊζηματογενούς Σειράς Πόρτας πάνω στα μάρμαρα της Τζένας με βύθιση προς τα ΒΔ, στο πεδίο της Τζένας κοντά στην ομώνυμη κορυφή.

Πετρογραφικά, οι μαύροι φυλλίτες αποτελούνται από: χαλαζία + επίδοτο + χλωρίτη + γραφίτη ± αστρίους, με το χλωρίτη να υλοποιεί τη σχιστότητα (Φωτ. 12). Οι μεταρυσίτοι συνίστανται από: χαλαζία + αστρίους + λευκό μαρμαρυγία + χλωρίτη + επίδοτο + βιοτίτη. Η μυλονιτίωση και ανακρυστάλλωση των πορφυροβλαστών χαλαζία είναι ιδιαίτερα έντονη, ενώ η σχιστότητα υλοποιείται κυρίως από λευκό μαρμαρυγία. Από την παραγένεση αυτή προκύπτει ότι οι ρυσίτοι μεταμορφώθηκαν σε συνθήκες πρασινοςχιστολιθικής φάσης.



Φωτ. 12. Μικροσκοπική εικόνα των μαύρων φυλλιτών της σειράς Πόρτας, όπου διακρίνεται η σχιστότητα που υλοποιείται από λευκό μαρμαρυγία και χλωρίτη (CPL, 5 mm εύρος).

Μέσα στην ενότητα παρεμβάλλονται οριζόντες πρασινιτών που πιθανώς αντιπροσωπεύουν τα μεταμορφικά προϊόντα είτε τόφφων οι οποίοι συνόδευσαν τις ρυολιθικές εκχύσεις, είτε αργιλικών ιζημάτων που παρενεστρώθηκαν εντός των ρυολίθων (Φωτ. 13).



Φωτ. 13. Εναλλαγές όξινου και βασικού χημισμού υλικών της ηφαιστειοϊζηματογενούς Σειράς Πόρτας, στο πεδίο της Τζένας, κοντά στην κορυφή της Πόρτας.

Οι πρασινίτες αυτοί συνίστανται από: λευκό μαρμαρυγία + χλωρίτη + επίδοτο + ακτινόλιθο. Η παρουσία ακτινόλιθου καθώς και ορυκτών της ομάδας του επιδότου, όπως ο ζωισίτης και ο κλινοζωισίτης, αποτελεί ένδειξη μεταμόρφωσης στην πρασινοσχιστολιθική φάση.

Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της ενότητας είναι οι χαλαζιακές φλέβες που διατρέχουν τα πετρώματά της. Υπάρχουν φλέβες που έχουν διεισδύσει κατά μήκος νεότερων διαρρήξεων και δεν παρουσιάζουν ίχνη πλαστικής παραμόρφωσης και άλλες που είναι ουσιαστικά παράλληλες στην κύρια δομή των μεταμορφιτών ενώ και οι ίδιες είναι μεταμορφωμένες και παραμορφωμένες. Οι μετατεκτονικές χαλαζιακές φλέβες μέσα στα πετρώματα της ενότητας αυτής οφείλονται προφανώς σε νεότερες υδροθερμικές δράσεις, (ίσως αυτή που συνόδευσε την Τεταρτογενή ηφαιστειότητα της Αλμωπίας), δεδομένου μάλιστα ότι οι φλέβες είναι πολυπληθέστερες στους ανώτερους ορίζοντες προς τα ΒΔ, δηλαδή πλησιάζοντας στην περιοχή της Τεταρτογενούς ηφαιστειότητας.

Η σειρά της Πόρτας εντάσσεται στην Ιουρασική ηφαιστειότητα του νησιωτικού τόξου που δημιουργήθηκε στην Τηθύ πριν το κλείσιμο του ωκεανού (Bebien et al. 1994). Εξάλλου, από την παραπάνω λιθολογική περιγραφή της ενότητας συμπεραίνεται ότι υπήρχε μία λεκάνη σχετικά αβαθής, στην οποία εκχύθηκαν οι ρυόλιθοι σε εναλλαγές με ιζήματα αργιλικής σύστασης, ενώ οι μαύροι φυλλίτες πιθανόν προήλθαν από τη μεταμόρφωση πηλινικών πετρωμάτων παρουσία γραφίτη.

Τέλος, η ηφαιστειοιζηματογενής σειρά της Πόρτας θεωρούμε ότι είναι ανάλογη της αντίστοιχης σειράς των Λιβαδιών στο πεδίο του Πάικου με Ιουρασική ηλικία, όπως θα δούμε αναλυτικά στο Κεφ. 3.5 (Σχ. 22).

3.4.8 Μάρμαρα Τζένας

Η ενότητα των μαρμάρων πάχους περίπου 1000 μέτρων, υπέρκειται της κατώτερης γνευσιακής ενότητας και όπως θα εξηγηθεί στο Κεφ. 3.5 είναι ανάλογη της ενότητας Γκάντατς στο πεδίο του Πάικου (Σχ. 22), ενώ η ηλικία της θεωρείται Τριαδική (Mercier 1968).

Αποτελείται από συμπαγή μάρμαρα, με σύσταση και υφή που πιστοποιούν ως πρωτόλιθους ανθρακικά πετρώματα νηριτικής προέλευσης και από ασβεστιτικούς σχιστόλιθους με σύσταση και υφή λεπτοπλακώδη που δείχνουν πρωτογενώς

ημιπελαγικής φάσης ασβεστόλιθους, πλούσιους σε αργιλικό ή μαργαϊκό υλικό (Φωτ. 14).

Μικροσκοπικά, αποτελούνται σχεδόν αποκλειστικά από: ασβεστίτη + χαλαζία + λευκό μαρμαρυγία.

Προκύπτει λοιπόν ότι η πρωτογενής ακολουθία της ενότητας αποτέθηκε σε μία αβαθή λεκάνη νηριτικής έως ημιπελαγικής φάσης.



Φωτ. 14. Εναλλαγές παχυστρωματωδών συμπαγών μαρμάρων με ασβεστιτικούς σχιστόλιθους με βύθιση προς τα ΒΔ, της ενότητας των μαρμάρων της Τζένας, κοντά στο χωριό «Νότια».

3.4.9 Γνεύσιμοι Τζένας

Πρόκειται για μία σύνθετη ενότητα που είναι η κατώτερη όλων και έχει πάχος πάνω από 1000 μέτρα. Δομείται κατά κύριο λόγο από αλβιτικούς και χλωριτικούς γνευσίους, χρώματος λευκού ή πράσινου, οι οποίοι παρουσιάζουν τέλεια μεταμορφική στρωμάτωση (metamorphic layering), ενώ σε ορίζοντες παρεμβάλλονται σιπολινικά μάρμαρα, αμφιβολίτες και πιεμοντιτικοί σχιστόλιθοι.

Η μικροσκοπική μελέτη των αλβιτικών – χλωριτικών γνευσίων έδειξε την εξής ορυκτολογική παραγένεση: αλβίτης + χαλαζίας + λευκός μαρμαρυγίας + ορυκτά της ομάδας επιδότου + χλωρίτης ± βιοτίτης ± ασβεστίτης ± απατίτης ± ακτινόλιθος ± τιτανίτης ± ζirkόνιο. Η ορυκτολογική αντικατάσταση του βιοτίτη από χλωρίτη, καθώς και η παρουσία λευκού μαρμαρυγία δείχνει ότι οι γνεύσιμοι έχουν υποστεί

ανάδρομη μεταμόρφωση στην πρασινοσχιστολιθική φάση. Στην κύρια σχιστότητα του πετρώματος τοποθετείται λευκός μαρμαρυγίας και χλωρίτης, γεγονός που δείχνει ότι η ανάδρομη μεταμόρφωση συμπίπτει χρονικά με την κύρια παραμόρφωση του πετρώματος (δες Κεφ. 4).

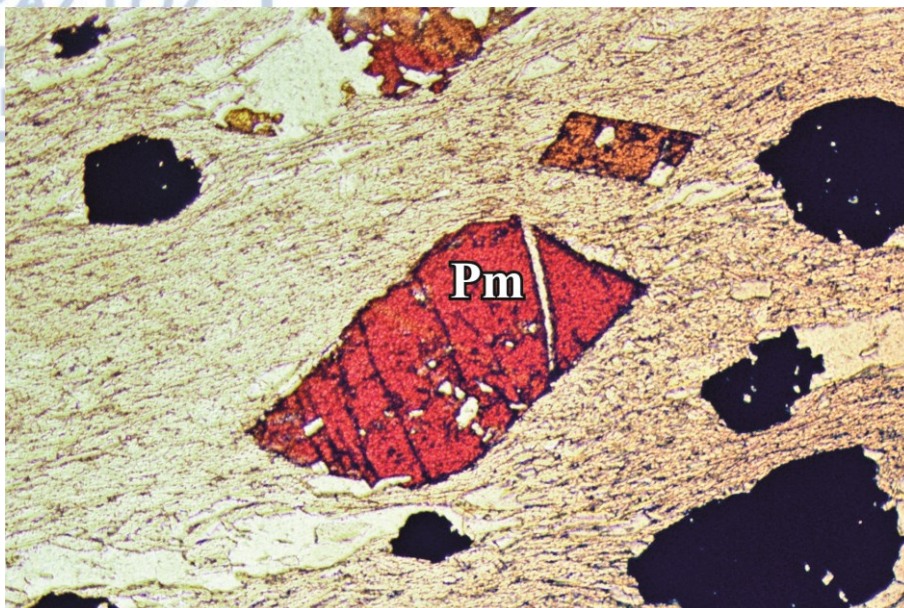
Δεδομένης της τέλειας μεταμορφικής στρωμάτωσης που παρουσιάζουν οι γνεύσιοι και την παντελή έλλειψη καλιούχων αστρίων στη σύστασή τους, συμπεραίνεται ότι πρόκειται περί ενός σχηματισμού ιζηματογενούς προέλευσης, με πιθανό πρωτόλιθο ένα ψαμμίτη. Προς την κατεύθυνση αυτή συνηγορεί και το γεγονός της ύπαρξης των ανθρακικών οριζόντων εντός της ενότητας αυτής σε πρωτογενή επαφή με τα γνευσιακά πετρώματα.

Τα σιπολινικά μάρμαρα αποτελούνται από: ασβεστίτη $\pm$ χαλαζία $\pm$ λευκό μαρμαρυγία. Οι πιεμοντιτικοί σχιστόλιθοι συνίστανται από: πιεμοντίτη + χαλαζία + λευκό μαρμαρυγία + επίδοτο + αμφίβολο $\pm$ γρανάτη $\pm$ τιτανίτη $\pm$ απατίτη $\pm$ ζirkόνιο (Φωτ. 15 & 16). Η μετατροπή των αμφιβόλων περιφερειακά σε ακτινόλιθο δείχνει ότι το πέτρωμα έχει υποστεί ανάδρομη μεταμόρφωση (δες Κεφ. 5). Τέλος, οι αμφιβολίτες συνίστανται από: αμφίβολο + χλωρίτη + επίδοτο + χαλαζία $\pm$ αλβίτη.

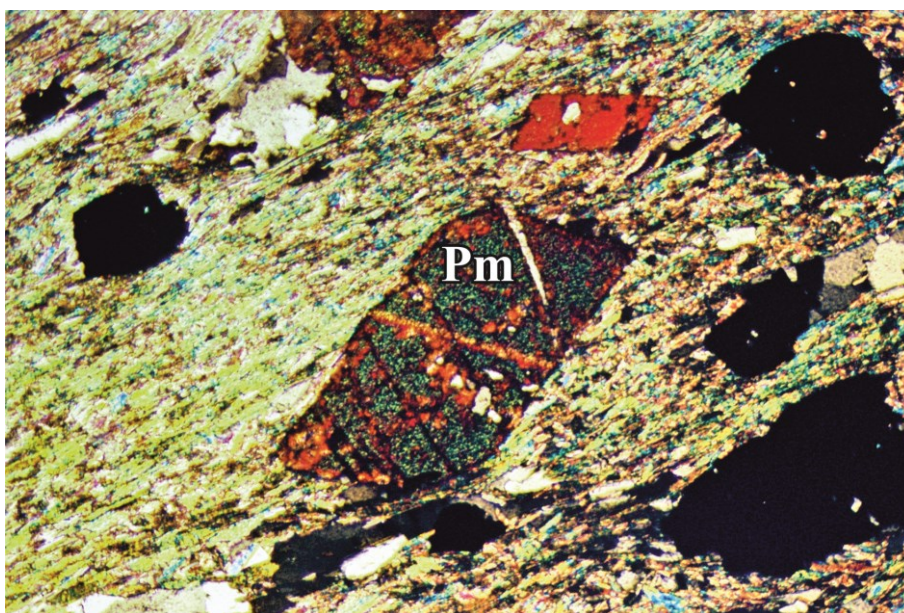
Από την παραπάνω λιθολογική περιγραφή της ενότητας συμπεραίνεται ότι η πρωτογενής ακολουθία της μεταμορφωμένης σήμερα ενότητας των γνευσίων αποτέθηκε ως ιζηματογενή σειρά σε μία λεκάνη κλαστικής κατά κύριο λόγο ιζηματογένεσης.

Η κατώτερη αυτή ενότητα των γνευσίων της Τζένας δεν εμφανίζεται στο πεδίο του Πάικου και υποθέτουμε ότι εκεί είναι «θαμμένη» κάτω από την ενότητα του Γκάντατς (Σχ. 22). Η ηλικία της ενότητας θεωρείται ως Άνω Παλαιοζωική – Τριαδική (Mercier 1968).

Στο επόμενο κεφάλαιο, θα επιχειρηθεί η πετρολογική και στρωματογραφική συσχέτιση των δύο τεκτονοστρωματογραφικών πεδίων, ως μια πρώτη προσπάθεια συσχέτισης, δεδομένου ότι η ολοκληρωμένη σύγκριση των δύο πεδίων επιβάλλει τη χρησιμοποίηση κι άλλων κριτηρίων, όπως τεκτονικά, μεταμορφικά κτλ., τα οποία θα αναλυθούν τελικά μετά τα αντίστοιχα κεφάλαια τεκτονικής και μεταμόρφωσης.



Φωτ. 15. Μικροσκοπική εικόνα των πιεμοντιτικών σχιστολίθων της κατώτερης γενεσιακής σειράς της Τζένας (PPL, 5 mm εύρος).



Φωτ. 16. Μικροσκοπική εικόνα των πιεμοντιτικών σχιστολίθων της κατώτερης γενεσιακής σειράς της Τζένας (CPL, 5 mm εύρος).

3.5 Πετρολογική – στρωματογραφική συσχέτιση των γεωλογικών ενοτήτων του Πάικου και της Τζένας

Η πετρολογική και στρωματογραφική σύγκριση των γεωλογικών ενοτήτων του Πάικου και της Τζένας θα λάβει χώρα από τους κατώτερους προς τους ανώτερους ορίζοντες της τεκτονοστρωματογραφικής στήλης.

Παρά το ότι οι γνεύσιοι της Τζένας δεν εμφανίζονται στο πεδίο του Πάικου, θεωρούμε ότι υπάρχουν «θαμμένοι» κάτω από την ενότητα Γκάντατς του Πάικου, συμφωνώντας με τον [Mercier \(1968\)](#), ο οποίος υιοθέτησε για την κατώτερη αυτή ενότητα των γνευσίων μια Άνω Παλαιοζωική έως Κάτω Τριαδική ηλικία ([Σχ. 22](#)).

Πάνω σε αυτή την κατώτερη ενότητα των γνευσίων, τόσο στη Τζένα όσο και στο Πάικο βρίσκονται δύο παρόμοιες ανθρακικές ενότητες (τα μάρμαρα της Τζένας και η ενότητα Γκάντατς αντίστοιχα), που αποτελούνται από συμπαγή μάρμαρα με σύσταση και υφή που υποδηλώνουν νηριτική προέλευση, σε εναλλαγές με λεπτοπλακώδεις ασβεστιτικούς, χλωριτικούς και σερικιτικούς σχιστόλιθους που δείχνουν την παρουσία μιας φάσης ιζηματογένεσης πλούσιας σε αργιλικό και μαργαϊκό υλικό σε συνθήκες ημιπελαγικές ([Σχ. 22](#)).

Αμφότερες οι ανθρακικές ενότητες υπόκεινται ηφαιστειοιζηματογενών πετρωμάτων και βρίσκονται χαρτογραφικά στην ίδια διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, με τη συνέχειά τους να διακόπτεται από τη ρηξιγενή λεκάνη της Περίκλειας ([Σχ. 21](#)). Η βύθιση των ανθρακικών πετρωμάτων της ενότητας Γκάντατς στο βορειοδυτικό Πάικο γίνεται προς τα ΒΔ και συμπίπτει απόλυτα με αυτή των μαρμάρων της Τζένας. Το πάχος και των δύο ενοτήτων υπερβαίνει τα 1000 μέτρα, ενώ θεωρούμε ότι η μεγάλη χαρτογραφικά εμφάνιση της ενότητας Γκάντατς οφείλεται στην πτύχωση και την μεγα-αντικλινική δομή του Πάικου.

Παρά τη μη εύρεση απολιθωμάτων, αμφότερες οι ανθρακικές ενότητες θεωρούνται ως Τριαδικής έως Κάτω Ιουρασικής ηλικίας ([Mercier 1968](#), [Μαυρίδης et al. 1982](#), [Brown and Robertson 2003](#)).

Για όλους αυτούς τους λόγους, θεωρούμε ότι η ενότητα των μαρμάρων της Τζένας συσχετίζεται πολύ καλά με αυτή του Γκάντατς στο Πάικο.

Πάνω στις ανθρακικές αυτές ενότητες βρίσκονται οι ηφαιστειοιζηματογενείς σειρές των Λιβαδιών στο Πάικο και της Πόρτας στη Τζένα. Έχουν μεγάλο πάχος περίπου 1000 μέτρων και κοινά πετρολογικά χαρακτηριστικά ([Σχ. 22](#)).

Πρόκειται για εναλλαγές υλικών ηφαιστειακής προέλευσης (όπως τόφφοι, μεταρυόλιθοι, σερικιτιωμένα πορφυροειδή και μεταβασικά πετρώματα) με πετρώματα ιζηματογενούς προέλευσης (όπως χλωριτικούς - σερικιτικούς σχιστόλιθους, χαλαζίτες και ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους). Μοναδικό σημείο στρωματογραφικής και πετρολογικής διαφοροποίησης είναι η ύπαρξη της σειράς των μαύρων φυλλιτών στη Τζένα, η οποία δεν εμφανίζεται στο Πάικο, καθώς ούτε προέκυψε η ύπαρξή της εκεί κατά την υπαίθρια έρευνα που διεξάγαμε, αλλά ούτε και αναφέρεται βιβλιογραφικά.

Με βάση όλα αυτά αλλά και με σημαντικό στοιχείο την κοινή ηλικία σχηματισμού τους που είναι στο Μέσο έως Άνω Ιουρασικό (Mercier 1968, Μαυρίδης et al. 1982, Migiros and Galeos 1990, Brown and Robertson 2003, 2004, Γαλέος et al. 2003), θεωρούμε ότι οι ηφαιστειοιζηματογενείς σειρές Λιβαδιών και Πόρτας ταυτίζονται, εκφράζοντας την Ιουρασική ηφαιστειότητα του νησιώτικου τόξου που δημιουργήθηκε στην Τηθύ πριν το κλείσιμο του ωκεανού.

Και οι δύο αυτές ηφαιστειοιζηματογενείς σειρές καλύπτονται, επικλυσιγενώς αρχικά και με τεκτονικές επαφές μεταγενέστερα, από τις ανθρακικές ενότητες της Γκόλα Τσούκα – Γκρόπης στο Πάικο και της ανθρακικής ενότητας Αετοχωρίου στη Τζένα (Σχ. 22).

Οι ανθρακικές αυτές ενότητες αποτελούνται από ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους, δολομίτες και μάρμαρα που εναλλάσσονται με χλωριτικούς και ασβεστιτικούς σχιστόλιθους και φυλλίτες, ενώ το πάχος τους υπερβαίνει τα 500 μέτρα. Οι δύο αυτές ενότητες έχουν κοινή ηλικία στο Άνω Ιουρασικό – Κάτω Κρητιδικό (Mercier 1968, Μαυρίδης et al. 1982, Bonneau et al. 1994, Γαλέος et al. 2003) και θεωρούμε ότι ταυτίζονται στρωματογραφικά και πετρολογικά.

Η στρωματογραφική διαδοχή των ηφαιστειοιζηματογενών σειρών και των υπερκείμενων σε αυτές ανθρακικών ενοτήτων επαναλαμβάνεται στους ανώτερους ορίζοντες της στήλης (Σχ. 22).

Πιο συγκεκριμένα, υπερκείμενες των ανθρακικών ενοτήτων τοποθετούνται οι ηφαιστειοιζηματογενείς σειρές της Καστανερής – Κρώμνης στο Πάικο και η αντίστοιχη ηφαιστειοιζηματογενής σειρά του Πινόβου στη Τζένα, με κοινή ηλικία Άνω Ιουρασική (Μαυρίδης et al. 1982, Brown and Robertson 2003, Γαλέος et al. 2003).

Οι σειρές αυτές αποτελούνται κυρίως από ηφαιστειακά υλικά τόσο όξινου έως ενδιάμεσου χημισμού (κερατοφύρες), όσο και βασικού χημισμού (σπιλίτες), σε εναλλαγές με ανθρακικά πετρώματα.

Η χημική διαφοροποίηση των ηφαιστειακών υλικών του ανατολικού Πάικου, τα οποία είναι πιο όξινα από αυτά του δυτικού, όπως δέχονται οι [Bebien et al. \(1994\)](#), έχει ήδη συζητηθεί παραπάνω (Κεφ. 3.3.6). Παρά την επιφύλαξη αυτή, δεχόμαστε ως ταυτόσημες τις δύο αυτές ηφαιστειογενείς σειρές.

Πάνω στη σειρά Καστανερής – Κρώμνης στο Πάικο, τοποθετείται η ανθρακική ενότητα της Γρίβας – Κρώμνης, ηλικίας Άνω Ιουρασικής – Κάτω Κρητιδικής, όπως διεξοδικά συζητήθηκε στο αντίστοιχο κεφάλαιο (Κεφ. 3.3.5).

Η απουσία αντίστοιχης Άνω Ιουρασικής – Κάτω Κρητιδικής ηλικίας ανθρακικής ενότητας που να υπέρκειται της ηφαιστειογενούς σειράς Πινόβου στο πεδίο της Τζένας, μπορεί να εξηγηθεί αν δεχτούμε ότι αυτή υπάρχει αλλά καλύπτεται από τα Άνω Κρητιδικά επικλυσιογενή ιζήματα. Εξάλλου, η ανθρακική ενότητα Γρίβας – Κρώμνης εμφανίζεται κυρίως στο ανατολικό Πάικο, ενώ στο δυτικό Πάικο καλύπτεται επίσης από τα ιζήματα της Μέσο-Άνω Κρητιδικής επίκλυσης (Σχ. 21).

Συνεχίζοντας σε ανώτερους ορίζοντες της στήλης (Σχ. 22), ο μεταφλύσχος του Γράμμου στο Πάικο και ο αντίστοιχος μεταφλύσχος της Φιδόπετρας στη Τζένα καλύπτονται με ασυμφωνία από τα υπερκείμενα πετρώματα.

Πρόκειται για παρόμοιες σειρές πετρωμάτων με εναλλαγές μεταψαμμιτών, μεταπηλιτών και ασβεστολιθικών πετρωμάτων, ηλικίας Κάτω Κρητιδικού ([Μαυρίδης et al. 1982](#), [Brown and Robertson 2003](#), [Γαλέος et al. 2003](#)).

Πάνω σ' αυτές τις ημιμεταμορφωμένες σειρές φλύσχη τοποθετούνται επικλυσιογενώς οι ανθρακικές ενότητες του Θεοδωράκη στο Πάικο και οι αντίστοιχες του Πινόβου στο πεδίο της Τζένας, ως ιζήματα που αποτέθηκαν με την επίκλυση του Κενομανίου (Σχ. 22). Αποτελούνται κυρίως από νηριτικούς μαζώδεις ασβεστόλιθους, καθώς επίσης από ορίζοντες δολομιτών, πελαγικών ασβεστολίθων και κλαστικών υλικών. Στους ανώτερους ορίζοντες και των δύο ανθρακικών ενότητων, η παρουσία των πελαγικών ασβεστολίθων υποδηλώνει βάθεμα των συνθηκών ιζηματογένεσης της λεκάνης.

Η ηλικία τους έχει πιστοποιηθεί με απολιθώματα ως Άνω Κρητιδική, από το Κενομάνιο έως το Μαιστρίχτιο ([Mercier 1968](#), [Μαυρίδης et al. 1982](#), [Mercier and Vergely 1984](#), [Γαλέος et al. 2003](#)).

Στο γεωλογικό χάρτη (Σχ. 21), η ανθρακική ενότητα Θεοδωράκη του πεδίου του Πάικου βρίσκεται τοποθετημένη προς τα ΝΑ της αντίστοιχης του Πινόβου, με τη συνέχειά τους να διακόπτεται μερικώς από τα Νεογενή ιζήματα της λεκάνης της Αριδαίας. Η ταύτιση συνεπώς αυτών των δύο ανθρακικών ενότητων είναι αδιαμφισβήτητη.

Πάνω στους Άνω Κρητιδικούς επικλυσιογενείς ασβεστόλιθους τοποθετείται ο Μαιστρίχτιας ηλικίας φλύσχης (Mercier 1968, Μαυρίδης et al. 1982, Brown and Robertson 2003, Γαλέος et al. 2003), με την ονομασία «φλύσχης της Τσούκας» στο Πάικο και «φλύσχης του Πινόβου» στη Τζένα. Πρόκειται βεβαίως, σύμφωνα με τη συνολική μας θεώρηση, για τον ίδιο γεωλογικό σχηματισμό.

Στα ανώτερα επίπεδα της στήλης (Σχ. 22), τόσο οι οφιόλιθοι της Τζένας (Γαρέφη) όσο και αυτοί του δυτικού Πάικου σχηματίζουν μια τεκτονική στήλη από υπερβασικά κυρίως (σερπεντινίτες, δολερίτες, δουνίτες κτλ.) τεκτονικά λέπια, με κοινή ηλικία σχηματισμού στο Τριαδικό έως Ιουρασικό και με κοινή την ηλικία της τεκτονικής τους τοποθέτησης στο Άνω Ιουρασικό (Mercier and Vergely 1984, Brown and Robertson 2003, Γαλέος et al. 2003).

Χαρτογραφικά, οι οφιόλιθοι της Αλμωπίας αποτελούν την προέκταση προς τα ΝΑ των οφιολίθων του Γαρέφη. Έτσι, θεωρούμε ότι οι οφιόλιθοι του Γαρέφη καλύπτονται ευρισκόμενοι κάτω από τα ιζήματα της ρηξιγενούς λεκάνης της Αριδαίας για να εμφανιστούν και πάλι επιφανειακά πιο νοτιοανατολικά ως οφιόλιθοι Αλμωπίας, οι οποίοι με τη σειρά τους αποκρύπτονται νοτιότερα, καλυπτόμενοι από τα ιζήματα της λεκάνης του Λουδία ποταμού (Σχ. 21).

Ανατολικά του Πάικου, οι οφιόλιθοι της Γευγελής/Παιονίας παρουσιάζουν πετρογραφικά μερική διαφοροποίηση με όσα περιγράψαμε παραπάνω, καθώς εδώ εμφανίζονται τα ανώτερα μέλη της οφιολιθικής ακολουθίας (γάββροι, λάβες, διαβάσες κτλ.) και επίσης έχουμε την παρουσία του γρανίτη του Φανού. Ωστόσο, παρουσιάζουν κοινή ηλικία σχηματισμού στο Τριαδικό έως Ιουρασικό με τα υπόλοιπα οφιολιθικά σώματα, καθώς επίσης και κοινή ηλικία τεκτονικής τοποθέτησης στο Άνω Ιουρασικό (Mercier and Vergely 1984, Brown and Robertson 2003, Γαλέος et al. 2003).

Η μεγάλη ομοιότητα στην πετρογραφία, στις ηλικίες σχηματισμού και τεκτονικής τοποθέτησης, καθώς και τη θέση τους στην τεκτονοστρωματογραφική στήλη μας επιτρέπει, σε μια πρώτη προσέγγιση, να συσχετίσουμε το σύνολο των οφιολίθων σε μια ενιαία και μοναδική ενότητα, κρατώντας μια επιφύλαξη για τους

οφιολίθους Γευγελής/Παιονίας, λόγω του ιδιαίτερου χημισμού τους και της παρουσίας του γρανίτη του Φανού.

Το ζήτημα των οφιολίθων θα μας απασχολήσει βεβαίως και στα επόμενα κεφάλαια και θα συζητηθεί εκτενώς στην περιγραφή της γεωτεκτονικής εξέλιξης της περιοχής.

Αξίζει να σημειωθεί τέλος, ότι οι πετρογραφικές και στρωματογραφικές ομοιότητες των πεδίων Πάικου και Τζένας συνοδεύονται από κοινή τεκτονομεταμορφική ιστορία και εξέλιξη, όπως θα εξηγηθεί αναλυτικά στα επόμενα κεφάλαια. Συνεπώς, η ταύτιση των δύο πεδίων προκύπτει ως αποτέλεσμα χρήσης μιας ποικιλίας κριτηρίων, χαρτογραφικών, πετρολογικών, στρωματογραφικών, τεκτονικών και μεταμορφικών.



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ – ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

4.1 Προϋπάρχουσες τεκτονικές μελέτες

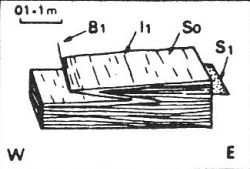
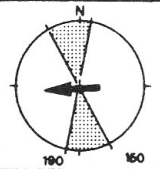
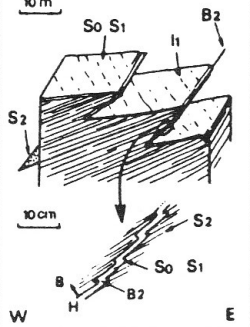
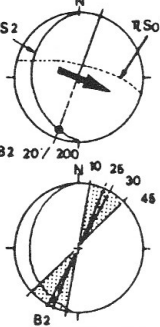
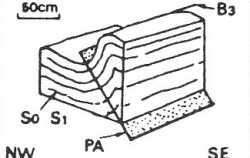
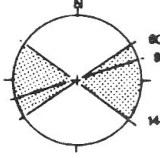
Σύμφωνα με τις πρώτες τεκτονικές μελέτες που εκπονήθηκαν στην ευρύτερη περιοχή (Mercier 1968), η πρώιμη ορογενετική περίοδος του Άνω Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού, η οποία έπληξε τις Εσωτερικές Ελληνίδες, προκάλεσε και την προσωρινή ανάδυση της ζώνης Πάικου. Κατά τη διάρκεια αυτής της ανάδυσης έλαβαν χώρα οι όξινες ηφαιστειακές εκρήξεις που προμήθευσαν το πυροκλαστικό υλικό στις βυθισμένες πλευρές του υβώματος του Πάικου (Mercier 1968).

Η πρώτη φάση πτυχώσεων στο Άνω Ιουρασικό (JE1) προκάλεσε πτυχές υποισοκλινείς, κατακείμενες, με άξονα διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ και με κύρια φορά προς τα δυτικά, οι οποίες συνοδεύονται και από την ανάπτυξη της κύριας σχιστότητας S1 στα προ-Ιουρασικά πετρώματα. Η μεταμόρφωση είναι σύγχρονη της παραμόρφωσης και γίνεται σε συνθήκες της πρασινοσχιστολιθικής φάσης (Mercier 1968, Vergely 1984, Σχ. 25).

Η δεύτερη φάση πτυχώσεων του Κάτω Κρητιδικού (JE2) προκάλεσε ανισοπαχείς ή ισοπαχείς πτυχές, μεγάλης ή μέσης κλίμακας με άξονες διεύθυνσης 10° - 30° και φορά προς τα ανατολικά. Συνοδεύονται από μία δεύτερη σχιστότητα (S2) που είναι σχιστότητα ολίσθησης (Mercier 1968, Vergely 1984, Σχ. 25).

Η οριστική ανάδυση των ζωνών Πάικου και Παιονίας συνέβη με τις φάσεις του Άνω Κρητιδικού έως Μέσου Ηωκαίνου (CT1) και του Πριαμπονίου έως Άνω Ηωκαίνου (CT2), που προκάλεσαν πτυχές ισοπαχείς, δυσαρμονικές με άξονες διεύθυνσης 320° - 340°. Με τη φάση αυτή συνδέονται τα ανάστροφα ρήγματα που

προκάλεσαν τις επιπτεύσεις στο δυτικό μέτωπο της ζώνης Πάικου, εκεί όπου οι Άνω Κρητιδικοί ασβεστόλιθοι επιπτεύουν πάνω στους οφιόλιθους Μεγλενίτσας/Αλμωπίας (Mercier 1968).

φ_1			B ₁ Πτυχές ισοκλινείς S ₁ Σχιστότητα ροής	Ασβεστίτης Μοσχοβίτης Αλβίτης (·)	JE 1
φ_2			B ₂ Πτυχές ισοπαχείς έως ανισοπαχείς. Μεγάλες πτυχές (× 10 έως × 100 m.) Πτυχές ολίσθησης. Μικροπτυχές με σκέλη αναστραμμένα. Ώθηση προς τα ΑΝΑ/κά	Μοσχοβίτης Επίδοτα Ασβεστίτης Αλβίτης	JE 2
φ_3			B ₃ Πτυχές ισοπαχείς, δυσαρμονικές. Μεγάλη διασπορά της αξονικής διεύθυνσης Σύστημα πολυφασικό (·)		CT1-2

Σχ. 25. Πίνακας των τεκτονικών φάσεων που έλαβαν χώρα στη ζώνη Πάικου (κατά Mercier 1968, Vergely 1984).

Σύμφωνα με το Mercier (1968), η περιοχή του Πάικου συνιστά τον τεράστιο θόλο ενός ημιαντικλίνου, η δυτική πτέρυγα του οποίου εμφανίζει την πλήρη συγκρότησή της, ενώ η ανατολική βυθίζεται κάτω από τα στρώματα της ενότητας Γευγελής της ζώνης Παιονίας. Το Παϊκονικό ημιαντίκλινο είναι σύνθετο και περιλαμβάνει δύο αντικλινικές δομές:

- μία πρώτη που συνδέεται με τη φάση JE2 και με άξονα διεύθυνσης 30°, διάταξη την οποία εμφανίζουν οι προ-Κρητιδικοί γεωλογικοί σχηματισμοί με παράταξη ΒΑ-ΝΔ και βύθιση προς τα ΒΔ,
- μία δεύτερη που συνδέεται με τις φάσεις CT1-2 και με άξονα διεύθυνσης 320°, διάταξη την οποία εμφανίζουν τα Κρητιδικά στρώματα με παράταξη ΒΔ-ΝΑ και βύθιση προς τα ΝΔ.

Την ίδια ημιαντικλινική δομή παρουσιάζουν και τα βουνά Τζένα και Πίνοβο που αποτελούν τη δυτική πτέρυγα του ημιαντικλίνου, έτσι ώστε τελικά οι προ-Κρητιδικοί γεωλογικοί σχηματισμοί του όρους Πάικου και αυτοί που συγκροτούν την

οροσειρά της Τζένας (με ηλικία προ-Κρητιδική) να εμφανίζουν την πρώτη διάταξη (30°), ενώ τα Κρητιδικά στρώματα του όρους Πάικου και τα αντίστοιχα του Πινόβου να εμφανίζουν τη δεύτερη διάταξη (320°) (Mercier 1968).

Ισχυρή αμφισβήτηση των απόψεων αυτών για την ύπαρξη των δύο βασικών διατάξεων (30° και 320°) προήλθε από τους Ricou and Godfriaux (1991, 1995), οι οποίοι προτείνουν ότι στο νοτιοδυτικό τμήμα του Πάικου, οι Κρητιδικοί ασβεστόλιθοι βυθίζονται προς τα ΝΔ, ενώ προς βορρά, η βύθισή τους μεταβάλλεται σταδιακά προς τα Δ και τελικά προς τα ΒΔ. Έτσι, συμπεραίνουν ότι το Πάικο αποτελεί μεν ένα μεγα-αντίκλινο αλλά αμφισβητείται η ύπαρξη της πρώτης φάσης πτυχώσεων JE1, υποστηρίζοντας ότι η φάση αυτή είναι μετα-Κρητιδική.

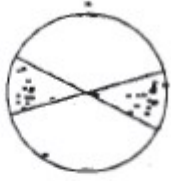
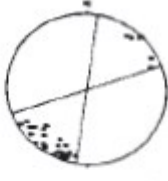
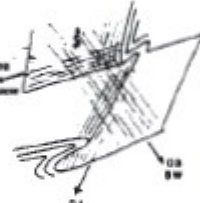
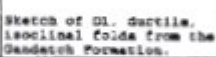
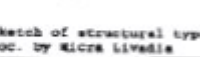
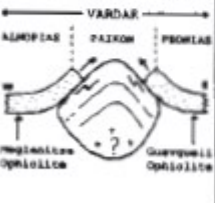
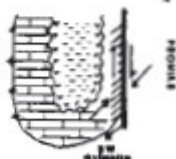
Σύμφωνα με την αντίληψη αυτή, μετά το Κρητιδικό είχαμε την τοποθέτηση των οφιολίθων με φορά προς τα δυτικά πάνω στο Πάικο, το οποίο εμφανίζεται τώρα ως τεκτονικό παράθυρο μεταξύ των οφιολίθων Γευγελής στα ανατολικά του και των οφιολίθων Αλμωπίας στα δυτικά του. Ταυτόχρονα με την τοποθέτηση αυτή είχαμε και την τεκτονική τοποθέτηση με φορά προς τα δυτικά των ολισθολίθων από μεταμορφωμένα πετρώματα Sm/Rh προέλευσης (σειρά Τζένας), ως τεκτονικά καλύμματα πάνω τόσο στους οφιολίθους όσο και στα πετρώματα του Πάικου (Ricou and Godfriaux 1995).

Αναλυτική τεκτονική μελέτη της περιοχής παρουσίασαν και οι Brown and Robertson (1994), σύμφωνα με την οποία διακρίνονται 3 κύριες φάσεις παραμόρφωσης (Σχ. 26):

Η πρώτη κύρια φάση παραμόρφωσης D1 του Άνω Ιουρασικού είναι συμπιεστική, επηρέασε όλες τις γεωλογικές ενότητες κάτω από την κύρια ασυνέχεια του Άνω Ιουρασικού και δημιούργησε ισοκλινείς πτυχές με γενικό προσανατολισμό Α-Δ, τυπικές μιας πλαστικής (ductile) παραμόρφωσης, που συνδέονται με τη δημιουργία σχιστότητας παράλληλης στο αξονικό επίπεδο και μίας γράμμωσης (lineation) παράλληλης με τον Β- άξονα. Εξαιτίας του ιδιαίτερα εύπλαστου χαρακτήρα της παραμόρφωσης είναι αδύνατο να βρεθεί η φορά της D1 (Brown and Robertson 1994).

Η δεύτερη κύρια φάση παραμόρφωσης D2 δεν ταυτίζεται με τη φάση JE2 του Κάτω Κρητιδικού, την ύπαρξη της οποίας δεν δέχονται οι Brown and Robertson (1994), αλλά είναι μεταγενέστερη (Κάτω Τριτογενές). Όλες οι συμπιεστικές δομές που σχηματίζονται μετά τη φάση D1 αποδίδονται από τους Brown and Robertson

(1994) σε Τριτογενή τεκτονισμό, και στο δυτικό τμήμα του Πάικου αναπτύσσεται μια εκτεταμένη ζώνη πτυχώσεων – εφιπτεύσεων (fold – and – thrust belt) με ΒΔ-ΝΑ προσανατολισμό και ΒΑ φορά καθώς και μία παράλληλη στον άξονα γράμμωση (lineation). Η πτύχωση είναι γωνιώδης (chevron - type) τυπική θραυστιγενών συνθηκών (brittle) και επαναπτυχώνει κατά θέσεις τις πλαστικές δομές του D1.

EVENT	D1	D2	D3
TIME	LATE JURASSIC	EARLY TERTIARY	LATER TERTIARY
STRUCTURES			
			
			
METAMORPHISM	BLUESCHIST FACIES DUCTILE	GREENSCHIST FACIES BRITTLE	GREENSCHIST FACIES MYLONITISATION
INTERPRETATION			
	INITIAL OCEAN BASIN CLOSURE & OPHIOLITE OBDUCTION OVER PAIKON. POLARITY UNKNOWN.	FINAL CLOSURE AND SUTURING OF OCEAN BASINS TO EAST & WEST OF PAIKON.	CONTINUED COMPRESSION RESULTING IN POST-SUTURE "TECTONIC ESCAPE".

Σχ. 26. Σχηματικό διάγραμμα με τις φάσεις παραμόρφωσης (κατά Brown and Robertson 1994).

Αντίθετα, στο ανατολικό τμήμα του Πάικου σύμφωνα με τους ίδιους ερευνητές, οι πτυχές και οι επωθήσεις του D2 έχουν φορά προς ΔΝΔ (Σχ. 26). Έτσι, στο ανατολικό περιθώριο του Πάικου, οι οφιόλιθοι Γευγελής τοποθετούνται τεκτονικά πάνω στο Πάικο προς τα δυτικά, ενώ στο δυτικό περιθώριο του Πάικου, οι οφιόλιθοι Μεγλενίτσας - Αλμωπίας τοποθετούνται τεκτονικά πάνω στο Πάικο με μία αντιθετική ανάστροφη κίνηση (back-thrust) προς τα ανατολικά, σχηματίζοντας έτσι μια δομή "pop-up" (κύρια επώθηση προς τα δυτικά πάνω στην P1 και αντιθετική προς τα ανατολικά πάνω στο Pa) (Sharp and Robertson 1993, Brown and Robertson 1994).

Με το τεκτονικό γεγονός D2 σχηματίστηκε η κύρια διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ του Παϊκονικού αντικλίνου, χωρίς ωστόσο να πρόκειται για τεκτονικό παράθυρο (Brown and Robertson 1994).

Μεταξύ των δύο κύριων αυτών φάσεων D1-D2, οι Brown and Robertson (1994) προτείνουν την ύπαρξη ενός εφελκυστικού γεγονότος ηλικίας Άνω Κρητιδικού. Όπως συνάγεται από τα στοιχεία ιζηματογένεσης στο δυτικό Πάικο, κατά το Κενομάνιο - Τουρώνιο υπάρχει μία σημαντική διακοπή στην απόθεση και στη συνέχεια έχουμε κλαστική ιζηματογένεση που εξελίσσεται σε πελαγικούς ασβεστόλιθους και ραδιολαρίτες (Sharp and Robertson 1993). Λόγω της αρχικής διακοπής στην απόθεση πιθανολογείται μία ελαστική ανύψωση (flexural uplift) μικρής διάρκειας και στη συνέχεια συνέβη η κατάρρευση που έδωσε τη βαθιά λεκάνη στην οποία αποτέθηκαν οι πελαγικοί ασβεστόλιθοι (Brown and Robertson 1994).

Το εφελκυστικό αυτό γεγονός πιθανότατα είναι γενικότερο και συνδέεται με τη γένεση οφιολίθων αλλού κατά το Κρητιδικό (Εύβοια, Αργολίδα, Σποράδες, Τρόοδος), προλογεί δε την έναρξη της γενικής συμπιεστικής παραμόρφωσης κατά το Κάτω Τριτογενές (Sharp and Robertson 1993, Brown and Robertson 1994).

Τέλος, οι Brown and Robertson (1994) αναφέρουν ένα συμπιεστικό γεγονός D3 που έλαβε χώρα κατά το Άνω Τριτογενές (μετά το D2 και πριν το Νεογενή εφελκυσμό). Η πιο εμφανής δομή του D3 είναι μία διαμπερής γράμμωση έκτασης με φορά προς τα ΝΔ, η οποία επικαλύπτει στις δυτικές και κεντρικές περιοχές του Πάικου τις προηγούμενες γραμμώσεις των φάσεων D1 και D2. Στις ανατολικές περιοχές, μεταξύ των χωριών της Γρίβας και της Καστανερής, η φάση D3 δημιουργεί μυλονιτικό ιστό με φορά προς τα ΝΔ που επηρεάζει το φλύσχη της Τσούκας, τον Κρητιδικό επικλυσιογενή σχηματισμό και τα Άνω Ιουρασικά όξινα ηφαιστειοκλαστικά υλικά του Σχηματισμού Καστανερής.

Όπως αναφέρουν χαρακτηριστικά οι Brown and Robertson (1994) σε όλες αυτές τις ενότητες, όλες οι προηγούμενες δομές και τα αρχικά ιζηματογενή χαρακτηριστικά έχουν χαθεί, ενώ με το τεκτονικό αυτό γεγονός (D3) σχηματίζεται μία στενή ζώνη δεξιόστροφης διάτμησης δια-συμπιεστικού χαρακτήρα (transpressive) κατά μήκος του ανατολικού περιθωρίου του Πάικου.

Στη συνέχεια θα αναπτυχθεί η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε κατά την τεκτονική μελέτη στην παρούσα διατριβή, καθώς και αναλυτικά οι τεκτονικές παρατηρήσεις – μετρήσεις και η συσχέτιση των συμπερασμάτων με τις προϋπάρχουσες απόψεις τεκτονικής ανάλυσης.

4.2 Μεθοδολογία που ακολουθήθηκε στην παρούσα διατριβή

Η τεκτονική ανάλυση έχει γενικά ως στόχο την ποσοτική και ποιοτική μελέτη της παραμόρφωσης την οποία έχει υποστεί ένας γεωλογικός σχηματισμός. Ο στόχος αυτός υλοποιείται κυρίως με τη μελέτη και παρατήρηση των τεκτονικών δομών με τις οποίες εκφράζεται αυτή η παραμόρφωση, τόσο σε μεγα- όσο και σε μικρο-κλίμακα (μακρο-τεκτονική και μικρο-τεκτονική αντίστοιχα).

Για την περίπτωση πετρωμάτων που παραμορφώνονται με φυσικό τρόπο (όχι στο εργαστήριο), η τεκτονική ανάλυση των τεκτονικών τους χαρακτηριστικών συνίσταται από τις παρακάτω επιμέρους διεργασίες (Twiss and Moores 1992, Davis and Reynolds 1996):

A) Την γεωμετρική ανάλυση (geometric analysis), που μελετά τις υπάρχουσες τεκτονικές δομές με τη θέση τους, το σχήμα τους, το μέγεθός τους και τον προσανατολισμό τους.

B) Την κινηματική ανάλυση (kinematic analysis), που μελετά σε ποιες κινήσεις (motions) και μετατοπίσεις (displacements) εντός του υλικού μέσου οφείλονται οι τεκτονικές δομές, χωρίς να γίνεται καμία αναφορά στις δυνάμεις/τάσεις που έδρασαν, δηλαδή μελετά τη μεταφορά (translation), την περιστροφή (rotation) και την ανηγμένη παραμόρφωση (strain).

Γ) Την δυναμική ανάλυση (dynamic analysis), που μελετά γιατί οι τεκτονικές δομές σχηματίστηκαν κατ' αυτόν τον τρόπο και αφορά τη διάταξη των δυνάμεων που έδρασαν εντός του υλικού μέσου, δηλαδή την τάση (stress), καθώς και τη συσχέτιση μεταξύ της ανηγμένης παραμόρφωσης και της τάσης (strain - stress relationship), κατά τη δημιουργία και εξέλιξη των τεκτονικών δομών.

Η παραπάνω ταξινόμηση είναι βεβαίως απλουστευμένη και για μεγαλύτερη ακρίβεια οφείλουμε να διακρίνουμε τις επιμέρους κινήσεις (incremental motions), οι οποίες προοδευτικά μεταβάλλουν την ανηγμένη παραμόρφωση, από τις πεπερασμένες μετρήσιμες μετατοπίσεις (finite displacements), που αποτελούν το τελικό αποτέλεσμα παρατήρησης (Ramsay and Huber 1983).

Οφείλουμε επίσης να διευκρινήσουμε ότι αν και η συμβατική άποψη είναι ότι η τάση προκαλεί ανηγμένες παραμορφώσεις και όχι το αντίστροφο, εντούτοις η βαθύτερη εννοιολογική διάκριση μεταξύ των δύο εννοιών θα πρέπει να αναζητηθεί αλλού και όχι στην αιτιοκρατική σχέση (Marrett and Peacock 1998).

Κατά την τεκτονική ανάλυση μιας περιοχής, πρέπει αρχικά η κινηματική ανάλυση να καταλήξει σε μία «περιγραφική» ερμηνεία της δημιουργίας των τεκτονικών δομών, μέσω της ανάλυσης της γεωμετρίας τους και ακολούθως, η δυναμική ανάλυση στηριζόμενη στην κινηματική περιγραφική ερμηνεία και σε υποθέσεις σχετικά με τη ρεολογία των υλικών μέσων, να ερμηνεύσει «γενετικά» τη δημιουργία των τεκτονικών δομών.

Συνεπώς, η θεμελιώδης εννοιολογική διαφορά μεταξύ των δύο εννοιών είναι ότι η ανηγμένη παραμόρφωση αποτελεί περιγραφικό όρο, δηλαδή οι όροι που σχετίζονται με αυτή (strain terms) αντιπροσωπεύουν τις περιγραφικές ερμηνείες σχετικά με το ποιες κινήσεις δημιούργησαν μία τεκτονική δομή, ενώ η τάση αποτελεί γενετικό όρο, δηλαδή οι σχετικοί με αυτή όροι (stress terms), αντιπροσωπεύουν τις γενετικές ερμηνείες σχετικά με το γιατί δημιουργήθηκε αυτή η τεκτονική δομή (Marrett and Peacock 1998).

Ο στόχος αυτής της μικρής θεωρητικής παρέκβασης του κειμένου είναι μόνο μεθοδολογικός και στοχεύει να καταδείξει την εννοιολογική χρήση της ορολογίας, καθώς η χρήση όρων που αναφέρονται στην ανηγμένη παραμόρφωση, όπως π.χ. η έκταση (extension) και η σμίκρυνση (shortening) με σκοπό τη μελέτη των τάσεων, ή το αντίστροφο, δηλ. η χρήση όρων σχετικών με την τάση, όπως π.χ. ο εφελκυσμός (tension) και η συμπίεση (compression) για τη μελέτη της ανηγμένης παραμόρφωσης, πολλές φορές συγχέονται.

Για την τεκτονική ανάλυση της περιοχής μελέτης, έγινε χρήση τόσο κλασικών μεθόδων όσο και νεότερων μεθόδων τεκτονικής ανάλυσης, όπως προέκυψαν τις τελευταίες δεκαετίες μέσα από τη μελέτη των μικρο- και μεσο- δομών (Ramsay and Huber 1983, 1987, Ramsay and Lisle 2000), σε συνδυασμό με όλα τα διαθέσιμα γεωχρονολογικά και στρωματογραφικά δεδομένα:

- ✓ Γεωλογική και τεκτονική χαρτογράφηση πεδίου, με έμφαση στη μελέτη των ορίων μεταξύ των γεωλογικών ενοτήτων (field mapping).
- ✓ Ανάλυση της κινηματικής της παραμόρφωσης (kinematic analysis).
- ✓ Ανάλυση της μικρο-υφής (micro – fabric analysis).
- ✓ Μελέτη του καθεστώτος της παραμόρφωσης (deformation regime).
- ✓ Διαχωρισμός των φάσεων παραμόρφωσης και καθορισμός της εξέλιξής της (deformational events, D).
- ✓ Συσχέτιση των φάσεων παραμόρφωσης με την εξέλιξη της μεταμόρφωσης (deformation – metamorphism relation).

Για την ανάλυση της γεωμετρίας αλλά και της κινηματικής της παραμόρφωσης έγινε χρήση κριτηρίων διάτμησης (shear criteria) σε μυλονίτες και ζώνες διάτμησης, με την εύρεση κινηματικών δεικτών (kinematic – shear sense indicators).

Οι κινηματικοί δείκτες (π.χ. υφές S-C, ταινίες διάτμησης, ασύμμετρα boudins, σ- και δ- κλάστες κτλ.) είναι χαρακτηριστικές τεκτονικές μικρο-δομές που παρατηρούνται σε ζώνες διάτμησης και παρέχουν στοιχεία για τη φορά της κίνησης, ενώ η αξιοπιστία τους έχει επιβεβαιωθεί τόσο από την πειραματική τεκτονική (analogue modelling), όσο και από την κλασική γεωλογική έρευνα και τη σύγκριση με γνωστές ζώνες διάτμησης στην ύπαιθρο (Ramsay and Huber 1983, 1987, Simpson and Schmid 1983, Lister and Snoke 1984, White et al. 1986, Passchier and Simpson 1986, Hanmer and Passchier 1991, Ramsay and Lisle 2000, Passchier and Trouw 2005, Trouw et al. 2010).

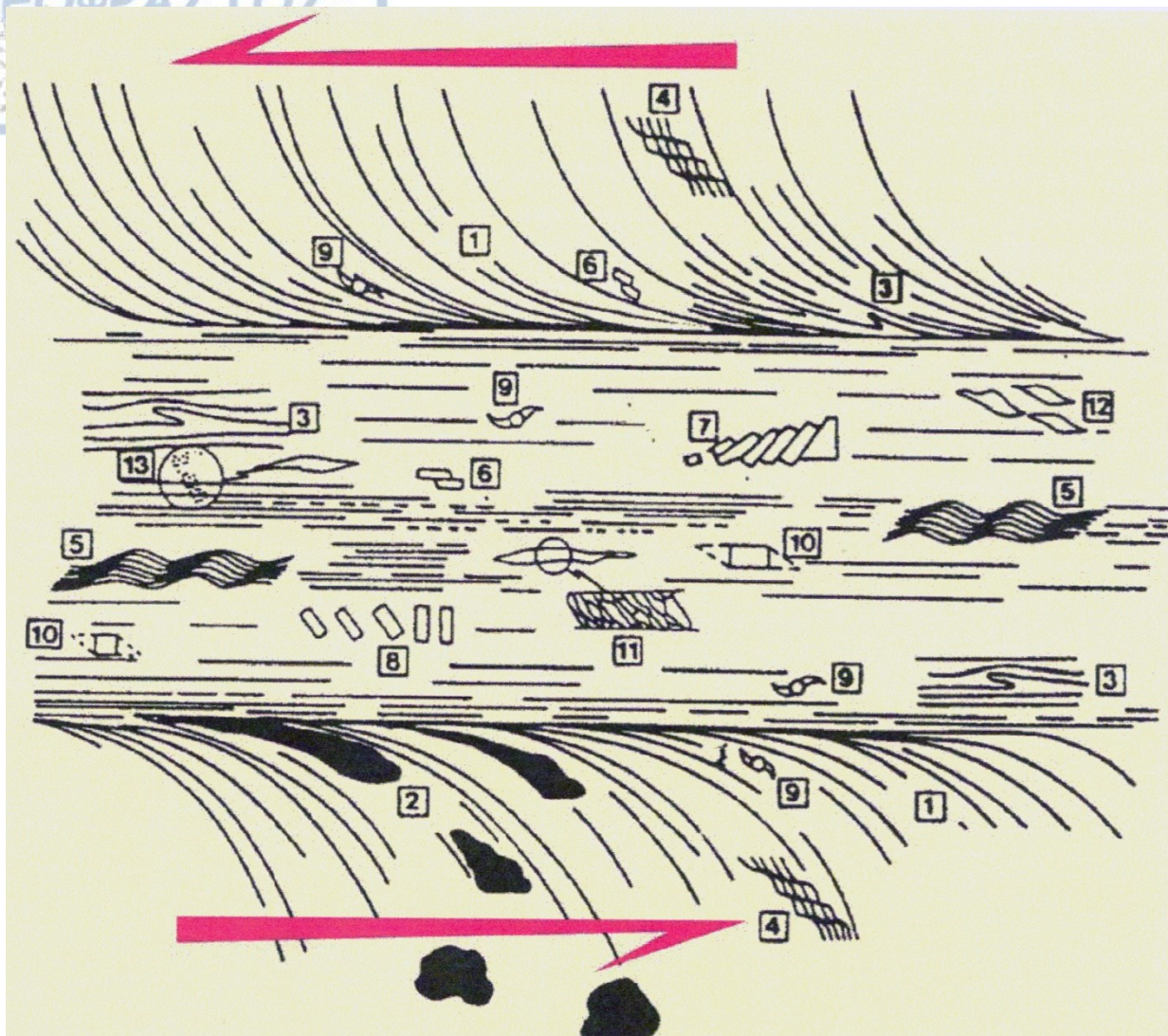
Στην παρούσα διατριβή, ο καθορισμός της φοράς της διάτμησης/κίνησης των φάσεων παραμόρφωσης έγινε είτε μεσοσκοπικά σε φυσικές (XZ) τομές μυλονιτωμένων πετρωμάτων στην ύπαιθρο, είτε σε αντίστοιχες λεπτές (XZ) τομές στο μικροσκόπιο, με χρήση διαφορετικών τύπων κινηματικών δεικτών, μερικοί από τους οποίους φαίνονται στο Σχ. 27.

Οφείλουμε να σημειώσουμε εδώ σχετικά με τη μεθοδολογία, ότι δόθηκε ιδιαίτερη προσοχή στα ακόλουθα:

- Αρχικά, θα πρέπει να προσδιοριστεί η διεύθυνση της γράμμωσης έκτασης (stretching lineation), που επειδή θεωρείται παράλληλη με τη διεύθυνση της κίνησης που λαμβάνει χώρα σε μια ζώνη διάτμησης, θα δώσει και τη διεύθυνση της κίνησης (X άξονας του τριαξονικού ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης). Στη συνέχεια, η παρατήρηση των κινηματικών κριτηρίων που θα δώσουν τελικά και τη φορά της κίνησης γίνεται σε τομές παράλληλα στη διεύθυνση της γράμμωσης έκτασης και κάθετα στη σχιστότητα του πετρώματος (XZ επιφάνεια του τριαξονικού ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης) (Σχ. 28).
- Για να είναι αξιόπιστη η στοιχειοθέτηση συγκεκριμένης φοράς της κίνησης/διάτμησης, απαιτείται όχι μόνο η εύρεση όσο το δυνατόν περισσότερων κινηματικών δεικτών, όσο και -κυρίως- διαφορετικών τύπων δεικτών (Trouw et al. 2010).

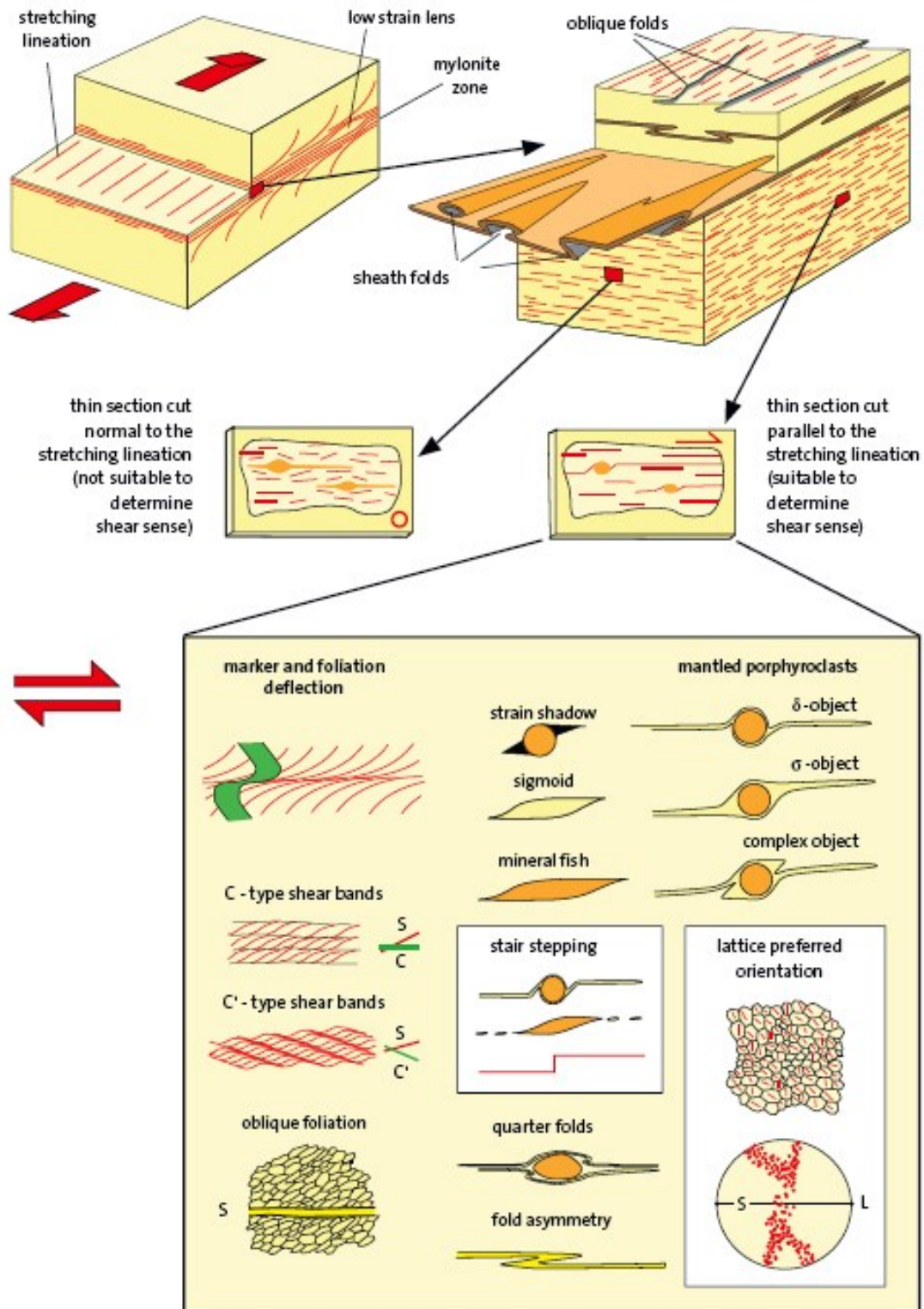
- Εξάλλου, για την περιγραφή της κίνησης/φοράς απορρίφθηκε η χρήση των όρων «φορά προς τα δεξιά ή αριστερά» (top-to-the- right or left) και προτιμήθηκε η ορολογία σε σχέση με τα σημεία προσανατολισμού (π.χ. φορά προς ΝΔ), για να αποφευχθεί η σύγχυση στην περίπτωση ζωνών διάτμησης που είναι υπο-οριζόντιες (Trouw et al. 2010).

Στη συνέχεια, θα προχωρήσουμε στο υποκεφάλαιο της τεκτονικής και κινηματικής ανάλυσης της περιοχής μελέτης και του διαχωρισμού των φάσεων παραμόρφωσης.



Σχ. 27. Οι σημαντικότεροι κινηματικοί δείκτες για τον προσδιορισμό της φοράς διάτμησης/κίνησης σε μυλονιτικές ζώνες (κατά White et al. 1986, από Λόζιος 2003):

1. περιστροφή προϋπάρχουσας ή νεοσχηματιζόμενης σχιστότητας, 2. περιστροφή παραμορφωμένων προϋπαρχόντων δεικτών, 3. ασυμμετρία μικροπτυχών (intrafolial folds), 4. ασυμμετρία σχιστότητας - σχισμού, υφή S/C (C-type shear bands), 5. ασυμμετρία ζωνών διάτμησης (C'-type shear bands), 6. περιστροφή και διάτμηση πορφυροκλαστών, 7. περιστροφή θραυσμάτων από διατμητικές διαρρήξεις, 8. περιστροφή θραυσμάτων από διαρρήξεις έκτασης, 9. ασυμμετρία σκιών πίεσης σε περιστραφέντες κλάστες (δ-), 10. ασυμμετρία σκιών πίεσης σε μη περιστραφέντες κλάστες (σ-), 11. ασυμμετρία επιμήκων ανακρυσταλλωμένων κρυστάλλων Qtz (ribbon Qtz, oblique foliation), 12. κρύσταλλοι μαρμαρυγία σε σχήμα «ιχθύος» (mica-fish), 13. ασυμμετρία c-αξόνων Qtz (lattice preferred orientation).



Σχ. 28. Σχηματικό διάγραμμα με τη γεωμετρία μιας μυλονιτικής ζώνης διάτμησης και τις κυριότερες δομές και κινηματικούς δείκτες που αναπτύσσονται εντός της (η παρατήρηση γίνεται παράλληλα στην γράμμωση έκτασης και κάθετα στη σχιστότητα) (από Trouw et al. 2010).

4.3 Διαχωρισμός των φάσεων παραμόρφωσης

Το σύνολο των Αλπικών τεκτονοστρωματογραφικών ενοτήτων των πεδίων του Πάικου και της Τζένας που περιγράφηκαν αναλυτικά παραπάνω (Κεφ. 3), υπέστη από το Μέσο Ιουρασικό μέχρι σήμερα μία πολυφασική παραμόρφωση και μεταμόρφωση. Αυτές οι διαδικασίες μελετήθηκαν και αναλύθηκαν επί πολλά χρόνια με παρατηρήσεις – μετρήσεις υπαίθρου και μικροσκοπική ανάλυση (Κατριβάνος *et al.* 2001, 2012, Katrivanos *et al.* 2013, 2015, 2016). Η μελέτη ολοκληρώνεται με την παρούσα διατριβή, αφού αναθεωρήθηκαν και τροποποιήθηκαν ομαδοποιήσεις και διαχωρισμοί τεκτονικών στοιχείων και ομάδων, με κατάληξη στις φάσεις παραμόρφωσης που θα περιγραφούν παρακάτω.

Σε αυτές τις φάσεις παραμόρφωσης, η σμίκρυνση (shortening) εναλλάσσεται με την έκταση (extension), ενώ οι συνθήκες της παραμόρφωσης εξελίσσονται σταδιακά από πλαστικές (ductile) σε θραυστιγενείς (brittle).

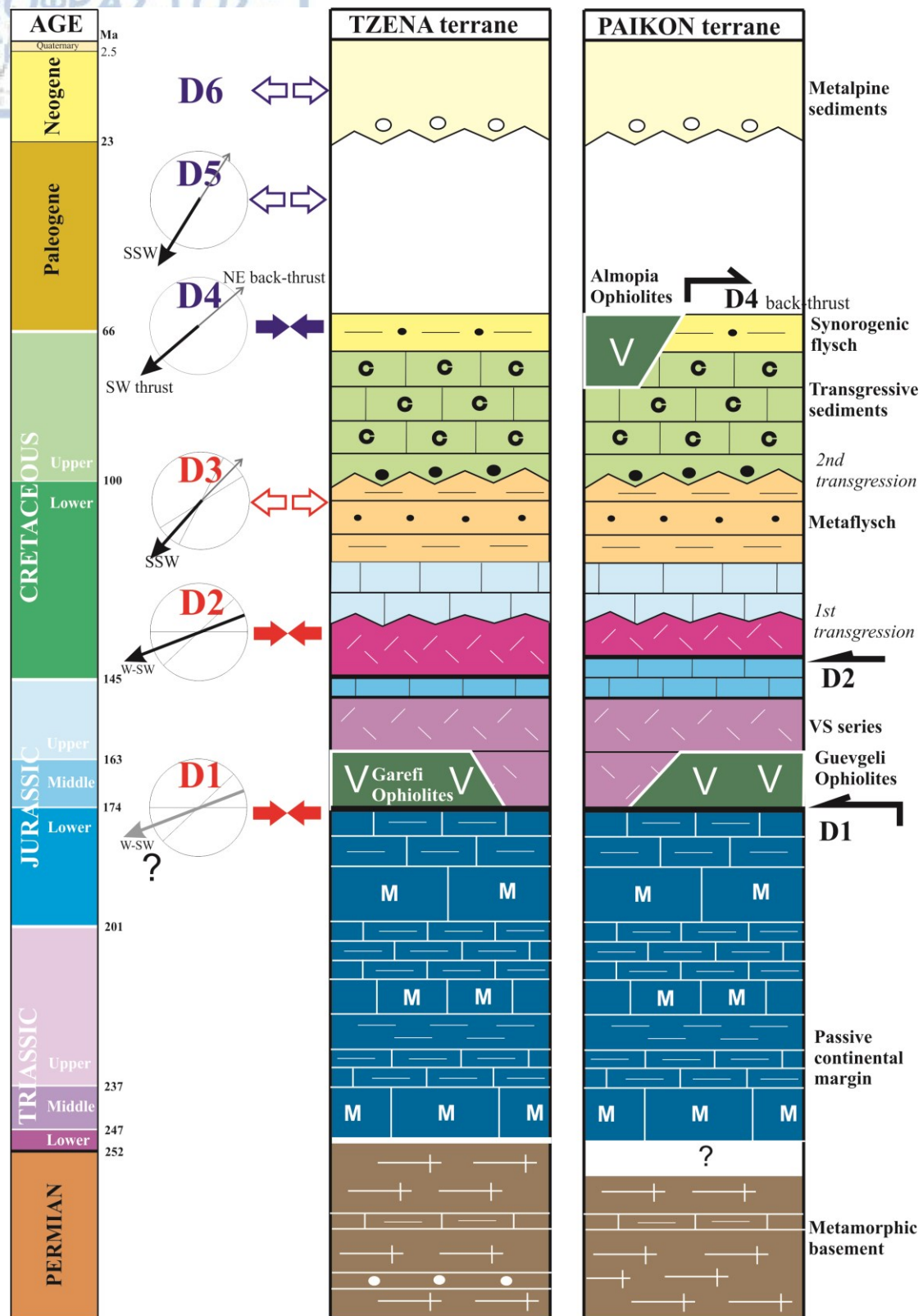
Οι συμπιεστικές φάσεις συνδέονται με τη γενική σύγκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών και το κλείσιμο του ωκεανού της Τηθύος, καθώς και με την προοδευτική συσσώρευση των καλυμμάτων, την επαύξηση του ορογενούς και την πάχυνση του φλοιού (crustal thickening), ενώ οι εφελκυστικές φάσεις συνδέονται με την ισοστατική επαναφορά του φλοιού και τη λέπτυνσή του (crustal thinning), καθώς και με την κατάρρευση του ορογενούς (orogenic collapse), την εκταφή/αποκάλυψη (exhumation) των βαθύτερων οριζόντων του και τελικά τον αποχωρισμό (terrane dispersion) των δύο πεδίων του Πάικου και της Τζένας και τη δημιουργία των Νεογενών – Τεταρτογενών λεκανών (Πίν. 2 & Σχ. 29).

Παρακάτω, στο διαχωρισμό των φάσεων της παραμόρφωσης (D1 - D6), για κάθε φάση αναφέρονται οι γεωλογικές ενότητες που επηρεάζονται, περιγράφονται οι τεκτονικές της δομές, επεξηγούνται οι συνθήκες παραμόρφωσης και δίνεται η κινηματική της. Ακόμη, για κάθε τεκτονική φάση αναλύονται οι συνθήκες μεταμόρφωσης που σχετίζονται με αυτήν και δίνονται στοιχεία χρονολόγησης της ηλικίας της. Επίσης, εξετάζονται τα γεωδυναμικά φαινόμενα με τα οποία θεωρούμε ότι συνδέεται η κάθε φάση.

Τέλος, με αντιπροσωπευτικές γεωλογικές τομές υπαίθρου, δίνοντας έμφαση στη φύση των ορίων μεταξύ των γεωλογικών ενοτήτων, θα περιγραφεί η τεκτονική δομή των δύο πεδίων.

Πιν. 2. Συνοπτική παρουσίαση των κύριων παραμορφωτικών φάσεων (τροποποιημένο από Katrivanos et al. 2013).

EVENT (Θ)	AGE	STRESS REGIME & DEFORMATION CONDITIONS	KINEMATICS (main direction of movement)	STRUCTURES	GEODYNAMIC RESULTS	METAMORPHISM	Geological Units affected (Paikion Terrane)	Geological Units affected (Tzema Terrane)
D_{HP/LT}	MID-LATE JURASSIC	COMPRESSION DUCTILE	Unknown	Relicts or total destroyed structures	Subduction - Collision processes	High pressure / Low temperature	V.S. series, Marbles Unit, Gneisses Unit	V.S. series, Marbles Unit, Gneisses Unit
D₁	LATE JURASSIC	COMPRESSION DUCTILE		-Penetrative and symmetamorphic foliation (S) -Mineral stretching lineation (L ₁) -Isoclinal folding	-Ophiolite obduction & thrusting -Progressive nappe stacking -Crustal thickening -Terrane accretion	M₁: Greenschist facies -Bt, Chl, Act, Lws, middle to high siliceous Phg, Na-Am	V.S. series, Marbles Unit, Gneisses Unit	V.S. series, Marbles Unit, Gneisses Unit
D₂	EARLY CRETACEOUS	COMPRESSION DUCTILE		-Foliation (S ₁) parallel to S ₁ and to axial plane of F ₂ -Asymmetric tight to subisoclinal folds (F ₂) -Mineral stretching lineation (L ₁)	-Imbrication of calcareous rocks with VS rocks and ophiolites -Series duplication -Thrusting & terrane accretion -Continued and progressive nappe stacking	M₂: Low grade greenschist facies -Bt to Chl -Act, to Act -Wmca sericitized	V.S. series, Marbles Unit, Gneisses Unit, L. Jurassic- E. Cretaceous sediments	V.S. series, Marbles Unit, Gneisses Unit, L. Jurassic- E. Cretaceous sediments
D₃	LATE CRETACEOUS	EXTENSION Discrete Mylonitic Shear zones		-Mylonitic shear zones -Mylonitic foliation (S) -Mineral stretching lineation (L ₁)	-Basin formation -Sedimentation of Upper Cretaceous transgressive limestones and flysch -First orogen exhumation	-Qtz dynamic recrystallization -Wm sericitization	V.S. series, Gandatch Unit, L. Jurassic- E. Cretaceous sediments	V.S. series, Marbles Unit, Gneisses Unit, L. Jurassic- E. Cretaceous sediments
D₄	Paleocene - Eocene	COMPRESSION BRITTLE		-Fold & Thrust belt with Reverse Faults and Folds	-Intense imbrication of all units -Ophiolite tectonic emplacement upon the west margin of Paikion massif as a back-thrust	—	V.S. series, Gandatch Unit, L. Jurassic- E. Cretaceous sediments, L. Cretaceous limestones and flysch	V.S. series, Marbles Unit, Gneisses Unit, L. Jurassic- E. Cretaceous sediments, L. Cretaceous limestones and flysch
D₅	Oligocene - Miocene	EXTENSION BRITTLE		-Low angle normal faults	-Orogenic collapse and exhumation -Crustal thinning	—	V.S. series, Gandatch Unit, L. Jurassic-E. Cretaceous sediments, L. Cretaceous limestones and flysch	V.S. series, Marbles Unit, Gneisses Unit L. Jurassic-E. Cretaceous sediments, L. Cretaceous limestones and flysch
D₆	Miocene - today	EXTENSION - TRANSTENSION BRITTLE	scattering of movement direction	-High angle, dip-slip to oblique normal faults and strike-slip faults	-Neogene to Quaternary basin evolution -Arideas fault zone reworking -Terrane dispersion	—	V.S. series, Gandatch Unit, L. Jurassic-E. Cretaceous sediments, L. Cretaceous limestones and flysch, Neogene-Qtr. sediments	V.S. series, Marbles Unit, Gneisses Unit L. Jurassic-E. Cretaceous sediments L. Cretaceous limestones and flysch Neogene-Qtr. sediments



Σχ. 29. Τεκτονοστρωματογραφική δομή των πεδίων του Πάικου και της Τζένας και γενική σύγκριση των συνοπτικών τεκτονοστρωματογραφικών τους στηλών, με έμφαση στις τεκτονικές σχέσεις και στο διαχωρισμό των φάσεων παραμόρφωσης (D1-D6) από το Ιουρασικό μέχρι σήμερα (τροποποιημένο από Katrivanos et al. 2015).

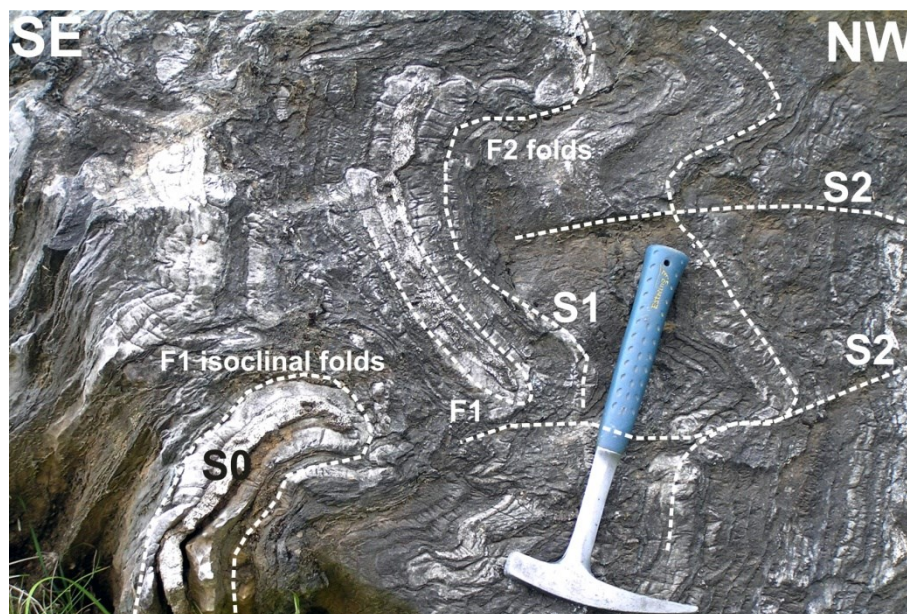
4.3.1 Πρώτη Φάση Παραμόρφωσης (D1)

Οι δομές της πρώτης παραμορφωτικής φάσης D1 (Πίν. 2 & Σχ. 30) είναι πλαστικές και επηρεάζουν τις κατώτερες, Άνω Παλαιοζωικές ενότητες, καθώς και τις Τριαδικής έως Μέσης Ιουρασικής ηλικίας, τεκτονοστρωματογραφικές ενότητες των πεδίων του Πάικου και της Τζένας.

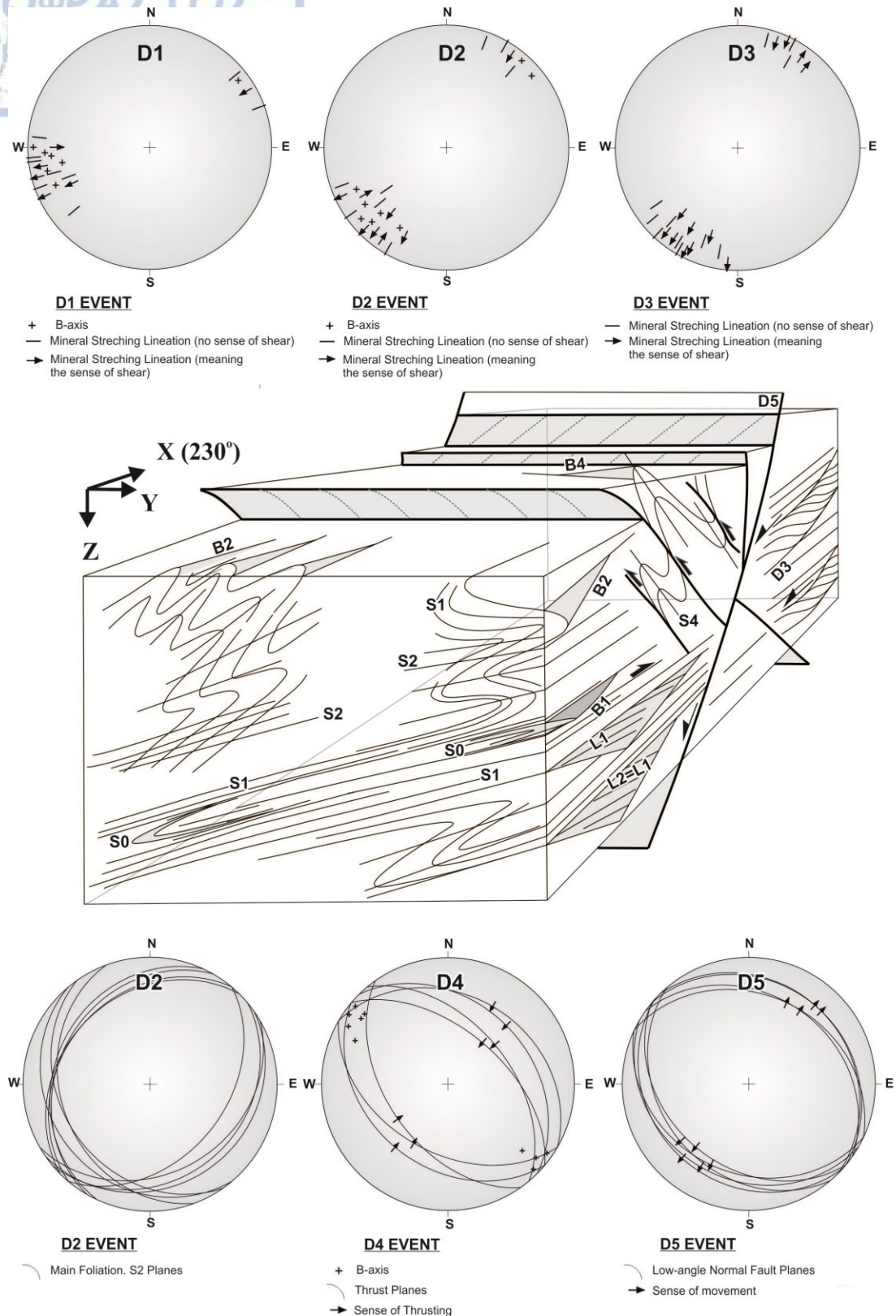
Στο Πάικο, από τη φάση αυτή (D1), επηρεάζονται τόσο η ενότητα Γκάντατς Τριαδικής ηλικίας, όσο και οι ηφαιστειοιζηματογενείς σειρές ηλικίας Μέσου έως Άνω Ιουρασικού, ενώ στη Τζένα, επηρεάζονται η κατώτερη γνευσιακή σειρά Παλαιοζωικής ηλικίας και τα Τριαδικά μάρμαρα, καθώς επίσης και οι ηφαιστειοιζηματογενείς σειρές ηλικίας Μέσου έως Άνω Ιουρασικού.

Διακρίνεται γενικά μία διαπεραστική (penetrative) συν-μεταμορφική σχιστότητα (S1) παράλληλα στο αξονικό επίπεδο μίας καλά διατηρημένης ισοκλινούς πτύχωσης (F1), που πτυχώνει μία προγενέστερη σχιστότητα (S0) (Φωτ. 17, 18).

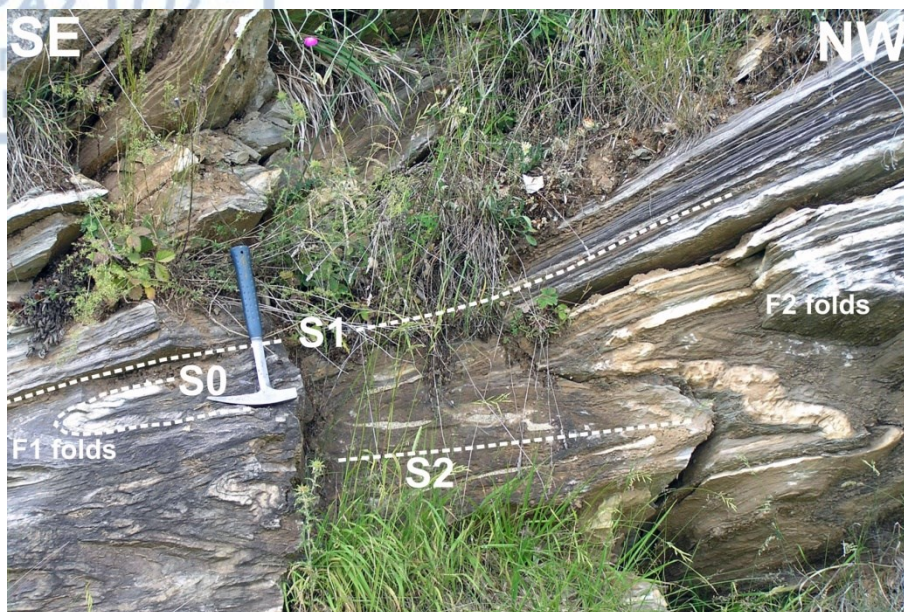
Η ισοκλινής αυτή πτύχωση (F1) δεν έχει σταθερή αξονική διεύθυνση. Συνήθως, πιθανότατα λόγω περιστροφής, οι άξονες των πτυχών αυτών προσανατολίζονται παράλληλα έως υποπαράλληλα σε μία οрукτολογική γράμμωση έκτασης, διεύθυνσης Α-Δ έως ΒΑ-ΝΔ (L1).



Φωτ. 17. Τυπικές δομές των φάσεων παραμόρφωσης D1 και D2 σε ασβεστιτικούς σχιστόλιθους της Ενότητας Γκάντατς του Πάικου, κοντά στο χωριό «Λιβάδια». Διακρίνονται ιδιαίτερα τα φαινόμενα επαναπτύχωσης των ισοκλινών πτυχών F1 από τη μεταγενέστερη πτύχωση F2, σε μια προοδευτική τεκτονική διαδικασία (από Katrivanos et al. 2013).



Σχ. 30. Τρισδιάστατο, επεξηγηματικό διάγραμμα της αρχιτεκτονικής της παραμόρφωσης στις κατώτερες ενότητες των πεδίων του Πάικου και της Τζένας. Στα διαγράμματα Schmidt παρουσιάζεται αναλυτικά η κινηματική των φάσεων παραμόρφωσης (τροποποιημένο από Katrivanos et al. 2013).



Φωτ. 18. Τυπικές δομές των φάσεων παραμόρφωσης D1 και D2 σε ασβεστιτικούς σχιστόλιθους της Ενότητας Γκάντατς του Πάικου, κοντά στο χωριό «Λιβιάδια». Διακρίνονται ιδιαίτερα τα φαινόμενα επαναπτύχωσης των ισοκλινών πτυχών F1 από τη μεταγενέστερη πτύχωση F2, σε μια προοδευτική τεκτονική διαδικασία (από Katrivanos et al. 2013).

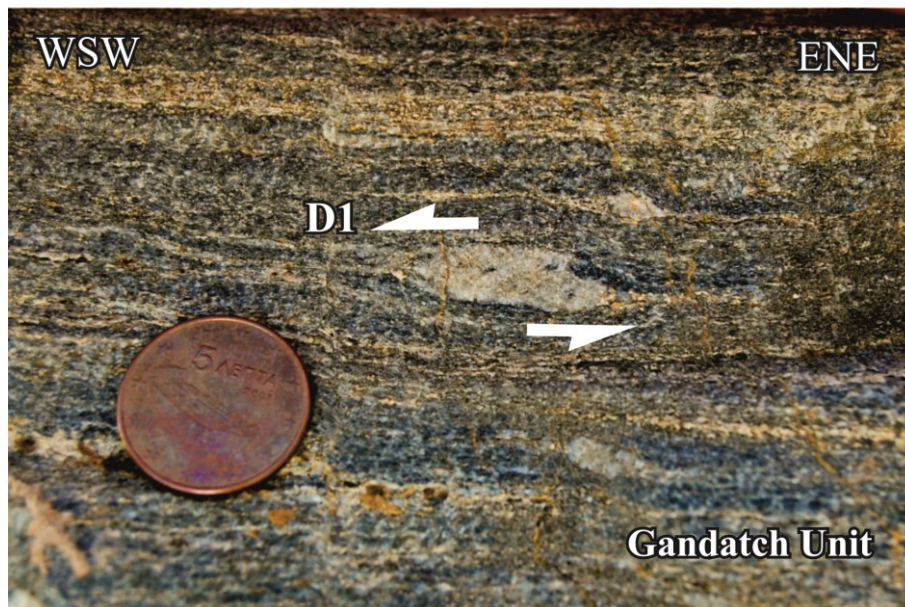
Δεν βρέθηκαν αξιόπιστοι και καλά διατηρημένοι κινηματικοί δείκτες της φάσης D1, πιθανότατα λόγω της ισχυρής επίδρασης της μεταγενέστερης τεκτονικής δράσης και την επικάλυψή τους από τις δομές μεταγενέστερων φάσεων παραμόρφωσης. Ωστόσο, μπορεί να υπονοηθεί μια κύρια φορά της διάτμησης - κίνησης προς τα ΔΝΔ (Φωτ. 19). Εξάλλου, κατά θέσεις έχει επίσης παρατηρηθεί η αντίθετη φορά διάτμησης προς τα ΑΒΑ, υποδεικνύοντας έτσι την ύπαρξη μιας σημαντικής ομοαξονικής συνιστώσας της παραμόρφωσης κατά τη διάρκεια της φάσης αυτής (D1).

Η ορυκτολογική γράμμωση έκτασης (L1) σχηματίζεται κατά κύριο λόγο από επιμήκεις συναθροίσεις ορυκτών σε παράλληλη ανάπτυξη, όπως χαλαζίας, λευκός μαρμαρυγίας, χλωρίτης και σπάνια ακτινόλιθος ή βιοτίτης. Σύμφωνα με αυτή την ορυκτολογική παραγένεση, η οποία είναι συντεκτονική προς τη φάση D1, οι συνθήκες της μεταμόρφωσης δεν υπερέβησαν την πρασινοσχιστολιθική φάση (M1) (Σχ. 31).

Οι Baroz et al. (1987) προτείνουν ότι οι συνθήκες της μεταμόρφωσης κυμαίνονται ξεκινώντας από τη φάση λοσονίτη – χλωρίτη – αλβίτη, μέσω μιας μεταβατικής πρασινοσχιστολιθικής φάσης νατριούχου αμφιβόλου και καταλήγοντας

στην πρασινοσχιστολιθική υποφάση του χλωρίτη (δες Κεφ. 5). Την μεταμόρφωση υψηλής πίεσης και χαμηλής θερμοκρασίας (HP-LT) Μέσης έως Άνω Ιουρασικής ηλικίας (Σχ. 31), οι Baroz et al. (1987) την συσχετίζουν είτε με μία ζώνη υποβύθισης, είτε με μία τεκτονική υπερπίεση (tectonic overpressure), που προκλήθηκε από επωθήσεις και τεκτονικά καλύμματα.

Σε κάθε περίπτωση, αυτή η μεταμόρφωση HP-LT (M0), προηγείται της D1, διότι η ορυκτολογική παραγένεση που υλοποιεί τη σχιστότητα S1 συνδέεται πάντα με πρασινοσχιστολιθικές συνθήκες μεταμόρφωσης και τα ορυκτά υψηλής πίεσης (HP-LT) εμφανίζονται μόνο υπολειμματικά (περισσότερα στοιχεία για τις συνθήκες μεταμόρφωσης θα δοθούν στο Κεφ. 5).



Φωτ. 19. Μεσοσκοπικής κλίμακας δομές παραμόρφωσης (XZ- τομή) της φάσης D1 (ασβεστιτικοί σ-κλάστες) σε λεπτοστρωματώδη μάρμαρα της Ενότητας Γκάντατς του Πάικου, κοντά στο χωριό «Λιβιάδια». Διακρίνεται η φορά της διάτμησης/κίνησης προς τα ΔΝΔ (από Katrivanos et al. 2013).

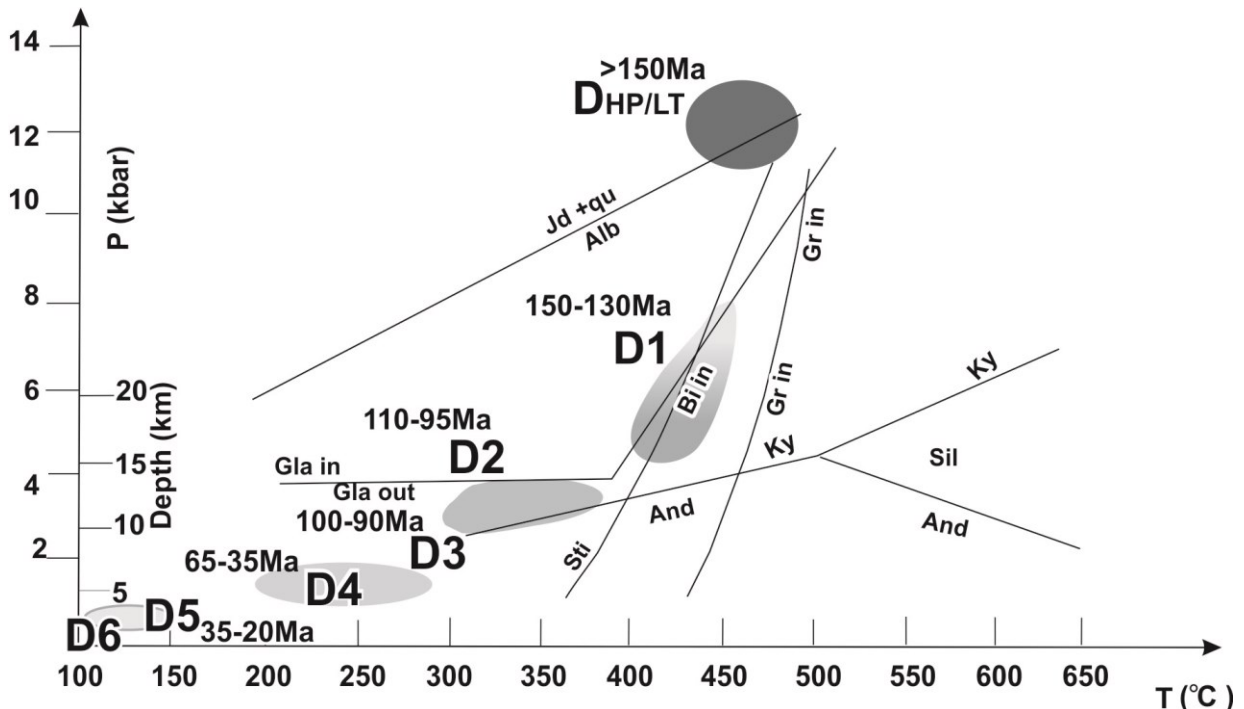
Η φάση D1 δεν αναγνωρίζεται στα ανθρακικά πετρώματα ηλικίας Άνω Ιουρασικού - Κάτω Κρητιδικού (Ανθρακικές Ενότητες Γκόλα Τσούκα – Γκρόπης και Γρίβας – Κρώμνης).

Δεδομένης της έλλειψης ραδιοχρονολογικών δεδομένων από τα πετρώματα της περιοχής μελέτης, επιχειρείται παρακάτω μια έμμεση συσχέτιση με το γειτονικό, στα πεδία του Πάικου και της Τζένας, Πελαγονικό υπόβαθρο για το οποίο υπάρχουν σχετικά βιβλιογραφικά δεδομένα ραδιοχρονολογήσεων.

Η ραδιοχρονολόγηση με τις ραδιομετρικές μεθόδους K/Ar, Ar/Ar, και Rb/Sr σε λευκό μαρμαρυγία και βιοτίτη από τα μεταμορφωμένα πετρώματα του Πελαγονικού υποβάθρου στη Βόρεια Ελλάδα, απέφερε ως αποτέλεσμα ηλικίες μεταξύ 145 και 130 Ma (Most et al. 2001, Most 2003).

Επιπροσθέτως, οι Kiliyas et al. (2010) πρότειναν την ύπαρξη ενός παραμορφωτικού συμβάντος Άνω Ιουρασικής ηλικίας, το οποίο επηρέασε το Πελαγονικό υπόβαθρο που βρίσκεται δυτικά των τεκτονοστρωματογραφικών πεδίων του Πάικου και της Τζένας. Θεωρούμε ότι η φάση D1 που περιγράφεται εδώ είναι ισοδύναμη με αυτή την Άνω Ιουρασική παραμόρφωση που αναφέρθηκε παραπάνω. Η φάση D1 έχει επίσης περιγραφεί για τη ζώνη του Πάικου από τους Brown and Robertson (1994, 2003), καθώς και από τον Vergely (1984) με την ονομασία "JE1", όπως είδαμε σε προηγούμενο κεφάλαιο.

Θεωρούμε τη φάση D1 ως μία συμπιεστική φάση που συνδέεται με την τεκτονική τοποθέτηση των οφιολίθων της ζώνης Αξιού από Α προς Δ, κατά το Μέσο έως Άνω Ιουρασικό, τη συσσώρευση των τεκτονικών καλυμμάτων στα πεδία του Πάικου και της Τζένας και τη γενική πάχυνση του φλοιού (Πίν. 2 & Σχ. 30).



Σχ. 31. Διάγραμμα με τις σχέσεις μεταξύ πίεσης – θερμοκρασίας – χρόνου – παραμόρφωσης (PTtD- relations), στις κατώτερες ενότητες των πεδίων του Πάικου και της Τζένας. Για κάθε φάση παραμόρφωσης φαίνονται οι αντίστοιχες συνθήκες μεταμόρφωσης (από Katrivanos et al. 2013).

4.3.2 Δεύτερη Φάση Παραμόρφωσης (D2)

Οι δομές της πρώτης παραμορφωτικής φάσης D1 υφίστανται ισχυρή επικάλυψη από τις δομές μίας μεταγενέστερης -πλην όμως προοδευτικής συνέχειας και εξέλιξης της πρώτης- παραμορφωτικής φάσης D2.

Η δεύτερη αυτή φάση παραμόρφωσης (D2) ταυτοποιήθηκε στην Ενότητα Γκάντατς, τις ηφαιστειοζηματογενείς σειρές και τις Άνω Ιουρασικές – Κάτω Κρητιδικές ενότητες στο Πάικο, συμπεριλαμβανομένου του φλύσχη του Γράμμου. Στη Τζένα, η φάση D2 επηρεάζει τις κατώτερες ενότητες των γνευσίων και των μαρμάρων, τις ηφαιστειοζηματογενείς σειρές, καθώς και τις Άνω Ιουρασικές – Κάτω Κρητιδικές ανθρακικές ενότητες (Πίν. 2 & Σχ. 29).

Πτυχές ασύμμετρες, κατακείμενες έως ανεστραμμένες, κλειστές έως ισοκλινείς (F2) επαναπτυχώνουν τόσο τη σχιστότητα S1, όσο και την ισοκλινή πτύχωση F1 και σχηματίζεται μία νέα σχιστότητα S2, που είναι η κύρια σχιστότητα των γεωλογικών ενοτήτων στα πεδία Πάικου – Τζένας και είναι παράλληλη με τα αξονικά επίπεδα της πτύχωσης F2.

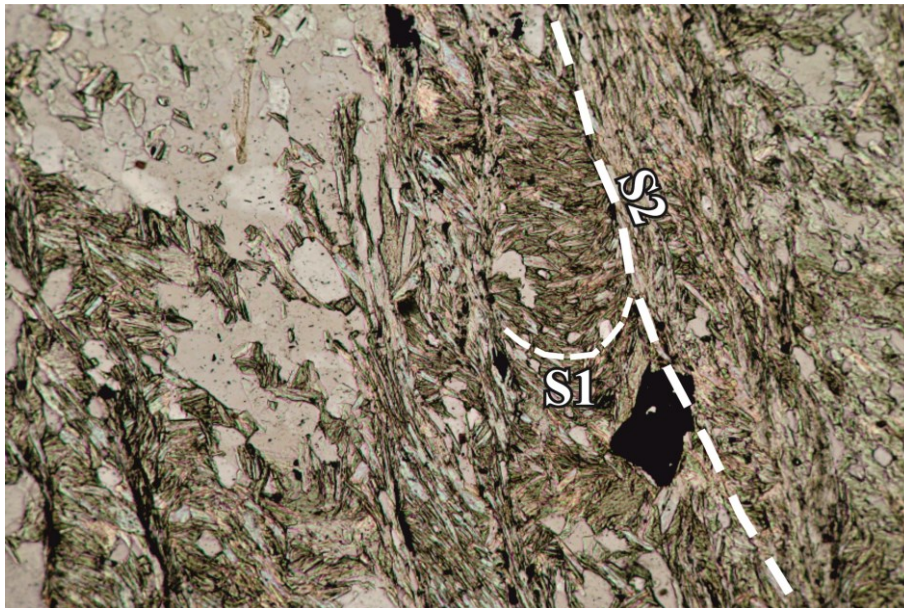
Οι άξονες των πτυχών F1 και F2 είναι σχεδόν παράλληλοι μεταξύ τους, παρά το ότι κατά θέσεις παρατηρείται μια διασπορά των πτυχών F2 από ΒΔ-ΝΑ έως ΒΑ-ΝΔ. Η σχιστότητα S1 συνήθως περιστρέφεται ερχόμενη σε παραλληλία με τη σχιστότητα S2, έτσι ώστε κατά θέσεις να παρατηρείται μόνο μία σχιστότητα (Φωτ. 20, 21).

Κοντά στο χωριό Λιβάδια, τυπικές δομές επαναπτυχώσεων σε σιπολίνες και ασβεστιτικούς σχιστόλιθους αποκαλύπτουν την προοδευτική συνέχεια και εξέλιξη της παραμόρφωσης από τη φάση D1 στη φάση D2 (Φωτ. 17, 18).

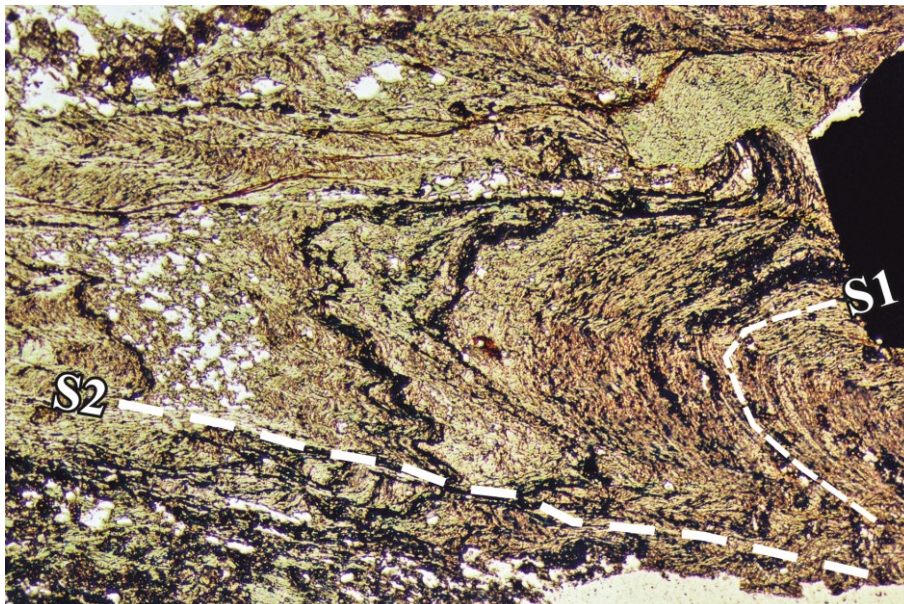
Δομές “mullion” αναπτύσσονται τοπικά κατά τη διάρκεια της φάσης D2, παράλληλα στο αξονικό επίπεδο της πτύχωσης F2, λόγω της διαφοράς ιξώδους (ductility contrast) μεταξύ των πιο ασθενών μηχανικά (incompetent) χλωριτικών - ασβεστιτικών σχιστολίθων και των πιο ισχυρών μηχανικά (competent) ανθρακικών πετρωμάτων, τα οποία βρίσκονται σε εναλλαγές (Φωτ. 22, 23).

Η δεύτερη παραμορφωτική φάση D2 συνδέεται με μία καλά αναπτυγμένη ορυκτολογική γράμμωση έκτασης (L2), γενικής διεύθυνσης Α-Δ έως ΒΑ-ΝΔ (210° - 260°), η οποία ορίζεται κυρίως από σερίκητη και χλωρίτη, καθώς επίσης από συναθροίσεις χαλαζία. Η γράμμωση L2 αναπτύσσεται παράλληλα στους F2 άξονες των πτυχών της φάσης αυτής και είναι η κύρια ορυκτολογική γράμμωση έκτασης που

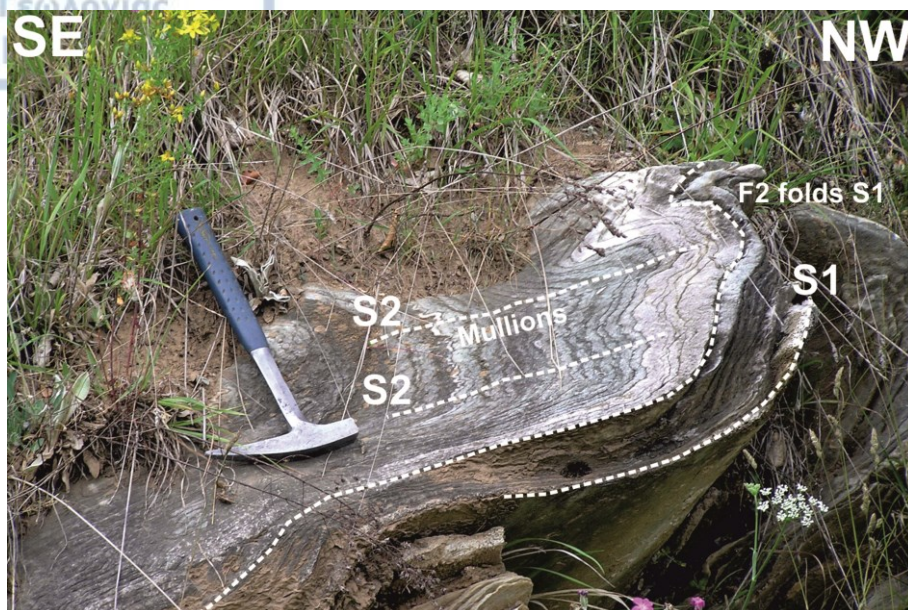
αναγνωρίζεται στην περιοχή μελέτης. Η φορά της διατμητικής κίνησης κατά τη διάρκεια της φάσης D2 είναι προς τα ΔΝΔ (Φωτ. 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32).



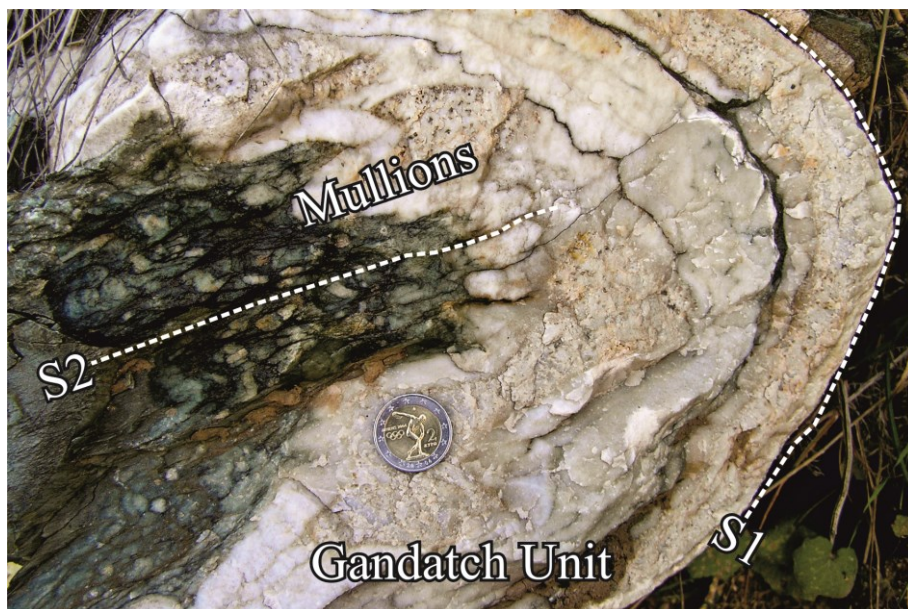
Φωτ. 20. Μικροσκοπικής κλίμακας δομές παραμόρφωσης σε σχιστόλιθους της Ενότητας Γκάντατς του Πάικου (8 mm εύρος, YZ- τομή, PPL). Διακρίνεται η γεωμετρική σχέση των δύο σχιστοτήτων, της αρχικής S1 και της κύριας S2 (από [Katrivanos et al. 2013](#)).



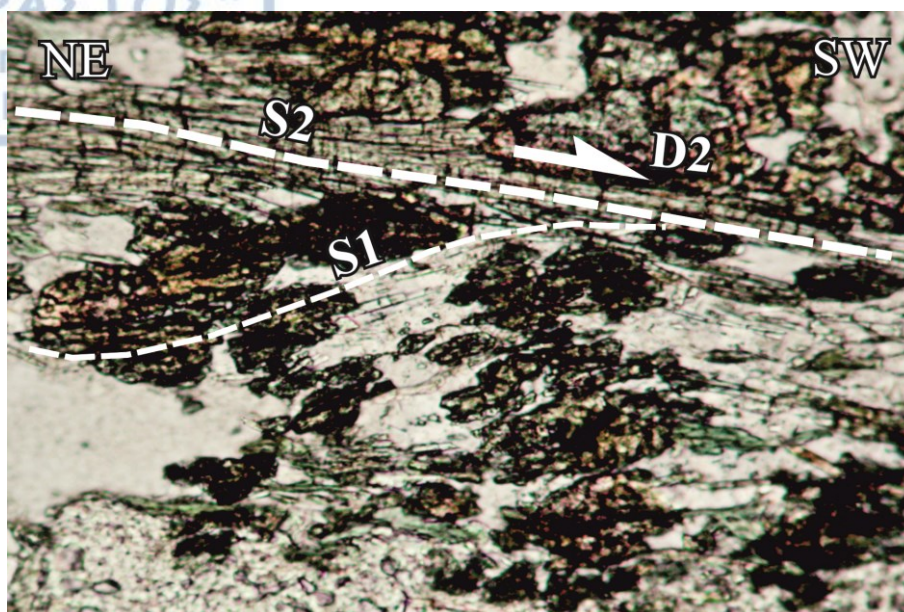
Φωτ. 21. Μικροσκοπικής κλίμακας δομές παραμόρφωσης σε χλωριτικούς σχιστόλιθους της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς Πόρτας της Τζένας (8 mm εύρος, YZ- τομή, PPL). Διακρίνεται η γεωμετρική σχέση των δύο σχιστοτήτων, της αρχικής S1 και της κύριας S2.



Φωτ. 22. Τυπικές δομές της φάσης παραμόρφωσης D2 σε ασβεστιτικούς σχιστόλιθους της Ενότητας Γκάντατς του Πάικου, κοντά στο χωριό Λιβάδια. Διακρίνεται η γεωμετρική σχέση των δύο σχιστοτήτων, της υπολειμματικής S1 και της κύριας S2 και οι δομές “Mullions” που σχηματίζονται λόγω διαφοράς ιξώδους (από [Katrivanos et al. 2013](#)).



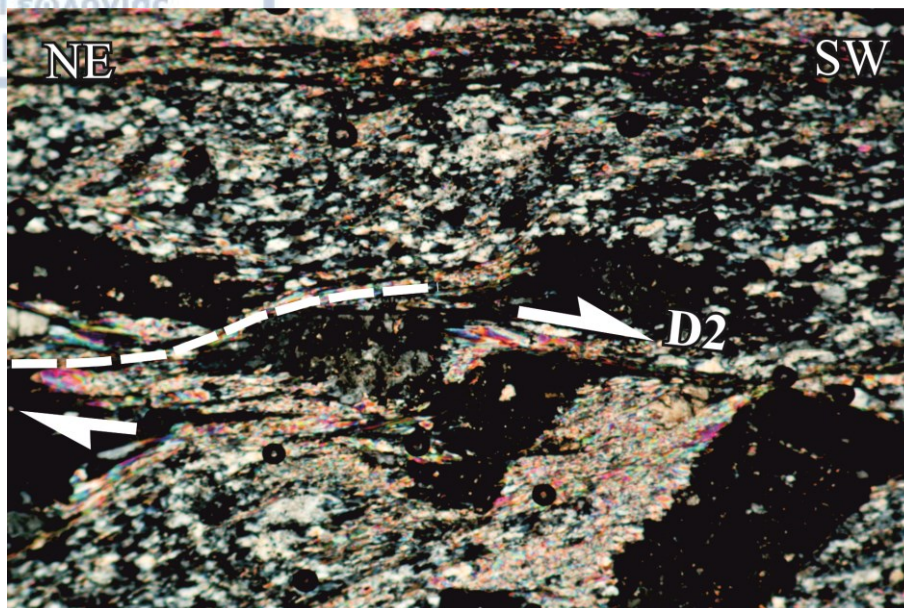
Φωτ. 23. Λεπτομέρεια των δομών “Mullions” σε ασβεστιτικούς σχιστόλιθους της Ενότητας Γκάντατς του Πάικου, κοντά στο χωριό Λιβάδια. Διακρίνεται επίσης η γεωμετρική σχέση των δύο σχιστοτήτων, της υπολειμματικής S1 και της κύριας S2.



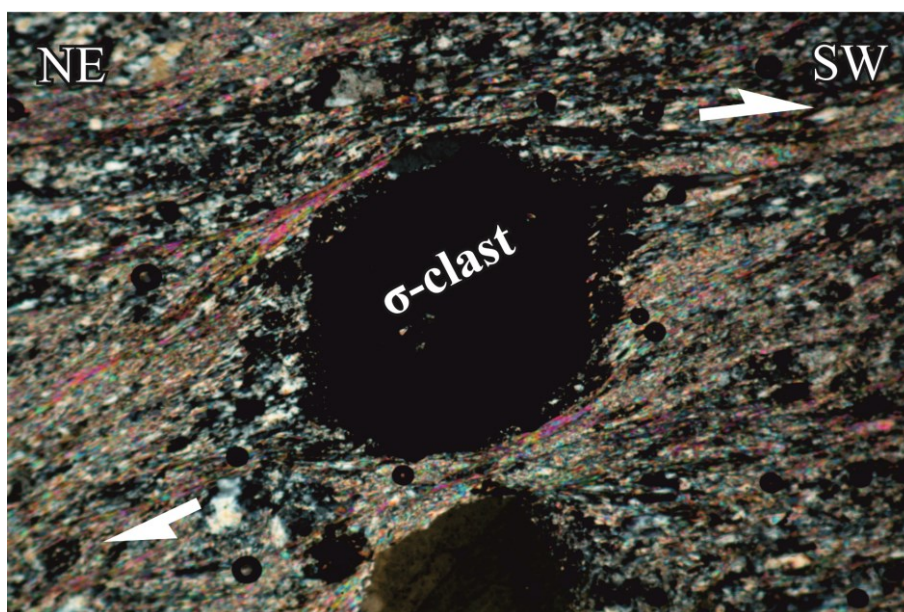
Φωτ. 24. Μικροσκοπικής κλίμακας δομές παραμόρφωσης σε σχιστόλιθους της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς Καστανερής - Κρώμνης του δυτικού Πάικου (4 mm εύρος, XZ- τομή, CPL). Διακρίνεται η σχιστότητα S2 που σχηματίζεται από επιμήκεις κρυστάλλους ακτινόλιθου και επίδοτου, ενώ στην ενδιάμεση περιοχή η προγενέστερη σχιστότητα S1 κάμπτεται πλάγια στην S2, με φορά διάτμησης προς τα ΝΔ (από [Katrivanos et al. 2013](#)).



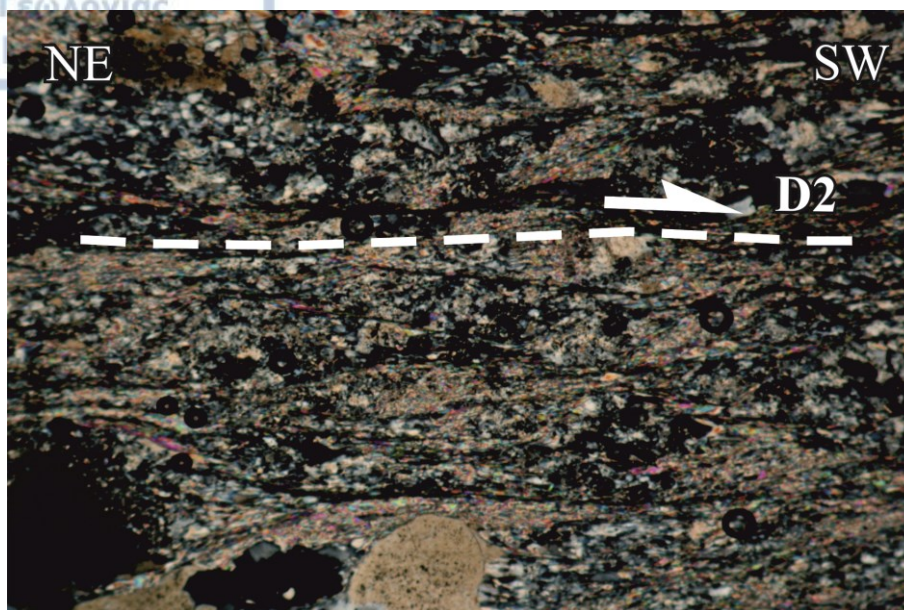
Φωτ. 25. Μεσοσκοπικής κλίμακας δομές παραμόρφωσης (S-C) της φάσης D2, σε πρασινοσχιστόλιθους της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς Λιβαδιών του δυτικού Πάικου (δείγμα χειρός, XZ- τομή). Διακρίνεται η φορά διάτμησης προς τα ΔΝΔ (από [Katrivanos et al. 2013](#)).



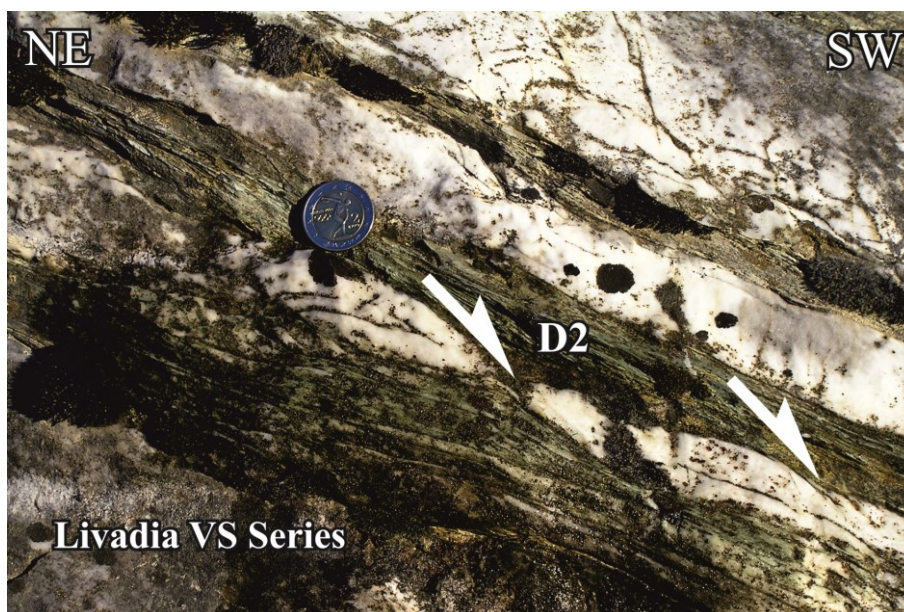
Φωτ. 26. Μικροσκοπικής κλίμακας δομές παραμόρφωσης (S-C και σ - κλάστης πλαγιокλάστου) της φάσης D2, σε χαλαζιακά πορφυροειδή της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς Καστανερής του ανατολικού Πάικου (8 mm εύρος, XZ- τομή, CPL). Διακρίνεται η φορά διάτμησης προς τα ΝΔ (από [Katrivanos et al. 2013](#)).



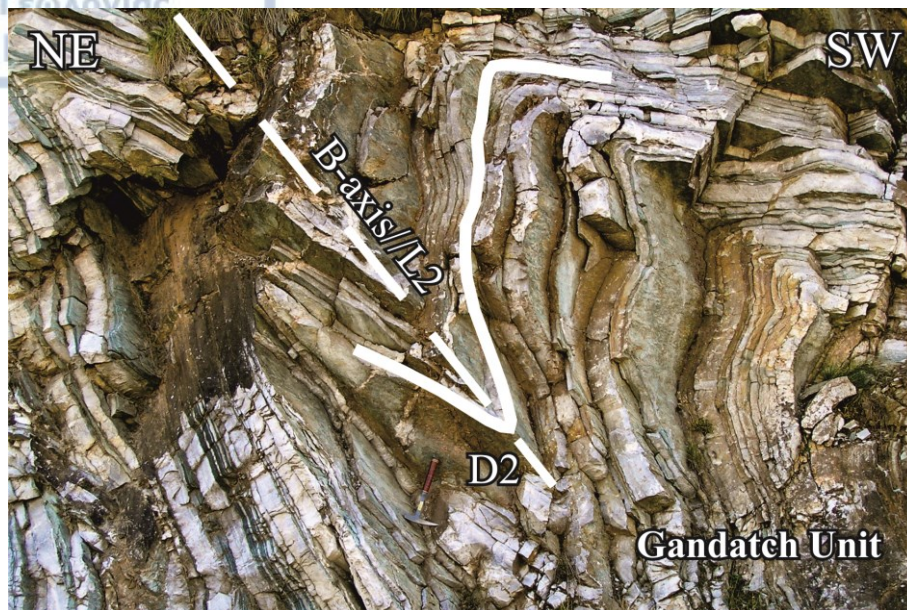
Φωτ. 27. Μικροσκοπικής κλίμακας δομές παραμόρφωσης (σ - κλάστης Qtz) της φάσης D2, σε χαλαζιακά πορφυροειδή της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς Καστανερής του ανατολικού Πάικου (5 mm εύρος, XZ- τομή, CPL). Διακρίνεται η δυναμική ανακρυστάλλωση του Qtz στις σκιές πίεσης (pressure shadows) του κλάστη και η φορά διάτμησης προς τα ΝΔ (από [Katrivanos et al. 2013](#)).



Φωτ. 28. Μικροσκοπικής κλίμακας δομές παραμόρφωσης (ζώνες διάτμησης – shear bands) της φάσης D2, σε σχιστόλιθους της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς Καστανερής του ανατολικού Πάικου (8 mm εύρος, XZ- τομή, CPL). Διακρίνεται η φορά διάτμησης προς τα ΝΔ (από [Katrivanos et al. 2013](#)).



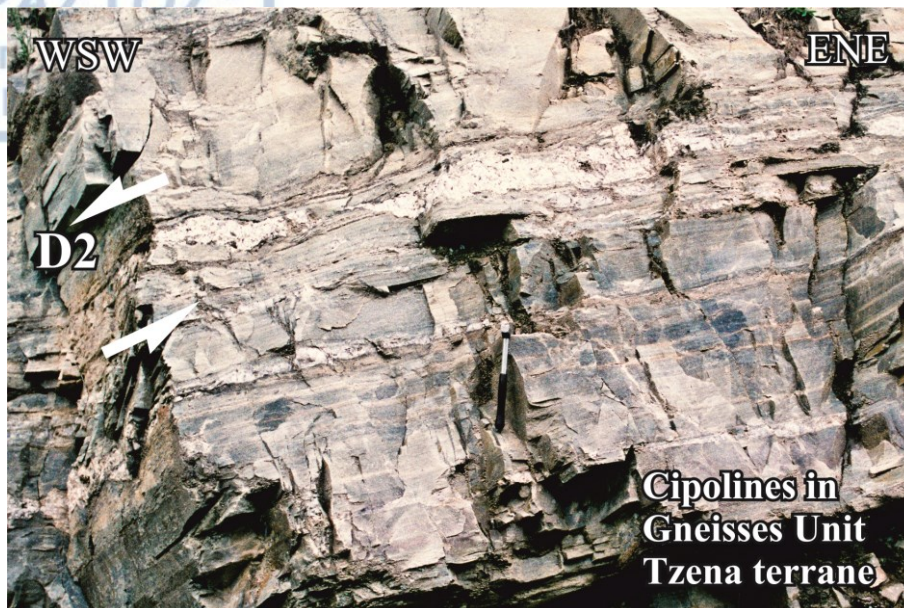
Φωτ. 29. Μεσοσκοπικής κλίμακας δομές παραμόρφωσης (ζώνες διάτμησης – shear bands) της φάσης D2, σε πρασινοσχιστόλιθους της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς Λιβαδιών του δυτικού Πάικου (XZ- τομή). Διακρίνεται η φορά διάτμησης προς τα ΝΔ.



Φωτ. 30. Κλειστές έως υποισοκλινείς πτυχές της D2 φάσης παραμόρφωσης, σε ασβεστιτικούς σχιστόλιθους της ενότητας Γκάντατς του Πάικου. Διακρίνεται ο B-άξονας της πτυχής F2, που ταυτίζεται με τη γράμμωση L2, με βύθιση προς τα ΝΔ.



Φωτ. 31. Κλειστές έως υποισοκλινείς πτυχές της D2 φάσης παραμόρφωσης, στην ενότητα των μαρμάρων της Τζένας. Διακρίνεται ο B-άξονας της πτυχής F2, που ταυτίζεται με τη γράμμωση L2, με βύθιση προς τα ΝΔ.

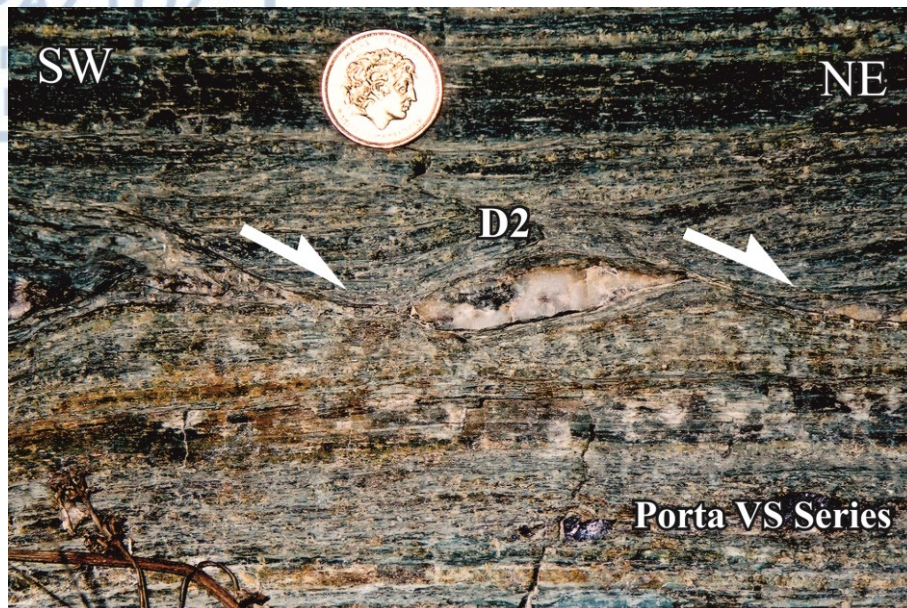


Φωτ. 32. Μεσοσκοπικής κλίμακας δομές παραμόρφωσης (ζώνες διάτμησης) της D2 φάσης, σε σιπολίνες της ενότητας των γνευσίων της Τζένας (XZ- τομή). Διακρίνεται η φορά διάτμησης με φορά προς τα ΝΔ.

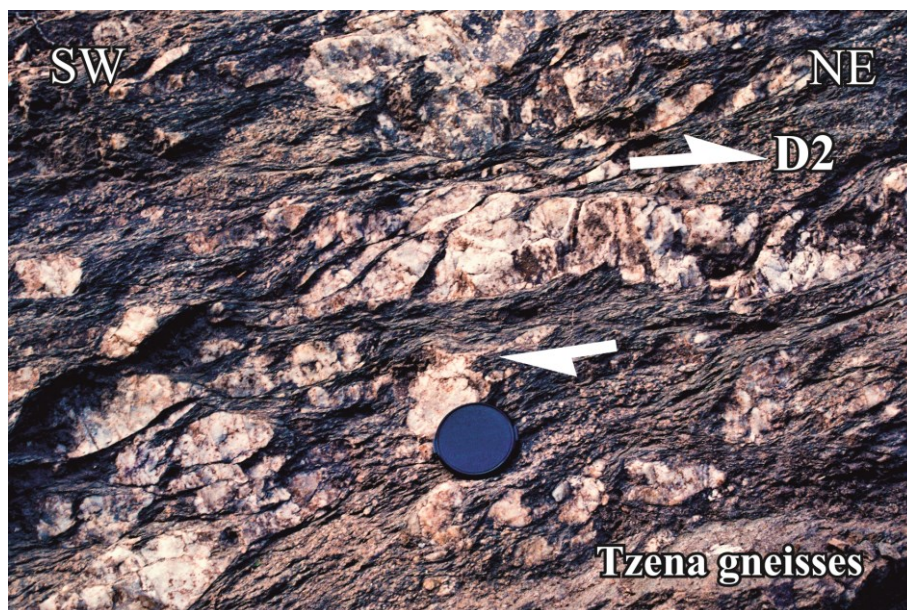
Αντίθετη φορά κίνησης προς τα ΒΑ παρατηρείται σε κάποιες περιπτώσεις, δείχνοντας την ύπαρξη μιας σημαντικής ομοαξονικής συνιστώσας της παραμόρφωσης κατά τη διάρκεια της φάσης D2 (Φωτ. 33, 34, 35).

Οι συνθήκες μεταμόρφωσης της φάσης αυτής (M2) τοποθετούνται στην κατώτερη πρασινοσχιστολιθική φάση (Σχ. 31). Η αντικατάσταση του βιοτίτη από χλωρίτη, της πράσινης αμφιβόλου από ακτινόλιθο, καθώς επίσης η μετατροπή - σερικιτίωση του λευκού μαρμαρυγία σε λεπτομερή σερικήτη έλαβαν χώρα κατά τη διάρκεια της φάσης M2, υποδηλώνοντας πιθανότατα έναν ανάδρομο χαρακτήρα για τη φάση αυτή (δες Κεφ. 5 – συνθήκες μεταμόρφωσης).

Η ηλικία της φάσης D2 θα πρέπει να θεωρείται ως Κάτω Κρητιδική, διότι η φάση D₂ επηρεάζει τα Άνω Ιουρασικά – Κάτω Κρητιδικά ανθρακικά ιζήματα αλλά όχι τους επικλυσιογενείς Άνω Κρητιδικούς ασβεστόλιθους. Επί πλέον, οι οφιόλιθοι και οι Ιουρασικές ηφαιστειοκλαστικές σειρές επωθούνται προς τα Δ κατά τη διάρκεια της φάσης D₂ πάνω στις Άνω Ιουρασικές – Κάτω Κρητιδικές ανθρακικές ενότητες, υποδεικνύοντας την Κάτω Κρητιδική ηλικία της φάσης D₂.



Φωτ. 33. Μεσοσκοπικής κλίμακας δομές παραμόρφωσης (asymmetric boudinage) της φάσης D2, σε πρασινοσχιστόλιθους της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς Πόρτας της Τζένας (XZ- τομή). Διακρίνεται η φορά διάτμησης προς τα ΒΑ.



Φωτ. 34. Μεσοσκοπικής κλίμακας δομές παραμόρφωσης (S-C structures) της φάσης D2, στους γνεύσιους της Τζένας (XZ- τομή). Διακρίνεται η φορά διάτμησης προς τα ΒΑ (από Κατριβάνος et al. 2001).



Φωτ. 35. Μεσοσκοπικής κλίμακας δομές παραμόρφωσης (rolling structure, complex object) της φάσης D2, στους γνεύσιους της Τζένας (XZ- τομή). Διακρίνεται η φορά διάτμησης προς τα ΒΑ (από Κατριβάνος et al. 2001).

Οι ραδιομετρικές αναλύσεις K/Ar και Ar/Ar σε σύγχρονους της φάσης D2 λευκούς μαρμαρυγίες των ηφαιστειοκλαστικών σειρών έδωσαν μια ομάδα ηλικιών μεταξύ 110 και 95 Ma (Most et al. 2001, Most 2003), υποδεικνύοντας και πάλι την ύπαρξη μιας Κάτω Κρητιδικής συν-μεταμορφικής παραμόρφωσης (Άπτιο - Άλβιο) (Σχ. 31).

Η φάση D2 όπως περιγράφεται εδώ, είναι ισοδύναμη με τη φάση πτύχωσης “JE2” που αναφέρεται από τον Vergely (1984), την ύπαρξη της οποίας δεν δέχονται όπως είδαμε οι Brown and Robertson (1994, 2003), οι οποίοι αναγνωρίζουν μόνο μία φάση πτυχώσεων και επιπτεύσεων στο Κάτω Τριτογενές.

Μεταξύ αυτών των δύο κύριων συμπίεστικών φάσεων D₁ και D₂ ή ταυτόχρονα με τη φάση D₁ αλλά σε μικρότερο βάθος εντός του γήινου φλοιού, θα μπορούσε να είχε λάβει χώρα μία εφελκυστική τεκτονική δράση, συσχετιζόμενη με την εκταφή του μεταμορφικού υποβάθρου, την εμβάθυνση μιας λεκάνης και την απόθεση των κλαστικών και νηριτικών ανθρακικών ιζημάτων ηλικίας Άνω Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού, πάνω κυρίως στους επωθημένους οφιόλιθους και τους Ιουρασικούς ηφαιστειοκλαστικούς σχηματισμούς (Kilias et al. 2010). Οι Brown and Robertson (2003) υπέθεσαν επίσης την ύπαρξη ενός εφελκυστικού γεγονότος για την ίδια χρονική περίοδο.

Θεωρούμε τη φάση D2 ότι αποτελεί εξελικτική συνέχεια της D1 και συνεπώς συνδέεται με τη συνέχιση της διαδικασίας πάχυνσης του φλοιού και της συσσώρευσης των τεκτονικών καλυμμάτων του Πάικου. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα τη λεπίωση των Κάτω Κρητιδικών ανθρακικών ενοτήτων μαζί με τις ηφαιστειοϊζηματογενείς σειρές του Άνω Ιουρασικού (Φωτ. 36, 37).

Τέλος, να τονίσουμε και πάλι ότι οι δομές της φάσης D2 είναι οι κύριες δομές παραμόρφωσης που εμφανίζονται στα τεκτονοστρωματογραφικά πεδία του Πάικου και της Τζένας, υπερκαλύπτοντας τις προϋπάρχουσες δομές πλαστικού χαρακτήρα που είναι καθαρά υπολειμματικές, ενώ όπως θα δούμε παρακάτω, οι δομές των επόμενων φάσεων είτε εμφανίζονται μόνο κατά θέσεις, είτε είναι αμιγώς θραυστιγενούς χαρακτήρα και απλά «κόβουν» τις δομές της φάσης D2.



Φωτ. 36. Πανοραμική άποψη της τεκτονικής τοποθέτησης (D2 φάση) των ανθρακικών υλικών της ενότητας Γκόλα Τσούκα προς τα Δ, πάνω στην ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά Λιβαδιών στο όρος Πάικο.



Φωτ. 37. Κοντινή άποψη της τεκτονικής τοποθέτησης (D2 φάση) των ανθρακικών υλικών της ενότητας Γκόλα Τσούκα προς τα Δ, πάνω στην ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά Λιβαδιών στο όρος Πάικο (XZ- τομή). Διακρίνονται στην επαφή φαινόμενα επαναδραστηριοποίησης από μεταγενέστερες φάσεις παραμόρφωσης (D4 - D5).

4.3.3 Τρίτη Φάση Παραμόρφωσης (D3)

Οι δομές της φάσης D3 είναι διακριτές κατά θέσεις (discrete) και μικρού εύρους μυλονιτικές ζώνες διάτμησης (Πίν. 2), που συνδέονται με μία μυλονιτική σχιστότητα (S3) και με μία ορυκτολογική γράμμωση έκτασης (L3) με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ έως ΝΝΔ-BBA.

Η κύρια φορά της διατμητικής κίνησης της φάσης αυτής είναι προς τα ΝΝΔ (200° - 210°), τόσο στο δυτικό και στο ανατολικό τμήμα του Πάικου, όσο και στη Τζένα, υποδηλώνοντας μια μη ομοαξονική παραμόρφωση με φορά προς τα ΝΝΔ. Ωστόσο, σχετικά σπάνια, οι κινηματικοί δείκτες αποκαλύπτουν την αντίθετη φορά διατμητικής κίνησης προς τα ΒΑ. Οι δομές της φάσης D3 δείχνουν μια σχετικά σταθερή γεωμετρία και επηρεάζουν κατά θέσεις τις προγενέστερες διαπεραστικές δομές των φάσεων D1 και D2.

Μεταμόρφωση γενικής κλίμακας δεν έχουμε στη φάση αυτή παρά μόνο εντός των ζωνών διάτμησης, όπου κατά μήκος τους λαμβάνουν χώρα η δυναμική ανακρυστάλλωση του χαλαζία, όπως επίσης και η σερικιτίωση του λευκού μαρμαρυγία. Η φορά της διατμητικής κίνησης που είναι γενικά προς τα ΝΝΔ, ως επί το πλείστον δείχνει μια «κανονική» κίνηση εφέλκυστικού γεωτεκτονικού περιβάλλοντος κατά τη διάρκεια της φάσης αυτής (Φωτ. 38).



Φωτ. 38. Κοντινή άποψη της τεκτονικής επαφής (D3) των μαρμάρων με τους υποκείμενους γνεύσιους της Τζένας (XZ- τομή). Διακρίνεται η ανάπτυξη τοπικά μιας ζώνης διάτμησης με φορά προς τα ΝΔ και η μεταγενέστερη ανάπτυξη κανονικών ρηγμάτων μικρής γωνίας (D5) με φορά και πάλι προς τα ΝΔ (από Κατριβάνος et al. 2001).

Η φάση D3 θεωρείται ως Άνω Κρητιδικής ηλικίας (Κάτω Κενομάνιο), διότι επικαλύπτει τις δομές της φάσης D₂, αλλά δεν επηρεάζει τα επικλυσιογενή Άνω Κρητιδικά ανθρακικά ιζήματα και το φλύσχη. Οι Sharp and Robertson (1993) και οι Kiliaris et al. (2010) περιγράφουν επίσης ένα πιθανό εφελκυστικό επεισόδιο Άνω Κρητιδικής ηλικίας (Κενομάνιο - Τουρώνιο), που συνδέεται με την κατάπτωση και εμβάθυνση της λεκάνης και την αποκάλυψη του φλοιού, ένα επεισόδιο ανάλογο με τη φάση D₃ όπως περιγράφεται εδώ.

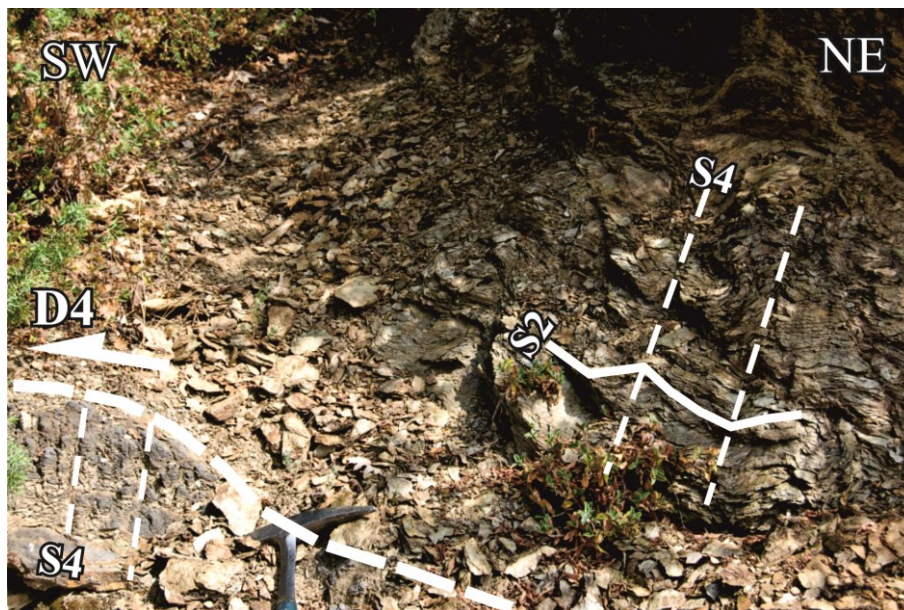
Από γεωδυναμικής άποψης, θεωρούμε ότι η φάση αυτή συνδέεται με το σχηματισμό λεκανών, την ιζηματογένεση νηριτικών ανθρακικών ιζημάτων, κλαστικών υλικών και φλύσχη που εμφανίζονται στο δυτικό Πάικο και στο Πίνοβο, ηλικίας από το Κενομάνιο έως το Μαιστρίχτιο, καθώς και ότι με τη φάση αυτή έγινε η πρώτη αποκάλυψη και εκταφή των κατώτερων γεωλογικών ενοτήτων του ορογενούς.

4.3.4 Τέταρτη Φάση Παραμόρφωσης (D4)

Οι κύριες δομές της φάσης αυτής είναι ανοιχτές έως κλειστές γωνιώδεις (kink) πτυχές (F4), που συνδέονται με ανάστροφα ρήγματα και επηρεάζουν όλη την τεκτονοστρωματογραφική στήλη των πεδίων του Πάικου και της Τζένας, συμπεριλαμβανομένων των επικλυσιγενών Άνω Κρητιδικών ασβεστολίθων και του φλύσχη, καθώς επίσης και των οφιολιθικών σωμάτων.

Οι δομές βράχυνσης της φάσης αυτής δείχνουν μια γενική κατεύθυνση της κίνησης προς τα ΝΔ (Πίν.2 & Σχ. 30). Παράλληλα στα αξονικά επίπεδα των πτυχών F4 αναπτύσσεται συνήθως ένας σχισμός ρυτίδωσης S4 (crenulation cleavage), χωρίς να είναι ορατή κάποια ανακρυστάλλωση (Φωτ. 39, 40, 41, 42).

Από τις δομές της φάσης D4 μορφοποιείται μια καλά σχηματισμένη ζώνη πτυχώσεων – επιπτεύσεων, γενικής διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, η οποία από το Παλαιόκαινο έως το Ηώκαινο λεπίωσε το σύνολο των Αλπικών τεκτονοστρωματογραφικών ενοτήτων των πεδίων του Πάικου και της Τζένας. Η αξονική διεύθυνση των πτυχών αυτών είναι ΝΑ-ΒΔ, δηλαδή κάθετη στη διεύθυνση της κίνησης, χωρίς περιστροφές, κάτι που δείχνει ότι οι συνθήκες παραμόρφωσης της φάσης αυτής είναι ημι-θραυσιγενείς (semi-brittle) έως αμιγώς θραυσιγενείς (brittle).



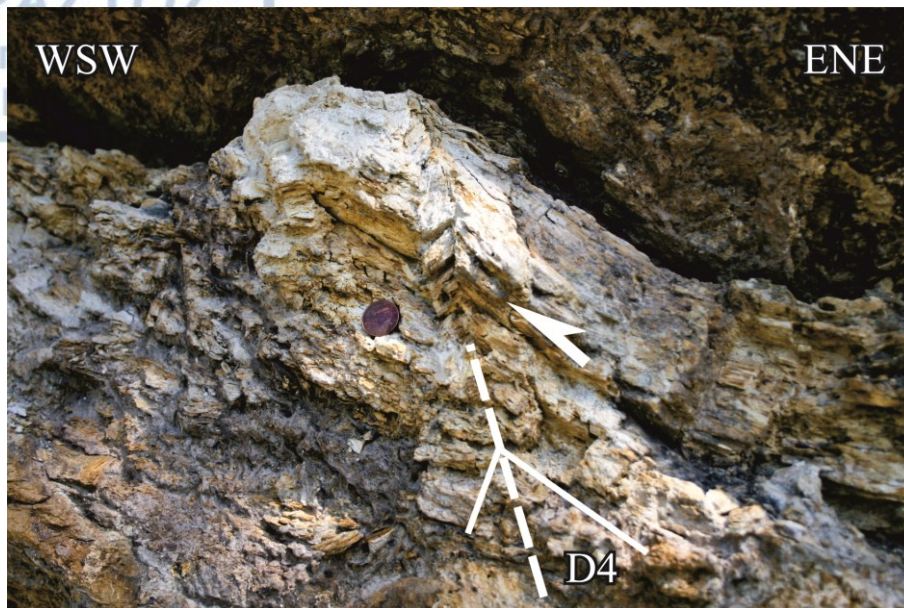
Φωτ. 39. Μεσοσκοπικής κλίμακας δομές παραμόρφωσης της φάσης D4. Επώθηση με φορά προς τα ΝΔ (D4) των ηφαιστειοκλαστικών υλικών πάνω στα Άνω Ιουρασικά – Κάτω Κρητιδικά ανθρακικά πετρώματα του ανατολικού Πάικου (XZ- τομή). Διακρίνεται η ανάπτυξη γωνιώδους πτύχωσης (kink fold) και σχισμού ρυτίδωσης (crenulation cleavage, S4) (από Katrivanos et al. 2013).



Φωτ. 40. Μεσοσκοπικής κλίμακας δομές παραμόρφωσης της φάσης D4. Ζώνη επώθησης με φορά προς τα ΝΔ (D4) εντός των ηφαιστειοκλαστικών υλικών της Σειράς Καστανερής του ανατολικού Πάικου (XZ- τομή). Διακρίνεται επίσης η ανάπτυξη μικρής γωνίας κανονικού ρήγματος με φορά προς τα ΒΑ (D5) το οποίο τέμνει την προγενέστερη ζώνη επωθήσεων (από [Katrivanos et al. 2013](#)).



Φωτ. 41. Κοντινή άποψη γωνιώδους πτύχωσης που συνοδεύεται από μία ζώνη επώθησης με φορά προς τα Α (D4, back-thrust) σε ασβεστιτικούς σχιστόλιθους της Ενότητας Γκάντατς του Πάικου (XZ- τομή).



Φωτ. 42. Κοντινή άποψη γωνιώδους πτύχωσης (kink fold) που συνοδεύεται από σχισμό ρυτίδωσης (crenulation cleavage) με φορά προς τα Δ (D4 φάση) σε φυλλιτικά πετρώματα του ανατολικού Πάικου (XZ- τομή).

Ενώ στο ανατολικό Πάικο, τα τεκτονικά λείπια επιπτεύουν με φορά προς ΝΔ, στο δυτικό Πάικο η λεπίωση είναι αντιθετική και οι οφιόλιθοι της Αλμωπίας επωθούνται πάνω στην ανθρακική ενότητα του Θεοδωράκη και στο φλύσχη της Τσούκας, κατά μήκος ενός ανάστροφου αντιθετικού ρήγματος (D4 back-thrust), με φορά προς τα ΒΑ (Mercier and Vergely 2001, Brown and Robertson 2003).

Η φάση D4 όπως περιγράφεται εδώ, είναι ισοδύναμη με τη φάση σμίκρυνσης ηλικίας Κάτω Τριτογενούς, των Sharp and Robertson (1993) και των Brown and Robertson (1994, 2003), οι οποίοι υποθέτουν μία διττή κατεύθυνση για τις δομές της φάσης D4, προς τα δυτικά στο ανατολικό Πάικο και προς τα ανατολικά στο δυτικό Πάικο, μία υπόθεση που επιβεβαιώνεται επίσης και από τους Vergely and Mercier (2000).

Στη μελέτη αυτή, ερμηνεύουμε την πτύχωση και εφίπτευση με φορά προς τα Α, ως μία ανάστροφη ρηγμάτωση αντιθετικής φοράς, λαμβάνοντας υπόψη τη συνολική κινηματική της φάσης D4 τόσο στη Ζώνη Αξιού όσο και στο Πελαγονικό Κάλυμμα (Jacobschagen et al. 1978, Mountrakis 1986, Most et al. 2001, Kiliyas et al. 2010).

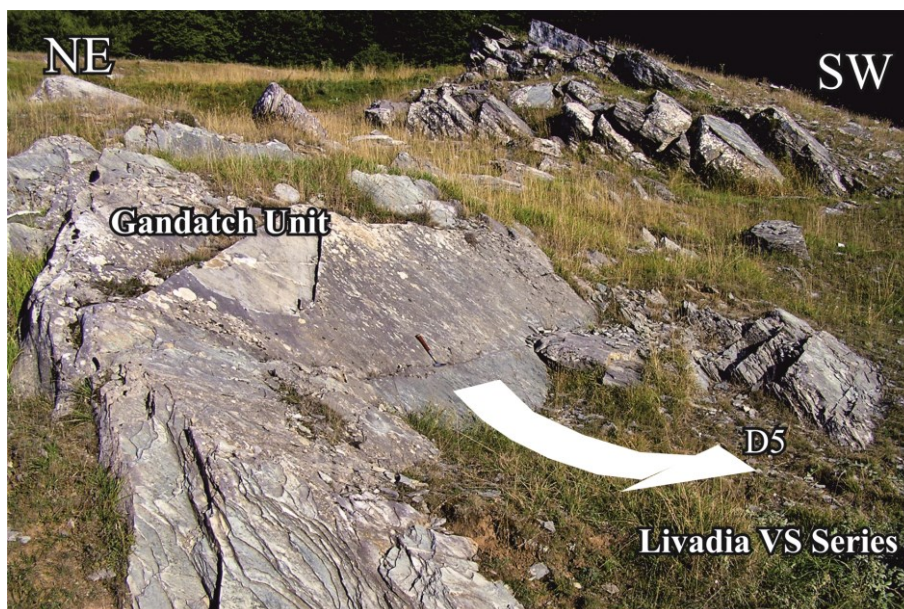
4.3.5 Πέμπτη Φάση Παραμόρφωσης (D5)

Οι τεκτονικές δομές της φάσης D5 είναι μεγάλου μεγέθους, μικρής γωνίας, κανονικά έως πλαγιο - κανονικά ρήγματα, τα οποία αντιπαραθέτουν ενότητες βαθύτερων οριζόντων με άλλες ενότητες που βρίσκονται σε ανώτερα επίπεδα της τεκτονοστρωματογραφικής στήλης (Πίν. 2 & Σχ. 30).

Οι δομές αυτές είναι αμιγώς θραυστιγενείς (brittle structures), με διεύθυνση κυρίως ΒΔ-ΝΑ, με κύρια φορά κίνησης προς τα ΝΔ στη Τζένα και στη δυτική πτέρυγα του όρους Πάικου και προς τα ΒΑ στην ανατολική πτέρυγα του Πάικου αντίστοιχα (Φωτ. 40, 43, 44, 45, 46), με την τεκτονική διαφυγή να γίνεται κυρίως προς τα ΝΔ.

Οι δομές παραμόρφωσης της φάσης D5 θεωρούνται ως Ολιγοκαινικής - Μειοκαινικής ηλικίας. Επικαλύπτουν όλες τις δομές που προηγούνται χρονικά και περιγράφηκαν παραπάνω, συμπεριλαμβανομένης της Παλαιοκαινικής – Ηωκαινικής ζώνης πτυχώσεων – επιπτεύσεων.

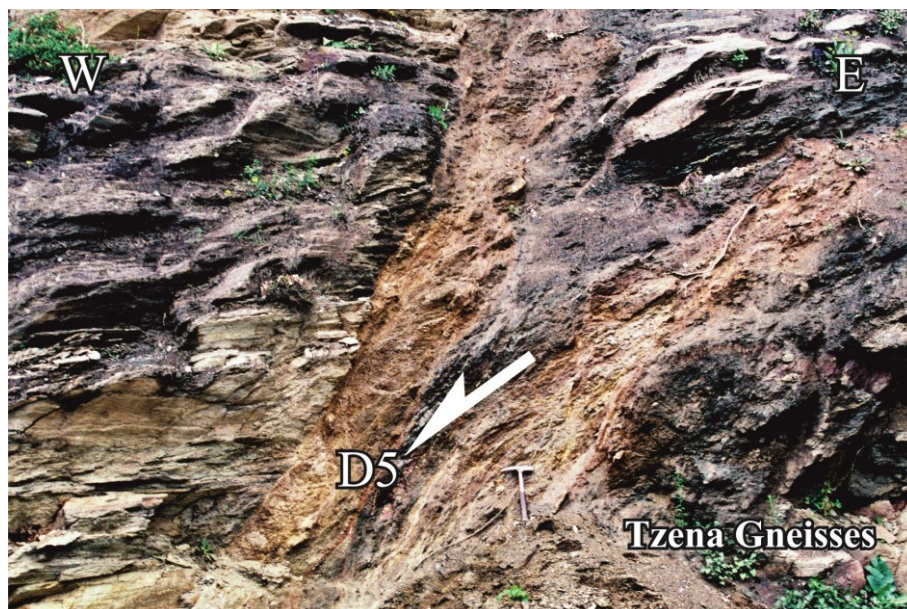
Οι Brown and Robertson (1994, 2003) περιγράφουν για τη χρονική αυτή περίοδο του Άνω Τριτογενούς ένα δια-συμπιεστικό, μυλονιτικό επεισόδιο, το οποίο επηρεάζει κυρίως την ανατολική πτέρυγα της ορεινής μάζας του Πάικου.



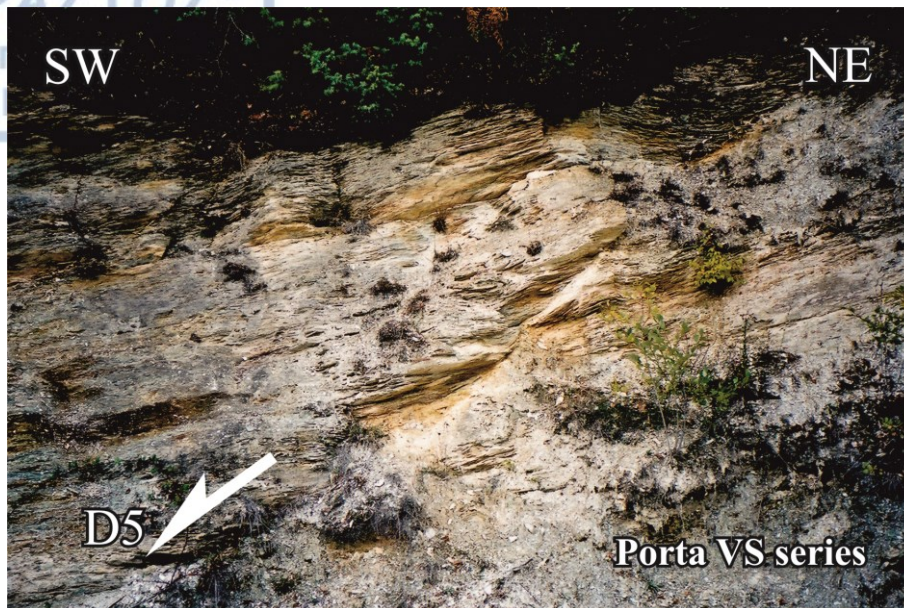
Φωτ. 43. Κοντινή άποψη κανονικού ρήγματος μικρής γωνίας κλίσης (D5, low-angle normal fault) με φορά προς τα ΝΔ, στο όριο των ενοτήτων Γκάντατς και Λιβαδιών του δυτικού Πάικου (XZ- τομή). Κατά μήκος των ρηγμάτων αυτών γίνεται η αποκόλληση των ανώτερων ενοτήτων της στήλης.



Φωτ. 44. Πανοραμική άποψη κανονικού ρήγματος μικρής γωνίας κλίσης (D5, low-angle normal fault) με φορά προς τα ΝΔ, στο όριο των ενοτήτων των μαρμάρων της Τζένας και των μαύρων φυλλιτών της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς της Πόρτας.



Φωτ. 45. Κοντινή άποψη ζώνης κατάκλασης σε κανονικό ρήγμα μικρής γωνίας κλίσης (D5, low-angle normal fault) με φορά προς τα Δ, εντός των γενεσίων της Τζένας.



Φωτ. 46. Κοντινή άποψη κανονικού ρήγματος μικρής γωνίας κλίσης (D5, low-angle normal fault) με φορά προς τα ΝΔ, εντός των ηφαιστειοκλαστικών υλικών της Πόρτας στο πεδίο της Τζένας.

Ωστόσο, σύμφωνα με τη δική μας άποψη, κάποιες από τις τεκτονικές επαφές στο ανατολικό τμήμα της ορεινής μάζας του Πάικου επανακαθορίζονται χωρικά από τα εφελκυστικά ρήγματα μικρής γωνίας κλίσης D₅, αντιπαραθέτοντας στο χώρο γεωλογικές ενότητες υψηλότερων τεκτονικά οριζόντων με άλλους χαμηλότερων, μέσω της παράλειψης μερικών ενδιάμεσων ενοτήτων (π.χ. οι ασβεστόλιθοι της Ενότητας Γρίβας – Κρώμνης υπέρκεινται τεκτονικά απ' ευθείας πάνω στην Ενότητα Γκάντατζ).

Συνοψίζοντας, η παραμόρφωση της φάσης αυτής συμβαίνει σε ένα εκτατικό θραυσιγενές περιβάλλον κατά το Ολιγόκαινο – Μειόκαινο, συσχετιζόμενη με κανονικά ρήγματα μικρής γωνίας κλίσης και κύρια κινηματική προς τα ΝΔ και συνδεδεμένη γεωδυναμικά με τη γενική τεκτονική απολέπτυνση του φλοιού, με την τελική κατάρρευση του ορογενούς και αποκάλυψη των καλυμμάτων και των βαθύτερων οριζόντων των πεδίων του Πάικου και της Τζένας (Κατριβάνος *et al.* 2001, Katrivanos *et al.* 2013). Ταυτόχρονα, λαμβάνει χώρα η εκταφή και αποκάλυψη των Εξωτερικών Ελληνίδων, σε πλαστικές συνθήκες παραμόρφωσης και σε βαθύτερους ορίζοντες του ελληνικού ορογενούς, όπως στην περιοχή του Ολύμπου - Όσσας (Kilias 1995).

4.3.6 Έκτη Φάση Παραμόρφωσης (D6)

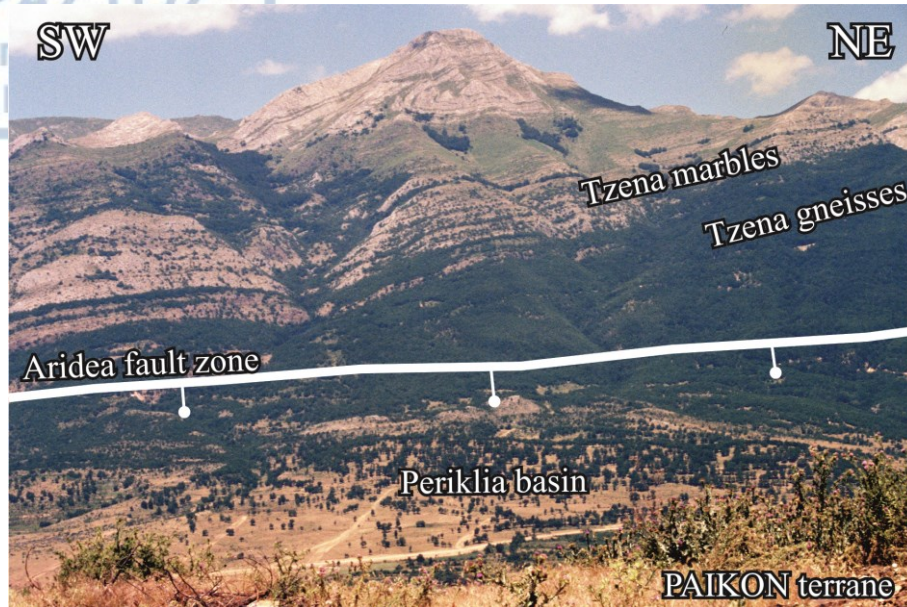
Διεφελκυστική τεκτονική (transtension tectonics) χαρακτηρίζει τη φάση αυτή, όπου κατά τη διάρκεια του Μειοκαίνου - Πλειοκαίνου, η ρηξιγενής τεκτονική υπερκάλυψε όλες τις δομές που περιγράφηκαν παραπάνω (Πίν. 2).

Οι δομές της φάσης D6 περιλαμβάνουν κανονικά έως πλαγιο-κανονικά ρήγματα μεγάλης γωνίας κλίσης, καθώς επίσης και ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, που αναπτύχθηκαν σε ένα πεδίο τάσεων εφελκυστικό έως δι-εφελκυστικό (extensional to transtensional stress regime) (Pavlidis et al. 1990).

Μια πολύ σημαντική ρηξιγενής ζώνη της φάσης D6 είναι αυτή της Αριδαίας, με διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ και βύθιση προς τα ΝΝΑ. Το ρήγμα αυτό θεωρείται ότι αρχικά λειτούργησε ως ένα δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης, που όμως δραστηριοποιείται ξανά από το Πλειόκαινο – Τεταρτογενές έως σήμερα ως ένα κανονικό ρήγμα (Pavlidis et al. 1990).

Στο χώρο της περιοχής μελέτης, το ρήγμα αυτό διαχωρίζει την περιοχή του όρους της Τζένας από το όρος του Πάικου (Κατριβάνος et al. 2001, Katrivanos et al. 2013), διακόπτοντας τη συνέχεια του ενιαίου έως τότε τεκτονοστρωματογραφικού πεδίου (terrane) και σχηματίζοντας το τεκτονικό βύθισμα της Νότιας – Περίκλειας, ηλικίας Νεογενούς έως Τεταρτογενές. Η απουσία του Παλαιοζωικού υποβάθρου των γνευσίων της Τζένας από την περιοχή του πεδίου του Πάικου οφείλεται σ' αυτό το κανονικό ρήγμα (D6) της Αριδαίας.

Η ηλικία των ρηγμάτων της φάσης D6 ποικίλλει από το Μειόκαινο έως σήμερα, δεδομένου ότι τα ρήγματα αυτά σχετίζονται με το σχηματισμό των Νεογενών και Τεταρτογενών λεκανών (Φωτ. 47).



Φωτ. 47. Πανοραμική άποψη της μεγάλης ρηξιγενούς ζώνης του κανονικού ρήγματος της Αριδαίας (D6) με βύθιση προς τα ΝΑ, το οποίο διαχωρίζει το τεκτονοστρωματογραφικό πεδίο της Τζένας (υποκείμενο τέμαχος – footwall) από αυτό του Πάικου (υπερκείμενο τέμαχος – hanginwall), διαμορφώνοντας στον ενδιάμεσο χώρο τη λεκάνη της Νότιας – Περίκλειας (από Katrivanos et al. 2013).

4.4 Γεωλογικές τομές υπαίθρου

4.4.1 Περιγραφή των τεκτονοστρωματογραφικών σχέσεων στη Τζένα

Στο τεκτονοστρωματογραφικό πεδίο της Τζένας, όπου δεσπόζει η δομή της υποισοκλινούς κατακείμενης μεγαπτυχής (D2 φάση) στο πρανές της ομώνυμης κορυφής (Φωτ. 48, 49), όλες οι γεωλογικές ενότητες βυθίζονται γενικά προς τα ΒΔ, με μόνη εξαίρεση τη συγκλινική δομή που σχηματίζουν τα Άνω Κρητιδικά ανθρακικά πετρώματα του Πινόβου (Σχ. 21 – χάρτης, Φωτ. 50).

Ξεκινώντας από τις κατώτερες ενότητες της Τζένας, καμία αξιοσημείωτη ασυμφωνία δεν έχει μέχρι τώρα αναφερθεί μεταξύ των γνευσίων και των μαρμάρων της Τζένας, αντιθέτως περιγράφεται (Mercier, 1968) ότι οι γνεύσιοι μεταβαίνουν στα μάρμαρα ομαλά.

Από την εργασία υπαίθρου στην περιοχή, διαπιστώθηκε ότι παρ' όλο που και οι δύο ενότητες βυθίζονται προς τα ΒΔ με φαινόμενη συμφωνία, εντούτοις υπάρχει τεκτονική επαφή μεταξύ της κατώτερης γνευσιακής ενότητας και των υπερκείμενων μαρμάρων (Κατριβάνος et al. 2001, Σχ.32).

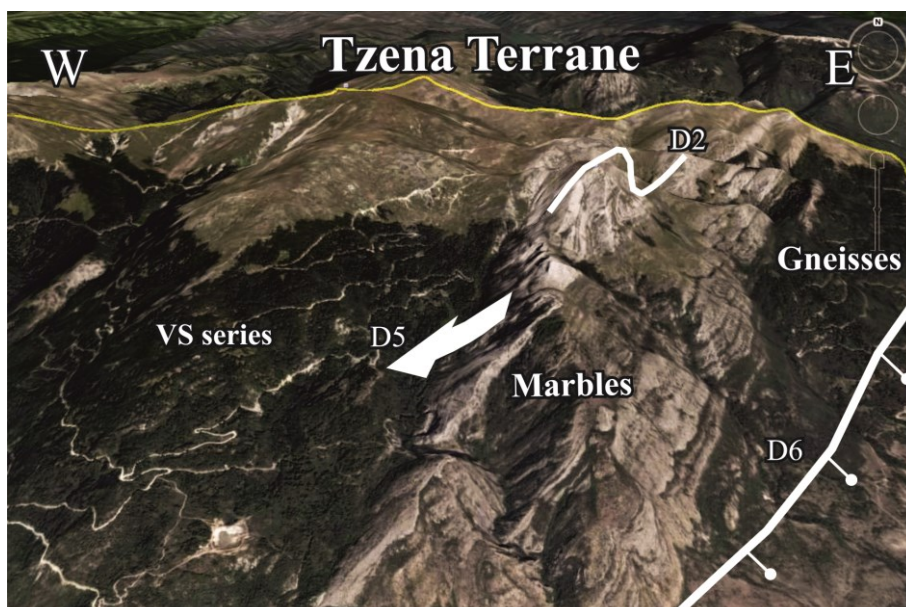
Η επαφή τους είναι μία ζώνη διάτμησης (D3) με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ και με φορά κίνησης προς τα ΝΔ (Φωτ. 51). Η παραμόρφωση εντός της ζώνης διάτμησης είναι πλαστική, ενώ κατά θέσεις εμφανίζεται η μεταγενέστερη φάση θραυσιγενούς παραμόρφωσης με φορά προς τα ΝΔ (D5).



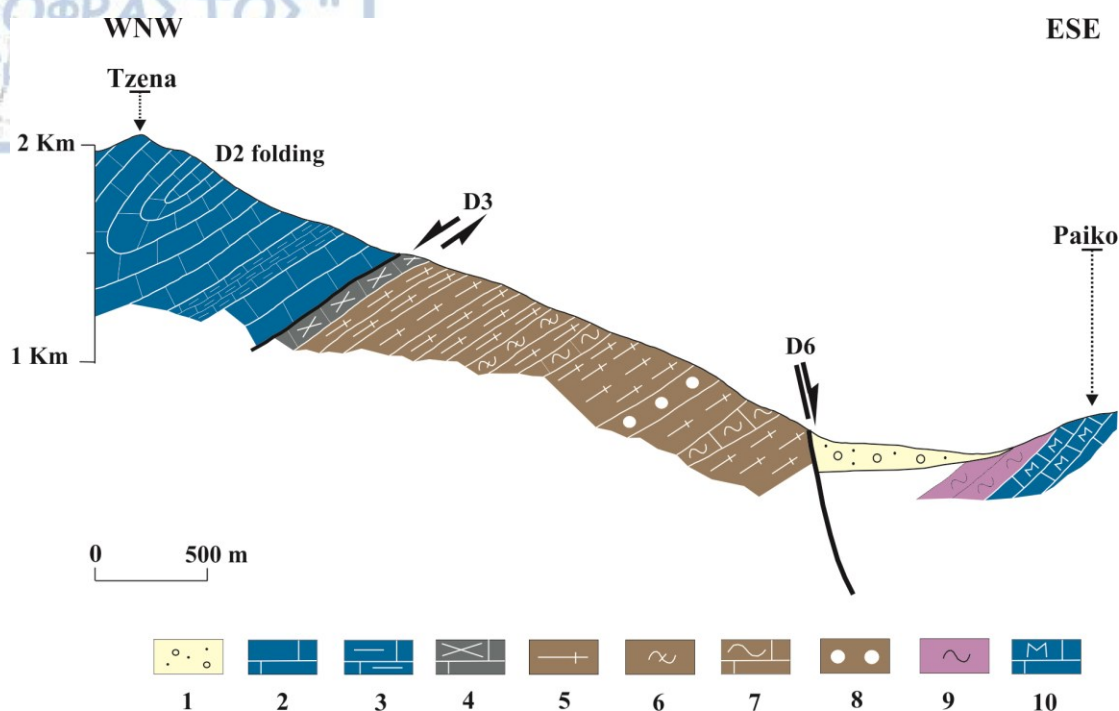
Φωτ. 48. Κοντινή άποψη της κατακείμενης υποισοκλινούς μεγαπτυχής (D2,) της Τζένας, με τη γενική βύθιση της σχιστότητας των πετρωμάτων προς τα ΒΔ.



Φωτ. 49. Κοντινή άποψη της κατακείμενης υποισοκλινούς μεγαπτυχής (D2) της Τζένας, με τη βοήθεια δορυφορικής εικόνας (από Google Earth). Δακρίνεται κάτω δεξιά στην εικόνα και μια μικρότερου μεγέθους μεγαπτυχή της ίδιας φάσης παραμόρφωσης.



Φωτ. 50. Γενική άποψη των κατώτερων ενοτήτων του πεδίου της Τζένας, με τη βοήθεια δορυφορικής εικόνας (από Google Earth). Δακρίνεται η γενική βύθιση της σχιστότητας των πετρωμάτων προς τα ΒΔ, καθώς και οι νεότερες διαρρήξεις των φάσεων D5 και D6.



Σχ. 32. Γεωλογική τομή της νοτιοανατολικής πλευράς του όρους της Τζένας.

1. Τεταρτογενείς αποθέσεις, 2. Μάρμαρα Τζένας, 3. Ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι Τζένας
4-8: Κατώτερη ενότητα γνευσίων Τζένας: (4. Ασβεστοπυριτικός τεκτονικός σχηματισμός της επαφής, 5. Γνεύσιοι, 6. Πιεμονιτικοί σχιστόλιθοι, 7. Σιπολίνες 8. Αμφιβολίτες) 9. Σερικιτικοί και χλωριτικοί σχιστόλιθοι Λιβαδιών, 10. Μάρμαρα Γκάντατς (τροποποιημένο από Κατριβάνος et al. 2001).

Θεωρούμε ότι αυτή η ζώνη διάτμησης γνευσίων – μαρμάρων με φορά προς τα ΝΔ σχηματίστηκε αρχικά κατά το Άνω Κρητιδικό (D3), με επαναδραστηριοποίηση σε θραυσιγενείς συνθήκες στο Ολιγόκαινο – Μειόκαινο (D5).

Ακριβώς κάτω από τη ζώνη επαφής οι γνεύσιοι έχουν προσλάβει Ca από τα μάρμαρα με αποτέλεσμα να αναπτύσσεται ασβεστοπυριτικός σχηματισμός πάχους 5 – 10 μέτρων. Υποθέτουμε ότι η πρόσληψη Ca οφείλεται στην ανάπτυξη θερμότητας λόγω της διάτμησης που συνέβη ακριβώς στο όριο, με αποτέλεσμα τη διάχυση περίσσειας Ca στους κατώτερους γνευσίους, με μηχανισμούς διάλυσης και εναπόθεσης αντίστοιχους με αυτούς που περιγράφουν οι Passchier and Trouw (2005).

Με βάση την περιγραφή των δύο ενοτήτων και κυρίως της πιθανής ιζηματογενούς προέλευσης των γνευσίων, ακόμη κι αν η αρχική σχέση επαφής της γνευσιακής ενότητας με τα υπερκείμενα μάρμαρα ήταν ιζηματογενής, ο τεκτονισμός του ορίου στο Άνω Κρητιδικό με τη διατμητική παραμόρφωση που περιγράφηκε παραπάνω δεν επιτρέπει τον ακριβή καθορισμό της αρχικής ιζηματογενούς σχέσης.

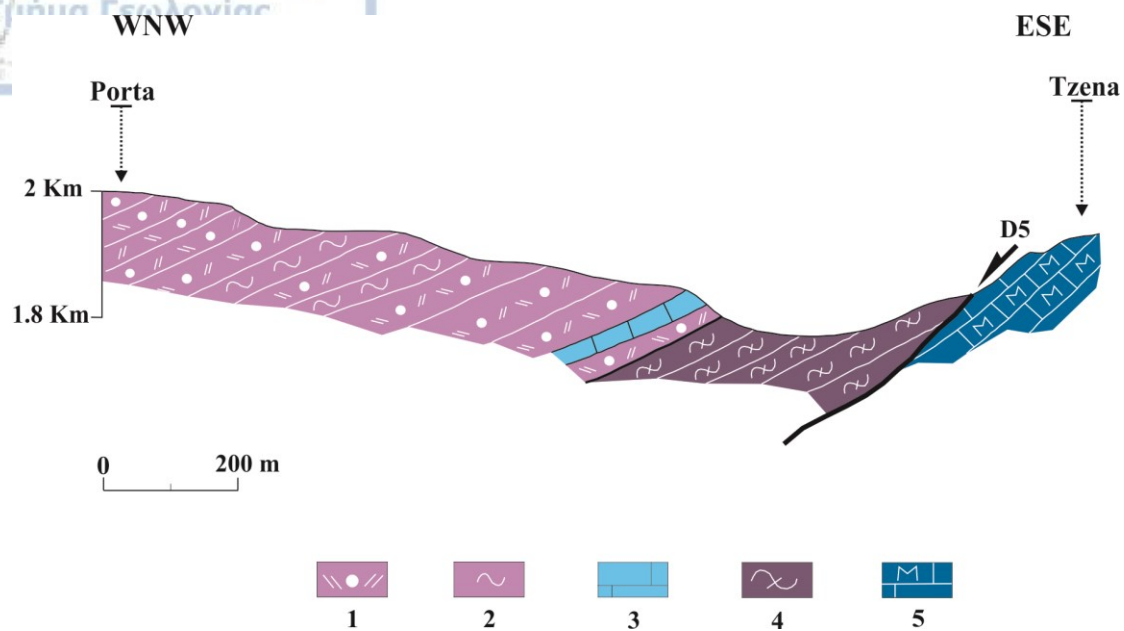


Φωτ. 51. Κοντινή άποψη της ζώνης διάτμησης με φορά προς τα ΝΔ (D3) στο όριο των μαρμάρων με τους υποκείμενους γενέσιους της Τζένας (XZ- τομή). Διακρίνεται επίσης η μεταγενέστερη ανάπτυξη κανονικών ρηγμάτων μικρής γωνίας κλίσης (D5) με φορά και πάλι προς τα ΝΔ (από Κατριβάνος et al. 2001).

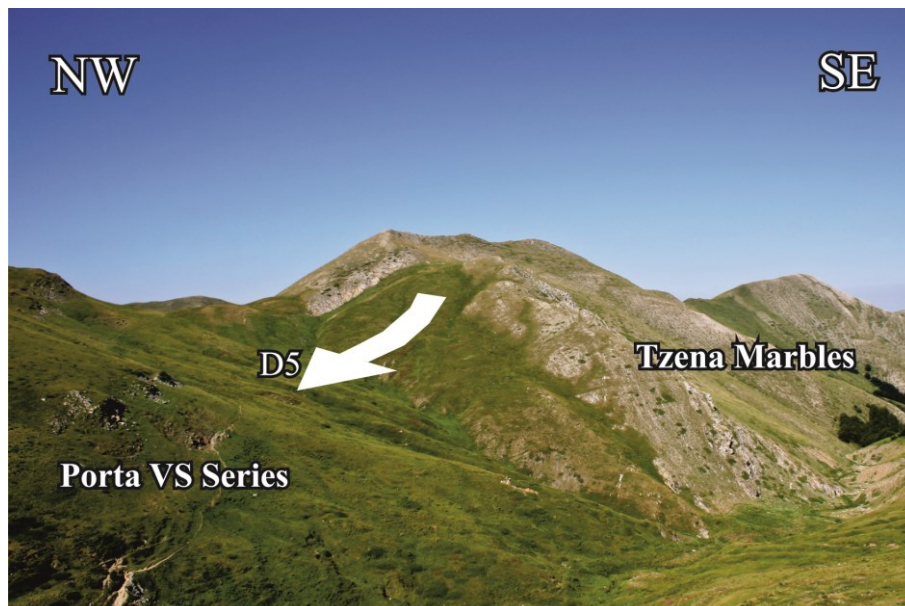
Σε αναλογία με την περιγραφή του ορίου γενευσίων – μαρμάρων, η επαφή των μαρμάρων με τους υπερκείμενους μαύρους φυλλίτες φαίνεται να διαταράσσεται από νεότερες διατμήσεις με κανονικά ρήγματα αποκόλλησης μικρής γωνίας κλίσης με φορά προς ΝΔ (D5) (Σχ. 33 & Φωτ. 52).

Ανάλογες τεκτονικές επιφάνειες ολίσθησης με μικρή γωνία κλίσης (D5) αναγνωρίζονται και εντός των Κάτω Κρητιδικών ενοτήτων ακριβώς κάτω από την επαφή τους με τα υπερκείμενα Άνω Κρητιδικά ανθρακικά πετρώματα του Πίνοβου (Φωτ. 53). Πάνω στην τεκτονική επιφάνεια ολίσθησης, η οποία βυθίζεται προς τα ΒΔ, αποτυπώνεται μία γράμμωση έκτασης με προσανατολισμό ΝΔ-ΒΑ και με φορά κίνησης προς τα ΝΔ, όπως προκύπτει από την ύπαρξη ταινιών διάτμησης (shear bands) και εφελκυστικών ρωγμών.

Εξάλλου, όπως είδαμε προηγουμένως, το σύνολο των πετρωμάτων των κατώτερων ενοτήτων ηλικίας Κάτω Κρητιδικού και παλιότερα έχει υποστεί γενική διαμπερή παραμόρφωση και σε ζώνες διάτμησης και μυλονιτώσης με γενική διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ, και με γενική φορά προς τα ΝΔ. Τα φαινόμενα μυλονιτώσης δεν περιορίζονται μόνο κοντά στις επαφές των γεωλογικών ενοτήτων, αλλά επηρεάζουν όλη τη μάζα του πετρώματος. Η κύρια μάζα των μυλονιτωμένων μεταρυστίων είναι λεπτοκρυσταλλική, ανακρυσταλλωμένη με εντονότατη μυλονιτώση.



Σχ. 33. Γεωλογική τομή στο όρος Τζένα κατά μήκος των συνόρων (θέση Πόρτα). 1. Μυλονιτωμένοι μεταρυόλιθοι Πόρτας 2. Πρασινοςχιστόλιθοι 3. Κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι 4. Μαύροι φυλλίτες 5. Μάρμαρα Τζένας (τροποποιημένο από Κατριβάνος et al. 2001).



Φωτ. 52. Πανοραμική άποψη κανονικού ρήγματος μικρής γωνίας κλίσης (D5) με φορά προς τα ΝΔ, στο όριο των ενοτήτων των μαρμάρων της Τζένας και των μαύρων φυλλιτών της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς της Πόρτας (θέση Δεμένη).



Φωτ. 53. Κοντινή άποψη κανονικού ρήγματος μικρής γωνίας κλίσης (D5) με φορά προς τα ΝΔ, εντός των Κάτω Κρητιδικών φυλλιτικών πετρωμάτων του Πινόβου (XZ- τομή).

Στα πετρώματα μετα-Κενομάνιας ηλικίας, η ένταση της παραμόρφωσης είναι αρκετά μειωμένη και δεν παρατηρούνται μυλονιτώσεις ανάλογες αυτών που παρατηρήθηκαν στους κατώτερους ορίζοντες.

Έτσι, ο ιζηματογενής χαρακτήρας της αρχικής σχέσης επαφής μεταξύ των διαφόρων ενοτήτων διατηρείται πολύ καλύτερα στις μετα-Κενομάνιες ενότητες, παρά στα υποκείμενα πετρώματα, στα οποία όπως περιγράφηκε παραπάνω η ένταση της παραμόρφωσης είναι μεγαλύτερη, φτάνοντας τη μέγιστη τιμή της στην κατώτερη ενότητα των γνευσίων.

4.4.2 Περιγραφή των τεκτονοστρωματογραφικών σχέσεων στο Πάικο

Η γενική αντικλινική δομή του Πάικου υλοποιείται με τη σταδιακή μεταβολή της βύθισης των γεωλογικών του ενοτήτων, που ενώ στην ανατολική πτέρυγα είναι προς τα Α, σταδιακά στρέφεται προς τα Ν και ΝΔ στο νότιο και νοτιοδυτικό τμήμα της ορεινής μάζας αντίστοιχα. Στον πυρήνα της αντικλινικής αυτής δομής εμφανίζονται τα μάρμαρα του Γκάντατς (Φωτ. 54). Στο βόρειο τμήμα, η βύθιση των γεωλογικών ενοτήτων του Πάικου γίνεται προς τα ΒΔ, ταυτιζόμενη απόλυτα με τη γενική βύθιση των ενοτήτων του πεδίου της Τζένας (Σχ. 21 - χάρτης).



Φωτ. 54. Γενική άποψη του κεντρικού τμήματος του πεδίου του Πάικου, με τη βοήθεια δορυφορικής εικόνας (από Google Earth). Δακρίνεται η αντικλινική δομή του Πάικου (D2), καθώς επίσης και η λεκάνη της Περίκλειας που διαχωρίζει τους δύο ορεινούς όγκους Πάικου και Τζένας.

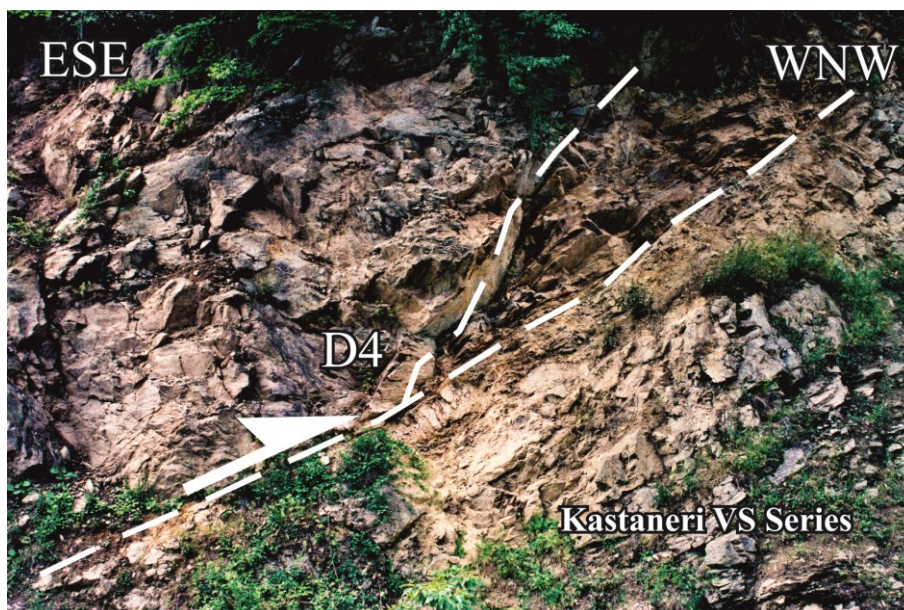
Στο ανατολικό τμήμα του πεδίου του Πάικου, η δεύτερη φάση παραμόρφωσης (D2) έχει προκαλέσει το διπλασιασμό/επανάληψη των Άνω Ιουρασικών – Κάτω Κρητιδικών ανθρακικών και ηφαιστειοκλαστικών σειρών. Εδώ, όλες οι επαφές μεταξύ των γεωλογικών ενοτήτων είναι τεκτονικές τόσο με τη δεύτερη αυτή φάση (D2) όσο και με την επαναδραστηριοποίησή τους με τη λεπιοειδή τεκτονική του Κάτω Τριτογενούς (D4). Έτσι, τα μάρμαρα της Γκόλα Τσούκα επωθούνται πάνω

στην ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά Λιβαδιών, ενώ δέχονται την επιπνευτική κίνηση των ίδιων ηφαιστειοκλαστικών υλικών που εμφανίζονται ως ενότητα Καστανερής και αυτά πάλι με τη σειρά τους υφίστανται την επώθηση των ανθρακικών υλικών της Γρίβας (Σχ. 34).

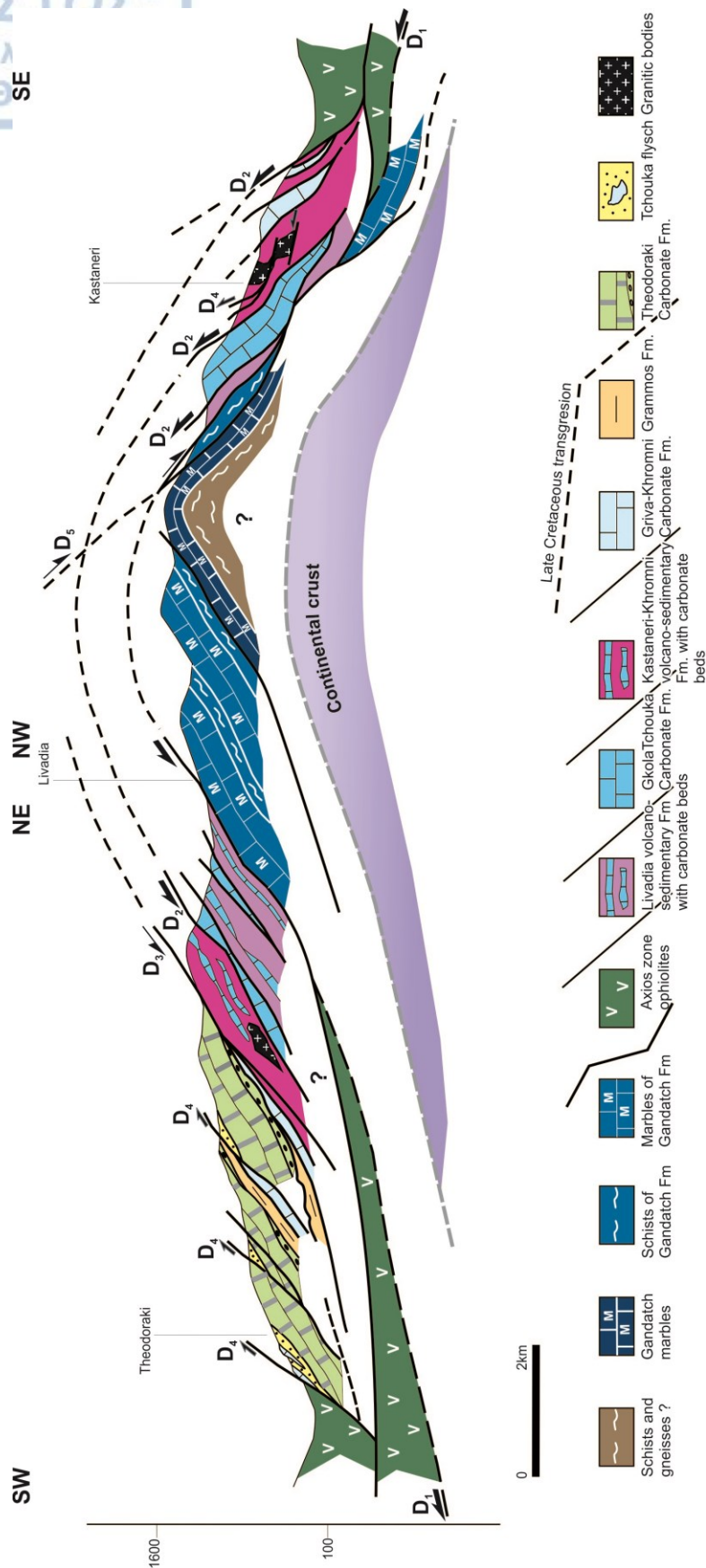
Αυτή η «διπλασιασμένη» (με τη φάση D2) ακολουθία των ανθρακικών και ηφαιστειοκλαστικών υλικών λεπιώνεται εσωτερικά εκ νέου και δέχεται την τεκτονική τοποθέτηση των οφιολίθων της Γευγελής στο Κάτω Τριτογενές (με τη φάση D4), που η αρχική τους τοποθέτηση είχε μεν συμβεί στο Μέσο Ιουρασικό αλλά με την Τριτογενή λεπιοειδή τεκτονική επωθούνται εκ νέου προς τα Δ (Σχ. 34, Φωτ. 55, 56).

Στο δυτικό τμήμα του πεδίου του Πάικου, η γενική βύθιση μεταβάλλεται σταδιακά προς τα ΝΔ. Η λεπιοειδής τεκτονική (D4) αλλάζει φορά προς τα ΒΑ ως μία αντιθετική τεκτονική της ίδιας όμως φάσης παραμόρφωσης (D4- backthrust). Εδώ, λεπιώνονται εσωτερικά τόσο οι ανθρακικές και ηφαιστειοκλαστικές σειρές όσο και τα Άνω Κρητιδικά επικλυσιογενή ανθρακικά ιζήματα τα οποία λεπιώνονται μαζί με τον Μαιστρίχτιο φλύσχη, παρουσιάζοντας μια εικόνα συνεχών επαναλήψεων μεταξύ των ανθρακικών και φλυσχικών υλικών (Σχ. 34).

Επίσης, είναι εμφανής σε αρκετά σημεία η μεταγενέστερη εφελκυστική τεκτονική διαφυγής του Ολιγοκαίνου – Μειοκαίνου (D5), όπου παράλληλα έως υποπαράλληλα στα γεωλογικά όρια, οι γεωλογικές ενότητες αποκολλώνται προς τα ΝΔ (Σχ. 35).



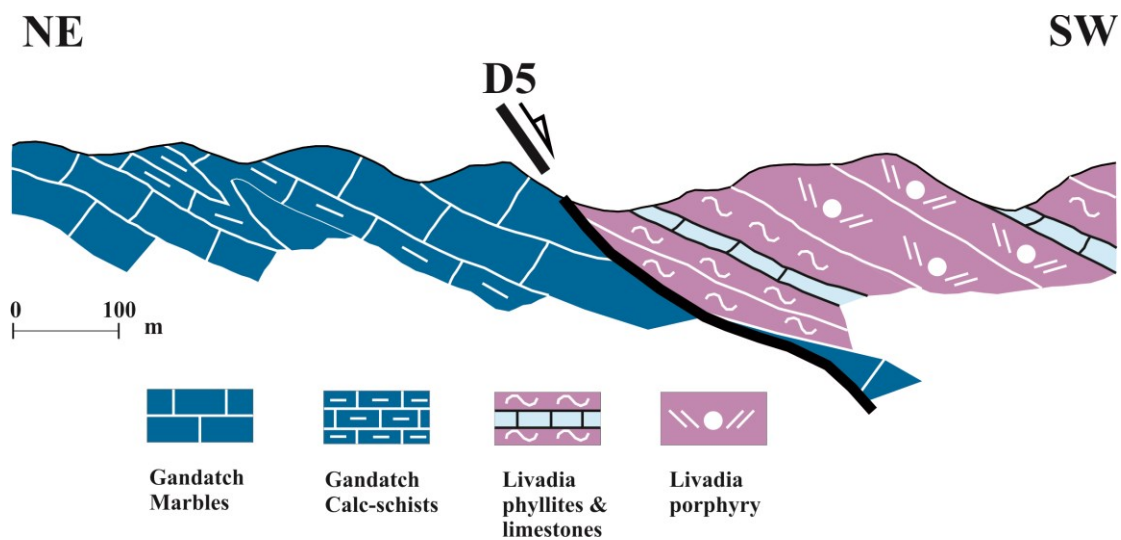
Φωτ. 55. Κοντινή άποψη ανάστροφου ρήγματος (D4) με φορά προς τα Δ, το οποίο λεπιώνει εσωτερικά την ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά Καστανερής του Πάικου.



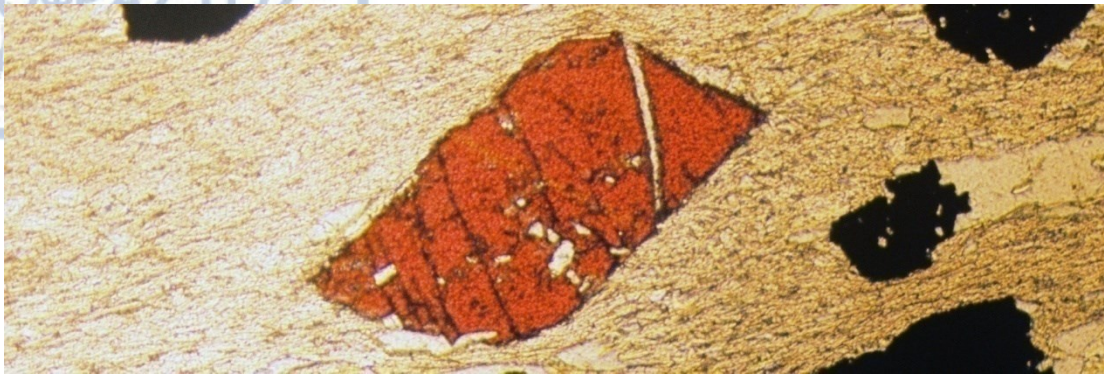
Σχ. 34. Σχηματική γεωλογική τομή που αναπαριστά τη γεωμετρία της γεωλογικής δομής της ορεινής μάζας του Πάικου (τροποποιημένο από Katrivanos et al. 2013).



Φωτ. 56. Κοντινή άποψη των πολυπτυχωμένων (D1-D2) μαρμάρων και χλωριτικών σχιστολίθων της ενότητας Γκάντατς στο Πάικο. Διακρίνεται μεταγενέστερη εσωτερική λεπίωση (D4).



Σχ. 35. Σχηματική γεωλογική τομή στο κεντρικό Πάικο (θέση Λιβιάδια). Διακρίνεται η διαφυγή – αποκόλληση των πετρωμάτων προς τα ΝΔ, παράλληλα έως υποπαράλληλα στα προγενέστερα όριά τους (D5).



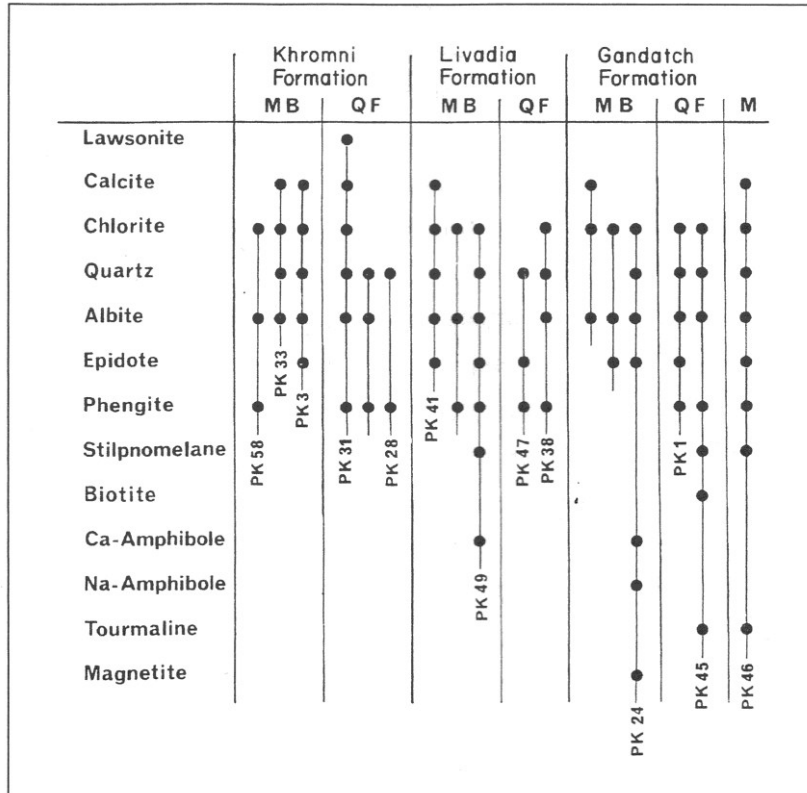
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

ΑΝΑΛΥΣΗ ΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ

5.1 Προϋπάρχουσες έρευνες

Οι ορυκτοχημικές έρευνες στην περιοχή μελέτης που παρείχαν αποτελέσματα σχετικά με τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας της μεταμόρφωσης ανήκουν στους Baroz et al. (1987), οι οποίοι μελέτησαν τους τρεις κύριους πετρογραφικούς τύπους, από τους οποίους απαρτίζεται η μεταμορφωμένη σειρά της δυτικής πτέρυγας του αντικλίνου του Πάικου, δλδ. τους μεταβασικούς σχιστόλιθους, τα χαλαζιοαστριούχα πετρώματα και τα μάρμαρα. Οι πετρογραφικοί αυτοί τύποι συγκροτούν τους σχηματισμούς του Γκάντατς, των Λιβαδιών και της Κρώμνης, με τα μάρμαρα να εμφανίζονται μόνο στο Σχηματισμό Γκάντατς (Σχ. 36).

Κατά τους Baroz et al. (1987), όλη η ορεινή μάζα του Πάικου (λιθοστρωματογραφική στήλη 8 χιλιομέτρων πάχους περίπου) υπέστη πολυφασική παραμόρφωση κατά την Αλπική ορογένεση, ενώ το κατώτερο τμήμα του υπέστη μεταμόρφωση. Έτσι, το αντικλινικό παράθυρο του Πάικου προσβάλλεται από συντεκτονική μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής αλλά τοπικά και γλαυκοφανιτικής φάσης. Σε πολλά πετρώματα διατηρείται ο αρχικός ιστός (μαγματικός ή ιζηματογενής), ενώ σε άλλα υπερισχύει η ανακρυστάλλωση, με την κύρια μεταμορφική σχιστότητα να πτυχώνεται και να δίνει σχισμό ρυτίδωσης (crenulation cleavage).



Σχ. 36. Ορυκτολογικές παραγενέσεις των τριών κύριων πετρογραφικών τύπων του δυτικού Pa - μεταβασίτες (MB), χαλαζιο-αστριούχα (QF) και μάρμαρα (M), (Baroz et al. 1987).

Σύμφωνα με τις έρευνες αυτές (Baroz et al. 1987), ο Σχηματισμός Γκάντατς (κυρίως μάρμαρα) και ο Σχηματισμός Λιβαδιών (ηφαιστειοιζηματογενής σειρά) ανήκουν στην υποφάση χλωρίτη της πρασινοσχιστολιθικής φάσης.

Οι σπιλίτες - κερατοφύρες του Σχηματισμού Κρώμνης του Άνω Ιουρασικού επηρεάστηκαν λιγότερο από τη μεταμόρφωση και δεν έχουν καλή σχιστότητα. Τα πετρώματα αυτά ανήκουν στη φάση λοσονίτη - αλβίτη - χλωρίτη με θερμοκρασία μεταμόρφωσης μικρότερη των 330 °C και πίεση 3-6 Kbar, ενώ περιγράφεται επίσης η παρουσία φεγγίτη μέσης περιεκτικότητας σε Si. Να σημειωθεί ότι το ορυκτό λοσονίτης αναγνωρίστηκε μόνο εντός του Σχηματισμού Κρώμνης (Σχ. 36).

Ειδικότερα για το Σχηματισμό Γκάντατς, η εύρεση της παραγένεσης στυλπνομέλανα - βιοτίτη υποδηλώνει την κατώτερη υποφάση του βιοτίτη, ενώ περιγράφεται επίσης η παρουσία φεγγίτη μέσης έως υψηλής περιεκτικότητας σε Si, καθώς και νατριούχου αμφιβόλου. Η θερμοκρασία της μεταμόρφωσης για το Σχηματισμό Γκάντατς είναι περίπου 450°C ενώ η πίεση 6-7 Kbar. Έτσι, οι μεταμορφικές συγκεντρώσεις που είναι συν- έως μετα - κινηματικές όσον αφορά την

τεκτονική φάση πριν το Τιθώνιο (Άνω Ιουρασικό – D1 εδώ) ποικίλλουν από τη φάση λοσονίτη - αλβίτη - χλωρίτη προς την πρασινοσχιστολιθική φάση της υποφάσης του χλωρίτη, διά μέσου μίας μεταβατικής φάσης νατριούχου αμφιβόλου - πρασινοσχιστολιθικής φάσης.

Πιθανολογείται επίσης (Baroz et al. 1987) μια μεταμόρφωση υψηλής πίεσης και χαμηλής θερμοκρασίας (HP-LT) Μέσης έως Άνω Ιουρασικής ηλικίας, η οποία σχετίζεται είτε με μία ζώνη υποβύθισης, είτε με μία τεκτονική υπερπίεση (tectonic overpressure), που προκλήθηκε από επωθήσεις και τεκτονικά καλύμματα.

Όπως θα συζητηθεί παρακάτω και σύμφωνα με τα στοιχεία της διατριβής αυτής, θεωρούμε ότι σε κάθε περίπτωση αυτή η μεταμόρφωση HP-LT (M0), προηγείται της φάσης D1 του Άνω Ιουρασικού, διότι η ορυκτολογική παραγένεση που υλοποιεί τη σχιστότητα S1 συνδέεται πάντα με πρασινοσχιστολιθικές συνθήκες μεταμόρφωσης και τα ορυκτά υψηλής πίεσης (HP-LT) εμφανίζονται μόνο υπολειμματικά.

5.2 Μεθοδολογία και πετρογραφικά στοιχεία που χρησιμοποιήθηκαν για τη συσχέτιση των φάσεων παραμόρφωσης και μεταμόρφωσης

Η μελέτη της σχέσης μεταξύ της παραμόρφωσης και της μεταμόρφωσης βασίστηκε στις μικροσκοπικές παρατηρήσεις στο πολωτικό μικροσκόπιο, σε συνδυασμό με τις παρατηρήσεις υπαίθρου, σε μεσο-κλίμακα, καθώς και με την τεκτονική και κινηματική ανάλυση των φάσεων της παραμόρφωσης στην περιοχή μελέτης.

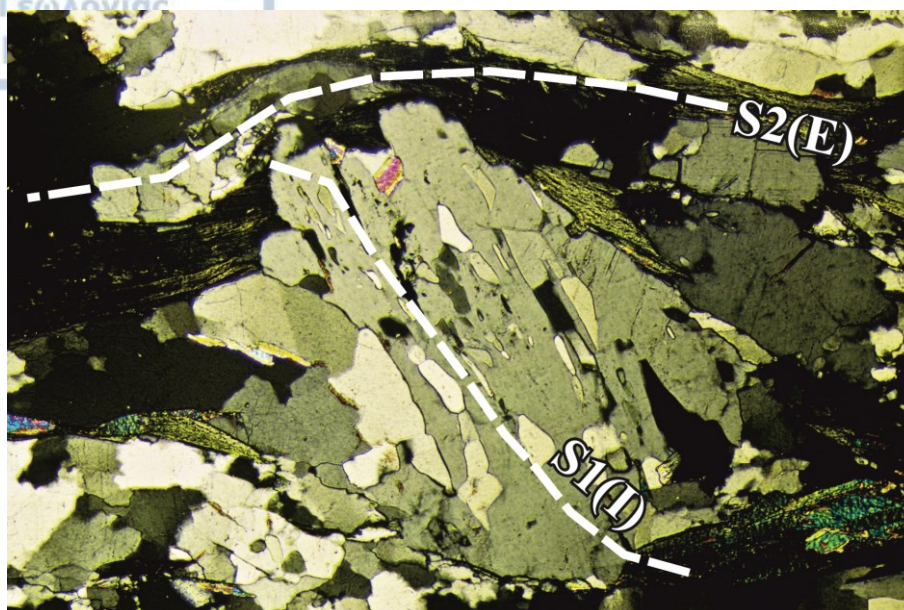
Για το σκοπό αυτό, κατασκευάστηκε μεγάλος αριθμός λεπτών τομών από τους κύριους πετρογραφικούς τύπους της περιοχής μελέτης. Από τη μικροσκοπική παρατήρηση στο πολωτικό μικροσκόπιο διακρίθηκαν οι ορυκτολογικές παραγενέσεις και τα ιστολογικά χαρακτηριστικά των διάφορων πετρογραφικών τύπων που συνδέονται γενετικά με τις φάσεις παραμόρφωσης και μεταμόρφωσης και προέκυψαν αποτελέσματα σχετικά με τις καμπύλες ισορροπίας των ορυκτών φάσεων.

Οι ορυκτολογικές παραγενέσεις με συνκίνηματική ανάπτυξη των ορυκτών αποτελούν στοιχεία συσχέτισης της μεταμόρφωσης με την παραμόρφωση και μας παρέχουν καλές πληροφορίες τόσο για τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας της μεταμόρφωσης όσο και για τα χαρακτηριστικά της πλαστικής φάσης παραμόρφωσης με την οποία συνδέεται.

Τα χαρακτηριστικά που αναγνωρίστηκαν στο οπτικό μικροσκόπιο και υποδηλώνουν τη συνκίνηματική ανάπτυξη των ορυκτών είναι (Φωτ. 57, 58, 59, 60):

- Η παράλληλη ευθυγράμμιση των ορυκτών στη γράμμωση έκτασης (stretching lineation) πάνω στα επίπεδα σχιστότητας (foliation).
- Η σιγμοειδής εσωτερική σχιστότητα (Si) σε περιστρεφέντες πορφυροκλάστες και η συνέχειά της στην κύρια μάζα του πετρώματος (matrix) ως εξωτερική κύρια σχιστότητα (Se).
- Η δυναμική ανακρυστάλλωση κρυστάλλων Qtz παράλληλα στα επίπεδα σχιστότητας.

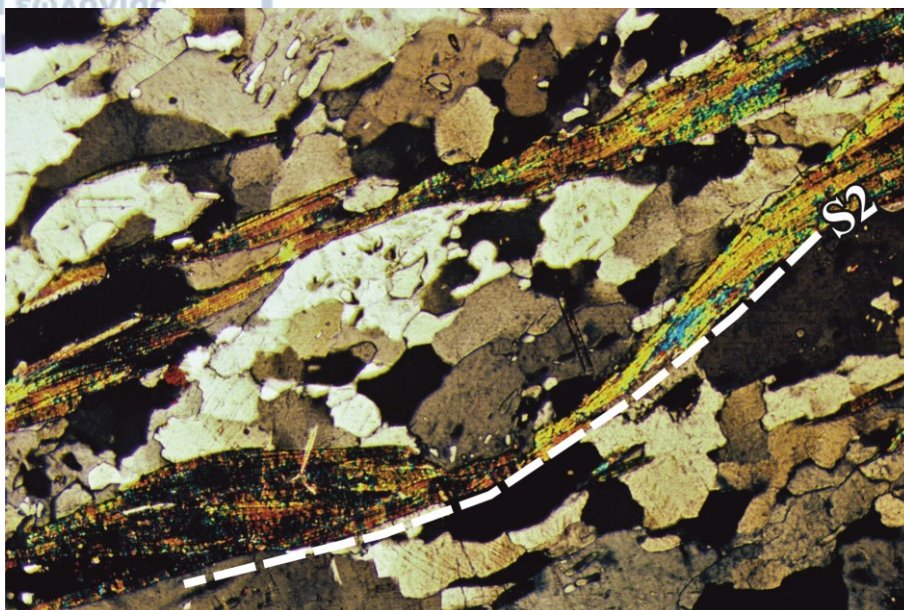
Επιπρόσθετα, για τον καλύτερο προσδιορισμό των συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια εξέλιξης των φάσεων μεταμόρφωσης (P-T conditions), εφαρμόστηκαν ακριβέστεροι μέθοδοι προσδιορισμού, όπως αυτή της γεωθερμοβαρομετρίας. Χρησιμοποιήθηκαν μερικά από τα διαθέσιμα γεωθερμοβαρόμετρα, στα ορυκτά που λαμβάνουν μέρος στις ορυκτολογικές παραγενέσεις των πετρογραφικών τύπων που μελετήθηκαν (βλέπε Κεφ. 5.4).



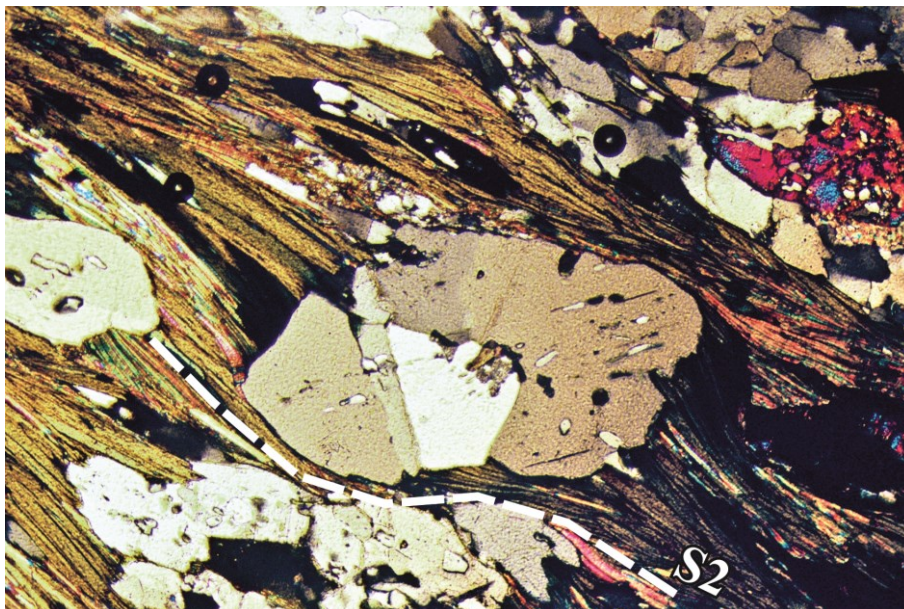
Φωτ. 57. Συνκίνηματική ανάπτυξη ορυκτών σε χλωριτικούς επιδοτιτικούς γενυσίους της κατώτερης γενεσιακής ενότητας της Τζένας (8 mm εύρος, XZ τομή, CPL). Διακρίνεται η εσωτερική σιγμοειδής σχιστότητα S1(I) εντός του περιστραφέντος πορφυροκλάστη αστρίου και η παραλληλία που αποκτά σπό τη νεότερη εξωτερική κύρια σχιστότητα S2(E), η οποία υλοποιείται από χλωρίτη και λευκό μαρμαρυγία.



Φωτ. 58. Συνκίνηματική ανάπτυξη ορυκτών σε αλβιτικούς γενυσίους της κατώτερης γενεσιακής ενότητας της Τζένας (8 mm εύρος, XZ τομή, CPL). Διακρίνεται η εσωτερική σιγμοειδής σχιστότητα S1(I) εντός του περιστραφέντος πορφυροκλάστη αλβίτη και η παραλληλία που αποκτά σπό τη νεότερη εξωτερική κύρια σχιστότητα S2(E), η οποία υλοποιείται από λευκό μαρμαρυγία.



Φωτ. 59. Παράλληλη ευθυγράμμιση και συνκίνηματική ανάπτυξη ορυκτών σε αλβιτικούς γενεσίους της κατώτερης γενεσιακής ενότητας της Τζένας (8 mm εύρος, XZ τομή, CPL). Διακρίνεται η κύρια σχιστότητα (S2) του πετρώματος, η οποία υλοποιείται από λευκό μαρμαρυγία.



Φωτ. 60. Παράλληλη ευθυγράμμιση και συνκίνηματική ανάπτυξη ορυκτών σε χλωριτικούς επιδοτιτικούς γενεσίους της κατώτερης γενεσιακής ενότητας της Τζένας (8 mm εύρος, XZ τομή, CPL). Διακρίνεται η κύρια σχιστότητα (S2) του πετρώματος, η οποία υλοποιείται κυρίως από χλωρίτη.

Η χημική σύσταση των ορυκτών προσδιορίστηκε από χημικές αναλύσεις που έγιναν με τη χρήση σαρωτικού ηλεκτρονικού μικροσκοπίου, ενώ τα δείγματα που αναλύθηκαν προέρχονται από πιεμοντιτικά πετρώματα της κατώτερης γνευσιακής ενότητας της Τζένας (βλέπε Κεφ. 5.3).

Η ενότητα των γνευσίων της Τζένας υπόκειται αυτής των μαρμάρων και είναι η κατώτερη ενότητα του πεδίου. Αποτελείται από εναλλαγές αλβιτικών, χλωριτικών, επιδοτιτικών γνευσίων (πρασινογνεύσιοι) και αλβιτικών, λευκο-μαρμαρυγιακών, επιδοτιτικών, χαλαζιακών γνευσίων (λευκοκρατικοί γνεύσιοι), με υποδεέστερους ορίζοντες μαρμάρων με λευκό μαρμαρυγία, καθώς και σχετικά σπανιότερα με αμφιβολίτες. Το πετρογραφικό αυτό σύνολο, αποτελούμενο από εναλλασσόμενα υλικά πιθανότατα αντιπροσωπεύει μια παλιά ιζηματογενή ακολουθία που κυριαρχείται από κλαστικά υλικά.

Εντός της κατώτερης ενότητας των γνευσίων της Τζένας εμφανίζονται σιδηρομαγγανιούχα πυριτικά πηλιτικά πετρώματα, ως φακοί παράλληλοι με την κύρια σχιστότητα, που παρεμβάλλονται εντός των αλβιτικών, χλωριτικών, επιδοτιτικών γνευσίων. Στην ύπαιθρο, τα πιο πυριτικά στρώματα διακρίνονται εύκολα από τις χαρακτηριστικές πορφυρές βελονοειδείς μορφές του πιεμοντίτη (Pm), που τοποθετούνται μέσα στο υπόλοιπο πέτρωμα που τα φιλοξενεί, το οποίο είναι χρώματος ροζ και ισχυρά σχιστοποιημένο, αποτελούμενο από χαλαζία, λευκό μαρμαρυγία και μη αμμιγή αιματίτη. Κατά θέσεις, παρατηρούνται επίσης κόνδυλοι αιματίτη μεγέθους 2 x 0,5 cm. Τα πιο αργιλλικά στρώματα, εκτός του πιεμοντίτη, περιέχουν επίσης αλβίτη και γρανάτη, παρουσιάζοντας γνευσιακή υφή.

Εντός των πιεμοντιτικών σχιστόλιθων/γνεύσιων, που περιγράφονται εδώ ως μετακερατόλιθοι (metacherts), διατηρούνται συχνά μαγγανιούχοι κόνδυλοι, που αποτελούνται από ένα ευρύ εσωτερικό τμήμα με πρασινόμαυρο βραουνίτη, που στα άκρα του περιβάλλεται από μια εξαιρετικά λεπτή ανοιχτοκίτρινη σπεςσαρτινική ζώνη και αυτή με τη σειρά της περιβάλλεται ακόμη πιο εξωτερικά από συμπαγή πιεμοντίτη (βλέπε παρακάτω – Ορυκτοχημικές αναλύσεις).

Ορυκτολογικά, τα πιεμοντιτικά πετρώματα της Τζένας αποτελούνται από πορφυροβλάστες γρανάτη, αμφιβόλου, πιεμοντίτη και αιματίτη, που τοποθετούνται εντός της κύριας μάζας του πετρώματος που αποτελείται από λευκό μαρμαρυγία και χαλαζία, με υποδεέστερα ορυκτά γραφίτη, αμφίβολο και τιτανίτη. Οι σχέσεις υφής υποδεικνύουν ότι μεταξύ των πορφυροβλαστών, πρώτος κρυσταλλώνεται ο αιματίτης και ακολουθεί η αμφίβολος και λίγο μετά ο πιεμοντίτης.

Πετρώματα παρόμοιων ορυκτολογικών παραγενέσεων και παραπλήσιας ολικής σύστασης με αυτά που περιγράφονται εδώ ως μαγγανιούχοι κερατόλιθοι (manganiferous cherts) εμφανίζονται, εντός της Αλπικής ζώνης πτυχώσεων στην Ευρώπη, μόνο σε δύο ευρύτερες γεωλογικές ζώνες (Mottana 1986).

Πρόκειται για τους ασβεστούχους γρανατιτικούς, φεγγιτικούς, χαλαζιακούς σχιστόλιθους και τους οξειδωμένους μαγγανιούχους χαλαζιακούς σχιστόλιθους του Lago do Cignana, της ζώνης Zermatt-Saas της κοιλάδας "Aosta" στις Άλπεις μεταξύ Ιταλίας, Ελβετίας και Γαλλίας (Reinecke 1998), καθώς επίσης και για τους σιδηρομαγγανιούχους χαλαζίτες από τα νησιά της Άνδρου και της Τήνου στη γλαυκοφανιτική ζώνη των Κυκλάδων στην Ελλάδα (Reinecke et al. 1985), καθώς και στο βόρειο τμήμα της Σύρου στην ίδια ζώνη, όπου αναφέρεται πρόσφατα η ύπαρξη μαγγανιούχων μετακροκαλοπαγών (Altherr et al. 2013).

Σε όλες τις περιπτώσεις, τα πετρώματα αυτά έχουν τυπικά μεταμορφωθεί σε συνθήκες υψηλής πίεσης – χαμηλής θερμοκρασίας, επιδεικνύοντας ως αιχμή των μεταμορφικών συνθηκών, μία γλαυκοφανιτική φάση μεταμόρφωσης και ακολούθως, μια πρασινοσχιστολιθική φάση ως ανάδρομη.

Αξίζει να σημειωθεί ότι σύμφωνα με τον Mottana (1986), οι μαγγανιούχοι κερατόλιθοι που εμφανίζονται σε υποβυθιζόμενα τμήματα της Αλπικής ζώνης (εκλογιτική – γλαυκοφανιτική φάση μεταμόρφωσης) υποδηλώνουν 4 πιθανούς τύπους γεωδυναμικού περιβάλλοντος:

- Σε στρωματογραφική συσχέτιση/συνέχεια με οφιόλιθους που προέρχονται από έναν παλαιό ωκεάνιο φλοιό.
- Σε ηφαιστειοζηματογενείς ακολουθίες που προέρχονται από αποκομμένα τμήματα οφιολίθων, σε εναλλαγές μαζί με κερατόλιθους και άλλα ιζήματα.
- Σε ηφαιστειοζηματογενείς ακολουθίες που προέρχονται από επανεπεξεργασία (reworking) των υλικών που τις αποτελούν και οι οποίες αποτίθενται στην ηπειρωτική υφαλοκρηπίδα ή κοντά στην ήπειρο.
- Σε τυχόν άλλα γεωδυναμικά περιβάλλοντα που δεν έχουν ακόμη μελετηθεί επακριβώς.

Επιλέγοντας ως πιθανότερο για την περιοχή μελέτης τον τρίτο τύπο από αυτούς, φαίνεται ότι οι μαγγανιούχοι κερατόλιθοι της κατώτερης γνευσιακής ενότητας του πεδίου της Τζένας εμφανίζονται εντός του ηπειρωτικού φλοιού ως τμήμα μιας ιζηματογενούς ακολουθίας που αποτέθηκε πάνω στην ηπειρωτική

υφαλοκρηπίδα και βρίσκεται κάτω από τα νηριτικά ανθρακικά πετρώματα της, τα οποία αντιπροσωπεύονται από τα υπερκείμενα μάρμαρα της Τζένας.

Σύμφωνα πάντα με τον Mottana (1986), οι συνθήκες μεταμόρφωσης αυτών των Αλπικών μαγνανιούχων κερατόλιθων ναι μεν βρίσκονται εντός της γλαυκοφανιτικής φάσης, αλλά κυμαίνονται σ' ένα ευρύ πεδίο, από 5 έως 14 Kbar πίεση, από 300°C έως 525°C θερμοκρασία και με την πτητικότητα του οξυγόνου (fO_2) να κυμαίνεται μεταξύ 10^{-5} έως 10^{-25} bar. Η μεγάλη αυτή διακύμανση μπορεί να οφείλεται στην ελλιπή πειραματική γνώση που έχουμε στο σύστημα Mn-Si-Al-OOH, καθώς και στην πλήρη έλλειψη στοιχείων για την επίδραση του Fe ή του Ca στην τοπολογία των αντιδράσεων.

Στη συνέχεια θα περιγραφούν αναλυτικά οι ορυκτοχημικές αναλύσεις που έλαβαν χώρα στα πετρώματα της κατώτερης γενευσιακής ενότητας του πεδίου της Τζένας, στα πλαίσια της διατριβής αυτής.

5.3 Ορυκτοχημικές αναλύσεις

Η χημική σύσταση των κυριότερων ορυκτών (ως δεικτών των μεταμορφικών συνθηκών), όπως των γρανατών, των λευκών μαρμαρυγιών, των αμφιβόλων κτλ., προσδιορίστηκε από χημικές αναλύσεις που έγιναν σε λεπτές - στιλπνές τομές, οι οποίες κατασκευάστηκαν για το σκοπό αυτό, με τη χρήση σαρωτικού ηλεκτρονικού μικροσκοπίου (JEOL_JMS-840A), συνδυασμένο με τη χρήση του μικρο-ανλυτή EDS Oxford ISIS 300 του ΑΠΘ. Οι συνθήκες λειτουργίας ήταν για την τάση επιτάχυνσης 20 KV και για την απόσταση παρατήρησης τα 20 mm, ενώ χρησιμοποιήθηκαν ήδη αναλυθέντα φυσικά πρότυπα (real standards).

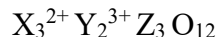
Τα δείγματα που αναλύθηκαν προέρχονται από πιεμοντιτικά πετρώματα της κατώτερης γενεσιακής ενότητας της Τζένας, με κωδικούς LAG-6A, LAG-6 και TZ-10. Τα συγκεκριμένα πετρώματα επιλέχθηκαν προς ορυκτοχημική ανάλυση, σε μια προσπάθεια σύγκρισης των ορυκτοχημικών αυτών δεδομένων από το πεδίο της Τζένας (όπως προέκυψαν στα πλαίσια αυτής της μελέτης), με τα προυπάρχοντα δεδομένα από το πεδίο του Πάικου, όπως δημοσιεύτηκαν από τους Baroz et al. (1987).

Προσπαθήσαμε δηλαδή, να εξάγουμε ορυκτοχημικά δεδομένα από τα πετρώματα της κατώτερης γενεσιακής ενότητας του πεδίου της Τζένας και στη συνέχεια να προσδιορίσουμε με γεωθερμοβαρομετρικές μεθόδους τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας των φάσεων μεταμόρφωσης, με απώτερο σκοπό τη γενική σύγκριση των τεκτονομεταμορφικών συνθηκών μεταξύ των πεδίων Πάικου και Τζένας.

Τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων δίνονται αναλυτικά σε σχετικούς πίνακες ξεχωριστά για κάθε ορυκτό (Παράρτημα Ι).

5.3.1 Γρανάτες

Ο γενικός χημικός τύπος των γρανατών περιγράφεται από τη σχέση:



όπου στη θέση X τοποθετούνται τα δισθενή κατιόντα Ca, Mg, Fe²⁺ και Mn, στη θέση Y τα τρισθενή κατιόντα Al^{VI}, Fe³⁺ και Cr, ενώ στην τετραεδρική θέση Z τοποθετείται το Si και το Al^{IV} (Deer et al. 1992).

Με σκοπό να διαπιστωθεί αν παρουσιάζουν χημική ζώνωση, οι αναλύσεις στους γρανάτες έγιναν σε πολλαπλά σημεία, από τον πυρήνα προς την περιφέρεια των κρυστάλλων τους (core-to-rim). Ο χημικός τους τύπος υπολογίστηκε για 8 κατιόντα που αντιστοιχούν σε 12 άτομα οξυγόνου και καθορίστηκε η συμμετοχή των εξής ακραίων μελών:

Αλμανδίνης (Alm) - Fe₃ Al₂ (SiO₄)₃

Πυρωπό (Prp) - Mg₃ Al₂ (SiO₄)₃

Γροσσουλάριος (Grs) - Ca₃ Al₂ (SiO₄)₃

Σπεςσαρτίνης (Sps) - Mn₃ Al₂ (SiO₄)₃

Ανδραδίτης (Adr) – Ca₃ (Fe³⁺, Ti)₂ (SiO₄)₃

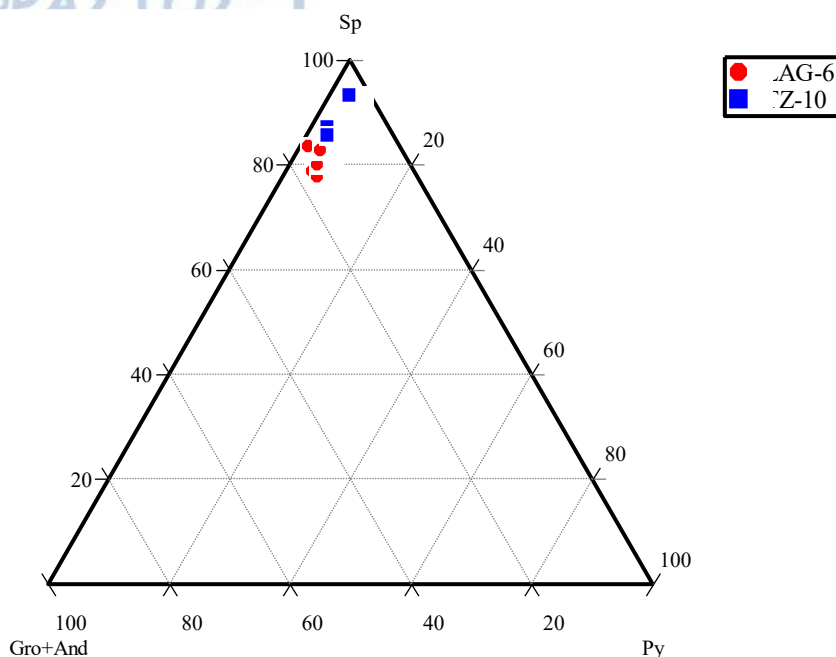
Ουβαροβίτης (Uvt) – Ca₃ Cr₂ (SiO₄)₃

Οι γρανάτες στα δείγματα των επιδοτιτικών σχιστολίθων που αναλύθηκαν, παρουσιάζουν πολύ υψηλή περιεκτικότητα σε σπεςσαρτίνη (Sps) και μικρότερη σε γροσσουλάριο (Grs), ενώ οι ποσότητες του ανδραδίτη (Adr) και του πυρωπού (Prp) είναι ακόμη χαμηλότερες (Πίν. I.1.α, β & Σχ. 37). Τόσο ο αλμανδίνης (Alm) όσο και ο ουβαροβίτης (Uvt) απουσιάζουν εντελώς από την ορυκτοχημική σύσταση. Η αντιπροσωπευτική μέση χημική σύσταση των γρανατών που μελετήθηκαν είναι:

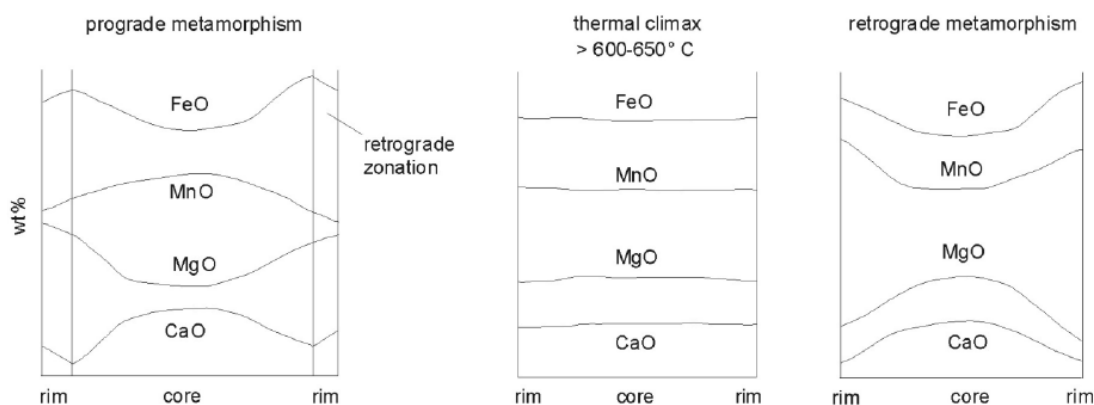


Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει το θέμα της συσχέτισης των συστατικών προφίλ ζώνωσης των γρανατών με τη μεταμορφική τους εξέλιξη, με χρήση των διαγραμμάτων μεταβολής της χημικής σύστασης των γρανατών από τον πυρήνα τους προς την περιφέρεια (core-to-rim) και αντιστρόφως (Σχ. 38).

Στα δείγματα που μελετήθηκαν, διακρίνεται από τον πυρήνα προς την περιφέρεια, μία αύξηση του ποσοστού του MnO με ταυτόχρονη πτώση του ποσοστού του MgO (Πίν. I.1.α,β). Το γεγονός αυτό είναι ενδεικτικό της διαδικασίας της διάχυσης και υποδεικνύει συνθήκες ανάδρομης μεταμόρφωσης (Σχ. 38).



Σχ. 37. Προβολή σε τριγωνικό διάγραμμα ταξινόμησης (Gro–Sp–Py) της χημικής σύστασης των γρανατών των σχιστολίθων της κατώτερης γενευσιακής ενότητας της Τζένας.

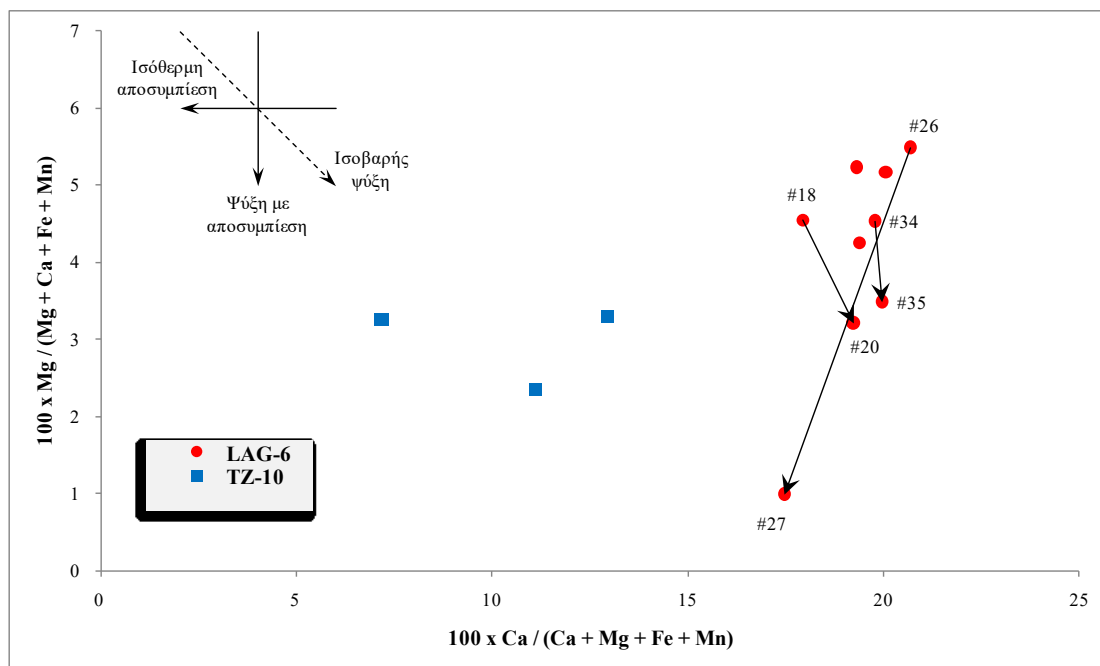


Σχ. 38. Σχηματικά συστατικά προφίλ γρανατών (από Tracy et al. 1976, Woodsworth 1977, Yardley 1977, Dempster 1985).

Ενδιαφέροντα στοιχεία για τη μεταμορφική πορεία προκύπτουν από τη χρήση του διαγράμματος των Martignole and Nantel (1982), όπου στον οριζόντιο άξονα προβάλλεται η ποσοστιαία αναλογία των κατιόντων Ca σε σχέση με το σύνολο των δισθενών κατιόντων Ca, Mg, Fe και Mn, ενώ στον κατακόρυφο άξονα προβάλλεται η ποσοστιαία αναλογία για το Mg αντίστοιχα. Σύμφωνα με αυτό, η συστατική ζώνωση των γρανατών μπορεί να αποκαλύψει τη μεταμορφική πορεία που ακολούθησαν τα πετρώματα που τους περιέχουν, διότι η ζώνωση του γροσσουλάριου (Grs) που

εξαρτάται κυρίως από μεταβολές της πίεσης, μπορεί να συσχετισθεί με τη ζώνωση των αλμανδίνη (Alm) – πυρωπό (Prp) που εξαρτάται κυρίως από μεταβολές της θερμοκρασίας. Απαραίτητη προϋπόθεση για την εφαρμογή αυτού του κανόνα είναι η παρουσία στην παραγένεση πλαγιокλάστου, χαλαζία και μιας αργιλοπυριτικής φάσης.

Στο σχετικό διάγραμμα που κατασκευάσαμε, προβάλλοντας τις συστάσεις πυρήνα και περιφέρειας από τα δείγματα των γρανατών των σχιστολίθων της κατώτερης γενεσιακής ενότητας (Σχ. 39), τα βέλη δείχνουν τη φορά της μεταμορφικής πορείας, ξεκινώντας από τον πυρήνα προς την περιφέρεια του γρανάτη. Όπως προκύπτει από το διάγραμμα αυτό, οι γρανάτες ακολουθούν γενικά μια μεταμορφική πορεία αποσυμπίεσης που συνοδεύεται με ψύξη, μια ταυτόχρονη δηλαδή μείωση πίεσης και θερμοκρασίας, ένδειξη ανάδρομης μεταμόρφωσης.



Σχ. 39. Προβολή της χημικής σύστασης των γρανατών (core-to-rim) των σχιστολίθων της κατώτερης γενεσιακής ενότητας της Τζένας στο διάγραμμα των Martignole and Nantel (1982).

Συνοψίζοντας, οι γρανάτες που μελετήθηκαν είναι κυρίως σπεςσαρτινικής σύστασης και δείχνουν συνθήκες θερμοκρασίας της μεταμόρφωσης όχι ιδιαίτερα υψηλές, ενώ από τη μελέτη των συστατικών προφίλ ζώνωσης προκύπτουν σαφείς ενδείξεις για μια ανάδρομη μεταμόρφωση σε μια μεταμορφική πορεία αποσυμπίεσης με ταυτόχρονη ψύξη.

5.3.2 Λευκοί μαρμαρυγίες

Ο γενικός χημικός τύπος των μαρμαρυγιών μπορεί να εκφραστεί με τη σχέση:



όπου στη θέση X τοποθετούνται τα K, Na και Ca, στη θέση Y τα Al, Ti, Mn, Mg, Fe^{2+} και Fe^{3+} , ενώ στη θέση Z τοποθετούνται το Si και Al με σχέση 3:1 (Deer et al 1992).

Οι μαρμαρυγίες διακρίνονται σε δι-οκταεδρικούς και σε τρι-οκταεδρικούς, ανάλογα με τον αριθμό των κατιόντων ανά μονάδα κυψελίδας. Τα πιο συνηθισμένα είδη μαρμαρυγιών, που υπάρχουν βεβαίως και στα πετρώματα της περιοχής μελέτης, είναι ο βιοτίτης με γενικό χημικό τύπο $K_2 (Mg,Fe)_6 (Al_2Si_6) O_{20} (OH)_4$ και ο λευκός μαρμαρυγίας με γενικό χημικό τύπο $(K,Na)_2 Al_4 (Al_2Si_6) O_{20} (OH)_4$.

Τόσο ο βιοτίτης όσο και ο λευκός μαρμαρυγίας αποτελούνται από διάφορα ακραία μέλη, ανάλογα με τα χημικά στοιχεία που καταλαμβάνουν τις θέσεις X, Y, Z του κρυσταλλικού πλέγματος. Δεδομένου ότι δεν έγιναν χημικές αναλύσεις σε βιοτίτες αλλά μόνο σε λευκούς μαρμαρυγίες, θα επικεντρώσουμε την ανάλυσή μας σε αυτούς.

Οι λευκοί μαρμαρυγίες ανήκουν στην ομάδα των δι-οκταεδρικών μαρμαρυγιών και είναι ένα από τα κύρια ορυκτά συστατικά των πετρογραφικών τύπων της περιοχής μελέτης. Το μέγεθός τους ποικίλλει, με τους μικρούς έως λεπτόκοκκους λευκούς μαρμαρυγίες να σχετίζονται είτε με την ανακρυστάλλωση των μεγαλύτερων, είτε με την αντικατάσταση άλλων ορυκτών, κατά τη διάρκεια εξέλιξης των φάσεων παραμόρφωσης και μεταμόρφωσης.

Ο υπολογισμός των δομικών τύπων των λευκών μαρμαρυγιών έγινε στα 11 άτομα οξυγόνου, ενώ ο Fe^{3+} δεν υπολογίστηκε κατά τον προσδιορισμό του χημικού τύπου και κατά συνέπεια όλος ο σίδηρος θεωρήθηκε ως δισθενής (Πιν. 1.2.α, β). Ο υπολογισμός των ακραίων μελών βασίστηκε στη μέθοδο του Schliestedt (1980), σύμφωνα με τις παρακάτω σχέσεις:

Παραγωνίτης (Pg) - $Na_2 Al_4 (Al_2Si_6) O_{20} (OH)_4$: $(Na \times 100) / (Na + K)$

Σελαδονίτης (Cel) - $K_2 Mg_2 Fe_2 Si_8 O_{20} (OH)_4$: $(Si - 3) \times 100$

Μοσχοβίτης (Ms) - $K_2 Al_4 (Al_2Si_4) O_{20} (OH)_4$: $100 - Cel - Pg$

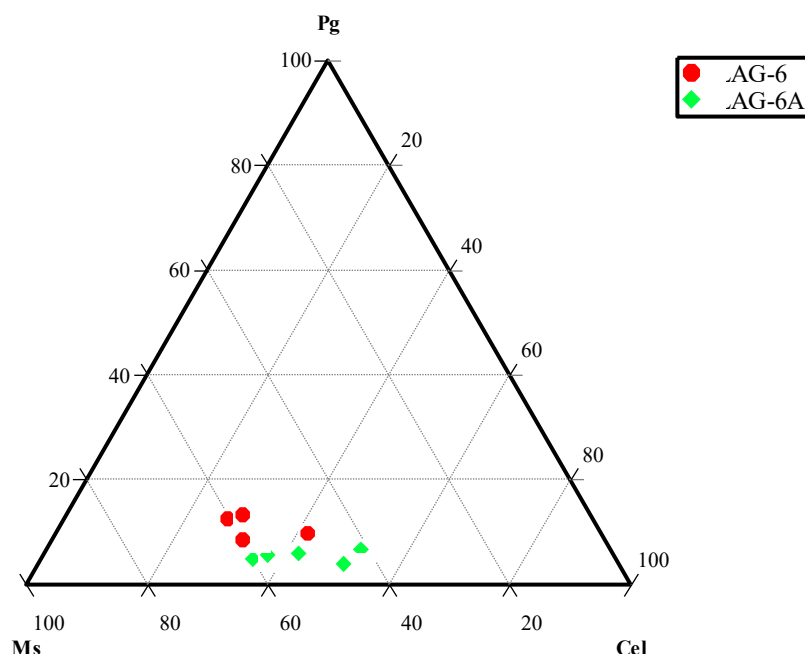
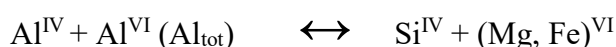
Οι λευκοί μαρμαρυγίες που είναι τα ενδιάμεσα μέλη του στερεού διαλύματος μεταξύ μοσχοβίτη και σελαδονίτη ονομάζονται φεγγίτες, με βασικό κριτήριο την αυξημένη ατομική συμμετοχή του Si στο δομικό τύπο (Σχ. 40). Σύμφωνα με τους

Massone and Schreyer (1987) ως φεγγίτες θεωρούνται οι λευκοί μαρμαρυγίες που η τιμή του Si κυμαίνεται μεταξύ 3,2 και 3,8 προτείνοντας επιπρόσθετα ότι η τιμή του Si αποτελεί αξιόπιστο γεωβαρόμετρο.

Σύμφωνα με τους Massone and Szpurka (1997), η αύξηση της πίεσης οδηγεί σε υψηλότερη περιεκτικότητα σε Si στο μόριο των φεγγιτών, ενώ η αύξηση της θερμοκρασίας οδηγεί σε μικρή μείωση της τιμής του. Με άλλα λόγια, η υψηλή περιεκτικότητα σε Si στους φεγγίτες υποδηλώνει σαφώς συνθήκες μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης και όχι ιδιαίτερα υψηλής θερμοκρασίας (HP/LT).

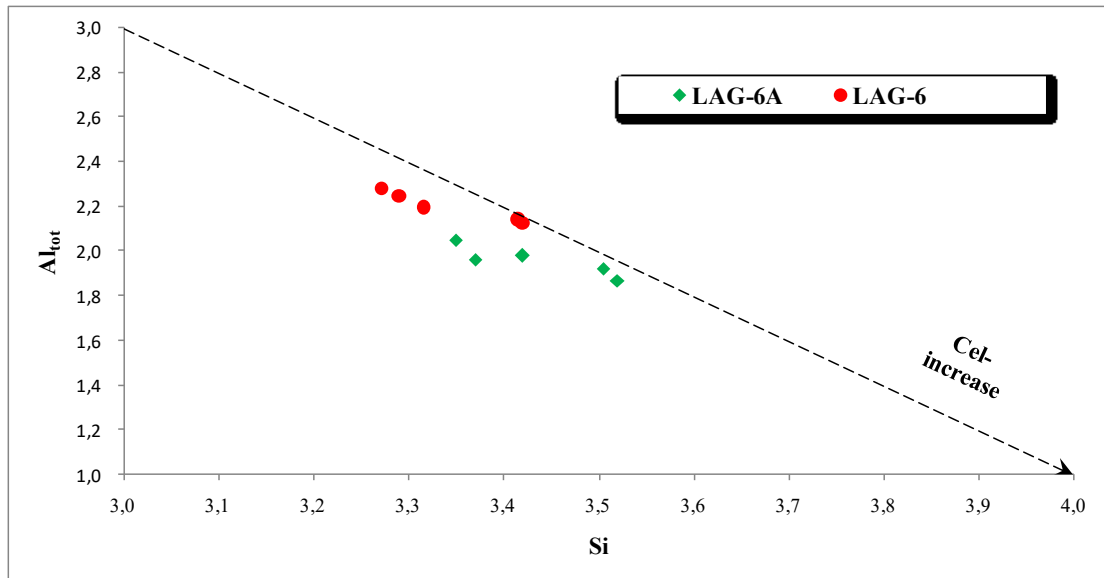
Στα δείγματα που αναλύθηκαν, η περιεκτικότητα του Si κυμαίνεται από την ελάχιστη τιμή του 3,27 έως τη μέγιστη τιμή του 3,52 και ως επακόλουθο όλοι οι μοσχοβίτες είναι φεγγιτικοί (Σχ. 40). Το γεγονός αυτό είναι μία σαφής ένδειξη για την ύπαρξη μίας φάσης μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης.

Με χρήση του διαγράμματος Si ως προς Al_{tot} (Σχ. 41), προκύπτει ότι όλες οι αναλύσεις προβάλλονται πάνω στη θεωρητική γραμμή της ιδανικής τσερμακιτικής υποκατάστασης, όπου το Al αντικαθιστά τόσο το (Mg, Fe) της οκταεδρικής θέσης Y, όσο και το Si της τετραεδρικής θέσης Z, σύμφωνα με τη σχέση:



Σχ. 40. Προβολή σε τριγωνικό διάγραμμα ταξινόμησης (Ms-Pg-Cel) της χημικής σύστασης των λευκών μαρμαρυγιών των σχιστολίθων της κατώτερης γενεσιακής ενότητας της Τζένας.

Εξάλλου, η γενική πτώση της τιμής του Si από τον πυρήνα (υψηλότερη τιμή 3,52) προς την περιφέρεια (χαμηλότερη τιμή 3,27) των φεγγιτών (Πίν. 1.2.α,β), αποτελεί μία σαφή ένδειξη της τάσης επανα-ισορρόπησης των κρυστάλλων λόγω αποσυμπίεσης, σε μία διεργασία ανάδρομης μεταμορφικής εξέλιξης από συνθήκες υψηλής πίεσης σε συνθήκες χαμηλότερης.



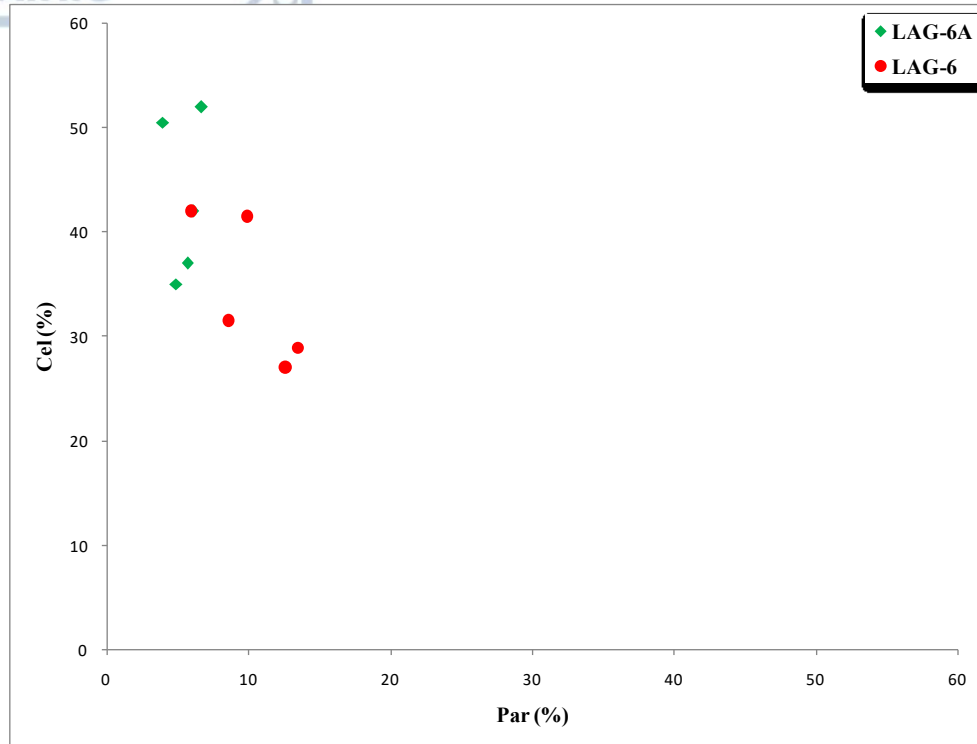
Σχ. 41. Προβολή σε διάγραμμα Si ως προς Al_{tot} των λευκών μαρμαρυγιών των σχιστολίθων της κατώτερης γνευσιακής ενότητας της Τζένας.

Η σύσταση των λευκών μαρμαρυγιών συνδέεται άμεσα με μεταβολές της πίεσης και της θερμοκρασίας (Guidotti 1978, 1984). Το ποσοστό συμμετοχής του σελαδονίτη (Cel) επηρεάζεται ανάλογα με την πίεση, ενώ το ποσοστό συμμετοχής του παραγωνίτη (Pg) επηρεάζεται ανάλογα με τη θερμοκρασία. Προβάλλοντας τις αναλύσεις μας στο διάγραμμα Pg-Cel (Σχ. 42), διακρίνουμε ότι το ποσοστό συμμετοχής του σελαδονίτη είναι ιδιαίτερα υψηλό ενώ αυτό του παραγωνίτη ιδιαίτερα χαμηλό, μία ακόμη σαφέστατη ένδειξη για μεταμορφικές συνθήκες υψηλής πίεσης και χαμηλής θερμοκρασίας.

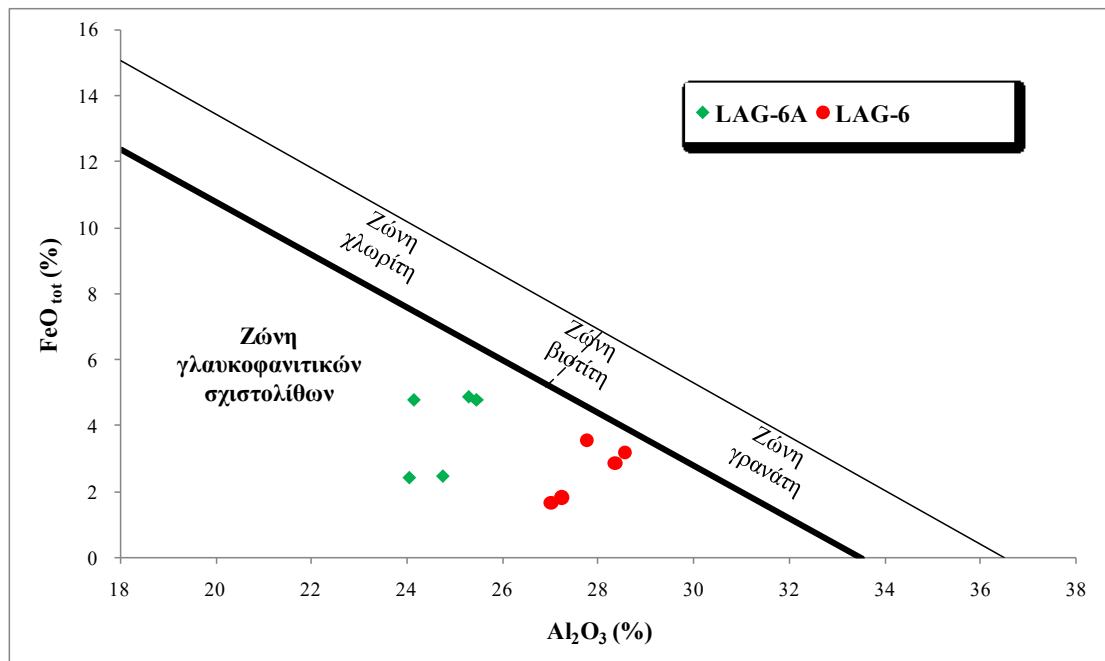
Τέλος, προβάλλοντας τις αναλύσεις μας στο διάγραμμα FeO_{tot} – Al₂O₃ του Miyashiro (1973), διαπιστώνουμε ότι όλα τα σημεία μας συγκεντρώνονται στο μεταμορφικό πεδίο των γλαυκοφανιτικών σχιστολίθων, με πολύ χαμηλή τιμή σε Fe_{tot} (Σχ. 43).

Συνοψίζοντας, οι λευκοί μαρμαρυγίες που αναλύθηκαν είναι όλοι φεγγιτικής σύστασης, με ιδιαίτερα υψηλή περιεκτικότητα σε Si, γεγονός που δείχνει συνθήκες μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης. Στους φεγγίτες αυτούς διακρίνεται μία ζώνωση, με

πτώση του Si από τον πυρήνα προς την περιφέρεια, γεγονός που δείχνει μια μεταμορφική εξέλιξη από υψηλές πιέσεις σε χαμηλότερες.



Σχ. 42. Προβολή στο διάγραμμα Pg ως προς Cel των λευκών μαρμαρυγιών των σχιστολίθων της κατώτερης γενεσιακής ενότητας της Τζένας.



Σχ. 43. Προβολή στο διάγραμμα Al_2O_3 ως προς FeO_{tot} (Miyashiro 1973) των λευκών μαρμαρυγιών των σχιστολίθων της κατώτερης γενεσιακής ενότητας της Τζένας.

5.3.3 Αμφίβολοι

Ο γενικός χημικός τύπος των αμφιβόλων περιγράφεται από τη σχέση:



όπου T η τετραεδρική θέση, C οι οκταεδρικές θέσεις $M_1+M_2+M_3$, B η θέση M_4 και τέλος το A αντιστοιχεί στη θέση A της κρυσταλλικής δομής του ορυκτού (Deer et al 1992).

Σύμφωνα με τους Leake et al. (1997), όταν δεν είναι γνωστό το ποσοστό του νερού (H_2O) και των αλογόνων (F, Cl) τα οποία περιέχονται στη δομή, τότε η κατανομή των κατιόντων γίνεται με βάση αναφοράς τα 23 O, ενώ όταν είναι γνωστά ο υπολογισμός γίνεται με βάση τα 24 O. Στην παρούσα μελέτη, ο υπολογισμός έγινε για 23 O, χωρίς επιμερισμό δισθενούς και τρισθενούς σιδήρου.

Οι αμφίβολοι διακρίνονται σε 4 γενικές ομάδες ανάλογα με τα κατιόντα που καταλαμβάνουν τη θέση B (Leake et al. 1997):

I. Η ομάδα των (Mg, Fe, Mn, Li) αμφιβόλων, εφόσον ισχύουν οι σχέσεις:

$$(Ca+Na)_B < 1$$

$$(Mg, Fe, Mn, Li)_B > 1$$

II. Η ομάδα των ασβεσταμφιβόλων, εάν ισχύουν οι σχέσεις:

$$(Ca+Na)_B > 1$$

$$Na_B < 0,5$$

III. Η ομάδα των νατριοασβεστούχων αμφιβόλων, όταν ισχύουν οι σχέσεις:

$$(Ca+Na)_B > 1$$

$$0,5 < Na_B < 1,5$$

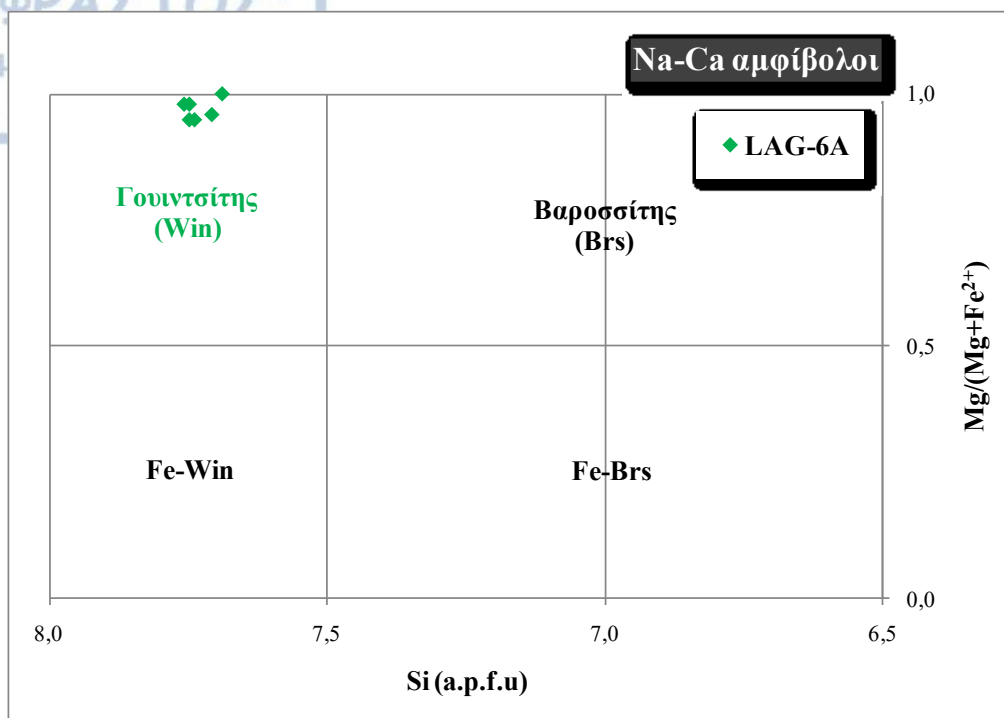
IV. Η ομάδα των νατριούχων αμφιβόλων, εάν ισχύει η σχέση:

$$Na_B > 1,5$$

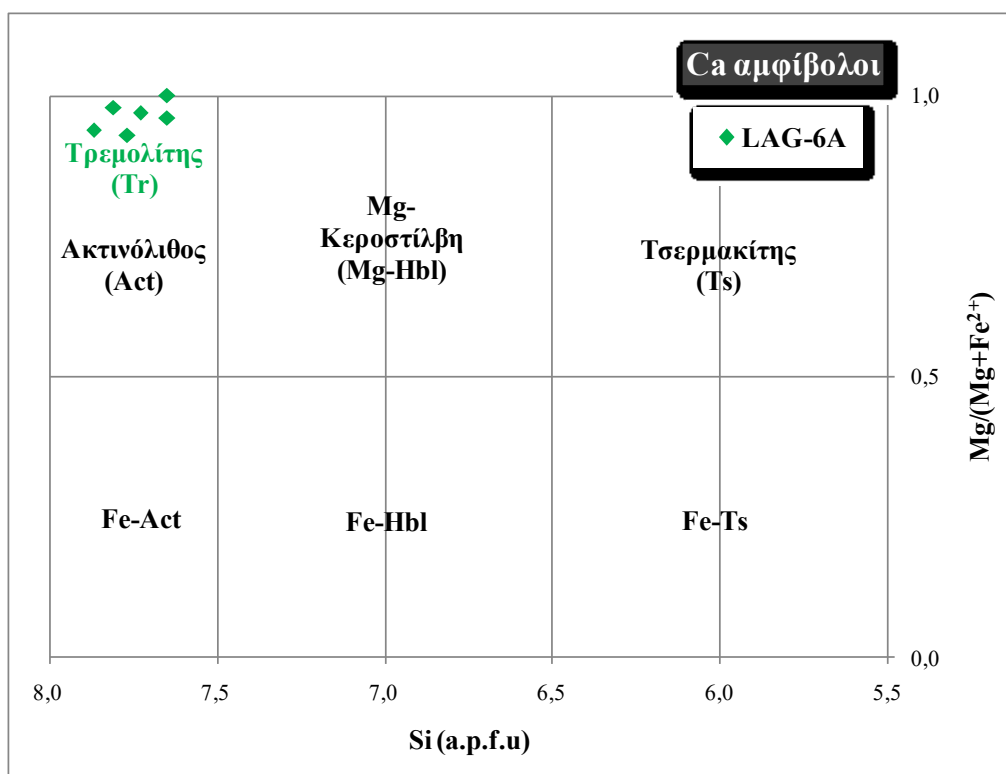
και τότε η αμφίβολος μπορεί να έχει υψηλό ή χαμηλό περιεχόμενο σε (Mg, Fe, Mn) και ταξινομείται σε αντίστοιχες υποομάδες.

Με βάση την παραπάνω ταξινόμηση, από τις χημικές αναλύσεις των δειγμάτων που αναλύθηκαν προκύπτει ότι οι αμφίβολοι ταξινομούνται στην ομάδα των νατριοασβεστούχων έως ασβεσταμφιβόλων (Πιν. I.3.α,β).

Στο διάγραμμα Si προς $Mg/Mg+Fe^{2+}$ των Leake (1997), οι νατριοασβεστούχοι αμφίβολοι προβάλλονται στο πεδίο του γουιντσίτη (Σχ. 44), ενώ στο αντίστοιχο διάγραμμα των ασβεσταμφιβόλων, αυτές προβάλλονται στο πεδίο του τρεμολίτη (Σχ. 45).

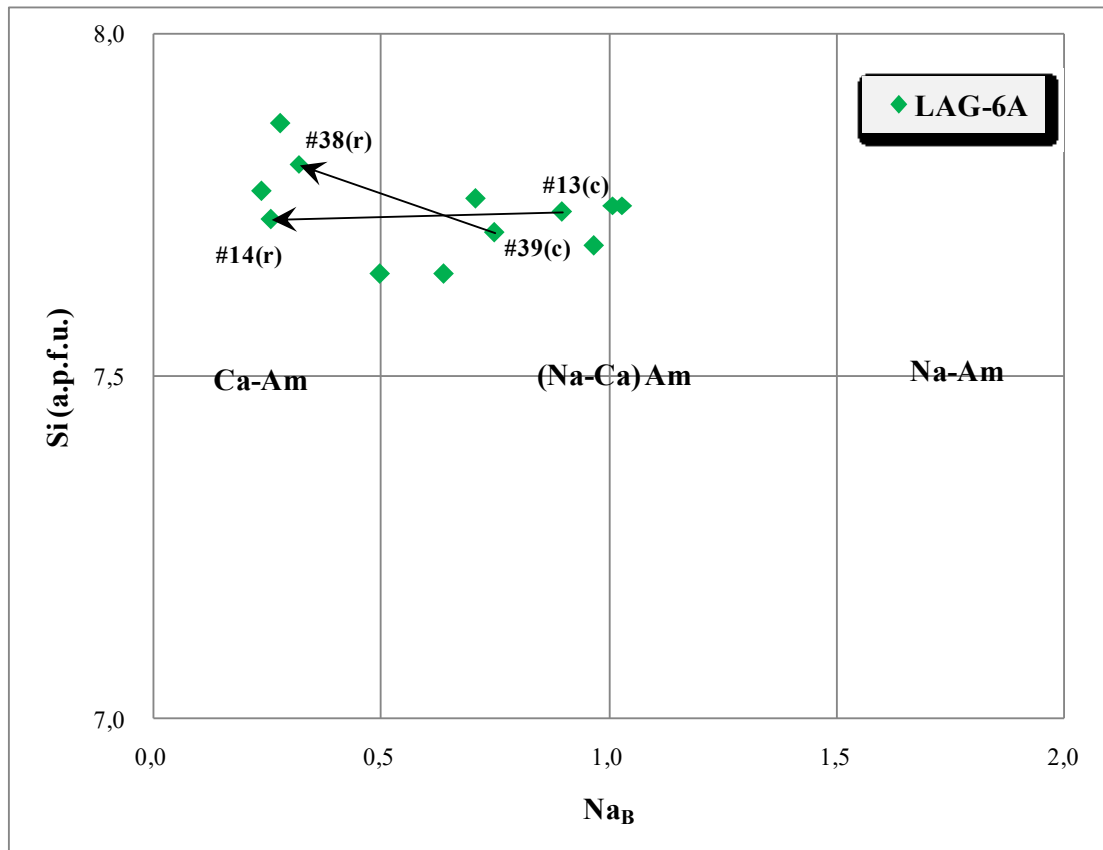


Σχ. 44. Προβολή στο διάγραμμα ταξινόμησης (Leake et al. 1997) των νατριοασβεστούχων αμφιβόλων των σχιστολίθων της κατώτερης γενευσιακής ενότητας της Τζένας.



Σχ. 45. Προβολή στο διάγραμμα ταξινόμησης (Leake et al. 1997) των ασβεσταμφιβόλων των σχιστολίθων της κατώτερης γενευσιακής ενότητας της Τζένας.

Εξάλλου, προβάλλοντας ενιαία τις χημικές αναλύσεις των αμφιβόλων στο διάγραμμα Na_B προς Si , με οριοθετημένα τα πεδία των ασβεσταμφιβόλων, των νατριοασβεστούχων αμφιβόλων και των νατριούχων αμφιβόλων (Σχ. 46), παρατηρείται σαφώς το φαινόμενο της ζώνωσης, όπου η τιμή του Na_B παρουσιάζει πτωτική τάση από τον πυρήνα προς την περιφέρεια ορισμένων κρυστάλλων (core-to-rim).



Σχ. 46. Προβολή στο διάγραμμα Na_B ως προς Si των Leake et al. (1997), των αμφιβόλων των σχιστολίθων της κατώτερης γενεσιακής ενότητας της Τζένας. Διακρίνεται επίσης η μεταβολή της χημικής σύστασης από τον πυρήνα προς την περιφέρεια κάποιων κρυστάλλων (core-to-rim).

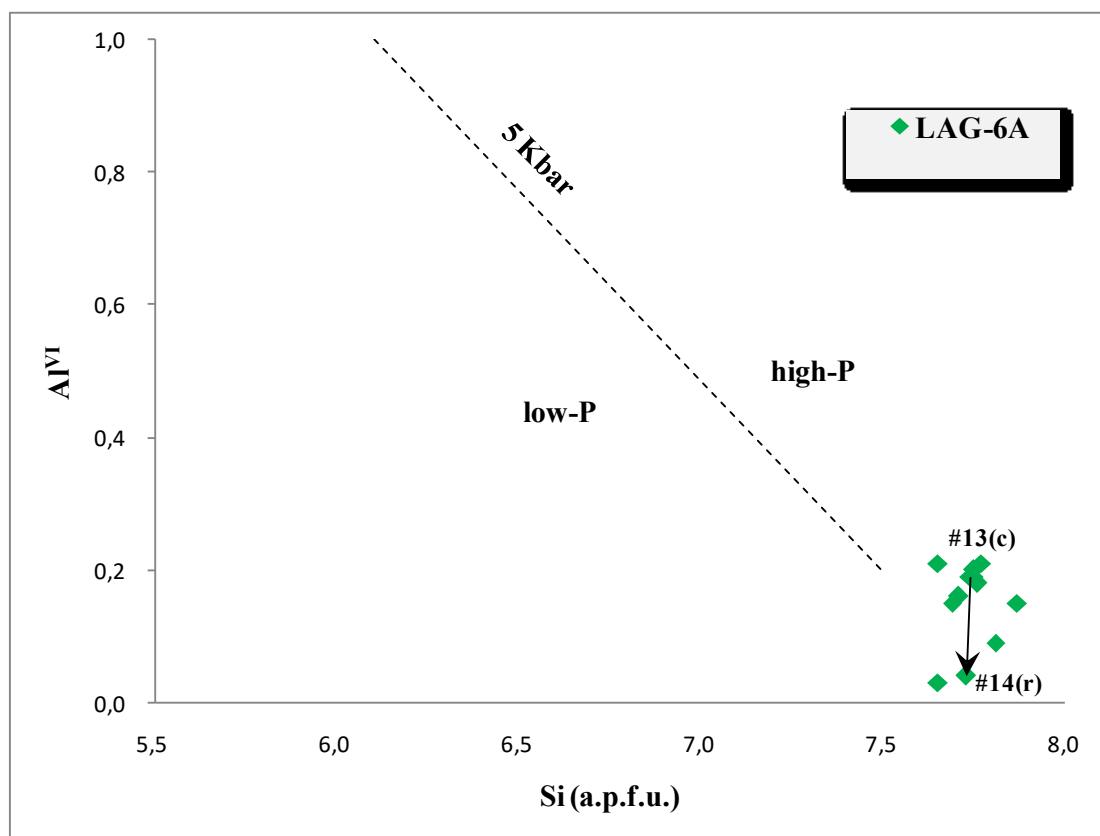
Όπως φαίνεται στο διάγραμμα αυτό, υπάρχουν κρύσταλλοι αμφιβόλων που στον πυρήνα τους είναι σύστασης γουιντσίτη, ενώ στην περιφέρεια μεταπίπτουν σε τρεμολίτη, υποδηλώνοντας μια ανάδρομη πορεία εξέλιξης των μεταμορφικών συνθηκών.

Το ότι η χημική σύσταση των αμφιβόλων συνδέεται άμεσα με το βαθμό μεταμόρφωσης είναι γενικά αποδεκτό. Σύμφωνα με τον Raase (1974), μπορούμε να

διακρίνουμε τις αμφιβόλους σε υψηλής και χαμηλής πίεσης, με κριτήριο την ισοβαρή των 5 kbar, χρησιμοποιώντας την ποσοτική αναλογία μεταξύ του Si και του Al^{VI} , υπό την προϋπόθεση ότι η τιμή του Si είναι μικρότερη από 7,5.

Παρά το ότι στην περίπτωση μας δεν ισχύει η προϋπόθεση αυτή, προβάλλαμε τις χημικές αναλύσεις των αμφιβόλων στο διάγραμμα αυτό (Σχ. 47). Οι αμφίβολοι τοποθετούνται κοντά στην ισοβαρή των 5 Kbar, με εμφανή την τάση πτώσης της πίεσης από τον πυρήνα προς την περιφέρεια των κρυστάλλων (core-to-rim), όπως φαίνεται από την πορεία των βελών στο σχήμα.

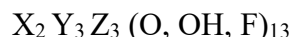
Συνοψίζοντας, στα δείγματα των σχιστολίθων που αναλύθηκαν, φαίνεται ότι υπάρχουν δύο ομάδες αμφιβόλων, μια ομάδα ασβεσταμφιβόλων τρεμολιτικής σύστασης και μια άλλη ομάδα νατριοασβεστούχων αμφιβόλων σύστασης γουιντσίτη. Η ζώνωσή τους δείχνει γενικά μια ανάδρομη πορεία μεταμόρφωσης με πτώση των συνθηκών πίεσης.



Σχ. 47. Προβολή στο διάγραμμα Si ως προς Al^{VI} του Raase (1974), των αμφιβόλων των σχιστολίθων της κατώτερης γενεσιακής ενότητας της Τζένας. Διακρίνεται επίσης η μεταβολή της χημικής σύστασης από τον πυρήνα προς την περιφέρεια κάποιων κρυστάλλων (core-to-rim).

5.3.4 Επίδοτα

Ο γενικός χημικός τύπος της ομάδας των επιδότων εκφράζεται με τη σχέση:



όπου στη θέση X τοποθετούνται τα Ca, Ce, La, Y, Th, Fe^{2+} και Mn, στη θέση Y τα Al, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mn και Ti, ενώ στη θέση Z τοποθετούνται τα Si και Be (Deer et al. 1992).

Η χημική σύσταση των κύριων μελών της ομάδας των επιδότων καθορίζεται ειδικότερα ως εξής:

Ζοϊσίτης (κλινοζοϊσίτης) (Zo): $Ca_2 (Al, Fe^{3+}) Al_2 (OH) (SiO_4)_3$

Επίδοτο (Ep): $Ca_2 (Fe^{3+}, Al) Al_2 (OH) (SiO_4)_3$

Πιεμοντίτης (Pm): $Ca_2 (Mn^{3+}, Fe^{3+}, Al)_3 (OH) (SiO_4)_3$

Αλλανίτης (Aln): $(Ca, Mn, Ce, La, Y)_2 (Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_3 (OH) (SiO_4)_3$

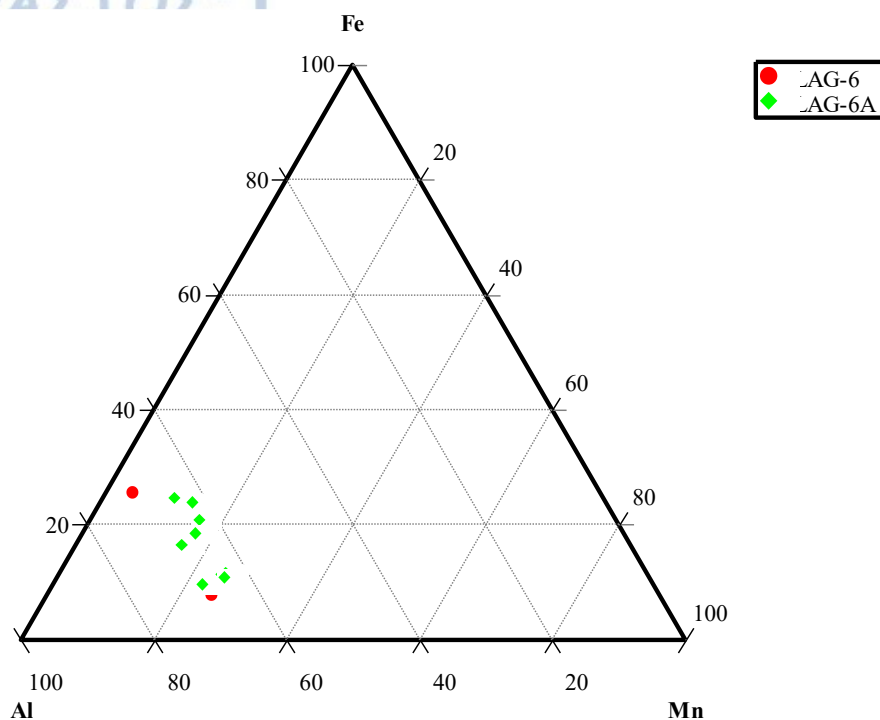
Όλα τα μέλη της ομάδας των επιδότων κρυσταλλώνονται σε μονοκλινική συμμετρία, εκτός του ζοϊσίτη που κρυσταλλώνεται σε ορθορομβική. Γενικά, είναι τυπικά προϊόντα της περιοχικής μεταμόρφωσης και μπορούν να εμφανιστούν σε μια μεγάλη ποικιλία παραγενέσεων.

Στα δείγματα που αναλύθηκαν, ο υπολογισμός των κατιόντων για την εύρεση του δομικού τύπου έγινε με βάση τα 25 O, ενώ ο ολικός σίδηρος υπολογίστηκε ως δισθενής Fe^{2+} (Πιν. I.4.α, β).

Όπως φαίνεται στο τριγωνικό διάγραμμα Al-Fe-Mn, στο οποίο προβάλλονται τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων (Σχ. 48), ο τύπος του επιδότου που κυριαρχεί είναι ο πιεμοντίτης (Pm), με ιδιαίτερα υψηλή περιεκτικότητα σε Mn σε κάποια δείγματα, ενώ σε άλλα είναι χαμηλότερη και επικρατεί ο Fe. Επίσης, σε κάποια δείγματα που η περιεκτικότητα του Mn ελαττώνεται πολύ, μπορούν αυτά να χαρακτηριστούν ως επίδοτα (Ep). Στα δείγματά μας δεν βρέθηκαν ζοϊσίτες ή κλινοζοϊσίτες.

Ωστόσο, βρέθηκαν αλλανιτικοί πυρήνες (Aln), με υψηλή συγκέντρωση των στοιχείων της ομάδας των σπάνιων γαιών (La, Nd κτλ.), γύρω από τους οποίους κρυσταλλώνεται ο πιεμοντίτης.

Αν θέλαμε να περιγράψουμε συνοπτικά την ποικιλία της ομάδας των επιδότων, όπως βρέθηκε στα δείγματά μας, θα τα χαρακτηρίζαμε ως Fe-Mn.



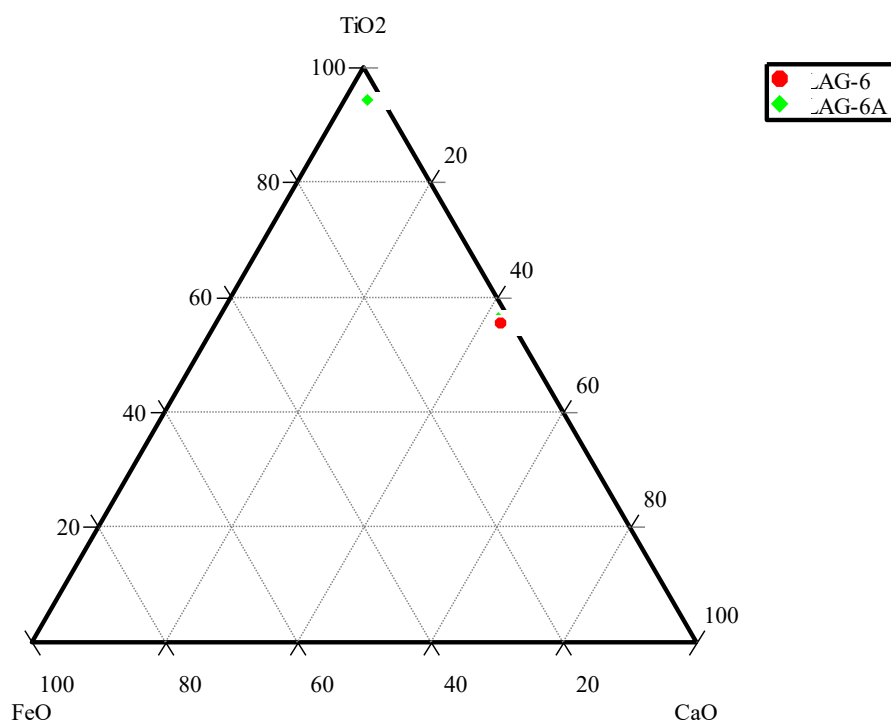
Σχ. 48. Προβολή σε τριγωνικό διάγραμμα ταξινόμησης (Al-Fe-Mn) της χημικής σύστασης των επιδότων των σχιστολίθων της κατώτερης γνευσιακής ενότητας της Τζένας.

5.3.5 Τιτανιούχα ορυκτά

Οι τιτανιούχες φάσεις που βρέθηκαν στα αναλυθέντα δείγματα, είναι ο τιτανίτης (Ttn), με γενικό χημικό τύπο CaTiOSiO_4 και το ρουτίλιο (Rt), με τύπο TiO_2 (Πιν. I.5).

Ο τιτανίτης συναντάται κυρίως σε γνευσίους και σε σχιστόλιθους, πλούσιους σε σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά, καθώς επίσης και σε μεταμορφωμένα μικτής σύστασης ασβεστοπυριτικά πετρώματα (Deer et al. 1992).

Ο υπολογισμός των κατιόντων έγινε με βάση τα 4 οξυγόνα για το ρουτίλιο και στα 20 οξυγόνα για τον τιτανίτη και τα αποτελέσματα των αναλύσεων προβάλλονται στο παρακάτω τριγωνικό διάγραμμα (Σχ. 49).



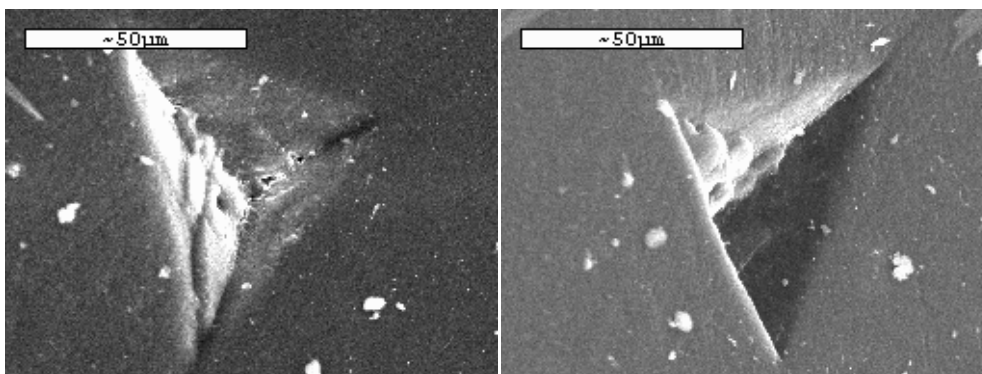
Σχ. 49. Προβολή σε τριγωνικό διάγραμμα ταξινόμησης ($\text{FeO-TiO}_2\text{-CaO}$) της χημικής σύστασης των τιτανιούχων ορυκτών των σχιστολίθων της κατώτερης γνευσιακής ενότητας της Τζένας.

Οι τιτανίτες των αναλυθέντων δειγμάτων χαρακτηρίζονται ως φτωχοί σε Al, σύμφωνα με τους Oberti et al. (1991), καθώς $X_{\text{Al}} < 0,25$ (όπου $X_{\text{Al}} = \text{Al}/(\text{Ti} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$), ενώ η περιεκτικότητα σε FeO κυμαίνεται από 1,05 έως 1,31.

Στη μία και μοναδική ανάλυση ρουτιλίου που έχουμε, πρόκειται για κρύσταλλο ρουτιλίου (Rt) που είναι έγκλεισμα σε κρύσταλλο σφήνας (Ttn) και περιέχει, εκτός του TiO_2 , μικρές ποσότητες SiO_2 , FeO, CaO και MnO.

5.3.6 Κυβικές μορφές (πολύμορφα) άνθρακα

Εντός των επιδοτιτικών σχιστολίθων της κατώτερης γνευσιακής σειράς της Τζένας (στο δείγμα με κωδικό LAG-6A), βρέθηκαν κατά την παρατήρηση στο οπτικό μικροσκόπιο κυβικές μορφές (πολύμορφα) άνθρακα, που βρίσκονται ως εγκλείσματα μέσα στην κύρια μάζα του πετρώματος και το μέγεθος τους ξεπερνά τα 50 μm (Φωτ. 61).



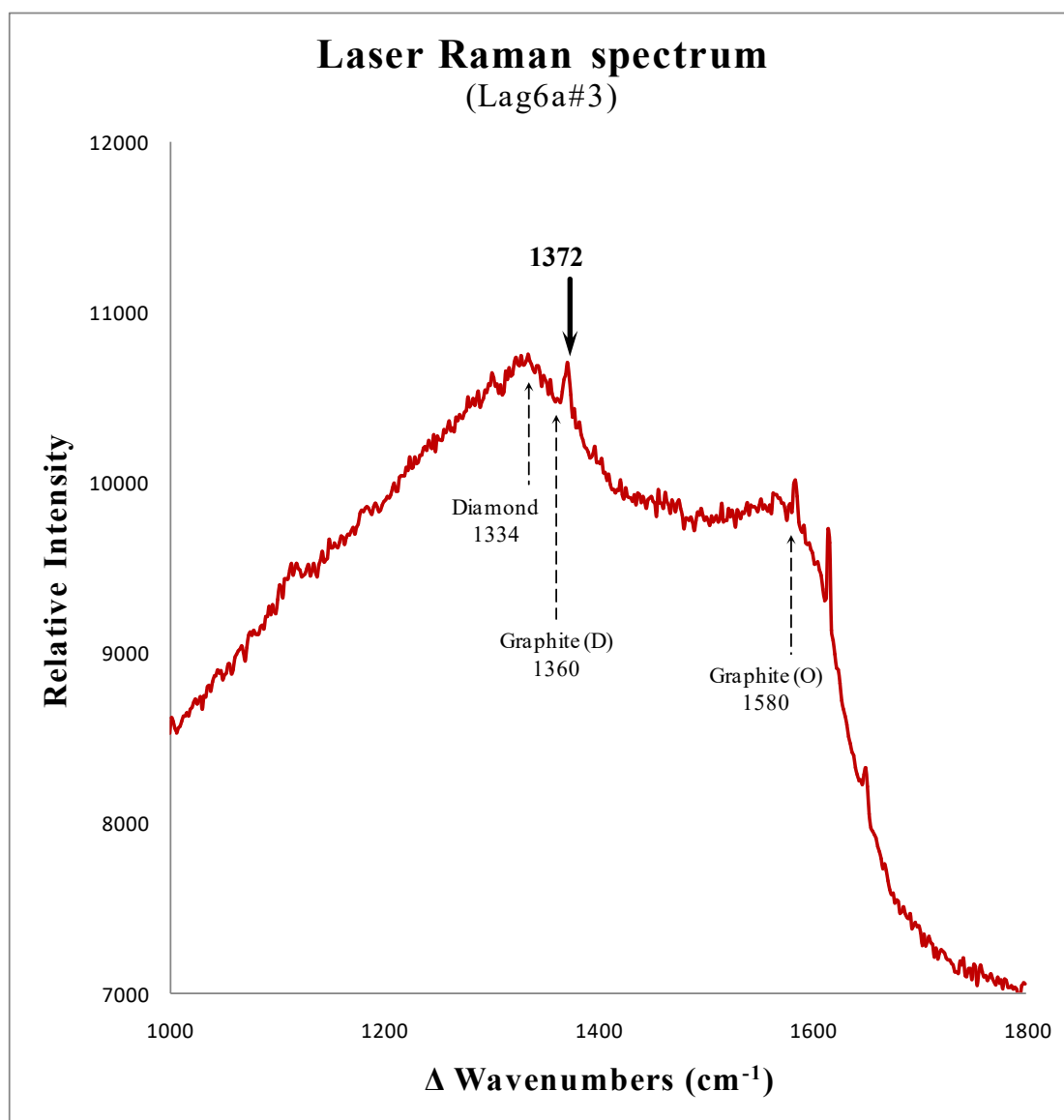
Φωτ. 61. Εικόνες BSE (back- scattered electron image) όπου φαίνεται η μορφολογία των κυβικών πολύμορφων του άνθρακα, εντός των επιδοτιτικών σχιστολίθων της Τζένας (LAG-6A).

Οι κυβικές αυτές μορφές άνθρακα εξακριβώθηκαν αρχικά με παρατήρηση στο οπτικό μικροσκόπιο στη θέση τους, στη συγκεκριμένη λεπτή τομή του δείγματος. Στη συνέχεια εξετάστηκαν, πάντα στην ίδια τομή, με διάφορα μέσα, όπως με χρήση του σαρωτικού ηλεκτρονικού μικροσκοπίου, σε συνδυασμό με χρήση του ηλεκτρονικού μικρο-αναλυτή, για την εξακρίβωση της χημικής σύστασης. Επίσης, με χρησιμοποίηση συστήματος ηλεκτρονικών εικόνων οπισθοσκέδασης (BSE – back scattered electron images), έγινε δυνατή η λήψη των φωτογραφιών (Φωτ. 61).

Η διάγνωση της φυσικής κατάστασης των κυβικών αυτών μορφών άνθρακα επιτεύχθηκε με χρήση μικρο-φασματοσκοπίας λέιζερ Raman, που έλαβε χώρα απευθείας στην ίδια λεπτή τομή του δείγματος.

Οι δέσμες (bands) του φάσματος Raman (το οποίο προέκυψε μετά την επεξεργασία της ανάλυσης, Σχ. 50 & Σχ. 51), οι οποίες μας ενδιαφέρουν εδώ, είναι η δέσμη στα 1334 cm^{-1} , διαγνωστικό γνώρισμα της δομής του διαμαντιού (Nasdala and Massonne 2000), και η δέσμη στα 1580 cm^{-1} , διακριτικό γνώρισμα της δομής του γραφίτη (Pasteris and Wopenka 1991).

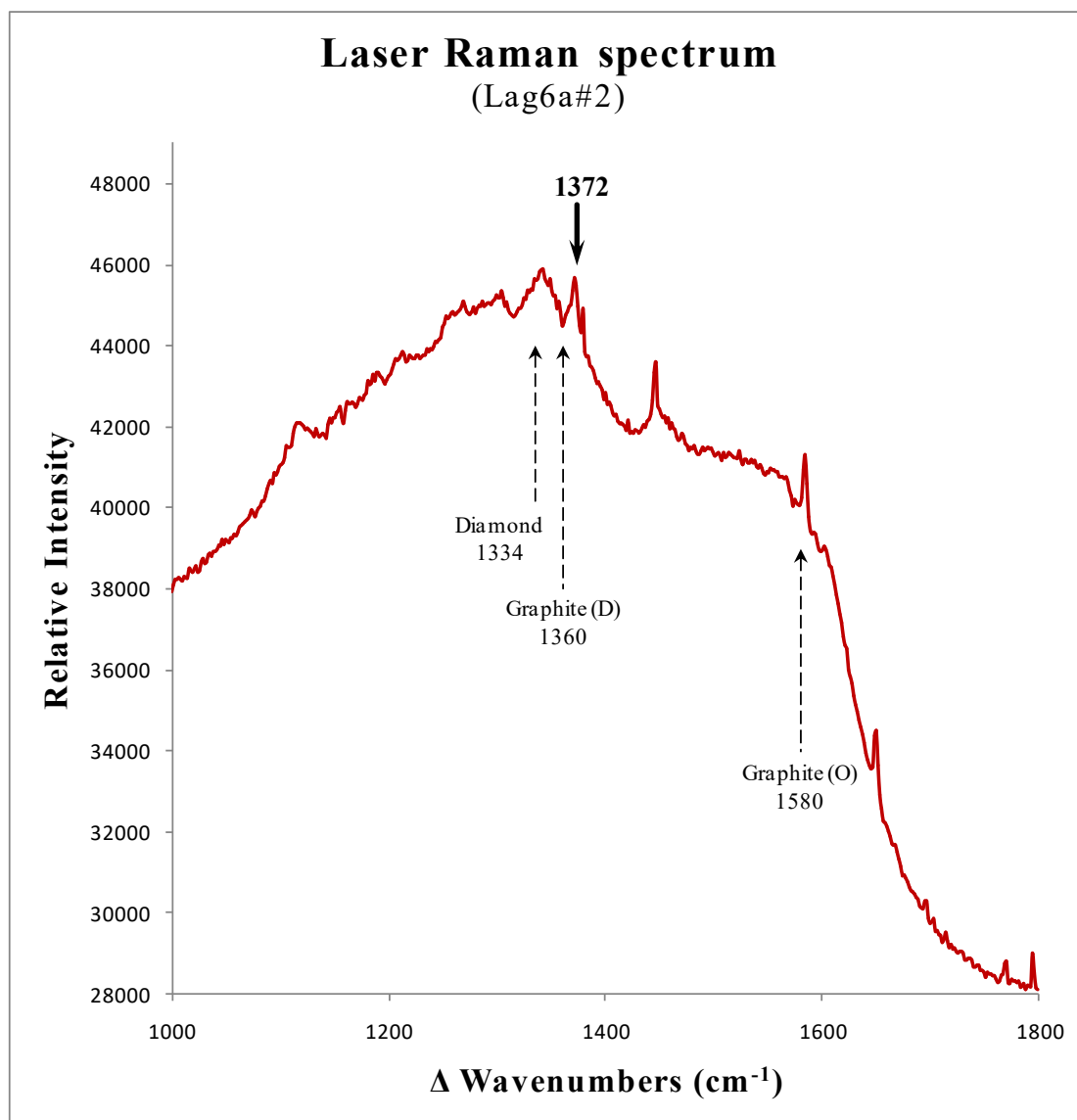
Εξάλλου, το φάσμα Raman για την περίπτωση γραφιτικού υλικού, αποτελεί συνάρτηση του βαθμού κρυσταλλικότητας του υλικού (Pasteris and Wopenka 1991). Όταν η κρυσταλλική δομή του γραφίτη είναι αδιατάρακτη, τότε ο γραφίτης χαρακτηρίζεται από μία μοναδική δέσμη, στα 1580 cm^{-1} (κύρια κορυφή, order - peak, O). Όταν υπάρχει διαταραχή στην κρυσταλλική δομή του γραφίτη, τότε η δέσμη της κύριας κορυφής διευρύνεται, εξαιτίας μιας δευτερεύουσας δέσμης που αναπτύσσεται στα 1360 cm^{-1} (κορυφή διαταραχής, disorder - peak, D).



Σχ. 50. Φάσμα λέιζερ Raman των πολύμορφων άνθρακα εντός των επιδοτιτικών σχιστολίθων της κατώτερης γενεσιακής ενότητας της Τζένας (δείγμα Lag6A, 3η μέτρηση).

Γενικά, όσο μεγαλύτερη είναι η αναλογία D:O, τόσο μεγαλύτερη η διαταραχή στην κρυσταλλική δομή του γραφίτη. Εδώ, όπως είναι φανερό από την καμπύλη των φασμάτων Raman, το γραφιτικό υλικό του δείγματός μας έχει έντονη διαταραχή στην κρυσταλλική του δομή (Σχ. 50, Σχ. 51).

Μία υπόθεση ότι αυτή η διαταραχή προήλθε από τον μετασχηματισμό μιας πρωταρχικής κυβικής φάσης C σε γραφίτη θα εξηγούσε το φάσμα Raman και τη συνολική κατάσταση, αν και μία επιπρόσθετη δυσκολία προκύπτει από το γεγονός ότι με βάση τα πειραματικά και βιβλιογραφικά δεδομένα, η κορυφή του διαμαντιού και του διαταραγμένου γραφίτη βρίσκονται πολύ κοντά (1334 cm^{-1} και 1360 cm^{-1} αντίστοιχα).



Σχ. 51. Φάσμα λέιζερ Raman των πολύμορφων άνθρακα εντός των επιδοτιτικών σχιστολίθων της κατώτερης γνευσιακής ενότητας της Τζένας (δείγμα Lag6A, 2η μέτρηση).

Βιβλιογραφικά, αναφέρεται ότι την πρώτη φορά που επιτεύχθηκε πειραματικά ο μετασχηματισμός διαμαντιού σε γραφίτη υπό υψηλές πιέσεις, βασική προϋπόθεση ήταν αρχικά, η επίδραση πολύ υψηλών τιμών μη υδροστατικών και άρα μη ισότροπων, συμπιεστικών τάσεων επαφής, ώστε στη συνέχεια κατά την αποφόρτιση από την έντονη ανισότροπη τάση, το διαμάντι μετατρέποταν σε γραφίτη (Gogotsi et al 1999).

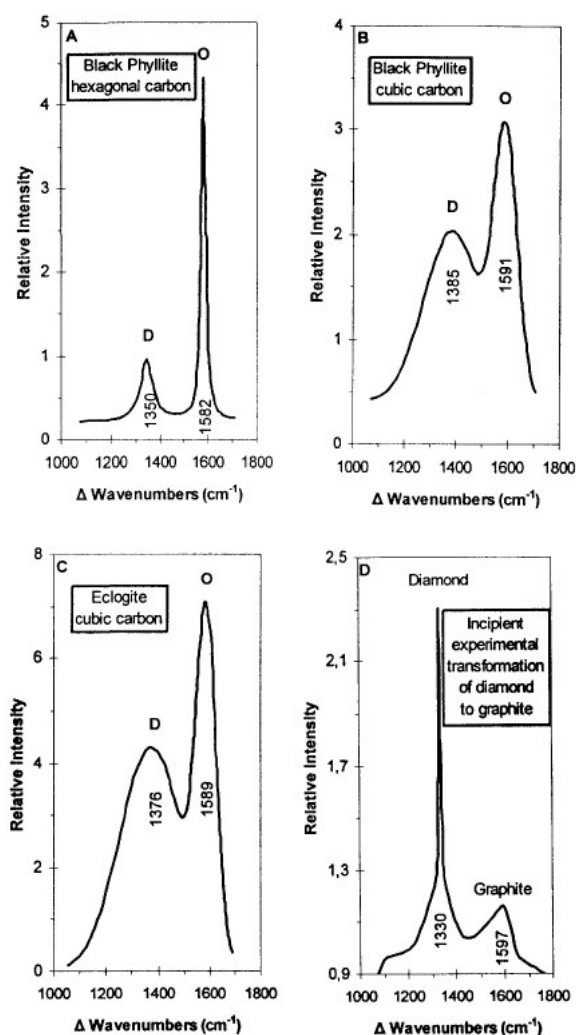
Εξάλλου, η σαφής παρουσία επιπρόσθετων δεσμών Raman στο φάσμα του δείγματός μας, είναι ένα επιπλέον στοιχείο προς την κατεύθυνση ότι υπήρξε μια πρωταρχική κυβική φάση C που μετασχηματίστηκε σε γραφίτη, αφού παρόμοιες τέτοιες δέσμες παρατηρήθηκαν πειραματικά κατά τη διάρκεια μετασχηματισμού του διαμαντιού σε γραφίτη υπό την επίδραση -μη υδροστατικών- συμπιεστικών τάσεων επαφής (Gogotsi et al. 1999).

Φαίνεται λοιπόν ότι η διαδικασία γραφιτίωσης μιας πρωταρχικής κυβικής φάσης C (ή/και διαμαντιού), είναι δυνατή σε ένα γεωδυναμικό περιβάλλον μιας ζώνης διάτμησης μεγάλου βάθους, όπου ασκούνται μεγάλες συμπιεστικές τάσεις, σε συνδυασμό με τη γρήγορη άνοδο του υποβυθιζόμενου υλικού του φλοιού. Ραγδαία μείωση της τάσης αυτής θα οδηγήσει σε γραφίτη έντονης διαταραχής, όπως στην περίπτωση μας, ενώ παρατεταμένη εφαρμογή υψηλών τάσεων θα οδηγήσει σε γραφίτη με μικρή διαταραχή, όπως στην περίπτωση που περιγράφουν οι Leech and Ernst (1998).

Παρόμοια φάσματα αναφέρονται σε περιοχές της Ελλάδας που έχουν παρατηρηθεί συνθήκες μεταμόρφωσης υψηλής έως υπερυψηλής πίεσης, όπως στο περιθώριο των ζωνών της Σερβομακεδονικής και Περιροδοπικής (Σχ. 52, Kostopoulos et al. 2000), καθώς και εντός της ζώνης της Ροδόπης (Mposkos and Kostopoulos 2001).

Παρά την όποια αμφισβήτηση μπορεί να υπάρξει για το αν πρόκειται πράγματι για γραφιτωμένες κυβικές μορφές C και όχι μια διαταραχή της κρυσταλλικής δομής του γραφίτη οφειλόμενη σε άλλα άγνωστα σε μας αίτια, δεχόμαστε με κάθε επιφύλαξη τις κυβικές αυτές μορφές άνθρακα ως δείκτες συνθηκών υψηλής έως υπερυψηλής πίεσης μεταμόρφωσης, την οποία έχουν υποστεί τα πετρώματα που εξετάστηκαν, δεδομένου ότι με βάση τις καμπύλες ισορροπίας μεταξύ του γραφίτη και του διαμαντιού πρόκειται για πίεση που φτάνει στα 30 Kbar για υποτιθέμενη θερμοκρασία 550 °C.

Βέβαια, όπως θα δούμε και παρακάτω (Κεφ. 5.5), αυτές οι τιμές υπερυψηλών πιέσεων δεν σημαίνουν υποχρεωτικά και αντίστοιχα πολύ μεγάλα βάθη μεταμόρφωσης, όπως συνάγεται σύμφωνα με την κλασική αντίληψη της μεταμορφικής πετρολογίας (όπου 30 Kbar πίεσης αντιστοιχούν περίπου σε 100 Km βάθος).



Σχ. 52. Φάσματα λέιζερ Raman (A, B, C) των πολύμορφων άνθρακα που βρέθηκαν σε πετρώματα κοντά στο όριο των ζωνών Sm και CR (Kostopoulos et al. 2000) και φάσμα λέιζερ Raman (D) που προέρχεται από πειράματα μετασχηματισμού διαμαντιού σε γραφίτη (Gogotsi et al. 1999).

5.4 Γεωθερμοβαρομετρία

Οι ορυκτολογικές μεταβολές που συμβαίνουν στη μεταμόρφωση και η εξισορρόπησή τους μέσα στα πετρώματα πραγματοποιούνται με την ανταλλαγή των συστατικών των ορυκτών, ως αποτέλεσμα μεταμορφικών αντιδράσεων μεταφοράς ιόντων και εξαρτώνται από τις μεταβολές της πίεσης και της θερμοκρασίας.

Εάν γνωρίζουμε τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας, μπορούμε να προβλέψουμε τη μεταμορφική ορυκτολογική παραγένεση του πετρώματος, υπό τον όρο βέβαια ότι γνωρίζουμε την αρχική σύσταση του πρωτόλιθου. Ισχύει ασφαλώς και το αντίστροφο. Εάν δηλαδή γνωρίζουμε την ορυκτοχημεία του πετρώματος, μπορούμε να υπολογίσουμε θερμοδυναμικά τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας της μεταμόρφωσης που αυτό υπέστη, με χρήση των μεθόδων της γεωβαρομετρίας και γεωθερμομετρίας, αντίστοιχα.

Έτσι, από πολλούς ερευνητές αναπτύχθηκαν πολυάριθμα πειραματικά και εμπειρικά ρυθμισμένα γεωθερμόμετρα και γεωβαρόμετρα για διαφορετικές ορυκτολογικές παραγενέσεις σε διάφορους πετρολογικούς τύπους (για γενική επισκόπηση, [Spear 1993](#)).

Γενικά, για τη σωστή εφαρμογή των γεωθερμοβαρομετρικών μεθόδων, χρησιμοποιούνται ζεύγη ορυκτών που βρίσκονται σε χημική ισορροπία μεταξύ τους, καθώς και συνδυασμός αναλύσεων στις περιφέρειες γειτονικών ορυκτών. Όταν σε κάποια μέθοδο χρησιμοποιούνται μεμονωμένα ορυκτά, γίνεται χρήση αναλύσεων τόσο από τον πυρήνα όσο και από την περιφέρειά τους (core-to-rim).

Στη μελέτη αυτή, για τον καλύτερο προσδιορισμό των συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια εξέλιξης των φάσεων μεταμόρφωσης, έγινε προσπάθεια να εφαρμοστούν οι γεωθερμοβαρομετρικές μέθοδοι, με τη χρήση των ορυκτοχημικών δεδομένων που διαθέτουμε από τα πετρώματα της κατώτερης γνευσιακής ενότητας της Τζένας.

Για τον υπολογισμό της θερμοκρασίας, με βάση την ορυκτολογική παραγένεση και τις ορυκτοχημικές αναλύσεις που διαθέτουμε και αναλύθηκαν ήδη στα προηγούμενα κεφάλαια, θα μπορούσαμε να εφαρμόσουμε το γεωθερμόμετρο γρανάτη – μοσχοβίτη ([Hynes and Forest 1988](#), [Wu et al. 2002](#)). Ωστόσο, οι προυποθέσεις εφαρμογής αυτού του γεωθερμομέτρου δεν μας το επιτρέπουν, καθώς θα πρέπει η σύσταση του γρανάτη να είναι αλμανδινική κατά 51% έως 82%, ενώ

στην περίπτωση μας ο αλμανδίνης δεν συμμετέχει καθόλου και ο γρανάτης είναι σε μεγάλο ποσοστό σπессαρτινικός (80% περίπου κατά μέσο όρο, Πίν. I.1.α,β).

Μια προσπάθεια δοκιμαστικής εφαρμογής των γεωθερμομέτρων αυτών κατέληξε, όπως ήταν αναμενόμενο, σε μη ρεαλιστικές τιμές θερμοκρασίας (>1000°C) κι έτσι η προσπάθεια υπολογισμού της θερμοκρασίας μέσω γεωθερμομετρίας εγκαταλείφθηκε. Αυτές οι μη ρεαλιστικές τιμές θερμοκρασιών οφείλονται πιθανότατα στην έλλειψη ισορροπίας των ορυκτών που αναλύθηκαν ή τη μη σωστή ρύθμιση των γεωθερμομέτρων που χρησιμοποιήθηκαν για τη συγκεκριμένη σύσταση πετρώματος.

Με βάση την ορυκτολογική παραγένεση των πετρωμάτων που μελετήθηκαν (όπως αυτά περιγράφηκαν στο Κεφ. 5.2), θεωρώντας ως κατώτερη θερμοκρασία σχηματισμού του γρανάτη αυτή των 450°C περίπου (Bucher and Frey 1994), μπορούμε να υποθέσουμε ότι αυτή είναι η ελάχιστη δυνατή θερμοκρασία της μεταμόρφωσης που σχετίζεται με την παραγένεση αυτή. Εξάλλου, φαινόμενα ανάτηξης δεν βρέθηκαν και άρα μπορούμε βάσιμα να υποθέσουμε ότι η μέγιστη θερμοκρασία δεν ξεπερνά τους 650°C. Έτσι, καταλήγουμε εντός ενός θερμοκρασιακού εύρους από 450°C έως 650°C, με μέση και πιθανότερη τιμή για τις συνθήκες θερμοκρασίας τους 500 °C - 550°C.

Για τον υπολογισμό της πίεσης χρησιμοποιήθηκε το γεωβαρόμετρο της σύστασης του φεγγίτη (Massonne and Schreyer 1987), ενημερωμένο με νέα δεδομένα (Massonne and Szpurka 1997), που στηρίζεται σε πειράματα που έλαβαν χώρα σε υψηλές πιέσεις στο σύστημα [K₂O – FeO – MgO – Al₂O₃ – SiO₂ – H₂O] και βασίζεται στην ακόλουθη αντίδραση:



Τα πειραματικά αυτά δεδομένα δείχνουν ότι το περιεχόμενο του Si των φεγγιτών (Phg) σε διάφορες ορυκτολογικές παραγένεσεις είναι ο κρίσιμος παράγοντας που σχετίζεται με την πίεση, όπου η αύξηση της πίεσης οδηγεί σε υψηλότερη περιεκτικότητα σε Si ανά δομική μονάδα στον τύπο του φεγγίτη, ενώ η άνοδος της θερμοκρασίας έχει μόνο μικρή επίδραση στην περιεκτικότητα του Si.

Οι τιμές της πίεσης παρέχονται μέσω ισοπληθών καμπυλών του Si, όπως προκύπτουν από την παραπάνω αντίδραση. Σύμφωνα με την αντίδραση αυτή, για να υπάρχουν συνθήκες ισορροπίας μεταξύ των ορυκτών φάσεων, θα πρέπει να συνυπάρχουν τα ορυκτά Mg-σελαδονίτης (Mg-Cel), φλογοπίτης (Phl), καλιούχος

άστριος (Kfs) και χαλαζίας (Qtz). Αν απουσιάζει κάποιο από τα ορυκτά του δεύτερου σκέλους της αντίδρασης, δηλ. φλογοπίτης, καλιούχος άστριος και χαλαζίας, τότε οι τιμές των πιέσεων που θα προκύψουν θα είναι οι ελάχιστες δυνατές για κάθε περίπτωση (Massonne and Schreyer 1987, Massonne and Szpurka 1997).

Για την εφαρμογή του γεωβαρόμετρου του φεγγίτη υποθέσαμε τρία σενάρια θερμοκρασιών (450°C, 550°C και 650°C). Ο αριθμός ατόμων Si στους φεγγίτες κυμαίνεται από την ελάχιστη τιμή 3,27 έως τη μέγιστη του 3,52 κι έτσι η πίεση κυμαίνεται από την ελάχιστη τιμή των 4,68 Kbar στους 450°C έως τη μέγιστη τιμή των 14,92 Kbar στους 650°C, με μια μέση τιμή περίπου 10 Kbar στους 550°C (Πίν. 3, Σχ. 53).

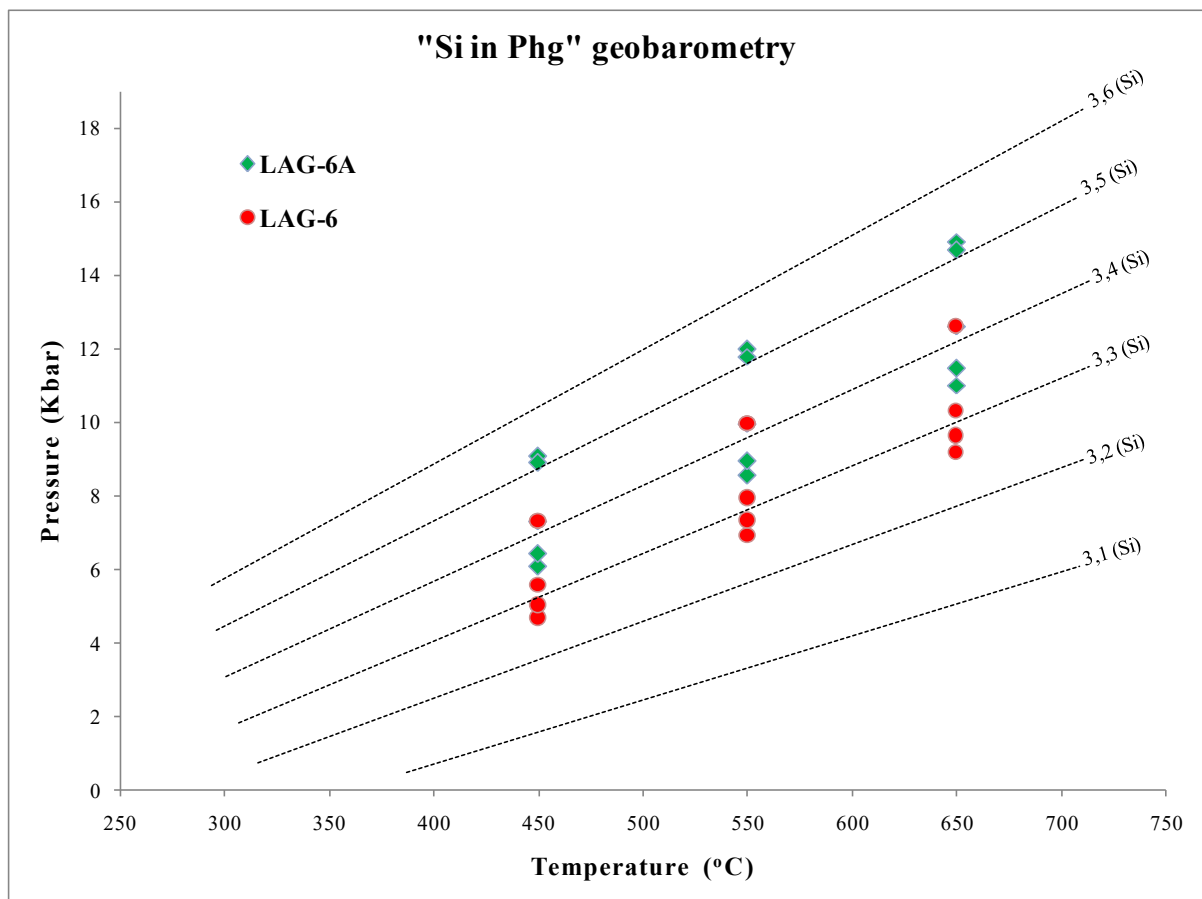
Πίν. 3. Συγκεντρωτικός πίνακας των αποτελεσμάτων εφαρμογής του γεωβαρόμετρου της περιεκτικότητας του Si στον φεγγίτη (σύμφωνα με τους Massonne and Schreyer 1987, Massonne and Szpurka 1997), στους φεγγίτες των πιεμονιτικών σχιστολίθων της κατώτερης γνευσιακής ενότητας της Τζένας.

Phengite geobarometry											
	Mineral	#	Si (a.p.f.u.)	T (°C)	P (Kb)		Mineral	#	Si (a.p.f.u.)	T (°C)	P (Kb)
LAG-6A	Phg (c)	#1	3,52	450	9,08	LAG-6	Phg (r)	#21	3,27	450	4,68
				550	12,00					550	6,93
				650	14,92					650	9,17
	Phg (i)	#9	3,35	450	6,09		Phg (r)	#22	3,32	450	5,56
				550	8,55					550	7,94
				650	11,01					650	10,32
	Phg (i)	#12	3,37	450	6,44		Phg (r)	#28	3,42	450	7,32
				550	8,96					550	9,97
				650	11,47					650	12,62
	Phg (m)	#15	3,51	450	8,90		Phg (c)	#29	3,29	450	5,03
				550	11,79					550	7,33
				650	14,69					650	9,63
	Phg (m)	#41	3,42	450	7,32		Phg (i)	#32	3,42	450	7,32
				550	9,97					550	9,97
				650	12,62					650	12,62

Όπως φαίνεται, για τιμές θερμοκρασίας έως και 650 °C (όριο ανάπτυξης) η πίεση μπορεί να φτάσει και τα 15 Kbar, όμως δεν υιοθετούμε τέτοιο σενάριο υψηλών θερμοκρασιών για την περιοχή μελέτης. Ωστόσο, ακόμη και για το σενάριο χαμηλής θερμοκρασίας των 450°C, η μέγιστη τιμή πίεσης που υπολογίστηκε ξεπερνά τα 9 Kbar, υποδηλώνοντας σαφέστατα, συνθήκες μεταμόρφωσης υψηλών πιέσεων (HP).

Να σημειωθεί επίσης, ότι στα δείγματα που μελετήθηκαν απουσιάζουν είτε ο καλιούχος άστριος (Kfs), είτε ο φλογοπίτης (Phl), ή και τα δύο ορυκτά, κι έτσι οι πιέσεις που υπολογίστηκαν αποτελούν τις ελάχιστες δυνατές τιμές πίεσης.

Συνοψίζοντας, οφείλουμε να τονίσουμε και πάλι ότι η γεωθερμομετρία δεν μπορεί να δώσει αξιόπιστα αποτελέσματα, πιθανότατα λόγω της ολικής χημικής σύστασης του πετρώματος (με ιδιαίτερα υψηλή τιμή περιεκτικότητας σε Mn). Ωστόσο, η γεωβαρομετρία μας παρέχει σημαντικά στοιχεία για την ύπαρξη μιας υψηλής πίεσης (HP) φάσης μεταμόρφωσης, που ακόμη και με την πιο μετριοπαθή προσέγγιση φτάνουν τα 9 Kbar/450°C. Αν συνυπολογιστεί ότι η τιμή της θερμοκρασίας που σχετίζεται με τη φάση αυτή είναι περίπου 500°C, καθώς επίσης και ότι λόγω της απουσίας κρίσιμων ορυκτών φάσεων, οι τιμές των πιέσεων που προκύπτουν από το γεωβαρόμετρο του φεγγίτη είναι οι ελάχιστες δυνατές για κάθε περίπτωση, τότε μια τιμή αρκετά υψηλότερη των 10 Kbar είναι εξαιρετικά πιθανή.



Σχ. 53. Διάγραμμα πίεσης – θερμοκρασίας των αποτελεσμάτων εφαρμογής του γεωβαρόμετρου της περιεκτικότητας του Si στον φεγγίτη (σύμφωνα με τους Massonne and Schreyer 1987, Massonne and Szpurka 1997), στους φεγγίτες των πιεμοντιτικών σχιστολίθων της κατώτερης γενεσιακής ενότητας της Τζένας.

5.5 Τεκτονική υπερπίεση (tectonic overpressure)

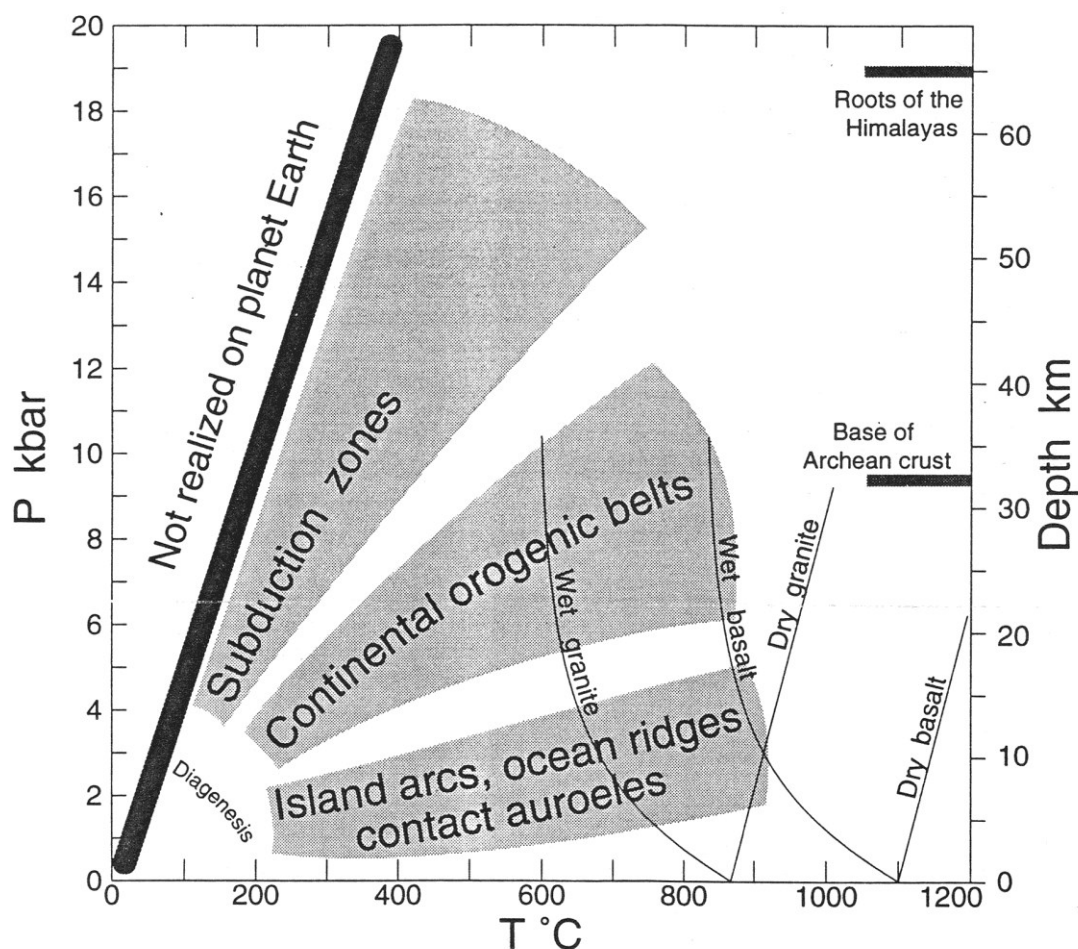
Η πίεση που υπολογίζουμε θερμοδυναμικά με τις διάφορες μεθόδους γεωθερμοβαρομετρίας θεωρούμε ότι γενικά ταυτίζεται με τη λιθοστατική πίεση (P_L), όπως αυτή προκύπτει από το νόμο της ρευστοδυναμικής, γνωστό και ως αρχή του Pascal: $P_L = \rho_{av} \cdot g \cdot z$ (όπου: P_L η λιθοστατική πίεση, ρ_{av} η μέση πυκνότητα των πετρωμάτων από την επιφάνεια ως το βάθος, g η επιτάχυνση της βαρύτητας και z το βάθος ταφής/μεταμόρφωσης των πετρωμάτων).

Θεωρώντας μια μέση τιμή πυκνότητας των πετρωμάτων, μπορούμε να αντιστοιχίσουμε την τιμή της λιθοστατικής πίεσης (P_L) απευθείας στο βάθος της μεταμόρφωσης (z). Γενικά, είναι αποδεκτή η αντιστοιχία των 35 km βάθους για 10 kbar (ή 1 GPa) πίεσης (Σχ. 54, Spear 1993). Η άμεση αυτή αντιστοίχιση της πίεσης της μεταμόρφωσης με το βάθος στο οποίο αυτή έγινε, μέσω της αρχής του Pascal, αποτελεί μια γενική και παραδοσιακά αποδεκτή παραδοχή στη μεταμορφική πετρολογία.

Έτσι, με βάση την πορεία εξέλιξης των συνθηκών μεταμόρφωσης (PTt path), είναι δυνατή η διατύπωση γεωτεκτονικών μοντέλων για την εξέλιξη της παραμόρφωσης και τη σχέση της με την μεταμόρφωση, την υποβύθιση και ταφή των πετρωμάτων ή την αποκάλυψη πετρωμάτων από βαθύτερα επίπεδα του γήινου φλοιού.

Ωστόσο, η ύπαρξη πετρωμάτων υψηλής και υπερ-υψηλής πίεσης (HP, UHP terranes) εντός των ορογενετικών λωρίδων, τα οποία έχουν μεταμορφωθεί σε πιέσεις από 3 έως και 5 GPa (Liou et al. 2004), δείχνει ότι αυτά έχουν ταφεί σε βάθη άνω των 100 km πριν αποκαλυφτούν τελικά στην επιφάνεια, αν δεχτούμε την απευθείας αντιστοιχία της υπολογισθείσας πίεσης με το βάθος. Το πώς είναι δυνατόν, πετρώματα του φλοιού να βυθιστούν τόσο βαθιά, ξεπερνώντας ακόμη και το μέγιστο όριο μεταξύ φλοιού και μανδύα και στη συνέχεια να εκταφούν και πάλι στην επιφάνεια, αποτελεί ένα σημαντικό και άλυτο γεωδυναμικό ζήτημα.

Εξάλλου, η ταύτιση της πίεσης την οποία υπολογίζουμε θερμοδυναμικά (equilibrium pressure, P_e), με τη λιθοστατική πίεση (lithostatic pressure, P_L), ακολουθεί μια σειρά από παραδοχές και γίνεται υπό ορισμένες προϋποθέσεις, όπως π.χ. ότι η λιθοστατική πίεση θεωρείται “υδροστατική”, δηλ. ότι ασκείται ίδια δύναμη προς μονάδα επιφανείας σε όλες τις διευθύνσεις (ισότροπη τάση).



Σχ. 54. Διάγραμμα πίεσης - θερμοκρασίας - βάθους που δείχνει συνοπτικά τις περιοχές μεταμόρφωσης του γήινου φλοιού στα διαφορετικά γεωδυναμικά περιβάλλοντα. Δίνονται επίσης οι καμπύλες τήξης - ισορροπίας του γρανίτη και του βασάλτη, καθώς και τα σχετικά βάθη του Αρχαϊκού φλοιού (35 km) και των βαθύτερων ορογενετικών οριζόντων των Ιμαλαίων (70 km) (από Spear 1993).

Τίθεται λοιπόν το ερώτημα αν οι παραδοχές που υιοθετούμε για να φτάσουμε στην ταύτιση της πίεσης ισορροπίας (P_e) με τη λιθοστατική πίεση (P_L) είναι ακριβείς.

Πράγματι, όλα τα ρεολογικά μοντέλα για την παραμόρφωση των πετρωμάτων σε φυσικές συνθήκες (Ranalli and Murphy 1987), δείχνουν ότι υπάρχει ένα πεδίο τάσεων σε 3 διαστάσεις, το οποίο δεν είναι ισότροπο και που περιγράφεται από έναν τανυστή 2^{ου} βαθμού (σ_{ij} , όπου $i=x,y,z$ και $j=x,y,z$) που αποτελείται τόσο από κάθετες όσο και διατμητικές τάσεις.

Εξάλλου, στη θεωρία της μηχανικής των συνεχών μέσων και της ρευστοδυναμικής, ο τανυστής τάσης (σ_{ij}) αποτελείται από ένα ισότροπο τμήμα, που

προκαλεί μεταβολές όγκου και ένα ανισότροπο τμήμα, αυτό της αποκλίνουσας τάσης (deviatoric stress), που προκαλεί μεταβολές σχήματος (Turcotte and Schubert 2002).

Αυτή η αποκλίνουσα ανισότροπη τάση (deviatoric stress) προκαλεί την παραμόρφωση στα πετρώματα και την ανάπτυξη της πτύχωσης, της σχιστότητας, της ορυκτολογικής γράμμωσης, ή τις περιστροφές των πορφυροβλαστών (Spear 1993).

Το ότι λόγω των δυνάμεων που ασκούνται στις ενεργές ορογενετικές ζώνες, προκαλούνται διαφορικές τάσεις (differential stresses) κι έτσι υφίσταται ανισότροπη συνιστώσα (deviatoric stress) είναι γενικά αποδεκτό. Η επίδρασή της όμως στη συνολική τάση θεωρείται γενικά ως ασήμαντη, δεδομένου ότι μπορεί να φτάσει στη μέγιστη τιμή των 100 bars μόνο (Spear 1993). Σύμφωνα με την παραδοσιακή αυτή αντίληψη, υπό τις συνθήκες και το ρυθμό παραμόρφωσής τους, τα πετρώματα είναι μηχανικά πολύ ασθενή (weak) και δεν μπορούν να διατηρήσουν υψηλές τιμές διαφορικών τάσεων.

Νεότερες έρευνες έρχονται σε αντίθεση με την παραδοσιακή αυτή αντίληψη της μεταμορφικής πετρολογίας και την άμεση συσχέτιση της πίεσης που υπολογίζεται γεωβαρομετρικά με το βάθος μεταμόρφωσης και αναδεικνύουν τη σημασία της παραμόρφωσης και της ανισότροπης συνιστώσας της τάσης στις μεταμορφικές αντιδράσεις και στο σχηματισμό των μεταμορφικών ορυκτών.

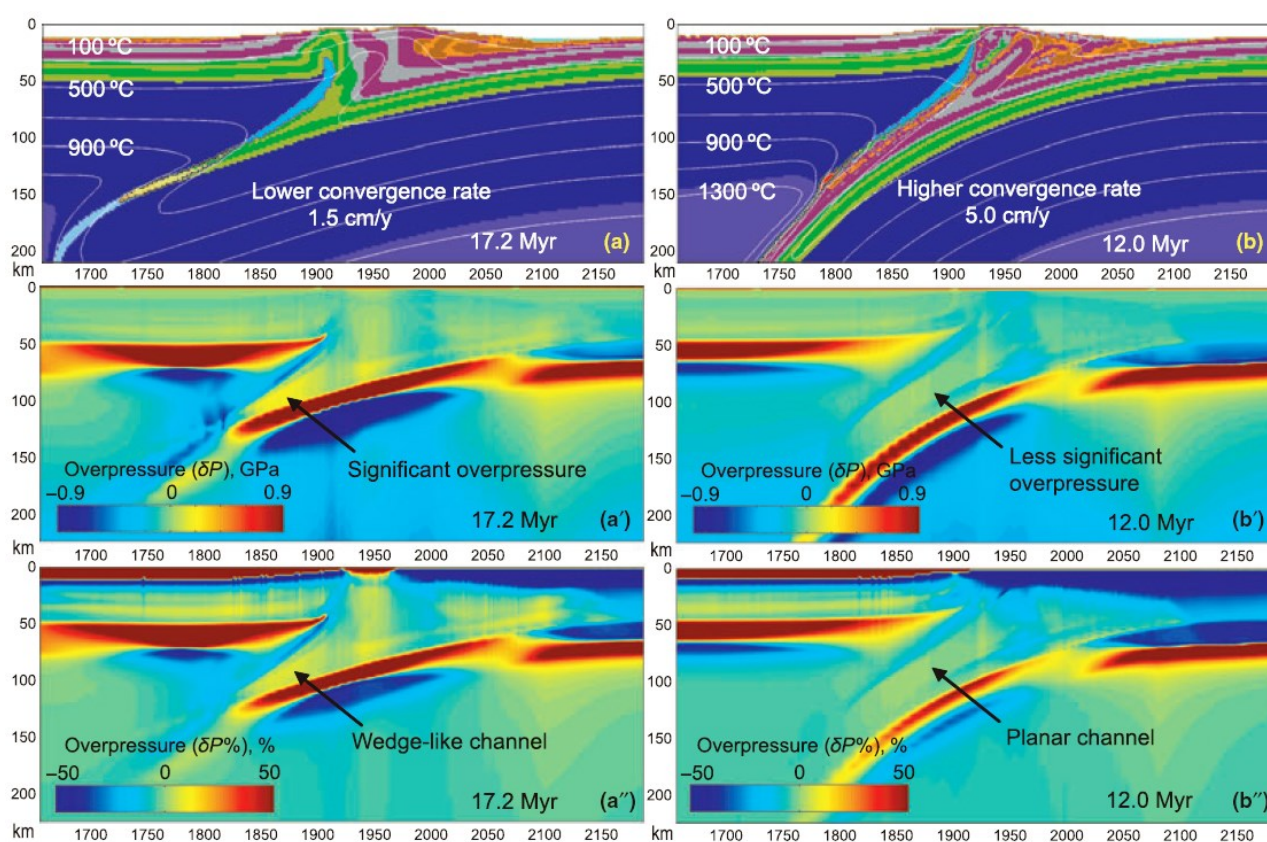
Σύμφωνα με τον Mancktelow (2008), η τεκτονική υπερπίεση (tectonic overpressure, δP), που ορίζεται ως η απόκλιση της τιμής της συνολικής πίεσης (P_T) από τη λιθοστατική πίεση (P_L), δηλ. η διαφορά $\delta P = P_T - P_L$, μπορεί να φτάσει και να ξεπεράσει το 1 GPa, ακόμη και στην περίπτωση μηχανικά ασθενών γεωλογικών σωμάτων. Προϋπόθεση γι' αυτό είναι τα πετρώματα να παραμορφώνονται εντός ενός διαύλου, ο οποίος είναι περιορισμένος ανάμεσα σε τοιχώματα ιδιαίτερα ανθεκτικά από μηχανικής άποψης.

Σε μεγάλη κλίμακα, τέτοιο παράδειγμα μπορεί να αποτελέσει το γεωδυναμικό περιβάλλον μιας ζώνης υποβύθισης, όπου μπορούν να σχηματιστούν μεταμορφικά ορυκτά υψηλής πίεσης χωρίς να χρειάζεται να κατέλθουν σε πολύ μεγάλα βάθη.

Εξάλλου, οι Li et al. (2010), υπολογίζοντας την απόκλιση (δP) που μπορεί να παρουσιάζει η συνολική πίεση από τη λιθοστατική της τιμή, λόγω της αποκλίνουσας τάσης και της παραμόρφωσης, κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι εντός ενός περιορισμένου από ισχυρά τοιχώματα σφηνοειδούς διαύλου, όπως π.χ. σε μια ζώνη υποβύθισης (Σχ. 55a), μπορεί να υπάρξει τεκτονική υπερπίεση – απόκλιση (δP), έως και 20% από τη λιθοστατική προβλεπόμενη τιμή. Η περιοχή η οποία παρουσιάζει τη

μέγιστη τεκτονική υπερπίεση είναι η κατώτερη γωνία της σφήνας που σχηματίζει το διάυλο αυτό (Σχ. 55).

Οι ίδιοι συγγραφείς καταλήγουν σε 3 σενάρια για πετρώματα του φλοιού που έχουν ταφεί σε μια ζώνη υποβύθισης. Στο ενδιάμεσο σενάριο απ' αυτά, αναφέρουν ότι είναι δυνατόν, πετρώματα υψηλής πίεσης (HP) που υπόκεινται σε τεκτονική υπερπίεση μεγαλύτερης των 0,3 GPa, να υποστούν συνολική πίεση έως και 2,5 GPa χωρίς να έχουν ταφεί κάτω από 50-70 km βάθος, φτάνοντας τις κορυφαίες τιμές πίεσης και θερμοκρασίας μέσα στο σφηνοειδή και εντός ισχυρών τοιχωμάτων διάυλο υποβύθισης.



Σχ. 55. Συγκριτικά μοντέλα προσομοίωσης μιας ζώνης υποβύθισης, σε χαμηλούς (a) και σε υψηλούς ρυθμούς σύγκλισης (b). Η τεκτονική υπερπίεση (δP) δίνεται στα σχήματα (a) τόσο σε απόλυτες τιμές (δP) όσο και σε ποσοστό (%) σε σχέση με τη λιθοστατική πίεση και εμφανίζει πολύ υψηλές τιμές εντός του σφηνοειδούς διαύλου στην κατώτερη γωνία της ζώνης υποβύθισης (σχήματα a), όταν ο ρυθμός σύγκλισης δεν είναι ιδιαίτερα υψηλός (1 GPa, 50%). (από Li et al. 2010).

Τέλος, σύμφωνα με τον Wheeler (2014), ο οποίος ενοποίησε τη θερμοδυναμική θεωρία σε ισότροπη τάση και τη θεωρία των διαλυμάτων πίεσης, η ύπαρξη των διαφορικών τάσεων (differential stresses, $\Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$), επηρεάζει σημαντικά το «κατώφλι» των μεταμορφικών χημικών αντιδράσεων και μπορεί να έχει σημαντική επίπτωση στις συνθήκες πίεσης αλλά και θερμοκρασίας της μεταμόρφωσης. Σύμφωνα με τους υπολογισμούς του και όπως προκύπτει από τη θεωρία αλλά και τα πειράματα, διαφορική τάση με τιμή 50 MPa ισοδυναμεί με 10πλάσια λιθοστατική πίεση 500 MPa, ή με 130°C για τη θερμοκρασία μεταμόρφωσης αντίστοιχα.

Αντιλαμβάνεται λοιπόν κανείς ότι η απευθείας συσχέτιση της πίεσης, που υπολογίζουμε με τις γεωβαρομετρικές μεθόδους, καθώς και του βάθους μεταμόρφωσης, θα πρέπει να αναθεωρηθεί μερικώς.

Ειδικά για τη μελέτη αυτή, οφείλουμε να τονίσουμε ότι η φάση μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης (HP), με τιμή της πίεσης άνω των 10 Kbar στους 500°C, όπως προκύπτει από την εφαρμογή του γεωβαρομέτρου του φεγγίτη στα πετρώματα της κατώτερης γενευσιακής ενότητας της Τζένας (Κεφ. 5.4), δεν αντιστοιχεί υποχρεωτικά σε βάθος 35-40 χιλιομέτρων, αλλά μπορεί να συμβαίνει αρκετά πιο επιφανειακά. Αυτό, έχει άμεση σχέση με τα μοντέλα γεωτεκτονικής εξέλιξης της περιοχής μελέτης όπως θα συζητηθούν στο Κεφάλαιο 7.

Εξάλλου, μια τιμή υπερυψηλής πίεσης (UHP > 20 Kbar) μιας προγενέστερης φάσης μεταμόρφωσης για τα πετρώματα που αναλύθηκαν, δεν μπορεί να αποκλειστεί ως ενδεχόμενο. Με την κλασική αντιστοίχιση της πίεσης με το βάθος, αυτό θα σήμαινε περί τα 75-80 χιλιόμετρα βάθος μεταμόρφωσης. Η τιμή αυτή είναι προβληματική, διότι γεννά το ερώτημα με ποιο μηχανισμό και σε ποιο γεωδυναμικό περιβάλλον υποβυθίστηκαν αυτά τα πετρώματα και πώς αντίστοιχα αποκαλύφθηκαν στη συνέχεια στην επιφάνεια. Με την αναθεώρηση όμως της κλασικής αυτής αντίληψης, όπως προτείνεται στο παρόν κεφάλαιο, ακόμη και μια τόσο υψηλή τιμή πίεσης μπορεί να υφίσταται σε αρκετά μικρότερα βάθη.

5.6 Συμπεράσματα για τις φάσεις μεταμόρφωσης

Συμπερασματικά, για την περιοχή μελέτης προκύπτουν οι παρακάτω φάσεις μεταμόρφωσης:

- 1^η φάση, υπολειμματική υψηλής έως υπερυψηλής πίεσης (M_{HP}),
- 2^η φάση, ανάδρομη, πρασινοσχιστολιθική ($M1$),
- 3^η φάση, κατώτερη πρασινοσχιστολιθική ($M2$) και
- 4^η φάση, δυναμική ανακρυστάλλωση ($M3$).

Πιο αναλυτικά, τα συμπεράσματα για τις φάσεις μεταμόρφωσης είναι τα εξής:

Τεκμηριώνεται για πρώτη φορά στην περιοχή του ορεινού όγκου της Τζένας, η ύπαρξη συνθηκών μεταμόρφωσης υψηλής έως υπερυψηλής πίεσης (HP/UHP), σύμφωνα με τα ακόλουθα στοιχεία:

- ✓ Από τις ορυκτοχημικές αναλύσεις που έλαβαν χώρα στα σιδηρομαγνητιώδη μετα-πυριτικά ιζήματα της κατώτερης γνευσιακής ενότητας της Τζένας προέκυψε η παρουσία ρουτιλίου (Rt) ως έγκλεισμα σε τιτανίτη (Ttn), καθώς επίσης και η παρουσία φεγγιτικού λευκού μαρμαρυγία με ιδιαίτερα υψηλή τιμή σε Si (3,52 max). Τα συγκεκριμένα ορυκτά αποτελούν δείκτες μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης (HP). Επίσης, παρουσιάζεται μια μείωση της τιμής του Si στους φεγγίτες από τον πυρήνα του κρυστάλλου προς την περιφέρεια, στοιχείο που υποδεικνύει την πτώση των συνθηκών πίεσης σε μία ανάδρομη μεταμορφική πορεία (Πίν. 3).
- ✓ Από την εφαρμογή του νεοβαθμονομημένου γεωβαρόμετρου του φεγγίτη προέκυψαν τιμές πίεσης από 5 Kbar έως 9 Kbar για τιμή θερμοκρασίας $450^{\circ}C$ (Σχ. 53). Σημειωτέον ότι η υπολογισθείσα τιμή πίεσης είναι η ελάχιστη δυνατή, λόγω παραγένεσης. Εξάλλου, η τιμή θερμοκρασίας των $450^{\circ}C$ θεωρείται επίσης η ελάχιστη, δεδομένης της παρουσίας γρανάτη στην ορυκτολογική παραγένεση. Έτσι, για μια ρεαλιστική τιμή θερμοκρασίας των $500^{\circ}C$ έως $550^{\circ}C$, η ελάχιστη τιμή πίεσης κυμαίνεται από 7 Kbar έως 12 Kbar (HP), ενώ η μέγιστη τιμή φτάνει τα 15 Kbar στους $650^{\circ}C$.
- ✓ Στους μεταμορφικούς δείκτες υπερυψηλής πίεσης (UHP) συγκαταλέγονται οι κυβικές μορφές (πολύμορφα) άνθρακα. Αν υποθέσουμε ότι αυτές οι κυβικές μορφές είναι πράγματι ψευδομορφώσεις κατά διαμάντι, δηλ. ότι πρόκειται για γραφιτιωμένες κυβικές φάσεις άνθρακα, τότε και με βάση τις καμπύλες ισορροπίας των πολύμορφων άνθρακα η μέγιστη τιμή πίεσης μπορεί να

φτάσει τα 35 Kbar στους 650°C, ενώ για μια πιο ρεαλιστική τιμή θερμοκρασίας στους 550°C η τιμή της πίεσης θα φτάσει τα 30 Kbar (UHP).

- ✓ Όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενη ενότητα (Κεφ. 5.2), πετρώματα παρόμοιων ορυκτολογικών παραγενέσεων και με παραπλήσια ολική σύσταση πετρώματος με τους σιδηρομαγνανιούχους κερατόλιθους της Τζένας που εντοπίσαμε, έχουν ερμηνευθεί ότι μεταμορφώθηκαν σε συνθήκες υψηλής πίεσης και χαμηλής θερμοκρασίας (HP/LT), με αιχμή των συνθηκών μεταμόρφωσης την γλαυκοφανιτική φάση, καταλήγοντας στη συνέχεια σε πρασινοσχιστολιθική φάση, μέσω μιας ανάδρομης μεταμορφικής πορείας (για μια σύνοψη, βλέπε [Mottana 1986](#)).

Τη μεταμόρφωση υψηλής πίεσης (M_{HP}) ακολουθεί μια ανάδρομη φάση μεταμόρφωσης σε πρασινοσχιστολιθικές συνθήκες ($M1$), που είναι συνκίνηματική με την πρώτη φάση παραμόρφωσης ($D1$). Τα στοιχεία που συνηγορούν σ' αυτό είναι:

- ✓ Η χαρακτηριστική ορυκτολογική παραγένεση ($M1$), που είναι συντεκτονική με τη σχιστότητα $S1$ της πρώτης φάσης παραμόρφωσης ($D1$), σχηματίζεται παράλληλα στην ορυκτολογική γράμμωση έκτασης $L1$ και αποτελείται από επιμήκεις κόκκους και συναθροίσεις ορυκτών, όπως χαλαζίας (Qtz), λευκός μαρμαρυγίας (Wmca), χλωρίτης (Chl) και σπανιότερα επίδοτο (Ep), ακτινόλιθος (Act) ή βιοτίτης (Bt). Η παραγένεση αυτή υποδηλώνει συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης, ενώ για το Πάικο σύμφωνα με τους [Baroz et al. \(1987\)](#), οι συνθήκες κυμαίνονται από τη φάση λοσονίτη – χλωρίτη – αλβίτη (Lws-Chl-Ab) στην κατώτερη φάση του χλωρίτη (Chl) διαμέσου μιας μεταβατικής πρασινοσχιστολιθικής υποφάσης νατριούχου αμφιβόλου.
- ✓ Σύμφωνα με τις ορυκτοχημικές αναλύσεις των γρανατών των σχιστολίθων της κατώτερης γενεσιακής ενότητας της Τζένας, η αύξηση του ποσοστού του MnO από τον πυρήνα του κρυστάλλου προς την περιφέρεια και η ταυτόχρονη πτώση του ποσοστού του MgO υποδηλώνουν συνθήκες ανάδρομης μεταμόρφωσης. Ακόμη, η συστατική ζώνωση των κρυστάλλων των γρανατών δείχνει μια ανάδρομη μεταμορφική πορεία ταυτόχρονης πτώσης των συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας (Σχ. 39, αποσυμπίεση με ψύξη).
- ✓ Το φαινόμενο της ζώνωσης που παρατηρείται στις ορυκτοχημικές αναλύσεις των φεγγιτών των σχιστολίθων της Τζένας (ζώνωση σχετική με την τιμή της περιεκτικότητας του Si από τον πυρήνα προς την περιφέρεια των

κρυστάλλων), υποδηλώνει μια διεργασία ανάδρομης μεταμορφικής πορείας από συνθήκες υψηλής πίεσης σε χαμηλότερη (Πίν. 3).

- ✓ Η ανάδρομη αυτή πορεία της μεταμόρφωσης παρατηρείται και στην ορυκτοχημεία της ομάδας των αμφιβόλων (Σχ. 46). Συγκεκριμένα, κρύσταλλοι που στον πυρήνα τους είναι νατριοασβεστούχοι αμφίβολοι (γουνινσίτης - Win) στην περιφέρειά τους μεταπίπτουν σε ασβεσταμφιβόλους (τρεμολίτης - Tr). Βέβαια, δεδομένου ότι οι τιμές της πίεσης (Σχ. 47) κυμαίνονται γύρω από την ισοβαρή των 5 Kbar, το πιο πιθανό είναι αυτή η ανάδρομη μεταμορφική πορεία να αφορά τη μετάβαση από τη φάση M1 (πίεσης 5-7 Kbar) στη μεταγενέστερη φάση M2 (πίεσης 3-5 Kbar), που είναι συνκινηματική με τη δεύτερη φάση παραμόρφωσης D2.
- ✓ Από την εφαρμογή του γεωβαρομέτρου του φεγγίτη και υποθέτοντας ότι οι ελάχιστες τιμές πίεσης που υπολογίστηκαν στην περιφέρεια των κρυστάλλων μπορούν να δώσουν μια εκτίμηση των συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας της ανάδρομης φάσης, προκύπτουν για τη φάση M1 τιμές πιέσεων που κυμαίνονται στα 5-6 Kbar στους 450°C (Σχ. 53).

Οι συνθήκες μεταμόρφωσης της φάσης M2 (συνκινηματική της φάσης παραμόρφωσης D2 που αποτελεί εξελικτική συνέχεια της D1), τοποθετούνται στην κατώτερη πρασινοσχιστολιθική φάση. Οι ορυκτολογικές αντικαταστάσεις που λαμβάνουν χώρα, όπως του βιοτίτη (Bt) από χλωρίτη (Chl), της πράσινης αμφιβόλου (Am) από ακτινόλιθο (Act), καθώς επίσης η μετατροπή - σερικιτίωση του λευκού μαρμαρυγία (Wmca) σε λεπτομερή σερικήτη (Ser) υποδηλώνουν τον ανάδρομο χαρακτήρα της φάσης αυτής. Σύμφωνα με όσα είπαμε παραπάνω, οι συνθήκες πίεσης είναι περίπου 3-5 Kbar σε θερμοκρασία 350°C.

Η δυναμική ανακρυστάλλωση του χαλαζία (Qtz) στα χαλαζιοαστριούχα πετρώματα και του ασβεστίτη (Cal) στα ανθρακικά πετρώματα, καθώς και η σερικιτίωση του λευκού μαρμαρυγία (Wmca) χαρακτηρίζει τα τελευταία στάδια της μεταμόρφωσης (M3), δίνοντας την εικόνα μιας δυναμικά ανακρυσταλλωμένης κύριας μάζας του πετρώματος, σε συνθήκες έντονης καταπόνησης και θερμοκρασίας άνω των 300°C, συνθήκες όπως γενικά περιγράφονται από τους [Passchier and Trouw \(2005\)](#).

Στο επόμενο κεφάλαιο, επιχειρείται η συσχέτιση των φάσεων μεταμόρφωσης και παραμόρφωσης, καθώς επίσης και η τοποθέτησή τους χρονολογικά, σύμφωνα με όλα τα διαθέσιμα δεδομένα.



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΚΑΙ ΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ ΤΩΝ ΦΑΣΕΩΝ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ - ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

Για τον προσδιορισμό των συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας των φάσεων μεταμόρφωσης και τη συσχέτισή τους με τις φάσεις παραμόρφωσης (με απώτερο σκοπό βεβαίως τη μελέτη της γεωτεκτονικής εξέλιξης και των γεωδυναμικών συνθηκών), χρησιμοποιήθηκαν τα ακόλουθα στοιχεία:

- Οι ορυκτολογικές παραγενέσεις των διαφόρων λιθολογικών τύπων των πεδίων Πάικου/Τζένας και οι καμπύλες ισορροπίας των ορυκτών φάσεων, όπως προέκυψαν από την παρατήρηση στο οπτικό μικροσκόπιο και τον οπτικό προσδιορισμό των ορυκτών.
- Η σχετική χρονολογική συσχέτιση των φάσεων παραμόρφωσης – μεταμόρφωσης, μέσα από τη μελέτη των διαδοχικών επιφανειών σχιστότητας ή/και σχισμού.
- Οι ορυκτοχημικές αναλύσεις που έλαβαν χώρα στην κατώτερη γενεσιακή ενότητα του πεδίου της Τζένας.
- Τα αποτελέσματα της γεωθερμοβαρομετρίας.

Θα πρέπει αρχικά να σημειώσουμε ότι όλα αυτά τα στοιχεία που προέκυψαν ως μεταμορφικοί δείκτες υψηλής έως υπερυψηλής πίεσης (HP/UHP) αποτελούν στοιχεία υπολειμματικά, καθώς η ορυκτολογική παραγένεση που υλοποιεί τη

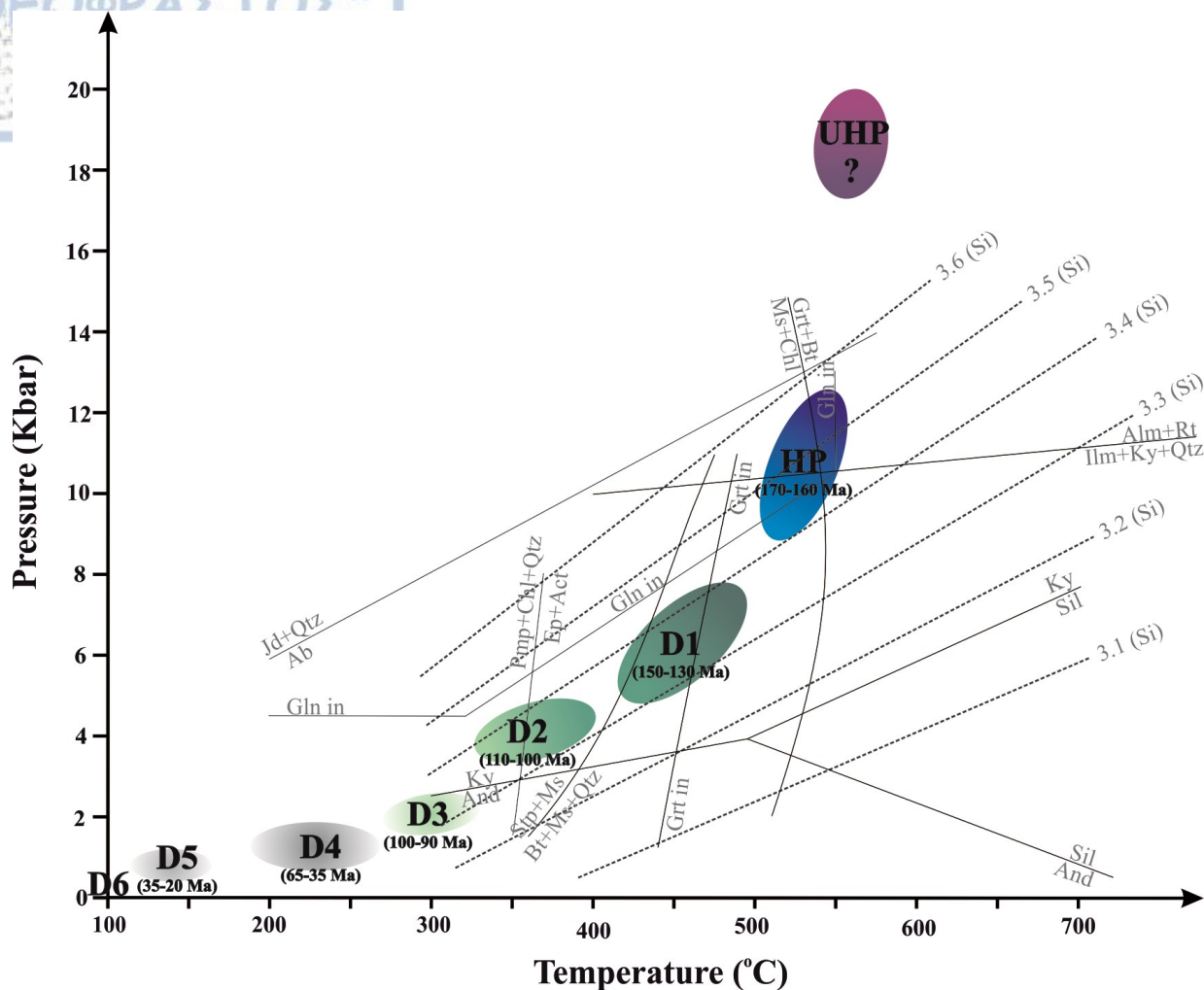
σχιστότητα S1 της πρώτης φάσης παραμόρφωσης D1 συνδέεται πάντα με πρασινοσχιστολιθικές συνθήκες μεταμόρφωσης (M1). Επομένως, η μεταμόρφωση υψηλής πίεσης (HP) στη Τζένα δεν μπορεί παρά να είναι προγενέστερη της φάσης D1/M1.

Οι συνθήκες μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης στο τεκτονοστρωματογραφικό πεδίο της Τζένας όπως περιγράφηκαν παραπάνω, βρίσκονται σε καλή αντιστοιχία με τις συνθήκες μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης που υπέθεσαν οι Baroz et al. (1987) στο πεδίο του Πάικου. Εξάλλου, η ύπαρξη ενός τεκτονομεταμορφικού γεγονότος υψηλής πίεσης στην Πελαγονική ζώνη έχει περιγραφεί από τον Most (2003) στη FYROM και από τους Kiliyas et al. (2010) στις Ελληνίδες. Η ύπαρξη υπολειμματικών ορυκτών (φεγγίτης πλούσιος σε Si, βαροσιτική αμφίβολος, ρουτίλιο και γρανάτης πλούσιος σε γροσουάριο) στην Πελαγονική στην περιοχή του Βόρα, ορυκτά που ανήκουν πιθανότατα σε κάποιο παλαιότερο μεταμορφικό γεγονός υψηλής πίεσης, πιστοποιείται και από τον Αυγερινά (2014).

Θεωρούμε επομένως ότι τόσο στο Πάικο όσο και στη Τζένα, υπήρξε μια φάση μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης (M_{HP}), προγενέστερη της Άνω Ιουρασικής φάσης μεταμόρφωσης M1 (Σχ.56), με πιθανότερη ηλικία στο Μέσο Ιουρασικό (M_{HP}: 160-170 Ma).

Θεωρούμε ότι η μεταμόρφωση αυτή (M_{HP}) οφείλεται στην υποβύθιση που συνέβη στον ωκεανό του Αξιού, λόγω της σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών κατά το Μέσο Ιουρασικό. Έτσι, τμήματα των κατώτερων ενοτήτων του Πάικου (ανθρακικά ιζήματα του περιθωρίου της ενότητας Γκάντατς και ηφαιστειοϊζηματογενείς σειρές) και της Τζένας (κατώτερη γνευσιακή ενότητα και πιθανότατα και τα μάρμαρα και οι ηφαιστειοϊζηματογενείς σειρές) αποκολλήθηκαν και θάφτηκαν σε μεγάλο βάθος κάτω από ένα επωθημένο τμήμα ωκεάνιας λιθόσφαιρας, λόγω της σύγκρουσης του ηπειρωτικού περιθωρίου των πεδίων Πάικου/Τζένας με την ωκεάνια λιθόσφαιρα του ωκεανού του Αξιού, σε μια σύγκρουση τύπου ηπειρωτικού περιθωρίου - τάφρου. Εξάλλου, παρόμοιες γεωτεκτονικές συνθήκες έχουν περιγραφεί από τους Most et al. (2001), Most (2003) και Kiliyas et al. (2010) στο ανατολικό περιθώριο της Πελαγονικής.

Η τιμή πίεσης των 5-6 Kbar στους 450°C για τις συνθήκες μεταμόρφωσης της φάσης M1 στη Τζένα (Σχ. 56), βρίσκεται σε καλή συμφωνία με τις συνθήκες μεταμόρφωσης του Άνω Ιουρασικού που προσδιόρισαν οι Baroz et al. (1987) για το Σχηματισμό Γκάντατς στο Πάικο (6-7 Kbar στους 450°C).



Σχ. 56. Πετρογενετικό διάγραμμα (P-T-t-D) που απεικονίζει τη σχέση των συνθηκών της μεταμόρφωσης (πίεση - θερμοκρασία) με τις φάσεις παραμόρφωσης (D). Η συσχέτιση αυτή γίνεται και με αναφορά στις ηλικίες των φάσεων, στα πεδία του Πάικου και της Τζένας (επεξήγηση στο κείμενο). Δίνονται οι καμπύλες ισορροπίας διαφόρων συντεκτονικών ορυκτολογικών παραγενέσεων:

- Si (3.1-3.6) in Phg (Massonne and Schreyer 1987),
- Ky-Sil-And (Holdaway 1971), $Jd + Qtz = Ab$ (Holland 1980),
- Gln in (Maresch 1977), Grt in (Hsu 1968),
- Alm + Rt = Ilm + Ky + Qtz (Bohlen et al. 1983)
- Ms + Chl = Grt + Bt (Bucher and Frey 1994)
- Pmp + Chl + Qtz = Ep(Czo) + Act (Nitsch 1971)
- Stp + Ms = Bt + Ms + Qtz (Winkler 1979)

Σύμφωνα με τους Most et al. (2001) και Most (2003), η ραδιοχρονολόγηση με τις ραδιομετρικές μεθόδους K/Ar, Ar/Ar, και Rb/Sr σε λευκό μαρμαρυγία και βιοτίτη από τα μεταμορφωμένα πετρώματα του Πελαγονικού υποβάθρου στη

FYROM, κοντά στα πεδία του Πάικου και της Τζένας, απέφερε ως αποτέλεσμα ένα σύνολο ηλικιών μεταξύ 145 και 130 Ma (όριο Άνω Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού).

Επιπροσθέτως, οι Kilias et al. (2010) πρότειναν την ύπαρξη ενός παραμορφωτικού συμβάντος Άνω Ιουρασικής ηλικίας, το οποίο επηρέασε το Πελαγονικό υπόβαθρο που βρίσκεται δυτικά των τεκτονοστρωματογραφικών πεδίων του Πάικου και της Τζένας. Θεωρούμε λοιπόν ότι η φάση μεταμόρφωσης M1 που περιγράφεται εδώ, ως συνκινηματική της φάσης παραμόρφωσης του Άνω Ιουρασικού θα πρέπει να έχει την ίδια ηλικία (150-130 Ma).

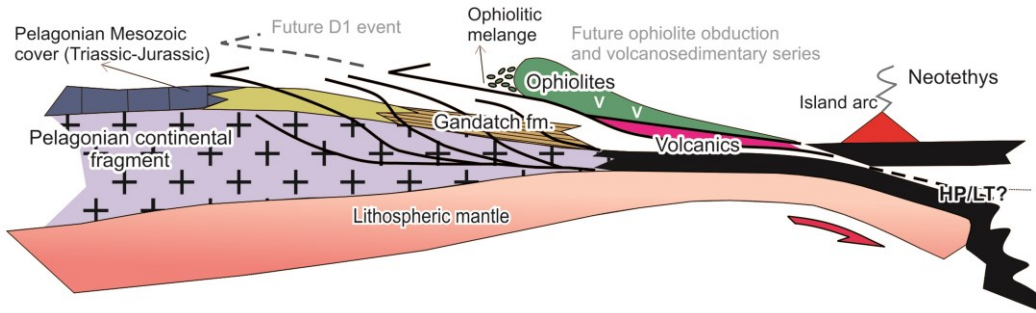
Οι συνθήκες μεταμόρφωσης της φάσης M2 (συνκινηματική της φάσης παραμόρφωσης D2 που αποτελεί εξελικτική συνέχεια της D1), τοποθετούνται στην κατώτερη πρασινοσχιστολιθική φάση με σαφή τον ανάδρομο χαρακτήρα της φάσης αυτής. Οι συνθήκες πίεσης είναι περίπου 3-5 Kbar σε θερμοκρασία 350°C (Σχ. 56).

Οι ραδιομετρικές αναλύσεις K/Ar και Ar/Ar σε σύγχρονους της φάσης D2 λευκούς μαρμαρυγίες των ηφαιστειοκλαστικών σειρών απέφεραν μια ομάδα ηλικιών μεταξύ 110 και 95 Ma στο όριο του Κάτω με το Άνω Κρητιδικό (Most et al. 2001, Most 2003).

Τέλος, σύμφωνα με τον Most (2003), οι ηλικίες ιχνών σχάσης σε ζιρκόνια εντός της ζώνης Αξιού κυμαίνονται από 80 έως 65 Ma. Αυτό σημαίνει ότι τα ζιρκόνια έχουν ήδη ψυχθεί στα τέλη του Άνω Κρητιδικού. Επίσης, κατά τον ίδιο συγγραφέα, οι ηλικίες των ιχνών σχάσης σε απατίτες κυμαίνονται από 60 έως 30 Ma για τη ζώνη Αξιού, από 46 έως 33 Ma για το κατώτερο ανατολικό Πελαγονικό κάλυμμα (EPZ) και περίπου στα 30 Ma για το ανώτερο δυτικό Πελαγονικό κάλυμμα (KoWPZ), υποδεικνύοντας μια μετανάστευση από τα ανατολικά προς τα δυτικά της ψύξης (110°C), της παραμόρφωσης και της εκταφής του ορογενούς (D5 φάση σύμφωνα με την παρούσα μελέτη).

Στηριζόμενοι στα στοιχεία αυτά, τόσο τα βιβλιογραφικά των προηγούμενων ερευνών (Most et al. 2001, Most 2003, Kilias et al. 2010) όσο και της παρούσας μελέτης, μπορούμε να θεωρήσουμε ότι η αρχική αποκάλυψη και εκταφή του ορογενούς στην περιοχή μελέτης γίνεται σε πλαστικές συνθήκες με τη φάση D3 (100-90 Ma) και ολοκληρώνεται σε θραυστιγενείς συνθήκες με τη φάση D5 (35-20 Ma), όπου γίνεται η τελική αποκάλυψη του ορογενούς (Σχ. 56).

Στη συνέχεια, θα προχωρήσουμε στη γεωτεκτονική εξέλιξη της περιοχής μελέτης, όπως προκύπτει μέσα από την ερμηνεία όλων των διαθέσιμων δεδομένων και πληροφοριών.



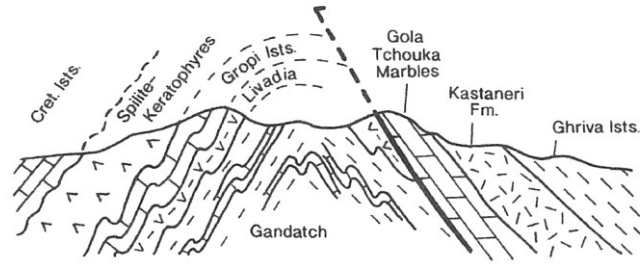
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7

ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ

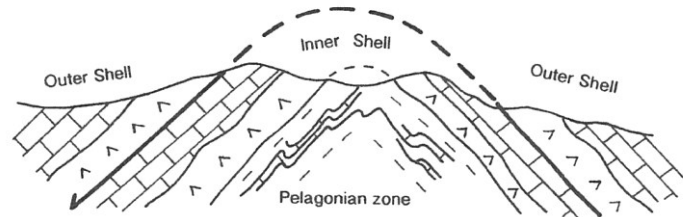
7.1 Προϋπάρχουσες αντιλήψεις για τη γεωτεκτονική εξέλιξη της περιοχής και μοντέλα που έχουν προταθεί

Η διαφορετικότητα των απόψεων μεταξύ των ερευνητών σχετικά με τη λιθοστρωματογραφία της ζώνης Πάικου αποτυπώνεται και στα διαφορετικά μοντέλα που έχουν προταθεί για να περιγράψουν τη γεωτεκτονική εξέλιξη και τη σημερινή τεκτονική του δομή, χωρίς ωστόσο να έχει δοθεί οριστική απάντηση αποδεκτή από όλους.

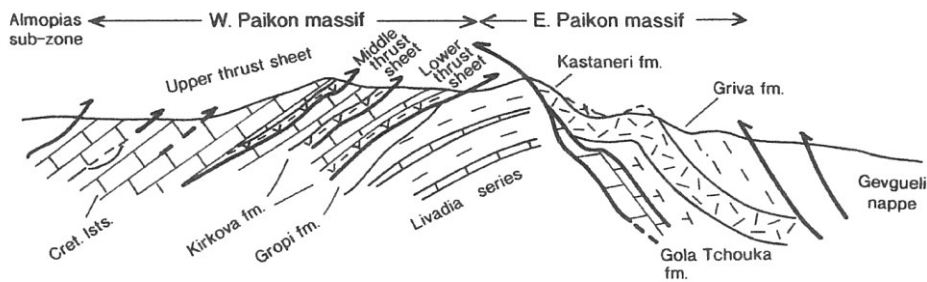
Το πρώτο γεωλογικό μοντέλο για τις ορεινές μάζες του Πάικου και της Τζένας προτάθηκε από τον Mercier (1968). Σύμφωνα με αυτό και όπως έχουμε ήδη δει σε προηγούμενα κεφάλαια, η ορεινή μάζα του Πάικου μαζί με τις γεωλογικές ενότητες της ορεινής περιοχής του Πινόβου και της Τζένας που βρίσκονται βόρεια του Πάικου σχηματίζουν την Υποζώνη Πάικου. Η ερμηνεία που δόθηκε για την Υποζώνη Πάικου είναι ότι αποτελείται από δύο ξεχωριστές και διακριτές τεκτονικές ενότητες, που η κάθε μια έχει τη δική της ολοκληρωμένη στρωματογραφία. Έτσι, η τεκτονικά ανώτερη Ενότητα Γευγελής της υποζώνης Παιονίας που βρίσκεται ανατολικά, επωθείται με φορά προς τα Δ πάνω στα πετρώματα της υποκείμενης και κατώτερης τεκτονικά υποζώνης Πάικου κατά τη διάρκεια του Κάτω Τριτογενούς (μοντέλο επώθησης, Σχ. 57Α).



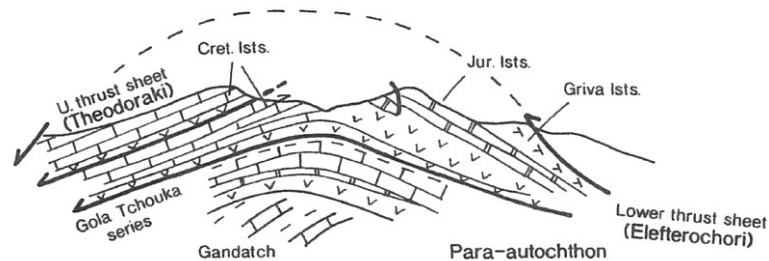
A. Overthrust Model (Mercier 1968)



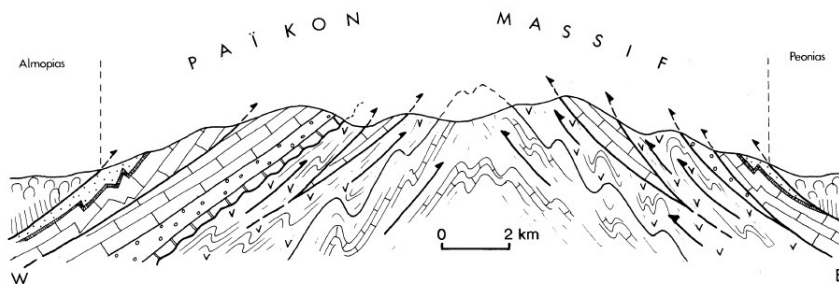
B. Tectonic Window Model (Godfriaux and Ricou 1991)



C. Bivergent Imbrication Model (Vergely and Mercier 2000)



D. Tectonic Nappes Model (Ferriere et al. 2001)

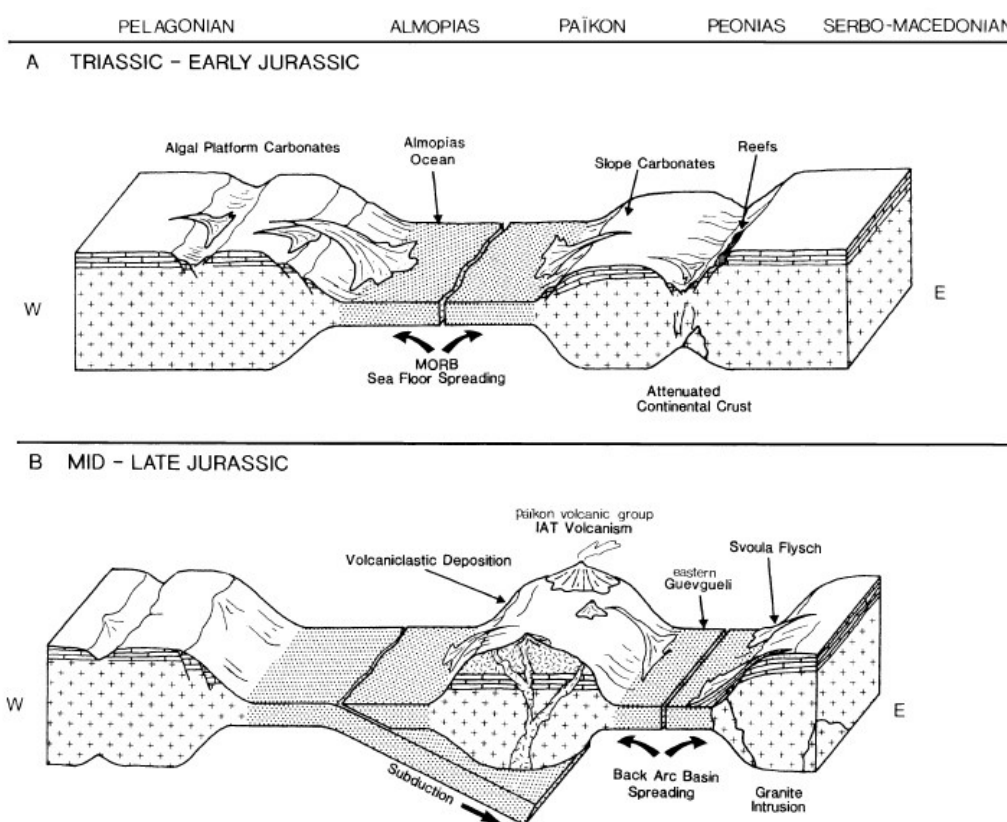


E. Pop-Up Model (Brown and Robertson 2003)

Σχ. 57. Σχηματικές γεωλογικές τομές που δείχνουν τη γεωμετρία και γεωλογική δομή του Πάικου σε σχέση με αντίστοιχες γεωτεκτονικές ερμηνείες (επεξήγηση στο κείμενο).

Με βάση μεταγενέστερες αντιλήψεις σχετικά με το γεωτεκτονικό περιβάλλον της ζώνης Πάικου ειδικότερα κατά το Ιουρασικό (Mercier et al. 1975), το Πάικο αποτελεί ένα Ιουρασικό νησιωτικό τόξο, με έντονη ασβεσταλκαλική, κυρίως όξινη ηφαιστειακή δραστηριότητα, που προμήθευσε το πυροκλαστικό υλικό στις βυθισμένες πλευρές/πτέρυγες του τόξου.

Το νησιωτικό αυτό τόξο του Πάικου θεωρείται (Ferriere and Stais 1994, Brown and Robertson 2003, 2004) ότι διαχώριζε κατά το Ιουρασικό μία περιθωριακή θαλάσσια λεκάνη με ωκεάνιο φλοιό στα ανατολικά του Πάικου (οφιόλιθοι Γευγελής της υποζώνης Παιονίας), από μία ωκεάνια λεκάνη στα δυτικά (οφιόλιθοι Αλμωπίας) (Σχ. 58).



Σχ. 58. Σχηματικά μοντέλα που αναπαριστούν την παλαιογεωγραφία της ζώνης Αξιού και τη γεωτεκτονική θέση του νησιωτικού τόξου του Πάικου, κατά το Τριαδικό - Ιουρασικό (κατά Brown and Robertson 2004).

Με τη διαφοροποίηση αυτή συμφωνούν και τα αποτελέσματα γεωχημικών ερευνών (Bebien et al. 1994) στα ηφαιστειακά υλικά της δυτικής και ανατολικής πτέρυγας του Πάικου που παρουσιάζουν διαφορετικό γεωχημικό “αποτύπωμα”. Τα ηφαιστειακά πετρώματα της δυτικής πτέρυγας του Πάικου (δυτικό τμήμα της σειράς

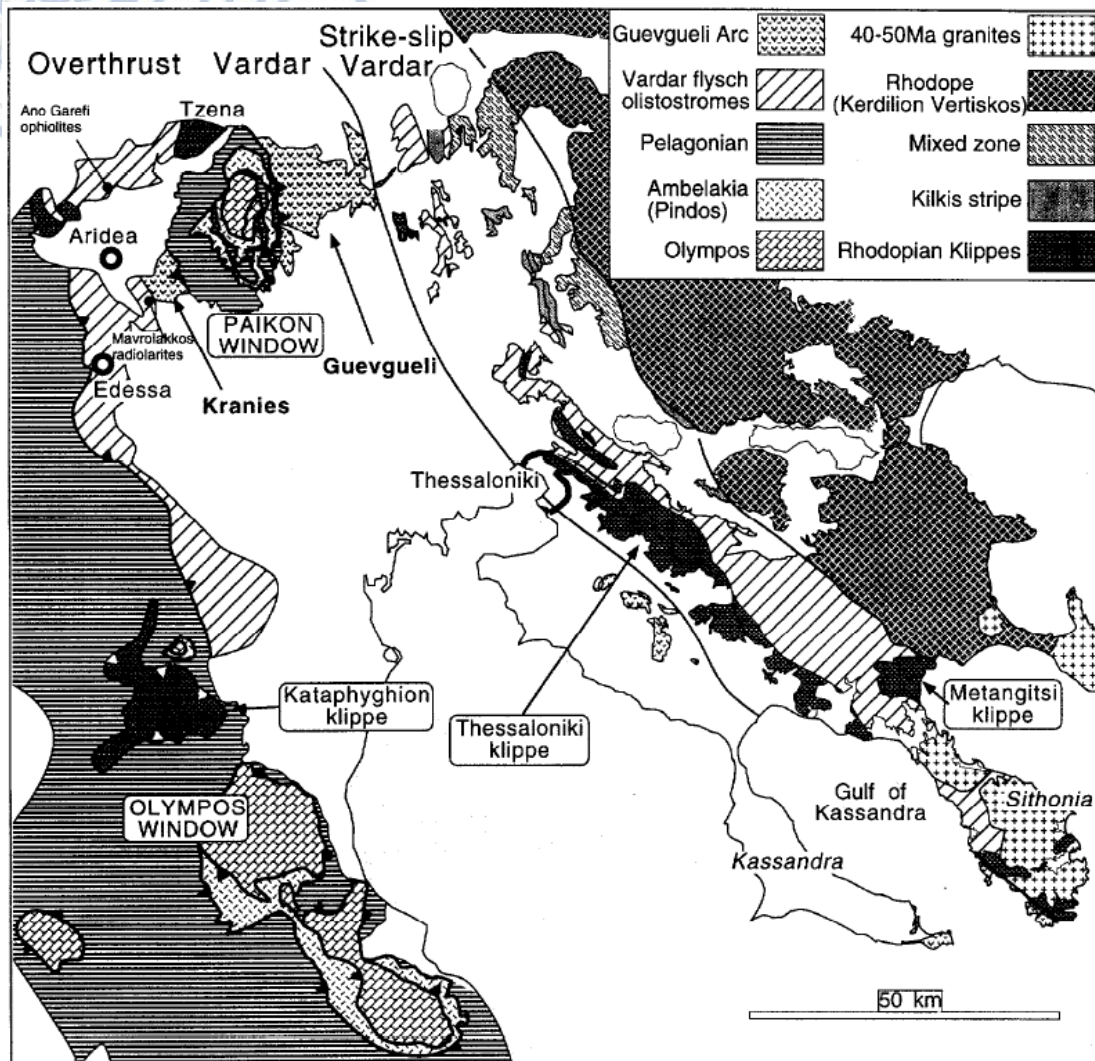
Καστανερής - Κρώμνης) σχηματίστηκαν σε ένα γεωτεκτονικό περιβάλλον ωκεάνιου νησιώτικου τόξου, ενώ τα ηφαιστειακά πετρώματα της ανατολικής πτέρυγας του Πάικου (ανατολικό τμήμα της ίδιας σειράς) σχηματίστηκαν από τη μερική τήξη του ηπειρωτικού φλοιού σε ένα διαφορετικό γεωτεκτονικό περιβάλλον (Σχ. 59).

	Group	Zone or sub-zone (Mercier, 1966)	Formation	Mineralogy	Chemical features	Nature
Acidic rocks	AI	Paikon	Livadia Khromni	quartz + albite + chlorite + phengite ± lawsonite	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 0.6$ $6 < \text{Rb} < 33$ $0.7 < \text{La}/\text{Yb} < 1.8$	Acidic differentiates from island-arc series (tholeiitic/boninitic)
	AII	Pre-Peonian	Kastaneri	quartz + K feldspar + muscovite	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 0.1$ $121 < \text{Rb} < 149$ $12.1 < \text{La}/\text{Yb} < 18.5$	Anatectic magmas and/or acidic differentiates from calc-alkaline series
Basic and intermediate rocks	BI	Paikon	Livadia Khromni	albite + chlorite + quartz + epidote ± actinolite ± winchite	$0.82 < \text{TiO}_2 < 1.03$ $42 < \text{Zr} < 50$ $1.5 < \text{La}/\text{Yb} < 2.2$	Low-K tholeiites similar to island-arc tholeiite
	BII	Paikon	Livadia Khromni	albite + chlorite + quartz + epidote + calcite ± stilpnomelane	$0.47 < \text{TiO}_2 < 0.55$ $14 < \text{Zr} < 17$ $1.2 < \text{La}/\text{Yb} < 1.9$	Boninite affinity
	BIII	Paikon Pre-Peonian	Khromni Kastaneri	albite + chlorite + quartz + epidote + calcite	$1.02 < \text{TiO}_2 < 1.31$ $69 < \text{Zr} < 97$ $2.4 < \text{La}/\text{Yb} < 3.3$	MORB affinity

Σχ. 59. Συνοπτικά αποτελέσματα των γεωχημικών ερευνών στο Πάικο (από [Bebien et al. 1994](#)).

Σε μία διαφορετική γεωτεκτονική αντίληψη, οι [Godfriaux and Ricou \(1991\)](#) θεωρούν ότι το Πάικο αποτελεί ένα πολλαπλό τεκτονικό παράθυρο, όπου στα κατώτερα μέλη του εμφανίζεται τμήμα της Πελαγονικής ζώνης και ότι έχει υποστεί στο σύνολό του την επώθηση του οφιολιθικού καλύμματος της ζώνης Αξιού (τόσο της υποζώνης Παιονίας όσο και της Αλμωπίας), κατά το Κάτω Τριτογενές (μοντέλο τεκτονικού παράθυρου, Σχ. 57B).

Με νεότερες δημοσιεύσεις, αναδιατυπώθηκε το μοντέλο αυτό του τεκτονικού παράθυρου, υιοθετώντας την άποψη ότι οι κατώτερες ενότητες του Πάικου συσχετίζονται με τις ανθρακικές ενότητες Ολύμπου – Όσσας, οι οποίες εμφανίζονται κάτω τόσο από τους επωθημένους οφιόλιθους της ζώνης Αξιού όσο και κάτω από τα μεταμορφωμένα πετρώματα του Πελαγονικού καλύμματος, ενώ οι ανώτερες υπερκείμενες ενότητες των επωθημένων ηφαιστειακών πετρωμάτων συσχετίζονται με την ενότητα μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης (HP/LT) των μεταβασαλτών των Αμπελακίων (Σχ. 60, [Ricou and Godfriaux 1995](#), [Ricou et al. 1998](#)).



Σχ. 60. Γεωτεκτονικός χάρτης της ζώνης Αξιού στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας (από Ricou et al. 1998). Σύμφωνα με τις απόψεις των συγγραφέων, διακρίνονται τα τεκτονικά παράθυρα του Πάικου και του Ολύμπου, καθώς και τα τεκτονικά καλύμματα ροδοπικής προέλευσης (Τζένα, Πέτερνικ, Καταφύγιο, Θεσσαλονίκη κτλ.) που έχουν τοποθετηθεί τεκτονικά πάνω στην πλατφόρμα του Πάικου/Πελαγονικής, μετά το Άνω Κρητιδικό.

Σύμφωνα με νεότερες απόψεις των Vergely and Mercier (2000), το Πάικο αποτελείται από διάφορες τεκτονικές ενότητες, οι οποίες κατά τη διάρκεια του Κάτω Τριτογενούς λεπιώθηκαν προς αντίθετες κατευθύνσεις στις δύο πλευρές της ορεινής μάζας. Έτσι, στο ανατολικό τμήμα της ορεινής μάζας λεπιώθηκαν με φορά προς τα δυτικά, ενώ στο δυτικό τμήμα λεπιώθηκαν μαζί με τα Κρητιδικά ανθρακικά ιζήματα, με αντίθετη φορά προς τα ανατολικά (μοντέλο συγκλίνουσας τεκτονικής λεπίωσης, Σχ. 57C).

Το Πάικο αποτελεί μια ετερογενή στήλη καλυμμάτων που κατά τη διάρκεια του Κάτω Τριτογενούς τοποθετήθηκαν τεκτονικά πάνω σε παρα-αυτόχθονες μεταμορφωμένες ενότητες μη ταυτόσημες με αυτές του Πελαγονικού ηπειρωτικού τεμάχους, σύμφωνα με τους Ferriere et al. (2001) (μοντέλο τεκτονικών καλυμμάτων, Σχ. 57D).

Τέλος, οι Brown and Robertson (2003) προτείνουν ότι το Πάικο δεν είναι τεκτονικό παράθυρο, αλλά πρόκειται για μία ενιαία και συνεκτική στρωματογραφική μονάδα. Προτείνουν επίσης ότι η τεκτονοστρωματογραφία και των δύο περυγών του Πάικου είναι παραπλήσια, καθώς επίσης και ότι όλες οι Ιουρασικές ηφαιστειακές ακολουθίες και στις δύο πτέρυγες του Πάικου σχηματίστηκαν σε ένα παρόμοιο γεωτεκτονικό περιβάλλον, δλδ. περιβάλλον τόξου που συνδέεται με υποβύθιση. Έτσι, υποθέτουν μία Ιουρασική υποβύθιση προς τα βορειοανατολικά, η οποία δημιούργησε το νησιωτικό τόξο του Πάικου, σε συνδυασμό με μία οπισθότοξη διάρρηξη που έδωσε γένεση στους Οφιολίθους της Γευγελής και τις ενότητες που σχετίζονται με αυτούς πίσω από το Παϊκονικό τόξο (Σχ. 58). Η επώθηση των οφιολίθων της Παιονίας προς τα Δ πάνω στα πετρώματα του Πάικου έλαβε χώρα αρχικά κατά το Άνω Κρητιδικό έως Κάτω Τριτογενές, ενώ οι οφιολίθοι της Αλμωπίας τοποθετήθηκαν προς τα Δ πάνω στο Πελαγονικό περιθώριο και προς τα Α πάνω στο δυτικό Πάικο (μοντέλο pop-up, Σχ. 57E).

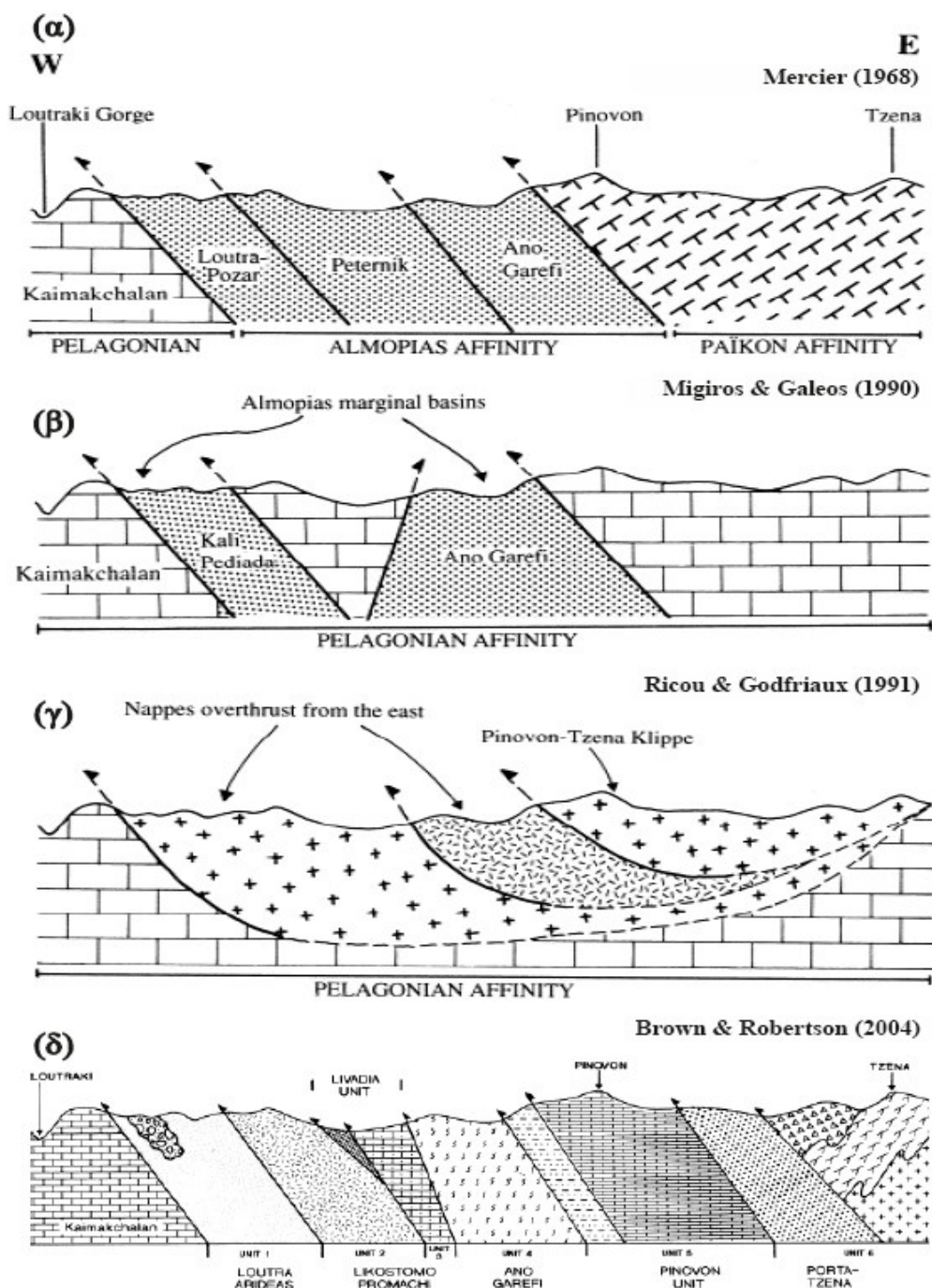
Ποικιλία απόψεων και διαφορετικά μοντέλα έχουν προταθεί επίσης για τη γεωλογική δομή του ορεινού όγκου της Τζένας (Σχ. 61).

Σύμφωνα με τον Mercier (1968), η λεπιοειδής τεκτονική του Τριτογενούς έχει τοποθετήσει τεκτονικά τη μία γεωτεκτονική ενότητα πάνω στην άλλη, με απολύτως διακριτές τις ενότητες του Πάικου από αυτές της Αλμωπίας («Λουτρά Πόζαρ», «Πέτερνικ» και «Άνω Γαρέφη») και από αυτές της Πελαγονικής (μοντέλο τεκτονικής λεπίωσης, Σχ. 61α).

Οι Migiros and Galeos (1990) υποθέτουν ότι η ορεινή μάζα του Βόρα συσχετίζεται στο σύνολό της με την Πελαγονική και ότι οι ενότητες Καλής πεδιάδας και Άνω Γαρέφη αποτελούν περιθωριακές οφιολιθικές λεκάνες της Αλμωπίας (μοντέλο περιθωριακών λεκανών, Σχ. 61β).

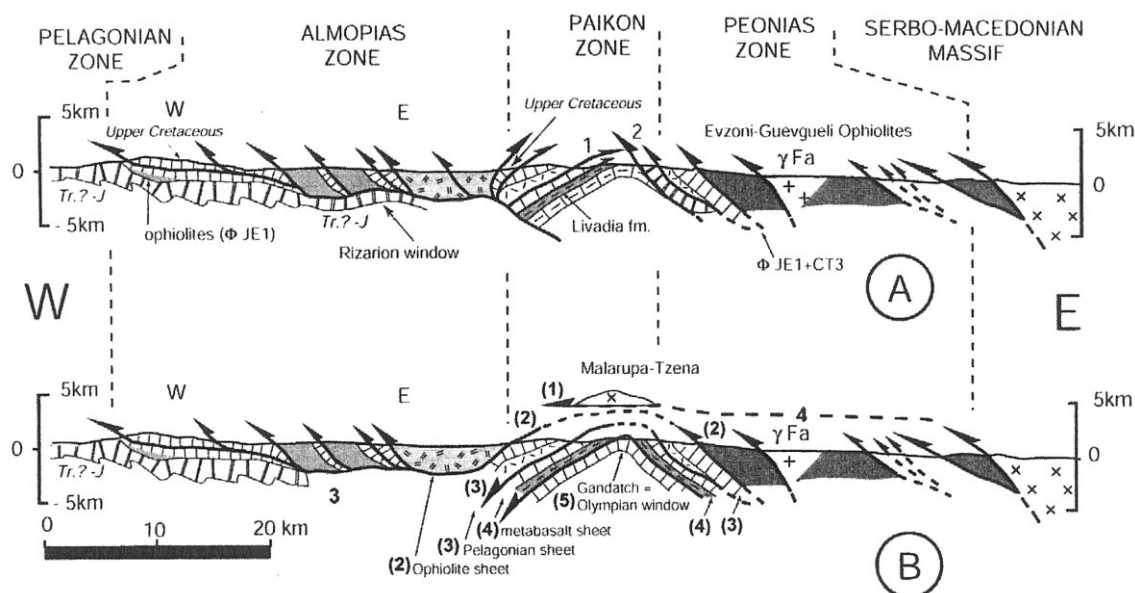
Οι Ricou and Godfriaux (1991) θεωρούν ότι τόσο η ενότητα της Τζένας όσο και αυτή του Πέτερνικ δυτικότερα, αποτελούν τεκτονικά μεταμορφικά καλύμματα Τριτογενούς ηλικίας, με προέλευση από τα ανατολικά (ελληνική ενδοχώρα, μάζες Σερβομακεδονικής και Ροδόπης) που επωθούνται πάνω τόσο στα οφιολιθικά

καλύμματα όσο και πάνω σε ένα Πελαγονικό/Παϊκονικό υπόβαθρο (μοντέλο τεκτονικών καλυμμάτων, Σχ. 61γ & Σχ. 62). Τα τεκτονικά καλύμματα της Τζένας, της Θεσσαλονίκης, του Καταφυγίου και του Πέτερνικ θεωρούνται ως αλλόχθονες σειρές Ροδοπικής προέλευσης, οι οποίες ολίσθησαν από τα ανατολικά εντός της Κρητιδικής ολισθοστρωμικής λεκάνης της Ζώνης Αξιού (Σχ. 60, Ricou et al. 1998).



Σχ. 61. Σχηματικές γεωλογικές τομές που κατασκευάστηκαν από τους Brown and Robertson (2004) για να δείξουν τις απόψεις των διαφόρων ερευνητών για τη γεωλογική δομή της Τζένας σε σχέση με τις αντίστοιχες γεωτεκτονικές ερμηνείες (επεξήγηση στο κείμενο).

Τέλος, οι Brown and Robertson (2004) προτείνουν την ύπαρξη αλληπάλιων τεκτονικών λεπίων με φορά προς τα δυτικά, όπου οι διάφορες ενότητες συσχετίζονται τόσο με την Πελαγονική όσο και με την Αλμωπία και Πάικο (σύνθετο μοντέλο, Σχ. 61δ).



Σχ. 62. Σχηματικές γεωλογικές τομές στον ευρύτερο χώρο εντός της ζώνης Αξιού.

A. Η βασική αντίληψη με τη διάκριση των τριών υποζωνών Παιονίας, Πάικου και Αλμωπίας (Vergely 1984).

B. Το μοντέλο του τεκτονικού παράθυρου του Πάικου (ανάλογο του Ολύμπου, Εξωτερικές Ελληνίδες) και του μεταμορφικού καλύμματος της Τζένας (Ροδόπη, Ενδοχώρα) (Ricou and Godfriaux 1995).

7.2 Νέο μοντέλο γεωτεκτονικής εξέλιξης της περιοχής με τα δεδομένα της παρούσας μελέτης

Είναι ευρύτατα αποδεκτή η ύπαρξη μίας πρώτης ορογενετικής φάσης ηλικίας Μέσου έως Άνω Ιουρασικού, η οποία επηρέασε τις Εσωτερικές Ελληνίδες (Mercier 1968, Mercier et al. 1975, Jacobshagen et al. 1978, Vergely 1984, Mountrakis 1986, Kiliass 1991).

Στη μελέτη αυτή, θεωρούμε ότι η πρώτη συμπιεστική παραμορφωτική φάση D₁ είναι Άνω Ιουρασικής ηλικίας και είναι υπαίτια/υπεύθυνη τόσο για την τεκτονική τοποθέτηση των οφιολίθων πάνω στο Αλπικό υπόβαθρο των πεδίων Πάικου/Τζένας όσο και για την ισχυρή συν-μεταμορφική παραμόρφωση και την εσωτερική λεπίωση των Τριαδικο-ιουρασικών και Παλαιοζωικών ενοτήτων του υποβάθρου τους και των Μέσο- έως Άνω Ιουρασικής ηλικίας ηφαιστειοϊζηματογενών σειρών (Σχ. 63).

Η ύπαρξη μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης – χαμηλής θερμοκρασίας HP/LT τόσο στο πεδίο του Πάικου (Baroz et al. 1987), όσο και στο πεδίο της Τζένας (παρούσα διατριβή) η οποία προηγείται της παραμόρφωσης της φάσης D₁, αποδίδεται/οφείλεται στην υποβύθιση που συνέβη κατά το κλείσιμο του ωκεανού του Αζιού και στη σύγκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών κατά το Μέσο - Άνω Ιουρασικό. Τμήματα των κατώτερων ενοτήτων των πεδίων Πάικου/Τζένας αποκολλήθηκαν και θάφτηκαν σε μεγάλο βάθος κάτω από ένα επωθημένο τμήμα ωκεάνιας λιθόσφαιρας, λόγω σύγκρουσης τύπου ηπειρωτικού περιθωρίου - τάφρου και τη σύγκρουση του ηπειρωτικού περιθωρίου του Πάικου με την ωκεάνια λιθόσφαιρα του ωκεανού του Αζιού (Σχ. 63 & Σχ. 64).

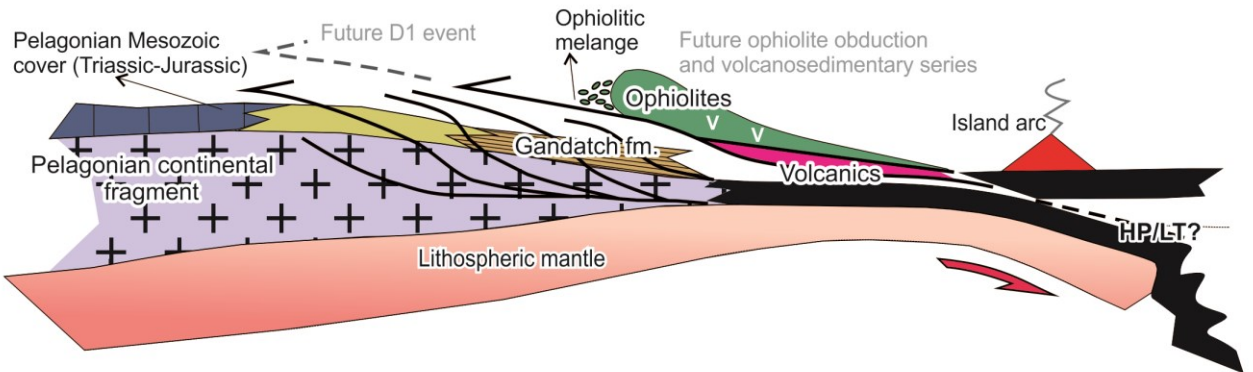
Παρόμοιες γεωτεκτονικές συνθήκες έχουν περιγραφεί από τους Most et al. (2001), Most (2003) και Kiliass et al. (2010) στο ανατολικό περιθώριο του Πελαγονικού καλύμματος. Κατά τη διάρκεια της φάσης D₁, τα μεταμορφωμένα πετρώματα HP/LT επανήλθαν σε πιο ρηχά επίπεδα στο φλοιό και παραμορφώθηκαν ισχυρά και λεπιώθηκαν. Η αποκάλυψη με τη φάση D₁ των παλιότερων μεταμορφωμένων πετρωμάτων έλαβε χώρα πριν ή κατά τη διάρκεια των αρχικών σταδίων της συσσώρευσης των υπερκείμενων ιζημάτων ρηχής θάλασσας ηλικίας Άνω Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού.

Θεωρούμε ότι η οφιολιθική ακολουθία του ωκεανού της ζώνης Αζιού τοποθετήθηκε τεκτονικά ως ένα ή περισσότερα τεκτονικά λείπια πάνω στις Τριαδικές ενότητες των πεδίων Πάικου/Τζένας κατά τη διάρκεια της Μέσο έως Άνω Ιουρασικής

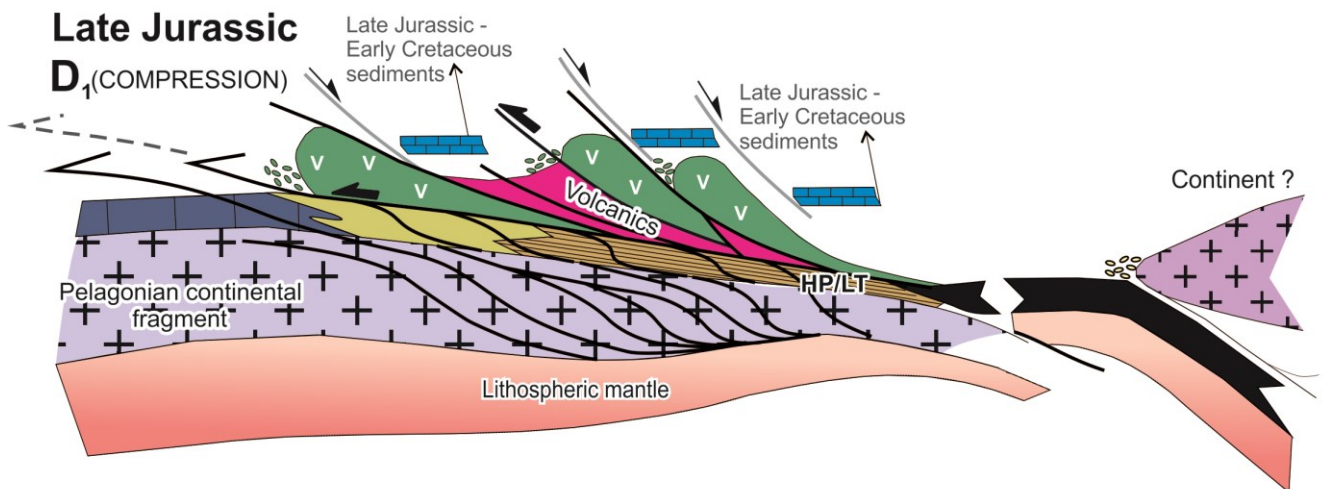
σύγκλισης των πλακών και της Άνω Ιουρασικής φάσης D₁, σε συμφωνία με τους Ricou and Godfriaux (1991, 1995), όπως συνάγεται και από τα ακόλουθα στοιχεία:

- ✓ Θεωρούμε τους σπιλίτες - κερατοφύρες που συμπεριλαμβάνονται στην ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά Καστανερής-Κρώμνης, ως τεμάχια των επωθημένων οφιολίθων. Είναι ευρέως αποδεκτό ότι η παρουσία τέτοιων συναθροισμάτων (κερατοφύρες και σπιλίτες) είναι πολύ συνηθισμένη σε περιβάλλον ωκεάνιου πυθμένα και μέσα στα οφιολιθικά συμπλέγματα.
- ✓ Επιπλέον, σε πολλές θέσεις εντός της Ζώνης Αξιού, οι οφιολίθοι τόσο της Παιονίας όσο και της Αλμωπίας υπόκεινται επικλυσιογενώς κάτω από τα νηριτικά ιζήματα ηλικίας μετα-Κιμμερίδιας έως Άπτιου-Άλβιου (Migiros and Galeos 1990, Galeos et al. 1994, Michard et al. 1998, Brown and Robertson 2004, Meinhold et al. 2009, Kostaki et al. 2012), παρέχοντας ένα άνω όριο χρόνου για την επώθηση των οφιολίθων και υποδεικνύοντας την ίδια γεωτεκτονική εξέλιξη και ιστορία τοποθέτησης των οφιολιθικών ακολουθιών της Αλμωπίας στα δυτικά και της Γευγελής στα ανατολικά του πεδίου του Πάικου. Συνεπώς, οι οφιολίθοι της Αλμωπίας και της Παιονίας-Γευγελής τοποθετήθηκαν ταυτόχρονα πάνω στο ηπειρωτικό περιθώριο, κατά το Άνω Ιουρασικό (Σχ. 63 & Σχ. 64). Τα ίδια νηριτικά ιζήματα Άνω Ιουρασικής έως Κάτω Κρητιδικής ηλικίας υπάρχουν επίσης εντός των πεδίων του Πάικου και της Τζένας (Mercier 1968, Godfriaux and Ricou 1991, Bonneau et al. 1994, Brown and Robertson 2003, Katrivanos et al. 2013, 2015, 2016).
- ✓ Επιπροσθέτως, στο γεωλογικό χάρτη της FYROM (Federal Geological Institute of Serj 1970), κοντά στα σύνορα με την Ελλάδα και στην προέκταση της οφιολιθικής ακολουθίας της Υποζώνης της Παιονίας προς τα βόρεια, φαίνεται ότι τα οφιολιθικά αυτά σώματα επωθούνται πάνω στα Τριαδικά μάρμαρα. Η ίδια τεκτονική επαφή αποκαλύπτεται επίσης στο ελλαδικό τμήμα της Υποζώνης της Παιονίας, όπου οι οφιολίθοι Παιονίας τοποθετούνται τεκτονικά πάνω στο Τριαδικό ανθρακικό υπόστρωμα (Kockel et al. 1978, Mercier et al. 1993).

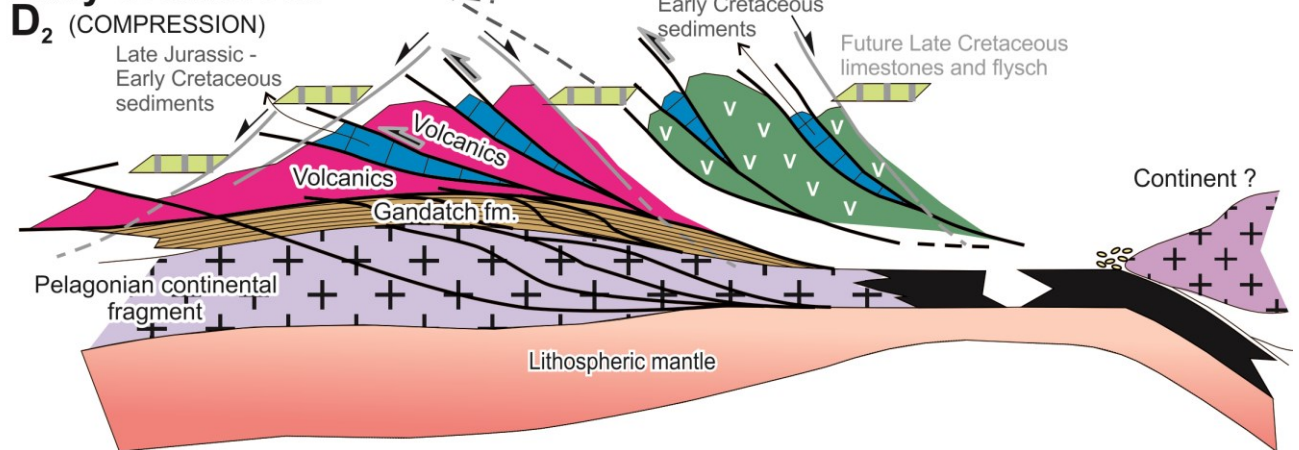
Middle -Late Jurassic



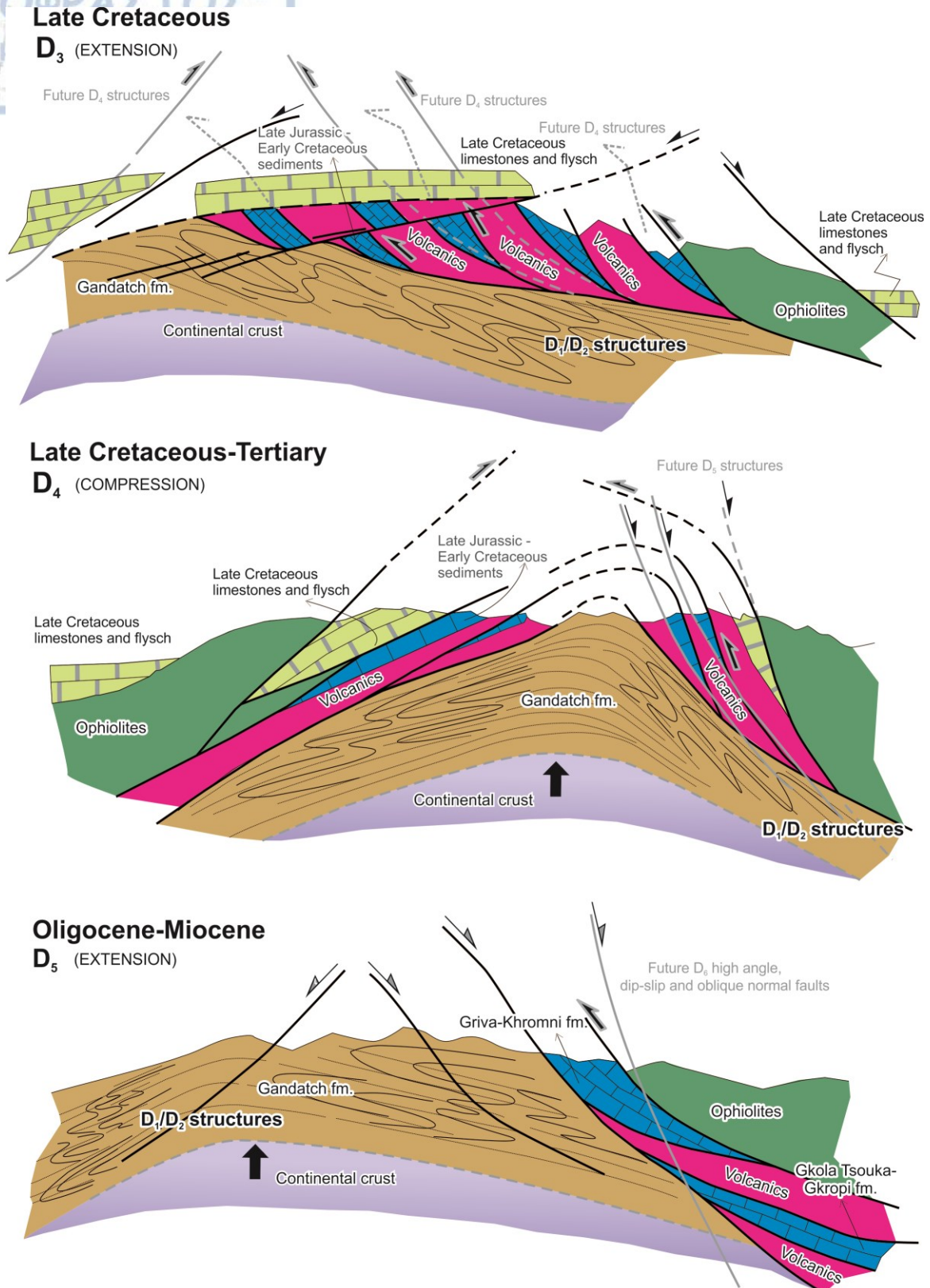
Late Jurassic



Early Cretaceous



Σχ. 63. Σχηματικές γεωλογικές τομές λιθοσφαιρικής κλίμακας, που παρουσιάζουν την παλαιογεωγραφία και γεωτεκτονική εξέλιξη των πεδίων Πάικου/Τζένας από το Μέσο Ιουρασικό μέχρι το Κάτω Κρητιδικό (επεξήγηση στο κείμενο, τροποποιημένο από Katrivanos et al. 2013).



Σχ. 64. Σχηματικές γεωλογικές τομές λιθοσφαιρικής κλίμακας, που παρουσιάζουν την παλαιογεωγραφία και γεωτεκτονική εξέλιξη των πεδίων Πάικου/Τζένα από το Άνω Κρητιδικό μέχρι το Μειόκαινο (επεξήγηση στο κείμενο, τροποποιημένο από Katrivanos et al. 2013).

Επομένως, λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω στοιχεία, προτείνουμε ότι οι οφιολίθοι επώθηθηκαν κατά τη διάρκεια του Άνω Ιουρασικού, πάνω στην Τριαδική ακολουθία του ηπειρωτικού περιθωρίου των πεδίων Πάικου - Τζένας. Η πρωτογενής τεκτονική επαφή τους με τις υποκείμενες ενότητες δεν είναι ορατή εξαιτίας της πολύ ισχυρής μεταγενέστερης αναδιάταξης και παραμόρφωσης, είτε με τεκτονική λεπίωση είτε με πτύχωση, από τις μεταγενέστερες παραμορφωτικές διεργασίες (D₂ κτλ).

Εξάλλου, απολύτως σχετικό είναι και το ζήτημα της φοράς της τεκτονικής τοποθέτησης των οφιολίθων. Η θεώρηση της ύπαρξης μιας υποβύθισης του ωκεανού του Αξιού από το Ιουρασικό, με φορά προς τα ανατολικά έως βορειο-ανατολικά, όπως περιγράφεται από αρκετούς ερευνητές (Jacobshagen et al. 1978, Ricou et al. 1998, Schmid et al. 2008, Papanikolaou 2009), συνεπάγεται την τεκτονική τοποθέτηση των οφιολίθων πάνω στο απέναντι ηπειρωτικό περιθώριο Πάικου – Τζένας με φορά προς τα ΔΝΔ, αργότερα κατά το Άνω Ιουρασικό. Το συμπέρασμα αυτό βρίσκεται σε καλή συμφωνία με την επικρατούσα φορά της κίνησης προς τα ΔΝΔ που αναγνωρίστηκε στη φάση παραμόρφωσης D₁ στις κατώτερες ενότητες των πεδίων του Πάικου και της Τζένας.

Συνεπώς, θα μπορούσαμε να υποθέσουμε για τους οφιολίθους τόσο της Παιονίας/Γευγελής όσο και της Αλμωπίας, ανατολικά και δυτικά των πεδίων Πάικου/Τζένας αντίστοιχα, προέλευση από έναν ωκεανό ανατολικότερα του ηπειρωτικού τεμάχους των πεδίων αυτών. Οι οφιολίθοι αυτοί τοποθετήθηκαν, με φορά προς τα δυτικά, πάνω στην Πελαγονική ήπειρο ως ένα ενιαίο και ξεχωριστό τεκτονικό κάλυμμα (Hoxha 2001, Gawlick et al. 2008, Kiliass et al. 2001, 2010).

Η άλλη εναλλακτική άποψη, ότι ο ωκεανός της Αλμωπίας υποβυθίστηκε με φορά προς τα δυτικά κάτω από την Πελαγονική ήπειρο (Smith 1993) και ότι η τοποθέτηση των οφιολίθων έγινε προς τα ανατολικά κατά το Ιουρασικό, δεν νομίζουμε ότι είναι πιθανή διότι εντός της Πελαγονικής ζώνης δεν έχουν βρεθεί μαγματικά πετρώματα περιβάλλοντος «τόξου» Ιουρασικής ηλικίας.

Η πρωταρχική τοποθέτηση των οφιολίθων πάνω στα Τριαδικά πετρώματα του πεδίου του Πάικου, πιθανότατα συνδέεται με την επώθηση της ηφαιστειοκλαστικής σειράς προς τα δυτικά (Σχ. 63). Εντός της ενότητας Γκάντατς στο Πάικο και των κατώτερων ενοτήτων των μαρμάρων και γνευσίων στη Τζένα, δεν έχουν βρεθεί φλέβες τροφοδοσίας των υπερκείμενων ηφαιστειακών σχηματισμών. Άρα, αυτά τα ηφαιστειακά πετρώματα τύπου «νησιώτικου τόξου» και ασβεσταλκαλικής σύστασης (Mercier et al. 1975, Brown and Robertson 2003) σχηματίστηκαν κάπου αλλού,

ανατολικότερα, κατά τη διάρκεια μίας αρχικής Ιουρασικής ενδοωκεάνιας υποβύθισης, όπως επίσης υποδηλώνεται από τους [Michard et al. \(1998\)](#), [Froitzheim et al. \(2014\)](#), [Michail et al. \(2014\)](#), [Katrivanos et al. \(2013, 2016\)](#).

Επιπρόσθετα, σύμφωνα με τις περιγραφές μας, δεν μπορούμε να αποδεχτούμε τη ζώνη του Πάικου ως μία ενιαία, εσωτερικά παραμορφωμένη τεκτονο-στρωματογραφική μονάδα, η οποία αναπτύχθηκε λόγω υποβύθισης προς τα ανατολικά, ως ένα Ιουρασικό νησιώτικο τόξο μπροστά από μία οπισθότοξη περιθωριακή ωκεάνια λεκάνη (οφιόλιθοι Γευγελής/Παιονίας), η οποία είχε προκληθεί από τη διάρρηξη του δυτικού περιθωρίου της Σερβομακεδονικής ([Brown and Robertson 2003](#), [Saccani et al. 2008](#)). Κι αυτό, διότι κατά μήκος του δυτικού Σερβομακεδονικού περιθωρίου, δεν υπάρχει καμία ιζηματογενής σειρά ισοδύναμη με την ενότητα Γκάντατς της ζώνης του Πάικου σύμφωνα τουλάχιστον με τις περιγραφές των [Kockel et al. \(1971\)](#), [Kaufmann et al. \(1976\)](#).

Η ερμηνεία του Σχηματισμού Γκάντατς ως μία ιζηματογενή επαναπόθεση ανθρακικών και κλαστικών υλικών που συσσωρεύτηκαν στην κατωφέρεια ενός διαρρηγμένου παθητικού περιθωρίου ([Brown and Robertson 2003](#)), μπορεί να είναι σωστή, αλλά μόνο για το δυτικό Πελαγονικό ηπειρωτικό περιθώριο, όπου επικρατούν οι ίδιες ιζηματογενείς συνθήκες (ανθρακική πλατφόρμα) και συγχρόνως εκδηλώνονται Τριαδικές ηφαιστειακές εκρήξεις, τόσο βασικού όσο και όξινου χημισμού (bimodal-type) ([Mountrakis et al. 1983](#), [Mountrakis 1986](#), [Kilias et al. 2010](#)).

Επιπλέον, η Ιουρασική μαγματική σειρά (σειρά Χορτιάτη, [Kockel et al. 1971](#), [Mussalam and Jung 1986](#), [Mussalam 1991](#)) μαζί με τους ασβεστόλιθους υφάλου ηλικίας Άνω Ιουρασικού (Κιμμερίδιο-Τιθόνιο), καθώς και με κλασικές αποθέσεις με στοιχεία σπιλιτών, κερατοφύρων, ανδεσιτών και γρανοδιοριτών ([Kockel et al. 1977](#), [Mussalam 1991](#), [Michard et al. 1998](#)), πετρώματα τα οποία εμφανίζονται κατά μήκος του δυτικού περιθωρίου της Σερβομακεδονικής Μάζας, μπορούν να συσχετιστούν στη λιθολογία και την ηλικία με τους ηφαιστειοιζηματογενείς σχηματισμούς του Πάικου και της Τζένας. Αυτή η μαγματική σειρά Χορτιάτη και η ηφαιστειοκλαστική σειρά κατά μήκος του δυτικού Σερβομακεδονικού περιθωρίου ερμηνεύτηκε από τους [Michard et al. \(1998\)](#) ως μία σειρά που έχει αναπτυχθεί σε ένα περιβάλλον ενδο-ωκεάνιου νησιώτικού τόξου, το οποίο συνδέεται με μία ενδο-ωκεάνια υποβύθιση προγενέστερη της επώθησης των οφιολιθικών πετρωμάτων του Αξιού.

Ένα ανάλογο γεωτεκτονικό περιβάλλον και μία ανάλογη γεωτεκτονική τοποθέτηση, η οποία οφείλεται στη σύγκρουση τόξου-ηπείρου, μπορεί να υποτεθεί επίσης για τις ηφαιστειο-ιζηματογενείς σειρές του Πάικου και της Τζένας, πριν από την τοποθέτησή τους προς τα δυτικά πάνω στο Τριαδικό υπόβαθρο. Η φορά προς τα Α των τεκτονικών δομών σμίκρυνσης στη δυτική πτέρυγα του Πάικου (Vergely and Mercier 2000, Brown and Robertson 2003) συσχετίζεται, κατά την άποψή μας, με μία αντίθετης φοράς εφίπλευση (back-thrusting) κατά τη φάση σμίκρυνσης του Τριτογενούς (D₄), ενώ οι προγενέστερες Άνω Ιουρασικές και Κάτω Κρητιδικές φάσεις παραμόρφωσης (D₁, D₂) δείχνουν κύρια φορά κίνησης προς τα ΔΝΔ, ακόμη και στη δυτική πτέρυγα του Πάικου.

Σύμφωνα λοιπόν με τη δική μας ερμηνεία, η πρωταρχική τεκτονική τοποθέτηση των οφιολίθων πάνω στις ηπειρωτικές σειρές των πεδίων Πάικου/Τζένας έλαβε χώρα ταυτόχρονα με την τεκτονική τοποθέτηση των οφιολίθων προς τα δυτικά πάνω στα Τριαδικά μάρμαρα του ανατολικού Πελαγονικού περιθωρίου, όπως έχει περιγραφεί από αρκετούς ερευνητές (Vergely 1984, Brown and Robertson 2003, 2004 Kiliyas et al. 2010). Συνεπώς, μια Τριτογενής τεκτονική τοποθέτηση των οφιολίθων από ανατολικά προς δυτικά πάνω από το Πάικο (Godfriaux and Ricou 1991) δεν φαίνεται κατά τη γνώμη μας πιθανή και άρα το Πάικο δεν αποτελεί Τριτογενές τεκτονικό παράθυρο. Εξάλλου, η τεκτονική τοποθέτηση των οφιολίθων της Αλμωπίας πάνω στα Άνω Κρητιδικά ανθρακικά ιζήματα του δυτικού Πάικου θεωρούμε ότι είναι μεταγενέστερη και συνδέεται με την Τριτογενή φάση συμπίεσης (D₄ back-thrust).

Σχετικά λοιπόν με το γεωτεκτονικό περιβάλλον της περιοχής μελέτης κατά το Ιουρασικό, τα προτεινόμενα γεωδυναμικά μοντέλα που περιγράφονται αμέσως παρακάτω και αφορούν τη ζώνη του Πάικου, δεν είναι συμβατά με τα συμπεράσματά μας σε αυτή τη μελέτη, όπως συζητήθηκε ήδη:

- ως ένα νησιώτικο τόξο που θάφτηκε υποβυθιζόμενο προς τα βορειοανατολικά, με το υπόβαθρό του να βρίσκεται κάτω από την Σερβομακεδονική περιοχή του μετώπου μπροστά από το τόξο (Baroz et al. 1987, Clift 1992, Brown and Robertson 2003),
- ως ένα νησιώτικο τόξο που θάφτηκε υποβυθιζόμενο προς τα βορειοανατολικά, «στριμωγμένο» μαζί με το υπόβαθρό του μεταξύ των ωκεάνιων λεκανών της Αλμωπίας και της Παιονίας-Γευγελής, που συνδέεται

με τη σύγκρουση τύπου ηπείρου-ηπείρου μεταξύ των ηπειρωτικών τεμαχών της Πελαγονικής και της Σερβομακεδονικής και το κλείσιμο του ωκεανού του Αξιού (Mountrakis 1986, Papanikolaou 2009),

- ως ένα νησιώτικο τόξο που σχηματίστηκε στο βορειοανατολικό άκρο της Πελαγονικής ηπείρου, λόγω της υποβύθισης του ωκεανού του Αξιού προς τα νοτιοδυτικά, κάτω από την μικρο-ήπειρο της Πελαγονικής (Smith 1993),
- ως ένα πολλαπλό τεκτονικό παράθυρο, που στα ανώτερα τμήματά του εμφανίζονται ενότητες της Πελαγονικής, ενώ στον πυρήνα του αποκαλύπτεται η ενότητα του Ολύμπου, με την οφιολιθική «root» ζώνη να βρίσκεται ανατολικότερα και τη Τζένα να αποτελεί τεκτονικό μεταμορφικό κάλυμμα Ροδοπικής προέλευσης (Ricou et al. 1998).

Σύμφωνα τόσο με τις παρατηρήσεις μας στην ύπαιθρο όσο και με την τεκτονική ανάλυση που διεξάγαμε, τα ανθρακικά πετρώματα της ενότητας Γκόλα Τσούκα – Γκρόπης ταυτίζονται με αυτά της ενότητας Γρίβας – Κρώμνης και αποτέθηκαν κατά τη διάρκεια του Άνω Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού (ηλικίες σύμφωνα με τους Mercier 1968, Bonneau et al. 1994), πάνω στα επωθημένα οφιολιθικά σώματα και τις ηφαιστειοϊζηματογενείς σειρές. Ένα εφελκυστικό επεισόδιο, σύγχρονο ή μεταγενέστερο της φάσης D₁ και πριν τη φάση D₂, μπορεί να ήταν το αίτιο σχηματισμού της λεκάνης, στην οποία αποτέθηκαν αυτές οι ανθρακικές σειρές.

Κατά τη διάρκεια της φάσης D₂ στο Κάτω Κρητιδικό, έλαβε χώρα και πάλι λεπίωση και πτύχωση με φορά προς τα ΔΝΔ, που αυτή τη φορά επηρέασε τις ιζηματογενείς σειρές ηλικίας Άνω Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού, τις Ιουρασικές ηφαιστειοϊζηματογενείς σειρές, τις Τριαδικές και Παλαιοζωικές ενότητες, καθώς επίσης και τα οφιολιθικά σώματα. Κατά τη διάρκεια της φάσης αυτής, οι οφιοίλιθοι συνέχισαν την προώθησή τους προς τα δυτικά, επωθούμενοι πάνω στα ιζήματα Άνω Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού (Σχ. 63).

Θα πρέπει να σημειωθεί εδώ, ότι η μυλονιτική δομή της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς Καστανερής – Κρώμνης στο ανατολικό Πάικο θεωρούμε ότι συνδέεται με τη συμπίεστική αυτή φάση (D₂), διότι τα ραδιομετρικά δεδομένα K/Ar και Ar/Ar σε συντεκτονικούς της φάσης D₂ λευκούς μαρμαρυγίες της ενότητας Καστανερής – Κρώμνης δίνουν ηλικίες περίπου 110-95 Ma (Most et al.

2001, Most 2003). Για το λόγο αυτό δεν πιστεύουμε ότι η μυλονιτική αυτή δομή συνδέεται με τη διασυμπίεση (transpression) του Τριτογενούς, όπως αναφέρουν οι Brown and Robertson (1994).

Κατά τη διάρκεια της φάσης D₂ έλαβε χώρα πάχυνση του φλοιού, η οποία ακολουθήθηκε από τον Άνω Κρητιδικό εφελκυσμό (φάση D₃) και την εκταφή των βαθύτερων πετρωμάτων του φλοιού. Το γεγονός αυτό μάλλον συνδέεται με την καθίζηση της λεκάνης και την απόθεση των Άνω Κρητιδικών ασβεστολίθων και του φλύσχη (Κενομάνιο έως Μαιστρίχτιο), τα οποία εμφανίζονται σήμερα στη δυτική πτέρυγα του Πάικου και στο Πίνοβο (Σχ. 63 & Σχ. 64). Σύμφωνα με τη δική μας θεώρηση, η στρωματογραφική διακοπή που υπάρχει μεταξύ των Άνω Ιουρασικών – Κάτω Κρητιδικών ιζημάτων ρηχής θάλασσας και των υπερκείμενων Άνω Κρητιδικών ασβεστολίθων πλατφόρμας και του φλύσχη, σχετίζεται πιθανότατα με την τεκτονική δράση της D₂ συμπιεστικής φάσης.

Στο Τριτογενές (Παλαιόκαινο - Ηώκαινο), μια πολύ σημαντική συμπιεστική φάση παραμόρφωσης (D₄) επηρέασε ξανά όλες τις γεωλογικές ενότητες των πεδίων του Πάικου και της Τζένας, με αποτέλεσμα την ανανέωση της λεπίωσης των ενοτήτων με φορά προς τα ΝΔ, συμπεριλαμβανομένων των Άνω Κρητιδικών ασβεστολίθων και του Μαιστρίχτιου φλύσχη (Σχ. 64). Θεωρούμε ότι η τεκτονική τοποθέτηση των οφιολίθων της Αλμωπίας πάνω στα Άνω Κρητιδικά ανθρακικά ιζήματα του δυτικού Πάικου οφείλεται σε εφίπνευση αντιθετικής φοράς προς τα ΒΑ κατά τη φάση D₄.

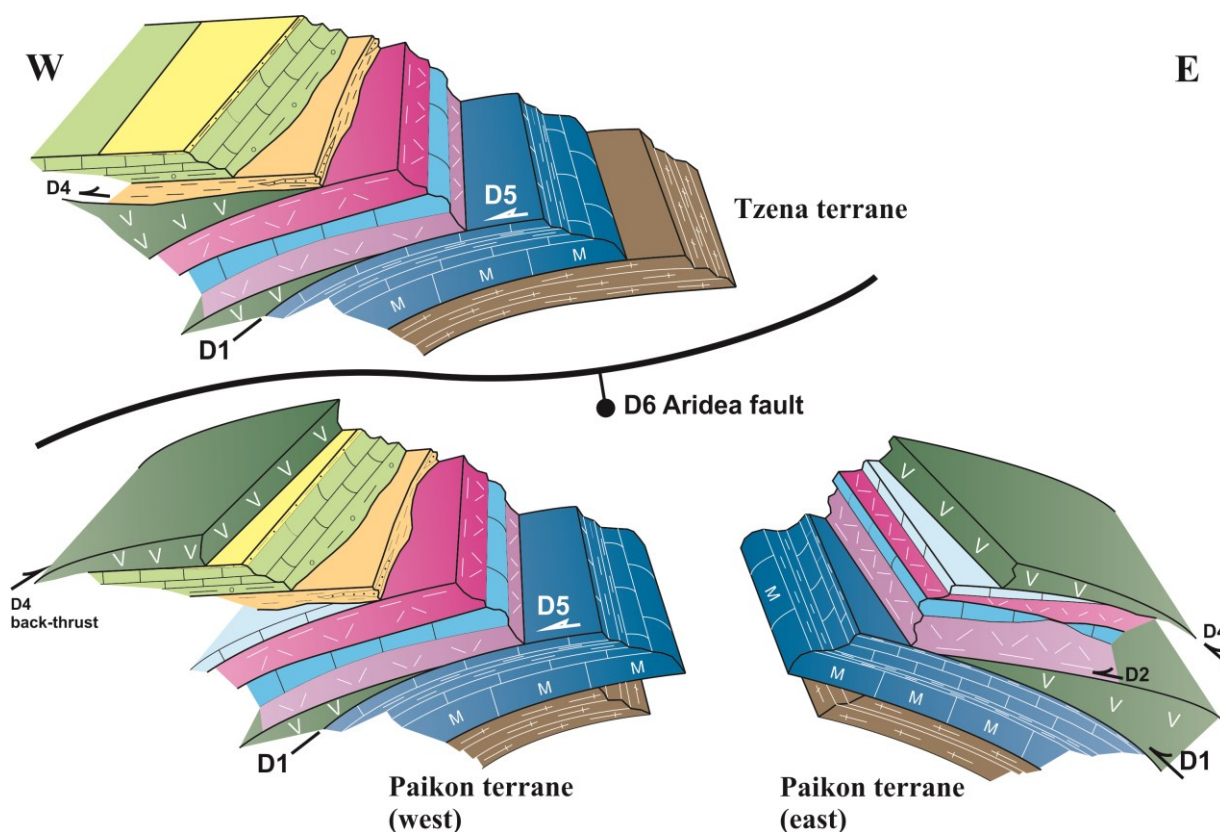
Η τελική εκταφή των κατώτερων ενοτήτων των πεδίων Πάικου/Τζένας, όπως επίσης και η λέπτυνση του φλοιού συνέβησαν κατά το εφελκυστικό επεισόδιο D₅ ηλικίας Ολιγοκαίνου - Μειοκαίνου σε συνθήκες θραυστιγενούς παραμόρφωσης (Σχ. 64). Ταυτόχρονα, έλαβε χώρα σε άλλες περιοχές του Ελληνικού Ορογενούς (π.χ. Όλυμπος, Όσσα κτλ.) η αποκάλυψη και η εκταφή των ενοτήτων των Εξωτερικών Ελληνίδων, σε συνθήκες πλαστικής παραμόρφωσης και σε βαθύτερους ορίζοντες του φλοιού (Kilias et al. 1991, Sfeikos et al. 1991, Kilias 1995).

Οι Ricou and Godfriaux (1995) θεώρησαν το τεκτονικό παράθυρο του Πάικου ως ισοδύναμο με αυτό του Ολύμπου-Όσσας στην κεντρική Ελλάδα (Godfriaux 1968, Schermer et al. 1990, Κίλιας et al. 1991, Schermer 1993, Kilias 1995). Δεν συμεριζόμαστε την άποψη αυτή, διότι τα δύο αυτά παράθυρα εμφανίζουν διαφορετική τεκτονική εξέλιξη και κατέχουν διαφορετική γεωτεκτονική θέση. Το παράθυρο Ολύμπου - Όσσας εκτάφηκε κατά το Τριτογενές και αντιπροσωπεύει μια

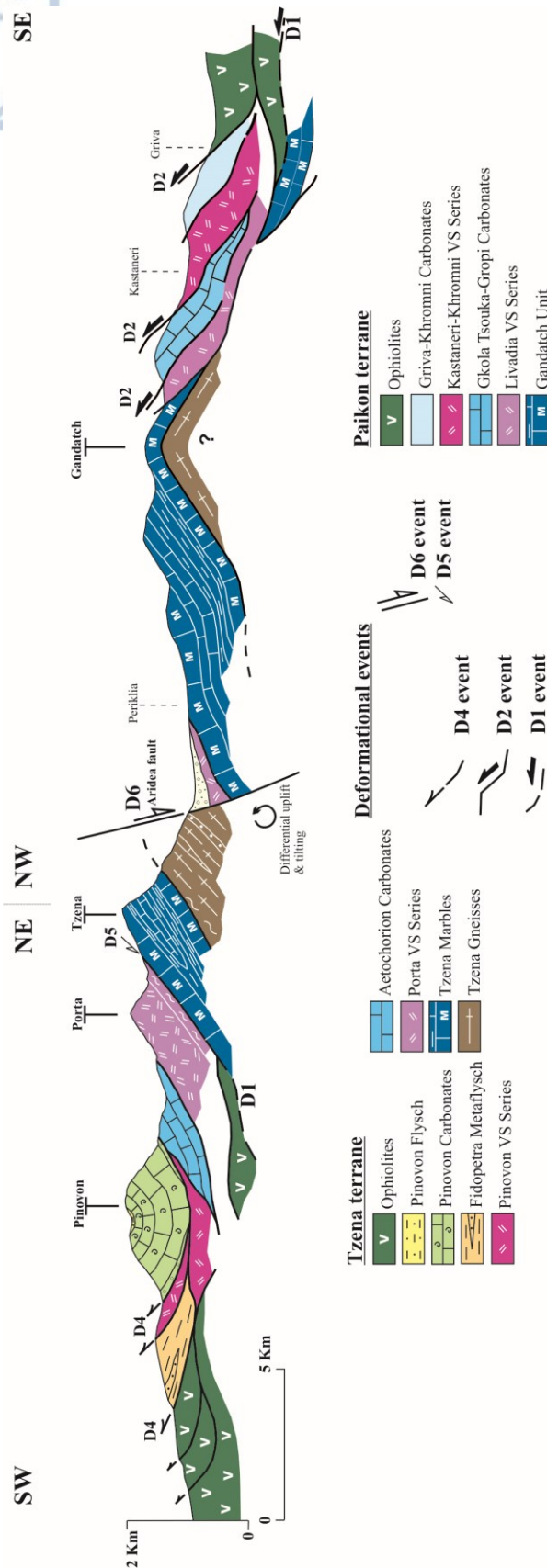
βαθύτερη τεκτονική ενότητα των Ελληνίδων, που ανήκει στις Εξωτερικές Ελληνίδες και βρίσκεται κάτω από την Πελαγονική στήλη καλυμμάτων. Το Πάικο είναι μεν παράθυρο, αλλά του ανατολικού Πελαγονικού περιθωρίου και όχι των Εξωτερικών Ελληνίδων.

Οι δομές της φάσης D₆ διαμελίζουν τελικά όλες τις γεωλογικές ενότητες των δύο πεδίων (Σχ. 65). Η φάση αυτή χαρακτηρίζεται από δι-εφελκυστική τεκτονική (transtension). Κατά τη διάρκεια της φάσης D₆ αναπτύσσονται οι Νεογενείς λεκάνες της περιοχής μελέτης, οριοθετημένες από ρήγματα μεγάλης γωνίας κλίσης.

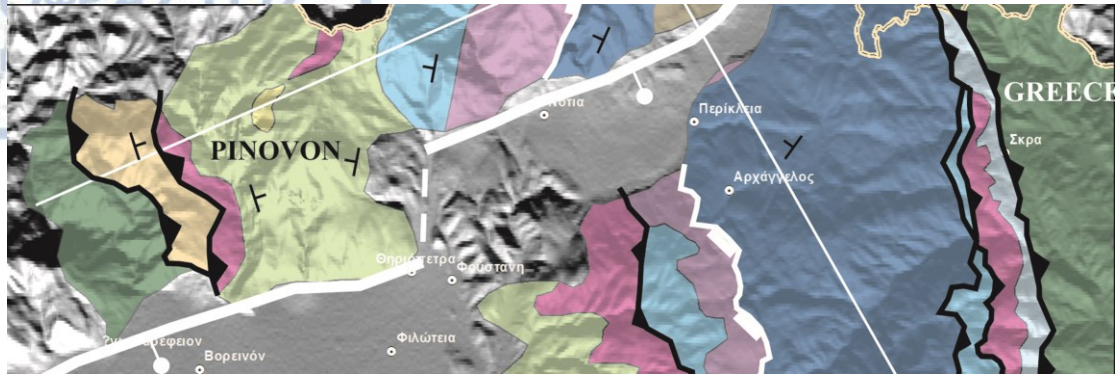
Το όρος της Τζένας διαχωρίστηκε από την ορεινή μάζα του Πάικου κατά τη διάρκεια της φάσης αυτής D₆, σχηματίζοντας μία απότομη μορφολογική πλαγιά, ανυψώμενο λόγω της ρηξιγενούς ζώνης της Αριδαίας (Σχ. 66).



Σχ. 65. Σχηματική τρισδιάστατη αναπαράσταση της τεκτονοστρωματογραφίας της περιοχής μελέτης. Διακρίνονται το ανατολικό και δυτικό Πάικο καθώς και η Τζένα, ως ένα ενιαίο τεκτονοστρωματογραφικό πεδίο που έχει αποκολληθεί από το ρήγμα της Αριδαίας (υπόμνημα όπως στο Σχ. 65, τροποποιημένο από Katrivanos et al. 2016).



Σχ. 66. Σχηματική γεωλογική τομή που παρουσιάζει τη γενική γεωλογική δομή και τη γεωμετρία της παραμόρφωσης των τεκτονοστρωματογραφικών πεδίων της Τζένας και του Πάικου (τροποποιημένο από Katrivanos et al. 2016).



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Σύμφωνα με την τεκτονοστρωματογραφία, τη μεταμορφική τους πορεία και τη γεωτεκτονική τους εξέλιξη, όπως παρουσιάστηκαν λεπτομερώς στα προηγούμενα κεφάλαια και σε αντίθεση με ορισμένες από τις προγενέστερες απόψεις άλλων ερευνητών (Godfriaux and Ricou 1991, Ricou and Godfriaux 1991, 1995), θεωρούμε ότι τα τεκτονοστρωματογραφικά πεδία του Πάικου και της Τζένας ταυτίζονται.

Το καθένα από αυτά αποτελεί μία πολύπλοκη στήλη τεκτονικών καλυμμάτων με αρκετές τεκτονοστρωματογραφικές ενότητες. Σ' αυτές περιλαμβάνονται και οι επωθημένοι οφιόλιθοι, οι οποίοι προερχόμενοι από τα ανατολικά μεταφέρθηκαν προς τα δυτικά, μακριά από την αρχική τους θέση.

Η συσσώρευση των καλυμμάτων και η παραμόρφωση ξεκίνησε κατά το Μέσο έως Άνω Ιουρασικό. Η ύπαρξη μίας συνολικής επώθησης των γεωλογικών σχηματισμών της ζώνης του Πάικου προς τα δυτικά είχε επίσης υποτεθεί από τους Ricou and Godfriaux (1991, 1995) αλλά με χρονική τοποθέτηση στο Τριτογενές.

Τελικά, η στήλη των καλυμμάτων εξελίχθηκε σε ένα πολλαπλό τεκτονικό παράθυρο, όπου οι κατώτερες γεωλογικές ενότητες του Πάικου και της Τζένας,

πιθανότατα Πελαγονικής προέλευσης (Σχηματισμός Γκάντατς και τα μάρμαρα και οι γνεύσιοι της Τζένας), αναδύθηκαν κάτω από τις Ιουρασικές ηφαιστειο-ιζηματογενείς σειρές και τις ανθρακικές σειρές Άνω Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού και όλα αυτά κάτω από το διπλό οφιολιθικό κάλυμμα. Δηλαδή, σύμφωνα με την ταξινόμηση των Ελληνίδων σε τεκτονοστρωματογραφικά πεδία (Papanikolaou 2009, 2013) οι κατώτερες ενότητες των πεδίων Πάικου/Τζένας αποτελούν την προέκταση προς ανατολάς του πεδίου H3 (Πελαγονική προέλευση).

Το τεκτονικό παράθυρο σχηματίστηκε λόγω της εναλλαγής των διαδοχικών συμπιεστικών και εφελκυστικών φάσεων παραμόρφωσης από το Ιουρασικό μέχρι το Τριτογενές. Η τελική διαμόρφωση του τεκτονικού παράθυρου προέκυψε από τον εφελκυσμό Ολιγοκαίνου – Μειοκαίνου (D5).

Συμπερασματικά:

- ✓ Τα τεκτονοστρωματογραφικά πεδία του Πάικου και της Τζένας υπέστησαν έξι (6) κύριες Αλπικές φάσεις παραμόρφωσης (D1-D6). Η παραμόρφωση ξεκινά στο Μέσο Ιουρασικό με μια ενδοωκεάνια υποβύθιση στον ωκεανό του Αξιού και συνεχίζεται προοδευτικά μέχρι σήμερα. Η σμίκρυνση εναλλάσσεται με την έκταση μέσα στο χρόνο και οι συνθήκες παραμόρφωσης εξελίσσονται από πλαστικές σε θραυσιγενείς. Οι συμπιεστικές φάσεις παραμόρφωσης (D1, D2, D4) συνδέονται με την επώθηση των οφιολίθων, τη συσσώρευση της στήλης των τεκτονικών καλυμμάτων, την επαύξηση των πεδίων και την πάχυνση του φλοιού. Οι εφελκυστικές φάσεις (D3, D5, D6) συνδέονται με την κατάρρευση του ορογενούς, την αποκάλυψη των βαθύτερων οριζόντων, την αποκόλληση των πεδίων και την λέπτυνση του φλοιού.
- ✓ Τόσο στο πεδίο του Πάικου όσο και στη Τζένα υπήρξε μια φάση μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης (HP) , προγενέστερη της φάσης M1/D1, με πιθανή ηλικία 160-170 Ma, η οποία οφείλεται στην υποβύθιση που συνέβη στον ωκεανό του Αξιού, λόγω της σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών κατά το Μέσο Ιουρασικό.
- ✓ Όπως προκύπτει με τη χρήση ποικίλων κριτηρίων, λιθολογικών, στρωματογραφικών, τεκτονικών, μεταμορφικών κτλ., τα πεδία του Πάικου και της Τζένας είναι τεκτονοστρωματογραφικά ταυτόσημα. Το καθένα από αυτά αποτελεί ένα σύνθετο πεδίο που σχηματίστηκε με την τεκτονική

διαδικασία της επαύξησης, σχηματίζοντας μια πολύπλοκη στήλη τεκτονικών καλυμμάτων.

- ✓ Εντός της πολύπλοκης αυτής στήλης των τεκτονικών καλυμμάτων συμπεριλαμβάνονται οι επωθημένοι οφιόλιθοι που προέρχονται από τον ωκεανό του Αξιού και που έχουν μεταφερθεί προς τα δυτικά, μακριά από την αρχική τους θέση.
- ✓ Ο πυρήνας των δύο πεδίων, δηλ. οι γνεύσιοι και τα μάρμαρα, μπορεί να είναι Πελαγονικής προέλευσης και να έχει εκταφεί/αποκαλυφτεί ως ένα πολλαπλό τεκτονικό παράθυρο κάτω από την επωθημένη στήλη των καλυμμάτων.
- ✓ Τα δύο πεδία διαχωρίστηκαν τελικά κατά τη διάρκεια της τελευταίας φάσης (D6) κατά μήκος του ρήγματος της Αριδαίας, το οποίο τα διαχώρισε και συνδέεται με το σχηματισμό των Νεογενών – Τεταρτογενών λεκανών.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Τα τεκτονοστρωματογραφικά πεδία (terrane) του Πάικου και της Τζένας τοποθετούνται γεωτεκτονικά στο κεντρικό τμήμα της ζώνης Αξιού, μεταξύ των Πελαγονικών τεκτονικών καλυμμάτων που βρίσκονται δυτικά και της μεταμορφικής περιοχής της Σερβομακεδονικής και Ροδοπικής μάζας στα ανατολικά. Η ζώνη Αξιού περιλαμβάνει την υποζώνη Αλμωπίας στα δυτικά, που χαρακτηρίζεται από την παρουσία οφιολιθικών πετρωμάτων, τα πεδία Πάικου και Τζένας ενδιάμεσα και την επίσης οφιολιθική υποζώνη Παιονίας προς τα ανατολικά.

Κατόπιν της γεωλογικής εργασίας υπαίθρου και της μελέτης των τεκτονοστρωματογραφικών στοιχείων στην παρούσα διατριβή, διαπιστώσαμε ότι τα πεδία του Πάικου και της Τζένας ταυτίζονται τεκτονοστρωματογραφικά και το καθένα απ' αυτά αποτελείται από μία πολύπλοκη στήλη τεκτονικών καλυμμάτων με ποικίλες τεκτονοστρωματογραφικές ενότητες.

Παλαιοζωικοί γνεύσιοι και Τριαδικά μάρμαρα σε εναλλαγές με σχιστόλιθους τοποθετούνται τεκτονικά κάτω από ηφαιστειοκλαστικά και ανθρακικά πετρώματα Ιουρασικής και Κάτω Κρητιδικής ηλικίας, καθώς επίσης και κάτω από τους επωθημένους οφιόλιθους, οι οποίοι έχουν μεταφερθεί προς τα δυτικά μακριά από την αρχική τους θέση. Επικλυσιογενή ιζήματα Άνω Ιουρασικής έως Κάτω Κρητιδικής ηλικίας, καθώς επίσης και Άνω Κρητιδικής ηλικίας ασβεστόλιθοι και φλύσχης τοποθετούνται με ασυμφωνία πάνω σε όλες τις προαναφερόμενες ενότητες. Τα πετρώματα του υποβάθρου Παλαιοζωικής ηλικίας δεν εμφανίζονται στο πεδίο του Πάικου.

Και τα δύο τεκτονοστρωματογραφικά πεδία έχουν υποστεί την ίδια πολυφασική παραμόρφωση και μεταμόρφωση (D1 - D6), από το Μέσο Ιουρασικό έως σήμερα. Η σμίκρυνση εναλλάσσεται με την έκταση, ενώ οι συνθήκες της παραμόρφωσης εξελίσσονται από πλαστικές σε θραυσιογενείς. Τα συμπίεστικά επεισόδια της παραμόρφωσης συνδέονται με τη συσσώρευση των τεκτονικών καλυμμάτων, την επαύξηση των πεδίων και την πάχυνση του φλοιού, ενώ τα εφελκυστικά με την κατάρρευση του ορογενούς, τη διασπορά των πεδίων, την ισοστατική επαναφορά, την εκταφή και την λέπτυνση του φλοιού.

Η επώθηση των οφιολίθων και η συσσώρευση των τεκτονικών καλυμμάτων ξεκίνησε κατά το Μέσο έως Άνω Ιουρασικό (D1), με πιθανή φορά προς τα δυτικά. Οι δομές του D1 γεγονότος είναι διαμπερείς (συμμεταμορφική σχιστότητα, S1 και ορυκτολογική γράμμωση έκτασης, L1) και επηρεάζουν τις κατώτερες ενότητες Τριαδικής ηλικίας, καθώς επίσης τις ηφαιστειοιζηματογενείς σειρές ηλικίας Μέσου έως Άνω Ιουρασικού. Θεωρούμε ότι το D1 γεγονός είναι υπεύθυνο για την ισχυρή συμμεταμορφική παραμόρφωση και την εσωτερική λεπίωση των Τριαδικών ενοτήτων του υποβάθρου και της Μέσο έως Άνω Ιουρασικής ηφαιστειοιζηματογενούς σειράς. Οι συνθήκες μεταμόρφωσης δεν ξεπερνούν την πρασινοσχιστολιθική φάση (M1).

Τόσο στο πεδίο του Πάικου όσο και στη Τζένα, υπάρχει μια φάση μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης – χαμηλής θερμοκρασίας (HP-LT) του Μέσου Ιουρασικού, που προηγείται του M1/D1 γεγονότος και συνδέεται πιθανότατα με μία ζώνη υποβύθισης που συνέβη στον ωκεανό του Αξιού, λόγω της σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών κατά το Μέσο Ιουρασικό.

Στο Κάτω Κρητιδικό, κατά τη διάρκεια του γεγονότος D2, έλαβε χώρα μια φάση πτύχωσης και λεπίωσης με φορά προς τα δυτικά έως νοτιοδυτικά (W- to SW), η οποία επηρέασε τις ιζηματογενείς ενότητες ηλικίας Άνω Ιουρασικού έως Κάτω Κρητιδικού, την Ιουρασική ηφαιστειοιζηματογενή σειρά, τις Τριαδικές ενότητες, καθώς επίσης και τα οφιολιθικά σώματα. Οι οφιόλιθοι συνέχισαν να μεταφέρονται προς τα δυτικά κατά τη διάρκεια του γεγονότος αυτού, επωθούμενοι πάνω στα ιζήματα του Άνω Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού.

Η φάση αυτή συνδέεται με μία ανάδρομη μεταμόρφωση (M2). Μεταξύ αυτών των δύο κύριων συμπιεστικών φάσεων (D1- D2), παρεμβάλλεται ένα πιθανό εφελκυστικό γεγονός, που σχετίζεται με την απόθεση των κλαστικών και ανθρακικών ιζημάτων Άνω Ιουρασικού - Κάτω Κρητιδικού, κυρίως πάνω στα επωθημένα οφιολιθικά σώματα.

Η εφελκυστική φάση που λαμβάνει χώρα στο Άνω Κρητιδικό (D3) έχει ως αποτέλεσμα την αποκάλυψη των βαθύτερων πετρωμάτων του φλοιού. Συνδέεται επίσης με το σχηματισμό λεκανών και την ιζηματογένεση τόσο των Άνω Κρητιδικών

νηριτικών ασβεστολίθων, όσο και άλλων κλαστικών υλικών και φλύσχη (από το Κενομάνιο έως το Μαιστρίχτιο), ιζηματογενών πετρωμάτων που εμφανίζονται στη δυτική πτέρυγα του ορεινού όγκου του Πάικου, καθώς και στο όρος του Πινόβου.

Οι δομές της επόμενης συμπιεστικής φάσης (D4) σχηματίζουν μια καλά αναπτυγμένη ζώνη πτυχώσεων – επιπτεύσεων (fold and thrust belt) με αξονική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, η οποία λειτούργησε κατά το Παλαιόκαινο έως το Ηώκαινο, με αποτέλεσμα την έντονη λεπίωση όλων των ενοτήτων με φορά κυρίως προς τα ΝΔ. Στο δυτικό Πάικο, οι οφιόλιθοι της Αλμωπίας τοποθετούνται τεκτονικά πάνω στα Άνω Κρητιδικά ανθρακικά ιζήματα και στο Μαιστρίχτιο φλύσχη, κατά μήκος επιπτευτικών ρηγμάτων με αντιθετική κίνηση προς τα ΒΑ (D4 back-thrust).

Η τελική κατάρρευση του ορογενούς, η εκταφή και αποκάλυψη των τεκτονοστρωματογραφικών ενοτήτων των πεδίων του Πάικου και της Τζένας, καθώς και η λέπτυνση του φλοιού, συνέβησαν κατά το εφελκυστικό γεγονός του Ολιγοκαίνου – Μειοκαίνου (D5), σε θραυστιγενείς συνθήκες παραμόρφωσης (brittle), με κανονικά ρήγματα μικρής γωνίας κλίσης και κύρια κινηματική προς τα ΝΔ. Ταυτόχρονα, σε βαθύτερους τεκτονικούς ορίζοντες του Ελληνικού ορογενούς και σε πλαστικές συνθήκες παραμόρφωσης (ductile) συνέβαινε η εκταφή και αποκάλυψη των ενοτήτων των Εξωτερικών Ελληνίδων σε άλλες περιοχές του Ελληνικού Ορογενούς.

Οι ρηξιγενείς δομές της φάσης D6 λαμβάνουν χώρα κατά τη διάρκεια του Μειοκαίνου – Πλειοκαίνου μετά από όλες τις προηγούμενες τεκτονικές δομές και περιλαμβάνουν κανονικά έως πλαγιοκανονικά ρήγματα μεγάλης γωνίας κλίσης, καθώς και ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Η ρηξιγενής ζώνη της Αριδαίας με γενική διεύθυνση ΑΝΑ-ΔΒΔ και βύθιση προς τα ΝΝΑ αποτελεί σημαντική τεκτονική δομή αυτής της φάσης και θεωρείται ότι αρχικά λειτούργησε ως ένα δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης, το οποίο επαναδραστηριοποιήθηκε μετά το Πλειόκαινο ως κανονικό ρήγμα. Στην περιοχή μελέτης, το ρήγμα αυτό διαχωρίζει τα πεδία του Πάικου και της Τζένας, σχηματίζοντας το τεκτονικό βύθισμα της Νότιας – Περίκλειας, ηλικίας Νεογενούς έως Τεταρτογενούς. Έτσι, τα πεδία του Πάικου και της Τζένας που έχουν προηγουμένως διαμορφωθεί από κοινού μέσα από τη

διαδικασία της επαύξησης (terrane accretion), τώρα θα διαχωριστούν (post-accretional terrane dispersion).

Σχετικά με την πρωτογενή τεκτονική τοποθέτηση των οφιολίθων θεωρούμε ότι πιθανότατα σχετίζεται με την επώθηση της ηφαιστειοκλαστικής σειράς και ότι έλαβε χώρα προς τα δυτικά πάνω στις ηπειρωτικές ενότητες των πεδίων του Πάικου και της Τζένας, δηλαδή πάνω στα Τριαδικά μάρμαρα του ανατολικού Πελαγονικού περιθωρίου.

Η στήλη των τεκτονικών καλυμμάτων εξελίχθηκε τελικά σε ένα πολλαπλό τεκτονικό παράθυρο όπου οι κατώτερες ενότητες, πιθανότατα Πελαγονικής προέλευσης (Ενότητα Γκάντατς και Μάρμαρα Τζένας) αναδύθηκαν κάτω από την Ιουρασική ηφαιστειοζηματογενή σειρά και την Άνω Ιουρασική – Κάτω Κρητιδική ανθρακική ενότητα και αυτές με τη σειρά τους κάτω από το διπλό οφιολιθικό τεκτονικό κάλυμμα (οφιολίθοι Αλμωπίας/Γαρέφη στα δυτικά και οφιολίθοι Γευγελής/Παιονίας στα ανατολικά). Το τεκτονικό παράθυρο σχηματίστηκε λόγω των διαδοχικών επεισοδίων παραμόρφωσης, τόσο συμπιεστικών όσο και εφελκυστικών, από το Ιουρασικό μέχρι το Τριτογενές. Η τελική διεύθυνση και μορφή του τεκτονικού παραθύρου ήταν το αποτέλεσμα του εφελκυστικού επεισοδίου του Ολιγοκαίνου – Μειοκαίνου (D5).

Συμπερασματικά, προτείνουμε ότι τα τεκτονοστρωματογραφικά πεδία του Πάικου και της Τζένας ταυτίζονται και το καθένα απ' αυτά αποτελεί ένα σύνθετο πεδίο το οποίο σχηματίστηκε με τη διαδικασία της επαύξησης, δηλ. μια πολύπλοκη στήλη τεκτονικών καλυμμάτων, συμπεριλαμβανομένων των επωθημένων οφιολίθων που με προέλευση τη ζώνη Αξιού, μεταφέρθηκαν προς τα δυτικά μακριά από την αρχική τους θέση. Ο πυρήνας και των δύο πεδίων, που είναι πιθανότατα Πελαγονικής προέλευσης, αποκαλύπτεται ως ένα πολλαπλό τεκτονικό παράθυρο κάτω από την επωθημένη στήλη των τεκτονικών καλυμμάτων.

Extended Abstract

Introduction

Paikon and Tzena terranes are situated in the center part of the Axios zone, between the Pelagonian nappe and the Serbomacedonian/Rhodope metamorphic province. Axios zone comprises the ophiolite - bearing Almopia Subzone in the West, the Paikon and Tzena terranes in the Middle, and the also ophiolite - bearing Paionia Subzone in the East (Mercier 1968).

The structural evolution and geotectonic position of Paikon and Tzena terranes have long been a matter of controversy between researchers, with several questions remaining unanswered. We try here to correlate Paikon and Tzena terranes, reconstructing the evolution of deformation from Jurassic till recent times, and for this purpose we carried out geological mapping and detailed structural investigations, combined with all available geochronological and stratigraphic data.

Tectonostratigraphic data and results

Paikon and Tzena terranes are two identical tectonostratigraphic terranes, constituting a complicated tectonic nappe pile with several tectonostratigraphic units.

Paleozoic gneisses and Triassic marbles intercalated with schists (Lower Units) are tectonically overlain by volcanoclastic and carbonate rocks of Jurassic to Early Cretaceous age (Medium Units), as well as the obducted ophiolites traveled westwards from their initial place. Transgressive Upper Jurassic to Lower Cretaceous sediments, as well as Upper Cretaceous limestone and flysch (Upper Units) overlie discordantly all the above mentioned units. The Paleozoic basement rocks do not exhumed in the Paikon terrane.

Both terranes have undergone the same polyphase deformation and metamorphism (D1 - D6), from Mid-Jurassic to recent times (Katrivanos et al. 2001, 2012, 2013, 2015, 2016). Shortening alternated with extension and the deformation conditions evolved from ductile to brittle. Compressional events are related to nappe

stacking, terrane accretion and crustal thickening, while extensional ones are related to orogenic collapse, terrane dispersion, isostatic rebound, unroofing and crustal thinning.

Ophiolite obduction and nappe stacking started during the Mid- to Upper Jurassic (D1-deformation). The structures of D1 event are penetrative (synmetamorphic foliation, S1 and mineral stretching lineation, L1) and affect clearly the lower units of Triassic age, as well as the Mid- to Late Jurassic volcano-sedimentary series. We assume that D1 is responsible for the strong synmetamorphic deformation and internal imbrication of the Triassic basement units and the Mid-Late Jurassic volcano-sedimentary series.

A HP-LT metamorphism of Middle Jurassic age predates D1 event and is possibly related to a subduction zone formed in Axios ocean. This HP metamorphism is assumed for Paikon terrane by Baroz et al. (1987). In this study, we present evidence for this HP metamorphism in the Tzena terrane as well.

During D2 event in the Early Cretaceous, W- to SW-vergent imbrication and folding took place again, now affecting the Upper Jurassic - Lower Cretaceous sedimentary series, the Jurassic volcano-sedimentary series, the Triassic ones, as well as the ophiolitic bodies. The ophiolites continued to advance westwards during that time, overthrusting the Upper Jurassic - Lower Cretaceous sediments.

Upper Cretaceous extension (D3 event) and exhumation of deeper crustal rocks is associated with basin subsidence and deposition of the Upper Cretaceous limestones and flysch (Cenomanian to Maestrichtian), outcropping on the western flanks of Paikon and Pinovon Mts.

D4 structures form well developed, NW-SE trending folds and thrust belts, during Paleocene to Eocene and caused a renewed SW-directed imbrication of all units. In the western Paikon, Almopia ophiolites overthrust the Theodoraki Carbonate Formation and Tchouka flysch, along a NE-ward D4 back-thrust.

The final exhumation of Paikon and Tzena tectonostratigraphic units, as well as crustal thinning occurred during the Oligocene - Miocene extensional event D5 under brittle conditions.

Analogous Tertiary tectonic events with similar geometry and kinematics of the deformation have already been established for several other areas in Greece (Olympos – Ossa Mts., Rhodope Mt., Cyclades islands etc.) where they have caused the exhumation of metamorphic core complex (Kilias and Mountrakis 1990, Sokoutis et al. 1993, Kilias 1995, Dinter 1998, Kilias et al. 1999).

During Miocene - Pliocene, the D6 extensional event caused faulting overprinting all the previously described structures. D6 structures include high-angle normal, dip-slip to oblique faults, as well as strike-slip faults. One of the very important D6 faults is the ENE - WSW striking and SSE - dipping Aridea fault zone, which is considered to be originally a dextral strike-slip fault, reactivated during the Pliocene - Quaternary until recent as a normal dip-slip fault (Pavlides et al. 1990). In the study area, this fault separates Tzena from Paikon terrane, forming the Neogene to Quaternary Notia - Periklia depression and leading to post-accretional terrane dispersion.

Discussion & Conclusion

In our view, the primary emplacement of ophiolites upon the Triassic marbles was possibly associated with the overthrusting of the volcanoclastic series.

Brown and Robertson (2003) assumed Jurassic, northeastward subduction that created an island arc within the Paikon Massif, coupled with back-arc rifting, generating the Guevgeli Ophiolites and related units behind the Paikon arc. They also propose that overthrusting of those ophiolites upon the Paikon Massif took place firstly during the Late Cretaceous to Early Tertiary. Nevertheless, in the Lower Units of both terranes, feeding dykes of the overlying volcanic formations are not found. Therefore, we suggest that these volcanic rocks of calc-alkaline composition formed somewhere else, during an initial Jurassic intra-oceanic subduction in the ocean basins, as also assumed by Michard et al. (1998).

Furthermore, Jurassic magmatic series (Chortiatis series; [Mussalam 1991](#)) including reefal limestones of Late Jurassic age (Kimmeridgian - Tithonian) and clastic deposits with spilite, keratophyre, andesite and granodiorite elements ([Mussalam 1991](#), [Michard et al. 1998](#)), exposed along the western margin of the Serbomacedonian massif, can be correlated in lithology and age with both Paikon and Tzena volcano-sedimentary formations. This Chortiatis magmatic series and the volcanoclastic series along the western Serbo-Macedonian margin was interpreted by [Michard et al. \(1998\)](#) as having developed in an intra-oceanic island arc setting related to an intra-oceanic subduction predating the obduction of the Axios ophiolites. Such a tectonic setting and place may be assumed also for the Paikon and Tzena volcano-sedimentary units, prior their westwards emplacement onto the Triassic units, owing to the arc - continent collision.

Thus, we suggest that ophiolite obduction upon the continental series of Paikon and Tzena terranes took place simultaneously with the ophiolite tectonic emplacement towards west upon the Triassic marbles of the eastern Pelagonian margin, as described by several researches ([Brown and Robertson 2003](#), [Kilias et al. 2010](#)).

Finally, the nappe pile evolved into a multiple tectonic window, where the Lower Units, possible of Pelagonian origin (Gandatch Unit & Tzena marbles) emerged under the Jurassic volcano-sedimentary series and the Upper Jurassic - Lower Cretaceous carbonate series (Medium Units) and these again under the duplicated, ophiolitic nappe (Almopia/Garefi ophiolites to the west and Guevgeli/Peonias Ophiolites to the east). The tectonic window formed due to successive compressional and extensional events from Jurassic to Tertiary time. The final configuration of the tectonic window resulted from the Oligocene - Miocene extension (D5).

An overall westward overthrusting of Paikon units, but of Tertiary age, was also proposed by [Godfriaux and Ricou \(1991\)](#), [Ricou and Godfriaux \(1995\)](#). In this approach, Paikon Massif is considered as a multiple tectonic window of Tertiary age beneath the thrust slices of the Axios Zone ophiolites and the Pelagonian Nappe of metamorphic rocks. Additionally, Tzena Massif is considered as a Tertiary

metamorphic nappe with an origin from the east (Rhodopic hinterland), that was placed tectonically upon both the ophiolites and the Paikon units. The lower unit of the Paikon Massif is correlated with the carbonate unit of Olympos - Ossa, while the overthrust volcanic rocks with the Ambelakia HP/LT unit. However, we do not share this view, because those two windows show a different structural evolution and tectonic position. The Olympos - Ossa window represents a deeper tectonic unit of Hellenides belonging to the External Hellenides below the Pelagonian nappe pile, which exhumed first during the Tertiary.

In conclusion, we suggest that Paikon and Tzena terranes are tectonostratigraphically identical and each one of them is a composite terrane that formed by terrane accretion, i.e. a complicated tectonic nappe pile, including obducted ophiolites rooted in the Axios zone, travelled westward from their initial place. The core of both terranes, probably of Pelagonian origin, is exhumed as a multiple tectonic window under the overthrust nappe pile.



ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Η σειρά των βιβλιογραφικών αναφορών γίνεται αλφαβητικά, σύμφωνα με το Ελληνικό Πρότυπο

ΕΛΟΤ 743 – 2^η έκδοση (τύπος 2, μεταγραφή των Ελληνικών χαρακτήρων σε Λατινικούς)

- Altherr R., Soder C., Panienka S., Peters D. and Meyer H.P., 2013.** Pink manganian phengite in a high P/T meta-conglomerate from northern Syros (Cyclades, Greece). *Contrib. Mineral Petrology*, 166, 1323-1334.
- Anders B., Reischmann T., Poller U. and Kostopoulos D., 2005.** Age and origin of granitic rocks of the eastern Vardar Zone, Greece: New constraints on the evolution of the Internal Hellenides. *Journal of Geological Society, London*, special Issue **162**, 857-870.
- Aubouin J., 1959.** Contribution a l' etude geologique de la Grece septentrionale, les confins de l' Epire et de la Thessalie. *Annales Geologiques des Pays Helleniques*, 10, 526.
- Aubouin J., Brunn J.H., Celet P., Dercourt J., Godfriaux I. and Mercier J., 1963.** Esquisse de la Geologie de la Grece. *Livre Memoire Professeur Fallot, Memoires Societe geologique de France*, 383-610.
- Αυγερινάς Α., Κίλιας Α., Κορωνάιος Α., Μουντράκης Δ., Frisch W., Dunkl I. και Most T., 2001.** Τεκτονική εξέλιξη του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους κατά την διάρκεια του Κρητιδικού (δυτικό τμήμα οροσειράς Βόρα, Μακεδονία, Ελλάδα). *Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας*, 34, 129-136.
- Αυγερινάς Α., 2014.** Ανάλυση της παραμόρφωσης και κινηματική της πελαγονικής ζώνης στη Βόρεια Ελλάδα. *Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*, 355 σελ.
- Baroz F., Bebieen J. and Ikenne M., 1987.** An example of high pressure – low temperature (HP-LT) metamorphic rocks from an island - arc: the Paikon series (Innermost Hellenides, Greece). *Journal of Metamorphic Geology*, 5, 509-527.
- Bebien J., Platevoet B. and Mercier J., 1994.** Geodynamic significance of the Paikon massif in the Hellenides: Contribution of the volcanic rock studies. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 30, 63-67.

- Boccaletti M., 1979.** Mesogea, Mesoparatethys, Mediterranean and Paratethys: Their possible relations with Tethys ocean development. *Ofioliti*, 1979, 83-96.
- Boev B., Jankovic S. and Serafimovski T., 1997.** Magmatism and Tertiary mineralization of the Kozuf metalogenetic district (F.Y.R.O.M.), with particular reference to the Alsar deposit. Special Issue No 5, University "St. Kiril and Metodij" – Skopje, 262 p.
- Bonev N., Burg J.P. and Ivanov Z., 2006.** Mesozoic - Tertiary structural evolution of an extensional gneiss dome. The Kesebir - Kardamos dome, eastern Rhodope (Bulgaria - Greece). *International Journal of Earth Sciences*, 95, 318-340.
- Bonneau M., Godfriaux I., Moulas Y., Fourcade E. and Masse J., 1994.** Stratigraphie et structure de la bordure orientale de la double fenetre du Paikon (Macedoine, Grece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 30, 105-114.
- Bohlen S.R., Wall V.J. and Boettcher A.L., 1983.** Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system $\text{FeO-TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *American Mineralogist*, 68, 1049-1058.
- Brown S. and Robertson A., 1994.** New structural evidence from the Mesozoic - Early Tertiary Paikon unit, Northern Greece. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 30, 159-170.
- Brown S. and Robertson A., 2003.** Sedimentary geology as a key to understanding the tectonic evolution of the Mesozoic – Early Tertiary Paikon Massif, Vardar suture zone, N. Greece. *Sedimentary Geology*, 160, 179-212.
- Brown S.A.M. and Robertson A.H.F., 2004.** Evidence for the Neotethys ocean rooted in the Vardar zone: evidence from the Voras Mountains, NW Greece. *Tectonophysics*, 381, 143-173.
- Brunn J.H., 1956.** Contribution a l' etude geologique du Pinde septentrional et d' une partie de la Macedoine central. *Annales Geologiques des Pays Helleniques*, 7, 1-358.
- Brun J.P. and Sokoutis D., 2007.** Kinematics of the Southern Rhodope Core Complex (North Greece). *International Journal of Earth Sciences*, 96, 1079-1099.
- Bucher K. and Frey M., 1994.** Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 318 p.

- Burg J.P., Ricou L.E., Ivanov Z., Godfriaux J., Dimov D. and Kleinl L., 1996.** Syn-metamorphic nappe complex in the Rhodope massif. Structure and kinematics. *Terra Nova*, 8/1, 6-15.
- Cavazza W. and Wezel F.C., 2003.** The Mediterranean region – A geological primer. *Episodes* 26(3): 160-168.
- Χατζηπέτρος Α., 1998.** Παλαιοσεισμολογική – Μορφοτεκτονική μελέτη και μηχανική συμπεριφορά των συστημάτων ενεργών διαρρήξεων Μυγδονίας, Ανατολικής Χαλκιδικής, Κοζάνης-Γρεβενών. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 354 σελ.
- Clift P.D., 1992.** The collision tectonics of the southern Greek Neotethys. *Geologische Rundschau*, 86, 669-672.
- Δάβη Ε., Jung D., Τσαγκαλίδης Α. και Παυλόπουλος Α., 1988.** Οι σπιλίτες – κερατοφύρες του Πάικου. *Ορυκτός Πλούτος* 53, 13-25.
- Davis G. and Reynolds S., 1996.** Structural Geology of rocks and regions, 2nd edition. New York, 775 p.
- Deer W.A., Howie R.A. and Zussman J., 1992.** An Introduction to the Rock Forming Minerals, 2nd edition. Longman, London, 696 p.
- Dempster T.J., 1985.** Garnet zoning and metamorphism of the Barrovian type area, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 30-38.
- Dercourt J., 1972.** The Canadian cordillera, the Hellenides and the sea-floor spreading theory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 9, 709-743.
- Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E., Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjaquet C., Sbertshikov I.M., Geussant J., Lepvrier C., Pechersku D.H., Boulou J., Bazhenov M.L., Lauer J.P. and Bijou-Duval B., 1986.** Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Dewey J., Pitman W., Ryan W. and Bonnin J., 1973.** Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3137-3180.
- Dinter D.A. and Royden L.H., 1993.** Late Cenozoic extension in Northeastern Greece: Strymon Valley detachment and Rhodope metamorphic core complex. *Geology*, 21, 45-48.
- Dinter D.A., 1998.** Late Cenozoic extension of the Alpine collisional orogen, northeastern Greece: Origin of the north Aegean basin. *Geological Society of American Bulletin*, 110, 1208-1226.

- Duyster J., 2000.** StereoNett version 2.46. Ruhr-Universitat Bochum Institut fur Geologie. Mineralogie & Geophysik.
- Φαλαλάκης Γ., 2004.** Κινηματική ανάλυση και παραμόρφωση στο όριο των κρυσταλλοσχιστωδών μαζών της Σερβομακεδονικής και της Ροδόπης (όρη Κερκίνης - Βροντούς, Μακεδονία). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 200 σελ.
- Φασουλάς Χ., 1995.** Κινηματική και παραμόρφωση των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 258 σελ.
- Federal Geological Institute of Serj, 1970.** Geological map 1:500.000. Military Geographical Institute, Belgrade.
- Ferriere J. and Stais A., 1994.** Un ou des bassin(s) Tethysien(s) Vardarien(s) au Mesozoique? Bulletin of the Geological Society of Greece, 30, 91-103.
- Ferriere J. and Stais A., 1995.** Nouvelle interpretation de la suture tethysienne vardarienne d' après l' analyse des series de Peonias (Vardar oriental, Hellenides internes). Bulletin de la Societe Geologique France, 166, 327-339.
- Ferriere J., Bonneau M., Caridroit M., Bellier J.P., Gorican S. and Kollmann H., 2001.** Les nappes tertiaires du Paikon (zone du Vardar, Macedoine, Grece): arguments stratigraphiques pour une nouvelle interpretation structurale. C. R. Acad. Sci. Paris, Earth and Planetary Sciences 332, 695-702.
- Froitzheim N., Jahn-Awe S., Frei D., Wainwright A.N., Maas R., Georgiev N., Nagel T.J. and Pleuger J., 2014.** Age and composition of meta-ophiolite from the Rhodope Middle Allochthon (Satovcha, Bulgaria): A test for the maximum-allochthony hypothesis of the Hellenides. Tectonics, 32, 1-24.
- Galeos A., Pomoni-Papaioannou F., Tsaila-Monopolis S., Turnsek D. and Ioakim C., 1994.** Upper Jurassic - Lower Cretaceous molassic-type sedimentation in the western part of the Almopias subzone, Aridhea Loutra unit (northern Greece). Bulletin of the Geological Society of Greece, 30(1), 171-184.
- Γαλέος Α., Καρφάκης Ι. και Φωτιάδης Α., 2003.** Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας 1:50.000, φύλλο «Πρόμαχου», Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.
- Gawlick H.J., Frisch W., Hoxha L., Dumitrica P., Krystyn L., Lain R., Missoni S. and Schlagintweit F., 2008.** Mirdita zone ophiolites and associated sediments in Albania reveal Neotethys Ocean origin. International Journal of Earth Sciences, 84, 865-881.

- Godfriaux I., 1968.** Etude geologique de la region de l' Olympe (Grece). Annales Geologiques des Pays Helleniques, 19, 271 p.
- Godfriaux I. and Ricou L.E., 1991.** Le Paikon, une fenetre tectonique dans les Hellenides Internes (Macedoine, Grece). C. R. Acad. Sci. Paris, 313/2, 1479-1484.
- Gogotsi Y.G., Kailer A. and Nickel K.G., 1999.** Transformation of diamond to graphite: Nature, 401, 663-664.
- Guidotti C.V., 1978.** Compositional variation of muscovite in medium- to high-grade metapelites of northwestern Maine. American Mineralogist, 63, 878-884.
- Guidotti C.V., 1984.** Micas in metamorphic rocks. In: S.W. Bailey (ed.), Micas. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 13, 357-468.
- Hanmer S. and Passchier C.W., 1991.** Shear - Sense Indicators: A Review. Geological Survey of Canada, 90-17, 72 p.
- Holdaway M.J., 1971.** Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. American Journal of Science, 271, 97-131.
- Holland T.J.B., 1980.** The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600-1200°C. American Mineralogist, 65, 129-134.
- Hoxha L., 2001.** The Jurassic - Cretaceous orogenic event and its effects in the exploration of sulphide ores, Albanian Ophiolites, Albania. Eclogae Geologicae Helvetiae, 94, 339-350.
- Hsu L.C., 1968.** Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria. Journal of Petrology, 9, 40-83.
- Hynes A. and Forest R.C. 1988.** Empirical garnet – muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies). Journal of Metamorphic Geology, 6, 297-309.
- Ιωαννίδης N., 1998.** Γεωλογική έρευνα των μετα-ιζημάτων του Νεοπαλαιζωικού έως και Κάτω Ιουρασικού καθώς και των ασβεστολίθων του Άνω Ιουρασικού, στη Νέα Μάκρη Αλεξανδρουπόλεως/Νομός Έβρου. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 190 σελ.
- Jacobshagen V., Duerr F., Kockel K., Kopp K.O., Kowalczyk G., Berckhemer H. and Buttner D., 1978.** Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. In: H. Cloos, D. Roeder and K. Schmidt (eds), Alps, Apennines, Hellenides. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 537-564.

Jacobshagen V., 1986. Geologie von Griechenland. Beitræge zur regionalen Geologie der Erde. Gebrueder Borntraeger Verlag, Berlin, 363 p.

Jahn-Awe S., Froitzheim N., Nagel T.J., Frei D., Georgiev N. and Pleuger J., 2010. Structural and geochronological evidence for Paleogene thrusting in the western Rhodopes, SW Bulgaria: elements for a new tectonic model of the Rhodope Metamorphic Province. *Tectonics*, 29, TC3008.

Κατριβάνος Ε., Μουντράκης Δ., Κίλιας Α. και Παυλίδης Σ., 2001. Πρώτα αποτελέσματα μελέτης της γεωλογικής δομής και της κινηματικής της παραμόρφωσης στο όρος Τζένα (Υποζώνη Πάικου, Κεντρική Μακεδονία, Ελλάδα). *Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας*, 34, 137-147.

Κατριβάνος Ε., Κίλιας Α. και Μουντράκης Δ., 2012. Η γεωλογική δομή και η κινηματική της παραμόρφωσης της ορεινής μάζας του Πάικου (Κεντρική Μακεδονία, Ελλάς). Μια νέα προσέγγιση. Τιμητική έκδοση στη μνήμη του ομότιμου καθηγητή Κ. Σολδάτου. *Επιστημονική Επετηρίδα, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.*, 101, 37-46.

Katrivanos E., Kiliyas A. and Mountrakis D., 2013. Kinematics of deformation and structural evolution of the Paikon Massif (Central Macedonia, Greece): A Pelagonian tectonic window? *Neues Jahrbuch fuer Mineralogische Abhandlungen*, 269, 149-171.

Katrivanos E., Kiliyas A. and Mountrakis D., 2015. Paikon and Tzena terranes (Axios zone, Greece): Can they be correlated? *Proceedings of the International Conference "Science in Technology/SCinTE-2015"*, Athens, Vol. 1, Topic B: Earth and Environmental Sciences, 201-204.

Katrivanos E., Kiliyas A. and Mountrakis D., 2016. Deformation history and correlation of Paikon and Tzena Terranes (Axios zone, Central Macedonia, Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 50/1, 34-45.

Kaufmann G., Kockel F. and Mollat H., 1976. Notes on the stratigraphic palaeogeographical position of the Svoula Formation in the innermost zone of the Hellenides, Northern Greece. *Bulletin Society Geologic France*, 18, 225-230.

Κίλιας Α., 1980. Γεωλογική και τεκτονική μελέτη της περιοχής του Ανατολικού Βαρνούντα (ΒΔ Μακεδονία). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 271 σελ.

- Kilias A. and Mountrakis D., 1985.** Das Rizomata Fenster im nordostlichen Pieria Gebirge. Neue Daten zu geologischen Grenzen der Pelagonischen und der Axios-zone in Griechenland. Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie, Monatshefte, 4, 248-256.
- Kilias A. and Mountrakis D., 1987.** Zum tektonischen Bau der Zentral - Pelagonischen Zone (Kamvounia Gebirge, N. Griechenland). Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 138, 211-237.
- Κίλιας Α. και Μουντράκης Δ., 1989.** Το τεκτονικό κάλυμμα της Πελαγονικής. Τεκτονική, μεταμόρφωση και μαγματισμός. Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, 23, 29-46.
- Kilias A. and Mountrakis D., 1990.** Kinematics of the crystalline sequences in the western Rhodope massif. Geologica Rhodopica, 2nd Hellenic – Bulgarian. Symposium, Thessaloniki, 100 – 116.
- Kilias A., 1991.** Transpressive Tektonik in den zentralen Helleniden. Aenderung der Tranlatiopfade durch die Transpression, Nord-Zentral Griechenland. Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie Monatshaefte, 5, 291-306.
- Κίλιας Α., Frisch W., Ratschbacher L. και Σφέικος Α., 1991.** Η τεκτονική εξέλιξη και οι P-T συνθήκες μεταμόρφωσης των «κυανοσχιστολίθων» της ανατολικής Θεσσαλίας (Βόρεια/Κεντρική Ελλάδα). Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, 25, 81-99.
- Kilias A., 1995.** Tectonic evolution of the Olympus - Ossa Mountains: Emplacement of the blueschists Unit in eastern Thessaly and exhumation of Olympus - Ossa carbonate dome as a result of Tertiary extension (Central Greece). Mineral Wealth, 96, 7-22.
- Kilias A. and Mountrakis D., 1998.** Tertiary extension of the Rhodope massif associated with granite emplacement (Northern Greece). Acta Vulcanologica, 10, 331-347.
- Kilias A., Falalakis G. and 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.
- Κίλιας Α., 2001.** Βραδυ-ορογενετική έκταση στις Ελληνίδες οροσειρές. Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, 34, 149-156.

- Kilias A., Tranos M., Mountrakis D., Shallo M., Marto A. and Turku I., 2001.** Geometry and kinematics of deformation in the Albanian orogenic belt during the Tertiary. *Journal of Geodynamics*, 31, 169-187.
- Kilias A., Tranos M., Orozco M., Alonso-Chaves F.M. and Soto J.I., 2002.** Extensional collapse of the Hellenides: A review. *Revista de la Sociedad Geologica de Espana*, 15, 129-139.
- Kilias A., Frisch W., Avgerinas A., Dunkl I., Falalakis G. and Gawlick H.J., 2010.** Alpine architecture and kinematics of deformation of the northern Pelagonian nappe pile in the Hellenides. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 103/1, 4-28.
- Kilias A., Falalakis G., Sfeikos A., Papadimitriou E., Vamvaka A. and Gkarlaouni C., 2013.** The Thrace basin in the Rhodope province of NE Greece - A Tertiary supradetachment basin and its geodynamic implications. *Tectonophysics*, 595-596, 90-105.
- Kirchenbaur M., Pleuger J., Jahn-Awe S., Nagel T.J., Frotzheim N., Fonseca R.O.C. and Munker C., 2012.** Timing of high-pressure metamorphic events in the Bulgarian Rhodopes from Lu-Hf garnet geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163, 163-897.
- Kockel F., Mollat H. and Walther H.W., 1971.** Geologie der Serbo-mazedonischen Massiv und seines mesozoischen Rahmens, Nordgriechenland. *Geologisches Jahrbuch*, 89, 529-551.
- Kockel F., Mollat H. and Walther H.W., 1977.** Erlaeuterungen zur geologischen Karte der Chalkidiki und agrenzender Gebiete 1:100.000, Nord Griechenland. Bundesanstalt fuer Wissenschaften und Rofstoffe, Hannover.
- Kockel F., Αντωνιάδης Π., Ιωαννίδης Κ. και Λαλέχος Ν., 1978.** Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, 1:50.000, φύλλο «Θεσσαλονίκη». Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.
- Kossmat F., 1924.** Geologie der Zentralen Balkanhalbinsel. Die Kriegsschauplatze 1914-18, geologisch dergestellt., Berlin, H.12, 198 p.
- Kostaki G., Kilias A., Gawlick H. and Schlagintweit F., 2012.** Reconstruction of a Tithonian shallow-water platform in the Vardar-Axios zone from pebble analysis. – IAS Congress (abstract), Schladming.
- Kostopoulos D.K., Ioannidis N.M. and Sklavounos S.A., 2000.** A new occurrence of ultrahigh – pressure metamorphism, Central Macedonia, Northern Greece:

Evidence for graphitized diamonds?. *International Geology Review*, 42, 545-554.

Κουτσόπουλος Κ. και Ανδρουλακάκης Ν., 2003. Εφαρμογές Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών με χρήση του λογισμικού ArcGIS. Αθήνα, 397 σελ.

Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., 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.A., 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. and Youzhi G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82, 1019-1037.

Leech M.L. and Ernst W.G., 1998. Graphite pseudomorphs after diamond? A carbon isotope and spectroscopic study of graphite cuboids from the Maksyutov Complex, South Ural Mountains, Russia: *Geochim. Et Cosmochim. Acta*, 62, 2143-2154.

Λέκκας Σ., Λόζιος Σ. και Σκούρτσος Ε., 2006. Εισαγωγή στη Γεωδυναμική. Τμήμα Γεωλογίας Ε.Κ.Π.Α., Αθήνα, 356 σελ.

Li Z.H., Gerya T.V. and Burg J.P., 2010. Influence of tectonic overpressure on P-T paths of HP-UHP rocks in continental collision zones: thermomechanical modeling. *Journal of Metamorphic Geology*, 28, 227-247.

Liou J.G., Tsujimori T., Zhang R.Y., Katayama I. and Maruyama S., 2004. Global UHP Metamorphism and Continental Subduction/Collision: the Himalayan Model. *International Geology Review*, 46, 1-27.

Lister G. and Snoke A., 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, 12, 379-411.

Λόζιος Σ., 2003. Εισαγωγή στη Μικροτεκτονική. Τμήμα Γεωλογίας Ε.Κ.Π.Α., Αθήνα, 162 σελ.

Mancktelow N.S., 2008. Tectonic pressure: Theoretical concepts and modelled examples. *Lithos*, 103, 149-177.

Maresch W.W., 1977. Experimental studies of glaucophane: An analysis of present knowledge. *Tectonophysics*, 43, 109-125.

- Marrett R. and Peacock D., 1999.** Strain and stress. *Journal of Structural Geology*, 21, 1057-1063.
- Martignole J. and Nantel S., 1982.** Geothermobarometry of cordierite-bearing metapelites near the Morin anorthosite complex, Grenville province, Quebec. *The Canadian Mineralogist*, 20, 307-318.
- Massone H.J. and Schreyer W., 1987.** Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96, 212-224.
- Massonne H.J. and Szpurka Z., 1997.** Thermodynamic properties of white micas on the basis of high pressure experiments in the system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ and $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Lithos*, 41, 229-250.
- Μαυρίδης Α., Ματαράγκας Δ. και Καρφάκης Ι., 1982.** Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας 1:50.000, φύλλο «Σκρα», Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.
- Meinhlod G., Kostopoulos D., Reischmann T., Frei D. and Boudagher-Fadel M.K., 2009.** Geochemistry, provenance and stratigraphic age of metasedimentary rocks from the eastern Vardar zone, northern Greece. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 277, 199-225.
- Mercier J.L., 1968.** Etude geologique des zones Internes des Hellenides en Macedoine centrale (Grece). Contribution a l' etude du metamorphisme et de l' evolution magmatique des zones Internes des Hellenides. Thesis, Paris, *Annales Geologiques des Pays Helleniques*, 20, 792 p.
- Mercier J., Vergely P. and Bebie J., 1975.** Les ophiolites helleniques “obductees” au Jurassique superieur sont-elles les vestiges d’ un ocean tethysien ou d’ une mer marginale peri-europeene? – C.R. sommaire des Seances de la Societe Geologique de France, 4, 108-112.
- Mercier J. και Vergely P., 1984.** Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, 1:50.000, φύλλο «Εδεσσα». Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.
- Mercier J., Kockel F., Ιωαννίδης Κ. και Ματζιάρης Φ., 1993.** Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, 1:50.000, φύλλο «Εύζωνοι». Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.
- Mercier J.L. and Vergely P., 1994.** Is the Paikon Massif a tectonic window in the Axios-Vardar zone? *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 30, 115-120.

Mercier J.L. and Vergely P., 1995. Le massif du Paikon est-il une fenetre tectonique dans la zone de l' Axios-Vardar (Macedoine, Grece)? C. R. Acad. Sci. Paris, 320, serie IIa, 765-772.

Mercier J. and Vergely P., 2001. The Paikon Massif revisited, comments on the Late Cretaceous – Paleogene geodynamics of the Axios-Vardar zone. How many Jurassic ophiolitic basins? (Hellenides, Macedonia, Greece). Bulletin of the Geological Society of Greece, 34/6, 2099-2112.

Μηλιαρέσης Γ., 2006. Ειδικές Εφαρμογές στο ArcGIS. Πάτρα, 247 σελ.

Michail M., Kiliass A., Koroneos A., Ntaflos T. and Pipera K., 2014. Tectonic structure and emplacement of the Fanos Granite in the Axios Zone (Macedonia, N. Greece). -XX, CBGA, Bul. Shk. Gjeol. 1, 129-132, Tirana.

Michard A., Feinberg H. and Montigny R., 1998. Supra-ophiolite formation from the Thessaloniki nappe (Greece) and associated magmatism: an intra-oceanic subduction predating the Vardar obduction. C. R. Acad. Sciences, Paris, 327, 493-499.

Migiros G. and Galeos A., 1990. Tectonic and stratigraphic significance of the Ano Garefi ophiolitic rocks (Northern Greece). In: J.E. Malpas, E. Moores, A. Panayiotou and E. Xenophontos (eds), Ophiolites, oceanic crustal analogues. Proceedings of the Symposium "Troodos 1987", Geological Survey Department, Nicosia, 279-284.

Miyashiro A., 1973. Metamorphism and metamorphic belts. G. Allen and Unwin, London, 492 p.

Most T., Frisch W., Dunkl I., Kadosa B., Boev B., Avgerinas A. and Kiliass A., 2001. Geochronological and structural investigations of the Northern Pelagonian crystalline zone. Constraints from K/Ar and zircon and apatite fission track dating. Bulletin of the Geological Society of Greece, 34, 91-95.

Most T., 2003. Geodynamic evolution of the Eastern Pelagonian Zone in northwestern Greece and FYROM. Implications from U/Pb, Rb/Sr, K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and fission track thermochronology. PhD Thesis, University of Tübingen, Germany, 170 p.

Mottana A., 1986. Blueschist – facies metamorphism of manganiferous cherts: A review of the Alpine occurrences. In: Evans B.W. and Brown E.H. (eds.) Blueschists and eclogites. Geol. Soc. Am. Memoir, 164, 267-299.

Μουντράκης Δ., 1976. Συμβολή εις την γνώσιν της γεωλογίας του βορείου ορίου των ζωνών Αξιού και Πελαγονικής εις την περιοχή Κ. Λουτρακίου – Όρμας (Αλμωπίας). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 164 σελ.

Mountrakis D., 1982(a). Etude geologique des terrains metamorphiques de Macedoine occidentale (Grece). Bull. Soc. Geol. France, 24, 697-704.

Mountrakis D., 1982(b). Emplacement of the Kastoria ophiolite on the western edge of the Internal Hellenides (Greece). Ofioliti, 7, N.2/3, 397-406.

Μουντράκης Δ., 1983. Η γεωλογική δομή της Βόρειας Πελαγονικής Ζώνης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των Εσωτερικών Ελληνίδων. Πραγματεία για Υφηγεσία, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 289 σελ.

Mountrakis D., Sapountzis E., Kiliass A., Eleftheriadis G. and Christofides G., 1983. Paleogeographic conditions in the western Pelagonian margin in Greece during the initial rifting of the continental area. Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1673-1681.

Mountrakis D., 1984. Structural evolution of the Pelagonian zone in Northwestern Macedonia. Journal of Geological Society of London, sp. publ. 17, 581-590.

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. Journal of Geology, 94, 335-347.

Μουντράκης Δ., 1994. Εισαγωγή στη γεωλογία της Μακεδονίας και της Θράκης. Απόψεις για τη γεωτεκτονική εξέλιξη της ελληνικής ενδοχώρας και των εσωτερικών ελληνίδων. Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, 30, 31-46.

Μουντράκης Δ., 2002. Τεκτονική εξέλιξη του Ελληνικού ορογενούς: γεωμετρία και κινηματική της παραμόρφωσης. Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, 34, 2113-2126.

Mountrakis D., 2006. Tertiary and Quaternary tectonics of Greece, Geological Society of America, Sp. paper 409, 125-136.

Μουντράκης Δ., 2010. Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας. University Studio Press, Θεσσαλονίκη, 373 σελ.

Mposkos E.D. and Kostopoulos D.K., 2001. Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: A new

- ultrahigh – pressure metamorphic province established. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 497-506.
- Mussalam K. and Jung D., 1986.** Petrology and geotectonic significance of the salic rocks preceding ophiolites in the Eastern Vardar zone, Greece. *Tschermak's Mineral Petrography Mitteilungen*, 35, 217-242.
- Mussalam K., 1991.** Geology, geochemistry and the evolution of an oceanic crustal rift at Sithonia, NE Greece. In: Peters T., Nikolas A., Coleman R.G. (Eds), *Ophiolite Genesis and the Evolution of the Oceanic Lithosphere*. Kluwer Academic Publishing, London, 685-704.
- Nagel T.J., Schmidt S., Janak M., Froitzheim N., Jahn-Awe S. and Georgiev N., 2011.** The exposed base of a collapsing wedge – the Nestos Shear Zone (Rhodope Metamorphic Province, Greece). *Tectonics*, 30, 1-17.
- Nasdala L. and Massone H.J., 2000.** Microdiamonds from the Saxonian Erzgebirge, Germany: In situ micro-Raman characterization: *Eur. Jour. Mineral*, 12, 495-498.
- Nitsch K.H., 1971.** Stabilitätsbeziehungen von prehnit- und pumpellyit-haltigen paragenesen. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 30, 240-260.
- Oberti R., Smith D.C., Rossi G. and Caucia F., 1991.** The crystal-chemistry of high aluminium titanites. *European Journal of Mineralogy*, 3, 777-792.
- Osswald K., 1938.** *Geologische Geschichte von Griechisch – Nordmazedonien*. Denkschr. Geol. Landesanst., Griechenland, Athen, 3, 142 p.
- Papanikolaou D., 1984.** The three metamorphic belts of the Hellenides: A review and a kinematic interpretation. In: Dixon J.E. and Robertson A.H.F. (eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. *Journal of the Geological Society of London*, sp. publ.17, 551-561.
- Papanikolaou D., 1997.** The tectonostratigraphic terranes of the Hellenides, *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 37, 495-514.
- Papanikolaou D., 2009.** Timing of tectonic emplacement of the ophiolites and terrane paleogeography in the Hellenides. *Lithos*, 108, 262-280.
- Papanikolaou D., 2013.** Tectonostratigraphic models of the Alpine terranes and subduction history of the Hellenides. *Tectonophysics*, 595-596, 1-24.
- Παπανικολάου Δ., 2015.** Γεωλογία της Ελλάδας. Εκδ. Πατάκη, Αθήνα, 443 σελ.
- Papazachos B.C., Papadimitriou E.E., Kiratzi A.A., Papazachos C.B. and Louvari E.K., 1998.** Fault plane solutions in the Aegean sea and the

- surrounding area and their tectonic implications. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 39, 199-218.
- Passchier C.W. and Simpson C., 1986.** Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8, 831-843.
- Passchier C.W. and Trouw R.A.J., 2005.** *Microtectonics*. Springer - Verlag, 2nd edition, 366 p.
- Pasteris J.D. and Wopenka B., 1991.** Raman spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism: *Can. Mineral*, 29, 1-9.
- Παυλίδης Σ., 1985.** Νεοτεκτονική εξέλιξη της λεκάνης Φλώρινας – Βεγορίτιδας – Πτολεμαΐδας (Δυτική Μακεδονία). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 265 σελ.
- Pavlidis S., Mountrakis D., Kiliass A. and Tranos M., 1990.** The role of strike - slip movements in the extensional area of the northern Aegean (Greece). *Annales Tectonicae*, 4, 196-211.
- Raase P., 1974.** Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contributions to Mineral Petroleum*, 45, 231-236.
- Ramsay J. and Huber M., 1983.** The techniques of modern structural geology, Vol. 1: Strain Analysis. Academic Press, London, 1-308.
- Ramsay J. and Huber M., 1987.** The techniques of modern structural geology, Vol. 2: Folds and fractures. Academic Press, London, 309-700.
- Ramsay J. and Lisle R., 2000.** The techniques of modern structural geology, Vol. 3: Applications of continuum mechanics in structural geology. Academic Press, London, 701-1061.
- Ranalli G. and Murphy D.C., 1987.** Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132, 281-295.
- Reinecke T., 1998.** Prograde high- to ultrahigh- pressure metamorphism and exhumation of oceanic sediments at Lago di Cignana, Zermatt-Saas zone, Western Alps. *Lithos*, 42, 147-189.
- Reinecke T., Okrusch M. and Richter P., 1985.** Geochemistry of ferromanganeous metasediments from the island of Andros, Cycladic blueschist belt, Greece, *Chem. Geol.*, 53, 249-278.
- Renz C., 1940.** Die tectonik der Griechischen Gebirge. *Pr. Akad. Athinon*, 8, 1-171.

- Ricou L. E. and Godfriaux I., 1991.** Une coupe a travers les ophiolites et gneiss allocthones entre le massif Pelagonien et la fenetre du Paikon (Grece du Nord). C. R. Acad. Sci. Paris, 313/2, 1595-1601.
- Ricou L. E. and Godfriaux I., 1995.** Mise au point sur la fenetre multiple du Paikon et la structure du Vardar en Grece. C. R. Acad. Sci. Paris, 321/2, 601-608.
- Ricou L.E., Burg J.P., Godfriaux I. and Ivanov Z., 1998.** Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olisthostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under the Europe. Geodynamica Acta, 11/6, 285-309.
- Robertson A.H.F. and Dixon J.E., 1984.** Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Journal of the Geological Society of London, sp. publ. 17, 1-74.
- Robertson A., Clift P., Degnan P. and Jones G., 1991.** Palaeographic and palaeotectonic evolution of the eastern Mediterranean Neotethys. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 87, 289-343.
- Robertson A.H.F., Trivic B., Deric N. and Bucur I.I., 2013.** Tectonic development of the Vardar ocean and its margins: Evidence from the Republic of Macedonia and Greek Macedonia. Tectonophysics, 595-596, 25-54.
- Saccani E., Botolotti V., Marroni M., Pandolfi L., Photiades A. and Principi G., 2008.** The Jurassic association of back-arc basin ophiolites and calc-alkaline volcanics in the Guevgueli complex (northern Greece): implication for the evolution of the Vardar zone. Ophioliti, 33(2), 209-227.
- Schermer R.E., Lux D.R. and Burchfiel B.C., 1990.** Temperature - time history of subducted continental crust, Mt. Olympos region, Greece. Tectonics, 9, 1165-1195.
- Schermer R.E., 1993.** Geometry and kinematics of continental basement deformation during the Alpine orogeny, Mt. Olympos region, Greece. Journal of Structural Geology, 15, 571-591.
- Schliestedt M., 1980.** Phasengleichgewichte in Hochdruckgesteinen von Sifnos, Griechenland: Ph.D. Thesis, TU Braunschweig, 143 p.
- Schmid S., Bernouli D., Fuegenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M. and Ustaszewski K., 2008.** The Alpine - Carpathian - Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. Swiss Journal of Geosciences, 101, 139-183.

- Sengor A., 1979.** Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, 279, 590-593.
- Sengor A.M.C., 1984.** The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. Geological Society of America, Special paper 195, 83 p.
- Sfeikos A., Boehringer C., Frisch W., Kilias A. and Ratschbacher L., 1991.** Kinematics of Pelagonian nappes in the Kranea area, North Thessaly, Greece. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 25, 101-115.
- Sharp I. and Robertson A. H. F., 1993.** Evidence for Turonian rift-related extensional subsidence and eastward Early Tertiary thrusting: western Paikon zone, Northern Greece. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 28, 99-110.
- Siivola J. and Schmid R., 2007.** List of Mineral Abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematic of Metamorphic Rocks. SCMR website (www.bgs.ac.uk/SCMR).
- Simpson C. and Schmidt S.M., 1983.** An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 1281-1288.
- Smith A.G., 1971.** Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. *Geological Society of American Bulletin*, 82, 2039-2070.
- Smith A., Hynes A., Menzies M., Nisbet E., Price I., Welland M. and Ferriere J., 1975.** The stratigraphy of the Othris mountains, eastern central Greece: a deformed Mesozoic continental margin sequence. *Eclogae Geol. Helv.* 68, 463-481.
- Smith A.G. and Woodcock N.H., 1976.** Emplacement model for some "Tethyan" ophiolites. *Geology*, 4, 653-656.
- Smith A.G. and Woodcock N.H., 1982.** Tectonic synthesis of the Alpine-Mediterranean region: A review. In: *Alpine - Mediterranean Geodynamics*. Geophysical Union, Geodynamics Series, 7, 15-39.
- Smith A.G., 1993.** Tectonic significance of the Hellenic - Dinaric ophiolites. In: Prichard H.M., Alabaster T., Harris N., Neray C.R. (Eds), *Mantle Processes and Plate Tectonics*. *Journal of the Geological Society of London*, sp. publ. 76, 213-243.

- Sokoutis D., Brun J.P., Van den Driessche J. and Pavlides S., 1993.** A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension. *Journal of the Geological Society*, 150, 243-246.
- Soldatos T., Koroneos A. and Christofides G., 1993.** Origin and evolution of the Fanos granite (Macedonia, northern Greece): trace and REE modeling constrains. In: Konispoliatis N. (ed). Special Vol. in honor of Prof. G. Panagos, Univ. Athens Scientific Publications, B, 789-812.
- Spear F., 1993.** Metamorphic Phase Equilibria and Pressure – Temperature – Time Paths. Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 799 p.
- Σπυρόπουλος Ν., 1992.** Η γεωλογική δομή της Πελαγονικής Ζώνης στο όρος Άσκιο (Δυτική Μακεδονία). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 251 σελ.
- Θωμαΐδου Ε., 2009.** Η γεωλογική δομή της Λέσβου. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 200 σελ.
- Tracy R.J., Robinson P. and Thompson A.B., 1976.** Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *American Mineralogist*, 61, 762-775.
- Τρανός Μ., 1998.** Συμβολή στη μελέτη της νεοτεκτονικής παραμόρφωσης στο χώρο της Κεντρικής Μακεδονίας και του Βόρειου Αιγαίου. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 349 σελ.
- Trouw R.A.J., Passchier C.W. and Wiersma D.J., 2010.** Atlas of mylonites – and related microstructures. Springer, New York, 322 p.
- Τσαμαντουρίδης Π., 1982.** Το πολυμεταλλικό κοίτασμα Pb-Zn-Cu Πολυκάστρου – Σκρα (ν. Κιλκίς). Εκδόσεις Ι.Γ.Μ.Ε., No 3620, 35 σελ.
- Turcotte D.L. and Schubert G., 2002.** Geodynamics. 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 456 p.
- Twiss R.J. and Moores E.M., 1992.** Structural Geology. W.H. Freeman, New York, 532 p.
- Βαμβακά Α., 2009.** Γεωμετρία της παραμόρφωσης και κινηματική ανάλυση στη Μεσοελληνική Αύλακα. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 192 σελ.
- Vergely P., 1984.** Tectoniques des ophiolites dans les Hellenides Internes (deformation, metamorphisms et phenomenes sedimentaires). Consequences

- sur l' evolution des region Tethysiennes Occidentales. Ph.D. Thesis, Universite de Paris-Sud, Orsay, 661 p.
- Vergely P. and Mercier J.L., 2000.** Donnees nouvelles sur les chevauchements d' age post-Cretace superieur dans le massif du Paikon (zone de l' Axios-Vardar, Macedoine, Grece): un nouveau modele structural. C. R. Acad. Sci. Paris, Earth and Planetary Sciences 330, 555-561.
- Wheeler J., 2014.** Dramatic effects of stress on metamorphic reactions, *Geology*, 42, 647-650.
- White S.H., Bretan P.G and Rutter E.H., 1986.** Fault-zone reactivation: kinematics and mechanisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 317A, 81-97.
- Winkler H.G.F., 1979.** Petrogenesis of metamorphic rocks, Springer-Verlag, New York, 348 p.
- Woodsworth G.J., 1977.** Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. *Canadian Mineralogist*, 15, 230-242.
- Wu C.M., Wang X.S., Yang C.H., Geng Y.S. and Liu F.I., 2002.** Empirical garnet muscovite geothermometry in metapelites. *Lithos*, 62, 113.
- Yardley B.W.D., 1977.** An empirical study of diffusion in garnet. *American Mineralogist*, 62, 793-800.
- Yarwood G.A., and Aftalion M., 1976.** Field relations and U/Pb geochronology of a granite from the Pelagonian Zone of the Hellenides (High Pieria, Greece). *Bulletin de la Societe Geologique France*, 18/2, 259-264.
- Zimmerman J., 1972.** Emplacement of the Vourinos ophiolitic complex, Northern Greece. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 132, 225-239.
- Ζούρος Ν., 1993.** Μελέτη των φαινομένων της επώθησης του καλύμματος της Πίνδου στο χώρο της Ηπείρου. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 407 σελ.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Ι. Πίνακες χημικών Αναλύσεων

Πιν. Ι.1.α Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις γρανατών από τους σχιστόλιθους της κατώτερης γνευσιακής ενότητας της Τζένας.

Garnet Group		LAG-6	LAG-6	LAG-6	LAG-6	LAG-6	LAG-6
Sample		Grt (c)	Grt (c)	Grt (r)	Grt (c)	Grt (r)	Grt (c)
Mineral		#18	#19	#20	#23	#24	#26
Analysis							
SiO ₂		36,59	36,63	35,48	36,28	36,26	36,25
TiO ₂			0,31	0,30	0,25	0,22	0,17
Al ₂ O ₃		20,09	19,75	19,85	20,13	20,02	20,07
FeO		1,08	1,58	1,12	1,52	1,39	1,09
MnO		34,62	33,72	34,72	33,81	33,68	33,25
MgO		1,15	1,33	0,83	1,30	1,03	1,40
CaO		6,32	6,78	6,76	7,15	6,79	7,29
Cr ₂ O ₃							
SUM		99,85	100,10	99,06	100,44	99,39	99,52
FeO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
Fe ₂ O ₃		1,20	1,76	1,24	1,69	1,49	1,21
TOTALox		99,97	100,28	99,18	100,61	99,54	99,64
(Number of cations based on 12-oxygen atoms)							
Si	Z	2,97	2,96	2,92	2,93	2,95	2,95
Al ^{IV}		0,03	0,04	0,08	0,07	0,05	0,05
Al ^{VI}		1,90	1,85	1,85	1,85	1,88	1,87
Ti	Y	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Cr		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺		0,07	0,10	0,08	0,10	0,09	0,07
Fe ²⁺		0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mn	X	2,38	2,31	2,42	2,31	2,32	2,29
Mg		0,14	0,16	0,10	0,16	0,13	0,17
Ca		0,55	0,59	0,60	0,62	0,59	0,64
TOTALcations		8,04	8,03	8,07	8,06	8,03	8,05
Almandine		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Andradite		3,70	5,41	3,96	5,26	4,64	3,77
Grossular		11,47	11,20	9,66	10,46	12,44	12,78
Pyrope		4,69	5,41	3,49	5,34	4,23	5,76
Spessartine		80,14	77,98	82,89	78,94	78,68	77,70
Uvarovite		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X _{prp} =X _{Mg}		0,05	0,05	0,03	0,05	0,04	0,05
X _{alm} =X _{Fe}		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X _{sps} =X _{Mn}		0,78	0,75	0,78	0,75	0,76	0,74
X _{grs} =X _{Ca}		0,18	0,19	0,19	0,20	0,19	0,21
X		1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

Πιν. 1.1.β Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις γρανατών από τους σχιστόλιθους της κατώτερης γνευσιακής ενότητας της Τζένας.

Garnet Group							
Sample		LAG-6	LAG-6	LAG-6	TZ-10	TZ-10	TZ-10
Mineral		Grt (r)	Grt (c)	Grt (r)	Grt	Grt	Grt
Analysis		#27	#34	#35	#54	#55	#56
SiO ₂		36,19	35,68	35,45	37,12	36,30	35,60
TiO ₂		0,31	0,32	0,15	0,60	0,64	
Al ₂ O ₃		19,70	19,48	19,17	20,32	20,11	20,59
FeO		1,27	1,73	1,57	0,56	0,59	0,34
MnO		35,72	33,62	34,57	37,14	36,60	39,13
MgO		0,27	1,11	0,88	0,63	0,83	0,77
CaO		6,03	6,97	7,17	3,76	4,44	2,43
Cr ₂ O ₃							
SUM		99,49	98,91	98,96	100,13	99,51	98,86
FeO		0,00	0,00	0,00	0,40	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃		1,41	1,92	1,74	0,17	0,66	0,38
TOTALox		99,63	99,10	99,13	100,14	99,58	98,90
(Number of cations based on 12-oxygen atoms)							
Si		2,97	2,93	2,93	3,01	2,97	2,95
Al ^{IV}	Z	0,03	0,07	0,07	0,00	0,03	0,05
Al ^{VI}		1,88	1,83	1,80	1,94	1,91	1,96
Ti		0,02	0,02	0,01	0,04	0,04	0,00
Cr	Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺		0,09	0,12	0,11	0,01	0,04	0,02
Fe ²⁺		0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Mn		2,48	2,34	2,42	2,55	2,53	2,74
Mg	X	0,03	0,14	0,11	0,07	0,10	0,10
Ca		0,53	0,61	0,63	0,33	0,39	0,22
TOTALcations		8,03	8,06	8,08	7,98	8,01	8,04
Almandine		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Andradite		4,40	6,08	5,56	0,54	2,04	1,20
Grossular		10,88	9,46	8,14	9,77	9,14	2,47
Pyrope		1,11	4,64	3,70	2,60	3,41	3,22
Spessartine		83,61	79,81	82,60	87,09	85,42	93,10
Uvarovite		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X _{prp} =X _{Mg}		0,01	0,05	0,03	0,02	0,03	0,03
X _{alm} =X _{Fe}		0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
X _{sps} =X _{Mn}		0,82	0,76	0,77	0,86	0,84	0,90
X _{grs} =X _{Ca}		0,17	0,20	0,20	0,11	0,13	0,07
X		1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

Πιν. 1.2.α Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις φεγγιτών από τους σχιστόλιθους της κατώτερης γνευσιακής ενότητας της Τζένας.

White mica		LAG-6A	LAG-6A	LAG-6A	LAG-6A	LAG-6	LAG-6
Sample		Phg (c)	Phg (i)	Phg (i)	Phg (m)	Phg (r)	Phg (r)
Mineral		#1	#9	#12	#15	#21	#22
Analysis							
SiO ₂		53,28	49,07	48,86	53,17	48,06	49,26
TiO ₂		0,33	0,98	0,70	0,32	0,44	0,55
Al ₂ O ₃		24,02	25,45	24,12	24,73	28,52	27,73
FeO		2,44	4,80	4,81	2,49	3,23	3,61
MnO		0,35	0,29	0,37	0,18	0,29	0,13
MgO		5,22	3,65	4,46	4,90	3,05	3,37
CaO							
Na ₂ O		0,45	0,33	0,42	0,28	0,90	0,60
K ₂ O		10,02	10,13	10,44	10,31	9,64	10,08
SUM		96,11	94,70	94,18	96,38	94,13	95,33
H ₂ O		4,54	4,39	4,35	4,55	4,41	4,46
TOTAL _{H₂O}		100,65	99,09	98,53	100,93	98,54	99,79
(Number of cations based on 11-oxygen atoms)							
Si	Z	3,52	3,35	3,37	3,51	3,27	3,32
Al ^{IV}		0,48	0,65	0,63	0,50	0,73	0,69
Al ^{VI}		1,39	1,40	1,33	1,43	1,56	1,51
Ti		0,02	0,05	0,04	0,02	0,02	0,03
Fe ²⁺	Y	0,14	0,28	0,28	0,14	0,19	0,21
Mn		0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
Mg		0,52	0,37	0,46	0,48	0,31	0,34
Ca		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	X	0,06	0,05	0,06	0,04	0,12	0,08
K		0,85	0,89	0,92	0,87	0,84	0,87
TOTALcations		6,98	7,04	7,10	6,97	7,04	7,04
Paragonite		6,63	4,84	5,64	3,89	12,57	8,47
Celadonite		52,00	35,00	37,00	50,50	27,00	31,50
Muscovite		41,37	60,16	57,36	45,61	60,43	60,03

Πιν. 1.2.β Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις φεγγιτών από τους σχιστόλιθους της κατώτερης γνευσιακής ενότητας της Τζένας.

White mica		LAG-6	LAG-6	LAG-6	LAG-6A
Sample		Phg (r)	Phg (c)	Phg (i)	Phg (m)
Mineral		#28	#29	#32	#41
Analysis					
SiO ₂		51,09	48,75	51,24	51,47
TiO ₂		0,29	0,71	0,17	0,46
Al ₂ O ₃		27,01	28,35	27,23	25,27
FeO		1,70	2,91	1,82	4,89
MnO		0,27	0,08	0,13	0,38
MgO		3,99	3,15	3,79	4,02
CaO					
Na ₂ O		0,40	0,99	0,71	0,41
K ₂ O		9,49	9,82	9,77	10,14
SUM		94,24	94,76	94,86	97,04
H ₂ O		4,48	4,45	4,50	4,51
TOTAL _{H2O}		98,72	99,21	99,36	101,55
(Number of cations based on 11-oxygen atoms)					
Si		3,42	3,29	3,42	3,42
Al ^{IV}	Z	0,58	0,71	0,59	0,58
Al ^{VI}		1,55	1,54	1,56	1,40
Ti		0,02	0,04	0,01	0,03
Fe ²⁺	Y	0,10	0,17	0,10	0,27
Mn		0,02	0,01	0,01	0,02
Mg		0,40	0,32	0,38	0,40
Ca		0,00	0,00	0,00	0,00
Na	X	0,05	0,13	0,09	0,06
K		0,81	0,85	0,83	0,86
TOTALcations		6,94	7,04	6,97	7,03
Paragonite		5,81	13,33	9,78	6,01
Celadonite		42,00	29,00	41,50	42,00
Muscovite		52,19	57,67	48,72	51,99

Πιν. 1.3.α Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις αμφιβόλων από τους σχιστόλιθους της κατώτερης γνευσιακής ενότητας της Τζένας.

Amphibole Group						
Sample	LAG-6A	LAG-6A	LAG-6A	LAG-6A	LAG-6A	LAG-6A
Mineral	Fe-Win	Win	Win (c)	Tr (r)	subCa-Tr	Tr
Analysis	#3	#6	#13	#14	#16	#17
SiO ₂	56,57	55,88	56,25	56,02	55,87	57,52
TiO ₂						
Al ₂ O ₃	2,91	2,71	2,79	1,86	2,39	1,74
FeO	7,06	7,85	7,05	2,92	4,52	2,65
MnO	0,10	0,21	0,12	0,23	0,23	0,18
MgO	19,91	18,74	19,42	22,36	21,79	22,15
CaO	7,09	6,69	7,47	11,74	10,07	11,77
Na ₂ O	4,86	4,92	4,51	1,91	2,95	1,98
K ₂ O	0,17	0,23	0,22	0,17	0,17	0,13
SUM	98,67	97,23	97,83	97,21	97,99	98,12
(Number of cations based on 23-oxygen atoms)						
Si	7,69	7,75	7,74	7,73	7,65	7,87
Al ^{IV}	0,31	0,25	0,26	0,27	0,35	0,13
Al ^{VI}	0,15	0,19	0,19	0,04	0,03	0,15
Ti						
Fe ³⁺	0,79	0,71	0,63	0,22	0,52	0,00
Fe ²⁺	0,02	0,20	0,19	0,12	0,00	0,30
Mn	0,01	0,03	0,01	0,03	0,03	0,02
Mg	4,03	3,87	3,98	4,60	4,44	4,52
Ca	1,03	0,99	1,10	1,74	1,48	1,73
Na	1,28	1,32	1,20	0,51	0,78	0,52
K	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02
SUM	15,34	15,35	15,34	15,29	15,31	15,26
Ca+Na (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	1,98	2,00
Na (B)	0,97	1,01	0,90	0,26	0,50	0,28
Na+K (A)	0,34	0,36	0,34	0,28	0,31	0,27
Mg/Mg+Fe ²⁺	1,00	0,95	0,95	0,97	1,00	0,94
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Al ^{VI}	0,84	0,79	0,77	0,86	0,94	0,00

Πιν. 1.3.β Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις αμφιβόλων από τους σχιστόλιθους της κατώτερης γνευσιακής ενότητας της Τζένας.

Amphibole Group	LAG-6A	LAG-6A	LAG-6A	LAG-6A	LAG-6A	LAG-6A
Sample	Fe-Win	Tr (r)	Win (c)	Win	subCa-Tr	LAG-6A
Mineral	#37	#38	#39	#40	#43	Tr
Analysis						#52
SiO ₂	56,57	57,03	57,03	56,82	55,42	56,66
TiO ₂						
Al ₂ O ₃	2,81	1,74	2,82	2,61	3,42	2,68
FeO	7,44	2,79	6,40	5,38	5,27	2,75
MnO	0,17	0,06	0,04	0,35	0,18	0,18
MgO	19,23	22,44	20,38	20,46	20,23	21,71
CaO	6,61	11,48	8,61	8,80	9,23	12,00
Na ₂ O	4,89	1,73	3,92	3,59	3,39	1,89
K ₂ O	0,21	0,10	0,21	0,11	0,29	0,07
SUM	97,93	97,37	99,41	98,12	97,43	97,94
(Number of cations based on 23-oxygen atoms)						
Si	7,75	7,81	7,71	7,76	7,65	7,77
Al ^{IV}	0,25	0,19	0,29	0,24	0,35	0,23
Al ^{VI}	0,20	0,09	0,16	0,18	0,21	0,21
Ti						
Fe ³⁺	0,77	0,25	0,56	0,52	0,45	0,00
Fe ²⁺	0,08	0,07	0,16	0,10	0,16	0,32
Mn	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02
Mg	3,93	4,58	4,11	4,16	4,16	4,44
Ca	0,97	1,68	1,25	1,29	1,36	1,76
Na	1,30	0,46	1,03	0,95	0,91	0,50
K	0,04	0,02	0,04	0,02	0,05	0,01
SUM	15,31	15,16	15,32	15,26	15,32	15,26
Ca+Na (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na (B)	1,03	0,32	0,75	0,71	0,64	0,24
Na+K (A)	0,31	0,16	0,31	0,26	0,32	0,28
Mg/Mg+Fe ²⁺	0,98	0,98	0,96	0,98	0,96	0,93
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Al ^{VI}	0,79	0,73	0,78	0,74	0,69	0,00

Πιν. 1.4.α Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις επιδότων από τους σχιστόλιθους της κατώτερης γνευσιακής ενότητας της Τζένας.

Epidote group						
Sample	LAG-6A	LAG-6A	LAG-6A	LAG-6	LAG-6	LAG-6A
Mineral	Pm	Pm (i)	Pm	Pm (i)	Ep	Aln
Analysis	#2	#4	#5	#25	#31	#42
SiO ₂	37,02	30,85	37,34	38,41	37,72	32,86
TiO ₂						
Al ₂ O ₃	19,96	15,27	21,66	22,54	23,48	17,26
FeO	9,50	3,86	7,58	3,75	12,16	3,52
MnO	7,29	8,07	7,15	11,52	1,72	7,96
MgO		1,86	0,25			2,19
CaO	23,01	15,44	23,31	22,88	22,64	14,16
Na ₂ O		0,92	0,28			1,46
K ₂ O						
Cr ₂ O ₃						
NiO						
Ce ₂ O ₃						
La ₂ O ₃						5,98
Pr ₂ O ₃						
Nd ₂ O ₃						5,98
Sm ₂ O ₃						
ThO ₂						
UO ₃						
SUM	96,78	76,27	97,57	99,10	97,72	91,37

(Number of cations based on 25-oxygen atoms)

(Fe total estimated as Fe²⁺)

Si	6,25	6,48	6,18	6,23	6,17	6,21
Ti						
Al	3,97	3,78	4,23	4,31	4,53	3,84
Fe ²⁺	1,34	0,68	1,05	0,51	1,66	0,56
Mn	1,04	1,44	1,00	1,58	0,24	1,27
Mg		0,58	0,06			0,62
Ca	4,16	3,48	4,14	3,98	3,97	2,87
Na		0,37	0,09			0,54
K						
Cr						
Ni						
Ce						
La						0,42
Pr						
Nd						0,40
Sm						
Th						
U						
SUM	16,76	16,81	16,75	16,61	16,57	16,73

Πιν. 1.4.β Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις επιδότων από τους σχιστόλιθους της κατώτερης γνευσιακής ενότητας της Τζένας.

Epidote group					
Sample	LAG-6A	LAG-6A	LAG-6A	LAG-6A	LAG-6A
Mineral	Aln (c)	Pm (host)	Pm	Aln	Pm (host of #48)
Analysis	#44	#45	#46	#48	#49
SiO ₂	32,78	36,92	37,84	32,76	36,90
TiO ₂					
Al ₂ O ₃	15,95	20,04	20,89	16,25	19,53
FeO	4,18	8,15	11,28	3,97	10,59
MnO	8,69	7,31	4,87	8,84	5,98
MgO	3,06	0,38		2,64	
CaO	13,80	22,18	23,58	13,87	23,13
Na ₂ O	1,40	0,25		1,07	
K ₂ O					
Cr ₂ O ₃					
NiO					
Ce ₂ O ₃					
La ₂ O ₃	5,50			7,26	
Pr ₂ O ₃					
Nd ₂ O ₃	6,31			5,35	
Sm ₂ O ₃					
ThO ₂					
UO ₃					
SUM	91,67	95,23	98,46	92,01	96,13
(Number of cations based on 25-oxygen atoms)					
(Fe total estimated as Fe ²⁺)					
Si	6,22	6,29	6,25	6,21	6,27
Ti					
Al	3,57	4,02	4,06	3,63	3,92
Fe ²⁺	0,66	1,16	1,56	0,63	1,51
Mn	1,40	1,05	0,68	1,42	0,86
Mg	0,87	0,10		0,75	
Ca	2,81	4,05	4,17	2,82	4,21
Na	0,51	0,08		0,39	
K					
Cr					
Ni					
Ce					
La	0,39			0,51	
Pr					
Nd	0,43			0,36	
Sm					
Th					
U					
SUM	16,86	16,75	16,72	16,72	16,77

Πιν. 1.5 Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις τιτανιούχων ορυκτών από τους σχιστόλιθους της κατώτερης γνευσιακής ενότητας της Τζένας.

Titanium minerals					
Sample	LAG-6A	LAG-6A	LAG-6A	LAG-6A	LAG-6
Mineral	Ttn (r)	Ttn (c)	Rt (i)	Ttn (c)	Ttn
Analysis	#7	#8	#10	#11	#36
SiO₂	29,52	29,65	2,68	28,84	29,96
TiO₂	38,54	37,20	91,60	37,50	37,34
Al₂O₃	1,29	1,32		1,20	1,94
FeO	1,15	1,08	2,13	1,31	1,05
MnO			0,53		0,53
MgO				0,25	
CaO	28,65	29,04	3,15	28,65	28,58
Na₂O					
K₂O					
SUM	99,15	98,29	100,09	97,75	99,40

(Number of cations based on 20-oxygen atoms for Ttn, 4- for Rt)

(Fe total estimated as Fe²⁺)

Si	3,91	3,96	0,07	3,89	3,96
Ti	3,84	3,74	1,85	3,80	3,71
Al	0,20	0,21		0,19	0,30
Fe²⁺	0,13	0,12	0,05	0,15	0,12
Mn			0,01		0,06
Mg				0,05	
Ca	4,07	4,16	0,09	4,14	4,04
Na					
K					
SUM	12,15	12,19	2,07	12,22	12,19

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Π. Βιογραφικό Σημείωμα



ΠΡΟΣΩΠΙΚΑ - ΕΠΑΓΓΕΛΜΑΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Ονοματεπώνυμο **Κατριβάνος Εμμανουήλ** του Δημητρίου
Ημερομ. & τόπος γέννησης..... 30-11-1970, Θεσσαλονίκη
Τηλέφωνο & e-mail..... 6977001756 (ekatriva@geo.auth.gr)
Επάγγελμα Καθηγητής Δευτεροβάθμιας Εκπ/σης, M.Sc. Γεωλόγος

ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ – ΤΙΤΛΟΙ ΣΠΟΥΔΩΝ

- ✓ Πτυχίο Γεωλογίας Α.Π.Θ. με βαθμό 8,00 στις 12-10-1995.
- ✓ **Μεταπτυχιακό** Δίπλωμα Ειδίκευσης «Τεκτονική και Στρωματογραφία» Γεωλογίας Α.Π.Θ. με βαθμό 8,53 στις 8-10-1998.
- ✓ **Διδακτορική Διατριβή** (2017) με θέμα: «Η γεωλογική δομή, η κινηματική της παραμόρφωσης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των ορεινών όγκων Πάικου και Τζέννας (Κεντρική Μακεδονία)», με επιβλέποντα τον κ. Δ. Μουντράκη, Καθηγητή Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ.

ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΑ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΑ - ΜΕΛΕΤΕΣ

Ερευνητικά προγράμματα και μελέτες της Επιτροπής Ερευνών Α.Π.Θ:

- «Ολοκληρωμένη νεοτεκτονική, σεισμοτεκτονική και τεχνικογεωλογική μελέτη, στην πλειόσειστη περιοχή Κοζάνης – Γρεβενών, του σεισμού της 13^{ης} Μαΐου 1995», με ειδικό αντικείμενο «**Τεκτονικές μετρήσεις**», με φορέα χρηματοδότησης τον Ο.Α.Σ.Π. και Επιστ. Υπεύθυνο τον Καθηγητή κ. Δ. Μουντράκη, από 01-10-1995 έως 31-12-1995 και από 01-01-1997 έως 31-12-1997.
- «Εκπόνηση του Νεοτεκτονικού χάρτη κλίμακας 1/100.000 – Φύλλο ΚΟΖΑΝΗ», με ειδικό αντικείμενο «**Τεκτονική Γεωλογία - Χαρτογράφηση**», με Επιστ. Υπεύθυνο τον Καθηγητή κ. Δ. Μουντράκη, από 01-02-1996 έως 31-08-1996.
- «Νεοτεκτονική μελέτη στην ευρύτερη περιοχή των φραγμάτων Πολυφύτου – Ιλαρίωνα – Ελαφίου», με ειδικό αντικείμενο «**Τεκτονικές μετρήσεις στην υπαίθρο**», με φορέα χρηματοδότησης τη Δ.Ε.Η. - Δ.Α.Υ.Ε. και Επιστ. Υπεύθυνο τον Καθηγητή κ. Δ. Μουντράκη, από 01-01-1997 έως 31-12-1997.
- «Πειραματική Τεκτονική Μοντελοποίηση σε συνδυασμό με ερμηνεία γεωλογικών δεδομένων υπαίθρου», με ειδικό αντικείμενο «**Πειραματική Τεκτονική**», με φορέα χρηματοδότησης τη Γ.Γ.Ε.Τ. (Υπ. Ανάπτυξης) και Επιστ. Υπεύθυνο τον Καθηγητή κ. Δ. Μουντράκη, από 01-06-1999 έως 31-12-2001.
- «Οι μηχανισμοί δημιουργίας και εξέλιξης ιζηματογενών λεκανών κατά τη διάρκεια του εφελκυσμού του φλοιού στο τελικό ορογενετικό στάδιο: πειραματική προσομοίωση και οι λεκάνες ηλικίας Ολιγοκαίνου – Νεογενούς της περιοχής της Ροδόπης ως παράδειγμα προς μελέτη», με ειδικό αντικείμενο «**Πειραματική προσομοίωση και δεδομένα υπαίθρου ιζηματογενών λεκανών**», με φορέα χρηματοδότησης τη Γ.Γ.Ε.Τ. (Υπ. Ανάπτυξης) και Επιστ. Υπεύθυνο τον Καθηγητή κ. Σ. Σκλαβούνο, από 01-10-2000 έως 31-12-2000.

ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΕΣ ΔΗΜΟΣΙΕΥΣΕΙΣ

- ✓ Bonini M., Sokoutis D., Mulugeta G. and Katrivanos E., 2000. Modelling hanging wall accommodation above rigid thrust ramps. *Journal of Structural Geology*, 22 (August 2000), p. 1165 – 1179. *(Πειραματική Τεκτονική – Analogue Modelling)*
- ✓ Κατριβάνος E., Μουντράκης Δ., Κίλιας Α. και Παυλίδης Σ., 2001. Πρώτα αποτελέσματα μελέτης της γεωλογικής δομής και της κινηματικής της παραμόρφωσης στο όρος Τζένα (υποζώνη Πάικου, Κεντρική Μακεδονία, Ελλάδα). 9^ο Διεθνές Συνέδριο της Ε.Γ.Ε., Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001. Vol. XXXIV/1, σελ. 137 – 147. *(Τεκτονική Γεωλογία)*
- ✓ Glezos M., Katrivanos E., Ioannides N., Amanatidou E. and Adamidou K., 2001. Low dams for torrential flow obstruction and artificial recharge of ground water. 1^ο Διεθνές Συνέδριο «Η Οικολογική Προστασία του πλανήτη μας», Ξάνθη, 5–8 Ιουνίου 2001, υπό την αιγίδα του Δημοκρίτειου Παν. Θράκης και του Διεθνούς Κέντρου Ερευνών. *(Υδρογεωλογία–Τεχνική Γεωλογία)*
- ✓ Katrivanos D. E. and Makri K., 2010. Perception of first-year geology students on the Tectonic Plates Theory. *Proceedings of the 12th International Congress of the Geological Society of Greece*, Patras, May 2010. Vol. XLIII/2. P. 999 - 106. *(Διδακτική Γεωλογίας)*
- ✓ Κατριβάνος E., Κίλιας Α. και Μουντράκης Δ., 2012. Η γεωλογική δομή και η κινηματική της παραμόρφωσης της ορεινής μάζας του Πάικου (Κεντρική Μακεδονία, Ελλάδα). Μια νέα προσέγγιση. *Επιστημονική Επετηρίδα Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη*, 2012, ειδ. Τόμος 101, 37-46. *(Τεκτονική Γεωλογία)*
- ✓ Katrivanos E., Kiliass A. and Mountrakis D., 2013. Kinematics of deformation and structural evolution of the Paikon Massif (Central Macedonia, Greece): A Pelagonian tectonic window? *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.* 269/2, Stuttgart, August 2013, p. 149-171. *(Structural Geology)*
- ✓ Katrivanos E., Kiliass A. and Mountrakis D., 2015. Paikon and Tzena terranes (Axios zone, Greece): Can they be correlated? *Proceedings of the International Conference “Science in Technology”*, Athens, 201-204. *(Structural Geology)*
- ✓ Katrivanos E., Kiliass A. and Mountrakis D., 2016. Deformation history and correlation of Paikon and Tzena Terranes (Axios zone, Central Macedonia, Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 50/1, 34-45. *(Structural Geology)*

ΔΙΔΑΚΤΙΚΗ ΕΜΠΕΙΡΙΑ

- Διδασκαλία στα εργαστήρια και τις ασκήσεις υπαίθρου του **Γεωλογικού Τμήματος Α.Π.Θ.** κατά τα έτη 1996 έως 1999, 2005 έως 2008 και 2015-2017, στα μαθήματα: «*Τεκτονική Γεωλογία*», «*Γεωλογικές Χαρτογραφήσεις*», «*Χαρτογραφήσεις υπαίθρου*», «*Γεωλογία Ελλάδας*», «*Γεωτεκτονική Εξέλιξη*» και «*Διδακτική Γεωλογίας*» (Σύνολο διδακτικών εξαμήνων: 14).
- Διδασκαλία στα εργαστήρια του Τμήματος **Γεωτεχνολογίας και Περιβάλλοντος** του ΤΕΙ Δυτ. Μακεδονίας κατά τα έτη 2001-09, στο μάθημα «*Γεωλογικές Χαρτογραφήσεις*» (Σύνολο διδακτικών εξαμήνων: 17).

- Διδασκαλία στο Ι.Ε.Κ. Επανομής κατά το χειμερινό εξάμηνο του ακαδημαϊκού έτους 2002-03, του μαθήματος «Γεωγραφία» της ειδικότητας «Ειδικός Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών - G.I.S.» (Σύνολο διδακτικών ωρών: 42).
- Διδασκαλία στο Ι.Ε.Κ. Κουφαλιών κατά το χειμερινό εξάμηνο του ακαδημαϊκού έτους 2003-04, του μαθήματος «Χαρτογραφία» της ειδικότητας «Ειδικός Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών - G.I.S.» (Σύνολο διδακτικών ωρών: 56).
- Διδασκαλία στο Ι.Ε.Κ. Κοζάνης κατά το εαρινό εξάμηνο του ακαδημαϊκού έτους 2003-04, του μαθήματος «Τεχνολογία INTERNET» της ειδικότητας «Τεχνικός Η/Υ, Επικοινωνιών και Δικτύων» (Σύνολο διδακτικών ωρών: 42).

ΧΡΗΣΗ Η/Υ – ΝΕΕΣ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΕΣ

- Βασικές γνώσεις **χειρισμού Η/Υ**.
- Σεμινάριο επαγγελματικής κατάρτισης του Δ. Θεσ/νίκης (σε συνεργασία με το Ε.Κ.Τ.) στο τμήμα «**Αναλυτές Η/Υ**» από 15-02-1993 έως 21-05-1993 (Σύνολο ωρών: 227).
- Σεμινάριο **δικτυακών** υπηρεσιών που πραγματοποιήθηκε στο Τμήμα Πληροφορικής Α.Π.Θ., στα πλαίσια του έργου «Επέκταση δικτύου FDDI και εκσυγχρονισμός του υπολογιστικού περιβάλλοντος με τεχνολογία Ασύγχρονου Τρόπου Μεταφοράς (ATM)», από 12-01-1998 έως 16-01-1998 (Σύνολο ωρών: 19).
- «Εισαγωγή στα Γεωγραφικά Συστήματα Πληροφοριών (**G.I.S.**), ArcGIS – ArcInfo – ArcView», που πραγματοποιήθηκε στο Α.Π.Θ., από 10-05-2004 έως 12-05-2004.
- Πρόγραμμα επιμόρφωσης με θέμα «Γεωγραφικά Συστήματα Πληροφοριών (**G.I.S.**)», που πραγματοποίησε στο Π.Ι.Ν.Ε.Π.Θ. ο τομέας Πληροφορικής για στελέχη της Δημόσιας Διοίκησης, από 07-06-2004 έως 11-06-2004 (Σύνολο ωρών: 35).

ΞΕΝΕΣ ΓΛΩΣΣΕΣ

- Γνωρίζω πολύ καλά **Αγγλικά** (κάτοχος Lower / B2).