

ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΑΝΩΤΕΡΗΣ ΠΛΑΚΑΣ ΤΟΥ ΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΟΥ ΠΥΡΗΝΑ ΤΗΣ ΒΛΑΧΟΚΕΡΑΣΙΑΣ (ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΣ)*

Ε. ΣΚΟΥΡΤΣΟΣ¹, Α. ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ¹ & Σ. ΛΕΚΚΑΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Η ανώτερη πλάκα του μεταμορφικού πυρήνα της Βλαχοκερασίας στην κεντρική Πελοπόννησο, παρουσιάζεται ισχυρά κατακερματισμένη από δύο συστήματα ρηγιμάτων με αντίθετη πολικότητα, η λειτουργία των οποίων οδήγησε στην ισχυρή λέπτυνση αυτής. Τα «Στρώματα Τυρού» και οι Φυλλίτες-Χαλαζίτες στην παραπάνω διαδικασία αποτελούν ένα παχύ οριζόντιο αποκόλλησης μέσα στον οποίο τα ρήγματα της ανώτερης πλάκας αναστομώνονται και διαθλώνται οδηγώντας σε ένα μεγάλης κλίμακας φαινόμενο «boudinage». Οι τεκτονικές επαφές μεταξύ των υποκείμενων μεταμορφωμένων και των υπερχείμων αμεταμόρφωτων ενοτήτων αντιπροσωπεύουν μεγάλης κλίσης κανονικά ρήγματα που λειτουργούσαν εντός του θραυσιγενούς τμήματος του φλοιού, τα οποία κατά την εφελκυστική διαδικασία, περιστράφηκαν έτσι ώστε να γίνουν παράλληλα με την μικρής-κλίσης τεκτονομεταμορφική επιφάνεια ασυνέχειας. Η διαδικασία αυτή έλαβε χώρα κατά το χρονικό διάστημα από το Κατ. Μειόκαινο έως το Αν. Πλειόκαινο.

ABSTRACT

The geological structure of Vlahokerasia metamorphic core is consisted by a series of imbricated tectonic units, the occurrence of which, from the bottom to the top is as follows: Marbles, Phyllites-Quartzites, Tripolitza and Pindos unit. Nevertheless, it has often been observed that some units are juxtaposed, not on the immediate tectonically underlying unit but on even lower units (i.e. Pindos unit lies directly on the Phyllites-Quartzites unit). The first two units, which have undergone Late Oligocene - Early Miocene HP/LT metamorphism, represents the lower plate of the metamorphic core, whereas the latter two (Pindos and Tripolitza units) correspond to the upper plate.

The rocks of the upper plate are mainly characterized by a relatively small thickness (<300m) and they are strongly tectonized by two sets of normal faults. The main fault system trends in a NW orientation whereas the second one, which is younger, intersects the first set in a NNE orientation. Fault plane solutions performed on the previous-mentioned fault scarps showed a NE-SW oriented extensional stress distribution. In order to study the extensional tectonics, which has obviously influenced the fabric of the whole upper plate, a cross-section parallel to the main extensional axis and very close to the detachment surface has been constructed. The restoration of the cross-section showed that the extension of the upper plate was a result of the function of two sets of 'domino faults' of, relatively, opposite polarity. The gradual activation of these two sets of faults caused a severe thinning of the upper plate, expressed by a horizontal extensional deformation in the order of 302-422 %.

Based on the existing radiochronological data, derived from the lower plate and on the age of the post-alpine formations, which cover unconformably the older structures, we assume that the extensional deformation of the upper plate took place during Early Miocene-Lower Pliocene. Regarding the post-alpine sediments, they have been deposited into basins created during the activity of a NW-oriented normal fault system, which cut through the older extensional features.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Μεταμορφικός πυρήνας, ρήγμα αποκόλλησης, μεγάλης-κλίσης κανονικό ρήγμα, εφελκυσμός, ρήγματα «ντόμινο», Ελληνίδες, Πελοπόννησος.

KEY WORDS: metamorphic core, detachment fault, high-angle normal fault, extension, domino faults, Hellenides, Peloponnesus.

* TECTONIC STRUCTURE AND EVOLUTION OF THE UPPER PLATE OF VLAHOKERASIA METAMORPHIC CORE (CENTRAL PELOPONNESUS).

1. University of Athens, Department of Geology, Panepistimioupoli Zografou, 15704 Athens, Greece. Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι επαφές μεταξύ των υπερκείμενων αμεταμόρφωτων και των υποκείμενων μεταμορφωμένων ενοτήτων στον χώρο της «Εξωτερικής Κρυσταλλικής μάζας Πελοποννήσου-Κρήτης» έχουν κατά το παρελθόν χαρακτηριστεί είτε ως ασυμφωνίες (ΘΕΟΔΩΡΟΠΟΥΛΟΣ 1970, RICHTER 1975), είτε ως επιφάνειες αποκόλλησης των αβεστολίθων της ενότητας της Τρίπολης από το κρυσταλλικό της υπόβαθρο (DERCOURT 1964, ΤΑΤΑΡΗΣ & ΜΑΡΑΓΚΟΥΔΑΚΗΣ 1965, DE WEVER 1975, DERCOURT et al 1976), είτε ως επωθήσεις (THIEBAULT 1982, ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ 1984, DOUTSOS et al. 2000), είτε ως επωθήσεις που επαναδραστηριοποιήθηκαν σαν κανονικά ρήγματα (ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ & ΔΑΝΑΜΟΣ 1991).

Πρόσφατες μελέτες στην Κρήτη, προσδιόρισαν την επαφή μεταξύ των ενοτήτων Φυλλιτών-Χαλαζιτών και Κρήτης-Μάνης με τις υπερκείμενες μη μεταμορφωμένες ενότητες της Τρίπολης και Πίνδου, όπου αυτή δεν είναι μεγάλης κλίσης κανονικό ρήγμα, ως μία μικρής κλίσης εφελκυστική επιφάνεια αποκόλλησης, η λειτουργία της οποίας μέσα στο Μειόκαινο, οδήγησε στην εκταφή και αποκάλυψη των μεταμορφωμένων ενοτήτων που αποτελούν τον πυρήνα του νησιωτικού τόξου του Αιγαίου (ΚΙΛΙΑΣ et al 1993, 1994, FASSULAS et al 1994, JOLIVET et al 1994, 1998, ΦΑΣΣΟΥΛΑΣ 1995, 1999, THOMPSON et al 1998, 1999, JOLIVET & GOFFE 2000). Οι μελέτες αυτές δέχονται ότι η επιφάνεια αποκόλλησης, είναι μία ημιπλαστική κεκαμένη τεκτονική επιφάνεια (ΚΙΛΙΑΣ et al 1993, 1994, FASSULAS et al 1994) στην οποία με το πέρασμα του χρόνου, συγκεκριμένα η παραμόρφωση (JOLIVET et al 1996, 1998) και κατέληξαν οι λιστρικές επιφάνειες των κανονικών ρηγμάτων καθώς και οι επιφάνειες των ορίων των υπερκείμενων καλυμμάτων, οι οποίες αποτελούσαν ουσιαστικά μικρής κλίσης κανονικά ρήγματα (ΚΙΛΙΑΣ et al 1993, FASSULAS et al 1994).

Στην παρούσα εργασία εξετάζεται μία τέτοια επιφάνεια τεκτονομεταμορφικής ασυνέχειας στην περιοχή νότια της Τρίπολης στην Πελοπόννησο, όπου διαπιστώνεται ότι αυτή δεν αποτελεί την αρχική επιφάνεια αποκόλλησης αλλά ένα μεγάλης κλίσης κανονικό ρήγμα, το οποίο μέσα από μία εφελκυστική διαδικασία περιστράφηκε και απέκτησε τη σημερινή του γεωμετρία.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

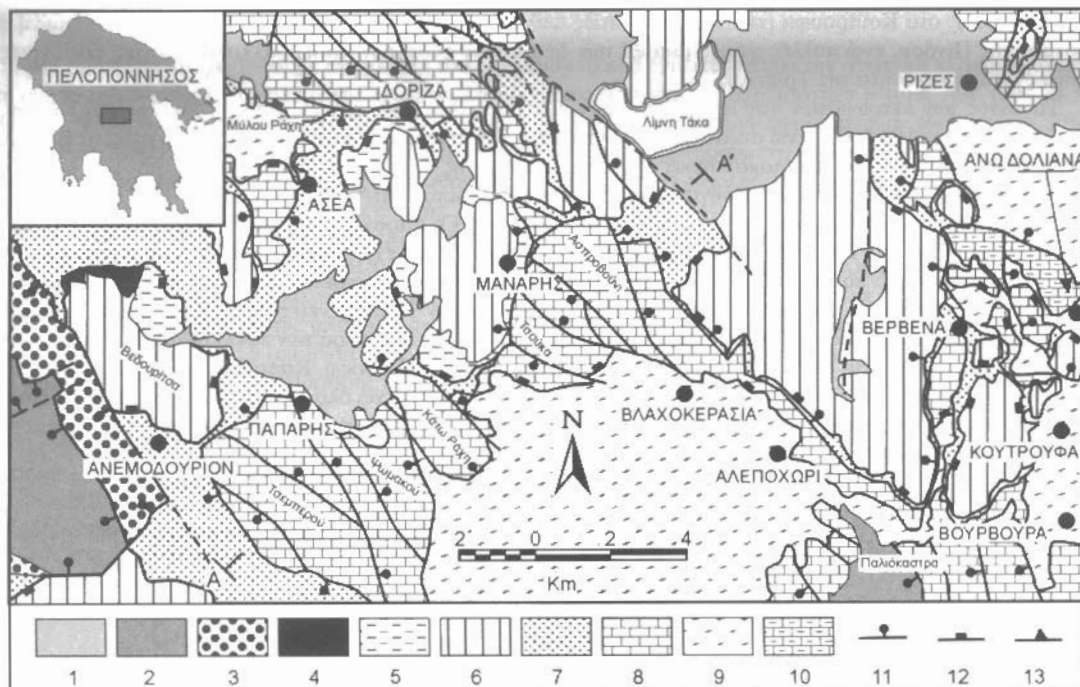
Η περιοχή μελέτης βρίσκεται νότια-νοτιοδυτικά του οροπεδίου της Τρίπολης στην κεντρική Πελοπόννησο. Η γεωλογική της δομή συνίσταται από αλληλόλληλες τεκτονικές ενότητες, που από κάτω προς τα πάνω είναι: α. Ενότητα μαρμαρών: Αποτελεί την κατώτερη και σχετικά αυτόχθονη ενότητα και εμφανίζεται στην περιοχή των Άνω Δολιανών (ΛΕΚΚΑΣ & ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ 1986). Αποτελείται από μαύρα, λεπτοπλακώδη μάρμαρα και από λευκά παχυστρωματώδη έως άστρωτα μάρμαρα που χωρίζονται μεταξύ τους με κανονικό ρήγμα. Έρχεται σε επαφή με την υπερκείμενη ενότητα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών μέσω κανονικών ρηγμάτων, ενώ σε ορισμένες θέσεις καλύπτεται τεκτονικά από αβεστολιθικά ράκη της ενότητας της Τρίπολης (ΛΕΚΚΑΣ 1978).

β. Ενότητα Φυλλιτών-Χαλαζιτών: Συνίσταται από μαρμαρυγιακούς, γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους και χαλαζίτες, οι οποίοι κατά θέσεις περικλείουν σώματα μεταβασιάλτων (ΛΕΚΚΑΣ 1978, ΛΕΚΚΑΣ & ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ 1979, ΛΕΚΚΑΣ & ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ 1986, ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ 1989,) και που αναπτύσσονται κυρίως στο νότιο και ανατολικό τμήμα της περιοχής μελέτης, ενώ μία μικρότερη εμφάνιση παρατηρείται δίπλα στο χωριό Ασέα.

γ. Ενότητα Τρίπολης: Συνίσταται από έναν ηφαιστειοϊζηματογενή σχηματισμό στη βάση της, τα «Στρώματα Τυρού», την ανθρακική ακολουθία και το φλύσχη της. Στην περιοχή μελέτης τα Στρώματα Τυρού, απαντούν με τη μορφή λεπτών τεκτονικών σφηρών πάχους μόλις μερικών μέτρων ανάμεσα σε αυτή και την υποκείμενη ενότητα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών, π.χ. νότια από τα Βέρβενια. Η ανθρακική ακολουθία συνίσταται από μία μονότονη σειρά νηητικών αβεστολίθων και δολομιτών, ηλικίας Αν. Ιουρασικού-Αν. Ηωκαίνου (ΛΕΚΚΑΣ 1978, ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ 1989) το πάχος της οποίας είναι πολύ δύσκολο να εκτιμηθεί καθώς σε καμία θέση δεν υπάρχει συνεχής στρωματογραφική τομή. Χαρακτηριστικό γνώρισμα του φλύσχη της ενότητας ηλικίας Αν. Ηωκαίνου-Κατ. Ολιγοκαίνου, είναι η παρουσία τεμαχών από αβεστολίθους και εκρηξιγενή πετρώματα με τη μορφή ολιθοβόλιθων (ΛΕΚΚΑΣ 1977, ΛΕΚΚΑΣ 1978, ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ 1984).

δ. Ενότητα Πίνδου: Ταυτίζεται με την «αρχαδική τράπεζα» ή «αρχαδικό κάλυμμα» και συνίσταται κυρίως από πλακώδεις ανωκρητιδικούς αβεστολίθους, μεταβατικά ιζηματα προς το φλύσχη ηλικίας Αν. Μαιστρηχτίου (ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ 1984, ΒΑΣΣΙΑΣ 1984) και ένας παλαιοκαινικός φλύσχη (ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ 1984, ΒΑΣΣΙΑΣ 1984, ΛΕΚΚΑΣ & ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ 1986).

Πολύ συχνά και κυρίως στην περιοχή των Βερβένων κι Άνω Δολιανών, παρατηρούνται ανθρακικές τεκτονικές σφηνές από λατυποπαγείς αβεστολίθους ηλικίας Αν. Κρητιδικού-Αν. Ηωκαίνου, οι οποίες παρεμβάλλονται ανάμεσα στα καλύμματα της Τρίπολης και Πίνδου. Οι εμφανίσεις αυτές έχουν θεωρηθεί ότι αντιπρο-



Εικ. 1: Γεωλογικός χάρτης της Βλαχοκερασίας, από ΛΕΚΚΑΣ (1978) και ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ (1989) τροποποιημένος. 1. Αλλουβία, 2. Πλειστόκαινο, 3. Πλειόκαινο, 4. Οφιόλιθοι, 5. Φλύσχης και μεταβατικά ιζήματα προς το φλύσχη της ενότητας Πίνδου, 6. Πελαγικοί ασβεστόλιθοι του Αν. Κρητιδικού της ενότητας Πίνδου, 7. Φλύσχης Τρίπολης, 8. Ασβεστόλιθοι Αν. Ιουραϊκού-Αν. Ηωκαίνου της ενότητας Τρίπολης, 9. Φυλλίτες-Χαλαζίτες, 10. Μάρμαρα, 11. Κανονικό ρήγμα $>30^\circ$, 12. Κανονικό ρήγμα $<30^\circ$, 13. Εφίπλευση.

Fig. 1: Geological map of Vlahokerasia area (from LEKKAS (1978) and Georgoulis (1989) modified). 1. Alluvial, 2. Pleistocene, 3. Pliocene, 4. Ophiolites, 5. Flysch and transitional to flysch sediments of Pindos unit, 6. Upper Cretaceous pelagic limestones of Pindos Unit, 7. Flysch of Tripolis unit, 8. Upper Jurassic-Upper Eocene, 9. Phyllites-Quartzites, 10. Marbles, 11. Normal fault $>30^\circ$, 12. Normal fault $<30^\circ$, 13. Thrust.

σωπεύουν μία μεταβατική ενότητα μεταξύ εκείνων της Πίνδου και της Τρίπολης (ΛΕΚΚΑΣ 1978, ΛΕΚΚΑΣ & ΖΑΜΒΕΤΑΚΙΣ-ΛΕΚΚΑΣ 1980, ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ 1981, ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ 1984, ΒΑΣΙΑΣ 1984, ΒΑΣΙΑΣ & ΛΕΚΚΑΣ 1988).

Οι ενότητες των μαρμάρων και Φυλλιτών-Χαλαζιτών έχουν υποστεί κατά το Αν. Ολιγόκαινο-Κατ. Μειόκαινο (SIEDEL et al 1981, JOLIVET et al 1998) μεταμόρφωση σε συνθήκες HP/LT (ΣΚΑΡΠΙΕΛΗΣ 1982, ΒΑΣΙΑΣ & TRIBOULET 1987, ΚΑΝΑΒΟΣ 1989, ΤΗΕΥΕ & SEIDEL 1991), ενώ η εκταφή τους έγινε με ρυθμούς 4km/ε.χ. (THOMSON et al 1998, 1999). Οι ενότητες αυτές αποτελούν την κατώτερη πλάκα του μεταμορφικού πυρήνα, ενώ αυτές της Τρίπολης και Πίνδου την ανώτερη.

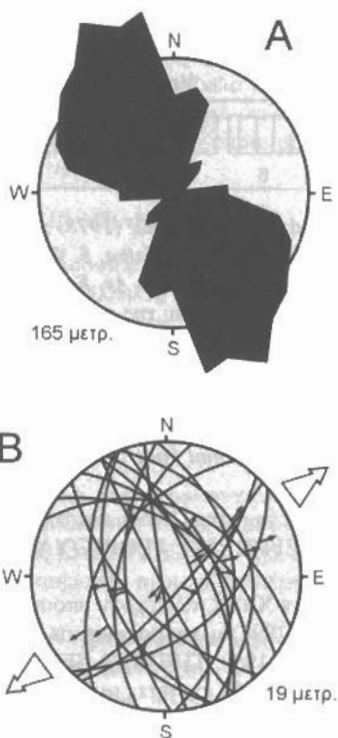
3. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΤΕΚΤΟΝΙΚΟΥ ΙΣΤΟΥ ΤΗΣ ΑΝΩΤΕΡΗΣ ΠΛΑΚΑΣ

Η περιοχή μελέτης αποτελεί ένα σημαντικό τεκτονικό παράθυρο, όπου μπορούν να παρατηρηθούν όλες οι παραπάνω ενότητες. Χαρακτηριστικό όλων των ενότητων στην περιοχή αυτή, είναι το σχετικά μικρό πάχος που παρουσιάζουν, καθώς και η τεκτονική τοποθέτηση ενότητων όχι σε αμέσως υποκειμένες όπως συνήθως συμβαίνει, αλλά σε ακόμη κατώτερες τεκτονικά ενότητες, όπως για παράδειγμα η ενότητα της Πίνδου πάνω στους Φυλλίτες-Χαλαζίτες και η ενότητα της Τρίπολης πάνω στα μάρμαρα (εικ. 1).

Η τοποθέτηση της κάθε μίας ενότητας πάνω στις υποκειμένες αυτής, δεν γίνεται πάντα με τον ίδιο στρωματογραφικό οριζόντα αλλά διαφέρει από θέση σε θέση. Συγκεκριμένα στη βάση των διαφόρων επιμέρους καλυμμάτων της Πίνδου, παρατηρούμε άλλοτε τους ανωκρητιδικούς ασβεστόλιθους και άλλοτε το φλύσχη της ενότητας. Επίσης στη βάση του καλύμματος της Τρίπολης, παρατηρούμε άλλοτε τα Στρώματα Τυρού, άλλοτε διάφορους στρωματογραφικούς οριζόντες της ενότητας, και άλλοτε τον φλύσχη της. Σε ορισμέ-

νες θέσεις, π.χ. στα Κούτροφα (εικ. 1), πάνω στους Φυλλίτες-Χαλαζίτες βρίσκεται απ' ευθείας επωθημένη η ενότητα της Πίνδου, ενώ πολλές φορές μεταξύ των δύο αυτών ενότητων παρεμβάλλονται λεπτές τεκτονικές σφήνες από την ενότητα της Τρίτολης.

Το πάχος των πετρωμάτων που αποτελούν την ανώτερη πλάκα, δηλ. των ενότητων Τρίτολης και Πίνδου, δεν ξεπερνούν τα 150-250μ., ενώ σπάνια φτάνουν τα 300μ. Τα πετρώματα αυτά κόβονται από αρκετά ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης κανονικά έως πλαγιοκανονικά ρήγματα, ενδιάμεσης κλίσης, ενώ παρατηρείται και μία δεύτερη ομάδα ρηγμάτων που τέμνουν τα προηγούμενα, διεύθυνσης περίπου ΒΒΑ-ΝΝΑ και ΔΒΔ-ΑΝΑ, πλαγιοκανονικού χαρακτήρα και ενδιάμεσης κλίσης, σπάνια μεγαλύτερης. Οι παρατηρήσεις αυτές επιβεβαιώνονται από το ροδόγραμμα της εικ. 2Α, όπου η πλειοψηφία των ρηγμάτων (70%) έχει διεύθυνση Β30°Δ με διασπορά 20°. Ένα δεύτερο σύστημα παρουσιάζει διεύθυνση Β20°Α, ενώ υπάρχουν δευτερεύουσες διευθύνσεις κάθετες στα προηγούμενα συστήματα. Στο διάγραμμα της εικ. 2Β προβλήθηκαν 19 επιφάνειες διαρρηξίσεων με τις γραμμές προστριβής που μετρήθηκαν σε αυτές. Από αυτό διακρίνεται ότι η κύρια φορά των εφελκυστικών τάσεων ήταν ΒΑ-ΝΔ. Όλα τα ρήγματα παρουσιάζονται επίπεδα και με κλιμακωτή μορφή. Κάποια κάμψη στα πετρώματα που τέμνουν παρατηρείται μόνο στους πιο εύπλαστους σχηματισμούς, ενώ όλα τα στρώματα των σχηματισμών της ανώτερης πλάκας, παρουσιάζουν σε γενικές γραμμές κλίσεις είτε προς τα ΒΑ είτε προς τα ΝΔ. Ρήγματα τα οποία να παρουσιάζουν λιστρικό χαρακτήρα δεν παρατηρήθηκαν.



Εικ. 2: (Α) Ροδόγραμμα διευθύνσεων των ρηγμάτων της περιοχής μελέτης. (Β) Στερεογραφική προβολή 19 ρηξιγενών επιφανειών με τα ανύσματα ολίσθησης

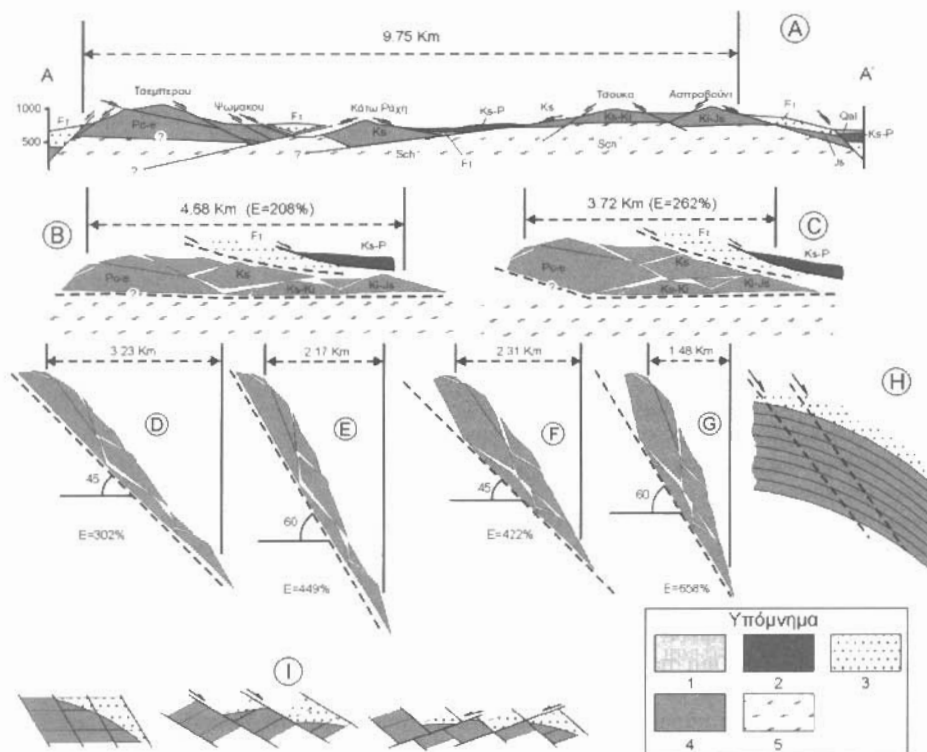
Fig. 2: (A) Rodogram showing the orientation of the main fault lineaments of the study area. (B) Stereographic projection of 19 fault planes along with the slip vectors.

Όπου οι ασβεστόλιθοι της Τρίτολης επικάθονται των σχιστόλιθων, παρατηρείται επί αυτών μία ζώνη πάχους 1-2μ., η οποία άλλοτε αποτελείται από ένα τεκτονικό λατυποπαγές από ροδόχροο ασβεστόλιθο με ερυθρωπή χροιά και άλλοτε από ένα θραυματοπαγές με στογγώδη υφή κίτρινου χρώματος (ΛΕΚΚΑΣ 1978, ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ 1989).

4. ΣΧΟΛΙΑΣΜΟΣ ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΗΣ ΑΝΩΤΕΡΗΣ ΠΛΑΚΑΣ

Με σκοπό να προχωρήσουμε στη μελέτη του εφελκυσμού που έχει επηρεάσει την ανώτερη πλάκα αλλά και τη σχέση αυτού με τη επιφάνεια της τεκτονομεταμορφικής ασυνέχειας, σχεδιάστηκε η τομή AA' (εικ. 3), η διεύθυνση της οποίας είναι παράλληλη στην αξονική διεύθυνση των κύριων εφελκυστικών τάσεων (εικ. 2B), πολύ κοντά στην επιφάνεια αποκόλλησης ώστε να διατηρείται η παρατηρούμενη γεωμετρία της (εικ. 1). Επίσης στο μεγαλύτερο μήκος της τέμνει ασβεστόλιθους της ενότητας της Τρίπολης, η στρωματογραφία των οποίων είναι απαραίτητη για την ανακατασκευή της.

Στη τομή εύκολα διακρίνεται ότι η επιφάνεια αποκόλλησης (ρήγμα Βλαχοκερασιάς-ΒΛΚ) τέμνεται και από τα δύο συστήματα ρηγμάτων με τα ΒΒΑ διεύθυνσης ρήγματα να έχουν προκαλέσει ισχυρή μετατόπιση αυτής. Τα τελευταία φαίνεται να έχουν πολύ μικρή κλίση διότι η τομή έχει μικρή γωνιακή σχέση με την παράταξη αυτών. Όσον αφορά τη γεωμετρία της αποκόλλησης ενώ είναι γνωστή στις περιοχές Τσουκά, Ασπροβουνίου και Κάτω Ράχη, δεν τη γνωρίζουμε με ακρίβεια κάτω από τη μάζα της Τσεμπερούς. Διατηρήθηκε όμως η οριζόντια γεωμετρία, καθώς κοντά στο χωριό Πάπαρης εμφανίζονται στην επιφάνεια μαρμαρυγακοί σχιστόλιθοι (εικ. 1).



Εικ. 3: (Α) Η τομή AA' της εικ. 1. (Β, C) Δύο περιπτώσεις ανακατασκευής της τομής ανάλογα αν τα ΒΑ διεύθυνσης ρήγματα της Τσεμπερούς αποτελούν ή όχι τη συνέχεια των ίδιας διεύθυνσης ρηγμάτων της Τσουκάς και Ασπροβουνίου. (D, E, F, G) Η γεωμετρία της ανθρακικής ακολουθίας της Τρίπολης πριν αυτή διαρρηχθεί σε περίπτωση που το ρήγμα ΒΛΚ ήταν ένα μεγάλης κλίσης κανονικό ρήγμα. Σε μία τέτοια περίπτωση οι ανθρακικές μάζες της τομής AA' αποτελούσαν τμήμα μίας μεγάλης κλίμακας αντικλινικής δομής (Η). (I) Μοντέλο εφελκυστικής παραμόρφωσης της ανώτερης πλάκας. 1. Αλλουβία, 2. Ανωκρητιδικοί ασβεστόλιθοι της ενότητας Πίνδου (Ks-P), 3. Φλύσχης Τρίπολης (Ft), 4. Ασβεστόλιθοι Τρίπολης, 5. Φυλλίτες-Χαλαζίτες (Sch).
 Fig. 3: (A) AA' cross section of fig. 1. (B, C) Two different cases depending on the continuity or not of the NW-oriented faults of Tsemberou to Tsouka or Asprovouni faults. The geometry of Tripolis Unit's limestones just before been faulted in the case that VLK fault was a high-angle normal fault. In such a case the limestones depicted in AA' cross section belonged to a macroscale anticline (H). (I) Deformation model of the upper plate. 1. Alluvial, 2. Limestones of U. Cretaceous age of Pindos Unit (Ks-P), 3. Flysch of Tripolitza Unit (Ft), 4. Limestones of Tripolitza Unit, 5. Phyllites-Quartzites (Sch).

Διακρίνονται επίσης οι ηλικίες των ανθρακικών μαζών της ενότητας της Τρίπολης. Έτσι στη μάζα της Τσεμπερούς η ηλικία των ασβεστολίθων είναι Τριτογενές με *Alveolina sp.*, *Lituanella sp.*, *Nummulites sp.*, ενώ στη Κάτω Ράχη προσδιορίστηκε το Αν. Κρητιδικό με *Thaumatoporella sp.*, *Cuneolina sp.* και ρουδιστές (ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ, 1989). Τέλος η ανθρακική μάζα ανατολικά στο Μάναρι, στο βόρειο και δυτικό τμήμα της έχει ηλικία Αν. Κρητιδικό με ρουδιστές, *Cuneolina sp.*, *Thaumatoporella sp.* (ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ, 1989), ενώ στα νοτιοανατολικά έχει προσδιοριστεί το Αν. Ιουρασικό με *Kurnubia sp.* (ΛΕΚΚΑΣ, 1978). Όσον αφορά τις κλίσεις των στρωμάτων στη Τσεμπερού, είναι τέτοιες ώστε να σχηματίζουν ένα μεγάλης κλίμακας αντίκλινο, στη Κάτω Ράχη και στην Τσούκα είναι υποοριζόντιες, ενώ στο Ασπροβούνι κλίνουν ελαφρά προς τα ανατολικά-βορειοανατολικά.

Ακολουθώντας τη μέθοδο «cut & paste» έγινε η ανακατασκευή αυτής της τομής. Προέκυψαν δύο λύσεις με βάση τα ΒΔ διεύθυνσης ρήγματα της μάζας της Τσεμπερούς, τα οποία και κλείνουν προς τα ΒΑ, αποτελούν συνέχεια ή όχι των αντίστοιχης διεύθυνσης και φοράς κλίσης ρηγμάτων που παρατηρούνται στις μάζες Τσούκας και Ασπροβούνι (εικ. 3B, C). Ο οριζόντιος εφελκυσμός που προκύπτει από τις ανακατασκευές είναι της τάξης του 208% και 262% αντίστοιχα και διακρίνεται, παρόλο της μικρής κλίμακας, ότι δεν υπάρχουν μεγάλα κενά μεταξύ των επιμέρους ρηξίτεμαχών, ενώ παρατηρείται και μία συνέχεια στην ηλικία των ασβεστολίθων από το Ανώτερο Ιουρασικό έως το Τριτογενές.

Το να υπολογιστούν τα στοιχεία του ρήγματος ΒΑΚ όταν αυτό ήταν ενεργό, είναι γεγονός ότι είναι αρκετά δύσκολο. Η γεωμετρία όμως των δομών της ανώτερης πλάκας επιτρέπει την εξαγωγή συμπερασμάτων τόσο για το βάθος που αυτό λειτουργήσε, όσο και για την αρχική του κλίση. Κατ' αρχάς, κατά μήκος του ρήγματος παρατηρούνται τεκτονικά πετρώματα ρηχών τεκτονικών ορόφων (βλπ παραπάνω) ενώ τέμνει πρώιμες δομές τόσο της ανώτερης όσο και της κατώτερης πλάκας (π.χ. πτυχές, ανάστροφα ρήγματα και επιφάνειες σχιστότητας ή σχισμού). Αυτά και μόνο τα στοιχεία φανερώνουν ότι το ρήγμα ΒΑΚ δημιουργήθηκε και λειτουργήσε σε ρηχούς τεκτονικούς ορόφους, μέσα στο θραυσιγενές τμήμα του φλοιού και αφού είχε ήδη ξεκινήσει η εφελκυστική διαδικασία.

Η δομή της ανώτερης πλάκας, όπως διακρίνεται στις τομές ανακατασκευής, φανερώνει ότι αν το ρήγμα δημιουργήθηκε και έδρασε σε μικρές κλίσεις, τότε η ανώτερη πλάκα ήταν πολύ λεπτή, πιθανά λόγω μίας ισχυρής λέπτυνσης πριν τη λειτουργία αυτού. Ανατολικότερα στην περιοχή των χωριών Βέρβενια, Κούτρουφα και Άνω Δολιανά, η ενότητα της Πίνδου υπέρκειται τεκτονικά των Φυλλιτών-Χαλαζιτών μέσω μίας οριζόντιας επιφάνειας, η οποία αναλογικά θα πρέπει να δραστηριοποιήθηκε σε ακόμη πιο ρηχούς τεκτονικούς ορόφους από το ρήγμα ΒΑΚ. Καθώς μάλιστα απουσιάζουν στοιχεία για πολύ σημαντική διάβρωση που να οδήγησε σε απομάκρυνση φλοιού εκατοντάδων μέτρων πάχους, το ρήγμα αυτό θα πρέπει να έδρασε σε βάθη 200-300μ από την επιφάνεια του εδάφους.

Αυτό όμως δεν είναι αλήθεια. Το ρήγμα ΒΑΚ κόβει προς τα δυτικά όλο και νεότερα στρώματα της ανθρακικής ακολουθίας της ενότητας της Τρίπολης. Στην περιοχή της Τσούκας παρατηρούνται ρήγματα τα οποία τέμνονται από το ρήγμα ΒΑΚ, κάτι που σημαίνει ότι αυτό είναι νεότερο αυτών. Επίσης το ίδιο το ρήγμα κόβεται από άλλα νεότερα ρήγματα ΒΔ διεύθυνσης που παρουσιάζουν ενδιάμεσες κλίσεις (30-60°), ενώ υπάρχουν και άλλα ίδιας διεύθυνσης με κλίσεις ανάμεσα σε αυτή του ρήγματος ΒΑΚ και των 45°, π.χ. στην περιοχή της Τσεμπερούς. Τα στοιχεία αυτά φανερώνουν μία σταδιακή περιστροφή του ανθρακικού τμήματος της Τρίπολης κατά την εξέλιξη της εφελκυστικής διαδικασίας με νέα ρήγματα να δημιουργούνται και να τέμνουν παλαιότερα, θυμίζοντας δομές τύπου ντόμινο. Άρα όταν κάποια από αυτά τα ρήγματα ήταν ενεργά το ρήγμα ΒΑΚ δεν είχε την σημερινή γεωμετρία αλλά παρουσίαζε περίπου 15-20° κλίση προς τα ΒΑ και σε κάποια άλλα ακόμη μεγαλύτερη. Άρα κατά το στάδιο που το ρήγμα αυτό ήταν ενεργό, η κλίση του θα πρέπει να ήταν μεγαλύτερη από 30° πιθανότατα μεταξύ των 45-60°, που συμφωνεί με τη θεωρία του ANDERSON (1951) που αφορά τη γωνία διάρρηξης των πετρωμάτων στον ανώτερο φλοιό. Στα σχήματα 3D-G παρουσιάζεται η πιθανή γεωμετρία της ανθρακικής μάζας της Τρίπολης με αρχική κλίση 45° και 60° του ρήγματος ΒΑΚ για κάθε μία από τις δύο περιπτώσεις ανακατασκευής, ενώ στην εικ. 3H διακρίνεται σχηματικά η γεωμετρία της ενότητας της Τρίπολης πριν το ξεκίνημα της εφελκυστικής διαδικασίας, η οποία φαίνεται να αντιστοιχεί σε μία μεγάλης κλίμακας αντικλινική δομή. Από τα παραπάνω σχήματα πιστεύουμε ότι αυτά της εικ. 3D, F είναι πολύ πιο κοντά στην πραγματικότητα. Με βάση αυτά στοιχειοθετείται ένας σημαντικός οριζόντιος εφελκυσμός της τάξης του 302-422%.

Στο σχήμα της εικ. 3I παρουσιάζεται σχηματικά η εξέλιξη της ανώτερης πλάκας της περιοχής μελέτης, όπου αρχικά δραστηριοποιούνται τα ΒΔ διεύθυνσης ρήγματα ντόμινο μορφής, οδηγώντας σε σημαντική οριζόντια επέκταση με άκαμπτη σχετικά περιστροφή των επιμέρους ρηξίτεμαχών. Ακολουθεί ένα δεύτερο στάδιο παραμόρφωσης που σχετίζεται με τα ΒΒΑ διεύθυνσης ρήγματα αντίθετης πολικότητας, που προκαλούν την ακόμη ισχυρότερη λέπτυνση της ανώτερης πλάκας. Τόσο τα «Στρώματα Τυρού» όσο και οι Φυλλίτες-Χαλαζίτες στην όλη διαδικασία αντιπροσω

πλάκας αναστομώνονται και διαθλώνται οδηγώντας σε ένα μεγάλης κλίμακας φαινόμενο «boudinage».

Η όλη δομή στα περιθώρια της έχει κερματιστεί από νεότερα ΒΔ διεύθυνσης ρήγματα που προκάλεσαν τη δημιουργία της μεταλλικής λεκάνης της Μεγαλόπολης και του βυθίσματος όπου έχει σχηματιστεί η λίμνη Τάκα (εικ. 1). Τα παλιότερα μεταλλικά ιζημάτα που έχουν αποθεθεί ασύμφωνα στο αλτικό υπόβαθρο στις δύο αυτές περιοχές είναι του Αν. Πλειοκαίνου (LUTTIG & VINKEN, 1960). Ραδιοχρονολογικά δεδομένα δείχνουν μία ηλικία κορύφωσης της μεταμόρφωσης των Φυλλιτών-Χαλαζιτών στο Κατ. Μειόκαινο (24-19Ma) (THOMSON et al 1998, 1999). Στα 19Ma λαμβάνει χώρα μία σημαντική ισοθερμική αποσυμπίεση στα 3-4Kb, διάστημα στο οποίο δεν παρατηρείται κάποια σημαντική παραμόρφωση της ενότητας (KUSTER & STOCKHERT, 1997; STOCKHERT et al., 1998; THOMSON et al., 1999), κάτι που σημαίνει ότι η ενότητα ανυψώθηκε σαν ένα ενιαίο σύνολο. Αντίθετα όταν η ενότητα βρέθηκε στο θραυσιγενές τμήμα του φλοιού, άρχισε ένας ισχυρός οριζόντιος εφελκυσμός μέσα στην ίδια την ενότητα, ο οποίος συγκεντρώθηκε σε πολλά μικρές έως ενδιάμεσης κλίσης κανονικά ρήγματα (THOMSON et al., 1999). Το μοντέλο αυτό συμφωνεί και με τα αποτελέσματα του ΤΡΟΤΕΤ (2000), ο οποίος προτείνει ότι το ρήγμα αποκόλλησης στην Πελοπόννησο λειτούργησε σε ρηχούς τεκτονικούς ορόφους. Συμπεραίνεται λοιπόν, ότι η όλη εφελκυστική διαδικασία που περιγράφηκε παραπάνω, έλαβε χώρα μετά τα 19Ma, όταν η ενότητα Φυλλιτών-Χαλαζιτών βρέθηκε στο θραυσιγενές τμήμα του φλοιού και περατώθηκε πριν τη δημιουργία της μεταλλικής λεκάνης της Μεγαλόπολης.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η ανώτερη πλάκα στο μεταμορφικό πυρήνα της Βλαχοκερασιάς παρουσιάζεται ισχυρά διερρηγμένη από τουλάχιστον δύο γενιές κανονικών ρημάτων μεγάλης κλίσης μερικά από τα οποία παρουσιάζονται σήμερα με μικρές κλίσεις ή οριζόντια. Η ανάλυση του εφελκυσμού της ανώτερης πλάκας φανερώνει ότι η επέκταση της έλαβε χώρα μέσω δύο συστημάτων από ρήγματα τύπου «ντόμινο» αντίθετης σχετικά πολικότητας που οδηγούσαν στην ισχυρή λέπτυνση αυτής. Οι τεκτονικές επαφές μεταξύ των υποκειμένων μεταμορφωμένων και των υπερκειμένων αμεταμόρφωτων ενοτήτων αντιπροσωπεύουν μεγάλης κλίσης κανονικά ρήγματα που λειτούργησαν εντός του θραυσιγενούς τμήματος του φλοιού, τα οποία κατά την εφελκυστική διαδικασία, περιστράφηκαν έτσι ώστε να γίνουν παράλληλα με την μικρής-κλίσης τεκτονομεταμορφική επιφάνεια ασυνέχειας. Τα «Στρώματα Τυρού» και οι Φυλλίτες-Χαλαζίτες στην παραπάνω διαδικασία διαδραματίζουν το ρόλο ενός παχύ ορίζοντα αποκόλλησης μέσα στον οποίο τα ρήγματα της ανώτερης πλάκας αναστομώνονται και διαθλώνται οδηγώντας σε ένα μεγάλης κλίμακας φαινόμενο «boudinage». Όλη η παραπάνω διαδικασία έλαβε χώρα αφού η ενότητα Φυλλιτών-Χαλαζιτών βρέθηκε στο θραυσιγενές τμήμα του φλοιού και πριν τη δημιουργία της λεκάνης της Μεγαλόπολης, δηλαδή Κατωτέρου Μειόκαινου και Ανωτέρου Πλειοκαίνου.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ANDERSON, E. M. (1951). *The dynamics of faulting*. 2nd ed. Edinburgh: Oliver and Boyd.
- BASSIAS, I. (1984). *Etude geologique du domaine parnonien (feuille d' Astros au 1:50.000) Peloponnesse oriental*. These de 3eme cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris.
- BASSIAS I. & TRIBOULET C. (1987). Tertiary Pressure-Temperature-Time paths from the Metamorphic External Hellenides, Peloponnesus (Greece). *Evolution of Metamorphic Belts, Joint Meeting with IGCP PROJECT 235, University College Dublin, Ireland, 17-20 September, 1987*.
- BASSIAS, I. & LEKKAS, S. (1989). La serie transition entre les zones de Tripolitza et du Pinde dans la region d' Eleokhorion-Mont Parthenion (Peloponnesse, Grece). *Ann. Soc. Geol. Nord*, CVII, 297-304.
- DE WEVER, P. (1975). *Etude geologique de series apparaissant en fenetre sous l'allocthone pindique (serie de Tripolitza, serie epimetamorphique de Zarouchla), Peloponnesse septentrional, Grece*. These, 3eme cycle, p. 318, Lille.
- DERCOURT, J. (1964). Contribution a l'etude geologique d'un secteur du Peloponnesse septentrional. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 15, p. 418.
- DERCOURT, J., DE WEVER, P. & FLEURY, J. J. (1976). Donnees sur le style tectonique de la nappe de Tripolitza en Peloponnesse septentrional (Grece). *Bull. Soc. geol. France*, (7), t. XVIII, n° 2, 317-326.
- DOUTSOS, T., ΚΟΥΚΟΥΒΕΛΑΣ, I., ΠΟΥΛΙΜΕΝΟΣ, G., ΚΟΚΚΑΛΑΣ, S., ΧΥΠΟΛΙΑΣ, P. & ΣΚΟΥΡΛΙΣ, K. (2000). An exhumation model of the south Peloponnesus, Greece. *Int. J. Earth Sci.*, 89, 350-365.
- ΦΑΣΣΟΥΛΑΣ, Χ. (1995). *Κινηματική και παραμόρφωση των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης*. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο, σελ. 258, Θεσσαλονίκη.
- FASSOULAS, C. (1999). The structural evolution of central Crete: insight into the tectonic evolution of the south
- Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

- Aegean (Greece). *Journal of Geodynamics*, 27, 23-43.
- FASSULAS, C., KILIAS, A. & MOUNTRAKIS, D. (1994). Postnappe stacking extension and exhumation of high-pressure/low-temperature rocks in the island of Crete, Greece. *Tectonics*, v. 13, 127-138.
- ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ, Ι. (1989). Γεωλογικές και Υδρογεωλογικές έρευνες στην επαρχία Μαντινείας (Κεντρική Πελοπόννησος). *ΙΓΜΕ, Υδρολογικές & Υδρογεωλογικές Έρευνες, Αρ. 52, Αθήνα*.
- ΘΕΟΔΩΡΟΠΟΥΛΟΣ, Δ. (1970). Γεωλογικά και μορφολογικά παρατηρήσεις εις την περιοχήν Νεαπόλεως Βοιών. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 25, 445-466.
- JOLIVET L., DANIEL J., TRUFFERT C. & GOFFE B. (1994). Exhumation of deep crustal metamorphic rocks and crustal extension in arc and back-arc regions. *Lithos*, 33, 3-30.
- JOLIVET L., GOFFE B., MONIE P., TRUFFERT-LUXEY C., PATRIAT M. & BONNEAU M. (1998). Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high pressure metamorphic rocks. *Tectonics*, 15, 1129-1153.
- JOLIVET, L. & GOFFE, B. (2000). Les domes metamorphiques extensifs dans les chaines de montagnes. Extension syn-orogenique et post-orogenique. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planetes*, 330, 739-751.
- ΚΑΝΑΒΟΣ, Θ. (1989). *Πετρογένεση μεταμορφωμένων σχηματισμών Κεντρικής Πελοποννήσου*. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Πατρών, σελ. 199, Πάτρα.
- ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ, Ζ. (1981). *Γεωλογικές έρευνες στην περιοχή Βυτίνας (Κεντρική Πελοπόννησος)*. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 202 σελ., Αθήνα.
- ΚΙΛΙΑΣ, Α., ΦΑΣΟΥΛΑΣ, Χ. & ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. (1993). Τριτογενής έκταση ηπειρωτικού φλοιού και ανύψωση του «μεταμορφικού συμπλέγματος» του Ψηλορείτη στο κεντρικό τμήμα του ελληνικού τόξου (Κρήτη, Ελλάδα). *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 28/1, 297-314.
- KILIAS, A., FASSOULAS, C. & MOUNTRAKIS, D. (1994). Tertiary extension of continental crust and uplift of Psiloritis metamorphic core complex in the central part of the Hellenic Arc (Crete, Greece). *Geol. Rundsch.*, 83, 417-430.
- KÜSTER, M. & STÖCKHERT, B. (1997). Density changes of fluid inclusions in high-pressure low-temperature metamorphic rocks from Crete: a thermobarometric approach based on the creep strength of the host minerals. *Lithos*, 41, 151-167.
- ΛΕΚΚΑΣ, Σ. (1978). *Συμβολή εις την γεωλογικήν δομήν της περιοχής νοτιο-ανατολικάς της Τριπόλεως (Κεντρική Πελοπόννησος)*. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 192 σελ., Αθήνα.
- LEKKAS, S. & PAPANIKOLAOU, D. (1979). On the phyllite problem in Peloponnesus, *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 29/1, 395-409.
- LEKKAS, S. & ZAMBETAKIS-LEKKAS, A. (1980). Sur l'existence de la serie de Magassa en Peloponnesse central (Grece). *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 30/1, 332-341.
- LEKKAS, S. & GEORGOULIS, J. (1985). Couches renversees dans la nappe d' Arcadie et leur signification pour l' hydrogeologie (Peloponnesse Central, Grece). *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 33/1, 83-91.
- ΛΕΚΚΑΣ, Σ. & ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ, Ζ. (1988). Η γεωλογική δομή γύρω από το οροπέδιο της Τρίπολης. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 20, 53-66.
- LUTTIG, G. & VINKEN, R. (1960). $\text{\AA}\delta\upsilon\epsilon\tau\acute{\alpha}\sigma\epsilon\upsilon\theta = \text{\Upsilon}\theta\delta\sigma\delta \delta\sigma\delta \epsilon\acute{\alpha}\epsilon\text{\Upsilon}\iota\sigma\delta \delta\sigma\delta \text{\I}\acute{\alpha}\acute{\alpha}\acute{\alpha}\epsilon\upsilon\delta\iota\epsilon\acute{\alpha}\upsilon\theta$. *Geologisches Jahrbuch*, 83, Hannover.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. (1984). Εισαγωγή στην τεκτονική ανάλυση των ρηγμάτων της Ελλάδος. *Συνέδριο «Σεισμοί και κατασκευές», Τ.Ε.Ε., Αθήνα 1984, Πρακτικά, 2, 1030-1044*.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. & ΔΑΝΑΜΟΣ, Γ. (1991). Αντιστοίχιση της γεωτεκτονικής θέσης των Κυθήρων και των Κυκλάδων στη γεωδυναμική εξέλιξη του ελληνικού τόξου. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 25/1, 65-79.
- RICHTER, D. (1975). Problem der Metamorphose auf dem Peloponnes (Griechenland). *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 149/2, 129-147, Stuttgart.
- SEIDEL, E., KREUZER, H. & HARRE, W. (1982). A late Oligocene/early Miocene high pressure belt in the external Hellenides. *Geol. Jb.*, E23, 165-206, Hannover.
- ΣΚΑΡΠΕΛΗΣ, Ν. (1982). *Μεταλλογένεση συμπλεγμάτων θειοσίτων μεταλλευμάτων και πετρολογία της εξωτερικής μεταμορφικής τεκτονικής ζώνης των Ελληνίδων (ΝΑ Πελοπόννησος)*. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, σελ.149, Αθήνα.
- STÖCKHERT, B., WACHMANN, M., KÜSTER, M. & BIMMERMAN, S. (1998). Low effective viscosity during high-pressure metamorphism due to dissolution precipitation creep: the record of HP-LT metamorphic carbonates and siliciclastic rocks from the Peloponnesus. *Tectonics*, 17, 290-310.
- Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεοφράστου - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.
- ΤΑΤΑΡΗΣ, Α. & ΜΑΡΑΓΚΟΥΔΑΚΗ, Ν. (1965). Επί της στρωματογραφίας του Τριαδικού και Ιουραϊκού

- της ζώνης Τριπόλεως εις Κυνουρίαν (Πελοπόννησος). *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 6/2, 353-364.
- THEYE, TH. & SIEDEL, E. (1991). Petrology of low-grade high-pressure metapelites from the External Hellenides (Crete, Peloponnese). A case study with attention to sodic minerals. *Eur. J. Mineral.*, 1991, 3, 343-366.
- THIEBAULT F. (1982). *Evolution geodynamique des Hellenides externes en Peloponnese meridional (Grece)*. Societe Geologique du Nord, Publication n° 6, p. 393.
- THOMSON, S., STOCKHERT, B. & BRIX, M. (1998). Thermochronology of the high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: Implications for the speed of tectonic processes. *Geology*, v. 26, no. 3, p. 259-262.
- THOMSON, S., STOCKHERT, B. & BRIX, M. (1999). Miocene high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: rapid exhumation by buoyant escape. In: Ring, U., Brandon, M. T., Lister, G. S. & Willett, S. D. (eds) *Exhumation Processes: Normal faulting, Ductile flow and Erosion*. Geological Society of London, Special Publications, 154, 87-107.
- TROTET, F. (2000). *Exhumation of high pressure-low temperature metamorphic rocks along a transect from the Cyclades to the Peloponnese (Greece)-Geodynamic implications*. Thesis. De l'École Normale Supérieure, Laboratoire de Géologie.