

ΜΙΑ ΕΝΑΛΛΑΚΤΙΚΗ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΚΑΙ ΕΞΕΛΙΞΗΣ ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ ΜΕΣΑ ΑΠΟ ΝΕΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΥΠΑΙΘΡΟΥ ΑΠΟ ΤΗΝ ΒΟΡΕΙΑ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟ*

Ε. Σκούρτσος¹ & Χ. Κράνης¹

¹Τομέας Δυναμικής, Τεκτονικής και Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο
Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, Πανεπιστημιούπολις Ζωγράφου

eskourt@geol.uoa.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα εργασία περιέχει τα προκαταρκτικά συμπεράσματα που προέκυψαν από νέα στοιχεία υπαίθρου αναφορικά με τη δομή και εξέλιξη του δυτικού Κορινθιακού Κόλπου και της βόρειας Πελοποννήσου. Τα νέα αυτά δεδομένα δείχνουν ότι σε ολόκληρη την έκταση μεταξύ των νότιων ακτών του Κορινθιακού Κόλπου έως το Όρος Μαίναλο παρατηρείται μια σταθερή αλληλουχία περιστραμμένων προς νότο ρηξιτεμαχών. Το σύνολο της δομής αυτής οριοθετείται από τη ρηξιγενή ζώνη του Βόρειου Μαινάλου, διεύθυνσης ΔΒΔ-ΑΝΑ που κλίνει προς ΒΒΑ. Προτείνεται ότι αν το ρήγμα αυτό οριζοντιώνεται σε βάθος, η προέκτασή του μπορεί να φτάνει ακόμη βορειότερα και να συνδέεται με την αποκόλληση που αναφέρεται κάτω από τον Κορινθιακό κόλπο. Η δράση του είχε ως αποτέλεσμα την παραμόρφωση του παλαιότερου συστήματος ρηγμάτων που όριζε το νότιο περιθώριο του Πρωτο-Κορινθιακού, το οποίο περιστρεφόταν σταδιακά προς νότο, αποκτώντας όλο και μικρότερη κλίση, αναγκάζοντας τη μετανάστευση της δραστηριότητας προς βορρά με τη δημιουργία νέων ρηγμάτων στο υπερκείμενο τέμαχός του. Ταυτόχρονα, η προσθήκη υλικού κάτω από αυτό, προκάλεσε τη σταδιακή ανύψωση της βόρειας Πελοποννήσου. Σήμερα η ρηξιγενή ζώνη του Βόρειου Μαινάλου τέμνεται από ρήγματα που προκαλούν εφελκυσμό σε διεύθυνση Α-Δ.

ABSTRACT

This paper presents the preliminary results of field work aimed at the study of the structure and evolution of the western Gulf of Corinth and Northern Peloponnesus. The collected data show that: (a) extensional structures, with geometrical characteristics similar to these of the Gulf of Corinth faults, are present south of the zone which has been so far considered to be the southernmost margin of the Proto-Corinth Gulf. These structures can be traced as south as the northern flanks of Mt Menalon; (b) the northern margin of Mt Menalon is a WNW-EWE fault (North Menalon Fault-NMF) comprising a series of segments with medium to low NNE dips. We suggest that this fault flattens below Mt Khelmos and may be linked to

***AN ALTERNATIVE APPROACH TO THE STRUCTURE AND EVOLUTION OF WESTERN GULF OF CORINTH THROUGH NEW FIELD DATA FROM NORTHERN PELOPONNESUS**

E. Skourtsos and H. Kranis

Sector of Dynamic, Tectonic and Applied Geology, Department Geology, Kapodistrian University of Athens., 157 84, Athens, eskourt@geol.uoa.gr

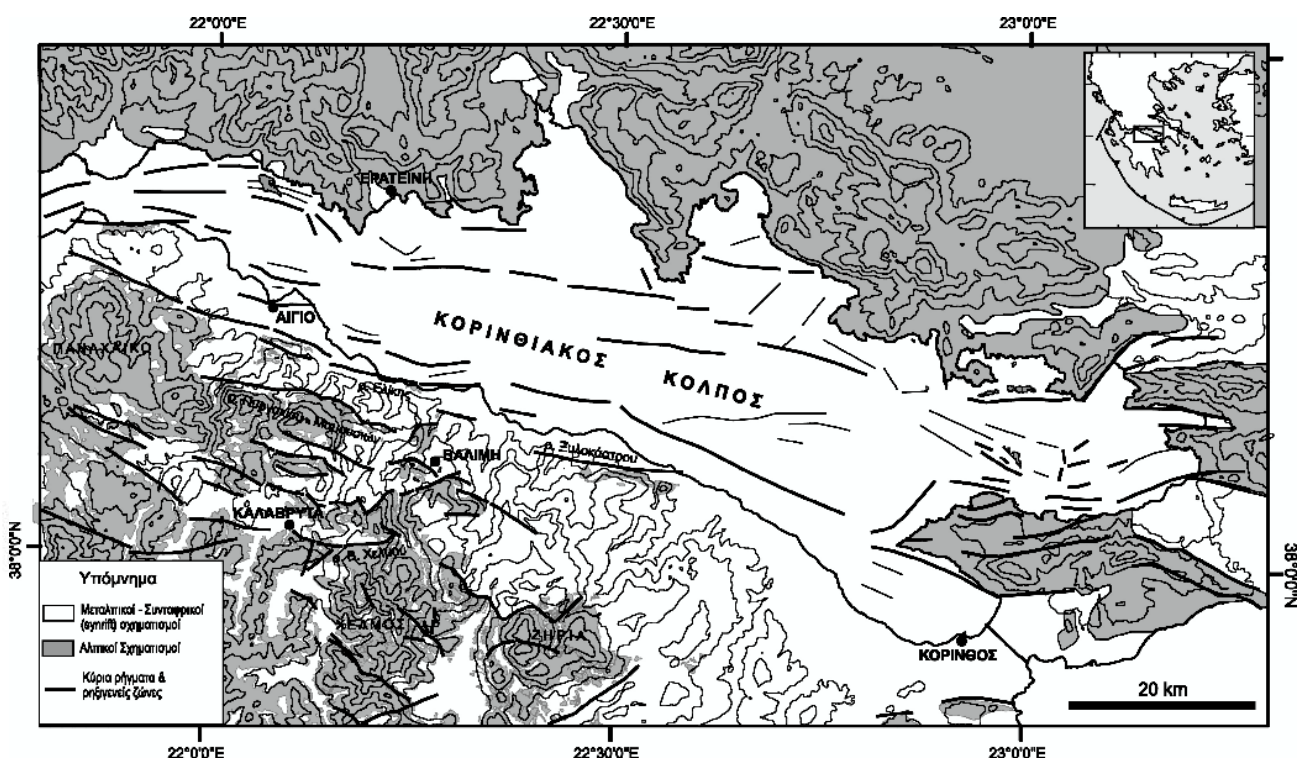
the inferred detachment below the Gulf of Corinth; (c) the zone between the detachment proposed by Sorel (2000) and the margin of North Menalon is a large hanging-wall block, rotated southwards by the activity of the NMF; (d) the rotation of this block has caused the formation of closed basins (Kandila and Levidi); the rotation of the former marginal faults of the Proto-Gulf and the northward migration of tectonic activity, while underplating has led to the gradual uplift of Northern Peloponnesus; and (e) These extensional structures have been cut and truncated by faults which have caused E-W extension of central Peloponnesus.

1. Εισαγωγή

Η Κορινθιακή Τάφρος έχει συγκεντρώσει το ενδιαφέρον της επιστημονικής κοινότητας καθώς αποτελεί ένα από τα πιο χαρακτηριστικά παραδείγματα ηπειρωτικής ταφρογένεσης, ευρισκόμενη ακόμη σε νεαρό στάδιο, με υψηλή σεισμικότητα και έντονους ρυθμούς παραμόρφωσης (Chery, 2001). Παρόλα αυτά, η δομή, η τεκτονική εξέλιξη της και η σχέση ανάμεσα στις επιφανειακές ρηξιγενείς δομές, και τις σεισμογενείς δομές βάθους, παραμένουν θέματα ανοικτά (Ghisetti & Vezzani, 2004).

Η Κορινθιακή Τάφρος είναι μία μεταλ-

πική λεκάνη διεύθυνσης ΔΒΔ-ΑΝΑ που διακρίνει την Ηπειρωτική Ελλάδα από την Πελοπόννησο (Εικ. 1) και με βάση τεκτονικών (Doutsos & Poulimenos 1992, Lekkas *et al.* 1998), σεισμολογικών (π.χ. Bernard *et al.* 1997) και γεωδαιτικών μελετών (Billiris, *et al.*, 1991, Briole *et al.*, 1994, Avallone, *et al.*, 2000), φαίνεται να υπόκειται σε εφελκυσμό διεύθυνσης Β-Ν με ρυθμό 0.4 - 1.5 cm/yr. Το βόρειο μέρος της τάφρου καλύπτεται σήμερα από τα νερά του Κορινθιακού Κόλπου (Εικ. 1), τον οποίο οι Brooks & Ferentinis (1984) περιέγραψαν ως μία ασύμμετρη τεκτονική λεκάνη. Αντίθετα οι Lykoussis



Εικ. 1. Τεκτονικός χάρτης της Κορινθιακής Τάφρου, τροποποιημένος από Moretti *et al.* (2003).
Fig. 1. Structural map of the Corinth Rift modified from Moretti *et al.* (2003).

et al. (1998) και *Moretti et al.* (2002) την αναφέρουν ως μία συμμετρική τάφρο και οι *Stefatos et al.* (2002) ως μία σύνθετη λεκάνη με χαρακτήρες τόσο συμμετρικής λεκάνης, όσο και ημιτάφρου. Η τάφρος περιλαμβάνει επίσης και μία ζώνη πλάτους περίπου 20 km στη βόρεια Πελοπόννησο, όπου τα συνταφρικά ιζήματα παρουσιάζουν μεγάλη εξάπλωση (Εικ. 1). Στο μεγαλύτερο μέρος τους πρόκειται για λιμναίες φάσεις (*Keraudren & Sorel*, 1987). Τα κανονικά ρήγματα, εκτός από τις συνταφρικές αποθέσεις, μεταθέτουν και πετρώματα των αλπικών ενοτήτων, οι οποίες συνιστούν μία σημαντικά ετερογενή καλυμματική στήλη από ανθρακικά, κλαστικά και μεταμορφωμένα πετρώματα. Σχεδόν το σύνολο των ερευνητών δέχεται ότι τα νοτιότερα ρήγματα ήταν ενεργά πριν τα βορειότερα κι ότι αυτά έχουν ελέγξει την απόθεση των συνταφρικών ιζημάτων (π.χ. *Dufaure*, 1975, *Ori*, 1989, *Doutsos & Poulimenos*, 1992), κάτι που οδήγησε πολλούς ερευνητές να θεωρήσουν ότι η τάφρος ήταν πλατύτερη στα πρώιμα στάδια της εξέλιξής της (*Dufaure*, 1975, *Ori*, 1989). Πρόσφατα οι *Sorel* (2000), *Flotte & Sorel*, (2001) και *Flotte*, (2002) περιέγραψαν το νοτιότατο από τα ρήγματα, ως ένα κανονικό ρήγμα μικρής κλίσης (αποκόλληση), πάνω στο οποίο ριζώνουν τα κανονικά ρήγματα μεγάλης κλίσης που απαντούν βορειότερα.

Ένα σημαντικό πρόβλημα που υπάρχει είναι ότι η βόρεια Πελοπόννησος, αν και υπόκειται σε εφελκυσμό, ταυτόχρονα ανυψώνεται και μάλιστα με διαφορετικό ρυθμό από ανατολικά προς τα δυτικά. Αποτέλεσμα αυτής της ανύψωσης είναι η ύπαρξη πλειοκαινικών - πλειστοκαινικών ιζημάτων σε υψόμετρα της τάξης των 1800 m (*Dufaure*, 1975). Αν και ο ρυθμός εφελκυσμού είναι υψηλός, αυτός δεν μπορεί να ερμηνεύσει την παρατηρούμενη ανύψωση ως αποτέ-

λεσμα της ισοσταστικής ανταπόδοσης (isostatic rebound), όπως προτείνει ο *Sorel* (2000). Όπως έχουν αναφέρει οι *Μαριολάκος & Στείρος* (1989), *Collier et al.*, 1992, και *Stewart & Vita-Finzi*, 1996, χρειάζεται ένα φαινόμενο εξωτερικό ως προς τη τάφρο, όπως π.χ. η προσαύξηση υλικού στη βάση του πρίσματος παραμόρφωσης λόγω της υποβύθισης νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου (*Le Pichon & Angelier*, 1979).

Στην παρούσα εργασία προτείνεται μία διαφορετική προσέγγιση της δομής της τάφρου της Κορίνθου (για το δυτικό της τμήμα), ερμηνεύοντας τα μικρής κλίσης ρήγματα που συνιστούν το επιφανειακό ίχνος της αποκόλλησης του *Sorel* (2000) ως μία ισχυρά περιστραμμένη δομή από τη δράση ενός συστήματος ρηγμάτων στο υποκείμενο τέμαχος αυτών. Η δράση αυτών των ρηγμάτων προκάλεσε την περιστροφή των ρηγμάτων που οριοθετούσαν τον Πρωτοκορινθιακό, τη σταδιακή μετανάστευση της ρηξιγενούς δραστηριότητας προς βορρά με την ταυτόχρονη ανύψωση της βόρειας Πελοποννήσου λόγω της διεύθυνσης υλικού στο υποκείμενο τους τέμαχος.

2. Γεωλογική δομή της Βόρειας Πελοποννήσου

2.1. Λιθοστρωματογραφία

Οι συνταφρικές αποθέσεις της βόρειας Πελοποννήσου διακρίνονται σε δύο ακολουθίες (*Ori*, 1989). Η κατώτερη αποτελείται από αλλουβιακά ριπίδια και λιμναία έως ρηχών νερών ιζήματα, πάχους περίπου 400 m, που ακολουθούνται από μία παχιά σειρά ποταμοχερσαίων κροκαλοπαγών, χωρίς σημαντικές διαφοροποιήσεις στις φάσεις, πάχους έως 1000 m. Η ανώτερη ακολουθία συνίσταται από δελταϊκές αποθέσεις τύπου *Gilbert* και ιζήματα βαθιάς θάλασσας. Διακρίνονται δύο ομάδες δελταϊκών αποθέσεων,

μία παλαιότερη, της Ευροστίνης, με τα κορυφαία στρώματα να απαντούν σε υψόμετρα 1200-700 m και μία νεότερη με τα κορυφαία στρώματα στα 300-400 m, η θέση των οποίων ελέγχεται από τα κανονικά ρήγματα της βόρειας Πελοποννήσου (Dart, *et al.*, 1994).

Μεταλλικές αποθέσεις παρατηρούνται όμως και νοτιότερα, στις κλειστές υδρολογικές λεκάνες της Κανδήλας και του Λεβιδίου. Πρόκειται για αλλουβιακά ριπίδια και ποταμοχερσαίες αποθέσεις πάχους μερικών δεκάδων μέτρων που καλύπτουν ασύμφωνα λιμναίες μάργες. Γεωφυσικές έρευνες που έγιναν στη λεκάνη της Κανδήλας, έδειξαν ότι το πάχος των μαργών φτάνει τα 100 m. Όσον αφορά την ηλικία τους, χρονολογικά δεδομένα δεν υπάρχουν, αν και νοτιότερα στη λεκάνη της Τρίπολης αναφέρονται ανάλογα ιζήματα ηλικίας Ανωτέρου Πλειοκαίνου (Αλεξόπουλος, 1998), ενώ στη λεκάνη των Καλαβρύτων έχουν ηλικία Κατώτερο Πλειόκαινο (Papanikolaou, *et al.*, 2000).

Τα μεταλλικά ιζήματα υπέρκεινται ασύμφωνα των αλπικών ενοτήτων, οι οποίες συνιστούν μία σύνθετη και ετερογενή καλυμματική στήλη. Στη βάση της καλυμματικής στήλης απαντά το Σύμπλεγμα της Ζαρούχλας, το οποίο συνήθως θεωρείται ισοδύναμο ή αντίστοιχο της ενότητας Φυλλιτών - Χαλαζιτών στη νότια Πελοποννήσου και Κρήτη, αν και μέρος αυτού ανήκει στα γνωστά Στρώματα Τυρού που συνιστούν τη βάση της ενότητας της Τρίπολης. Η τελευταία υπέρκειται τεκτονικά του Συμπλέγματος της Ζαρούχλας και χαρακτηρίζεται ως μία μεσοζωική - κάτω καινοζωική ανθρακική ακολουθία ρηχών νερών με μία κλαστική ακολουθία στη κορυφή (φλύσχης). Η ανώτερη ενότητα της περιοχής είναι αυτή της Πίνδου, μία πελαγική σειρά από ασβεστόλιθους, ραδιολαρίτες και κλαστικά ιζήματα,

ηλικίας Ανωτέρου Τριαδικού - Παλαιοκαίνου.

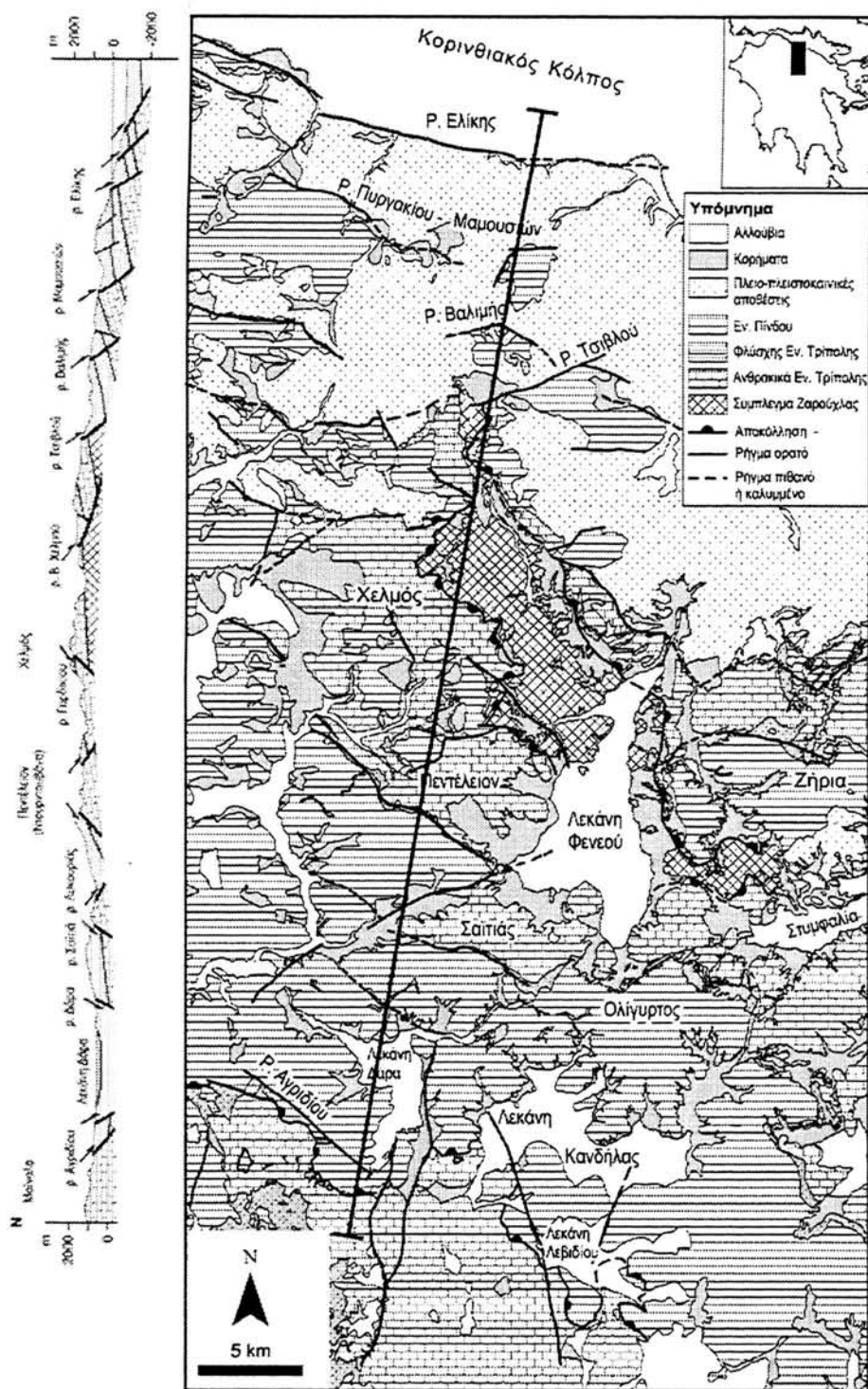
2.2. Εφελκυστικά ρήγματα και ρηξιτεμάχη

Οι παρατηρήσεις και τα ευρήματα της εργασίας παρουσιάζονται στον γεωλογικό χάρτη της Εικόνας 2. Όσον αφορά τη γεωλογική τομή που συνοδεύει τον χάρτη αυτόν, το τμήμα βόρεια του Χελμού στηρίζεται στη τομή των Flotte & Sorel (2001), αλλά έχει τροποποιηθεί από εμάς. Το τμήμα της τομής από το Χελμό και νότια στηρίζεται αποκλειστικά σε δικές μας παρατηρήσεις. Αρχίζοντας από βορρά προς νότο μπορούν να παρατηρηθούν τα εξής (Εικ. 2):

Τα ρήγματα που ορίζουν τον σημερινό κόλπο στα νότια είναι αυτά του Δερβενίου, της Ακράτας και της Ελίκης (Stefatos, *et al.*, 2003). Το συνδυασμένο άλμα των ρηγμάτων του Δερβενίου και της Ακράτας ξεπερνάει τα 400 m, ενώ αυτό της Ελίκης έχει υπολογιστεί στα 800-1000 m (Causse, *et al.* 2004). Τα συνταφρικά ιζήματα που έχουν αποθεθεί στο υπερκείμενο του τέμαχος έχουν ηλικία Ανώτερο Πλειστόκαινο έως Ολόκαινο και χαρακτηρίζονται από μία ποικιλία λιθοφάσεων που δείχνει γρήγορες μεταβολές στο περιβάλλον απόθεσης (Lemeille, *et al.*, 2002). Το υποκείμενο τέμαχος του ρήγματος της Ελίκης αποτελείται από σχηματισμούς της Πίνδου, καλυμμένους από μία κατώτερη ακολουθία από μάργες και το δελταϊκό ριπίδιο της Ακράτας, που είναι πλευρική συνέχεια του ριπιδίου του Βουραϊκού, πάχους 800 m, (Malartre, *et al.*, 2004). Η απόθεσή του ελεγχόταν από το ρήγμα Πυργακίου - Μαμουσιών που απαντά νοτιότερα, το οποίο έχοντας μεγάλες κλίσεις προς τα βόρεια και άλμα 800-1000 m, δημιούργησε τις απαραίτητες συνθήκες για την απόθεση του ριπιδίου (Malartre, *et al.*, 2004).

Νοτιότερα, η τομή συναντά τα ρήγματα της Βαλιμής και του Τσιβλού (Εικ. 2). Το ρήγμα της Βαλιμής είναι πλαγιοκανονικό, μέσης διεύθυνσης Α-

Δ. Μετρήθηκαν ρηξιγενείς επιφάνειες με κλίσεις 20-30 προς βορρά που φέρουν σε επαφή ασβεστόλιθους της ενότητας της Πίνδου με κροκαλοπαγή,



Εικ. 2. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης και τομή της περιοχής μελέτης. Ο χάρτη βασίζεται στα φύλλα "Δάφνη", "Κανδήλα" και "Δερβένι" του ΙΓΜΕ (1978, 1982 και 1993, αντίστοιχα) και σε στοιχεία από Καροτσιέρη (1981) και Flotte (2002).

Fig. 2. Simplified geological map and NNE-SSW cross section of the study area. The map is based on IGME sheets "Dafn" (1978), "Kandila" (1982) and "Derveni" (1993), and on mapping data from Karotsieris (1981) and Flotte (2002).

ενώ βορειότερα η κλίση των επιφανειών του ρήγματος γίνονται μεγαλύτερες. Οι μετρήσεις αυτές δείχνουν ότι το ρήγμα έχει περιστραφεί προς νότο, γεγονός που επιβεβαιώνεται και από τη γεωμετρία των κροκαλοπαγών που έχουν αποθεθεί στο υπερκείμενο τέμαχος του ρήγματος, τα κατώτερα μέλη των οποίων κλίνουν 30-40 προς τα νότια. Αντίθετα, τα ενδιάμεσα και ανώτερα μέλη τους δεν φαίνεται να τέμνονται από το ρήγμα, αλλά αντίθετα να το σκεπάζουν ασύμφωνα. Η απόθεση των ενδιάμεσων και ανώτερων μελών των συνταφρικών ιζημάτων ελέγχεται από το ρήγμα του Τσιβλού, το οποίο, όπως προκύπτει από τα στοιχεία υπαίθρου, τέμνει και μεταθέτει αυτό της Βαλμής. Το ρήγμα του Τσιβλού είναι επίσης πλαγιοκανονικό, έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και είναι υπεύθυνο για την εξαφάνιση προς τα βόρεια του Συμπλέγματος της Ζαρούχλας, το οποίο εμφανίζεται εντός της κοιλάδας του Κράθης ως υπόβαθρο των ανθρακικών της Τρίπολης, που συνιστούν το υποκείμενο τέμαχος του ρήγματος. Τα κροκαλοπαγή που έχουν αποθεθεί στο υπερκείμενο τέμαχος του ρήγματος έχουν αρχικά κλίσεις 30-40 προς νότο, οι οποίες σταδιακά μειώνονται όσο οι ορίζοντες γίνονται νεότεροι και τελικά τα κορυφαία στρώματα (κροκαλοπαγή Μεγάλου Σπηλαίου) σφραγίζουν το ρήγμα, έχοντας αποθεθεί ασύμφωνα στο ρηξιγενές ανάγλυφο. Στη συνέχεια φαίνεται το ρήγμα του Χελμού (Εικ. 2), το οποίο, σύμφωνα με τον Sorel (2000), αποτελεί την επιφανειακή εκδήλωση της αποκόλλησης που ευθύνεται για τη διάνοιξη του Κορινθιακού (αποκόλληση Χελμού).

Ο Sorel (2000) υποστηρίζει ότι πρόκειται για ένα περιστραμμένο προς νότο κανονικό ρήγμα μεγάλης κλίσης, μέσης διεύθυνσης Α-Δ, το οποίο ανατολικά της

κοιλάδας του ποταμού Κράθης διαθλάται προς ΝΑ, ταυτιζόμενο με το ανατολικό όριο των εμφανίσεων του Συμπλέγματος της Ζαρούχλας. Με βάση τις δικές μας παρατηρήσεις, όμως, προκύπτει ότι η συγκεκριμένη δομή μπορεί να μη διαθλάται, αλλά αντίθετα να συνεχίζει ανατολικά της κοιλάδας έχοντας τα ίδια γεωμετρικά χαρακτηριστικά.

Στο υποκείμενο τέμαχος του ρήγματος του Χελμού δεσπόζει ο ομώνυμος όγκος, ο οποίος δομείται κυρίως από ανθρακικούς σχηματισμούς της ενότητας της Τρίπολης, που υπέρκεινται τεκτονικά του Συμπλέγματος της Ζαρούχλας, οι σχηματισμοί του οποίου καταλαμβάνουν τις χαμηλότερες πλαγιές της κοιλάδας του Κράθης. Οι ασβεστόλιθοι της ενότητας παρουσιάζουν μία γενικότερη κλίση των στρωμάτων τους προς τα ΝΔ (Εικ. 2). Στις κορυφές του όρους και στις νοτιοδυτικές υπώρειές του απαντούν σχηματισμοί της Πίνδου, με μορφή τεκτονικών ρακών, απομονωμένοι από το κυρίως κάλυμμα της ενότητας, που εμφανίζεται λίγα χιλιόμετρα δυτικότερα. Οι εμφανίσεις αυτές ταπεινώνονται διαδοχικά από ρήγματα διευθύνσεων ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ (Εικ. 2). Η γεωμετρία των παραπάνω ενότητων φανερώνει μία περιστροφή του Χελμού προς τα ΝΔ. Στο Πεντέλειον Όρος (Ντουρντουβάνα) εμφανίζονται ανθρακικά της Τρίπολης, πάλι με κλίσεις προς Ν-ΝΔ. Μάλιστα, τα ανώτερα τμήματα των ανθρακικών είναι λεπιωμένα και οι κλίσεις των λεπιώσεων είναι επίσης προς Ν-ΝΔ. Στο ανώτερο από τα λήπη αυτά περιλαμβάνεται και ο φλύσχης ενότητας, επάνω στον οποίο είναι επωθημένοι οι σχηματισμοί της ενότητας της Πίνδου.

Νοτιότερα, εντοπίζεται το ρήγμα Λυκουριάς, με διεύθυνση επίσης ΒΑ-ΝΔ και κλίση προς ΒΔ, το οποίο οριοθετεί το σύνολο των εμφανίσεων του Πεντελείου. Το υποκείμενο τέμαχος του ρήγματος

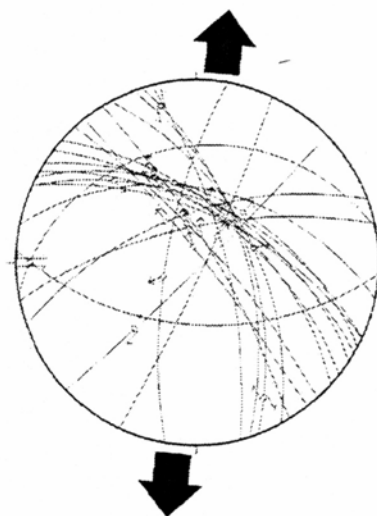
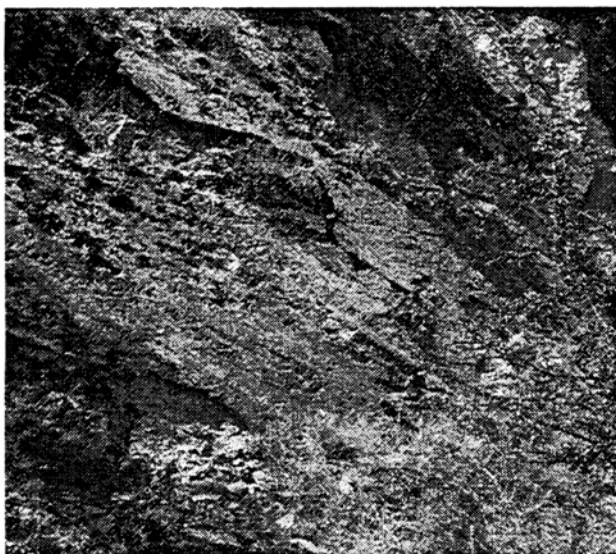
Λυκούριάς ταυτίζεται με τον ορεινό όγκο του Σαϊτιά, ο οποίος δομείται από ανθρακικά της Τρίπολης, με σταθερές νότιες κλίσεις. Η επαφή μεταξύ ανθρακικών - φλύσχη στην συγκεκριμένη περιοχή είναι ρηξιγενής και ταυτίζεται με ρήγμα διεύθυνσης Α-Δ, και κλίσης προς Ν, το οποίο έχει επίσης μετατοπίσει την επώθηση της Πίνδου, η οποία διακρίνεται ανατολικότερα. Το υπερκείμενο τέμαχος του ρήγματος αυτού είναι το όρος Φάλκος, αποτελούμενο από λεπιωμένους σχηματισμούς της Πίνδου, με γενική κλίση των λεπών προς Ν-ΝΔ. Ανάλογη γεωμετρία με τον Σαϊτιά παρουσιάζει και το όρος Ολίγυρτος ανατολικότερα (Εικ. 2).

Νότια του Σαϊτιά και του Ολίγυρτου, απαντούν δύο κλειστές ενδοηπειρωτικές λεκάνες, της Κανδήλας και του Λεβιδίου, ενώ υπάρχει και η λεκάνη του Δάρα, η οποία ανήκει στην υδρολογική λεκάνη του Λάδωνα (Εικ. 2). Οι λεκάνες αυτές έχουν πληρωθεί από μάργες λιμναίας φάσης πάχους περίπου 100 m και ηλικίας πιθανά πλειοπλειστοκαινικής, οι

οποίες καλύπτονται από ανωπλειστοκαινικά και σύγχρονα κορήματα και αλλουβιακές αποθέσεις.

Οι παραπάνω λεκάνες έχουν δημιουργηθεί στο υπερκείμενο τέμαχος μίας εφελκυστικής δομής, η οποία καλείται από εμάς "ρηξιγενή ζώνη Βόρειου Μαινάλου". Αποτελείται από ρήγματα που οριοθετούν προς τα βόρεια και βορειοανατολικά τον ορεινό όγκο του Μαινάλου που δεσπόζει στην κεντρική Πελοπόννησο με υψόμετρα λίγο μικρότερα από 2000 m. Στους γεωλογικούς χάρτες του ΙΓΜΕ, αλλά και σε αρκετές δημοσιεύσεις, η ζώνη αυτή παρουσιάζεται ως η πρωτογενής επιφάνεια επώθησης της ενότητας της Πίνδου σε αυτή της Τρίπολης. Πληθώρα κινηματικών δεικτών και αλληλοτεμνόμενων τεκτονικών στοιχείων δείχνουν ότι πρόκειται για νεότερη τεκτονική δομή που τέμνει τις παλαιότερες συμπιεστικές.

Το ρήγμα Αγριδίου συνιστά το δυτικότερο ρηξιτμήμα της ρηξιγενούς ζώνης του Βόρειου Μαινάλου. Έχει μέση



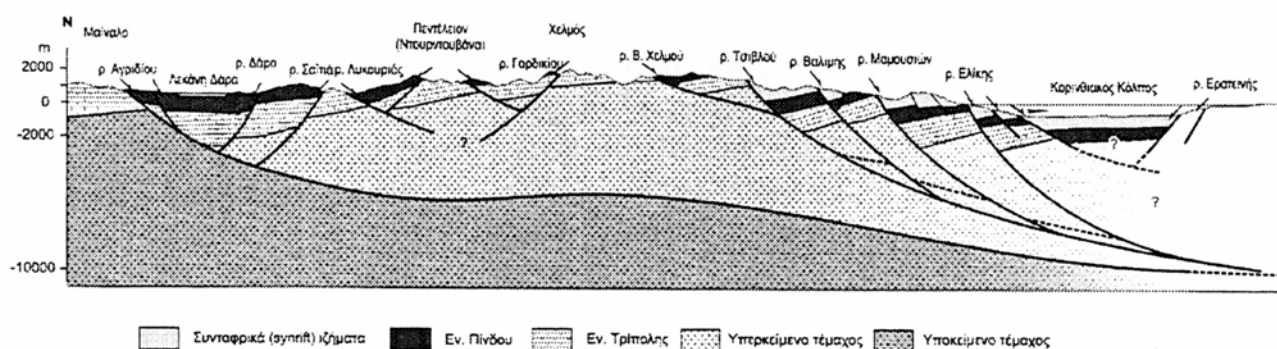
Εικ. 3. Φωτογραφία του ρήγματος του Αγριδίου, όπου διακρίνονται και οι γραμμές τεκτονικής ολίσθησης (αριστερά) και στερεογραφική προβολή των μικρορηγμάτων και των γραμμών τεκτονικής ολίσθησης που μετρήθηκαν εντός της ζώνης κατακερματισμού του, τα οποία δείχνουν εφελκυσμό σε διεύθυνση Β10Α.
Fig. 3. Slickenside and slickenlines of the Agridi fault, western segment of the North Menalon Fault (left). Stereographic projection of the faults and slickenlines, measured on the damage zone of the Agridi fault that show N10 extension.

διεύθυνση ANA-ΔΒΔ και ενδιάμεσες έως μικρές κλίσεις προς τα ΒΒΑ. Αν και στη κύρια κατοπτρική επιφάνεια διακρίνονται καθαρές πλάγιες γραμμές ολίσθησης προς τα ΒΔ, η ανάλυση των κινηματικών δεικτών που παρατηρούνται εντός της ζώνης κατακερματισμού δίνει γενικότερο εφελκυσμό σε διεύθυνση Β10Α (Εικ. 3), η οποία είναι ακριβώς ίδια με αυτή που έχει υπολογιστεί με σεισμολογικά και δεδομένα GPS για την τάφρο της Κορίνθου (Billiris *et al.* 1991, Briole *et al.* 2000, Avallone *et al.* 2004). Το υποκείμενο τέμαχος του ρήγματος του Αγριδίου δομείται από παλαιοκαινικούς - ηωκαινικούς ασβεστόλιθους της Τρίπολης, με μικρές κλίσεις προς ΝΔ. Οι σχηματισμοί είναι λεπιωμένοι, με τα λέπη να έχουν μικρές κλίσεις επίσης προς ΝΔ. Το ανώτερο λέπος "μεταφέρει" πάνω του και το φλύσχη της ενότητας πάνω στον οποίο είναι επωθημένη η Πίνδος, η οποία επανεμφανίζεται αρκετά νοτιότερα, δυτικά και νότια της Βυτίνας. Το κατακόρυφο άλμα του ρήγματος στο κεντρικό του τμήμα του υπολογίζεται ότι υπερβαίνει τα 800 m, ενώ η οριζόντια απομάκρυνση υπολογίζεται ότι είναι τουλάχιστον 4 km σε διεύθυνση Β-Ν. Η ρηξιγενής ζώνη του Βορείου Μαινάλου τέμνεται από μεταγενέστερα ρήγματα διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ και ΒΒΔ-ΝΝΑ που είναι υπεύθυνα για τη σημερινή μορφολογία του Μαινάλου. Διακρίνεται το ρήγμα της Καμενίτσας, το οποίο είναι ένα κανονικό ρήγμα μεγάλης κλίσης προς δυτικά, που σηματοδοτεί την ανατολική απόληξη του ρήγματος του Αγριδίου και το ρήγμα του Λεβιδίου, το οποίο είναι ένα κανονικό ρήγμα μεγάλης κλίσης προς τα ανατολικά. Το ίχνος και των δύο αυτών ρηγμάτων παρακολουθείται προς τα βόρεια μέχρι το βουνό Φάλκος. Τα ρήγματα αυτά είναι τα τελευταία και τα πιο σημαντικά από αυτά που παρατηρούνται στην περιοχή

και συνδέονται με ένα εφελκυσμό Α-Δ που επηρεάζει τον ορεινό όγκο του Μαινάλου και που πιθανά σχετίζεται με τον εφελκυσμό ίδιας διεύθυνσης που επηρεάζει σχεδόν όλη τη νότια και κεντρική Πελοπόννησο (Armigo, *et al.*, 1991, Skourtsos, *et al.*, 2004).

3. Σχολιασμός - Συζήτηση

Από την παραπάνω περιγραφή και όπως διακρίνεται από τη γεωλογική τομή της Εικόνας 2, η βόρεια Πελοπόννησος χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη αρκετών περιστραμμένων ρηξιτεμαχών που οριοθετούνται από κανονικά ρήγματα μεγάλης κλίσης που κλίνουν προς βορρά. Οι Flotte & Sorel (2001) για να ερμηνεύσουν τις παραπάνω περιστροφές, αλλά και την ανύψωση της βόρειας Πελοποννήσου, πρότειναν ότι τα φαινόμενα αυτά είναι αποτέλεσμα της ισοστατικής ανταπόδοσης από τη δράση του ρήγματος του Χελμού. Αντίθετα, οι Moretti, *et al.*, (2003) σημειώνουν ότι βόρεια του ρήγματος Πυργακίου - Μαμμουσιών δεν υπάρχει καμία απόδειξη για περιστροφές ρηξιτεμαχών και επομένως η παρατηρούμενη ανύψωση της περιοχής, όπως διαπιστώνεται από την παρουσία θαλάσσιων αναβαθμίδων σε υψόμετρα της τάξης των 300 m, δεν μπορεί να οφείλεται σε περιστροφές ή σε ελαστική ανταπόδοση (elastic rebound) ενός ρηξιτεμάχους. Επίσης, οι Stewart & Vita-Finzi (1996) επισήμαναν ότι μόνο το 20% της ανύψωσης της Πελοποννήσου πρέπει να θεωρείται σεισμικό, ενώ τομογραφικά δεδομένα δείχνουν ότι δεν υπάρχει θερμός μανδύας κάτω από τον Κόλπο και επομένως η ανύψωση δεν μπορεί να σχετίζεται με τη κλασική "rift shoulder" ανύψωση λόγω της χαμηλής πυκνότητας ανωμαλίας λόγω της ενός θερμού μανδύα (Tiberi, 2000). Καθώς οι παρατηρούμενες περι-



Εικ. 4. Γεωλογική τομή, διεύθυνσης Β-Ν από τις νότιες ακτές της Στερεάς Ελλάδας έως τις βόρειες υπώρειες του όρους Μαίναλο, στην Πελοπόννησο. Αν το ρήγμα του Αγριδίου, δυτικό ρηξιτμήμα του ρήγματος του Βόρειου Μαινάλου, οριζοντιώνεται σε κάποιο βάθος, τότε μπορεί να συνδέεται με την αναφερόμενη αποκόλληση στον Κορινθιακό Κόλπο και η δράση του να οδηγήσει στην περιστροφή του ρήγματος του Χελμού και στην ανύψωση της βόρειας Πελοποννήσου.

Fig. 4. N-S geological cross section from the southern shores of the Continental Greece to the northern slopes of Mt Menalon, in Peloponnesus. If the Agridi Fault, western segment of the North Menalon Fault, flattens below Mt Khelmos, it then may be linked to the suggested low-angle normal fault below the Gulf of Corinth. Its activity has resulted in the rotation of the Khelmos fault and the uplift of the southern part of the Corinth Rift.

στροφές και η ανύψωση της Πελοποννήσου δεν μπορούν να ερμηνευτούν εύκολα με την ισοστατική ανταπόδοση, μία άλλη ερμηνεία που μπορεί να δοθεί είναι η δράση ρηγμάτων στο υποκείμενο τέμαχος του ρήγματος του Χελμού. Τέτοια ρήγματα υπάρχουν και εντοπίζονται στις βόρειες υπώρειες του Όρους Μαίναλο, όπου μικρής έως ενδιάμεσης κλίσης κανονικά και πλαγιοκανονικά ρήγματα σχηματίζουν τη ρηξιγενή ζώνη του Βορείου Μαινάλου, η οποία φαίνεται να διαδραμάτισε σημαντικό ρόλο στην έκταση της βόρειας Πελοποννήσου και στην εξέλιξη της Κορινθιακής Τάφρου.

Η προτεινόμενη γεωμετρία διακρίνεται στην τομή της Εικ. 4. Σύμφωνα με την τομή αυτή, η περιοχή από το ρήγμα του Χελμού και νότια συνιστά ένα μεγάλο ρηξιτέμαχος που έχει περιστραφεί προς νότο. Το τέμαχος αυτό οριοθετείται από το ρήγμα του Αγριδίου (ρηξιτμήμα της ρηξιγενούς ζώνης του Βόρειου Μαινάλου), το οποίο και αποτελεί το νοτιότατο όριο των εφελκυστικών δομών που παρατηρούνται συνεχώς από τον

Κορινθιακό κόλπο και νοτιότερα. Αν το ρήγμα αυτό έχει μία λιστρική ή ramp-flat γεωμετρία, ανάλογη με αυτή που είναι γενικά αποδεκτή για τα κανονικά ρήγματα σε διάφορα εφελκυστικά πεδία ανά τον κόσμο, τότε αυτό φαίνεται να οριζοντιώνεται σε κάποιο βάθος (περίπου 6-8 km) κάτω από τον ορεινό όγκο του Χελμού. Η προέκταση του βαθύτερου τμήματος του ρήγματος μπορεί να φτάνει ακόμη βορειότερα και να συνδέεται με την αποκόλληση που υφίσταται κάτω από τον Κορινθιακό κόλπο (Rigo et al. 1996).

Η δράση του ρήγματος έχει ως αποτέλεσμα την περιστροφή του υπερκείμενου τεμάχους του προς τα ΝΝΔ. Η περιστροφή αυτή αποτυπώνεται στη μορφολογία, αλλά και στις εμφανίσεις των καλυμμάτων της Πίνδου και της Τρίπολης. Η ολίσθηση στο ρήγμα προκαλεί πάρελξη του καλύμματος της Πίνδου και το σχηματισμό των κλειστών ενδοηπειρωτικών λεκανών της Κανδήλας και του Λεβιδίου, οι οποίες πληρώνονται με τεταρτογενή ηπειρωτικά ιζήματα.

Η περιστροφή του υπερκείμενου ρηξι-

τεμάχους του ρήγματος του Αγριδίου έχει ως αποτέλεσμα την παραμόρφωση του ρήγματος του Χελμού και των άλλων ρηγμάτων που όριζαν το νότιο περιθώριο του Πρωτο-Κορινθιακού Κόλπου. Έτσι, τα ρήγματα αυτά περιστρέφονται προς νότο αποκτώντας όλο και μικρότερη κλίση και σταδιακά γίνονται ανενεργά, αναγκάζοντας τη δημιουργία νέων ρηγμάτων βόρεια αυτών, ενώ ταυτόχρονα η προσθήκη υλικού κάτω από αυτά προκαλεί τη σταδιακή ανύψωση της βόρειας Πελοποννήσου. Η έναρξη λειτουργίας του ρήγματος του Αγριδίου πρέπει να είναι σχετικά σύγχρονη με αυτή του ρήγματος του Χελμού. Η άποψη του Sorel (2000) για ξεκίνημα της διαδικασίας πριν από ~1.0 Ma, αντικρούεται από τα μέχρι τώρα δεδομένα σχετικά με την ηλικία των αρχαιότερων πετρωμάτων στην υπολεκάνη των Καλαβρύτων, η οποία είναι Κατώτερο Πλειόκαινο (Paranikolaou *et al.*, 2000) και από τις πρώτες παλυνολογικές αναλύσεις από το δελταϊκό ριπίδιο του Βουραϊκού που δίνουν ηλικία κατωπλειστοκαινική (Malatre *et al.* 2004). Επομένως, μία πλειοκαινική ηλικία για τη δημιουργία των ρηγμάτων του Βορείου Χελμού και της ρηξιγενούς ζώνης του Βόρειου Μαινάλου, είναι πιο κοντά στην πραγματικότητα.

Σήμερα η ρηξιγενής ζώνη του Βόρειου Μαινάλου τέμνεται από ρήγματα που προκαλούν εφελκυσμό Α-Δ, τα οποία διεισδύουν περίπου 6-7 km στο υπερκείμενο τέμαχος της ζώνης, πράγμα που σημαίνει ότι αυτή κάποια στιγμή έπαψε να είναι ενεργή, τουλάχιστον στο νότιο και ρηχότερο τμήμα της. Η δράση των νεότερων ρηγμάτων πρέπει να συνδέεται με μία προς βορρά διάδοση του εφελκυσμού Α-Δ που επηρεάζει τη νότια Πελοπόννησο, προκαλώντας την παραπέρα

ανύψωση της κεντρικής και βόρειας Πελοποννήσου.

4. Συμπεράσματα

Τα προκαταρκτικά συμπεράσματα που προέκυψαν από νέα στοιχεία υπαίθρου αναφορικά με τη δομή και εξέλιξη του δυτικού Κορινθιακού Κόλπου και της βόρειας Πελοποννήσου, δείχνουν ότι α) οι εφελκυστικές δομές με γεωμετρικά χαρακτηριστικά ανάλογα με αυτά που είναι γνωστά για τα ρήγματα του Κορινθιακού, απαντούν και νοτιότερα από αυτό που μέχρι σήμερα θεωρούνταν το νότιο περιθώριο του Πρωτο-Κορινθιακού Κόλπου και φτάνουν μέχρι το βόρειο Μαίναλο, β) το περιθώριο του βόρειου Μαινάλου αποτελείται από διάφορα ρηξιτέμματα με ενδιάμεσες έως μικρές κλίσεις προς τα ΒΒΑ, γ) η περιοχή ανάμεσα στην αποκόλληση του Sorel (2000) και το περιθώριο του βόρειου Μαινάλου συνιστά ένα μεγάλο ρηξιτέμαχος που έχει περιστραφεί προς νότο, δ) η περιστροφή αυτού του ρηξιτεμάχους έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία των κλειστών υδρολογικών λεκανών της Κανδήλας και του Λεβιδίου, την περιστροφή των ρηγμάτων που οριοθετούσαν τον Πρωτο-Κορινθιακό και τη σταδιακή μετανάστευση της δραστηριότητας αυτών προς τα βόρεια, ενώ η ταυτόχρονη διείσδυση υλικού στο κάτω τέμαχος αυτών, προκάλεσε τη σταδιακή ανύψωση της βόρειας Πελοποννήσου, ε) σήμερα αυτές οι δομές τέμνονται από ρήγματα που προκαλούν Α-Δ εφελκυσμό της κεντρικής Πελοποννήσου.

5. Βιβλιογραφικές αναφορές

Αλεξόπουλος, Ι., 1998, Συμβολή των γεωφυσικών μεθόδων στη διερεύνηση του υδρογεωλογικού καθεστώτος του οροπεδίου της Τρίπολης. Διδακτορική Διατριβή,

- Πανεπιστήμιο Αθηνών, 285 σ.σ.
- Armijo, R., H., Lyon-Caen, and D., Papanastassiou, 1992, East-west extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc: *Geology*, 20, 491-494.
- Avallone, A., et al., 2004, Analysis of eleven years of deformation measured by GPS in the Corinth Rift Laboratory area: *C. R. Geoscience*, 336, 301-311.
- Bernard, P., et al., 1997, The Ms=6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift: *Journal of Seismology*, v. 1, p. 131-150.
- Billiris, et al., 1991. Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988. *Nature*, 350 (1991), 124-129.
- Briole, P., et al., 2000. Active deformation of the Corinth rift, Greece: Results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995. *Journal Of Geophysical Research*, 105(B11): 25605-25625.
- Brooks, M., and Ferentinos, G., 1984, Tectonics and sedimentation in the Gulf of Corinth and the Zakynthos and Kefallinia Channels, western Greece. *Tectonophysics*, 101, 25-54.
- Causse, C.I., Ghisetti, F., and Vezzani, L., 2004. Plio-Pleistocene sedimentation and fault segmentation in the Gulf of Corinth (Greece) controlled by inherited structural fabric. *C. R. Geoscience*, 336: 243-249.
- Chery, J., 2001, Core complex mechanics: From the Gulf of Corinth to the Snake Range. *Geology*, 29/5, 439-442.
- Clement, C., et al., 2004. Reflection-refraction seismics in the Gulf of Corinth: hints at deep structure and control of the deep marine basin. *Tectonophysics*, 391: 97-108.
- Collier, R., Leeder, M., Rowe, P., Atkinson, T., 1992, Rates of tectonic uplift in the Corinth and Megara Basins, Greece. *J. Geol. Soc. London*, 147, 301-314.
- Dart, C., Collier, R., Gawthorpe, R., Keeler, J., Nichols, G., 1994. Sequence stratigraphy of (?) Pliocene - Quaternary synrift, Gilbert-type fan deltas, northern Peloponnesos, Greece. *Marine and Petroleum Geology*, 11 (5), 545-560.
- Doutsos, T., and Poulimenos, G., 1992. Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth - Patras rift (Greece). *Journal of Structural Geology*, 14, 689-699.
- Dufaure, J.-J., 1975, Le relief du Peloponnes, Thesis, *Universite Paris IV*, 1422 p.
- Flotte, N., 2002. Characterisation structurale et cinématique d'un rift sur detachement: Le rift de Corinthe-Patras, Greece. Phd Thesis, *Universite de Paris-Sud U.F.R. Scientifique D'Orsay*, Paris, 197 pp.
- Flotte, N., and Sorel, D., 2001. Structural cross section through the Corinth-Patras detachment fault-system in northern Peloponnesos (Aegean Arc, Greece). *Bull. Soc. Geol. Greece*, 34(1): 235-241.
- Ghisetti, F., and Vezzani, L., 2004, Plio-Pleistocene sedimentation and fault segmentation in the Gulf of Corinth (Greece) controlled by inherited structural fabric, *C.R. Geoscience*, 336, 243-249.
- Ι.Γ.Μ.Ε., (1978). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας 1:50.000, Φύλλο "Δάφνη".
- Ι.Γ.Μ.Ε., (1993). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας 1:50.000, Φύλλο "Δερβένι".
- Ι.Γ.Μ.Ε., (1982). Γεωλογικός χάρτης

- της Ελλάδας 1:50.000, Φύλλο "Κανδήλα".
- Καροτσιέρης, Ζ., 1981. Γεωλογικές έρευνες στην περιοχή της Βυτίνας (κεντρική Πελοπόννησος). Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 202 σσ.
- Keraudren, B., and Sorel, D., 1987, The terraces of Corinth (Greece) - A detailed record of eustatic sea level variations during the last 500.000 years. *Marine Geology*, 77, 99-107.
- Lekkas, E., S.G., Lozios, E.N., Skourtsos, & H.D. Kranis, 1998. Egio earthquake (15 June 1995): an episode in the neotectonic evolution of Corinthiakos Gulf. *J. Geodyn.*, 26, 2-4, 487-499.
- Lemeille, F., et al., 2002. Quantification de la deformation associee a la faille active d'Aigion (golfe de Corinthe, Grece) par l'etude des depots du Pleistocene superieur et de la transgression marine holocene. *C. R. Geoscience*, 334: 497-504.
- Le Pichon, X., and Angelier, J., 1979, The Hellenic Arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Lykousis, V., Sakellariou, D., & Papanikolaou, D., 1998. Sequence stratigraphy in the north margin of the Gulf of Corinth: implications to Upper Quaternary basin evolution. *Bull. Geo. Soc. Greece*, 32/2, 157-164.
- Malatre, F., Ford, M., and Williams, E.A., 2004. Preliminary biostratigraphy and 3D geometry of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece. *C. R. Geoscience*, 336(4-5): 269-280.
- Μαριολάκος, Η., και Στείρος, Σ., 1989, Είναι η πρόσφατη εξέλιξη της βόρειας Πελοποννήσου αποτέλεσμα λιθοσφαιρικού εφελκυσμού; Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 23, 171-178.
- Moretti, I., Sakellariou, D., Lykousis, V., and Micarelli, L., 2003. The Gulf of Corinth: an active half graben? *Journal of Geodynamics*, 36: 323-340.
- Ori, G., G., 1989, Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece. *Geology*, 17, 918-921.
- Papanikolaou, C., Dehmer, J., and Fowler, M., 2000, Petrological and organic geochemical characteristics of coal samples from Florina, Lava, Moscopotamos and Kalavryta coal fields, Greece, *Int. J. Coal Geol.*, 44, 267-292.
- Rigo, A., et al., 1996. A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophys. J. Int.*, 126: 663-688.
- Skourtsos, E., Lekkas, S., and Alexopoulos, A., 2004, The structural evolution of Mt Parnon, Peloponnesus, Greece: implications for synconvergence extension in arc regions, 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Thessalonica, Greece, April 2004, *Proceedings*, 189-192.
- Sorel, D., 2000. A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth-Patras rift, Greece. *Geology*, 28(1): 83-86.
- Stefatos, A., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., Leeder, M. and Collier, R., 2002. Seismic reflection imaging of active offshore faults in the Gulf of Corinth: their seismotectonic significance. *Basin Research*, 14(4): 439-542.
- Stewart, I. and Vita-Finzi, C., 1996, Coastal uplift on active normal faults: the Eliki fault, Greece, *Geophys. Res.*

- *Letters*, 23, 1853-1856.

Tiberi, C., Diament, M., Lyon-Caen, H.

- and King, T., 2001, Moho topogra-

phy beneath the Corinth Rift area
(Greece) from inversion of gravity
data, *Geoph. J. Int.*, 145, 797-808.