

Πρακτικά		4ου Συνεδρίου		Μάιος 1988	
Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ.	σελ.		Αθήνα	
	XXIII/1	171-178			1989
Bull. Geol. Soc. Greece	Vol.	pag.		Athens	

## ΕΙΝΑΙ Η ΠΡΟΣΦΑΤΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑ ΛΙΘΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ ΕΦΕΛΚΥΣΜΟΥ;

Η. ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΥ\*, Σ. ΣΤΕΙΡΟΥ\*\*

### ΣΥΝΟΨΗ

Παρότι η μεγάλη εξάπλωση των κανονικών ρηγμάτων, όπως διαπιστώνεται από γεωλογικές και σεισμολογικές παρατηρήσεις, οδηγεί στην υπόθεση ότι η Νεοτεκτονική του Κορινθιακού Κόλπου είναι αποτέλεσμα λιθόσφαιρικού εφέλκυσμού σε περιφερειακή κλίμακα, υπάρχουν δομές που οδηγούν στο συμπέρασμα ότι η Νεοτεκτονική της περιοχής φαίνεται να είναι βασικά συμπιεστική, και ότι τα κανονικά ρήγματα αντανakλούν δευτερογενή και τοπικό εφέλκυσμό. Τέτοιες δομές είναι η ανύψωση της Βόρειας Πελοποννήσου και το τεκτονικό βύθισμα του Κορινθιακού Κόλπου που αποτελούν δύο αντίθετες πτυχοειδείς δομές, το ανατολικό όριο των οποίων είναι τα αντίθετα στραμμένα τεμάχια του Ισθμού.

### ABSTRACT

Widespread normal faulting led to the hypothesis that the Neotectonic evolution of Northern Peloponnesus is a result of lithosphere stretching. However, there exist some large scale features that alternatively suggest that the Neotectonic evolution of this area is possibly dominated by compression, and that normal faulting reflects secondary, only, spreading. These features are the North Peloponnesian uplift and the associated depression of the Gulf of Corinth, two fold-type, antithetic flexures that abut to the antitilted blocks of the Isthmus.

#### 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η μεγάλη ανάπτυξη των κανονικών ρηγμάτων που διαπιστώνονται τόσο από Νεοτεκτονικές παρατηρήσεις (πχ. Sebgier 1977; Mercier et al. 1979), όσο και από παρατηρήσεις σεισμικών επιφανειακών διαρρηξίων, όπως του 1981 (πχ. Mariolakos et al. 1982, Jackson et al. 1982a), αλλά και από μηχανισμούς

\*I. MARIOLAKOS & \*\*S.C. STIROS- Is the recent evolution of Northern Peloponnesus a result of lithosphere stretching?

\* Τμ. Γεωλογίας, Παν. Αθηνών, Πανεπιστημιούπολις, Πίσια, Αθήνα

\*\* IGME, Μεσογείων 70, Αθήνα 11527

\* Dept of Geology, University of Athens, Pisia, Athens, Greece.

\*\* IGME, 70, Messoghion St. 115 27 Athens, Greece.

γένεσης των επιφανειακών σεισμών στην περιοχή (πχ. McKenzie 1978; Drakopoulos & Dellibassis 1982, Jackson et al. 1982a) οδήγησε τους περισσότερους ερευνητές να θεωρήσουν την Νεοτεκτονική εξέλιξη του Κορινθιακού Κόλπου ως αποτέλεσμα περιφερειακού εφελκυσμού της λιθόσφαιρας (McKenzie, 1978; Mercier et al. 1979, Jackson et al., 1982a μεταξύ άλλων), ή παλαιότερα και ως όριο λιθοσφαιρικών πλακών (McKenzie 1972).

Οι ερευνητές αυτοί αγνόησαν τα στοιχεία και συμπεράσματα βασικά του Freyberg (1973) αλλά και του Μαριολάκου (1975) που διαπίστωσαν ότι στην περιοχή παρατηρούνται δομές, όπως η αντίθετη στρέψη των τεμαχών του Ισθμού (το βόρειο τέμαχος κλίνει προς δυσμάς και το νότιο προς ανατολάς) και η ανύψωση της Βόρειας Πελοποννήσου που δεν ερμηνεύονται ικανοποιητικά με την υπόθεση του απλού εφελκυσμού της λιθόσφαιρας.

Τα τελευταία χρόνια, στις αντιρρήσεις αυτές για εφελκυστική προέλευση του Κορινθιακού έχουν προστεθεί νέα στοιχεία και ιδέες, τόσο από το χώρο της Γεωλογίας που θα αναλυθούν στη συνέχεια, όσο και της Σεισμολογίας, όπως ο υπολογισμός του τανυστή παραμόρφωσης της περιοχής από τις διαθέσιμες λύσεις των μηχανισμών γένεσης των σεισμών της περιοχής (Tselentis & Makropoulos 1986).

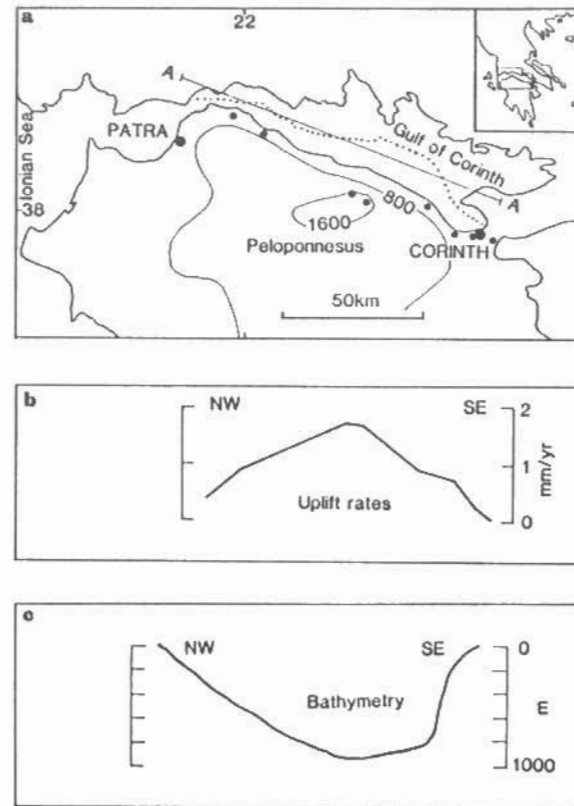
Είναι ενδιαφέρον να σημειώσει κανείς ότι σε αντίθεση με τους μεμονωμένους μηχανισμούς σεισμών που δείχνουν εφελκυσμό B-N, ο τανυστής της συνολικής παραμόρφωσης εμφανίζει ως σημαντικότερο στοιχείο τη σχετική ανύψωση της νότιας ακτής του Κόλπου, και προστίθεται στα επιχειρήματα ενάντια στον εφελκυστικό χαρακτήρα της τεκτονικής της περιοχής.

Τα συμπεράσματα των Tselentis & Makropoulos (1986) θέτουν επί τάπητος ένα σημαντικό θεωρητικό ερώτημα-πρόβλημα της Τεκτονικής: μπορεί το άθροισμα μεμονωμένων παρατηρήσεων (πχ. γεωλογικών ή σεισμολογικών παρατηρήσεων κανονικών ρηγμάτων), ανεξάρτητα του πλήθους τους, να εκφράζει κατ'ανάγκη το περιφερειακό εντατικό πεδίο της ηπειρωτικής λιθόσφαιρας; Πιστεύουμε ότι τα στοιχεία του Κορινθιακού που παρουσιάζονται και συζητούνται στη συνέχεια συναινούν σε μια αρνητική απάντηση στο ερώτημα αυτό.

## 2. Η ΑΝΥΨΩΣΗ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ

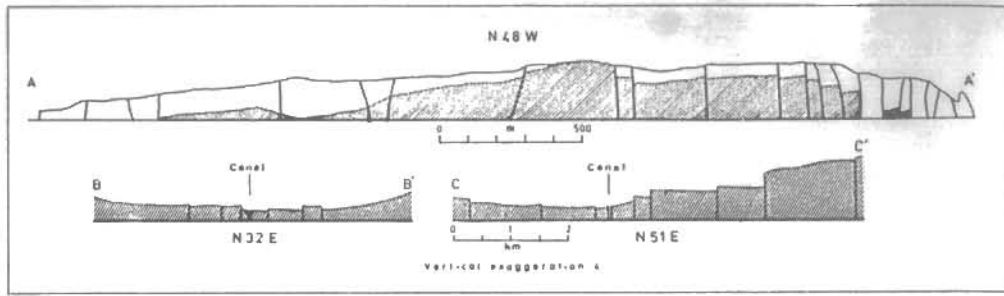
Κατά το Πλειόκαινο η περιοχή της σημερινής Βόρειας Πελοποννήσου βυθιζόταν, με αποτέλεσμα να συσσωρευτούν περισσότερα από 1000 μ πάχος, δελταϊκού κυρίως τύπου, ιζήματα. Κατά το Τεταρτογενές(?) η τεκτονική αναστροφή, και τη βύθιση διεδέχθη ανύψωση που έφερε τα (?)Πλειο- Πλειστοκαινικά ιζήματα στο ύψος των 1800(;) μ. Η ανύψωση αυτή συνεχίζεται και σήμερα, όπως αποδεικνύουν γεωδαιτικά στοιχεία και μεταβολές στάθμης της θάλασσας που προκύπτουν από αρχαιολογικά και γεωμορφολογικά στοιχεία (Mariolacos & Stiros 1987, Stiros 1988a, Στέργος και Παπαγεωργίου, σ'αυτό τον τόμο). Η ανύψωση αυτή δεν είναι ομοιόμορφη, αλλά αντικλινικού τύπου, μειώνεται προς δυσμάς και ανατολάς (σχ. 1 και Μαριολάκος 1975, Sebrier 1977, Mariolacos & Stiros 1987, Stiros 1988a). Η διαφορική ανύψωση αυτή αντανακλάται και στην υπομετρική διαφορά μεταξύ των ομόλογων θαλάσσιων αναβαθμίδων της Κορίνθου που αυξάνεται προς τα δυτικά, και ακολουθεί την ανύψωση της Βόρειας Πελοποννήσου (σχ. 2 και Dufaure & Zamanis 1980, Keraudren & Sorel 1987).

Σε αντίθεση προς τη νότια, η βόρεια παράκτια περιοχή του Κόλπου βρίσκεται σε βύθιση. Είναι πολύ πιθανό η βύθιση αυτή να αποτελεί καρπούλι



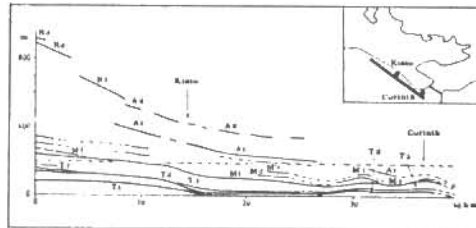
Σχ. 1.: α. Μερικές ισοψείς της Πελοποννησιακής ανύψωσης (σε m). β. Βαθυμετρία κατά μήκος του άξονα του Κόλπου (γραμμή με τελείες στο σχ. α) σε προβολή κατά τον άξονα Α του σχ. α και γ. ρυθμοί ανύψωσης στο Τεταρτογενές των σημείων που σημειώνονται με τελεία στο διάγραμμα α σε προβολή κατά τον άξονα ΑΑ'. Με βάση στοιχεία των Μαριολάκος (1975), Sebrier (1977), Mariolacos & Stiros (1987) και Stiros (1988a).

Fig.1.: a. Some isolines of the North Peloponnesian uplift (in m) β. Bathymetry along the axis of the Gulf (dotted line in fig. a), projected along axis AA' of Fig. a, and γ. rates of Quaternary uplift of points marked on fig. a, projected on axis AA'. Based on data of (Μαριολάκος 1975), Sebrier (1977), Mariolacos & Stiros (1987) and Stiros (1988a).



Σχ. 2.: Γεωγραφική εξάπλωση των αναβαθμίδων της Κορίνθου (από Dufaure & Zamanis 1980). T οι αναβαθμίδες του Τυρρηνίου.

Fig. 2.: Geographic distribution of Corinthian terraces (after Dufaure and Zamanis 1980). T denote Tyrrhenian terraces.



Σχ. 3.: Σχηματικές τομές του Ισθμού κατά μήκος της Διώρυγας και κάθετα προς αυτή. Σκιασμένο το Νεογενές, λευκό το Τεταρτογενές (από Mariolakos & Stiros 1987).

Fig. 3.: Schematic sections of the Isthmus along and normal to the Canal. Shaded is the Neogene, blank the Quaternary (after Mariolakos and Stiros 1987).

βύθισμα συγκλινικού τύπου ομόλογο, αλλά αντίθετο με αυτό της Νότιας ακτής. Το τελευταίο αυτό συμπέρασμα προκύπτει κυρίως από ολοκαινικά στοιχεία (Sebrier 1977, Mariolakos & Stiros 1987, Stiros, 1988a) και από τη βαθυμετρία του Κόλπου, αφού βόρεια από το σημείο της μέγιστης Πελοποννησιακής ανύψωσης απαντάται το μέγιστο βάθος του Κόλπου (σχ. 1 και Mariolakos 1975).

Οι δύο αυτές μακροδομές (καμπύλη ανύψωση και βύθιση) συναντώνται στο ανατολικό περιθώριο του Κόλπου όπου εντάσσεται και ο Ισθμός της Κορίνθου, το βόρειο τέμαχος του οποίου κλίνει προς δυσμάς ενώ το νότιο προς ανατολάς (Freyberg 1973). Η στρεπτική αυτή παραμόρφωση κάνει τον Ισθμό να φαίνεται σαν τεκτονικό κέρασ κατά μήκος της Διώρυγας, ενώ μια υποθετική τομή κάθετα προς αυτήν θα έδινε την εντύπωση τεκτονικού βυθίσματος (σχ. 3, και Mariolakos 1975, Mariolakos & Stiros 1987).

### 3. ΟΙ ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΕΣ ΑΠΟΨΕΙΣ

Παλαιότερα, ο Mariolakos (1975) είχε διατυπώσει την άποψη ότι τα ρήγματα της Β. Πελοποννήσου θυμίζουν τεκτονισμό βαρύτητας, ενώ τα κανονικά ρήγματα του Ισθμού συνδέονται με στρέψη, και συνέδεσε τις παρατηρούμενες παραμορφώσεις του φλοιού με στρεφές τεμαχών ("τεκτονικών διπόλων") γύρω από οριζόντιους άξονες. Επί πλέον, ο ίδιος ερευνητής διατύπωσε την άποψη ότι η εξέλιξη της περιοχής φαίνεται να συνδέεται κατά βάση με τεκτονισμό θλίψεως, ο οποίος είχε ως επακόλουθο τη δημιουργία ρημάτων βαρύτητας, λόγω των ειδικών συνθηκών παραμορφώσεως που επικρατούν στην περιοχή. Η βασική αυτή άποψη εμφανίζεται και σε επόμενες δημοσιεύσεις (π.χ. Mariolakos et al. 1985, όπου και σχετική βιβλιογραφία). Σε αντίθεση με την άποψη αυτή, δύο άλλες βασικές ερμηνείες, επηρεασμένες από σεισμολογικά στοιχεία έχουν δοθεί στην Νεοτεκτονική της Βόρειας Πελοποννήσου.

Οι Sebrier (1977) και Mercier et al. (1979) όπου συνοψίζονται διάφορες Νεοτεκτονικές μελέτες θεωρούν ότι η εξέλιξη της περιοχής είναι αποτέλεσμα εναλλαγών συμπίεσης και εφελκυσμού. Για το ήβωμα όμως της Βόρειας Πελοποννήσου αποφεύγουν να δώσουν μια καθαρή ερμηνεία, δεδομένου ότι αυτό πρωτοεμφανίζεται στις αρχές του Τεταρτογενούς σε μια περίοδο που θεωρούν συμπίεστικό διάλειμμα σε περιφερειακή κλίμακα (το οποίο προκάλεσε μικρές ανυψώσεις, απόσυρση της θάλασσας και δημιουργία λιμνών με υφάλμυρη πανίδα και σε άλλες περιοχές του Αιγαίου) αλλά συνεχίζει να εξελίσσεται και μάλιστα με έντονους ρυθμούς και μετά το Μέσο Πλειστόκαινο, μια εποχή που θεωρείται εφελκυστική (Stiros, 1988β). Ηπιοι ρυθμοί ανύψωσης της Βόρειας Πελοποννήσου θεωρούνται επομένως έκφραση συμπίεστικής τεκτονικής, αλλά οι έντονοι ρυθμοί που τους διαδέχτηκαν έκφραση εφελκυστικής τεκτονικής, ενώ η αντιστροφή της τεκτονικής φαίνεται άλλοτε να οδηγεί στην αντιστροφή των κατακόρυφων κινήσεων (π.χ. στην αρχή του Τεταρτογενούς) και άλλοτε όχι (στο Μέσο Πλειστόκαινο).

Μία προσπάθεια για εναλλακτική ερμηνεία επεχείρησαν οι Jackson et al. (1982a, b) και Jackson & McKenzie (1983). Οι συγγραφείς αυτοί αρνήθηκαν τη σημασία των μικρών συμπίεστικών δομών στην οποία βασίζεται η προηγούμενη θεωρία και αντιπρότειναν ότι το περιφερειακό καθεστώς στο Αιγαίο ήταν εφελκυστικό συνεχώς τόσο κατά το Πλειόκαινο όσο και κατά το Πλειστόκαινο, και ότι οι παρατηρούμενες ανυψώσεις δεν είναι παρά αποτέλεσμα ελαστικής ή

ισοστατικής ανάδρασης κανονικών ρηγμάτων, ως αποτέλεσμα έντονου λιθοσφαιρικού εφελκυσμού.

Αλλά και η θεωρία αυτή δεν μπορεί να γίνει αποδεκτή: Πρώτο, διότι η παρατηρούμενη ανύψωση της Βόρειας Πελοποννήσου (1800 μ) είναι περίπου ίση με το άλμα του ρήγματος (800 μ βάθος κόλπου συν 1000 μ τουρβιδίτες του Τεταρτογενούς, Brooks & Ferentinos (1984)), και επομένως 10 φορές μεγαλύτερη από την ισοστατική ή ελαστική ανάδραση που προβλέπεται από τα μοντέλα των Jackson et al. (1982a, b) και Jackson & McKenzie (1983). Δεύτερο, διότι δεν ερμηνεύει την αντιστροφή του τεκτονικού καθεστώτος που παρατηρήθηκε στη Βόρεια Πελοπόννησο στις αρχές του (?) Πλειστόκαινου, οπότε ανύψωση διαδέχτηκε την πλειοκαινική βύθιση. Επί πλέον, και οι δύο αυτές θεωρίες δεν μπορούν να ερμηνεύσουν τη στρεπτική παραμόρφωση του Ισθμού.

Κάποιες άλλες δομές που δεν ερμηνεύονται με βάση την υπόθεση του περιφερειακού λιθοσφαιρικού εφελκυσμού που είναι κοινός και για τις δύο προηγούμενες θεωρίες για τη μετα το Μέσο Πλειστόκαινο περίοδο, είναι οι αναβαθμίσεις της Κορινθίας, ηλικίας μέχρι 500.000 ετών, που δεν παρουσιάζουν μόνο συστηματική κάμψη (ταπεινώση του υψομέτρου τους) προς ανατολάς, αλλά και σύγχρονη μείωση της μεταξύ τους υψομετρικής απόστασης (σχ. 2 και Dufauve & Zamanis 1980, Keraudren & Sorol 1987).

Είναι ενδιαφέρον να σημειωθεί ότι οι Vita Finzi & King (1985) στην προσπάθειά τους να υπερασπιστούν το εφελκυστικό πρότυπο, το οποίο όπως οι ίδιοι υποστήριξαν δεν συμφωνεί με τις πολύπλοκες κάμψεις που αποκαλύπτουν οι αναβαθμίσεις, διατύπωσαν την άποψη ότι οι περισσότερες από τις δομές που περιγράφονται σαν θαλάσσιες αναβαθμίσεις της Κορίνθου, και ιδίως αυτές που βρίσκονται σε υψόμετρα άνω των 200 μ., δεν μπορεί να είναι παλαιοακτές, και ότι οι περισσότερες στρωματογραφικές ενότητες της Β. Πελοποννήσου που θεωρούνται θαλάσσιες και υποδηλώνουν μεγάλη ανύψωση (άνω των 1600μ) είναι χερσαίες. Πάντως, το συμπέρασμα αυτό προκύπτει αποκλειστικά από περιορισμένη δειγματοληψία στην περιοχή του Ανατολικού Κορινθιακού και από θεωρητικές υποθέσεις.

#### 4. ΕΝΑΛΛΑΚΤΙΚΗ ΕΡΜΗΝΕΙΑ

Για τους λόγους που αναφέρθηκαν πιο πάνω γίνεται σαφές ότι τόσο η θεωρία των εναλλαγών περιφερειακής συμπίεσης και εφελκυσμού, όσο και του καθαρού εφελκυσμού αδυνατούν να ερμηνεύσουν ικανοποιητικά την Νεοτεκτονική του Κορινθιακού Κόλπου, και η ανάγκη πρότασης ενός άλλου, εναλλακτικού προτύπου γίνεται σαφής. Ένα τέτοιο προτεινόμενο μοντέλο της παραμόρφωσης της περιοχής πρέπει να συνδυάζει την ερμηνεία α) της αντιστροφής της φοράς των κατακόρυφων κινήσεων του Πλειοκαινού κατά το (?) Πλειστόκαινο στη Βόρεια Πελοπόννησο (βύθιση και ανύψωση αντίστοιχα), β) της συνύπαρξης και εναλλαγής εφελκυστικών και συμπίεστικών δομών και γ) της εντυπωσιακής αντικλινικού τύπου ανύψωσης της Β. Πελοποννήσου και σύγχρονης βύθισης του Κόλπου και της Στερεοελλαδικής παράκτιας περιοχής.

Την ερμηνεία αυτών των δομών εξασφαλίζει σύμφωνα με τους Mariolacos & Stiros 1987 και Stiros 1988β, η υπόθεση ενός συμπίεστικού καθεστώτος που ενεργεί κατά άξονα περίπου παράλληλο προς τον άξονα του Κορινθιακού Κόλπου και συνδέεται με διαδικασίες στα άκρα του τόξου. Προτείνεται δηλαδή ότι η ζώνη συμπίεσης του Ιονίου (πχ. Mercier et al. 1979) επεκτείνεται ανατολικότερα, σε περιοχή κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης παράλληλης προς τον άξονα της συμπίεσης. Η τελευταία προκαλεί δύο συζυγείς, υπέρ και υπο-

κλιμένες πτυχές, ένα αντίκλινο στην Πελοπόννησο και ένα σύγκλινο μεγάλων διαστάσεων στον Κορινθιακό Κόλπο και στην βόρεια του ακτή. Τα ανατολικά άκρα αυτών των δύο δομών εντοπίζονται στην περιοχή του Ισθμού, έχουν κλίσεις προς ανατολάς και προς δυσμάς αντίστοιχα, και αντιστοιχούν στα αντίθετα στραμμένα τεμάχια του, όπως φαίνεται από τις αναλύσεις βασικά του Freyberg (1973) αλλά και των Mariolacos (1975) και Mariolacos & Stiros (1987).

#### 5. ΣΥΜΠΙΕΣΗ ΚΑΙ ΚΑΝΟΝΙΚΑ ΡΗΓΜΑΤΑ

Το πρόβλημα που παραμένει είναι πώς συμβιβάζεται ένα περιφερειακό εντατικό συμπίεστικό πεδίο με τις παρατηρήσεις κανονικών ρηγμάτων. Η άποψή μας είναι ότι τα συγκεκριμένα Νεογενή κανονικά ρήγματα δεν εκφράζουν α priori περιφερειακό λιθοσφαιρικό εφελκυσμό, αλλά αντίθετα, είναι δεύτερης τάξης δομές. Πρόκειται για παλαιότερες γραμμές ασυνέχειας (Schrier 1977), οι οποίες είτε μπορεί να έχουν ενεργοποιηθεί από ένα δευτερογενή εφελκυσμό διεύθυνσης περίπου Β-Ν σαν αποτέλεσμα πρωταρχικής συμπίεσης περίπου Α-Δ, είτε αποτελούν ρήγματα βαρύτητας που αντανakλούν ενέργεια υψηλού (3 κλμ) αναγλύφου (Stiros 1988γ). Πρέπει να σημειωθεί ότι στο βαρύ ηπειρωτικό φλοιό μόνο ένα χιλιόμετρο αναγλύφου είναι αρκετό να εξασφαλίσει τις αποκλίνουσες τάσεις που μπορούν να προκαλέσουν ταφρογένεση (Crough 1983).

Ο δευτερογενής χαρακτήρας των κανονικών ρηγμάτων του Κορινθιακού αποδεικνύεται χαρακτηριστικά στον Ισθμό της Κορίνθου, όπου η παραμόρφωση από μηχανική στρέψη αναλαμβάνεται από κανονικά ρήγματα, και σ' αυτό οφείλεται το παράδοξο γεγονός που περιγράφηκε πιο πάνω, ο Ισθμός να είναι συγχρόνως και τεκτονική τάφρος και τεκτονικό κέρασ (σχ. 3). Τέλος, πρέπει να σημειωθεί ότι η υπόθεση βασικά συμπίεστικής τεκτονικής στην περιοχή του Κορινθιακού βρίσκεται σε πλήρη συμφωνία με το πρότυπο περιφερειακής τεκτονικής του Tarronnier (1977).

#### 6. ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ

Η μελέτη αυτή αποτελεί και συμβολή Νο 11 του Προγράμματος "Μελέτη του Σύγχρονου Γεωδυναμικού καθεστώτος του Ελλαδικού χώρου" Έργο ΔΕ 8661704 ΙΓΜΕ.

#### 7. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Brooks, M. & Ferentinos, G. 1984: Tectonics and sedimentation in the gulf of Corinth and the Zakynthos and Kefallinia channels, Western Greece. *Tectonophysics*, 101, 25-54.
- Crough, T. 1983: Rifts and swells: Geophysical constraints on causality. *Tectonophysics*, 94, 23-37.
- Drakopoulos J. & Delibassis, N. 1982: The focal mechanism of earthquakes in the major area of Greece for the period 1947-1981, public. no 2, Seismological Lab., Univ. of Athens.
- Dufauve, J. & Zamanis, A. 1980: Styles neotectoniques et etagements de niveaux marins sur un segment de l'arc insulaire, le Peloponnese, Proc. Colloquium on niveaux marins et tectonique Quaternaire dans l'aire Mediterranee, CNRS, Paris.
- Freyberg, B. v. 1973: Geologie des Isthmus von Korinth. *Erlanger Geol. Abh.*, 95, 1-183
- Jackson, J., Gagnepain, J., Houseman, G., Papadimitriou, P., Sousteris, C. & Virieux, J. 1982a: Seismicity, normal faulting and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. *Earth planet. sci. Lett.*, 57, 377-397.

- Jackson, J., King, G. and Vita-Finzi, C. 1982b: The Neotectonics of the Aegean: an alternative view. *Earth planet. Sci. Lett.*, 61, 303-318.
- Jackson J., & McKenzie, D. 1983: The geometrical evolution of normal fault systems. *J. struct. geol.*, 5, 471-482.
- Keraudren, B. & 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, 99-108.
- Μαριολάκος, Η. 1975: Σκέψεις και απόψεις επί ωρισμένων προβλημάτων της γεωλογικής και τεκτονικής δομής της Πελοποννήσου. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 27, 215-313.
- Mariolakos, I. and Stiros, S. 1987: Quaternary deformation of the Isthmus and gulf of Corinthos (Greece). *Geology*, 15, 225-228.
- Mariolakos, I., Papanikolaou, D. & Lagios, E. 1985: A Neotectonic geodynamic model of Peloponnesus based on morphotectonics, repeated gravity measurements and seismicity. *Geol. Jb.* B50, 3-17.
- McKenzie, D. 1972: Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geoph. J. r. astr. Soc.*, 30, 109-185.
- McKenzie, D. 1978: Active tectonics of the Alpine- Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 55, 217-254
- Mercier, J.-L., Delibassis, N., Gauthier, A., Jarrige, J.-J., Lemicille, F., Philip, H., Sebrier, M. and Sorel, D. 1979: La neotectonique de l' arc Egeen. *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, 21, 1, 67-92.
- Sebrier, M. 1977: Tectonique recente d'une traversale a l'arc Egeen: Le golfe de Corinthe et ses regions peripheriques. These, 3eme cycle, Univ. Paris-Sud.
- Στείρος, Σ. & Παπαγεωργίου. Ανω-Ολοκαινικές μεταβολές της στάθμης της θάλασσας και μερικά συμπεράσματα για την τεκτονική της Κεντρικής Ελλάδας. *Ίδιος τόμος.*
- Stiros, S. 1988a: Model for the N. Peloponnesian (Central Greece) uplift. *J. Geodyn.* 9, 199-214.
- Stiros, S. 1988b: The terraces of Corinth (Greece)- A detailed record of eustatic sea-level variations during the last 500,000 years, by Keraudren, B. & Sorel, D. (*Marine Geology*, 77, 99-108, 1987). *Comment, Marine Geology* 81, 315.
- Stiros, S. 1988y: Neogene grabens in the Aegean: regional or secondary extension? *Papp. Comm. int. Mer Med.* 31, 2, 105.
- Tselentis, A & Makropoulos, K. 1986: Rates of crustal deformation in the gulf of Corinth (Central Greece) as determined from seismicity. *Tectonophysics*, 124, 55-66.
- Tapponnier, P., 1977: Evolution tectonique du systeme alpin en Mediterranee: poinconement et ecrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Geol. France*, 19(7), 437-460.
- Vita-Finzi, C. & King, G., 1985: The seismicity, geomorphology and structural evolution of the Corinth area of Greece. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 314, 379-407.