

<b>Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ.</b>	<b>Τόμ.</b>	<b>σελ.</b>	<b>Αθήνα</b>
<b>Bull. Geol. Soc. Greece</b>	<b>XXIX</b>	<b>5 - 16</b>	<b>1993</b>
	<b>Vol.</b>	<b>pag.</b>	<b>Athens</b>

## **ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΠΡΟΟΔΕΥΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΕΦΕΛΚΥΣΤΙΚΩΝ ΔΙΑΚΛΑΣΕΩΝ ΚΑΙ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΠΑΛΑΙΟΤΑΣΕΩΝ, ΣΤΗΝ ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΚΡΗΤΗ**

**Χ. ΦΑΣΟΥΛΑ, Α. ΚΙΛΙΑ, Δ. ΜΟΥΝΤΡΑΚΗ, \* και Θ. ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ\*\***

### **ΠΕΡΙΛΗΨΗ**

Στην κεντρική Κρήτη, αναγνωρίστηκαν τρεις κύριες διευθύνσεις έκτασης μελετώντας την προοδευτική παραμόρφωση που προκύπτει από εφελκυστικές διακλάσεις. Η πρώτη, που παρατηρείται μόνο στα ανώτερα καλύμματα, φανερώνει ένα Α-Δ εφελκυσμό με 9% έκταση. Η δεύτερη αντιπροσωπεύει δύο διαδοχικές εκτάσεις φανερώνουν, η πρώτη 7% έκταση στη διεύθυνση Β-Ν και η δεύτερη 9% έκταση στην ίδια διεύθυνση. Η τελευταία δείχνει 7% έκταση με ΑΒΑ - ΔΝΔ διεύθυνση. Το ποσό της έκτασης που υπολογίστηκε αντιπροσωπεύει ένα ποσοστό μόνο της συνολικής έκτασης που έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια της προοδευτικής παραμόρφωσης. Επίσης, η ανάλυση των ημι-πλαστικών και θραυσιγενών ζωνών διάτμησης επέτρεψε τον καθορισμό του πεδίου των παλαιοτάσεων κατά τα D1, D2 και D3 (FASSOULAS et al. 1993) τεκτονικά γεγονότα. Οι ανάστροφες D1 δομές έδωσαν οριζόντιο, Β-Ν, συμπίεστικό  $\sigma_1$  άξονα και κατακόρυφο εφελκυστικό  $\sigma_3$  άξονα. Οι εφελκυστικές D2 ζώνες διάτμησης έδωσαν ένα οριζόντιο, Β-Ν,  $\sigma_3$  άξονα και ένα κατακόρυφο  $\sigma_1$  άξονα, φανερώνοντας μία εναλλαγή των  $\sigma_1$  και  $\sigma_3$  κατά τη διάρκεια των D1 και D2 γεγονότων. Τέλος οι δομές του D3 γεγονότος έδωσαν ένα οριζόντιο, ΑΒΑ - ΔΝΔ,  $\sigma_1$  άξονα και ένα προς Βορρά βυθιζόμενο  $\sigma_3$  άξονα.

### **ABSTRACT**

In central Crete, three main stretching directions were recognised from the study of progressive deformation, using extensional vein systems. The observed only in the upper nappes first stretching direction indicates an E-W extension with 9% stretching. The next representing two successive stretchings indicate, the first a NNW - SSE extension with 7% stretching and the second a N - S extension with 9% stretching. The third stretching direction indicates a NE - SW extension and 7% stretching. The measured stretching represents only a small amount of the total stretching which took place during the progressive deformation. Also, the study of the semi-ductile and brittle shear zones, formed during the D1, D2 and D3 (FASSOULAS et al. 1993) events, enables the determination of the paleostress fields. D1 reverse structures gave a horizontal, N - S trending  $\sigma_1$  compressional axis and a vertical  $\sigma_3$

H. FASSOULAS, A. KILIAS, D. MOYNTAKIS & Th. MARKOPOULOS. Study of progressive deformation using extensional vein systems and paleostress analysis, in Central Crete

\* Τομέας Γεωλογίας - Φυσικής Γεωγραφίας, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 540 06.

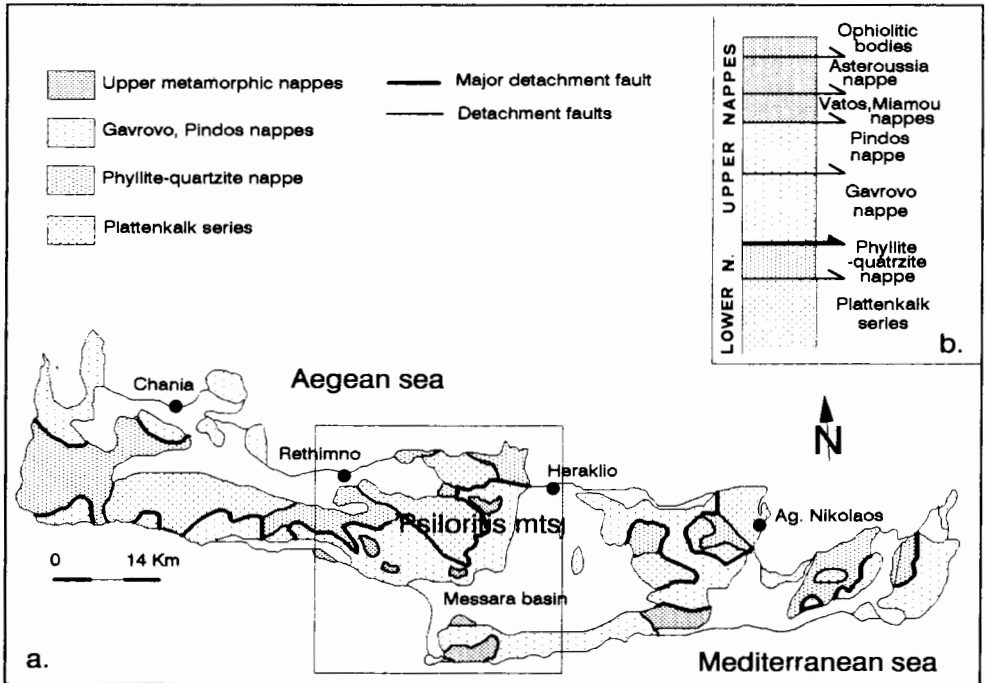
\*\* Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά

*Ανακοινώθηκε στη συνεδρία των Χανίων στις 4/6/93*

extensional axis. The extensional D2 shear zones gave a horizontal N-S trending  $\sigma_3$  axis and a vertical  $\sigma_1$  axis. The D3 structures revealed a horizontal, ENE - WSW trending  $\sigma_1$  axis and a northwards plunging  $\sigma_3$  axis.

### ΕΙΣΑΓΩΓΗ - ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ

Η γεωλογική δομή της Κρήτης χαρακτηρίζεται από την συσσώρευση μιας σειράς καλυμμάτων κατά την διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης, που προέρχονται τόσο από τις εξωτερικές όσο και από τις εσωτερικές Ελληνίδες ζώνες (BONNEAU 1984). Το σύνολο αυτό των καλυμμάτων μπορεί να διακριθεί σε δύο ομάδες, στα ανώτερα και στα κατώτερα καλύμματα (σχ. 1), ανάλογα με την τεκτονομεταμορφική τους εξέλιξη και την τεκτονική τους θέση (ΚΙΛΙΑΣ et al. 1992).



Σχ. 1: a) Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της Κρήτης, b) Τα τεκτονικά καλύμματα της κεντρικής Κρήτης.

Fig. 1: a) Symplified geological map of Crete, b) the nappe pile in central Crete.

Στην κεντρική Κρήτη, τα κατώτερα καλύμματα (σχ. 1) αποτελούν, η ενότητα των **Πλακωδών ασβεστολίθων** που χαρακτηρίζεται από ανθρακικά κυρίως πετρώματα ηλικίας από το Πέρμιο έως το Ολιγόκαινο (EPTING et al. 1972, ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ 1980) και από το κάλυμμα των **Φυλλιτών - χαλαζιτών** που χαρακτηρίζεται από μεταπηλιτικά, χαλαζιτικά και μεταβασιικά πετρώματα, Πέρμιου έως και Τριαδικής ηλικίας (CREUTZBURG & SEIDEL 1975, KRAHL et al. 1983). Τα κατώτερα αυτά καλύμματα υπέστησαν στο Άνω Ολιγόκαινο - Κάτω Μειόκαινο (SEIDEL et al. 1982) την επίδραση μιας υψηλής πίεσης / χαμηλής θερμοκρασίας μεταμόρφωση, με τυπικά ορυκτά γλαυκοφανή, λαυσωνίτη, καρφόλιθο και αραγωνίτη (SEIDEL et al. 1982, THEYE et al. 1992).

Τα ανώτερα καλύμματα αποτελούνται από αμεταμόρφωτα στη βάση ανθρακικά καλύμματα και προ-Ολιγοκαινικά μεταμορφωμένα στην κορυφή (BONNEAU 1984), (σχ. 1). Τα

αμεταμόρφωτα ανθρακικά καλύμματα αποτελούν, το κάλυμμα του **Γαβρόβου - Τρίπολης**, με Τριαδική έως Παλαιοκαινική ηλικία (CREUTZBURG & SEIDEL 1975, ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ 1989) και το κάλυμμα της **Πίνδου**, με Τριαδική έως Ηωκαινική ηλικία (BONNEAU & FLEURY 1971). Τα προ-Ολιγοκαινικά μεταμορφωμένα καλύμματα συνιστούν το κάλυμμα του **Βάτου - Μιαμού - Αρβης**, που αποτελεί ένα Ιουρασικής - Κρητιδικής ηλικίας οφιολιθικό melange (BONNEAU 1984, KRAHL et al. 1982), των **Αστερουσίων** με κρυσταλλικά, παλαιοζωικής ηλικίας πετρώματα (CREUTZBURG & SEIDEL 1975, SEIDEL et al. 1981) και των **Οφιολίθων** (σχ. 1b).

Ένα κύριο εφελκυστικό ρήγμα απόσπασης (major detachment fault) διαχωρίζει τα κατώτερα από τα ανώτερα καλύμματα (ΚΙΛΙΑΣ et al. 1992, FASSOULAS et al. 1993), (σχ. 1).

Το ετερογενές αυτό σύνολο των καλυμμάτων ήταν, σύμφωνα με τους EPTING et al. (1972), SEIDEL et al. (1982), BONNEAU (1984), HALL et al. (1984) αποτέλεσμα του Ολιγοκαινικής - Μειοκαινικής ηλικίας Β-N συμπίεστικού γεγονότος με το οποίο τοποθετήθηκαν τα ανώτερα καλύμματα πάνω στο κάλυμμα των Φυλλιτών - χαλαζιτών και των Πλακωδών ασβεστολίθων. Συνθήκες υψηλής πίεσης / χαμηλής θερμοκρασίας αναπτύχθηκαν έτσι στα κατώτερα καλύμματα.

Από νεώτερες όμως παρατηρήσεις στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης (ΚΙΛΙΑΣ et al. 1992, FASSOULAS et al. 1993), διαχωρίστηκαν τα ακόλουθα τεκτονικά γεγονότα:

- Το παλιότερο D0 τεκτονικό γεγονός, ηλικίας πιθανόν Ηωκαίνου (ΚΙΛΙΑΣ et al. 1992), παρατηρείται μόνο στα ανώτερα καλύμματα και χαρακτηρίζεται από μια Α - Δ L0 ορυκτολογική γράμμωση έκτασης και από πλαστικές ζώνες διάτμησης με κίνηση προς τα Δυτικά ή τα Ανατολικά. Με το τεκτονικό αυτό γεγονός θα πρέπει να συνδέεται η τοποθέτηση του καλύμματος των Αστερουσίων και των Οφιολίθων πάνω στα καλύμματα των Βάτου - Μιαμού - Αρβης και των Γαβρόβου, Πίνδου.

- Το επόμενο D1 συμπίεστικό γεγονός παρατηρείται στο σύνολο των καλυμμάτων και χαρακτηρίζεται από ανάστροφα προς Νότο, ρήγματα και ζώνες διάτμησης, που συνοδεύεται από μια Β-N L1 γράμμωση έκτασης. Κατά τη διάρκεια του γεγονότος αυτού έλαβε χώρα η συσσώρευση των καλυμμάτων με ανάπτυξη ταυτόχρονα στη βάση των καλυμμάτων συνθηκών υψηλής πίεσης / χαμηλής θερμοκρασίας.

- Εξελικτικά, κατά το Μέσο με Άνω Μειοκαινο, ακολούθησε το D2 εφελκυστικό γεγονός, σε συνολικά ομοαξονικές συνθήκες παραμόρφωσης, που είχε ως αποτέλεσμα την αποσυμπίεση του φλοιού (σύμφωνα με το μοντέλο του PLATT 1986) και τελικά την άνοδο (uplift) και εκταφή (exhumation) των κατωτέρων καλυμμάτων. Αναπτύχθηκαν έτσι αρχικά στα κατώτερα καλύμματα πλαστικές, χαμηλής γωνίας, ζώνες διάτμησης με Βόρεια ή Νότια βύθιση και στα ανώτερα ημιπλαστικά λυστρικά (listric) ρήγματα και ρήγματα απόσπασης (detachment faults). Οι ζώνες αυτές συνοδεύτηκαν στα κατώτερα καλύμματα από μια ορυκτολογική L2 γράμμωση έκτασης. Προοδευτικά, ημιπλαστικές έως θραυσίγενείς χαμηλής γωνίας ζώνες ολίσθησης, με βύθιση προς Βορρά και Νότο, δημιουργούνται και στα κατώτερα καλύμματα.

- Κατά το τέλος Μειοκαινού - αρχές Πλειοκαινού (MEULENKAMP et al. 1988) έλαβε χώρα ένα D3, ΒΑ - ΝΔ διεύθυνσης, συμπίεστικό γεγονός, με ανάστροφα προς τα νοτιοδυτικά ρήγματα και ζώνες ολίσθησης, το οποίο επηρέασε το σύνολο των καλυμμάτων αλλά και Μειοκαινικά ιζήματα (π.χ. περιοχή Κρουσσώνα, Πανόρμου και Τυλλίσου, FASSOULAS et al. 1993).

Αμέσως μετά το τέλος Μειοκαινού - αρχές Πλειοκαινού ακολούθησε η νεοτεκτονική δράση με τα μεγάλης γωνίας βύθισης κανονικά ρήγματα που κατακερμάτησαν την περιοχή (ANGELIER et al. 1982).

Με την εργασία αυτή επιχειρείται μία λεπτομερής, στο χώρο της κεντρικής Κρήτης, μελέτη των παλαιotάσεων, με την ανάλυση ημι-πλαστικών και θραυσίγενών ζωνών ολίσθησης σύμφωνα με την μέθοδο του ANGELIER (1979), καθώς επίσης και μελέτη των εφελκυστικών διακλάσεων για την ποιοτική και ποσοτική μέτρηση της προοδευτικής παραμόρ-

φωσης των καλυμμάτων. Επιπλέον, γίνεται σύγκριση και συσχετισμός των αποτελεσμάτων με τα συμπεράσματα που έχουν πρόσφατα (ΚΙΛΙΑΣ et al. 1992, FASSOULAS et al. 1993) ανακοινωθεί για την περιοχή.

## **ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΠΡΟΟΔΕΥΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ**

### *Μεθοδολογία*

Εφελκυστικές διακλάσεις δημιουργούνται κατά την έκταση συμπαγών κυρίως γεωλογικών σχηματισμών (π.χ. ασβεστόλιθοι), καθώς και σε ζώνες ολίσθησης με την προοδευτική αύξηση της παραμόρφωσης (RAMSEY & HUBER 1983, HUDLESTON 1989). Στο σχ. 2 φαίνεται μία ζώνη ολίσθησης και σημειώνονται επίσης οι διευθύνσεις του μέγιστου εφελκυσμού και της μέγιστης συμπίεσης. Κάθετα στη διεύθυνση του εφελκυσμού είναι δυνατόν να δημιουργηθεί σύστημα εφελκυστικών διακλάσεων, το οποίο φανερώνει και την έννοια της διάτμησης (RAMSEY & HUBER 1983).

Οι εφελκυστικές διακλάσεις πληρώνονται τις περισσότερες φορές από προϊόντα διάλυσης των γειτονικών πετρωμάτων και κυρίως από ασβεστίτη ή χαλαζία. Αρκετές φορές τα δύο ορυκτά αναπτύσσονται μακροπρισματικά με τον μέγιστο άξονα παράλληλα στη διεύθυνση του μέγιστου εφελκυσμού μπορεί να δώσει στην ίδια διάκλαση διαφορετικής διεύθυνσης μακροπρισματικούς κρυστάλλους (RAMSEY & HUBER 1983).

Η μελέτη της έκτασης των γεωλογικών σχηματισμών με τη μέτρηση, σε διάφορες διευθύνσεις, του ανοίγματος των εφελκυστικών διακλάσεων, μπορεί να δώσει πληροφορίες για την ποιοτική και ποσοτική εξέλιξη μιας προοδευτικής παραμόρφωσης που λαμβάνει χώρα σε ημι-πλαστικές έως θραυστιγενείς συνθήκες (RAMSEY & HUBER 1983).

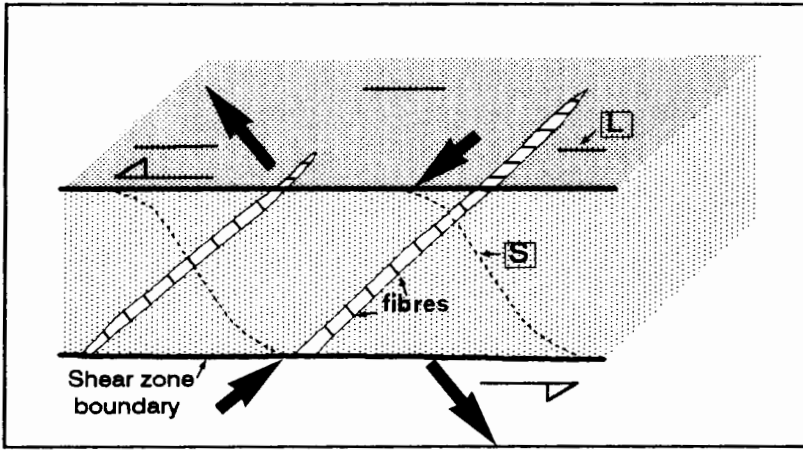
Για τη μελέτη της προοδευτικής παραμόρφωσης στην κεντρική Κρήτη, φωτογραφήθηκαν στην ύπαιθρο σε ανθρακικά πετρώματα και πάνω σε επιφάνειες σχιστότητας, συστήματα εφελκυστικών διακλάσεων. Στο εργαστήριο έπειτα, έγινε μέτρηση της προοδευτικής έκτασης του πετρώματος παράλληλα στις διευθύνσεις που φανερώνουν τα διαφορετικά συστήματα διακλάσεων και οι διαφορετικές διευθύνσεις ανάπτυξης των κρυστάλλων, όπως φαίνεται στο σχ. 3. Αρχικά χαράσσονται ευθείες παράλληλα στις διευθύνσεις των διαφόρων εκτατικών γεγονότων και μετρείται το μέγεθος της έκτασης (dl). Με βάση τον τύπο  $(1+e_1) = L_A/L_A-dl$  (RAMSEY & HUBER 1983), όπου  $L_A$  είναι το συνολικό μήκος κάθε ευθείας, υπολογίζεται το ποσοστό επί % της έκτασης  $(1+e_1)$ . Για την κάθε θέση δημιουργείται ένα διάγραμμα όπου απεικονίζεται το ποσοστό της έκτασης ανά διεύθυνση και η σχετική ηλικία, από τα αριστερά προς τα δεξιά η παλιότερη.

Σφάλματα στις μετρήσεις μπορούν να προκύψουν, είτε κατά την επιλογή των τελικών σημείων των ευθειών, είτε από λάθος ερμηνεία των προοδευτικών σταδίων στην περίπτωση που έχουμε ανακρυστάλλωση των ορυκτών στις διακλάσεις.

### *Αποτελέσματα*

Η μελέτη των εφελκυστικών διακλάσεων στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης, έγινε κυρίως σε ανθρακικά πετρώματα των ανωτέρων καλυμμάτων (Γαβρόβου και Πίνδου), των οποίων η τεκτονική εξέλιξη δεν είχε μελετηθεί λεπτομερώς, λόγω της πετρολογικής τους σύστασης και της έλλειψης πλαστικών δομών.

Η ανάλυση σε διαφορετικές θέσεις συστημάτων με εφελκυστικές διακλάσεις και η προβολή των μετρήσεων σε διαγράμματα που απεικονίζουν στην τετμημένη τον προσανατολισμό και στην τεταγμένη το ποσοστό της έκτασης (σχ. 4), επιτρέπει το διαχωρισμό τριών τουλάχιστον διαφορετικών ομάδων εφελκυστικών διακλάσεων: Οι παλιότερες διακλάσεις με έκταση A-Δ, δίνουν ένα μέγιστο γύρω στις 280° με έκταση 10%. Η δεύτερη ομάδα καλύπτει ένα μεγάλο εύρος διευθύνσεων έκτασης από τις 320° έως τις 30° με δύο μέγιστα, το πρώτο στις 350° με έκταση 7% και το δεύτερο στις 20° με έκταση 9%. Είναι πιθανόν η ομάδα αυτή των διακλάσεων να σχηματίστηκε κατά τη διάρκεια δύο διαδοχικών τεκτονικών



**Σχ. 2:** Ανάπτυξη εφελκυστικών διακλάσεων με την προοδευτική αύξηση της παραμόρφωσης σε μία αριστερόστροφη ζώνη διάτμησης. Παράλληλα στη διεύθυνση του μέγιστου εφελκυσμού (μεγάλα βέλη) αναπτύσσονται μακροπρισματικά ορυκτά. L, γράμμωση έκτασης, S, σχιστότητα.

**Fig. 2:** Formation of extensional veins during progressive deformation, in a sinistral shear zone. Fibres develop parallel to the extension (large arrows). L, stretching lineation, S, foliation.

γεγονότων. Η τρίτη ομάδα με BA-ND έκταση, δίνει ένα μέγιστο στις 60<sup>ο</sup> με έκταση 7%.

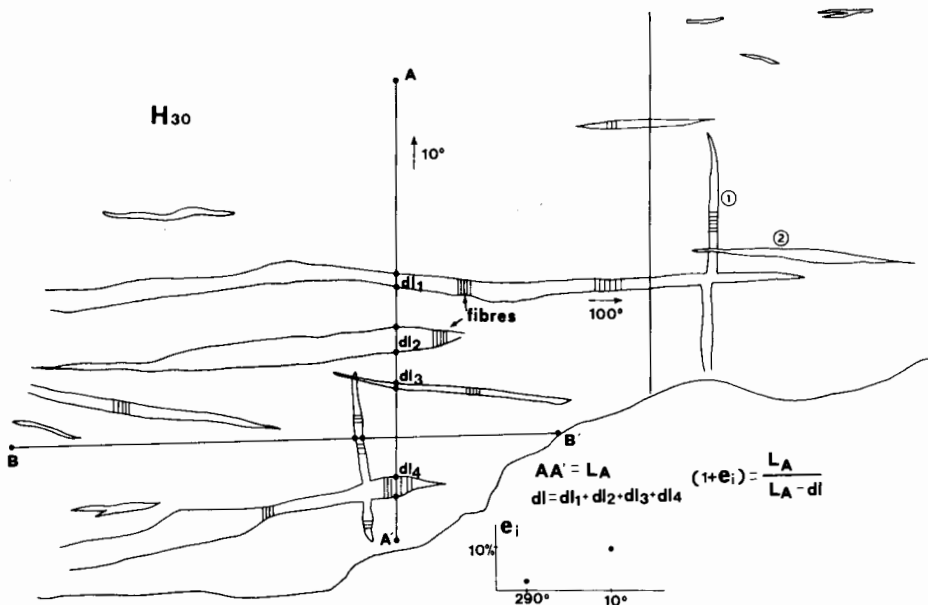
Είναι προφανές ότι η έκταση που υπολογίζεται με τη μελέτη των εφελκυστικών διακλάσεων αποτελεί ένα ποσοστό αποτελεί ένα ποσοστό μόνο της συνολικής έκτασης που λαμβάνει χώρα σε κάθε τεκτονικό γεγονός, καθώς αντιπροσωπεύει τα τελικά στάδια εξέλιξής του, σε επιφανειακές, ημι-πλαστικές έως θραυσιγενείς συνθήκες παραμόρφωσης.

Η εξέταση τώρα των επιμέρους θέσεων φανερώνει τα εξής (σχ. 4): α) στα κατώτερα καλύμματα εμφανίζεται κυρίως μόνο η δεύτερη και η τρίτη ομάδα διακλάσεων, με έκταση B-N και BA - ND. Έτσι, οι θέσεις H<sub>28</sub> και H<sub>29-30</sub> από την σειρά των πλακωδών ασβεστολίθων, απεικονίζουν η κάθε μία τρία συστήματα διακλάσεων, ΒΔ - ΝΑ, Β-Ν και ΒΑ - ΝΔ διεύθυνση έκταση, με το μεγαλύτερο μέγιστο στις 10 - 20<sup>ο</sup> με έκταση περίπου 10 - 12%. Β) στα ανώτερα καλύμματα (θέσεις Ζ<sub>2</sub>, Β<sub>12</sub>, Β<sub>26</sub>, Β<sub>35</sub> και Β<sub>37</sub>) εμφανίζονται όλες οι ομάδες, ενώ το μεγαλύτερο μέγιστο είναι και πάλι στη διεύθυνση Β-Ν. γ) στη θέση Γ<sub>27</sub>, που προέρχεται από τα ανώτερα μεταμορφωμένα καλύμματα των Βάτου - Αρβης - Μιαμού (περιοχή Μονής Πρέβελι, βλ. KRAHL et al. 1982), εμφανίζεται να κυριαρχεί η Α-Δ έκτασης, ομάδα διακλάσεων, με το μέγιστο της έκτασης Β-Ν (16%) στις 250<sup>ο</sup>. Η ομάδα των διακλάσεων με διεύθυνση έκτασης Β-Ν είναι υποβαθμισμένη, ενώ αυτή της ΒΑ - ΝΔ διεύθυνσης δεν εμφανίζεται καθόλου.

## ΑΝΑΛΥΣΗ ΠΑΛΑΙΟΤΑΣΕΩΝ

### Μεθοδολογία

Η ανάλυση των ημιπλαστικών έως θραυσιγενών ζωνών διάτμησης που δημιουργούνται στα διάφορα στάδια εξέλιξης των τεκτονικών γεγονότων και σχεδόν σε επιφανειακές συνθήκες, αποτελεί χρήσιμο βοήθημα για την ποιοτική μελέτη του πεδίου των τάσεων που επέδρασε κατά τη δημιουργία των διατμητικών αυτών ζωνών (ANGELIER 1979). Η θέση έτσι στο χώρο της μέγιστης εφελκυστικής σ<sub>3</sub> τάσης, της μέγιστης συμπίεστικής σ<sub>1</sub> τάσης και της ενδιάμεσης σ<sub>2</sub> τάσης μπορούν να καθοριστούν με ακρίβεια και με ανάλογο τρόπο όπως στη Νεοτεκτονική. Απαραίτητη προϋπόθεση για την εφαρμογή της μεθόδου είναι οι



**Σχ. 3:** Μέτρηση της προοδευτικής παραμόρφωσης σε σύστημα εφελκυστικών διακλάσεων.  $LA$ , το συνολικό μήκος των ευθειών που χαράσσονται παράλληλα στην ανάπτυξη των κρυστάλλων και  $dl$ , η συνολική έκταση. Λειπομέρειες στο κείμενο.

**Fig. 3:** Measurement of the progressive deformation in a vein system.  $LA$ , the overall length of the drawing lines and  $dl$ , the overall stretch. For details see in text.

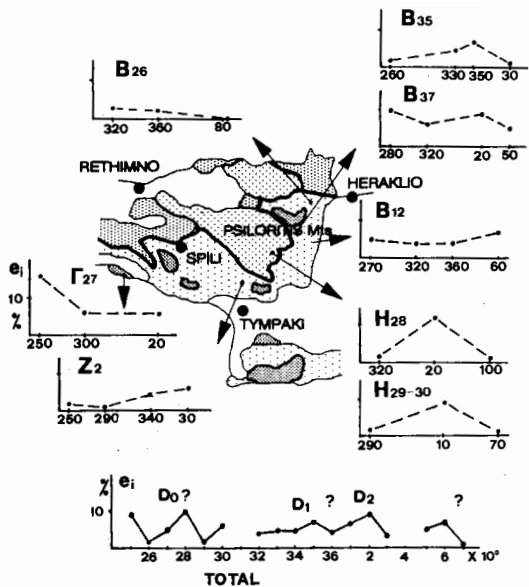
υπό μελέτη δομές να μην έχουν περιστραφεί σημαντικά λόγω μεταγενέστερων τεκτονικών γεγονότων.

Για την περιοχή της κεντρικής Κρήτης, η μέθοδος μπορεί να εφαρμοστεί για τα D1, D2 και D3 γεγονότα (FASOULAS et al. 1993), για τα οποία ημιπλαστικές και θραυστιγενείς ζώνες διάτμησης έχουν παρατηρηθεί στην ύπαιθρο. Κάποια περιστροφή ίσως να έχουν υποστεί οι δομές του D1 γεγονότος και μόνο κατά την κατακόρυφη έννοια (μεταβολή της γωνίας κλίσης), καθώς τα επόμενα D2 και D3 γεγονότα έλαβαν χώρα στην ίδια σχεδόν διεύθυνση με αυτή του D1, δεν υπάρχουν μεγάλα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, ικανά να δημιουργήσουν σημαντικές οριζόντιες περιστροφές και οι δομές της D3 συμπίεσης (ανοικτές πτυχές και ανάστροφα ρήγματα) δεν είναι δυνατόν να προκαλέσουν σημαντικές κατακόρυφες περιστροφές.

Για την εφαρμογή της μεθόδου μετρήθηκαν στην ύπαιθρο η επιφάνεια, η γράμμωση ολίσθησης και καθορίστηκε η έννοια της διάτμησης για κάθε ζώνη ολίσθησης και έγινε ταξινόμηση σε ομάδες - γεγονότα με βάση κριτήρια αλληλεπίδρασης (HANCOOK 1985). Τα στοιχεία επεξεργάστηκαν κατόπιν με την Inverse method (ANGELIER 1979) και τα αποτελέσματα προβλήθηκαν σε διαγράμματα Schmidt.

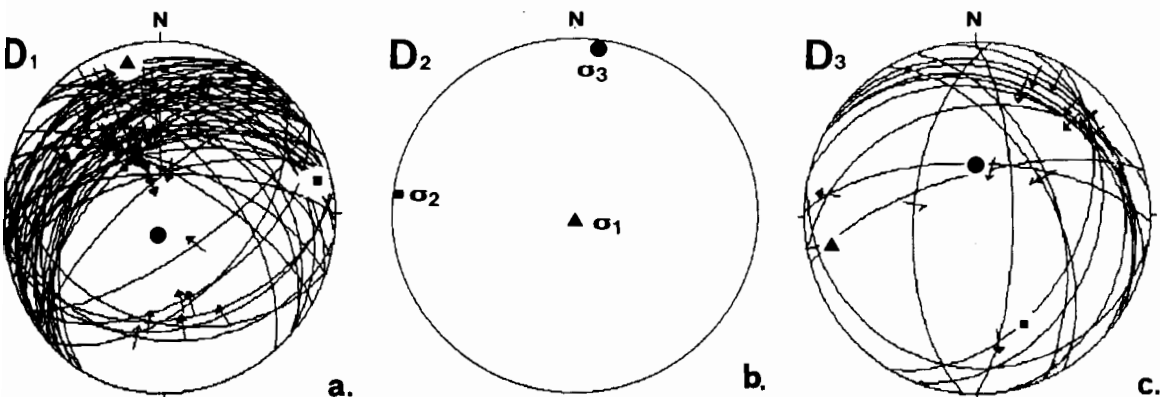
### Αποτελέσματα

Οι συμπίετικές δομές του D1 τεκτονικού γεγονότος που μετρήθηκαν κυρίως στα ανώτερα καλύμματα, απεικονίζονται στο διάγραμμα Schmidt του σχ. 5a, και είναι κυρίως ανάστροφα προς Νότο ρήγματα και ημι-πλαστικές ζώνες διάτμησης και back-thrust προς Βορρά. Η ανάλυση των παλαιοτάσεων έδειξε ότι ο μέγιστος άξονας  $\sigma_1$  της συμπίεσης τοποθετείται σχεδόν οριζόντιος στην διεύθυνση Βορρά - Νότου (349/7), ενώ ο άξονας  $\sigma_3$  του



**Σχ. 4:** Μέτρηση της προοδευτικής παραμόρφωσης στην κεντρική Κρήτη. Τα αποτελέσματα απεικονίζονται σε διαγράμματα που δείχνουν την έκταση ανά διεύθυνση. Τα βέλη δείχνουν τις θέσεις των μετρήσεων. Το κάτω διάγραμμα απεικονίζει τις μετρήσεις συνολικά.

**Fig. 4:** Progressive deformation measurements in the area of central Crete. Data are plotted in diagrams showing the stretching vs. orientation. Arrows indicate the samples locations. The bottom diagram illustrates the total measurements.



**Σχ. 5:** Ανάλυση παλαιοτάσεων και δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν. Α) D1 τεκτονικό γεγονός, β) D2 τεκτονικό γεγονός (μόνο το πεδίο των τάσεων), γ) D3 τεκτονικό γεγονός. Τα τετράγωνα αντιπροσωπεύουν τους  $\sigma_2$  άξονες, τα τρίγωνα τους  $\sigma_1$  άξονες και οι κύκλοι τους  $\sigma_3$  άξονες.

**Fig. 5:** Paleostress analysis and data used. a) D1 tectonic event, b) D2 tectonic event (only the paleostress field), c) D3 event. Triangles represent  $\sigma_1$  axes, squares the  $\sigma_2$  axes and cycles the  $\sigma_3$  axes.

μέγιστου εφελκυσμού είναι κατακόρυφος (204/81).

Για τη μελέτη των εφελκυστικών D2 δομών, η περιοχή της κεντρικής Κρήτης χωρίστηκε με βάση το τεκτονικό παράθυρο του Ψηλορείτη στις ακόλουθες περιοχές (σχ. 6): την περιοχή του Ψηλορείτη που περιλαμβάνει τον ορεινό όγκο του Ψηλορείτη, την περιοχή του Ηρακλείου που περιλαμβάνει το βορειοανατολικό τμήμα της περιοχής μελέτης, την περιοχή Τυμπακίου που περιλαμβάνει το νοτιοανατολικό τμήμα και την οροσειρά των Αστερουσίων, την περιοχή του Ρεθύμνου που αποτελεί το βορειοδυτικό τμήμα μελέτης και την περιοχή του Σπηλίου που αποτελεί το νοτιοδυτικό τμήμα.

Στο σχ. 6 απεικονίζονται για κάθε περιοχή, οι ζώνες ολίσθησης που μετρήθηκαν και η κατανομή τους στο χώρο. Επιπλέον, σε κάθε διάγραμμα απεικονίζεται το πεδίο των τάσεων που προκύπτει, ενώ στο σχ. 5b απεικονίζεται το πεδίο των τάσεων που δίνει το σύνολο των μετρήσεων. Παρατηρούμε ότι σε όλες σχεδόν τις περιοχές (σχ. 6), με εξαίρεση ίσως αυτή του Ηρακλείου, οι ζώνες ολίσθησης βυθίζονται τόσο προς το Βορρά όσο και προς το Νότο, φανερώνοντας έτσι την ομοαξονικού - τύπου παραμόρφωση που έλαβε χώρα κατά το D2 γεγονός. Σε όλες τις περιπτώσεις εκτός από την περιοχή του Σπηλίου (σ3, 354/4), ο σ3 είναι οριζόντιος και έχει διεύθυνση ανάμεσα στις 5ο και 20ο, παράλληλα δηλαδή στην L2 οрукτολογική γράμμωση έκτασης που κυριαρχεί στα κατώτερα καλύμματα (KILIAS et al. 1992, FASSOULAS et al. 1993). Ο σ1 είναι παντού κατακόρυφος δείχνοντας έτσι και την κατακόρυφη λέπτυνση του φλοιού.

Τέλος, οι δομές του D3 συμπίεστικού γεγονότος που επηρεάζει και τα Μειοκαινικά - Πλειοκαινικά ιζήματα φαίνονται στο σχ. 5c, όπως επίσης και το πεδίο των τάσεων που προκύπτει. Αυτό είναι σύμφωνο με αντίστοιχες αναλύσεις που δίνουν οι MEULENKAMP et al. (1988) για την περιοχή και φανερώνουν τον σ1 στην δυτική - νοτιοδυτική διεύθυνση (261/6) και τον σ3 σχεδόν κατακόρυφο (0/53).

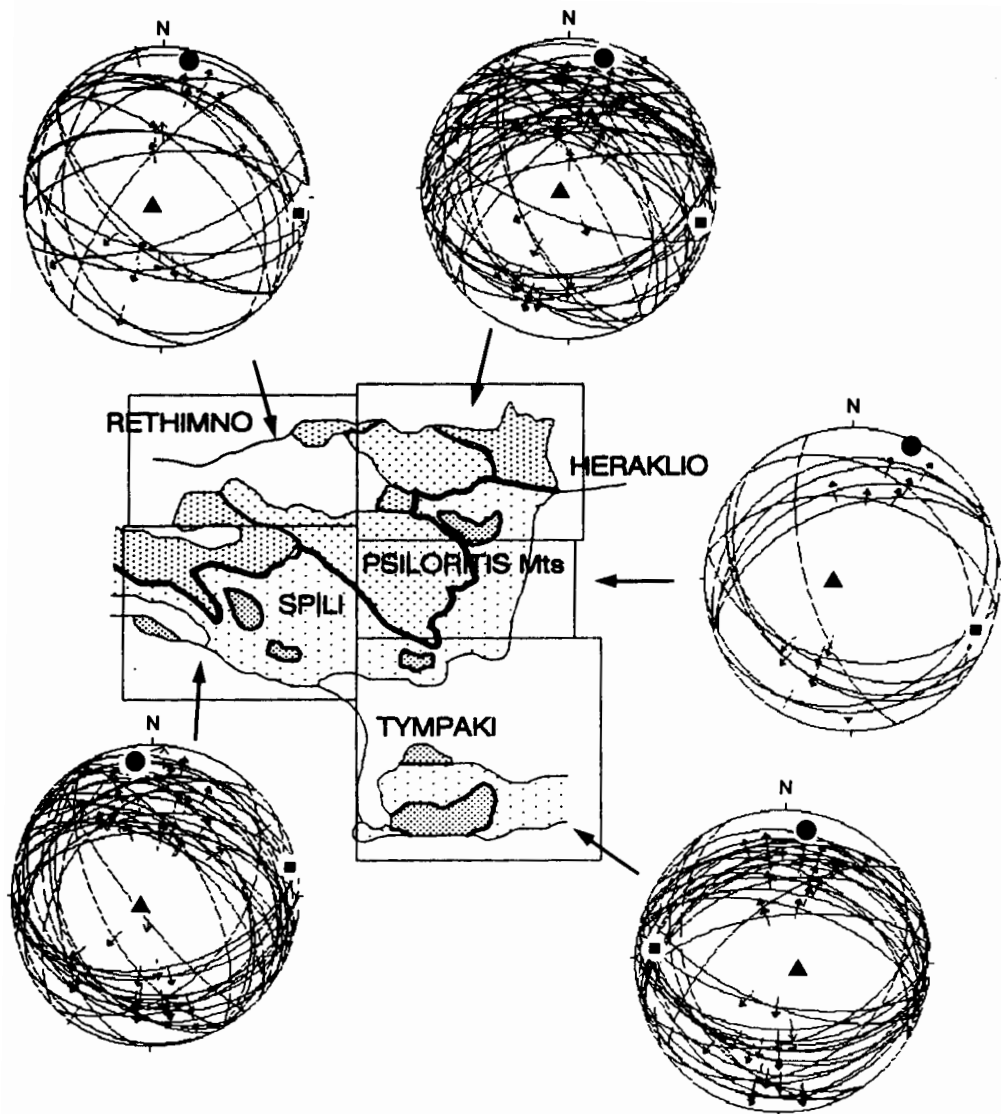
## ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η μελέτη της προοδευτικής παραμόρφωσης με την χρήση εφελκυστικών διακλάσεων και η ανάλυση των παλαιοτάσεων, αποτελούν δύο πολύ χρήσιμες μεθόδους για την ερμηνεία της τεκτονικής εξέλιξης μιας περιοχής. Η ανάλυση των παλαιοτάσεων κατά τα τελικά στάδια εξέλιξης των Ανατολικών Άλπεων (BERHMANN 1988, RATSCHBACHER et al. 1990) και των οροσειρών του Μεξικού (RILLER et al. 1992), βοήθησε στην πληρέστερη μελέτη των τεκτονικών γεγονότων και στην γεωτεκτονική ερμηνεία των περιοχών. Η χρήση των εφελκυστικών διακλάσεων για τη μέτρηση της προοδευτικής παραμόρφωσης χρησιμοποιήθηκε σε πάρα πολλές περιπτώσεις (RING 1989, KILIAS 1991) ως ανεξάρτητη μεθοδολογία, τα αποτελέσματα της οποίας ήταν σε απόλυτη ταύτιση με τα αποτελέσματα που έδωσε η μελέτη των ζωνών διάτμησης και των πλαστικών δομών. Στην περιοχή των δυτικών Άλπεων (Aroza zone, Swiss - Austrian Alps), η στροφή της τοποθέτησης των καλυμμάτων, από Δύση προς Βορρά, παρατηρήθηκε επίσης από συστήματα εφελκυστικών διακλάσεων, τα οποία έδωσαν μέγιστα παράλληλα στις οрукτολογικές γραμμές ολίσθησης (RING 1989).

Στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης, η μελέτη των εφελκυστικών διακλάσεων επέτρεψε το διαχωρισμό τριών κύριων συστημάτων (σχ. 4): Το παλιότερο με έκταση Α-Δ και μέγιστο γύρω στις 280° κυριαρχεί μόνο στα ανώτερα καλύμματα και είναι εντονότερο στο κάλυμμα του Βάτου - Αρβης - Μιαμού. Το δεύτερο δείχνει μία προοδευτική στροφή του εφελκυσμού, από Βορειοδυτική σε Βόρεια, με μέγιστα στις 350° και στις 20° και παρατηρείται σε όλα τα καλύμματα. Το τρίτο σύστημα, μέκταση ΒΑ-ΝΔ δίνει μέγιστο στις 60° και εμφανίζεται λιγότερο έντονο από τα υπόλοιπα.

Τα αποτελέσματα αυτά ταυτίζονται πλήρως με τα πρόσφατα δεδομένα που έχουν αναφερθεί (KILIAS et al. 1992, FASSOULAS et al. 1993) για την περιοχή. Το πρώτο σύστημα





**Σχ. 6:** Λεπτομερής ανάλυση των παλαιοτάσεων του D2 γεγονότος, στις περιοχές Ηρακλείου, Ψηλορείτη, Τυμπακίου, Ρεθύμνου και Σπηλίου.

**Fig. 6:** Detailed paleostress analysis of the D2 event in the areas of Heraklio, Psiloritis, Tympaki, Rethymno and Spili. Symbols as in Fig. 5.

διακλάσεων θα πρέπει να αντιστοιχεί στο D0 γεγονός που παρατηρήθηκε μόνο στα ανώτερα καλύμματα, συνοδευόμενο από μία Α-Δ ορυκτολογική γράμμωση έκτασης. Το δεύτερο σύστημα θα πρέπει να έλαβε χώρα κατά την διάρκεια των D1 και D2 γεγονότων, τα οποία ήταν διαδοχικά στην εξέλιξή τους. Η βόρειο-βορειοδυτική συμπίεση ακολουθήθηκε από τον

Βορρά - Νότου εφελκυσμό κατά το στάδιο αποσυμπίεσης των καλυμμάτων. Τα δύο αυτά μέγιστα που εμφανίζονται στο σύστημα είναι παράλληλα με τις αντίστοιχες L1 και L2 γραμμές ολίσθησης που χαρακτηρίζουν τα δύο γεγονότα. Τέλος το τρίτο σύστημα θα μπορούσε να σχετίζεται είτε με το D3 ΒΑ συμπίεστικό γεγονός, είτε με τον Πλειοκαινικό ΒΑ εφελκυσμό που επηρέασε την περιοχή (ANGELIER et al. 1982).

Η ανάλυση τέλος των ημιπλαστικών έως θραυσιγενών ζωνών διάτμησης που δημιουργήθηκαν κατά τη διάρκεια των D1, D2 και D3 γεγονότων (ΚΙΛΙΑΣ et al. 1992, FASSOULAS et al. 1993) επέτρεψε τον καθορισμό με ακρίβεια των γεγονότων αυτών. Έτσι η ανάλυση των συμπίεστικών D1 δομών έδωσε τον άξονα της μέγιστης συμπίεσης σχεδόν οριζόντιο στη διεύθυνση Β-Ν παράλληλο στην επικρατούσα για το γεγονός αυτό L γράμμωση έκτασης και στη διεύθυνση συσσώρευσης των καλυμμάτων.

Η ανάλυση των δομών του D2 γεγονότος σε επιμέρους περιοχές (σχ. 6) και η συμμετρική κατανομή των μετρήσεων συμφωνεί με τις παρατηρήσεις που αναφέρονται από πλαστικές δομές (ΚΙΛΙΑΣ et al. 1992, FASSOULAS et al. 1993), για το συνολικά ομοξονικό καθεστώς παραμόρφωσης που έλαβε χώρα κατά το γεγονός αυτό. Το σύνολο των αναλύσεων έδωσε οριζόντιο, στην διεύθυνση Βορρά - Νότου, σ3 άξονα και κατακόρυφο σ1 άξονα, φανερώνοντας έτσι την κατακόρυφη λέπτυνση του φλοιού και την προς Βορρά και Νότο έκταση των καλυμμάτων κατά την άνοδο και εκταφή των κατωτέρων καλυμμάτων.

Τέλος η μελέτη των αναστροφών δομών του D3 γεγονότος έδωσε μία ΑΒΑ συμπίεση και ανάλογο πεδίο των τάσεων με αυτά που προτείνουν οι MEULENKAMP et al. (1988) για την κεντρική Κρήτη.

Συμπερασματικά λοιπόν, η ανάλυση των παλαιοτάσεων και ειδικότερα η μελέτη της προοδευτικής παραμόρφωσης στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης επέτρεψαν τη διάκριση τεσσάρων προοδευτικών γεγονότων, τα οποία ταυτίζονται με τα αντίστοιχα γεγονότα που έχουν πρόσφατα μελετηθεί στην περιοχή. Οι δύο αυτές μέθοδοι, της ανάλυσης των παλαιοτάσεων και κυρίως της μελέτης της προοδευτικής παραμόρφωσης με τη χρήση εφελκυστικών διακλάσεων, επιτρέπουν τόσο την ποιοτική (διαχωρισμός τεκτονικών γεγονότων), όσο και την ποσοτική (μέτρηση του ποσοστού της έκτασης) μελέτη της παραμόρφωσης και μπορούν έτσι να συμπληρώσουν τις παρατηρήσεις που προκύπτουν από την χρήση των κλασικών μεθόδων της τεκτονικής ανάλυσης.

## ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ο Χ. Φασουλάς ευχαριστεί το Ίδρυμα Κρατικών Υποτροφιών του Ελληνικού Κράτους για τη χορηγία που του παρέχει.

## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ, Α. (1989). Παρατηρήσεις επί της γεωλογικής δομής της περιοχής νοτιοδυτικά του οροπεδίου του Λασηθίου (Κρήτη). - Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., XXIII/1, 131 - 144.
- ANGELIER, J. (1979). Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. - *Tectonophysics*, 56, T17-T26.
- ANGELIER, J., LIBERIS, H., BARRIER, E. & HUCHON, P. (1982). The tectonic development of the Hellenic Arc and the sea of Crete: a synthesis. - *Tectonophysics*, 86, 159 - 196.
- BEHRMANN, J. (1988). Analyse von Palaospannungen in zwei Serpentinitorporeren im Penninikum der Rechnitzer Einheit (Burgenland). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Osterr.*, 34/35, 231-242.
- BONNEAU, M. (1984). Correlation of the Hellenides nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction. - In Dixon J.E. & Robertson A.H.F. (eds): *The geological*

- evolution of the Eastern Mediterranean", Geol. Soc. Lond., spec. pub., 17, 517-527.
- BONNEAU, M. & FLEURY, J.-J. (1971). Precisions sur la serie d' Ethia (Crete, Grece): existence d' un premier flysch mesocretace. -C.r. Seances Acad. Sci. Paris, 272, 1840-1842.
- CREUTZBURG, N. & SEIDEL, E. (1975). Zum Stand der Geologie des praneogens auf Kreta. - N. Jb. Geol. Palaont. Abh., 149, 363-383.
- EPTING, M., KUDRASS, H. & SCHAFFER, A. (1972). Stragiographie et position des series metamorphiques aux Talea Ori. - Z. dt. Geol. Ges., 123, 365-370.
- FASSOULAS, CH., KILIAS, A., MOYNTRAKIS, D. & MARKOPOULOS, T. (1993). Miocene extension in the Psiloritis metamorphic core complex, central Crete, Greece. - In National Technical University of Athens, spec. iss., dedicated to Pr. A. PANAGOS, 885 - 904, Athens.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν. (1980). Η γεωλογική δομή της Κρήτης. (Προβλήματα, παρατηρήσεις και συμπεράσματα). - Διατριβή επί Υψηγεία, 147 σ., Αθήνα.
- HALL, R., AUDLEY - CHARLES, M. -G. & CARTER, D.-J. (1984). The significance of Crete for the evolution of the eastern Mediterranean. - Geol. Soc. London, sp. publ., 17, 499-516.
- HANCOCK, M. (1985): Brittle microtectonics: Principles and practise. - J. Struct. Geol., V7, 3/4, 437-457.
- HUDLESTON, P.-J. (1989). The association of folds and veins in shear zones. - J. Struct. Geol., 11, 949-957.
- KILIAS, A. (1991). Tranpressive Tectonik in den zentralen Helleniden Anderung der Translationpfade durch die Transpression (Nord - Zentral - Griechenland). -N. Jb. Geol. Palaont. Mh, 5, 291-306.
- KILIAS, A., ΦΑΣΟΥΛΑΣ, Χ., ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. (1992). Τριτογενής έκταση ηπειρωτικού φλοιού και ανύψωση του "Μεταμορφικού συμπλέγματος του Ψηλορείτη", στο κεντρικό τμήμα του Ελληνικού τόξου (Κρήτη, Ελλάδα). - VI Συν. Γεωλ. Εταιρ. Ελλάδας. (in press).
- KRAHL, J., HERBART, H. & KATZENBERGER, S. (1982). Subdivision of the allocthonous Ophiolites - bearing formation upon the Pindos group, south - western part of central Crete, Greece. - In H.E.A.T., proc., vol. 1, 324-342., Athens.
- KRAHL, J., KAUFMANN, G., KOZUR, H., RICHTER, D., FORSTER, O. & HEINRITZI, F. (1983). Neue Daten zur Biostratigraphie und zur tektonischen Lagerung der Phyllit-Gruppe und der Trypali-Gruppe auf der Insel Kreta (Griechenland). -Geol. Rdsch., 72, 1147-1166.
- MEULENKAMP, J.-E., WORTEL, M.-J.-R., VAN WAMEL, W.-A., SPAKMAN, W. & HOOGERDUYNSTRATING, E. (1988). On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. - Tectonophysics, 146, 203-215.
- PLATT, J.-P. (1986). Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high - pressure metamorphic rocks. - Geol. Soc. America Bull., 97, 1037-1053.
- RAMSEY, G.-J. & HUBER, I.-M. (1983). The techniques of modern structural geology, vol. 1. - Academic press Inc. XIII+307 S. & XII+700 S.
- RATSCHBACHER, L., BEHRMANN, J. & PAHR, A. (1990). Penninic windows at the Eastern end of the Alps, and their relation to intra-Carpathian basins. - Tectonophysics, 172, 91-109.
- RILLER, U., RATSCHBACHER, L. & FRISCH W. (1992). The Tierra Colorada deformation zone: Left lateral transtension along the northern margin of the Xolapa complex, southern Mexico. - J. South Amer. Earth Sci., (in press).
- RING, U. (1989). Tectonogenesis of the Penninic / Austroalpine Boundary zone: The Arosa zone. - Diss., Tuebinger Geowissenschaftlich Arbeiten, A3, 178p., Tuebingen.
- SEIDEL, E., OKRUSCH, M., KREUZER, H., RASCHKA, H. & HARRE, W. (1981). Eo - Alpine

- metamorphism in the uppermost unit of the Cretan nappe system, petrology and geochronology: Part 2. Synopsis of high temperature metamorphics and associated ophiolites. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 76, 351-361.
- SEIDEL, E., KREUZER, H. & HARRE, W. (1982). A Late Oligocene / Early Miocene High Pressure Belt in the external Hellenides. - *Geol. Jb.*, E 23, 165-206.
- THEYE, T., SEIDEL, E. & VIDAL, O. (1992). Carphollite, sudoite and chloritoid in low high-pressure metapelites from Crete and the Peloponneses, Greece. - *Eur. J. Mineral*, 4, 487-507.