

ΜΕΤΡΗΣΗ ΤΗΣ ΤΕΛΙΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΕ ΚΡΥΣΤΑΛΛΟΣΧΙΣΤΩΔΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ: ΕΝΑ ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑ ΑΠΟ ΤΙΣ ΚΡΥΣΤΑΛΛΟΣΧΥΣΤΩΔΕΙΣ ΜΑΖΕΣ ΤΗΣ ΣΕΡΒΟΜΑΚΕΔΟΝΙΚΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ (ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ, ΕΛΛΑΣ)

Α. Κίλιας, Γ. Φαλαλάκης, Δ. Μουνιράκης και Ε. Χατζηδημητριάδης

ABSTRACT

In this paper we present the results of finite strain measurement in the Serbomacedonian and Rhodope massifs. The finite strain ellipsoid, which characterizes the two masses, was estimated in suitable mylonitic rocks, in different locations on both sides of their tectonic contact, for determining the magnitude and the type of finite ductile deformation.

Different quantitative strain analysis methods such as the "long-short method", Rf/ϕ , Fry, and Panozzo were used and the derived values compared together. All the finite strain ellipsoids were plotted on Flinn diagram in the field of apparent flattening. The different strain parameters, which were estimated in the Serbomacedonian massif, range between: $k=0.027-0.582$, $v=0.380-0.923$, $\epsilon_s=0.254-0.611$, $\gamma=0.018-0.062$, $\alpha=0.319-0.798$, $\gamma=0.105-0.671$, $\alpha=0.833-1.650$, $W_m=0.1-0.948$.

The finite ductile deformation in the two crystalline masses is characterized by a remarkable quantitatively component of coaxial deformation, which is more intense in the Serbomacedonian masse.

For each example, the comparison of the results which derived from the different strain analysis methods, indicated that all the methods gave almost the same values, except Fry which gave lower.

ΣΥΝΩΣΗ

Με σκοπό την εξακρίβωση του μεγέθους και του είδους της πλαστικής τελικής παραμόρφωσης των κρυσταλλοσχιστωδών μαζών της Σερβομακεδονικής και της Ροδόπης, υπολογίστηκε σε επιλεγμένες θέσεις εκατέρωθεν του ορίου τους το τελικό ελλειψοειδές παραμόρφωσης.

Για την καλύτερη αξιολόγηση των αποτελεσμάτων χρησιμοποιήθηκαν διαφορετικές μέθοδοι ποσοτικής ανάλυσης της παραμόρφωσης όπως η "long - short method", η Rf/ϕ , η Fry, και η Panozzo και συγκρίθηκαν μεταξύ τους οι τιμές που προέκυψαν από κάθε μέθοδο χωριστά.

Όλα τα τελικά ελλειψοειδή παραμόρφωσης προβλήθηκαν στο διάγραμμα Flinn στο πεδίο της παραμόρφωσης με γεωμετρία πλάτυσης. Στη Σερβομακεδονική μάζα υπολογίστηκαν τιμές $k=0.027-0.582$, $v=0.380-0.923$, $\epsilon_s=0.254-0.611$, $\gamma=0.018-0.062$, $\alpha=1.193-0.460$, $W_m=0.0490-0.078$. Στη μάζα της Ροδόπης αντίστοιχα υπολογίστηκαν $k=0.004-1.024$, $v=-0.011-0.988$, $\epsilon_s=0.319-0.798$, $\gamma=0.105-0.671$, $\alpha=0.833-1.650$, $W_m=0.1-0.948$.

Η τελική πλαστική παραμόρφωση των δύο κρυσταλλοσχιστώδων μαζών χαρακτηρίζεται από μία σημαντική συνιστώσα ομοαξονικής παραμόρφωσης με εντονότερη αυτή της Σερβομακεδονικής μάζας.

Από τη σύγκριση των αποτελεσμάτων των διαφόρων μεθόδων στα ίδια δείγματα προέκυψε μία ικανοποιητική ταύτιση των αποτελεσμάτων αυτών μεταξύ τους, με σχετικά μικρότερες τις τιμές της έντασης της παραμόρφωσης από τη Fry μέθοδο.

ΟΝΟΜΑΤΟΛΟΓΙΑ

$X>Y>Z$	κύριοι άξονες του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης
R_i, R_f	λόγος των αξόνων του ελλειπτικού δείκτη πριν και μετά την παραμόρφωση αντίστοιχα
R_s	λόγος των αξόνων της έλλειψης της παραμόρφωσης
θ, φ	αρχική, τελική γωνία α μεταξύ του μεγάλου άξονα του ελλειπτικού δείκτη και της γραμμής αναφοράς (γράμμωση έκτασης, ίχνος επιπέδου σχιστότητας, κ.λπ.)
β	γωνία του μεγάλου άξονα της έλλειψης της παραμόρφωσης με τη γραμμή αναφοράς
k	παράμετρος Flinn
ϵ_s	παράμετρος έντασης της παραμόρφωσης
v	παράμετρος Lode
γ, α	συστατικά περιστροφικής, ομοαξονικής παραμόρφωσης αντίστοιχα
W_m	βαθμός περιστροφικότητας της τελικής παραμόρφωσης

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η ανάλυση της τελικής παραμόρφωσης (finite strain analysis) που ουσιαστικά στηρίζεται στον υπολογισμό του τελικού ελλειψοειδούς παραμόρφωσης παρέχει σημαντικά στοιχεία στην κατανόηση του μεγέθους και του τύπου της παραμόρφωσης. Επίσης η ανάλυση της παραμόρφωσης δίνει σημαντικά στοιχεία για το μηχανισμό και την κινηματική της παραμόρφωσης σε περιοχές που παραμορφώνονται.

Αρκετές μέθοδοι με διαφορετική φιλοσοφία έχουν προταθεί για την ποσοτική ανάλυση της πλαστικής παραμόρφωσης των πετρωμάτων, χρησιμοποιώντας ένα πλήθος από παθητικά παραμορφωμένα ελλειπτικά ή σφαιρικά αντικείμενα όπως πορφυροκλάστες, κόκκοι ορυκτών μυλωνίτη, κροκάλες, απολίθωμα, ωλίθους (Hanna & Fry 1979, Paterson 1983). Οι δείκτες αυτοί παρέχουν τις απαραίτητες πληροφορίες για τον υπολογισμό της έλλειψης της παραμόρφωσης σ' ένα επίπεδο αναφοράς.

Ανάλογα με την αρχή στην οποία βασίζονται οι παραπάνω μέθοδοι κατατάσσονται στις γραφικές και στις αλγεβρικές. Στην πρώτη κατηγορία περιλαμβάνονται οι "long - short method" (Ramsay 1967, Mukhopadhyay 1973, Hanna & Fry 1979), η Fry (Fry 1979, Ramsay & Humber 1983, Crespi 1986, Erslev 1988, 1990), η Panozzo 1983, 1984, Schmid et al 1987). Στις αλγεβρικές μεθόδους ανήκουν η μέθοδος του αριθμητικού, γεωμετρικού και αρμονικού μέσου (Ramsay 1967, Lisle 1977), η μέθοδος των Shimamoto & Ikeda (1976), η μέθοδος του Robin (1977), η αλγεβρική τροποποιημένη μέθοδος R_f/φ (Ramsay 1967, Dunnet 1969, Dunnet & Siddans 1971, Peach & Lisle 1979, Lisle 1985).

Με σκοπό να προσδιορίσουμε την κατάσταση της τελικής πλαστικής παραμόρφωσης στις κρυσταλλοσχιστώδεις μάζες της Σερβομακεδονικής και της Ροδόπης εφαρμόσαμε ορισμένες απ' αυτές τις μεθοδολογίες όπως την "long - short method" την R_f/φ , τη Fry και την Panozzo, συγκρίνοντας επιπλέον μεταξύ τους τις αριθμητικές τιμές που προέκυψαν από τις μεθόδους αυτές για τα ίδια δείγματα. Στην προσπάθεια αυτή δεν επιχειρήθηκε ο χρονικός συσχετισμός των ελλειψοειδών παραμόρφωσης που υπολογίστηκαν για τις δύο μάζες.

Η επιλογή των δειγμάτων έγινε σε κατάλληλα επιλεγμένα μυλωνιτικά πετρώματα

των δύο μαζών, εκατέρωθεν του ποταμού Στρυμόνα στη δυτική Ροδόπη στα όρη Αγκί-στρου και Φαλακρού και στην ανατολική Σερβομακεδονική μάζα στο όρος Κερκίνης.

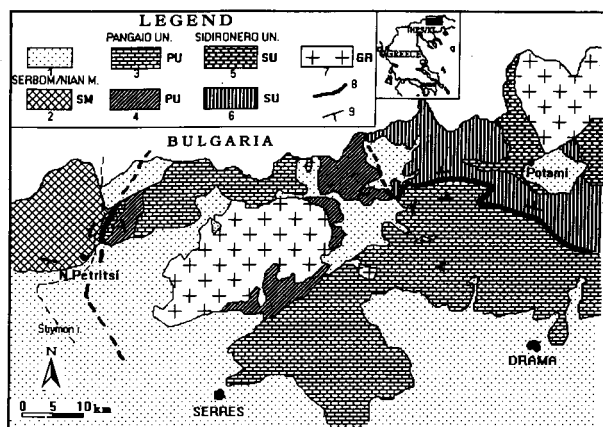
Η επεξεργασία των δεδομένων έγινε στο εργαστήριο Γεωλογίας & Παλαιοντολογίας του Α.Π.Θ. με τα αντίστοιχα λογισμικά προγράμματα.

ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ

Τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα της Σερβομακεδονικής και της Ροδόπης στη Β. Ελλάδα και στη Βουλγαρία αποτελούν δύο μάζες με πολύπλοκη τεκτονική δομή και τεκτονομεταμορφική εξέλιξη από το Παλαιοζωικό μέχρι σήμερα (Kronberg et al 1970, Schenk 1970, Ivanov 1981, Liati 1986, Mroskos 1989, Kiliyas & Mountrakis 1990, Burg et al 1990). Η ακριβής τεκτονομεταμορφική τους εξέλιξη παραμένει ακόμα και σήμερα προβληματική και αποτελεί ένα σημαντικό σημείο αναφοράς στην κατανόηση της γεωλογικής ιστορίας των Ελληνίδων οροσειρών και γενικότερα των Βαλκανίδων.

Η μάζα της Ροδόπης αποτελείται από δύο μεγάλες ενότητες πετρωμάτων τεκτονικά τοποθετημένες η μία πάνω στην άλλη: την τεκτονικά ανώτερη ενότητα του Σιδηρόνερου και την κατώτερη του Παγγαίου. Η τεκτονική αυτή τοποθέτηση εντοπίζεται κατά μήκος ενός ανάστροφου ρήγματος, τριτογενούς ηλικίας, με ΔΒΔ - ΑΝΑ παράτα-ξη και κίνηση προς νότια (Paranikolaou & Panagoroulos 1981) (σχ. 1).

Η κατώτερη τεκτονικά ενότητα του Παγγαίου (PU) δομείται από μάρμαρα μεγάλου πάχους σε εναλλαγές κατά θέσεις με διμαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, σχιστογνεύσιους και αμφιβολίτες, λεπτά στρώματα μαρμάρου καθώς και αμφιβολιτιωμένα εκλογιτικά σώματα (Liati 1986, Mroskos et al 1990). (σχ. 1).



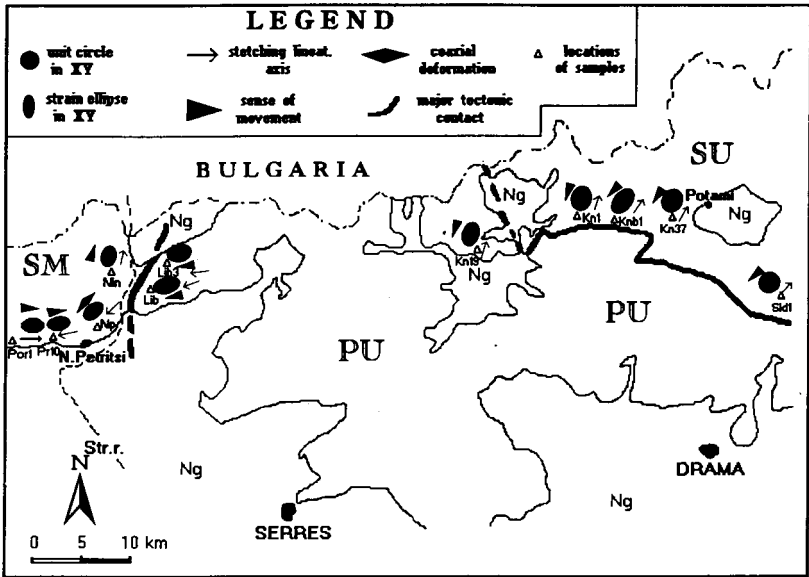
Σχ. 1: Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της Δυτικής Ροδόπης (Τροποποιημένος από Dimadis & Zachos 1986). 1. Νεογενή ιζήματα. 2. Γνεύσιοι και σχιστόλιθοι της Σερβομακεδονικής μάζας. 3. Μάρμαρα της ενότητας Παγγαίου. 4. Γνεύσιοι και σχιστόλιθοι της ενότητας Παγγαίου. 5. Μάρμαρα Σιδηρόνερου. 6. Γνεύσιοι της ενότητας Σιδηρόνερου. 7. Γρανιτικές διεισδύσεις. 8. Τεκτονικό όριο της ενότητας Παγγαίου. 9. Παράταξη κλίση της κύριας σχιστότητας.

Fig. 1: Simplified geologic map of the Western Rhodope area (Modified from Dimadis & Zachos 1986). 1. Neogene. 2. Gneiss and schists of the Serbomacedonian massif. 3. Marble of Pangaios unit. 4. Gneiss and schists of Pangaios unit. 5. Marble of Sidironero unit. 6. Gneiss of Sidironero unit. 7. Granitic intrusions. 8. Tectonic contact of Pangaios Unit. 9. Strike and dip of the main schistosity.

Στις δύο ενότητες διεισδύουν πλουτωνικά σώματα τριτογενούς ηλικίας, συγκινηματικά έως βραδυκινηματικά με την κοινή τελευταία διαμπερή πλαστική παραμόρφωση των δύο ενοτήτων. (Kronberg et al 1970, Sklavounos 1981, Del Moro et al 1990, Kolokotroni & Dixon 1990) (σχ. 1).

Η κινηματική ανάλυση στη δυτική Ροδόπη έδειξε ότι η Ροδοπική μάζα κατά την πλαστική αυτή παραμόρφωση κινήθηκε με έννοια της διάτμησης το επάνω προς τα ΝΔ. (Kilias & Mountrakis 1990) (σχ. 2).

Οι μεταμορφικές συνθήκες της συγκινηματικής με την τελευταία αυτή τεκτονική μεταμόρφωση προσδιορίστηκαν για τη μεν κατώτερη ενότητα (PU) στην πρασινοσχιστολιθική φάση (Kronberg et al 1970, Kilias & Mountrakis 1990, Schulz 1992), για τη δε ανώτερη (SU) στην αμφιβολιτική (Kronberg & Raith



Σχ. 2: Τεκτονικός χάρτης της Δυτικής Ροδόπης. Δείχνονται σε κάθε θέση παρατήρησης τα αποτελέσματα της κινηματικής ανάλυσης καθώς και η υπολογιζόμενη έλλειψη της τελικής πλαστικής παραμόρφωσης στο XY επίπεδο.

Fig.2: Structural sketch map of the Western Rhodope area. Each site of observation indicates the results of kinematic analysis and the estimated strain ellipse of the finite ductile deformation of the XY plain.

1977, Mposkos 1989). Η ηλικία αυτής της μεταμόρφωσης από K/Ar, Rb/Sr ραδιοχρονολογήσεις το-ποθετείται στο Ηώκαινο (Liati 1986).

Κατά θέσεις στην ανώτερη ενότητα του Σιδηρόνερου αναγνωρίστηκε μία παλαιότερη, αλπικής επίσης ηλικίας, μεταμόρφωση σε συνθήκες εκλογιτικής φάσης (Liati 1986, Mposkos 1990). Μία επιπλέον ανάδρομη μεταμόρφωση σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης επηρέασε συγχρόνως κατά το Ολιγόκαινο και τις δύο τεκτονικές ενότητες (Liati 1986, Mposkos 1989, Kilias & Mountrakis 1990).

Η Σερβομακεδονική μάζα έχει χωριστεί σε δύο ενότητες: στην κατώτερη τεκτονικά ενότητα των Κερδυλίων που καταλαμβάνει το ανατολικό τμήμα της μάζας και στην ανώτερη τεκτονικά ενότητα του Βερτίσκου που καταλαμβάνει το δυτικό τμήμα της μάζας. Η ενότητα των Κερδυλίων αποτελείται από μιγματικούς γνεύσιους, οριζόντες μαρμάρου και αμφιβολίτες, ενώ η ενότητα του Βερτίσκου

αποτελείται από εναλλαγές μαρμαρυγιακών σχιστόλιθων, γνεύσιων (λευκοκρατικοί, οφθαλμοειδείς) και αμφιβολιτών. Στην ενότητα αυτή παρεμβάλλονται τεκτονικά οφιολιθικά σώματα (Kockel et al 1971, 1977). Στην περιοχή μελέτης εμφανίζεται μόνο η ενότητα του Βερτίσκου.

Τα πετρώματα της Σερβομακεδονικής μεταμορφώθηκαν σε συνθήκες κάτω αμφιβολιτικής φάσης κατά το Νεοπαλαιοζωικό ενώ παρατηρείται επαναδραστηριοποίησή τους κατά τους αλπικούς χρόνους σε συνθήκες αμφιβολιτικής φάσης καθώς και σε μιας ανάδρομης πρασινοσχιστολιθικής (Δημητριάδης 1974, Κασώλη - Φουρναράκη 1981, Chatzidimitriadis et al 1985, Papadopoulos & Kiliass 1985, Σακελλαρίου 1989, Σιδηρόπουλος 1991). Αναφέρεται επίσης η παρουσία εκλογιτικής φάσης σε τμήματα της Σερβομακεδονικής μάζας (Dimitriadis & Godelitsas 1991, Σιδηρόπουλος 1991).

Σημαντική είναι η παρουσία γρανιτικών πετρωμάτων που διεισδύουν στα μεταμορφωμένα πετρώματα της Σερβομακεδονικής μάζας. Πρόκειται για γρανίτες - γρανοδιορίτες Ιουρασικής ηλικίας (Kockel et al 1977, Chatzidimitriadis et al 1983) και για νεότερους τριτογενούς ηλικίας (De Wet et al 1989, Christofides et al 1990).

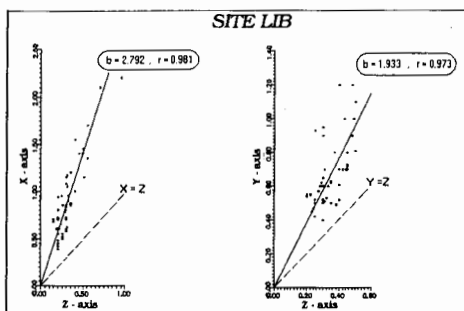
ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΤΕΛΙΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

Μέθοδοι υπολογισμού:

Τα κύρια χαρακτηριστικά των μεθόδων που χρησιμοποιήθηκαν για την ποσοτική ανάλυση της πλαστικής παραμόρφωσης και τον προσδιορισμό του τελικού ελλειψοειδούς των κρυσταλλοσχιτωδών μαζών της Σερβομακεδονικής και της Ροδόπης, περιγράφονται παρακάτω:

i) "long - short method" (σχ. 3)

Αποτελεί μία απλή και γρήγορη μέθοδο ποσοτικής εκτίμησης της παραμόρφωσης, από τις πρώτες που έχουν προταθεί, η οποία βασίζεται στη γραφική απεικόνιση του μικρού σε σχέση με το μεγάλο άξονα του πλήθους των ελλειπτικών δεικτών που χρησιμοποιούμε. Το R_s εκτιμάται ως η κλίση της ευθείας των ελαχίστων τετραγώνων που προσεγγίζει καλύτερα το πλήθος των σημείων και η οποία διέρχεται από την αρχή των αξόνων.

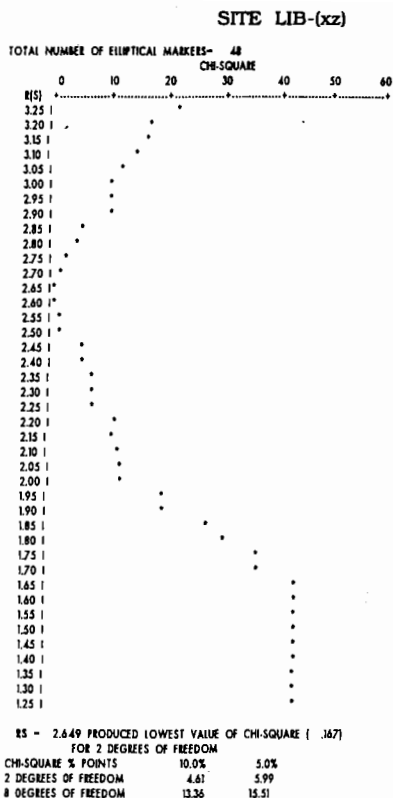


Σχ. 3: Μέθοδος "long - short". Προβολή των μετρήσεων των κύριων αξόνων παραμόρφωσης των αστρικών οφθαλμογενεσίου της ενότητας Παγγαίου, στα επίπεδα YZ και XZ.

Fig. 3: "Long - short" method. Plot of the finite strain axes measuring in YZ and XZ planes, from augen gneiss of Pangaion unit.

ii) Rf/ϕ (σχ. 4)

Αποτελεί μία μέθοδο υπολογισμού της παραμόρφωσης χρησιμοποιώντας τη γραφική απεικόνιση του $\log Rf$ σε σχέση με τη ϕ . Η μορφή αυτής της απεικόνισης είναι συνάρτηση της έλλειψης της παραμόρφωσης R_s/β , καθώς και της αρχικής κατανομής των δεικτών R_i/θ . Ο υπολογισμός του R_s για συγκεκριμένη αρχική



Σχ. 4: Μέθοδος Rf/ϕ , όπου δείχνονται τα αποτελέσματα του χ^2 - test, σε οφθαλμογενέσιο της ενότητας Παγγαίου.

Fig. 4: Rf/ϕ method, which the χ^2 - test results, are showed in augen gneiss of Pangaio unit.

κατανομή R_i και οι οποίες ταιριάζουν καλύτερα στην κατανομή των προβληθέντων μετρήσεων στο διάγραμμα $\log Rf - \phi$. Η παραμόρφωση των δεικτών για την εφαρμογή της μεθόδου θεωρείται παθητική. Επίσης η μέθοδος προϋποθέτει αρχική συμμετρική κατανομή των δεικτών και ελλειπτικό σχήμα. Τα παραπάνω ελέγχονται ποσοτικά από τη μέθοδο με την στατιστική δοκιμασία χ^2 - test (Lisle 1985).

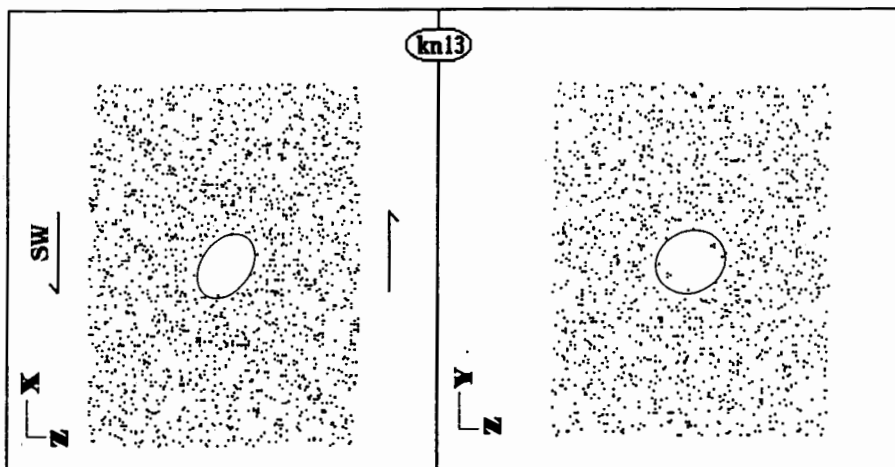
iii) Fry (σχ. 5)

Η μέθοδος αυτή που ονομάζεται και μέθοδος τυχαίας κατανομής σημείων (random point distribution technique) υπολογίζει γραφικά την έλλειψη της παραμόρφωσης σ' ένα επίπεδο αναφοράς με βάση τη σχετική θέση των κέντρων των παραμορφωμένων δεικτών στο πέτρωμα. Η μέθοδος προϋποθέτει αρχική κατανομή των δει-

κτών που να ακολουθεί την κατανομή Poisson. Ιδιαίτερη σημασία δίνεται στο σωστό γραφικό προσδιορισμό της έλλειψης για την αποφυγή εισαγωγής λαθών. Η μέθοδος υπολογίζει την παραμόρφωση ολικού πετρώματος.

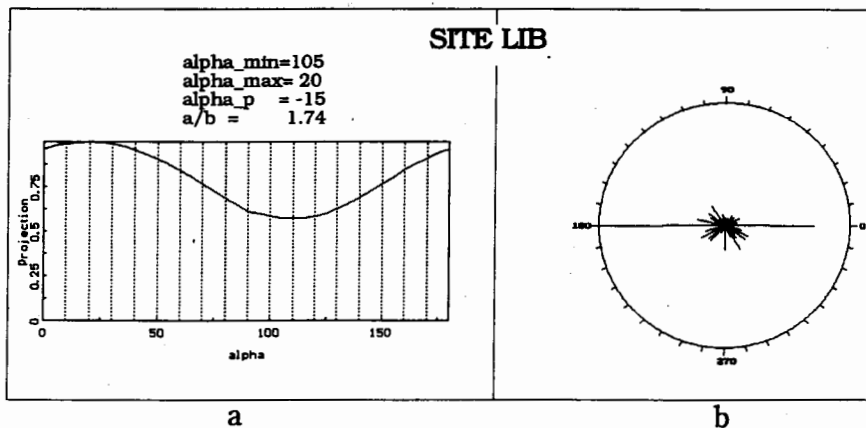
iv) Panozzo (σχ. 6)

Η μορφή της επιλεκτικής κατανομής ευθειών ως προς μία γραμμή αναφοράς αποτελεί την αρχή της μεθόδου. Ο αριθμός των κόκκων που χρησιμοποιούνται σ' αυτή τη μέθοδο ψηφιοποιούνται σ' ένα σύνολο μικρών ευθειών γραμμών, οι



Σχ. 5: Μέθοδος Fry σε χαλαζιτική παρεμβολή της ενότητας Σιδηρόνερου.

Fig. 5: Fry method applied in quartzite intercalation of Sidironero unit.



Σχ. 6 (a,b):Γραφική απεικόνιση των μετρήσεων με τη μέθοδο Panozzo σε ΧΖ τομή οφθαλμογενεσίου της ενότητας Παγγαίου.

Fig. 6 (a,b):Plot of measuring using Panozzo method in ΧΖ plain from augen gneiss of Pangaio unit.

οποίες προβάλλονται σ' ένα άξονα αναφοράς ενώ περιστρέφονται κατά μία γωνία 180° . Από τη συνάρτηση κατανομής (ολικού μήκους των προβληθέντων ευθειών σε σχέση με τη γωνία περιστροφής) των ευθειών αυτών προσδιορίζεται η έλλειψη της παραμόρφωσης σ' ένα επίπεδο αναφοράς.

ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΤΕΛΙΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

Για την ανάλυση της τελικής πλαστικής παραμόρφωσης μελετήθηκαν 16 δείγματα χαλαζιτών και οφθαλμογενεσίων από τις κρυσταλλοσχιστώδεις μάζες της Σερβομακεδονικής και της Ροδόπης χρησιμοποιώντας δύο κάθετες μεταξύ τους τομές (σχ. 2). Η μία παράλληλα στην κυρίαρχη πλαστική γράμμωση έκτασης και κάθετα στη συνδεδεμένη μ' αυτή σχιστότητα (ΧΖ - τομή) και η άλλη κάθετα στην αντίστοιχη γράμμωση έκτασης όπως και στην επιφάνεια σχιστότητας (ΥΖ - τομή). Σε ορισμένα δείγματα χρησιμοποιήθηκε και η τρίτη τομή ΧΥ αφενός μεν για να επιβεβαιώσει την ακρίβεια των υπολογισμών ($R_{SYZ} * R_{SXZ}$) και αφετέρου για να υπολογιστεί η θέση του τελικού ελλειψοειδούς παραμόρφωσης. Η L γράμμωση έκτασης και η S επιφάνεια σχιστότητας αποτελούν στοιχεία υψής της τελευταίας διαμπερούς παραμόρφωσης, που επηρέασε ανάλογα και σε συγκεκριμένη χρονική περίοδο, κάθε μία από τις δύο μάζες.

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν συλλέχθηκαν είτε απευθείας στο ύπαιθρο σε φυσικές τομές, είτε σε τομές μεσοσκοπικής και μικροσκοπικής κλίμακας που επεξεργάστηκαν στο εργαστήριο (σχ. 3, 4, 5, 6). Τα δεδομένα των εργαστηριακών δειγμάτων ψηφιοποιήθηκαν για την ταχύτερη επεξεργασία τους.

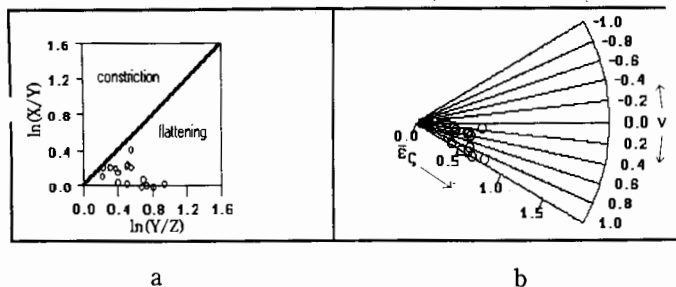
Διάφορα λάθη που μπορεί να επηρεάσουν τον υπολογισμό των μετρήσεων, καταγράφονται από τους Ramsay & Humber (1983) και Ratshbacher (1987). Αυτά περιληπτικά περιγράφονται παρακάτω:

i) Λάθη στο στάδιο λήψης των μετρήσεων (μη ικανοποιητικός αριθμός δεδομένων, ελλειπτικότητα των δεικτών, χρησιμοποίηση δεδομένων παραμόρφωσης από δύο διαστάσεις για τον υπολογισμό του τρισδιάστατου ελλειψοειδούς παραμόρφωσης).

ii) Ανομοιογενής παραμόρφωση.

iii) Διαφορά πλαστικότητας ανάμεσα στους δείκτες παραμόρφωσης και την "matrix" του πετρώματος.

iv) Υπαρξη μη σφαιρικών κλαστών στο αρχικό στάδιο (ιζηματογενής υφή, υφή



Σχ. 7: Προβολή των μετρήσεων της ανάλυσης της παραμόρφωσης: (α) στο λογαριθμικό διάγραμμα Flinn και (β) Hsu

Fig. 7: Plot of finite strain analysis data: (a) in natural logarithmic Flinn diagram and (b) in Hsu diagram

Πιν 1: 2 - D στοιχεία παραμόρφωσης. Συνοπτική καταγραφή των ποσοτικών παραμέτρων της τελικής παραμόρφωσης στις κρυσταλ/δεις μάζες της Σερβομακεδονικής και της Ροδόπης. Η θέση των μετρήσεων απεικονίζεται στο σχ.2.

Tab.: 1 2 - D finite strain data. Strain axial ratio registration of the finite ellipsoidal. The estimated values of strain ellipsoidal axes are presented for each strain analysis method which was used to the same sample. The locations of samples are shown in Fig. 2.

Mtd	R1 / φ			RAMSAY			PANOZZO		FRY	
	XY	YZ	XZ	XY	YZ	XZ	YZ	XZ	YZ	XZ
SU	KN1		2.241	2.253		2.134	2.350			
	SID1	1.640	1.946	1.950			2.293		1.65	
	KNB1	1.291	1.657	2.127			2.190		1.67	
	KNB2	1.427	1.739	2.226	1.620		2.160		1.55	
	KN13									1.350
PU	KN37								1.250	1.570
	LIB	1.414	1.725	2.649	1.746	1.933	2.792		1.74	
	LIB3		1.676	2.181		2.003	2.219			
	LIB4		2.583	2.727		2.453	2.714			
	KN19									1.460
SM	KN45								1.500	1.600
	POR1		2.072	2.133			2.018			
	PR10								1.500	1.800
	NP		1.643	1.680		1.733	2.282			
	NP1	1.341	1.248	1.428	1.626	1.600	1.610		1.10	
NIN		2.008	2.204		1.960	2.014				

συμπίεσης).

v) Προϋπάρχουσες παραμορφωτικές υφές.

vi) Παραμόρφωση λόγω αλλαγής όγκου.

Στον πίνακα 1 καταγράφονται οι μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν, ενώ στον αντίστοιχο πίνακα 2 τα στοιχεία που υπολογίστηκαν με βάση αυτές τις μετρήσεις. Έτσι για τη Σερβομακεδονική ο νεπέριος λογάριθμος της παραμέτρου Flinn k που περιγράφει το σχήμα του τελικού ελλειψοειδούς παραμόρφωσης κυμαίνεται από 0.027 έως 0.582, ενώ στη Ροδόπη από 0.004 έως 1.024.

Επίσης η παράμετρος του Lode v , μία άλλη παράμετρος που περιγράφει το σχήμα του ελλειψοειδούς, καθώς και η ένταση της παραμόρφωσης ϵ_s , κυμαίνονται αντίστοιχα στη Σερβομακεδονική από 0.380 έως 0.923 και από 0.254 έως 0.611 ενώ στη Ροδόπη από -0.011 έως 0.988 και από 0.319 έως 0.798. Σήμαγμα με το σχήμα του τελικού ελλειψοειδούς προκύπτει μία μέγιστη επιμήκυνση κατά τη διεύθυ-

Πίν. 2: 3 - D στοιχεία παραμόρφωσης. Συνοπτική καταγραφή των ποσοτικών παραμέτρων της τελικής παραμόρφωσης στις κρυσταλ/δεις μάζες της Σερβομακεδονικής και της Ροδόπης. Η θέση των μετρήσεων απεικονίζεται στο σχ.2.

Tab. 2: 3 - D finite strain data. Registration of quantitative parameters of finite strain ellipsoidal from the Serbomacedonian and Rhodope massifs. The location of samples are shown in Fig. 2.

Site	Strain method	Strain ellipsoid axes		Strain ellipsoid shape		Strain intensity $\bar{\epsilon}_c$	per cent extension			Strain partitioning		vorticity number W_m
		X/Y	Y/Z	v	k		+X	+Y	-Z	γ	α	
KN1	Rf.R.P	1.000	2.258	0.987	0.004	0.661	31	31	42	0.211	1.493	0.224
SID1	Rf.R.P	1.050	1.953	0.988	0.008	0.543	29	25	36	0.671	1.211	0.868
KNB1	Rf.R	1.284	1.651	0.338	0.432	0.544	40	9	34	0.182	1.451	0.238
KNB2	Rf.R	1.279	1.734	0.383	0.379	0.579	42	11	36	0.069	1.491	0.080
KN13	F	1.274	1.360	0.099	0.798	0.387	30	2	25	0.345	0.833	0.626
KN37	F	1.250	1.250	-0.011	1.024	0.319	25	0	20	0.423	0.952	0.948
LIB	Rf.R	1.538	1.733	0.119	0.739	0.690	60	4	40	0.105	1.627	0.107
LIB3	Rf.R	1.303	1.677	0.324	0.446	0.561	42	9	35	0.135	1.483	0.170
LIB4	Rf.R	1.052	2.597	0.892	0.035	0.798	42	35	48	0.112	1.650	0.100
KN19	F	1.248	1.458	0.264	0.536	0.428	31	5	28	0.207	0.725	0.342
KN46	F	1.071	1.493	0.725	0.133	0.360	20	12	25	0.487	1.060	0.960
POR1	Rf.R	1.032	2.065	0.923	0.027	0.607	30	26	39	0.062	1.460	0.072
PR10	F	1.194	1.500	0.380	0.400	0.425	29	8	28	0.093	0.832	0.063
NP	Rf.R	1.026	1.648	0.914	0.035	0.415	20	17	29	0.031	1.290	0.052
NP1	Rf.R	1.146	1.256	0.244	0.582	0.254	18	3	18	0.018	1.193	0.049
NIN	Rf.R	1.098	2.000	0.764	0.097	0.611	34	22	39	0.067	1.482	0.078

ση του X άξονα στη Σερβομακεδονική κατά 30%, στη διεύθυνση του Y άξονα 20%, ενώ στον Z άξονα η βράχυνση κυμαίνεται περίπου στο 35% (σχ. 2, 8).

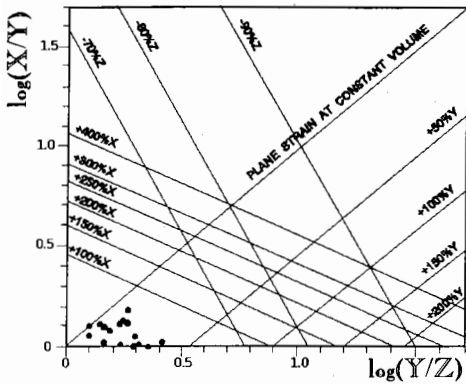
Τα δεδομένα των παραπάνω μετρήσεων αναπαραστάθηκαν γραφικά στο λογαριθμικό διάγραμμα Flinn και στο διάγραμμα Hsu (σχ. 7) (Flinn 1962, Hsu 1966, Ramsay & Huber 1983). Από τα διαγράμματα αυτά προκύπτει επιπλέον ότι έχουμε παραμόρφωση με γεωμετρία πλατύνησης και στις δύο μάζες.

Αν δεχθούμε ότι η τελική πλαστική παραμόρφωση στις δύο μάζες εξελίχθηκε χωρίς σημαντική μεταβολή όγκου υπολογίστηκαν σε κάθε δείγμα τα συστατικά της περιστροφικής (γ) και μη περιστροφικής (α) παραμόρφωσης τα οποία περιέχονται στο ποσό της τελικής παραμόρφωσης, όπως άλλωστε φανερώνει η συμμετρία της κινηματικής της παραμόρφωσης καθώς και το σχήμα του τελικού ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης αυτής.

Από τον πίν. 2 φαίνεται ότι στη Σερβομακεδονική μάζα το γ κυμάνθηκε από 0.018 έως 0.062 και το α από 1.193 έως 1.460, ενώ αντίστοιχα στη μάζα της Ροδόπης το γ υπολογίστηκε από 0.069 έως 0.671 και το α από 0.833 έως 1.65.

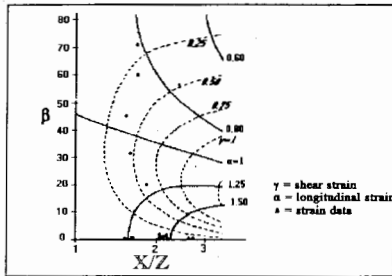
Οι τιμές αυτές για την καλύτερη κατανόηση του τύπου της παραμόρφωσης προβλήθηκαν στο αντίστοιχο διάγραμμα του Sanderson (Sanderson 1982) (σχ. 9).

Μία σημαντική ποσοτική παράμετρος που χαρακτηρίζει την πλαστική παραμόρφωση είναι ο αριθμός περιστροφής (kinematic vorticity number) W_m αυτής. Με τον αριθμό αυτό καθορίζεται ο βαθμός της περιστροφικότητας (degree of non-coaxiality) της παραμόρφωσης, αποτελώντας μία παράμετρο ποσοτικοποίησης των συστατικών αυτής γ και α (Truesdell 1954, Ghosh 1987). Πτσι στη Σερβομακεδονική υπολογίστηκαν χαμηλές τιμές W_m από 0.049 έως 0.078 ενώ στη μάζα της Ροδόπης σχετικά πιο μεγαλύτερες από 0.1 έως 0.948. Επίσης υπολογίστηκε ότι σε ορισμένα δείγματα η θέση των αξόνων του τελικού ελλειψοειδούς παραμόρφωσης. Τα στοιχεία αυτά προβάλλονται στο δίκτυο Schmidt του σχήματος 10(b). Ο υπολογισμός αυτός των αξόνων έγινε μέσω μιας διαδικασίας καλύτερης εφαρμογής (best - fit) των διανυσμάτων κατευθύνσεων του X άξονα και της γράμμωσης



Σχ. 8: Προβολή των λογαρίθμων των μετρήσεων των κύριων αξόνων του τελικού ελλειψοειδούς παραμόρφωσης σε διάγραμμα όπου φαίνεται η επί τοις εκατό παραμόρφωση στους άξονες αυτούς.

Fig. 8: Logarithmic deformation plot of mylonite sample results, indicating the approximate percentage increase or decrease in the principal X, Y, Z directions



Σχ. 9: Προβολή του λόγου X/Z σε σχέση με τη γωνία β του X - άξονα με τη διεύθυνση της διαίτησης. Οι συνεχείς γραμμές παριστούν το γ .t. των σημείων ίσης τιμής της παραμέτρου α , ενώ οι διακεκομμένες ίσης τιμής της παραμέτρου γ .

Fig. 9: Plot of strain ratio X/Z against angle β , between X - strain axis and shear direction. Solid lines are the loci of constant α - values, dashed lines of constant shear strain γ .

έκτασης. Φαίνεται έτσι ότι ο X άξονας του τελικού ελλειψοειδούς τοποθετείται τις περισσότερες φορές σχεδόν παράλληλα στην ανάπτυξη της γράμμωσης έκτασης (σχ. 10).

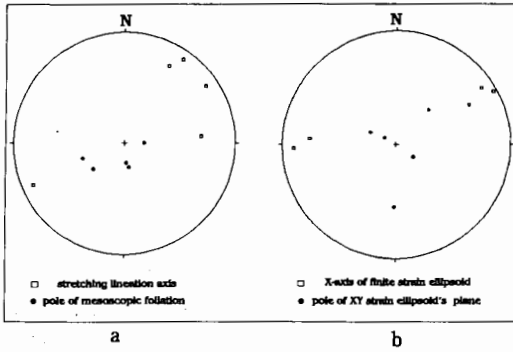
ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην εργασία αυτή εφαρμόζοντας διαφορετικές μεθόδους για τον υπολογισμό του τελικού ελλειψοειδούς παραμόρφωσης, μελετήθηκε η μαθηματική έκφραση της τελικής πλαστικής παραμόρφωσης στις κρυσταλλοσχιστώδεις μάζες της Σερβομακεδονικής της Ροδόπης. Επίσης έγινε μία προσπάθεια να εξαχθούν ορισμένα συμπεράσματα σχετικά με τη λειτουργία των προγραμμάτων που χρησιμοποιήθηκαν και να συγκριθούν οι τιμές που προέκυψαν από κάθε μία μέθοδο χωριστά.

Ο υπολογισμός έτσι της τελικής πλαστικής παραμόρφωσης στις δύο κρυσταλλοσχιστώδεις μάζες έδειξε ικανοποιητική ταύτιση των αποτελεσμάτων των διαφόρων μεθόδων που χρησιμοποιήθηκαν. Το γεγονός αυτό συνδέεται με μία σωστή θεώρηση των περιορισμών κάθε μεθόδου καθώς επίσης και με ακριβή λήψη και επεξεργασία των μετρήσεων. Οι μικρότερες τιμές Rs που υπολογίστηκαν με τη Fry μέθοδο εξηγούνται ίσως από την ίδια τη φιλοσοφία της μεθόδου η οποία υπολογίζει την παραμόρφωση ολικού πετρώματος σε αντίθεση με τις υπόλοιπες στις οποίες υπεισέρχεται ο παράγοντας της ανομοιογενούς παραμόρφωσης ανάμεσα στη "matrix" του πετρώματος και στους κλάστες.

Στα δείγματα όπου υπολογίστηκε η θέση των αξόνων του τελικού ελλειψοειδούς παραμόρφωσης προέκυψε ικανοποιητική ταύτιση αυτών με τους μακροσκοπικά παρατηρήσιμους στο υπαιθρο άξονες υψής.

Η μαθηματική έκφραση της ολικής πλαστικής παραμόρφωσης παρουσιάζει κοινά σημεία στις δύο κρυσταλλοσχιστώδεις μάζες δίνοντας ελλειψοειδή παραμόρφωση στο πεδίο της παραμόρφωσης στη γεωμετρία πλάτυνσης στο διάγραμμα Flinn.



Σχ. 10: Προβολή σε δίκτυο Schmidt του προσανατολισμού: (α) των μεσοσκοπικών στοιχείων υψής (γράμμιση έκτασης, επιφάνεια σχιστότητας), (β) του άξονα X και του XY επιπέδου του τελικού ελλειψοειδούς παραμόρφωσης.

Fig. 10: Orientation of the: (a) mesoscopic fabric data (stretching lineation, schistosity), (b) finite strain X axis and the XY principal plane of the finite strain ellipsoids (lower-hemisphere, equal-area projections).

Εντούτοις η τελική πλαστική παραμόρφωση στη μάζα της Ροδόπης φαίνεται να συνδέεται με μία σταθερή έννοια της διάτμησης το επάνω προς τα ΝΔ, ενώ στη Σερβομακεδονική παρουσιάζεται αντίστοιχα με μία σημαντική συνιστώσα ομοαξονικής παραμόρφωσης. Στις περιοχές όμως που αναπτύσσεται η παραμόρφωση με αναγνωρίσιμη συνιστώσα περιστροφικής παραμόρφωσης φαίνεται μία κύρια έννοια της διάτμησης το επάνω προς τα ανατολικά έως βόρεια. (σχ. 2).

Τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά της έκφρασης της παραμόρφωσης που υπολογίστηκε είναι: i) οι χαμηλές τιμές της έντασής της, αποτέλεσμα ίσως της πολύπλοκης και εναλλασσόμενης τεκτονικής δομής των δύο μαζών και ii) η σημαντική συνιστώσα της ομοαξονικής παραμόρφωσης σε σχέση μ' αυτή της περιστροφικής, η οποία είναι πιο έντονη στη Σερβομακεδονική μάζα. Αυτό άλλωστε φαίνεται και από τις τιμές W_m που υπολογίστηκαν, οι οποίες είναι μικρότερες στη Σερβομακεδονική.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BURG, J.P., IVANOV, Z., RICOU, L.E., DIMOV, D. and KLAIN, L. (1990). Implications of shear - sense criteria for the tectonic evolution of the Central Rhodope Massif, southern Bulgaria. *Geology*, 18, 451 - 454.
- CHATZIDIMITRIADIS, E., DOUVEAS, N. and KELEPERTSIS, A. (1983). Geologische Untersuchung des Sithoniagranodiorits auf Chalkidiki und seine Beziehung zu den inneren Helleniden Zone Nordgriechenland. *Prac. Acad. Athens*, 58, 212 - 231.
- GHATZIDIMITRIADIS, E., KILIAS, A. and STAIKOPOULOS, G. (1985). Nuovi aspetti petrologici e tettonici del massiccio Serbomacedone e delle regioni adiacenti della Grecia del Nord. *Bol. Soc. Geol. It.* 104, 515 - 526.
- CHATZIPANAGIS, I. (1990). Geology and stratigraphy of Falakro mountain area (W. Rhodope). *Geol. Rhodopica* 2, 89 - 99.
- CHRISTOFIDES, G., D' AMICO, C., DEL MORO, A., ELEFThERIADIS, G. and KYRIAKOPOULOS, C. (1990). Rb/Sr geochronology and geochemical characters of the Sithonia plutonic complex (Greece). *Eur. J. Mineral*, 2, 79 - 87.
- CRESPI, J.M. (1986). Some guidelines for the practical application of Fry's method of strain analysis. *J. Struct. Geol.* 8, 799 - 808.
- DE WET, A.P., MILLER, J.A., BICKLE, M.J. and CHAPMAN, H.J. (1989). Geology and geochronology of the Arnea, Sithonia and Ouranoupolis intrusions, Chalkidiki peninsula, northern Greece. *Tectonophysics* 161, 65 - 79.
- DEL MORO, A., KYRIAKOPOULOS, K., PEZZINO, A., ATZORI, P. and LO GIUDICE, A. (1990). The metamorphic complex associated to the Kavala plutonites: An Rb - Sr geochronological, petrological and structural study. *Geol. Rhodopica*

- DIMADIS, E. and ZACHOS, S. (1986). Geological map of Rhodope massif. - 1/200.000.
- DIMITRIADIS, S. and GODELITSAS, A. (1991). Evidence for high pressure metamorphism in the Vertiskos group of the Serbomacedonian massif. The eclogite of Nea Roda, Chalkidiki. *Bul. Geol. Soc. Greece*, 25, 67 - 80.
- ΔΗΜΗΤΡΙΑΔΗΣ, Σ. (1974). Πετρολογική μελέτη των μιγματιστικών γνεύσιων και αμφιβολιτών της Ρεντίνας - Ασπροβάλλιας - Σταυρού - Ολυμπιάδας. Διδακτορική διατριβή, Α.Π.Θ. 231 σ.
- DUNNET, D. (1969). A technique for finite strain analysis using elliptical particples. *Tectonophysics* 7, 117 - 136.
- DUNNET, D. and SIDDANS, A.W. (1971). Non - random sedimentary fabrics and their modifications by strain. *Tectonophysics* 12, 307 - 325.
- ERSLEV, E.A. (1988). Normalized center - to - center strain analysis of packed aggregates. *J. Struct. Geol.* 10, 201 - 209.
- ERSLEV, E.A. and GE, H. (1990). Least - squares center - to - center and mean object ellipse fabric analysis. *J. Struct. Geol.* 12, 1047 - 1059.
- FLINN, D. (1962). On folding during three dimensional progressive deformation. *Q. Jl. Geol. Soc. Lond.*, 118, 385 - 428.
- FRY, N. (1979). Random point distribution and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, 60, 89 - 105.
- GHOSH, S.K. (1987). Measure of non - coaxiality. *J. Struct. Geol.* 9, 111 - 113.
- HANNA, S.S. and FRY, N. (1979). A comparison of methods of strain determination in rocks from southwest Dyfed (Pembrokeshire) and adjacent areas. *J. Struct. Geol.* 1, 155 - 162.
- HSU, T.C. (1966). The characteristics of coaxial strain paths. *J. Strain anal.* 1, 216 - 222.
- IVANOV, R. (1981) The deep - seated central Rhodope nappe and the interference tectonics of the Rhodope crystalline basement. *Geol. Balcanica*, 11, 47 - 66.
- ΚΑΣΩΛΗ - ΦΟΥΡΝΑΡΑΚΗ, Α. (1981). Συμβολή στην ορυκτολογική και πετρολογική μελέτη αμφιβολιτικών πετρωμάτων της Σερβομακεδονικής μάζας. Διδακτορική διατριβή, Α.Π.Θ. 231 σ.
- KILIAS, A. and MOUNTRAKIS, D. (1990) Kinematics of the crystalline sequences in the western Rhodope massif. *Geol. Rhodopica* 2, 100 - 116.
- KOCKEL, F., MOLLAT, H. and WALTHER, H. (1971). Geologie des Serbo-Mazedonischen Massivs und seines mesozoischen Rahmes (Nordgriechenland). *Geol. Jb.* 89, 529 - 551.
- KOCKEL, F., MOLLAT, H. and WALTHER, H. (1977). Erlauterungen zur geologischen Karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete, 1:100,000 (Nord - Griechenland). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 119 pp.
- KOLOCOTRONI, C. and DIXON, J. (1991). The origin and emplacement of the Vrontou granite, Serres, N.E. Greece, *Bull. Geol. Soc. Greece* 25, 469 - 483.
- KRONBERG, P., MEYER, W. and PILLER, A. (1970). Geologie der Rila - Rhodope masse zwischen Strimon und Nestos (Nord Griechenland) *Beih. Geol. Jb.*, 88, 33 - 180.
- KRONBERG, P. and RAITH, M. (1977). Tectonics and metamorphism of the Rhodope Crystalline Complex in Eastern Greek Macedonia and parts of Western Thrace. *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.* 11, 697 - 704.
- LIATI, A. (1986). Regional metamorphism and overprinting contact metamorphism of the Rhodope zone near Xanthi (N. Greece). Ph.D. thesis, Tech. Univ. Braunschweig, 186 pp.

- LIATI, A. and MPOSKOS, E. (1990). Evolution of the eclogites in the Rhodope zone of northern Greece. *Lithos*, 56, 89 - 99.
- LISLE, R.J. (1977). Estimation of the tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. *Geol. Mijnb.* 56, 140 - 144.
- LISLE, R.J. (1985) *Geological strain Analysis: A manual for the Rf/φ method* Pergamon Press, Oxford.
- MPOSKOS, E. (1989). Polymetamorphism in the central and east Phodope massif. *Geol. Rhodopica* 1, 153 - 159.
- MPOSKOS, E., LIATI, A., KATAGAS, C. and ARVANITIDES, N. (1990). Petrology of the metamorphic rocks of western Rhodope, Drama area, N. Greece. *Geol. Rhodopica* 2, 127 - 142.
- MUKHOPADHYAY, D. (1973). Strain measurements from deformed quartz grains in the slaty rocks from the Ardennes and the northern Eifel. *Tectonophysics*, 16, 279 - 296.
- PANOZZO, R.H. (1983). Two dimensional analysis of shape - fabric using projections of digitized lines in a plane. *Tectonophysics* 95, 279 - 294.
- PANOZZO, R.H. (1984) Two dimensional strain from the orientation of lines in a plane. *J. Struct. Geol.* 6, 215 - 221.
- PAPADOPOULOS, C. and KILIAS, A. (1985). Altersbeziehungen zwischen Metomorphose und Deformation im zentralen Teil des Serbomazedonischen Massivs (Vertiskos Gebirge, Nord - Griechenland). *Geol. Rdsch.*, 74, 77 - 85.
- PAPANIKOLAOU, D. and PANAGOPOULOS, A. (1981). On the structural style of Southern Rhodope, Greece. *Geol. Balcanica*, 11, 13 - 22.
- PATERSON, S.R. (1983). A comparison of the methods using in measuring finite strains from ellipsoidal objects. *J. Struct. Geol.*, 5, 611 - 618.
- PEACH, C.J. and LISLE, R.J. (1979). A fortran IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. *Comp. and Geosciences* 5, 325 - 334.
- RAMSAY, G. (1967). *Folding and Fracturing of rocks*. McGraw - Hill, New York.
- RAMSAY, G. and HUBER, I. (1983). *The techniques of modern structural geology "Vol. 1, Strain analysis. Academic press Inc."*, 307 p.
- RATSCHBACHER, L. (1987). Quantification of deformation: Evaluation and comparison of strain - analysis techniques in Metaconglomerates and Phyllites of the Veitsch Nappe (Eastern Alps). *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.* 6, 332 - 356.
- ROBIN, P.Y.F. (1977). Determination of geologic strain using randomly oriented strain markers of any shape. *Tectonophysics* 42, THE7 - THE16.
- ΣΑΚΕΛΛΑΠΙΟΥ, Δ. (1989) Γεωλογία της Σερβομακεδονικής μάζας στη Βορειοανατολική Χαλκιδική, Β. Ελλάδα. Παραμόρφωση και Μεταμόρφωση. Διδακτορική διατριβή. Ε.Κ.Π.Α. 177 σελ.
- SANDERSON, J.D. (1982) Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review *Tectonophysics*, 88, 201 - 233.
- SCHENK, E. (1970) *Geologie des westlichen Pangaon in Griechisch Ost Mazedonien.* *Beih. Geol. Jb.*, 88, 81 - 132.
- SCHMID, S.M., PANOZZO, R. and BAUER, S. (1987) Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric. *J. Struct. Geol.* 9, 747 - 778.
- SCHULZ, B. (1992) Syntectonic heating and loading - deduced from microstructured and mineral chemistry in micaschists and amphibolites of the Pangeon complex (Thassos Island, Northern Greece). *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 184, 181 - 201.
- SHIMAMOTO, T. and IKEDA, Y. (1976) A simple algebraic method for strain

- estimation for deformed ellipsoidal objects. I Basic theory. *Tectonophysics* 36, 315 - 337.
- ΣΙΔΗΡΟΠΟΥΛΟΣ, Ν. (1991) Λιθολογία, γεωχημεία, τεκτονική και μεταμόρφωση του ΒΔ τμήματος της ομάδας Βερτίσκου. Η περιοχή του όρους Δύσωρο (Κρούσια, Β. Κιλκίς) Διδακτορική διατριβή, Α.Π.Θ. 586 σ.
- SKLAVOUNOS, S. (1981) *Der Granit von Paranesti. Mineralogie und Petrographie.* Ph.D. Thesis. Thessaloniki Univ. 175 p. (unpubl.).
- TRUESDELL, C. (1954) *The kinematics of Vorticity.* Indiana University Press, Bloomington, Indiana.