

ΜΙΚΡΟΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΣΤΟΥΣ ΓΡΑΝΙΤΕΣ ΤΗΣ ΙΚΑΡΙΑΣ*

Δ. Παπανικολάου**, Δ. Σακελλαρίου και Α. Λεβέντης

ΣΥΝΟΨΗ

Εξετάζεται η μικροτεκτονική δομή των μειοκαινικών γρανιτών της Ικαρίας και διαπιστώνεται ότι υπάρχουν μεγάλες διαφορές ως προς την ένταση και το είδος της παραμόρφωσης. Ιδιαίτερα το κύριο γρανιτικό σώμα της Δυτικής Ικαρίας περιλαμβάνει τμήματα τελείως ανομοιογενή ως προς τον τεκτονικό ιστό, με περιοχές όπου το πέτρωμα είναι απαραμόρφωτο (κυρίως στο νότιο τμήμα) ή έντονα μυλωνιτωμένο με δομή s-τεκτονίτη (κυρίως το δυτικό τμήμα) ή έντονα μυλωνιτωμένο με δομή L-τεκτονίτη (κυρίως το ανατολικό τμήμα). Η τεκτονική ασυμμετρία δείχνει ότι το ζεύγος διάτμησης έχει φορά προς Βορρά. Η έλλειψη διαμπερούς τεκτονικού ιστού στο μικρό γρανιτικό σώμα του Ευλοσύρτη σε συνδυασμό με τις ραδιοχρονολογικές ηλικίες επιτρέπει την χρονολόγηση της δημιουργίας των μικροδομών και την πιθανολόγηση της γενετικής σχέσης των λόγω ενός μεγαδιάτμητικού ζεύγους δυνάμεων στα πλαίσια της νεότερης γεωτεκτονικής εξέλιξης.

ABSTRACT

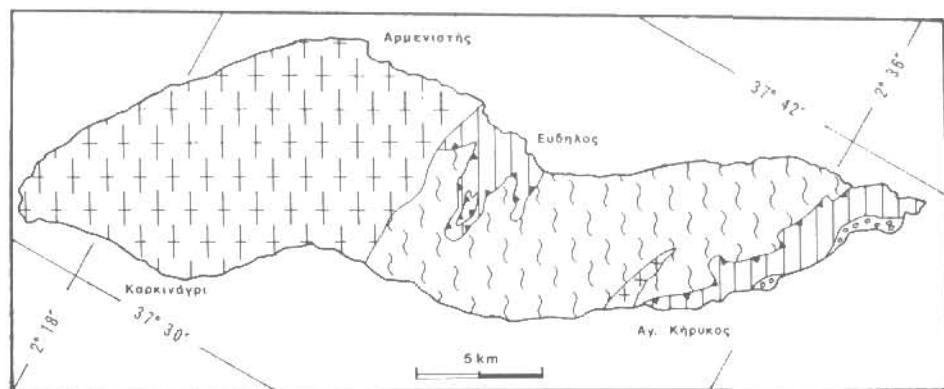
The microstructures of the Miocene granites of Icaria island have been studied and important differences concerning the degree and style of deformation have been found. Especially the main granitic body of western Icaria comprises rather inhomogeneous parts, as far as their structural framework is concerned, with domains where the rock is undeformed (mainly along the southern outcrops) or domains where the rock is highly mylonitic with characteristics of s-tectonite (mainly in the western outcrops) or domains where the rock is ultramylonitic with characteristics of L-tectonite (mainly along the eastern outcrops). The shear sense is directed towards the north. The lack of penetrative structures within the smaller granitic body of Xylosyrtis and the available radiochronologic data permit the dating of the microstructures and the discussion of their genetic relation within a megashear developed during the late geotectonic evolution of the area.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΙΚΑΡΙΑΣ

Η Νήσος Ικαρία αποτελείται κυρίως από μεταμορφωμένα και πυριγενή κρυσταλλικά πετρώματα που ανήκουν στην ενδιάμεση μεταβατική περιοχή ανάμεσα στην "Αττικοκυκλαδική" και στην "Λυδοκαρική" μάζα (PHILIPPSON, 1898, 1959, RENZ, 1940, KTENAS, 1969) ή στην ενδιάμεση τεκτονομεταμορφική ζώνη (BRUNN, 1956, DUERR et al 1978, ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, 1984, 1988).

* ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, D., ΣΑΚΕΛΛΑΡΙΟΥ, D., ΛΕΒΕΝΤΙΣ, A.: Microstructural observations on the granite of Icaria island, Aegean Sea.

** Τομέας Δυναμικής Γεωλογίας, Γεωλογική Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος", Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. Παν/μιο Αθηνών, Πανεπιστημίουπολη Ζωγράφου, 15784 Αθήνα.



Εικ. 1: Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της νήσου Ικαρίας (από ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, 1978). 1: θαλάσσια ιζήματα Κατώτερου Πλειοκαίνου, 2: Ανω Μειοκαινικός γρανίτης Ευλοσύρτη, 3: Κάτω Μειοκαινικός γνευσιακός γρανίτης Δ. Ικαρίας, 4: τεκτονική ενότητα Κεφάλας με μη μεταμορφωμένα ανθρακικά του Ανω Τριαδικού, 5: Μικρού βαθμού μεταμόρφωσης πετρώματα της ενότητας Μεσαρίας, 6: μεταμορφωμένα πετρώματα της ενότητας Ικαρίας.

Fig. 1: Simplified geological map of Icaria Island (after PAPANIKOLAOU 1978). 1. Lower Pliocene marine sediments. 2. Upper Miocene Xylosyrtis granite. 3. Lower Miocene granite of W. Icaria. 4. Kefala Unit. 5. Mesaria Unit. 6. Icaria Unit.

Ειδικές μονογραφίες για τη γεωλογική δομή της Ικαρίας είναι η μετά θάνατον δημοσίευση από τον καθηγητή Γ. Μαρίνο της εργασίας του ΚΤΕΝΑ (1969) και η πιο πρόσφατη του ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ (1978, 84, 86) που προτείνουν μια διάκριση τεκτονικών ενότητων και μια στρωματογραφική διάρθρωση. Σημαντικά επίσης στοιχεία ιδιαίτερα ως προς την πετρολογία και ραδιοχρονολόγηση των γρανιτών περιέχονται και στις σύνθετες δημοσιεύσεις των DUERR et al (1978) και ALTHERR et al (1982).

Οι τεκτονικές ενότητες της Ικαρίας κατά ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ (1978) είναι οι εξής (Εικ. 1):

- Κατώτερη ενότητα **Ικαρίας**, που περιλαμβάνει γνεύσιους και μάρμαρα και αποτελεί τον κορμό της Ανατολικής Ικαρίας.
- Ενδιάμεση ενότητα **Μεσαρίας**, που περιλαμβάνει φυλλίτες, πρασινοσχιστόλιθους και μάρμαρα και απαντά στην ομώνυμη κοιλάδα στην Κεντρική Ικαρία και στην νοτιοανατολική παράκτια ζώνη.
- Ανώτερη ενότητα **Κεφάλας**, που περιλαμβάνει κυρίως ελαφρά ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους και δολομίτες ανωτρίαδικής ηλικίας.

Στα παραπάνω πετρώματα προστίθεται ο "γνευσιακός γρανίτης" της Δυτικής Ικαρίας (ΚΤΕΝΑΣ, 1969) που έχει υποστεί έντονη παραμόρφωση (ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, 1978) και ο γρανίτης του Ευλοσύρτη που εμφανίζεται χωρίς παραμόρφωση. Οι μικροδομές των γρανιτών της Ικαρίας αποτε-

λούν το ιδιαίτερο αντικείμενο της παρούσας ανακοίνωσης.

Τέλος θα πρέπει να σημειωθεί και η παρουσία θαλασσιών ιζημάτων του Κατώτερου Πλειοκαίνου (ΚΤΕΝΑΣ, 1927) στην νοτιοανατολική παράκτια ζώνη της Ικαρίας, τα οποία οριοθετούν χρονικά τις παραμορφωτικές φάσεις του κρυσταλλικού υποβάθρου της Ικαρίας παρά το ότι είναι και αυτά έντονα παραμορφωμένα (ANGELIER, 1979).

2. ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΔΥΤΙΚΗΣ ΙΚΑΡΙΑΣ

Ο γρανίτης της Δ. Ικαρίας καταλαμβάνει τη μισή σχεδόν έκταση του νησιού και ορυκτολογικά παρουσιάζεται ομοιόμορφος. Χαλαζίας, άστριοι και θιοσίτης είναι τα κύρια ορυκτολογικά συστατικά του. Κατά τόπους συμμετέχουν στη σύστασή του λευκοί μαρμαρυγίτες (μοσχοσίτης) και κεροσίτλη, ενώ σε μικρό ποσοστό εμφανίζονται τουρμαλίνης, σφήνα, ζιρκόνιο, γρανάτης και δευτερογενώς χλωρίτης.

Οι ALTHERR et al (1982) χαρακτηρίζουν τον γρανίτη αυτό σαν λευκογρανίτη και τον κατατάσσουν στον τύπο I. Ανήκει μαζί με τους άλλους ασβεσταλκαλικούς γρανίτες και γρανιοδίοριτες τύπου I και S που εμφανίζονται στο Κεντρικό Αιγαίο, στο μαγματικό τόξο του κατώτερου Μειοκαίνου, που διευθύνεται παράλληλα προς την Ελληνική Τάφρο. Το μαγματικό αυτό τόξο χαρακτηρίζεται από βαθμιαία αύξηση του ποσοστού του K_2O προς την οπισθοχώρα. Ο γρανίτης Δ. Ικαρίας ανήκει στους πλούσιους σε K_2O πλουτωνίτες του τόξου (ALTHERR et al 1982).

Ραδιοχρονολογήσεις που έγιναν από τους ίδιους ερευνητές με τις μεθόδους K/Ar και Rb/Sr σε κεροσίτλη και μαρμαρυγίτες έδωσαν ηλικίες 22-23 Ma αφενός και 8-10 Ma αφετέρου. Από αυτές η πρώτη θεωρείται από τους συγγραφείς σαν ηλικία διείδυσης του γρανίτη στο Κατώτερο Μειοκαίνο, αμέσως μετά τον παροξυσμό της LP/HT, χαμηλού έως μέσου βαθμού μεταμόρφωσης, που τοποθετείται στο Ανωτ. Ολιγόκαινο (25 Ma) και επηρέασε τις κυανοσχιστολιθικού τύπου ενότητες των Κυκλάδων. Η ηλικία των 8-10 Ma χαρακτηρίζεται από τους συγγραφείς σαν ηλικία ψύξης του γρανίτη σε θερμοκρασία μικρότερη ή ίση της θερμοκρασίας που σταθεροποιείται το ραδιενεργό σύστημα K/Ar και Rb/Sr σε μαρμαρυγίτες, δηλαδή περί τους 300°C (ARMSTRONG et al 1966, PURDY & JAGER 1976).

Η ομοιομορφία που παρουσιάζει η ορυκτολογική σύσταση του γρανίτη δεν ισχύει ούτε για τον ιστό του πετρώματος, αλλά ούτε και για τον βαθμό και το είδος της παραμόρφωσης που αυτός έχει υποστεί και που εμφανίζουν σημαντικές διαφορές μέσα στο ίδιο το γρανιτικό σώμα. Έτσι με βάση τους παράγοντες αυτούς μπορούμε να διακρίνουμε τρεις περιοχές στον γρανίτη Δ. Ικαρίας, οι οποίες θα περιγραφούν στη συνέχεια, κυρίως όσον αφορά τον τεκτονικό τους ιστό.

Οι περιοχές αυτές κατά σειρά αυξανόμενου βαθμού παραμόρφωσης είναι οι εξής:

- Κατ' αρχήν το νότιο τμήμα του γρανίτη, στο οποίο διατηρείται ο τυπικός μαγματικός ιστός και δεν παρουσιάζει ίχνη διαμερούς παραμόρφωσης.

- Στη συνέχεια το δυτικό τμήμα, όπου ο γρανίτης έχει μετατραπεί σε ορθογνεύσιο με ανάπτυξη S-επιπέδων και παρουσιάζει συγχρόνως ασθενή μυλονιτώση.

- Και τέλος το ανατολικό τμήμα, δηλαδή το τμήμα του γρανίτη κοντά στην επαφή του με τα μεταμορφωμένα πετρώματα των ενότητων Ικαρίας και Μεσαρίας, στο οποίο παρατηρείται πολύ έντονη γράμμωση

και μυλονιτίωση.

Τα όρια μεταξύ των τριών αυτών τμημάτων του γρανίτη Δ. Ικαρίας δεν είναι απότομα αλλά μεταβαίνουν βαθμιαία από την μια κατάσταση στις άλλες.

2.1. Απαραμόρφωτος γρανίτης

Το τμήμα αυτό του γρανιτικού σώματος δεν παρουσιάζει ίχνη διαμπερούς παραμόρφωσης. Το πέτρωμα αποτελείται κυρίως από μεγάλους κρυστάλλους αστρίων (πλαγιόκλαστου, μικροκλινη και ορθοκλάστου), βιοτίτη και από μεσοκρυσταλλικό κυρίως χαλαζία.

Οι νατριούχοι άστριοι αντιπροσωπεύονται από πλαγιόκλαστο σύστασης αλβίτη-ολιγοκλάστου. Ορθόκλαστο και μικροκλινης μοιράζονται το ποσοστό των καλιούχων αστρίων. Οι άστριοι εμφανίζονται ως επί το πλείστον με καλά διαμορφωμένους κρυστάλλους, ενώ τα πλαγιόκλαστα παρουσιάζουν και την τυπική ζώνωση. Όπως συνήθως αναμένεται συχνές είναι και οι μυρμηκίτικες συμφύσεις.

Ο βιοτίτης, ή ο μοσχοβίτης σπανιότερα, εμφανίζονται ανάμεσα στους άστριους με μεγάλα φυλλάρια.

Τουρμαλίνης και σφήνα παρουσιάζονται πάντα με ιδιόμορφους κρυστάλλους.

Τον υπόλοιπο όγκο του πετρώματος καταλαμβάνει ο χαλαζίας.

Ο μαγματικός ιστός του νότιου τμήματος του γρανίτη Δ. Ικαρίας διατηρείται αδιατάρακτος. Η κυματοειδής κατάσταση των κρυστάλλων χαλαζία είναι η μόνη μορφή παραμόρφωσης που παρατηρείται. Προσανατολισμός των ορυκτολογικών συστατικών δεν παρουσιάζεται ποθενά, ενώ αντίθετα πολύ συχνά εμφανίζεται η γωνία ισορροπίας 120° μεταξύ τριών κρυστάλλων σε επαφή (triple point).

Το απαραμόρφωτο νότιο τμήμα του γρανίτη Δ. Ικαρίας είναι το μόνο που δικαιούται να έχει τον χαρακτηρισμό "γρανίτης". Το τμήμα αυτό αποτελεί τον απαραμόρφωτο "πυρήνα" του γρανίτη Δ. Ικαρίας που "προστατεύθηκε" από την παραμόρφωση που επηρέασε το υπόλοιπο γρανιτικό σώμα, όπως φαίνεται από την ύπαρξη ζώνης μετάβασης στην περιοχή Καλάμου σε υψόμετρο μεταξύ 400-500m όπου πάνω από το απαραμόρφωτο σώμα αρχίζει η εμφάνιση σχεδόν οριζοντίων s-επιφανειών σε μέση απόσταση 50cm.

2.2. Γρανίτης με δύο s-επιφάνειες - s-Τεκτονίτης

Ο ιστός του γρανίτη στο τμήμα αυτό, όπως και στο ανατολικό, είναι εντελώς διαφορετικός από αυτόν του νότιου τμήματος. Η έντονη παραμόρφωση και διάτμηση οδήγησαν στη δημιουργία διαμπερούς σχιστότητας και γράμμωσης και απάλειψαν κάθε στοιχείο μαγματικού ιστού.

Ειδικότερα το δυτικό τμήμα παρουσιάζει την εξής εικόνα:

Δύο διαμπερείς s-επιφάνειες και μία αρκετά έντονη γράμμωση δικαιολογούν τον χαρακτηρισμό του γρανίτη στο τμήμα αυτό σαν ορθογνεύσιο (Εικ. 2).

Η πρώτη επιφάνεια s₁ χαρακτηρίζεται σαν σχιστότητα από τον απόλυτο προσανατολισμό των μαρμαρυγιών και του μεσοκρυσταλλικού χαλαζία και τον σαφή προσανατολισμό των πλαγιόκλαστων και των καλιούχων αστρίων. Γράμμωση που να συνδέεται γενετικά με την s₁ δεν παρατηρήθηκε.

Ενδιαφέρον παρουσιάζει το γεγονός, ότι οι κρύσταλλοι όλων των



Εικ. 2: s-c μυλονιτικός ιστός στο δυτικό τμήμα του γρανίτη Δ. Ικαρίας με φορά διάτμησης προς Βορρά (αριστερά στη φωτογραφία). Δείγμα 27, παράλληλα Nicols, X12, τομή παράλληλη προς τη γράμμωση.

Fig. 2: s-c mylonitic structure in the western part of the W. Icaria granite indicating a top-to-North (left) sense of movement. Probe 27, parallel Nicols, X12, cross section parallel to the lineation.

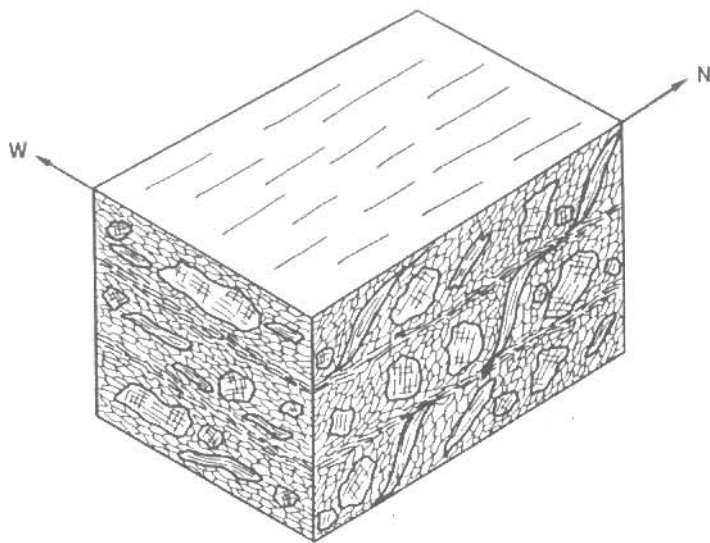
προαναφερθέντων ορυκτών, παρά τον έντονο προσανατολισμό που παρουσιάζουν, δεν δείχνουν ίχνη σημαντικής παραμόρφωσης, που να σχετίζεται με την δημιουργία της s₁. Η θραυσιγενής έως πλαστική παραμόρφωση, που έχουν υποστεί τα ορυκτά αυτά, οφείλεται κυρίως στη διάτμηση που έλαβε χώρα κατά τη δημιουργία της δεύτερης επιφάνειας s₂.

Η διαπίστωση αυτή καθώς επίσης και η παντελής έλλειψη χαρακτηριστικών στοιχείων-υπολειμμάτων του παλαιότερου μαγματικού ιστού οδηγούν στο συμπέρασμα ότι πιθανότατα δεν δημιουργήθηκε ποτέ τυπικός μαγματικός ιστός στο δυτικό τμήμα του γρανίτη Δ. Ικαρίας. Αντίθετα το πέτρωμα κρυσταλλώθηκε υπό την επίδραση του εντατικού πεδίου της πρώτης φάσης παραμόρφωσης, που έδωσε την s₁, και απέκτησε ευθύς εξ αρχής προσανατολισμένο ιστό, που δημιουργήθηκε κάτω από συνθήκες φθίνουσας θερμοκρασίας, κατά την ψύξη του γρανίτη, περίπου 600-500° C.

Τη δημιουργία της σχιστότητας s₁ στο δυτικό τμήμα του γρανίτη Δ. Ικαρίας ακολουθεί μια δεύτερη φάση παραμόρφωσης που, όπως θα δούμε παρακάτω, έχει διαφορετικό χαρακτήρα από την πρώτη.

Μακροσκοπικά το πέτρωμα αποκτά μια δεύτερη επιφάνεια s₂ που παραμορφώνει την s₁ αλλά δεν είναι τόσο έντονα αναπτυγμένη όσο αυτή. Οι επιφάνειες της s₂ απέχουν μεταξύ τους κατά κανόνα λίγα mm έως λίγα cm, σε αντίθεση με τις επιφάνειες της s₁, που είναι πιο πυκνές και αποτελούν σε γενικές γραμμές το κυρίαρχο s-επίπεδο του τεκτονικού ιστού του δυτικού τμήματος του γρανίτη Δ. Ικαρίας.

Το μόνο γραμμικό στοιχείο του ιστού του γρανίτη, μια έντονα αναπτυγμένη γράμμωση λόγω προσανατολισμού των αστρίων και των μαρμαρυγιών στις επιφάνειες s₂, οφείλεται στη δεύτερη παραμορφω-



Εικ. 3: Σχηματική παράσταση χωρίς κλίμακα του τεκτονικού ιστού του δυτικού τμήματος του γρανίτη Δ. Ικαρίας. Σε τομή παράλληλη προς τη γραμμωση (N-S) εμφανίζεται τυπικός s-c μυλονιτικός ιστός ενώ σε τομή κάθετη προς τη γραμμωση (E-W) τα δύο s-επίπεδα φαίνονται παράλληλα.

Fig. 3: Schematic block diagram showing the deformation structure of the western part of the W. Icaria granite. The section parallel to the lineation (N-S) is characterized by the s-c mylonitic structure.

τική φάση, έχει διεύθυνση N-S και μικρή θύθιση. Μακροσκοπικά το δυτικό τμήμα του γρανίτη Δ. Ικαρίας μπορεί να χαρακτηριστεί σαν s-τεκτονίτης (Εικ. 3).

Μικροσκοπικά η επιφάνεια s_2 παρουσιάζει διαφορετικά χαρακτηριστικά από την s_1 . Οι επιφάνειες της s_2 αποτελούν μικροσκοπικές ζώνες πάχους 0,1-1mm, που κόβουν τις επιφάνειες της s_1 , οι οποίες παραμορφώνονται σιγμοειδώς. Οι ζώνες της s_2 συνίστανται σχεδόν εξ ολοκλήρου από μικροκρυσταλλικό χαλαζία και σε μικρό ποσοστό από επίσης μικροκρυσταλλικούς μαρμαρυγιές. Η μείωση του μεγέθους των κρυστάλλων του χαλαζία και των μαρμαρυγιών οφείλεται αποκλειστικά στην πολύ έντονη κατάκλαση και σε μεγάλο βαθμό ανακρυστάλλωση, που οφείλονται στην έντονη διατμηση, η οποία προφανώς έλαβε χώρα κατά μήκος των ζωνών αυτών. Όχι σπάνια, παρατηρήθηκε στις μικροσκοπικές αυτές ζώνες και η ύπαρξη ψευδοταχυλίτη, που συχνά εισχωρεί υπό μορφή φλεβιδίων και στο γύρω πέτρωμα, έξω από τις διατμητικές ζώνες, κατά μήκος των οποίων λαμβάνει χώρα η γέννησή του.

Αντίθετα κρύσταλλοι αστρίων σπάνια συμμετέχουν στη σύσταση των διατμητικών ζωνών της s_2 αλλά συγκεντρώνονται στο ενδιάμεσο τμήμα του πετρώματος μεταξύ των επιφανειών σχισμού της s_2 , παραμορφώνονται ή/και περιστρέφονται μηχανικά, σπάνια όμως προσανατολίζονται παράλληλα στην s_2 . Τα πλαγιόκλαστα και οι καλιούχοι άστριοι υφίστανται κατά τη διάρκεια της δεύτερης φάσης κυρίως θραυσίγενή έως θραυσίγενή - πλαστική παραμόρφωση. Χαρακτηριστικές είναι οι μορφές κυματοειδούς κατάσβεσης, οι μικρορηγματώσεις, οι ζώνες αποχωρισμού (segregation bands), που συνήθως

έχουν πληρωθεί από χαλαζία, και οι ταινίες παραμόρφωσης, που παρατηρήθηκαν πολύ συχνά στους κρυστάλλους αστρίων και υποδηλώνουν θραυσίγενή χαρακτήρα παραμόρφωσης (HANMER, 1982). Αντίστοιχα η επίσης συχνή ύπαρξη μορφών μηχανικής ανακρυστάλλωσης (πολυγωνισμού) των αστρίων και της κυμάτωσης των πολυιδύμων των πλαγιόκλαστών αποτελούν εκφράσεις θραυσίγενούς - πλαστικής παραμόρφωσης των αστρίων.

Ο KRUHL J.H. (1979, 1984, 1987), προσπαθώντας να συστηματοποιήσει τις μορφές παραμόρφωσης των πλαγιόκλαστών σε συνάρτηση με την θερμοκρασία αναφέρει τα εξής:

Τα πλαγιόκλαστα αντιδρούν σαν άκαμπτα σώματα και παραμορφώνονται θραυσίγενώς, όταν η παραμόρφωση λαμβάνει χώρα σε συνθήκες θερμοκρασίας $T \leq 400^\circ\text{C}$. Σε υψηλότερες θερμοκρασίες παρατηρείται κυματοειδής κατάσβεση και δημιουργία ταινιών παραμόρφωσης. Σε θερμοκρασίες λίγο χαμηλότερες των 500°C η παραμόρφωση οδηγεί στον πολυγωνισμό (polygonisation) των κρυστάλλων, ενώ από τους 500°C και άνω τα πλαγιόκλαστα ανακρυσταλλώνονται. Στην παραπάνω ταξινόμηση των μορφών παραμόρφωσης κάποιο ρόλο, εν προκειμένου όχι σημαντικό, παίζει και η ταχύτητα παραμόρφωσης (strain rate), ενώ ασαφής παραμένει η επίδραση της λιθωσφαιρικής πίεσης.

Σύμφωνα με τα παραπάνω οι μορφές παραμόρφωσης των πλαγιόκλαστών και γενικότερα των αστρίων που παρατηρήθηκαν στο δυτικό τμήμα του γρανίτη Δ. Ικαρίας αντικατοπτρίζουν συνθήκες θερμοκρασίας κατά την δεύτερη παραμορφωτική φάση χαμηλότερες των 500°C .

Η ολοκληρωτική ανακρυστάλλωση του χαλαζία και των μαρμαρυγιών, που παρατηρείται στις μικροσκοπικές ζώνες διατμησης s_2 , συνηγείται στην αποδοχή συνθηκών θερμοκρασίας περί τους 300°C (VOLL, 1976) τουλάχιστον. Εδώ θα πρέπει να αναφερθεί ότι, η ανακρυστάλλωση των ορυκτών αυτών είναι σχετικά ασθενής έξω από τις ζώνες διατμησης, όπου διατηρούν τον προσανατολισμό τους παράλληλα στην s_1 . Ετσι φαίνεται ότι η ανακρυστάλλωση στις ζώνες της s_2 οφείλεται και σε μεγάλο βαθμό και στην έντονη διατμηση που έλαβε χώρα σε αυτές.

Τέλος παρατηρήθηκαν, σε κλίμακα μικροσκοπίου, μορφές θραυσίγενούς παραμόρφωσης του πετρώματος συνολικά, όπως μικροδιαρρήξεις με σύγχρονη περιστροφή των μεταξύ τους ρηξιτεμαχών, οι οποίες συμφωνούν απόλυτα με την συμμετρία και τον προσανατολισμό της δεύτερης παραμορφωτικής φάσης. Οι δομές αυτές δημιουργήθηκαν κατά τα τελευταία στάδια της δεύτερης φάσης σε συνθήκες θερμοκρασίας του πετρώματος σημαντικά χαμηλότερες των 300°C .

Λαμβάνοντας υπόψιν τις μορφές παραμόρφωσης που περιγράφηκαν οδηγούμαστε στο συμπέρασμα ότι η δεύτερη παραμορφωτική φάση έλαβε χώρα υπό συνθήκες θερμοκρασίας χαμηλότερες των 500°C και συνεχίστηκε μέχρι την ψύξη του γρανιτικού σώματος σε θερμοκρασίες χαμηλότερες των 300°C .

Από όσα αναφέρθηκαν παραπάνω μπορούμε σαφώς να διακρίνουμε τις διαφορές στον χαρακτήρα των δύο παραμορφωτικών φάσεων, που επέδρασαν στο δυτικό τμήμα του γρανίτη Δ. Ικαρίας.

Ετσι κατά την πρώτη φάση έχουμε μονοκλινούς συμμετρίας παραμόρφωση με κυρίαρχο στοιχείο του τεκτονικού ιστού τις επιφάνειες σχιστότητας s_1 .

Κατά τη δεύτερη φάση παραμόρφωσης έχουμε συνθήκες ανώτερου τεκτονικού ορόφου και μεγάλη ταχύτητα παραμόρφωσης. Η φάση αυτή έλαβε χώρα υπό συνθήκες θερμοκρασίας χαμηλότερες της πρώτης φάσης και δημιουργήσε τεκτονικό ιστό με στοιχεία μονοκλινούς συμμετρίας (επιφάνειες σχισμού s_2), αλλά και έντονα στοιχεία αξονικής συμμετρίας (γραμμωση). Οι επιφάνειες σχισμού s_2 σε συνδυασμό με



Εικ. 4: Ίχνη της σχιστότητας S_1 σε δομές μικροπτυχών, που διατηρούνται παρά την έντονη μυλωνιτίωση και την νεώτερη μικροδιάρρηξη. Δείγμα 22, τομή παράλληλη προς την γράμμιση, παράλληλη Nicols, X32.

Fig. 4: Relictive microfolds of the S_1 schistosity surrounded by mylonitic bands and cut by a younger microfault. Probe 22, section parallel to the lineation, parallel Nicols, X32.

αυτές της σχιστότητας S_1 δημιουργούν τον τυπικό ιστό s-c, που απαντάται στους μυλονίτες (LISTER & SNOKE, 1984). Πράγματι το δυτικό τμήμα του γρανίτη Δ. Ικαρίας μπορεί να χαρακτηριστεί σαν πρωτομυλονίτης. Η διάταξη των επιφανειών S_1 και S_2 (s-c) δείχνει φορά κίνησης προς Βορρά (Εικ. 2).

Κατά τη δεύτερη φάση παραμόρφωσης δημιουργήθηκαν τοπικά ζώνες πολύ έντονης διατήρησης λόγω συσσώρευσης των τάσεων. Στις ζώνες αυτές ο ιστός της πρώτης παραμορφωτικής φάσης έχει εξαλειφθεί πλήρως και δεν διατηρούνται ίχνη της S_1 . Ο ιστός του πετρώματος στις ζώνες αυτές οφείλεται αποκλειστικά στη δεύτερη φάση παραμόρφωσης και συγκρίνεται με τον ιστό που κυριαρχεί στο ανατολικό τμήμα του γρανίτη Δ. Ικαρίας, ο οποίος θα περιγραφεί στο επόμενο κεφάλαιο. Το πέτρωμα είναι τυπικός μυλονίτης (ορθομυλονίτης κατά WHITE et al 1980).

2.3. Γρανίτης με έντονη γράμμιση - L-Τεκτονίτης

Το ανατολικό τμήμα του γρανίτη Δ. Ικαρίας, δηλαδή το τμήμα που έρχεται άμεσα σε επαφή με τις μεταμορφωμένες ενότητες της Ικαρίας, παρουσιάζει την πιο έντονη παραμόρφωση από ολόκληρο το γρανιτικό σώμα. Παρατηρούμε δηλαδή μια κλιμακωτή αύξηση της έντασης της παραμόρφωσης από το νοτιο τμήμα με τον μαγματικό ιστό, προς το δυτικό με τον τεκτονικό ιστό της πρώτης φάσης (s-τεκτονίτης), μέχρι τέλος το ανατολικό τμήμα. Σε αυτό αφ ενός δεν παρατηρούνται στοιχεία του μαγματικού ιστού, αφ ετέρου πολύ σπάνια διατηρούνται ίχνη του τεκτονικού ιστού της πρώτης φάσης παραμόρφωσης, που όπως αναφέρθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο, αποτελεί τον κύριο ιστό του δυτικού τμήματος. Στο ανατολικό τμήμα η διάταξη της δεύτερης



Εικ. 5: Ισχυρότατη γράμμιση N-S στο βόρειο τμήμα της επαφής του γρανίτη με τα μεταμορφωμένα δυτικά του Εύδηλου.

Fig. 5: Very strong lineation (N-S) from the northern part of the W. Icaria granite close to the contact with the metamorphic rocks.

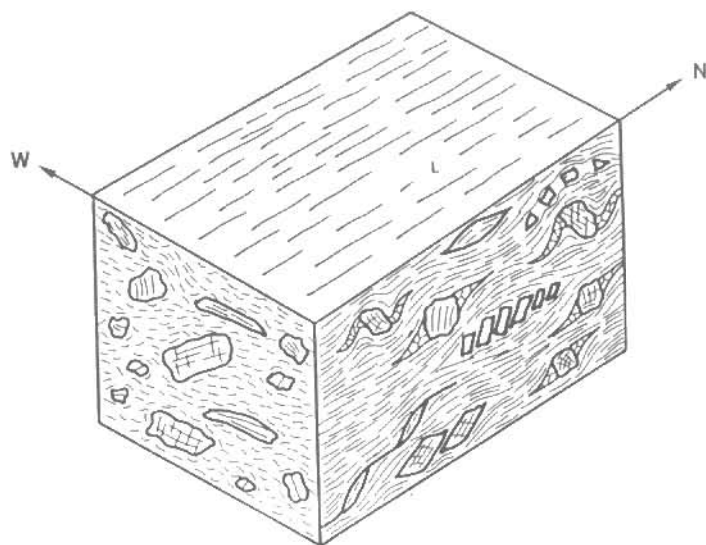
φάσης παραμόρφωσης ήταν πολύ έντονη και δημιούργησε έναν καθαρά μυλονιτικό ιστό.

Ετσι τα όποια ίχνη της σχιστότητας S_1 , που διασώθηκαν από την μυλωνιτίωση της δεύτερης φάσης, είναι ορατά μόνο στο μικροσκόπιο (Εικ. 4) και αποτελούν υπολειμματικές δομές ανάλογες αυτής, που εικονίζεται στην Εικ. 2. Οι μορφές αυτές αν και είναι δευτερεύουσας σημασίας για την περιγραφή του ιστού, είναι πολύ σημαντικές για την αποκρυπτογράφηση της παραμορφωτικής ιστορίας του ανατολικού τμήματος του γρανίτη της Δ. Ικαρίας. Αποτελούν το μόνο στοιχείο που αποδεικνύει την επίδραση της πρώτης φάσης παραμόρφωσης στο τμήμα αυτό. Επειδή δεν βρέθηκαν στοιχεία που να αποδεικνύουν το αντίθετο, θα πρέπει να θεωρήσουμε ότι τόσο ο ιστός που δημιουργήθηκε, όσο και οι συνθήκες υπό τις οποίες έλαβε χώρα η πρώτη φάση στο ανατολικό τμήμα δεν παρουσιάζουν αξιολογικές διαφορές από το δυτικό τμήμα.

Μακροσκοπικά το ανατολικό τμήμα του γρανίτη Δ. Ικαρίας παρουσιάζει σχετικά καλά αναπτυγμένη μεταμορφική στρωμάτωση και μια πολύ έντονη γράμμιση, που πολλές φορές κυριαρχεί της στρωμάτωσης (Εικ. 5). Ετσι όχι σπάνια το πέτρωμα εμφανίζει τέλεια στρωμάτωση σε τομή παράλληλη προς τη γράμμιση, ενώ σε τομή κάθετη προς αυτή το s-επίπεδο είναι μάλλον ασαφές. Παρουσιάζει δηλαδή ο ιστός έντονα στοιχεία αξονικής συμμετρίας. Η γράμμιση όπως και στο δυτικό τμήμα του γρανίτη, έχει διεύθυνση N-S και αποτελεί προϊόν της δεύτερης παραμορφωτικής φάσης (Εικ. 6).

Το κυρίαρχο στοιχείο του ανατολικού τμήματος είναι η πολύ μικροκρυσταλλική κύρια μάζα, που αποτελείται κυρίως από χαλαζία και λιγότερο από μαρμαρυγίες.

Η στρωμάτωση της κύριας μάζας οφείλεται σε δύο παράγοντες. Ο πρώτος είναι η συγκέντρωση αφ ενός του χαλαζία σε παχύτερες "στρώσεις", αφ ετέρου δε των μαρμαρυγιών, που δημιουργούν πολύ



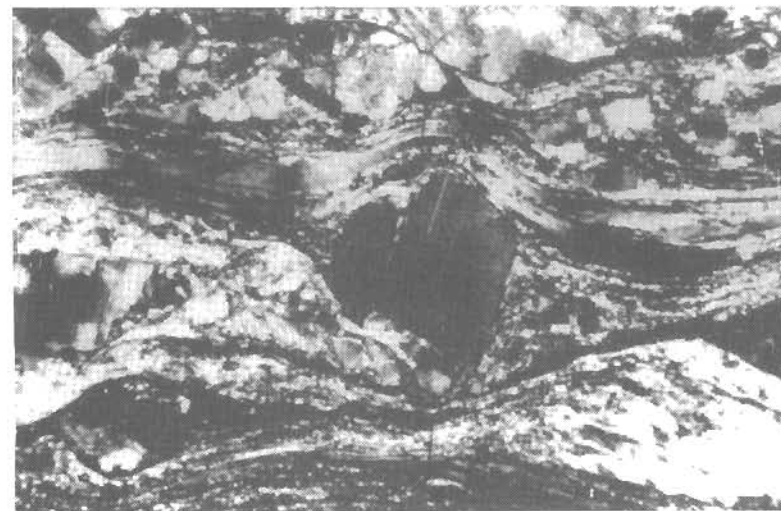
Εικ. 6: Σχηματική παρασταση χωρίς κλίμακα του τεκτονικού ιστού του ανατολικού τμήματος του γρανίτη Δ. Ικαρίας. Σε τομή παράλληλη προς τη γραμμωση (N-S) εμφανίζεται ορθομυλωνιτικός ιστός του πετρώματος με χαρακτηριστικές δομές περιστροφής, αποτέλεσμα μονοκλίνους διάτμησης. Αντίθετα σε τομή κάθετη προς τη γραμμωση (E-W) ο ιστός εμφανίζει αξονική συμμετρία.

Fig. 6: Schematic block diagram showing the deformation structure of the eastern part of the W. Icaria granite. The orthomylonitic texture is obvious on the section parallel to the lineation.

λεπτές ταινίες (films). Ο δεύτερος παράγοντας, στον οποίο οφείλεται αποκλειστικά η στρωμάτωση μέσα στις ίδιες χαλαζιακές "στρώσεις", είναι η διαφορά του μεγέθους των κρυστάλλων του χαλαζία.

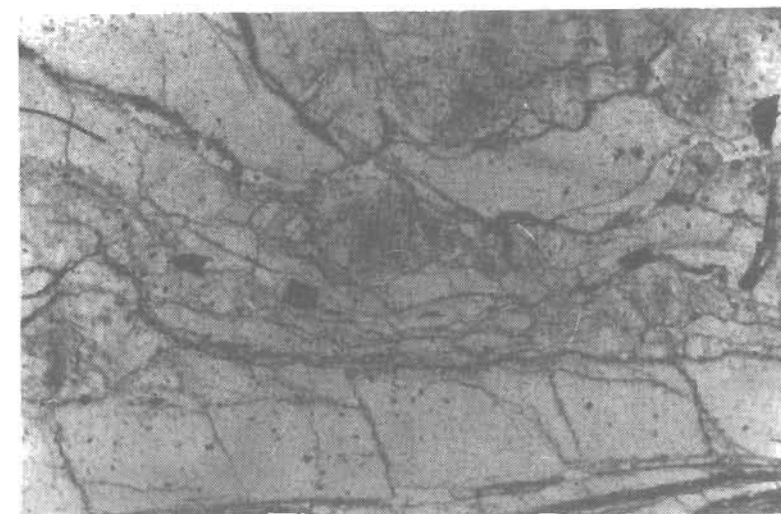
Όπως αναφέρθηκε η κύρια μάζα είναι μικροκρυσταλλική, επιδέχεται όμως, τουλάχιστον όσον αφορά το χαλαζιακό της τμήμα, πιο λεπτομερή διαχωρισμό. Ετσι παρατηρήθηκε ότι το μεγαλύτερο ποσοστό των χαλαζιακών "στρώσεων" συνίσταται από κρυστάλλους μεγέθους 20-30μ ή μεγαλύτερους που παρουσιάζουν εντονη επιμήκυνση και προσανατολισμό παράλληλα στην γενική στρωμάτωση. Οι "στρώσεις" αυτές είναι γενικά ανοιχτόχρωμες και παχύτερες. Ανάμεσα σε αυτές παρεμβάλλονται λεπτότερες και σχετικά σκουρόχρωμες "στρώσεις" στις οποίες το μέγεθος των κρυστάλλων χαλαζία είναι ίσο ή μικρότερο των 10μ. Στις στρώσεις αυτές οι κρυστάλλοι του χαλαζία δεν έχουν αισθητή επιμήκυνση ή προσανατολισμό, αλλά είναι περισσότερο ισοδιαμετρικοί.

Ανάμεσα στις "στρώσεις" της μικροκρυσταλλικής κύριας μάζας "κολυμπάνε" μεγάλοι κρυστάλλοι (πορφυροκλάστες) πλαγιόκλαστων, καλιούχων αστρίων, μαρμαρυγιών και σπανιότερα σφήνας και τουρμαλίνη (Εικ. 7). Οι πορφυροκλάστες αυτοί αντιπροσωπεύουν τους αρχικούς μαγματικούς κρυστάλλους που ως επί το πλείστον έχουν διατηρηθεί. Ετσι είναι χαρακτηριστική η συχνή ζωνώδης δομή στα πλαγιόκλαστα και οι ιδιόμορφοι κρυστάλλοι τουρμαλίνη και σφήνας, των οποίων η ιδιομορφία συχνά αποδεικνύεται μόνο αν συναρμολο-



Εικ. 7: Πορφυροκλάστης πλαγιόκλαστου ανάμεσα σε χαλαζιακές μυλωνιτικές ζώνες από το ανατολικό τμήμα του γρανίτη Δ. Ικαρίας. Δείγμα 20, κάθετα Νίκοις, X32, τομή παράλληλη προς τη γραμμωση.

Fig. 7: Porphyroblast of plagioclase between mylonitic quartz films from the eastern part of the W. Icaria granite. Probe 20, crossed Nicols, X32, section parallel to the lineation.



Εικ. 8: Κρυστάλλος τουρμαλίνη (μαύρο) που έχει υποστεί εφελκυστική παραμόρφωση κατά τη διεύθυνση της διάτμησης και έχει χωρίσει σε περισσότερα τμήματα. Ανατολικό τμήμα του γρανίτη Δ. Ικαρίας. Δείγμα 1, παράλληλα Νίκοις, X32, τομή παράλληλη προς τη γραμμωση.

Fig. 8: Turmaline (black) divided in several parts due to extension along a shear zone. Eastern part of the W. Icaria granite, probe 1, X32, parallel Nicols, section parallel to the lineation.

γηθούν τα κομμάτια στα οποία διαχωρίστηκαν λόγω της διάτμησης και κατάκλασης που υπέστησαν (Εικ. 8).

Η παραμόρφωση που παρουσιάζουν οι πορφυροκλάστες είναι πολύ πιο έντονη από την παραμόρφωση που έχουν υποστεί οι αντίστοιχοι κρύσταλλοι στο δυτικό τμήμα του γρανίτη κατά την δεύτερη παραμορφωτική φάση αλλά γενικά έχει τον ίδιο χαρακτήρα. Δηλαδή είναι κυρίως θραυσιγενής έως θραυσιγενής - πλαστική, τουλάχιστον ως προς τους κρυστάλλους των αστρίων. Αντίθετα, τόσο ο τουρμαλίνης όσο και η σφήνα παραμορφώνονται μόνο θραυσιγενώς, ενώ οι πορφυροκλάστες των μαρμαρυγιών παρουσιάζουν πλαστική παραμόρφωση.

Σημαντικό είναι το γεγονός ότι η παραμόρφωση των πορφυροκλαστών στο ανατολικό τμήμα συνοδεύτηκε από έντονες περιστροφικές κινήσεις λόγω της μονοκλινούς διάτμησης. Το αποτέλεσμα ήταν η γέννηση ποικίλων δομών περιστροφής, που σχετίζονται με το είδος της παραμόρφωσης και την διαφορετική συμπεριφορά των διαφόρων ορυκτών στις συγκεκριμένες συνθήκες παραμόρφωσης.

Είναι δε χαρακτηριστικό ότι, όπως μικροσκοπικά έτσι και μακροσκοπικά, σε ότι αφορά το μέγεθος της διάτμησης και περιστροφής, το πέτρωμα παρουσιάζει δύο διαφορετικές όψεις.

Σε τομές παράλληλες στη γράμμωση κυριαρχεί, όπως ήδη έχει αναφερθεί μια τέλεια στρωμάτωση της μικροκρυσταλλικής κύριας μυλονιτικής μάζας. Συγχρόνως στις ίδιες τομές παρατηρήθηκαν οι πλέον χαρακτηριστικές μορφές πορφυροκλαστών, που μαρτυρούν αφ ενός έντονη παραμόρφωση, αφ ετέρου σημαντικές περιστροφικές κινήσεις (Εικ. 9). Το ίδιο συχνά εμφανίζονται χαρακτηριστικοί σ- και δ-κλάστες και ενδιάμεσες δομές (SIMPSON & SCHMIDT 1983).

Οι δομές αυτές αποτελούν ασφαλή κριτήρια για τον καθορισμό της φοράς της διάτμησης κατά τη δεύτερη παραμορφωτική φάση. Όλες λοιπόν οι δομές περιστροφής, που παρατηρήθηκαν στο μικροσκόπιο, δείχνουν φορά διάτμησης προς Βορρά παράλληλα προς την γράμμωση L.

Τέτοιου είδους δομές αντίθετα δεν παρατηρήθηκαν σε τομές κάθετες στην γράμμωση. Στις τομές αυτές το s-επίπεδο του ιστού είναι ασαφές. Το πέτρωμα παρουσιάζει μάλλον χαοτική δομή, όπου πορφυροκλάστες κολυμπάνε σε μια μικροκρυσταλλική μάζα, που δεν παρουσιάζει κάποια συγκεκριμένη και καλά εκφρασμένη γεωμετρία. Κάτι αντίστοιχο συμβαίνει και με τους πορφυροκλάστες, οι οποίοι στις κάθετες προς την γράμμωση τομές εμφανίζονται ισοδιαμετρικοί και χωρίς κανένα προσανατολισμό. Μικρή εξαίρεση σε αυτό παρατηρήθηκε σε ορισμένα δείγματα στα οποία η κίνηση φαίνεται ότι δεν έλαβε χώρα εντελώς παράλληλα προς την γράμμωση. Στις περιπτώσεις αυτές ο ιστός του πετρώματος παρουσιάζει κάποια γεωμετρικότητα καθώς επίσης και δομές κίνησης μικρού μεγέθους και περιστροφής.

Με βάση τα παραπάνω συμπεραίνεται ότι η κίνηση κατά τη δεύτερη παραμορφωτική φάση του γρανίτη Δ. Ικαρίας έλαβε χώρα περίπου παράλληλα στην γράμμωση L, που οφείλεται στην ίδια φάση και μπορεί να χαρακτηριστεί σαν α-γράμμωση (a-lineation).

3. ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΞΥΛΟΣΥΡΤΗ

Ο γρανίτης του Ξυλοσυρτη παρουσιάζει μια χαρακτηριστική επιμήκη δομή διεύθυνσης σε διεύθυνση Β-N. Από πετρογραφική άποψη παρουσιάζεται ομοιόμορφος ενώ χαρακτηριστικό τεκτονικό στοιχείο στη μάζα του είναι μόνο η ύπαρξη ασθενούς γράμμωσης σε διεύθυνση Β-N, ίδιας με αυτή του γρανίτη Δ. Ικαρίας και των μεταμορφωμένων



Εικ. 9: Πορφυροκλάστης πλαγιόκλαστου που έχει υποστεί θραυσιγενή παραμόρφωση με περιστροφή των θραυσμάτων κατά την αριστερόστροφη φορά της διάτμησης (προς Βορρά). Ανατολικό τμήμα του γρανίτη Δ. Ικαρίας. Δείγμα 20, τομή παράλληλη προς τη γράμμωση, παράλληλα Nicols, X32.

Fig. 9: A porphyroblast of plagioclase divided in several blocks due to brittle deformation, showing counterclockwise rotation (top-to-North). Eastern part of the W. Icaria granite, probe 20, X32, parallel Nicols, section parallel to the lineation.

του νησιού. Αντίθετα δεν παρατηρείται σχιστοποίηση - φύλλωση δίνοντας έτσι την εντύπωση ενός υποαναπτυγμένου L-τεκτονίτη.

Στον γρανίτη αυτόν υπάρχουν απλιτικές φλέβες αρκετού πάχους με διεύθυνση Α-Δ, οι οποίες δεν απαντούν στον γρανίτη Δ. Ικαρίας.

Ο γρανίτης αντιπροσωπεύεται από την ορυκτολογική σύσταση: χαλαζίας, καλιούχοι άστριοι, πλαγιόκλαστα, βιοτίτης, τουρμαλίνης, μοσχοβίτης, επίδοτο, απατίτης, σφήνα και αδιαφανή ορυκτά. Τη γράμμωση την διαμορφώνουν οι επιμηκυμένοι κρύσταλλοι βιοτίτη, μοσχοβίτη και τουρμαλίνη (ο τουρμαλίνης βρίσκεται σε μεγάλη αναλογία) καθώς και ο ανακρυσταλλωμένος στη διεύθυνση της γράμμωσης χαλαζίας. Σε τομές παράλληλα στη γράμμωση η συμμετρία φαίνεται ρομβική αλλά οι τομές κάθετα στη γράμμωση αποδεικνύουν ότι η παραμόρφωση του γρανίτη είναι αξονική.

Τέλος θα πρέπει να παρατηρήσουμε ότι ο γρανίτης αυτός στην επαφή του με τους γνεύσιους Πλαγιάς παρουσιάζει τελείως αντίθετη συμπεριφορά από αυτή του γρανίτη Δ. Ικαρίας. Ενώ στην επαφή του γνευσιακού γρανίτη είχαμε δημιουργία ισχυρότατης γράμμωσης λόγω τεκτονισμού της μαγματικής επαφής, εδώ στην επαφή με τους υπερκείμενους και περιβάλλοντες πλευρικά γνεύσιους, ο γρανίτης έχει την πιο όξινη του μορφή (απλιτική) ενώ η γράμμωση είναι ασθενής έως ανύπαρκτη.

ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Σύμφωνα με όσα προαναφέρθηκαν ο γρανίτης Δ. Ικαρίας παρουσιάζει τρεις διαφορετικές μορφές και μπορεί να διακριθεί αντίστοιχα σε τρία τμήματα:

- Το νότιο τμήμα είναι εντελώς अपαμορφωτο και διατηρεί αναλλοίωτο το μαγματικό του ιστό

- Το δυτικό τμήμα με τον τυπικό s-c ιστό, που δημιουργήθηκε κατά τη διάρκεια δύο παραμορφωτικών φάσεων και μια έντονη γράμμωση χαρακτηρίζεται σαν πρωτομυλονίτης. Υπολείμματα του μαγματικού ιστού δεν έγινε δυνατόν να αναγνωρισθούν.

- Στο ανατολικό τμήμα ούτε ο αρχικός μαγματικός ιστός, αλλά πολύ συχνά ούτε στοιχεία της πρώτης φάσης παραμόρφωσης είναι δυνατόν να αναγνωρισθούν. Η πολύ έντονη διάτμηση που μετέτρεψε τον γρανίτη σε ορθομυλονίτη, απάλειψε σχεδόν ολοκληρωτικά τα στοιχεία που μαρτυρούσαν την προηγούμενη ιστορία του πετρώματος.

Αντίθετα ο γρανίτης του Ξυλοσύρτη παρουσιάζεται ομοιογενής με ασθενή γράμμωση, η οποία έχει διεύθυνση Β-N ακριβώς όπως και στον γρανίτη Δ. Ικαρίας.

Η ηλικία των δύο παραμορφωτικών φάσεων που παρατηρούνται στο κεντρικό και δυτικό τμήμα του γρανίτη Δ. Ικαρίας μπορεί να προσδιοριστεί σαν Κάτω-Μειοκαινική για την πρώτη παραμορφωτική φάση και Ανω-Μειοκαινική για την δεύτερη φάση.

Το συμπέρασμα αυτό βγαίνει από τα δεδομένα που αναφέρθηκαν για τα χαρακτηριστικά των δύο φάσεων (Κεφ. 2.2 και 2.3) σε συνδυασμό με τα ραδιοχρονολογικά δεδομένα των ALTHERR et al (1982).

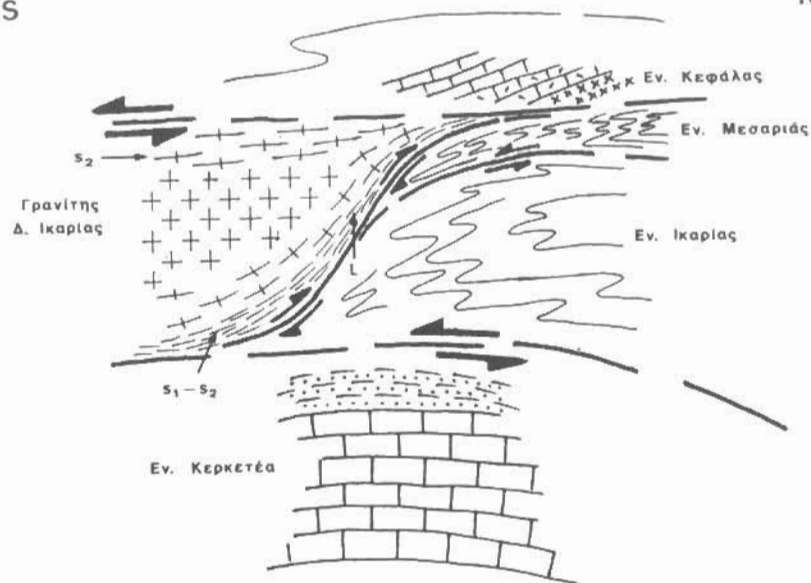
Πιο συγκεκριμένα η ηλικία διείδυσης του γρανίτη Δ. Ικαρίας είναι λίγο μεγαλύτερη από αυτή των 22,7 Ma, που υπολογίσθηκε με τη μέθοδο K/Ar σε κερσατίλβες από την περιοχή του Αρμενιστή. Η διείδυση πρέπει να έλαβε χώρα λίγο μετά το μέγιστο της μέσου βαθμού μεταμόρφωσης της ενότητας Ικαρίας, που τοποθετείται λίγο πριν τα $24,7 \pm 0,7$ Ma. Η ηλικία αυτή υπολογίσθηκε σε κερσατίλβες της ενότητας Ικαρίας και θεωρείται ηλικία ψύξης και σταθεροποίησης του ραδιοϊσοτοπικού συστήματος των κερσατίλβων. Αρα η πρώτη παραμορφωτική φάση που επέδρασε στο δυτικό και ανατολικό τμήμα του γρανίτη υπό συνθήκες αρκετά υψηλών θερμοκρασιών ($T=500-600^{\circ}\text{C}$), δηλαδή όταν ο γρανίτης ήταν ζεστός πρέπει να είναι λίγο μεταγενέστερη των 22,7 Ma.

Η δεύτερη παραμορφωτική φάση που είναι υπεύθυνη για την έντονη διάτμηση και μυλονιτώση του γρανίτη και την ταυτόχρονη ανακρυστάλλωση χαλαζία και μαρμαρυγιών, συνόδευσε τον γρανίτη κατά την ψύξη του από θερμοκρασίες χαμηλότερες των 500°C μέχρι θερμοκρασίες αρκετά χαμηλότερες των 300°C (Κεφ. 2.2). Αναλύσεις απατιτών σε πλήρωση σχισμών (Fission track) στο παραμορφωμένο τμήμα του γρανίτη έδωσαν ηλικία 7,1 Ma για την ψύξη του πετρώματος κάτω από τους 120°C (ALTHERR et al, 1982). Ραδιοχρονολογήσεις με τη μέθοδο K/Ar σε μοσχοβίτες και θιοτίτες, που έγιναν από τους ίδιους ερευνητές έδωσαν ηλικίες 9-11 Ma για την ψύξη του γρανίτη κάτω από τους 300°C . Αρα σύμφωνα με τα παραπάνω το κλείσιμο της δεύτερης παραμορφωτικής φάσης πρέπει να τοποθετηθεί στο διάστημα μεταξύ 9 και 7 Ma.

Από όσα αναφέρθηκαν γίνεται φανερό η χρονική διαδοχή των δύο παραμορφωτικών φάσεων, οι οποίες, ως σημειωθεί, έλαβαν χώρα κατά τη διάρκεια της ψύξης του γρανίτη στο χρονικό διάστημα από 22,7 Ma μέχρι 7 Ma. Αν συγκρίνουμε τον προσανατολισμό και το είδος της συμμετρίας των δομών, που δημιουργήθηκαν κατά τις δύο φάσεις,

S

N



Εικ. 10: Σχηματικό διάγραμμα της γεωτεκτονικής δομής κατά το Μειόκαινο της ευρύτερης περιοχής Ικαρίας, το οποίο ερμηνεύει την δημιουργία των μικροδομών στον γρανίτη Δ. Ικαρίας, στα πλαίσια δημιουργίας διατμητικού ζεύγους δυνάμεων στην ενδιάμεση ζώνη των μεταμορφωμένων (Ικαρία, Μεσαριά) και του γρανίτη από την υποθύπιση των εξωτερικών ενοτήτων (Κερκετέας) και την επώθηση των εσωτερικών ενοτήτων (Κεφάλα).

Fig. 10: Schematic cross section of the wide Icaria territory during the Miocene, explaining the deformation of the W. Icaria granite.

καθώς επίσης και το εντατικό πεδίο στο οποίο οφείλονται, καταλήγουμε στο εξής συμπέρασμα: η δεύτερη παραμορφωτική φάση αποτελεί την χρονική συνέχεια της πρώτης, υπό την έννοια της προοδευτικής παραμόρφωσης, σε συνθήκες ανώτερου τεκτονικού ορόφου με μεγαλύτερη ταχύτητα παραμόρφωσης και αλλαγή της συμμετρίας του τεκτονικού ιστού από μονοκλινή σε αξονική.

Η δεύτερη παραμορφωτική φάση αντιστοιχεί πιθανότατα στην ίδια μορφή παραμορφωτική φάση, που επέδρασε στον γρανίτη της γειτονικής Μυκόνου πριν 10-12 Ma και τον μετέτρεψε σε ορθογενέσιο έως μυλονίτη, παρουσιάζοντας φορά διάτμησης, όπως και στην Ικαρία, προς Βορρά (FAURE & BONNEAU, 1988).

Το κύριο τεκτονικό χαρακτηριστικό των γρανιτών της Ικαρίας είναι η ύπαρξη της α-γράμμωσης σε διεύθυνση N-S ακριβώς όπως και στα περιβάλλοντα μεταμορφωμένα πετρώματα. Η α-γράμμωση αυτή αποτελεί τον άξονα κίνησης της ζώνης μεγαδιάτμησης που αναπτύχθηκε ανάμεσα στο υποκείμενο υπόβαθρο των ενοτήτων τύπου εξωτερικές Ελληνίδες Ολύμπου - Αλμυροπόταμου - Κερκετέα και το υπερκείμενο, υπολειμματικό σήμερα λόγω διαθρώσεως, τεκτονικό κυκλαδικό κάλυμμα που περιλαμβάνει μη μεταμορφωμένα πετρώματα τύπου εσωτερικών Ελληνίδων (PAPANIKOLAΟΥ, 1981, 1987).

Σε μια συνθετική σχηματική τομή της ευρύτερης περιοχής Ικαρία, Σάμος και Φούρνοι (Εικ. 10), η παραμόρφωση του γρανίτη Δ. Ικαρίας μπορεί να εξηγηθεί με την ανάπτυξη διατμητικού ζεύγους με φορά προς Βορρά που δημιουργεί μυλωνιτική δομή κυρίως στην περιφέρεια του γρανιτικού σώματος. Η δράση του διατμητικού ζεύγους εντοπίζεται στο Κατώτερο Μειόκαινο ενώ στο Ανώτερο Μειόκαινο καθίσταται ανενεργή όπως δείχνουν η ασθενής παραμόρφωση του γρανίτη Ξυλοσύρτη και η ύπαρξη των Κάτω Πλειοκαινικών ιζημάτων στην νοτιοανατολική Ικαρία (ΚΤΕΝΑΣ, 1927).

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ALTHERR, R., - KELLER, J., - HARRE, W., - HOEHNDORF, A., - LENZ, H., - RASHCA, H., - WENDT, I., - WAGNER, G., (1977): Miocene metamorphism and related plutonism within the Attic - crystalline Complex. - VI Coll. Geol. Aegean Regions, p.345.
- ALTHERR, R. (1980): I- and S-type granitoids of the central Aegean crystalline Complex (Greece). EOS Trans. amer. geophys. Union 61, 402, Washington.
- ALTHERR, R., - KREUTZER, H., - WENDT, I., - LENZ, H., - WAGNER, G.A., - KELLER, J., - HARRE, W., - HOEHNDORF, A. (1982): A late Oligocene/Early Miocene High Temperature Belt in the Attic - Cycladic Crystalline Complex; SE Pelagonian, Greece. - Geol. Jb., 23, 97-164, Hannover.
- ANGELIER, J. (1979): Neotectonique de l' Arc Egeen. Soc. Geol. Nord, Publ. 3, 417 p.
- ARMSTRONG, R.L. - JAEGER, E., - EBERHARDT, P. (1966): A comparison of K/Ar and Rb/Sr ages on alpine biotites. - Earth planet. Sci. Lett., 1, 13-19, Amsterdam.
- BERTHE, D., - CHOUKROUNE, P., - JEGOUZO, P., (1979): Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. - J. Struct. Geol., 1, 31-42.
- BRUNN, J. (1956): Contribution a l' etude geologique du Pinde septentrional et d' une partie de la Macedoine occidentale. Ann. Geol. Pays Hellen., 1, 1-358.
- DUERR, St., - ALTHERR, R., - KELLER, J., - OKRUSCH, M., - SEIDEL, E., (1978): The Median Aegean Crystalline Belt Stratigraphy, Structure, Metamorphism, Magmatism. - in: CLOOS, H., - ROEDER, D., - SCHMIDT, K. (eds): Alps, Appennines, Hellenides, 455-476, Stuttgart.
- FAURE, M., - BONNEAU, M. (1988): Donnees nouvelles sur l' extension neogene de l' Egee: la deformation ductile du granite miocene de Mykonos (Cyclades, Grece). - C.R. Acad. Sci. Paris, 307, Serie II, 1553-1559.
- HANMER, S.K. (1982): Microstructure and geochemistry of plagioklas and microcline in naturally deformed granite. J. struct. Geol., 4, (1), 197-213.
- KRUHL, J.H. (1979): Deformation und Metamorphose des suedwestlichen Finero-Komplexes (Ivrea-Zone, Norditalien) und der noerdlich angrenzenden Gneiszone. Dissertation, Bonn 1979
- KRUHL, J.H. (1984): Deformation and metamorphism at the base of the Helgeland nappe complex, northwest of Grong (Northern Norway). Geol. Rdsch., 73, Heft 2, 735-751.
- KRUHL, J.H. (1987): Preferred lattice orientations of plagioklas from amphibolite and greenschist facies rocks near the Insubric line (Western Alps). Tectonophysics, 135, 233-242.
- ΚΤΕΝΑΣ, C. (1927): Decouverte du pliocene inferieur marin dans l' ile de Nikaria (Mer Egee). - C.R. Acad. Sci., 184, 756-758, Paris.
- ΚΤΕΝΑΣ, Κ. (1969): Γεωλογία της νήσου Ικαρίας (Συντάκτης Γ. Μαρίνος). Γεωλ.

- Γεωφ. Μελ., XIII, 2; 57-86.
- LISTER, G.S., - SNOKE, W.A. (1984): S-C Mylonites. - J. Struct. Geol., 6, (6), 617-638.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. (1978): Συμβολή εις την γεωλογία της νήσου Ικαρίας (Αιγαίον Πέλαγος). - Ann. Geol. Pays Hellen., 29, 1-28.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. (1981): Remarks on the kinematic interpretation of folds from same cases of the Western Swiss Alps and of the Hellenides. Ann. Geol. Pays Hellen., 30/2, 741-762.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. (1984): The three metamorphic belts of the Hellenides: a review and a kinematic interpretation. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 17, 551-561.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. (1986): Late Cretaceous Paleogeography of the metamorphic Hellenides. Geol. Geoph. Res., Sp. Issue, 315-328.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. (1986): Γεωλογία της Ελλάδας. 240 σελ., Αθήνα.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. (1986): Κεφάλαια Μικροτεκτονικής, 120 σελ. Αθήνα.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. (1987): Tectonic evolution of the cycladic blueschist belt (Aegean Sea, Greece). - in: HELGESON, H.C. (ed): Chem. Transp. Metas. Processes, 429-450.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. (1988): Η ενδιάμεση τεκτονομεταμορφική ζώνη των Ελληνίδων. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 20/1, 101-120.
- PASSCHIER, C.W. (1984): The generation of the ductile and brittle shear bands in a low-ample mylonite zone. - J. Struct. Geol., 6, 273-281.
- PHILIPPSON, A. (1898): La tectonique de l' Egeide. Ann. de Geogr., 112-141, Paris.
- PHILIPPSON, A. (1959): Die griechischen Landschaften. Eine Landes kunde. IV. Das Aegaische Meer und seine Inseln. 414 s.
- PURDY, J.W., - JAGER, E. (1976): K/Ar ages on rock-forming minerals from the central Alps. - Mem. Inst. Geol. Mineral. Univ. Padova, 30, 1-32.
- RENZ, C. (1940): Die Tektonik der griechischen Gebirge. - Mem. Acad. Athens, 8, 171 s.
- SIMPSON, C. - SCHMIDT, S.M. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movements in sheared rocks. - Geol. Soc. Am. Bull., 94, 1281-1288.
- ΣΥΚΙΩΤΗ, Ο. - ΛΕΒΕΝΤΗΣ, Α. (1988): Τεκτονικός ιστός γρανιτών Ικαρίας. Διπλωμ. Εργασία, Γεωλ. Τμήμα Παν. Αθηνών, 90 σελ.
- VOLL, G. (1976): Recrystallisation of quartz, biotite and feldspar from Erstfeld to the Levantina nappe, Swiss Alps, and its geological significance. - Schweiz. min. petrol. Mitt., 56, 641-647.
- WHITE, S.H. - BURROWS, S.E. - CARRERAS, J. - SHAW, W.D., - HUMPHREYS, F.J. (1980): On mylonites in ductile shear zones. - J. Struct. geol., 2, 175-188.