

ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ Τμήμα Γεωλογίας Τομέας Δυναμικής Τεκτονικής & Εφαρμοσμένης Γεωλογίας

ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΗ ΜΙΚΡΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ



Του Λέκτορα Σ. Γ. ΛΟΖΙΟΥ

Αθήνα 2002–2003





YNOYPTEIO EONIKHE NAIAEIAE KAI OPHEKEYMATON Eidikh ynhpeeia diaxeipiehe eneaek ΣΥΓΧΡΗΜΑΤΟΔΟΤΗΣΗ ΕΥΡΩΠΑΪΚΟ ΚΟΙΝΩΝΙΚΟ ΤΑΜΕΙΟ ΕΥΡΩΠΑΪΚΟ ΤΑΜΕΙΟ ΠΕΡΙΦΕΡΕΙΑΚΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ



ΑΝΤΙ ΠΡΟΛΟΓΟΥ

Η έκδοση του συγγράμματος αυτού βασίσθηκε στη ύλη που διδάχθηκε κατά τα ακαδημαϊκά έτη 2001–2002 και 2002–2003 στους φοιτητές Γεωλογίας του Πανεπιστημίου Αθηνών. Αποτελεί ένα απλό βοήθημα και σε καμία περίπτωση ένα ολοκληρωμένο σύγγραμμα Μικροτεκτονικής. Η βελτίωση και συμπλήρωση της ύλης θα πραγματοποιηθεί τα αμέσως επόμενα χρόνια.

Η επιλογή της ύλης έχει βασισθεί στις πιο σύγχρονες εκδόσεις και επιστημονικές ανακοινώσεις στο αντικείμενο της Μικροτεκτονικής. Επειδή το πρόβλημα της απόδοσης των ζένων όρων στα ελληνικά είναι σημαντικό, χρησιμοποιείται πάντα ο ζενόγλωσσος όρος που κυριαρχεί στη διεθνή βιβλιογραφία και όπου κρίνεται σκόπιμο δίνεται η απόδοσή του στα ελληνικά. Στην περίπτωση αυτή είτε χρησιμοποιείται η απόδοση που έχει καθιερωθεί από τους περισσότερους επιστήμονες στην Ελλάδα, είτε προτείνεται μια νέα απόδοση.

Οι φωτογραφίες και τα σχήματα έχουν παρθεί από τη Βιβλιογραφία που παρατίθεται στο τέλος του κειμένου, αλλά και από το προσωπικό αρχείο του συγγραφέα.

Ιανουάριος 2003

Δρ. Σ. Γ. Λόζιος

Περιεχόμενα

Κεφάλαιο 1
Το Πλαίσιο Εργασίας της Μικροτεκτονικήςσελ. 1
Κεφάλαιο 2
Τεκτονική Ροή και Παραμόρφωση σελ. 15
Κεφάλαιο 3
Μηχανισμοί Παραμόρφωσης σελ. 29
Κεφάλαιο 4
Φύλλωση – Γράμμωση σελ. 49
Κεφάλαιο 5
Πετρώματα Ρηξιγενών Ζωνών & Ζώνες Διάτμησης σελ. 77
Κεφάλαιο 6
Δομές σε Χώρους Διεύρυνσης – Πορφυροβλάστες σελ. 101
Κεφάλαιο 7
Δειγματοληψία & Κατασκευή Λεπτών Τομών <i>σελ. 129</i>
Κεφάλαιο 8
Ασκήσεις
Βιβλιογραφία

1. Το Πλαίσιο Εργασίας της Μικροτεκτονικής

1.1 Γενικές έννοιες

Μικροτεκτονική είναι η επιστήμη που ασχολείται με την μελέτη, ανάλυση και ερμηνεία των τεκτονικών δομών και της παραμόρφωσης στη μικρή κλίμακα παρατήρησης, δηλαδή από την κλίμακα των λίγων μέτρων (≈ 10 m, επίπεδο στρώσης) μέχρι την κλίμακα του μικροσκοπίου (≈ 1 mm – 1 μm, επίπεδο αθροίσματος ορυκτών ή ορυκτού).

Στην Εικ. 1.1 παρουσιάζονται τα διάφορα πεδία της τεκτονικής, ανάλογα με την κλίμακα παρατήρησης, απ΄ όπου διακρίνεται ότι τα πεδία της Μικροτεκτονικής αντιπροσωπεύονται από αυτά που στη βιβλιογραφία αναφέρονται συνήθως ως Minor Stuctures (Μικροδομές) και Petro Fabrics (Πετρομηχανική).

Κατά Carey (1962, 1976) μπορούμε να διακρίνουμε 5 τάξεις (κλίμακες) παραμόρφωσης (από Παπανικολάου 1986):

1η τάξη: Ηπειρωτικές και παγκόσμιες δομές. Τεκτονική (Tectonics).

Περιλαμβάνει δομές από 10 έως 10.000 Km, όπως γεωσύγκλινα, ορογενετικά τόξα, μεγάλες επωθήσεις και εγκάρσια ρήγματα μετασχηματισμού, μεσοωκεάνιες ράχες και συστήματα τάφρων διάνοιξης (rifts) κλπ. και η μελέτη γίνεται παύω σε ηπειρωτικούς και παγκόσμιους χάρτες,.

2η τάζη: Δομές περιοχής χάρτη. Τεκτονική Γεωλογία (Structural Geology).

Περιλαμβάνει δομές από 10 m έως 10 Km, με σύνθεση των μικρότερων δομών πάνω σε γενικούς τοπικούς χάρτες, όπως πτυχές, ρήγματα, πλουτωνίτες κλπ.. Οι παραμορφωμένες ενότητες δεν είναι πετρώματα ή στρώματα αλλά στρωματογραφικοί σχηματισμοί. Οι μεγαλύτερες δομές περιλαμβάνουν τεκτονικές τάφρους και κέρατο καθώς και μικρά τεκτονικά καλύμματα και γεωαντίκλινα.

3η τάζη: Δομές εμφάνισης στο ύπαιθρο: Μικροδομές (Minor structures).

Περιλαμβάνει δομές από 1 cm έως 10 m, που μελετούνται με τη βοήθεια της πυξίδας (με κλισίμετρο), του σφυριού και του υποδεκάμετρου, όπως μικροπτυχές, boudins, γραμμώσεις, ραβδώσεις, διακλάσεις, τεκτονικά λατυποπαγή, μυλονίτες κλπ. Μελετώνται πετρώματα και διακρίνονται οι ιζηματογενείς δομές από τις τεκτονικές δομές, ενώ περιλαμβάνονται και μικρής κλίμακας πυριγενή σώματα όπως φλεβίδια, φλέβες, κοίτες.



Εικ. 1.1. Τα διάφορα πεδία της τεκτονικής ανάλογα με την κλίμακα παρατήρησης (από Παπανικολάου 1986, με τροποποιήσεις).

4η τάζη: Δομές κλίμακας μικροσκοπίου: Πετροτεκτονική (Petrofabrics).

Περιλαμβάνει δομές οπό 10 μ έως 1 cm, που μελετώνται σε επίπεδο κόκκων, κρυστάλλων και ορυκτολογικών αθροισμάτων, όπως σχιστότητα, φύλλωση, γράμμωση, οφθαλμοί, πορφυροκλάστες, μικροδιακλάσεις κλπ. Εδώ αναλύεται κυρίως η σχέση μεταξύ των διαφόρων ορυκτών μέσα στο πέτρωμα και όχι η σχέση μεταξύ διαφόρων πετρωμάτων όπως στην προηγούμενη τάξη.

<u>5η τάζη: Δομές σε επίπεδο πλέγματος ορυκτών. Βραχομηχανική (Rock mechanics).</u>

Περιλαμβάνει δομές από 1 Α έως και 10 μ και μελετά επιφάνειες ολίσθησης, ελαστικότητα, υδαρότητα, πλαστικότητα, παραμόρφωση και ροή ανάμεσα σε κρυστάλλους και πολυκρυσταλλικά αθροίσματα, με μελέτη της τάσης, παραμόρφωσης και της αντοχής. Ο χώρος έρευνας είναι το εργαστήριο και η θεωρητική ανάλυση ενώ η παρατήρηση γίνεται με το ηλεκτρονικό μικροσκόπιο.

Από το σύνολο των 5 αυτών τάξεων παραμόρφωσης από άποψη μεγέθους η 3η και 4η αποτελούν το πεδίο της κλασσικά αποκαλούμενης Μικροτεκτονικής, δηλαδή δομές μεσοσκοπικής ως μικροσκοπικής κλίμακας που σημαίνει μετρήσεις και έρευνα στο ύπαιθρο και στο εργαστήριο (μικροσκόπιο). Δηλαδή από την παραμόρφωση ενός πετρώματος ή μιας δέσμης στρωμάτων στο επίπεδο παραμόρφωσης αθροίσματος ορυκτών ή και ενός ορυκτού.

Η μικροτεκτονική δεν μπορεί μόνη της να δώσει λύση στα διάφορα προβλήματα, αλλά αποτελεί ένα απαραίτητο συμπλήρωμα της Τεκτονικής. Γενικά στις διάφορες κατηγορίες - κλίμακες δουλεύουμε με διαφορετική μεθοδολογία, συνδυάζοντάς τες όμως μεταξύ τους, ώστε να αποτελέσουν τους συνδετικούς κρίκους, όπου προχωρώντας από την πιο μικρή στην πιο μεγάλη κλίμακα (γεωτεκτονική), να φθάσουμε στο αίτιο που προκάλεσε όλες αυτές τις μορφές. Δεν μπορούμε σε μια περιοχή να ασχοληθούμε μόνο με μικροτεκτονική, γιατί χρειάζεται οπωσδήποτε μια υποδομή. Δηλαδή χρειάζονται λεπτομερείς γεωλογικοί – τεκτονικοί χάρτες, λεπτομερής τεκτονική ανάλυση των μικροδομών της περιοχής και γενικά λεπτομερής περιγραφή όλων των δομών, ούτως ώστε να ακολουθήσει η μικροτεκτονική την λεπτομέρεια που θέλουμε να δουλέψουμε.

Το κύριο πεδίο της Μικροτεκτονικής εστιάζεται στη μελέτη λεπτών τομών, που αποτελούν και τη σημαντικότερη πηγή πληροφορίας. Αποτελεί ένα σχετικά καινούργιο κλάδο, δεδομένου ότι η χρήση τους παλαιότερα περιοριζόταν μόνο από τους πετρογράφους, οι οποίοι περιέγραφαν κάποιους ιστούς (π.χ. λεπιδοβλαστικός, νηματοβλαστικός κλπ.), χωρίς όμως να δίνουν σημασία στην παραμόρφωση, σε κινηματικά ή δυναμικά χαρακτηριστικά κλπ. Τις τελευταίες δεκαετίες όμως έγινε σαφής η αναγκαιότητα της μελέτης των λεπτών τομών και από τους τεκτονικούς γεωλόγους και μάλιστα η συνεργασία ανάμεσα στους δύο αυτούς κλάδους έδωσε πολλά στοιχεία ώστε να κατανοηθούν καλύτερα οι διαδικασίες της παραμόρφωσης και της μεταμόρφωσης.

Τα παραμορφωμένα πετρώματα αποτελούν τη σημαντικότερη πηγή για να "ξεδιπλωθεί" η τεκτονική εξέλιξη των σχηματισμών. Κυρίαρχο στοιχείο στη μελέτη αποτελεί η γεωμετρία των δομών, η οποία όμως πρέπει να χρησιμοποιείται με προσοχή, δεδομένου ότι αυτό που βλέπει κανείς σήμερα σαν παραμορφωμένο πέτρωμα είναι το αποτέλεσμα σύνθετων διεργασιών και μόνο αν κατανοηθεί και ερμηνευθεί πλήρως η τελική αυτή μορφή του πετρώ-

ματος θα γίνει δυνατό να κατανοηθεί και να ερμηνευθεί η τεκτονική εξέλιξη, δηλαδή όλα εκείνα τα στάδια από τα οποία πέρασε το συγκεκριμένο πέτρωμα, ώστε από την αρχική μορφή στο χώρο δημιουργίας του να φθάσει στη μορφή και το χώρο που παρατηρείται σήμερα.

Η ερμηνεία των δομών χρειάζεται πολύ μεγάλη προσοχή δεδομένου ότι όχι μόνο οι σύνθετες, αλλά και απλές σχετικά δομές μπορούν να δημιουργηθούν με πολλούς τρόπους αλλά και σύνθετες διαδικασίες. Πολύ συχνά επίσης μικρές και δύσκολα διακριτές διαφορές στην εμφάνιση και τη γεωμετρία των δομών μπορεί να σημαίνουν σε ορισμένες περιπτώσεις μεγάλες διαφορές στην κινηματική και δυναμική εξέλιξη της παραμόρφωσης και εν γένει στον τρόπο δημιουργίας των δομών. Η διάκριση επιτυγχάνεται με την εμπειρία όπως π.χ. συμβαίνει και με τα ανθρώπινα πρόσωπα, όπου η σχετικά απλή γεωμετρία του προσώπου, που αποτελείται από όμοια συνθετικά στοιχεία, δεν μας εμποδίζει να διακρίνουμε τα 6 δις πρόσωπα του πλανήτη.

Πολλές από τις δομές, τις οποίες μελετά η Μικροτεκτονική, περιλαμβάνουν πληροφορίες τις οποίες δεν μπορούμε ακόμα να ερμηνεύσουμε, δεν γνωρίζουμε τον τρόπου που θα γίνει αυτό. Ανατρέχοντας στη βιβλιογραφία μπορεί να παρατηρήσει κανείς πως για δομές π.χ. όπως οι πορφυροκλάστες ή τα εγκλείσματα στους γρανάτες, έγιναν πολλές θεωρήσεις και αναπτύχθηκαν πολλές σκέψεις και ερμηνείες, άλλες απλές και άλλες σύνθετες, μέχρι να γίνουν κατανοητές οι διεργασίες που σχετίζονται με τις δομές αυτές.

Πρέπει πάντα να έχουμε υπόψη μας ότι ένα ποσοστό παρανοήσεων και λαθών υπεισέρχεται πάντα στην ερμηνεία των μικροδομών, κάτι το οποίο αποτελεί μια φυσική διαδικασία δεδομένου ότι η γνώση δεν είναι κάτι στατικό αλλά προχωράει και εξελίσσεται με το χρόνο.

Επανερχόμενοι σε θέματα ορολογίας, οι συνήθεις όροι που χρησιμοποιούνται στη βιβλιογραφία για την περιγραφή των μικροδομών είναι οι όροι fabric, texture και microstructure. Σωστότερος φαίνεται ο όρος fabric δεδομένου ότι περιλαμβάνει το σύνολο της χωρικής και γεωμετρικής σύνθεσης και κατανομής όλων εκείνων των στοιχείων και συστατικών που σχηματίζουν ένα πέτρωμα. Καλύπτει τους όρους texture, structure και crystallographic preferred orientation (κρυσταλλογραφικός προτιμητέος προσανατολισμός). Τα στοιχεία που δημιουργούν τον τεκτονικό ιστό (fabric) ονομάζονται fabric elements και αντιπροσωπεύουν διαμπερείς (penetrative) δομές που επηρεάζουν το σύνολο της μάζας του πετρώματος. Ο όρος random fabric χρησιμοποιείται για τις δομές εκείνες που η κατανομή και ο προσανατολισμός τους είναι τυχαία μέσα στο πέτρωμα, ενώ αντίθετα ο όρος non-random fabric για εκείνες που παρουσιάζουν συγκεκριμένο προσανατολισμό, όπως μια φύλλωση (foliation) ή μια γράμμωση (lineation).

Για το πεδίο της Μικροτεκτονικής πολύ συχνά χρησιμοποιείται και ο όρος microfabrics (τεκτονικός μικροϊστός^{*}), ενώ τα στοιχεία (elements) που σχηματίζουν ένα τεκτονικό μικροϊστό, περιλαμβάνουν το σχήμα των κρυστάλλων, τα όρια των κρυστάλλων, συσσωματώματα ορυκτών με το ίδιο σχήμα ή προσανατολισμό και τον προτιμητέο προσανατολισμό λόγω μεταβολών σε επίπεδο κρυσταλλικού πλέγματος (lattice preferred orientation).

^{*} Σε όσα σημεία στο κείμενο αναφέρεται, χάριν συντομίας, ο όρος τεκτονικός ιστός στην ουσία δηλώνει τον τεκτονικό μικροϊστό (microfabric) στα πλαίσια του πεδίου της Μικροτεκτονικής.

Στη μη γεωλογική βιβλιογραφία για τα μέταλλα και τα κεραμικά ο όρος texture ταυτίζεται με το lattice preferred orientation. Από την άλλη μεριά οι πετρολόγοι χρησιμοποιούν τους όρους texture και structure με διαφορετική σημασία. Ο όρος texture αναφέρεται κυρίως στα γεωμετρικά χαρακτηριστικά των στοιχείων που συγκροτούν ένα πέτρωμα και περιλαμβάνει το μέγεθος, το σχήμα και τον προσανατολισμό, ενώ ο όρος structure αναφέρεται κυρίως στην παρουσία πτυχών, φύλλωσης, γράμμωσης, στρωμάτωσης κλπ. Φαίνεται ότι η διαφορά ανάμεσα σε αυτούς τους δύο όρους δεν είναι σαφής και για το λόγο αυτό η IUGS πρότεινε την αντικατάσταση του όρου texture με τον όρο microstructure, ο οποίος είναι στην ουσία συνώνυμος με τον όρο microfabric.

1.2 Φάσεις παραμόρφωσης και μεταμορφικά γεγονότα (Deformation phases and metamorphic events)

Η μελέτη των μικροδομών και του τεκτονικού ιστού, ιδίως σε κλίμακα λεπτών τομών, μπορεί να χρησιμοποιηθεί αφενός μεν για την κατανόηση των μηχανισμών παραμόρφωσης και μεταμόρφωσης, αφετέρου δε για τον προσδιορισμό της τεκτονο-μεταμορφικής ιστορίας ενός πετρώματος ή μιας ακολουθίας πετρωμάτων. Ένα πέτρωμα από τη στιγμή που θα δημιουργηθεί σε κάποιο γεωδυναμικό περιβάλλον (Εικ. 1.2) μέχρι τη στιγμή που θα φθάσει στο χώρο που το βλέπουμε σήμερα θα έχει υποστεί κάποια παραμόρφωση, η οποία σαν αποτέλεσμα μπορεί να έχει τη δημιουργία τεκτονικού μικροϊστού (microfabric). Αντιλαμβάνεται κανείς ότι όσο πιο σύνθετη είναι η πορεία του πετρώματος στο χώρο και το χρόνο, τόσο πιο σύνθετος θα είναι και ο τεκτονικός μικροϊστός, αφού τα στοιχεία και οι δομές που τον απαρτίζουν θα έχουν δημιουργηθεί σε διαδοχικά ή όχι στάδια και κάτω από διαφορετικές συνθήκες. Οι παράγοντες οι οποίοι διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στη δημιουργία τεκτονικού μικροϊστού είναι οι ακόλουθοι:

- Το παλαιογεωδυναμικό περιβάλλον δημιουργίας ενός πετρώματος.
- Η λιθολογία.
- Η πορεία που ακολούθησε μέχρι την επιφάνεια που το παρατηρούμε σήμερα.
- Ο χρόνος, τόσο ο συνολικός όσο και αυτός του κάθε επιμέρους σταδίου της πορείας του.
- Τα σημαντικά τεκτονικά γεγονότα στα οποία "έλαβε μέρος".
- Οι συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια της πορείας του, που καθόρισαν το αν και πόσα μεταμορφικά γεγονότα υπέστη.

Μέσα από το σχήμα αυτό γίνεται αντιληπτό ότι π.χ. ένα πέτρωμα μιας μεταλπικής λεκάνης που σαν παραμόρφωση έχει απλά τη μεταβολή της κλίσης και κάποιο ρήγμα που το τέμνει, δεν έχει φυσικά τεκτονικό ιστό. Αντίθετα ένα πέτρωμα που στην πορεία της εξέλιξής του έχει μεταμορφωθεί, ακολουθώντας μια πορεία βάθους μέχρι να αναδυθεί στην επιφάνεια, έχει παραμορφωθεί και μεταμορφωθεί κάτω από διαφορετικές συνθήκες σε επιμέρους στάδια σε καθένα από τα οποία αποκτούσε κάποιο τεκτονικό ιστό. Στις περιπτώσεις αυτές μιλάμε για φάσεις παραμόρφωσης (deformation phases) και μεταμορφικά γεγονότα (metamorphic events) που χαρακτηρίζουν την τεκτονομεταμορφική ιστορία του πετρώματος μέσα στο χρόνο.

Σε θεωρητικό επίπεδο θα περίμενε κανείς ότι ένα ιζηματογενές π.χ. πέτρωμα που υποβυθίζεται, παραμορφώνεται, μεταμορφώνεται και ανέρχεται ξανά στην επιφάνεια θα έπρεπε να έχει την ίδια ορυκτολογική σύσταση, όπως το πρωτογενές ίζημα, με την προϋπόθεση ότι οι συνθήκες ισορροπίας θα ήταν ιδανικές για κάθε ένα στάδιο. Αυτό όμως δεν συμβαίνει σχεδόν ποτέ στην πραγματικότητα. Στα περισσότερα παραμορφωμένα πετρώματα δομές με διαφορετικό "στυλ" και γεωμετρία και ορυκτά που αντιπροσωπεύουν διαφορετικό βαθμό μεταμόρφωσης επικαλύπτονται (overprint) μεταξύ τους. Αυτό σημαίνει ότι ιδανική ισορροπία δεν επιτυγχάνεται σε κάθε στάδιο. Με τον όρο επικάλυψη (overprint) χαρακτηρίζονται όλες εκείνες οι περιπτώσεις που δομές ή ορυκτολογικά αθροίσματα διαφορετικής ηλικίας με τη διαδικασία της υπέρθεσης επικαλύπτουν το ένα το άλλο. Επισημαίνεται βέβαια ότι πολλές φορές οι σχέσεις επικάλυψης ανάμεσα στις δομές είναι δύσκολο να αποσαφηνισθούν και πολύ περισσότερο να "μεταφρασθούν" σε παραμορφωτικές φάσεις και μεταμορφικά γεγονότα.



Εικ. 1.2. Το γεωδυναμικό περιβάλλον δημιουργίας ενός πετρώματος και η πορεία μέχρι την επιφάνεια είναι οι παράγοντες που διαμορφώνουν τον τεκτονικό ιστό (το σχήμα του ορογενετικού τόζου από Παπανικολάου 1986).

Με άλλα λόγια η μελέτη και ερμηνεία των τεκτονικών μικροδομών, τόσο από τεκτονική όσο και από πετρολογική άποψη, μας επιτρέπει να καταλήξουμε σε αυτό που λέμε P-T-t-D path (P=πίεση, T=θερμοκρασία, t=χρόνος, D=παραμόρφωση και path=πορεία), που περιγράφει την τεκτονική και μεταμορφική ιστορία και εξέλιξη ενός πετρώματος (Εικ. 1.3). Φυσικά ο προσδιορισμός των φάσεων παραμόρφωσης και μεταμόρφωσης θα μας οδηγήσει να συνειδητοποιήσουμε τα μεγάλα τεκτονικά γεγονότα και κύκλους μεταμόρφωσης που συνδέονται με σημαντικά γεωδυναμικά φαινόμενα στον κύκλο μιας ορογένεσης, όπως η κίνηση των πλακών, η σύγκρουση κλπ.



Εικ. 1.3. Παραμορφωτικές φάσεις και μεταμορφικά γεγονότα. Στην εικ. a) παρουσιάζεται ένας απλός μεταμορφικός κύκλος, ενώ στην εικ. b) μια πιο σύνθετη κατάσταση με περισσότερους του ενός κύκλους και υποκύκλους.

Στο σημείο αυτό επισημαίνεται ότι τα μεταμορφικά γεγονότα είναι διαφορετικής "φύσης" από τις παραμορφωτικές φάσεις. Οι παραμορφωτικές φάσεις αντικατοπτρίζουν περιόδους με έντονη παραμόρφωση ανάμεσα στις οποίες παρεμβάλλονται περίοδοι με ελάχιστη ή και καθόλου παραμόρφωση. Αντίθετα τα μεταμορφικά γεγονότα αντικατοπτρίζουν μόνο το πέρασμα από τις κρίσιμες εκείνες συνθήκες P και Τα που είναι απαραίτητες για να ξεκινήσουν οι χημικές αντιδράσεις που θα οδηγήσουν στη δημιουργία ενός ή περισσοτέρων νέων ορυκτών στο πέτρωμα. Από τη στιγμή όμως που η παραμόρφωση έχει μια καταλυτική επίδραση στην αντίδραση μεταξύ των ορυκτών, πολύ συχνά μεταμορφικά γεγονότα ταυτίζονται σε γενικές γραμμές με παραμορφωτικές φάσεις, ή πιο συγκεκριμένα πολλά ορυκτά της μεταμόρφωσης αναπτύσσονται κατά τη διάρκεια μιας συγκεκριμένης παραμορφωτικής φάσης.

Όπως προαναφέρθηκε, κατά τη διάρκεια του κύκλου της τεκτονομεταμορφικής εξέλιξης ενός πετρώματος, ή μιας ακολουθίας πετρωμάτων, οι νεότερες τεκτονικές δομές έρχονται και επικαλύπτουν (overprint) τις παλαιότερες. Αυτός είναι και ο βασικός τρόπος της σχετικής χρονολόγησης των δομών που δημιουργούνται στις διάφορες παραμορφωτικές φάσεις, δεδομένου ότι όλες οι νεότερες δομές παραμορφώνουν, πτυχώνουν ή κόβουν τις παλαιότερες. Το ίδιο ισχύει και σε ότι αφορά στη διάκριση των μεταμορφικών γεγονότων, δεδομένου ότι οι ορυκτολογικές παραγενέσεις των νεότερων από αυτά έρχονται και επικαλύπτουν αυτές των παλαιότερων (Εικ. 1.4).



Εικ. 1.4. Οι σχέσεις επικάλυψης των τεκτονικών δομών μας παρέχουν τα απαραίτητα στοιχεία για τον προσδιορισμό των παραμορφωτικών φάσεων.

Για παράδειγμα, παρατηρώντας την Εικ. 1.4 στην προηγούμενη σελίδα και βασιζόμενοι στη λογική της επικάλυψης μπορούμε να υποθέσουμε ότι η πρώτη παραμορφωτική φάση (με μια συνιστώσα κατακόρυφης συμπίεσης – vertical shortening) δημιούργησε μια φύλλωση σε συνθήκες μεταμόρφωσης (πρώτο μεταμορφικό γεγονός) τέτοιες που ήταν κατάλληλες για τη δημιουργία του βιοτίτη. Στη συνέχεια μια δεύτερη παραμορφωτική φάση (με μια συνιστώσα πλάγιας συμπίεσης – oblique shortening) δημιούργησε μια δεύτερη φύλλωση (που τέμνει και επικαλύπτει την προηγούμενη) που συνοδεύεται από την παρουσία χλωρίτη που φανερώνει ένα δεύτερο μεταμορφικό γεγονός, σε συνθήκες χαμηλής μεταμόρφωσης. Μια τρίτη παραμορφωτική φάση, η οποία δεν συνοδεύεται από κάποιο μεταμορφικό γεγονός, δημιούργησε τη διάρρηξη που τέμνει και μετακινεί τις δομές που δημιουργήθηκαν από τις προηγούμενες φάσεις.



Εικ. 1.5. Επικαλυπτόμενες τεκτονικές δομές και παραμορφωτικές φάσεις.

Μια αντίστοιχη διαδοχή παραμορφωτικών φάσεων παρατηρείται και στην Εικ. 1.5 όπου κατά τη διάρκεια της πρώτης παραμορφωτικής φάσης (D_1) πτυχώνεται η στρώση S_0 και δημιουργείται η φύλλωση S_1 . Κατά τη διάρκεια της δεύτερης παραμορφωτικής φάσης (D_2) πτυχώνονται και η S_0 και η S_1 και δημιουργείται η S_2 , ενώ κατά τη διάρκεια της τρίτης παραμορφωτικής φάσης πυχώνονται όλες οι προηγούμενες επιφάνειες. Οι επιφάνειες S_1 & S_2 μπορεί να συνδέονται με μεταμορφικά γεγονότα, αν οι συνθήκες είναι τέτοιες ώστε κατά μήκος τους να έχουν αναπτυχθεί νέα ορυκτά.

Σε γενικές γραμμές η διάκριση παραμορφωτικών φάσεων από την ανάλυση του τεκτονικού ιστού των πετρωμάτων είναι μια διαδικασία η οποία απαιτεί πολύ μεγάλη προσοχή,

δεδομένου ότι ο κανόνας των επικαλυπτόμενων δομών (του overprinting) παρουσιάζει και ορισμένες εξαιρέσεις. Τα προβλήματα, λοιπόν, στη διάκριση των φάσεων παραμόρφωσης, συνοπτικά, είναι τα ακόλουθα:

1. Μπορεί να δημιουργούνται επικαλυπτόμενες δομές κατά τη διάρκεια της ίδιας παραμορφωτικής φάσης. Μη ομοαξονική προοδευτική παραμόρφωση μπορεί να δημιουργήσει επικαλυπτόμενες δομές χωρίς σημαντική αλλαγή στον προσανατολισμό και το μέγεθος του γενικού εντατικού πεδίου. Το φαινόμενο αυτό είναι συχνό στα μυλονιτικά πετρώματα που αναπτύσσονται σε ζώνες διάτμησης (βλπ. στα επόμενα κεφάλαια) όπου πολύ συχνά εντοπίζονται πτυχές (συνήθως sheath folds) που παραμορφώνουν μεν τη μυλονιτική φύλλωση (Εικ. 1.6), είναι όμως το αποτέλεσμα της ίδιας παραμορφωτικής φάσης, η οποία είναι υπεύθυνη τόσο για τη δημιουργία της φύλλωσης όσο και για τη δημιουργία της πτύχωσης.



Εικ. 1.6. Σε συνθήκες μη ομοαζονικής προοδευτικής παραμόρφωσης μπορούν να δημιουργηθούν επικαλυπτόμενες δομές κατά τη διάρκεια της ίδιας παραμορφωτικής φάσης.

2. Διαφορετικές παραμορφωτικές φάσεις δεν είναι απαραίτητο να δημιουργούν επικαλυπτόμενες δομές. Δύο διαφορετικές παραμορφωτικές φάσεις με ίδιο προσανατολισμό εντατικού πεδίου και ίδιες συνθήκες μεταμόρφωσης δίνουν δομές που είναι πολύ δύσκολο να διακριθούν αφού διαμορφώνουν με τον ίδιο τρόπο τον τεκτονικό ιστό. Π.χ. μπορεί να υφίσταται μια παλαιότερη φύλλωση με κεροστίλβη ηλικίας 2400 Ma, που έχει σχηματισθεί σε συνθήκες αμφιβολιτικής φάσεως (Εικ. 1.7) η οποία επικαλύπτεται από μια νεότερη παραμορφωτική φάση, ηλικίας 1600 Ma, σε ίδιες συνθήκες μεταμόρφωσης κάτω από ένα εντατικό πεδίο με περίπου ίδιο προσανατολισμό. Το αποτέλεσμα δεν θα είναι τίποτε περισσότερο από μια "δυναμοποίηση" (strengthening) τις παλαιότερης φύλλωσης και μόνο λεπτομερείς μικροαναλύσεις στα ορυκτά θα μας αποκαλύψουν τα παραμορφωτικά και μεταμορφικά γεγονότα που έχουν συμβεί.



Εικ. 1.7. Διαφορετικές παραμορφωτικές φάσεις δεν είναι απαραίτητο να δημιουργούν επικαλυπτόμενες δομές.

3. Μόνο η σχετική ηλικία των παραμορφωτικών φάσεων μπορεί να προσδιορισθεί. Πανομοιότυπες επικαλυπτόμενες δομές μπορεί να δημιουργούνται είτε στον ίδιο είτε σε διαφορετικούς ορογενετικούς κύκλους. Π.χ. στην Εικ. 1.8 διακρίνεται μια παλαιότερη φύλλωση S₁ που επικαλύπτεται από ένα νεότερο πτυχοσχισμό (crenulation cleavage) S₂. Η φύλλωση μπορεί να είναι αρχαϊκής ηλικίας και ο πτυχοσχισμός φανεροζωϊκής, αλλά μπορεί επίσης και οι δύο αυτές δομές να είναι το αποτέλεσμα μιας επώθησης ενός καλύμματος και να έχουν δημιουργηθεί μέσα σε μερικές εκατοντάδες χιλιάδες χρόνια.



Εικ. 1.8. Προσδιορισμός σχετικής ηλικίας παραμορφωτικών φάσεων από επικαλυπτόμενες δομές.



Εικ. 1.9. βλπ. κείμενο.

Η σπουδαιότητα των 4. παραμορφωτικών φάσεων εξαρτάται από την κλίμακα παρατήρησης. Κατά τη διάρκεια της δημιουργίας μιας πτυχής η φύλλωση που δημιουργείται παράλληλα με τα αξονικά επίπεδα μπορεί να περιστραφεί σε ακραίες τιμές και να δώσει ένα τοπικό πτυχοσχισμό (crenulation cleavage) που επικαλύπτει την αρχική φύλλωση (Εικ. 1.9). Και οι δύο αυτές δομές όμως έχουν σχηματισθεί κατά τη διάρκεια της ίδιας παραμορφωτικής φάσης. Εξετάζοντας λοιπόν την παραμόρφωση σε κλίμακα λεπτής τομής ή κλίμακα τομής δρόμου μπορεί να διακρίνω επικαλυπτόμενες δομές που δείχνουν δύο παραμορφωτικές φάσεις. Αντίθετα εξετάζοντας την

παραμόρφωση σε κλίμακα μεγάλης περιοχής διακρίνω ότι και οι δύο αυτές δομές αποτελούν μέρη της ίδιας παραμορφωτικής φάσης.

5. Οι παραμορφωτικές φάσεις μπορεί να είναι διαχρονικές. Η παραμόρφωση μπορεί να επηρεάζει τα πετρώματα με ένα προοδευτικό και διαχρονικό τρόπο, όπως π.χ σε ένα πρίσμα συσσώρευσης σε μια ζώνη καταβύθισης (Εικ. 1.10). Στο σημείο Β δημιουργείται μια πρώτη φύλλωση (D₁) ενώ στο σημείο C (που έχει ήδη περάσει από την περιοχή του σημείο υ B) δημιουργείται μια νεότερη δομή (D₂) που επικαλύπτει την παλαιά φύλλωση. Αυτό σημαίνει ότι το D₂ στην θέση C μπορεί να είναι ισόχρονο ή και παλαιότερο από το D₁ στη θέση B.



Εικ. 1.10. Ο διαχρονικός χαρακτήρας των παραμορφωτικών φάσεων σε συνθήκες προοδευτικής παραμόρφωσης.

Στη συνέχεια παρατίθενται τα κριτήρια εκείνα που βοηθούν να αποσαφηνισθεί αν επικαλυπτόμενες δομές αντιστοιχούν σε διαφορετικές παραμορφωτικές φάσεις (Εικ. 1.11).



Εικ. 1.11. Κριτήρια διάκρισης παραμορφωτικών φάσεων (βλπ. κείμενο).

- a) Δύο επικαλυπτόμενες φυλλώσεις που χαρακτηρίζονται από παραγενέσεις που προϋποθέτουν διαφορετικό βαθμό μεταμόρφωσης, πρέπει να ανήκουν σε διαφορετικές παραμορφωτικές φάσεις.
- b) Φυλλώσεις που, σε επίπεδο λεπτής τομής, επικαλύπτουν η μία την άλλη αντιπροσωπεύουν διαφορετικές παραμορφωτικές φάσεις, αν και εξαιρέσεις, όπως τα oblique fabrics και τα shear band cleavages (βλπ. στα επόμενα), υπάρχουν.
- c) Επικαλυπτόμενες φάσεις πτυχώσεων, που τα αξονικά τους επίπεδα έχουν γωνιακή σχέση, αντιπροσωπεύουν διαφορετικές παραμορφωτικές φάσεις. Προσοχή χρειάζεται στην περίπτωση ισοκλινών επαναπτυχώσεων με παράλληλους άξονες (Type III κατά Ramsay), που μπορεί να σχηματίζονται κατά τη διάρκεια της ίδιας παραμορφωτικής φάσης.
- d) Boudins που έχουν υποστεί βράχυνση (shortened boudins), σχηματίζονται συνήθως από την επικάλυψη δύο παραμορφωτικών φάσεων. Η πρώτη φάση (extension) δημιουργεί τα boudins και η δεύτερη φάση (shortening) δημιουργεί τα shortened boudins.
- e) Μερικές εσωτερικές δομές σε πορφυροκλάστες (βλπ. στα επόμενα) αντιπροσωπεύουν διαφορετικές φάσεις παραμόρφωσης.
- f) Οι φλέβες και οι κοίτες πολύ συχνά είναι σημαντικές δομές που βοηθούν να διακριθούν οι παραμορφωτικές φάσεις και οι φυλλώσεις που σχετίζονται με αυτές.

2. Τεκτονική Ροή και Παραμόρφωση

2.1 Γενικές έννοιες

Παρατηρώντας και εξετάζοντας τον τελικό τεκτονικό ιστό ενός πετρώματος σήμερα, όπως αυτός έχει διαμορφωθεί μέσα στο χρόνο, πιθανώς να μπορέσουμε να ανακατασκευάσουμε ολόκληρη ή μέρος από την τεκτονική ιστορία και εξέλιξη του πετρώματος. Η όλη διαδικασία αφορά κατά κύριο λόγο τη μελέτη της μεταβολής του σχήματος του γεωλογικού σώματος, που εντάσσεται στο πεδίο της *κινηματικής (kinematics)*, δηλαδή στη μελέτη της κίνησης των επιμέρους σωματιδίων του υλικού που παραμορφώθηκε, χωρίς αναφορά στις δυνάμεις (τάσεις) που προξένησαν αυτή την κίνηση.

Ας παρακολουθήσουμε το παράδειγμα της Εικ. 2.1 όπου σε ένα κιβώτιο διάτμησης εξομοιώνεται πειραματικά η πτύχωση ενός σκουρόχρωμου ορίζοντα μέσα σε ένα ανοιχτόχρωμο υλικό με διαφορετική πυκνότητα. Έστω ότι το πείραμα διαρκεί μία ώρα (10:00 – 11:00). Κατά τη διάρκεια αυτή ένα σωματίδιο Ρ μετακινήθηκε αναφορικά με τον πυθμένα του κιβωτίου αλλά και με τα υπόλοιπα σωματίδια.

Κάθε χρονική στιγμή μπορούμε να αντιστοιχίσουμε στο P μια ταχύτητα και μια κατεύθυνση της κίνησης, με ένα βέλος που αναπαριστά το άνυσμα της ταχύτητας (velocity vector). Ακολουθώντας το P για κάποιο μικρό χρονικό διάστημα (π.χ. 5 sec) το ίχνος που θα διαγράψει είναι μια ευθεία γραμμή παράλληλη στο άνυσμα της ταχύτητας και ονομάζεται άνυσμα επαυζητικής μετατόπισης (incremental displacement vector). Σε μια άλλη χρονική στιγμή τα δύο αυτά μεγέθη για το P μπορεί να είναι εντελώς διαφορετικά. Αυτό σημαίνει ότι η τροχιά μετατόπισης (displacement path, αναφέρεται και ως τροχιά σωματιδίου – particle path) από την αρχική μέχρι την τελική θέση αποτελείται από το άθροισμα των επιμέρους ανυσμάτων επαυξητικής μετατόπισης, σε κάθε ένα από τα οποία αντιστοιχεί ένα επιμέρους άνυσμα ταχύτητας. Μπορούμε επίσης να ενώσουμε το αρχικό με το τελικό σημείο της τροχιάς του P με ένα άνυσμα που ονομάζεται άνυσμα πεπερασμένης μετατόπισης (finite displacement vector).

Αν η παραπάνω διαδικασία ακολουθηθεί για πολλά επιμέρους σωματίδια P, τότε σε μια χρονική στιγμή θα δημιουργηθεί ένα πρότυπο ανυσμάτων ταχύτητας που ονομάζεται πρότυπο -τεκτονικής- ροής (flow pattern). Το πρότυπο των ανυσμάτων επαυξητικής μετατόπισης ονομάζεται πρότυπο επαυζητικής παραμόρφωσης (incremental deformation pattern), το πρότυπο των τροχιών μετατόπισης ως τροχιά παραμόρφωσης (deformation path) και το πρότυπο των ανυσμάτων πεπερασμένης μετατόπισης ως πρότυπο πεπερασμένης παραμόρφωσης (finite deformation pattern). Η διαδικασία της συσσώρευσης της παραμόρφωσης με το χρόνο είναι γνωστή με το όνομα προοδευτική παραμόρφωση (progressive deformation), και η πεπερασμένη παραμόρφωση (finite deformation) αντιπροσωπεύει τη διαφορά στη γεωμετρία ανάμεσα στο αρχικό και τελικό στάδιο του παραμορφωμένου σώματος.



Εικ. 2.1. Σχηματική αναπαράσταση του ανύσματος της ταχύτητας, του ανύσματος επαυζητικής μετατόπισης και του ανύσματος περασμένης μετατόπισης ενός σωματιδίου P σε ένα πείραμα παραμόρφωσης σε κιβώτιο διάτμησης.

Με βάση τη λογική που περιγράφηκε στο παραπάνω πείραμα φαίνεται πως μπορεί κανείς να αναπαραστήσει την τεκτονική ροή και την παραμόρφωση. Όταν τα στάδια που συσχετίζουμε είναι κοντά χρονικά το ένα στο άλλο τότε μπορούμε να καταλήξουμε στο πρότυπο επαυξητικής παραμόρφωσης και τις τροχιές πεπερασμένης μετατόπισης. Αυτό όμως δεν είναι τόσο απλό στην πράξη δεδομένου ότι εξετάζοντας την παραμόρφωση ενός γεωλογικού σώματος συνήθως συσχετίζουμε στάδια που χρονικά απέχουν πολύ μεταξύ τους. Άρα στην προκειμένη περίπτωση το στοιχείο που θα έχουμε είναι το άνυσμα πεπερασμένης μετατόπισης, το οποίο όμως δεν μας δίνει πολλά στοιχεία για την ιστορία της παραμόρφωσης. Άρα στην ουσία το πρότυπο της τεκτονικής ροής μπορεί να αναπαρασταθεί ικανοποιητικά μόνο για επιμέρους στάδια της παραμόρφωσης.

Το σχήμα των προτύπων που περιγράφησαν στο παραπάνω πείραμα σχετίζονται άμεσα με το πλαίσιο αναφοράς (reference frame) ή τους άξονες αναφοράς (reference axes), που χρησιμοποιούνται για την περιγραφή (Εικ. 2.2). Στα πειραματικά δεδομένα ως πλαίσιο αναφοράς χρησιμοποιείται το κιβώτιο διάτμησης ή το κέντρο του δείγματος στο οποίο ασκείται η παραμόρφωση. Στη μικροτεκτονική ως πλαίσιο αναφοράς χρησιμοποιούνται συνήθως τμήματα από το δείγμα. Στην μεγάλη κλίμακα χρησιμοποιείται π.χ. το αυτόχθονο υπόβαθρο, ή ένα γεωγραφικό πλαίσιο όπως π.χ. μια πόλη ή ο Βορράς.



Χρησιμοποιούνται όμως και άλλοι συντελεστές που είναι ανεξάρτητοι από το πλαίσιο αναφοράς, όπως π.χ. η σχετική πεπερασμένη μετατόπιση δύο σωματιδίων, που υπολογίζεται από τη απόσταση μεταξύ δύο σωματιδίων σε δύο διαφορετικά στάδια (Εικ. 2.2). Ο λόγος της απόστασης των δύο σωματιδίων στο τελικό στάδιο προς την απόστασή τους στο αρχικό καλείται έκταση (stretch) της γραμμής που ενώνει τα δύο σωματίδια και δεν εξαρτάται από το πλαίσιο αναφοράς. Στην περίπτωση της τεκτονικής ροής, ο *ρυθμός έκτασης* (stretching rate), δηλαδή η έκταση στη μονάδα του χρόνου, είναι επίσης ανεξάρτητος από το πλαίσιο αναφοράς.

2.2 Ομοιογενής και Ανομοιογενής Τεκτονική Ροή και Παραμόρφωση

Σε γενικές γραμμές η -τεκτονική- ροή σε ένα γεωλογικό σώμα είναι ανομοιογενής, όπως π.χ. το πρότυπο ροής στο πείραμα που περιγράφηκε στα προηγούμενα διαφέρει από θέση σε θέση και το αποτέλεσμα μετά από ορισμένο χρόνο είναι η ανομοιογενής παραμόρφωση. Οι πτυχές και τα boudins που δημιουργούνται σε ένα επίπεδο στρώμα αποτελούν έκφραση της ανομοιογενούς παραμόρφωσης.

Η τεκτονική ροή στη φύση είναι σε γενικές γραμμές ανομοιογενής και δύσκολο να περιγραφεί με αριθμούς ή απλές φράσεις. Χαρακτηριστικό της ομοιογενούς παραμόρφωσης είναι ότι ευθύγραμμες και παράλληλες "γραμμές-δείκτες" παραμένουν ευθύγραμμες και παράλληλες και ότι κάθε κύκλος παραμορφώνεται σε έλλειψη οι άξονες της οποίας ταυτίζονται με τους άξονες του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης (Εικ. 2.3).



Εικ. 2.3. Χαρακτηριστικά της ομοιγενούς και ανομοιογενούς παραμόρφωσης. Χαρακτηριστικό της ομοιογενούς παραμόρφωσης είναι ότι ευθύγραμμες και παράλληλες "γραμμές-δείκτες" παραμένουν ευθύγραμμες και παράλληλες και ότι κάθε κύκλος παραμορφώνεται σε έλλειψη.

Η ομοιογενής ροή και παραμόρφωση μπορούν να αναπαρασταθούν πλήρως από 4 αριθμούς, τους *τανυστές (tensors)*. Αυτό τελικά μπορεί να εφαρμοσθεί σε αρκετές περιπτώσεις δεδομένου ότι η απόκλιση της τεκτονικής ροής από το να είναι ανομοιογενής εξαρτάται από την κλίμακα παρατήρησης (Εικ. 2.4). Έτσι σε κάθε πέτρωμα υπάρχουν τμήματα και κλίμακες παρατήρησης που η τεκτονική ροή μπορεί να θεωρηθεί πρακτικά ομοιογενής.

Στο σχήμα της Εικ. 2.4a η στρωμάτωση και η φύλλωση σε κλίμακα Km θεωρούνται ομοιγενείς. Αντίθετα σε κλκίμακα μέτρων (Εικ. 2.4b) στρωμάτωση και φύλλωση είναι ανομοιογενείς. Σε επίπεδο cm η φύλλωση είναι ομοιογενής (Εικ. 2.4c), σε επίπεδο λεπτής τομής ανομοιογενής (Εικ. 2.4d) και σε επίπεδο κρυστάλλου επίσης ομοιογενής (Εικ. 2.4e).

Ακολουθεί ένα παράδειγμα αριθμητικής περιγραφής της ομοιογενούς ροής και παραμόρφωσης. Στο πείραμα που περιγράφηκε στα προηγούμενα θεωρούμε ένα μικρό χρονικά τμήμα του πειράματος όπου η παραμόρφωση και η ροή μπορούν να θεωρηθούν ομοιογενείς (Εικ. 2.5a). Σε μία δεδομένη χρονική στιγμή ένα κανονικό πρότυπο των ανυσμάτων της ταχύτητας είναι αυτό που χαρακτηρίζει το πρότυπο της τεκτονικής ροής (Εικ. 2.5b).





Θεωρούμε στη συνέχεια ζεύγη από σημεία της ύλης, που συνδέονται μεταξύ τους με ευθείες γραμμές, τις γραμμές ύλης (material lines, Εικ. 2.5c) και καταγράφουμε το ρυθμό έκτασης Š (stretching rate Š) και τη γωνιακή ταχύτητα ω (angular velocity ω) αυτών των γραμμών (Εικ. 2.5d). Μπορούν να κατασκευασθούν χ-ψ διαγράμματα του ρυθμού έκτασης και της γωνιακής ταχύτητας σε σχέση με τον προσανατολισμό των γραμμών, μιας και όλες οι παράλληλες γραμμές δίνουν ίδιες τιμές στην ομοιογενή ροή (Εικ. 2.3). Το αποτέλεσμα των διαγραμμάτων αυτών είναι δύο καμπύλες που έχουν το ίδιο γενικό σχήμα για κάθε τύπο ροής απλά μεταβάλλονται ως προς την κατακόρυφη έννοια για διαφορετικούς τύπους ροής (Εικ. 2.5e). Το μήκος κύματος των καμπυλών αυτών μπορεί επίσης να μεταβάλλεται, αλλά είναι πάντα το ίδιο και για τα δύο διαγράμματα για ένα συγκεκριμένο τύπο ροής. Το max και min των καμπυλών αυτών απέχουν πάντα 45⁰. Αν οι καμπύλες αυτές παρουσιάζουν άλλο σχήμα, τότε η ροή δεν είναι ομοιογενής. Τα ειδικά χαρακτηριστικά της ομοιογενούς -τεκτονικής- ροής παρουσιάζονται στις Εικ. 2.5 και 2.6.

Υπάρχουν δύο γραμμές κατά μήκος των οποίων ο ρυθμός έκτασης λαμβάνει τη μέγιστη και την ελάχιστη τιμή του, που ονομάζονται άζονες στιγμιαίας έκτασης (instantaneous stretching axes – ISA). Οι άξονες αυτοί είναι ορθογώνιοι σε κάθε τύπο ροής. Επίσης υπάρχουν δύο γραμμές κατά μήκος των οποίων η γωνιακή ταχύτητα λαμβάνει μηδενική τιμή, που ονομάζονται irrotational material lines (γραμμές ύλης χωρίς περιστροφή). Το μήκος κύματος της καμπύλης του ρυθμού έκτασης (Š) ονομάζεται Š_κ και αποτελεί ένα μέτρο του ρυθμού έκτασης. Η ανύψωση της γραμμής συμμετρίας της καμπύλης της γωνιακής ταχύτητας είναι ένα μέτρο της στροβιλότητας (vorticity).

Στην περίπτωση που η καμπύλη του ρυθμού έκτασης είναι συμμετρική ως προς τον άξονα μηδενικού ρυθμού έκτασης, δεν συνεπάγεται μεταβολή του χώρου στη ροή και οι γραμμές μηδενικού ρυθμού έκτασης είναι ορθογώνιες (Εικ. 2.6). Η ροή στην περίπτωση αυτή ονομάζεται *ισοχωρική (isochoric)*. Στην Εικ. 2.6 παρουσιάζονται τρεις τύποι ισοχωρικής ροής. Στη στήλη a παρουσιάζονται οι καμπύλες του ρυθμού έκτασης (Š) και της γωνιακής ταχύτητας (ω) των γραμμών ύλης (material lines) σε σχέση με τον προσανατολισμό των γραμμών α_κ. Στη στήλη b παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των γραμμών ύλης με βέλη που δείχνουν τη φορά του ρυθμού έκτασης και της γωνιακής ταχύτητας. Στη στήλη c παρουσιάζονται τα ανύσματα της ταχύτητας (flow pattern – πρότυπο -τεκτονικής- ροής).



Εικ. 2.5. Η αριθμητική περιγραφή και τα ειδικά χαρακτηριστικά της ομοιογενούς -τεκτονικής- ροής.

Στην περίπτωση που η καμπύλη της γωνιακής ταχύτητας είναι συμμετρική σε σχέση με τον άξονα μηδενικής γωνιακής ταχύτητας, οι γραμμές μηδενικής γωνιακής ταχύτητας (irrotational lines) θα είναι ορθογώνιες και παράλληλες με τους άξονες ISA. Η ροή τότε είναι ομοαζονική (coaxial), ή όπως αλλιώς είναι γνωστή ροή καθαρής διάτμησης (pure shear flow), που χαρακτηρίζεται από ορθορομβική συμμετρία (Εικ. 2.6).

Αν σε όλες τις γραμμές ύλης αυξήσουμε τη γωνιακή ταχύτητα η καμπύλη θα μετακινηθεί προς τα πάνω ή προς τα κάτω, για δεξιόστροφη ή αριστερόστροφη περιστροφή αντίστοιχα. Τότε η ροή θα είναι μη-ομοαξονική (non-coaxial) αφού οι irrotational lines δεν θα είναι παράλληλες με τους άξονες ISA (Εικ. 2.6). Η απόκλιση της καμπύλης της γωνιακής ταχύτητας από τον άξονα αποτελεί ένα μέτρο του περιστροφικού χαρακτήρα της ροής, δηλαδή της στροβιλότητας (vorticity).

Υπάρχει μια ειδική περίπτωση όπου η καμπύλη της γωνιακής ταχύτητας εφάπτεται του άξονα μηδενικής γωνιακής ταχύτητας και υπάρχει μόνο μία irrotational line. Αυτός ο τύπος ροής είναι γνωστός σαν ροή απλής διάτμησης (simple shear flow, Εικ. 2.6). Όλοι οι μηομοαξονικοί τύποι ροής παρουσιάζουν μονοκλινή συμμετρία.

Η αριθμητική περιγραφή των μεγεθών που παρουσιάσθηκαν μπορεί να δοθεί από τους παρακάτω τύπους:

$$\begin{split} \check{\mathbf{S}}_{\kappa} &= \check{\mathbf{S}}_1 - \check{\mathbf{S}}_2 = \omega_1 - \omega_2 \\ \mathbf{W}_k &= (\omega_1 + \omega_2)/2 \; \check{\mathbf{S}}_{\kappa} \\ \mathbf{A}_k &= (\check{\mathbf{S}}_1 + \check{\mathbf{S}}_2)/2 \; \check{\mathbf{S}}_{\kappa} \end{split}$$



Εικ. 2.6. Οι τρεις τύποι ισοχωρικής -τεκτονικής- ροής.

To \check{S}_{κ} και αποτελεί ένα μέτρο του ρυθμού έκτασης (strain rate). To W_k είναι γνωστό ως αριθμός κινηματικής στροβιλότητας (kinematic vorticity number) και αποτελεί ένα μέτρο της περίστρεψης ενός τύπου ροής. To A_k είναι γνωστό ως αριθμός κινηματικής διόγκωσης (kinematic dilatancy number) και αποτελεί ένα μέτρο του ρυθμού με τον οποίο μία επιφάνεια διογκώνεται με το χρόνο. Π.χ. ροή απλής διάτμησης χωρίς μεταβολή της περιοχής το $W_k = 1$ και το $A_k = 0$. Η ροή καθαρής διάτμησης έχει $W_k = 0$ και $A_k = 0$ (Εικ. 2.6). Όλες οι πιθανές γεωμετρίες των προτύπων ροής προσδιορίζονται από τα W_k και A_k , δεδομένου ότι το \check{S}_{κ} το ρυθμό συσσώρευσης της παραμόρφωσης για ένα συγκεκριμένο τύπο ροής και το a_{κ} περιγράφει τον προσανατολισμό σε σχέση με ένα εξωτερικό πλαίσιο αναφοράς.

Αν η -τεκτονική- ροή, με τη μορφή κάποιου από τα πρότυπα της Εικ. 2.6, λαμβάνει χώρα σε ένα υλικό για κάποιο χρόνο, οι γραμμές ύλης περιστρέφονται κατά έναν άξονα που ταυτίζεται με την επεκτεινόμενη γραμμή ύλης χωρίς περιστροφή (extending irrotational material line). Αυτός ο άξονας μεταφορικά "προσελκύει" (attracts) τις γραμμές ύλης κατά την προοδευτική παραμόρφωση. Στους περισσότερους τύπους της ομοιογενούς ροής στις τρεις διαστάσεις (βλπ. επόμενο κεφάλαιο) υπάρχει μια γραμμή ύλης με αυτή την ιδιότητα που συνήθως έχει τη μορφή γραμμής ή το συνηθέστερο επιπέδου. Δεδομένου λοιπόν ότι οι γραμμές ύλης περιστρέφονται γύρω από τέτοιους άξονες ή επίπεδα, ο μέγιστος άξονας της τελικής (πεπερασμένης? – finite) έλλειψης καταπόνησης (βλπ. επόμενο κεφάλαιο) και άρα και τα περισσότερα στοιχεία του τεκτονικού ιστού στα πετρώματα θα κάνουν το ίδιο. Οι συγκεκριμένες αυτές διευθύνσεις που συμβαίνει αυτό καλούνται προσελκυστές? του τεκτονικού ιστού (fabric attractor, FA στην Εικ. 2.6). Ακόμα και αν η ροή δεν είναι ομοιογενής οι fabric attractor με τη μορφή καμπυλών και θα "έλκουν" τα στοιχεία του τεκτονικού ιστού και σα "έλκουν" τα στοιχεία του τεκτονικού μουρφή καμπυλών και θα "έλκουν" τα στοιχεία του τεκτονικού ιστού και σα "έλκουν" τα στοιχεία του τεκτονικού και σα ποι συνήθως και του τοι χραμμόσεων στα παραμορφωμένα πετρώματα.

2.3 Παραμόρφωση και Καταπόνηση (Deformation and Strain)

Όπως ακριβώς και με την ομοιογενή -τεκτονική- ροή, η ομοιογενής παραμόρφωση μπορεί να περιγραφεί από την κατανομή των προτύπων της έκτασης (stretch) και περιστροφής (rotation) ενός συνόλου γραμμών που συνδέουν τα σωματίδια-δείκτες (Εικ. 2.7). Δημιουργούνται έτσι με ανάλογο τρόπο δύο γραφήματα, με τη διαφορά τώρα ότι οι καμπύλες είναι ασύμμετρες. Είναι επίσης αναγκαίο να προσδιορισθεί αν η έκταση και η περιστροφή μιας γραμμής δίνονται για αρχική θέση της γραμμής κατά την έναρξη ή μετά την παραμόρφωση.

Το παράδειγμα της Εικ. 2.7 αναφέρεται στην πρώτη περίπτωση και αντιπροσωπεύει δύο στάδια της εξέλιξης της παραμόρφωσης του πειράματος που αναφέρθηκε στα προηγούμενα. Τα στάδια αυτά απέχουν (χρονικά) αρκετά μεταξύ τους και χρησιμοποιούνται για την αναπαράσταση του προτύπου της παραμόρφωσης (Εικ. 2.7b). Σύνολα από σημεία-δείκτες μπορούν να συνδεθούν μεταξύ τους με γραμμές ύλης (material lines) και η περιστροφή (rotation "r") και η έκταση (stretch "S") κάθε γραμμής μπορεί να καταγραφεί (Εικ. 2.7c). Μπορούν έτσι να κατασκευασθούν τα διαγράμματα της περιστροφής και της έκτασης σε σχέση με τον αρχικό προσανατολισμό (πριν την παραμόρφωση) των γραμμών ύλης. Η μέ-γιστα και η ελάχιστη τιμή της έκτασης (Εικ. 2.7d) είναι γνωστές με το όνομα κύριες εκτά-σεις (principal stretches) ή κύριες τιμές καταπόνησης S_1 και S_2 (principal strain values). Παρατηρούνται κατά μήκος γραμμών που είναι ορθογώνιες πριν και μετά την παραμόρφωση και αντιπροσωπεύουν τους κύριους άζονες καταπόνησης (principal strain axes).

Και η ομοιογενής παραμόρφωση μπορεί να περιγραφεί πλήρως με ένα τανυστή (tensor), δηλαδή με τέσσερα συνολικά μεγέθη, που είναι: i) τα S₁ και S₂ που περιγράφουν την καταπόνηση (strain) ή την μεταβολή στο σχήμα, που αντιπροσωπεύει τμήμα της ομοιογενούς παραμόρφωσης, ii) το μέγεθος β_k που περιγράφει τον προσανατολισμό των κύριων αξόνων καταπόνησης σε ένα πλαίσιο (ή άξονες) αναφοράς κατά την έναρξη της παραμόρφωσης, iii) το μέγεθος ρ_k που αντιπροσωπεύει την περιστροφή των κύριων αξόνων καταπόνησης στο πλαίσιο αναφοράς μεταξύ του αρχικού και τελικού σταδίου (Εικ. 2.7e). Επισημαίνεται ότι η παραμόρφωση (deformation) προσδιορίζεται από την καταπόνηση (deformation, που περιγράφει μόνο τη μεταβολή στο σχήμα) και τη συνιστώσα της περιστροφής ρ_k. Άρα οι δύο αυτοί όροι καλό είναι να μην χρησιμοποιούνται ως συνώνυμα.



Εικ. 2.7. Η αριθμητική περιγραφή και τα ειδικά χαρακτηριστικά της ομοιογενούς παραμόρφωσης.

Στην ομοιογενή παραμόρφωση ένας κύκλος παραμορφώνεται σε έλλειψη (Εικ. 2.4 & 2.7). Το σχήμα αυτής της έλλειψης αποτελεί ένα μέτρο της καταπόνησης και οι κύριοι άξονες του ελλειψοειδούς αντιπροσωπεύουν τους κύριους άξονες καταπόνησης. Αν ο αρχικός κύκλος έχει ακτίνα ίση με τη μονάδα, η έλλειψη αυτή είναι γνωστή ως έλλειψη καταπόνησης (strain ellipse –στην ελληνική βιβλιογραφία συνήθως αναφέρεται ως έλλειψη παραμόρφωσης) και τα μήκη των κύριων αξόνων καταπόνησης είναι τα S₁ και S₂ αντίστοιχα.

Η δυσδιάστατη περιγραφή της -τεκτονικής- ροής και παραμόρφωσης που περιγράφηκε στα προηγούμενα μπορεί εύκολα να επεκταθεί και στις τρεις διαστάσεις. Αν η ροή είναι ομοιογενής μπορεί να αναπαρασταθεί στις τρεις διαστάσεις ως τανυστής με εννέα συνιστώσες. Τρεις από αυτές καθορίζουν τους ρυθμούς έκτασης (stretching rates S) κατά μήκος τριών ορθογωνίων αξόνων στιγμιαίας έκτασης (Instantaneous Stretching Axes – ISA), τρεις καθορίζουν τον προσανατολισμό και το μέγεθος του ανύσματος στροβιλότητας (vorticity vector) και τρεις περιγράφουν τον προσανατολισμό του προτύπου -τεκτονικής- ροής (flow pattern) στο χώρο.

Η ομοιογενής παραμόρφωση στις τρεις διαστάσεις επίσης αναπαρίσταται ως τανυστής με εννέα τιμές. Τρεις τιμές προσδιορίζουν τις κύριες εκτάσεις (principal stretches) ή τιμές της κύριας καταπόνησης (principal strain values) S₁, S₂ και S₃, κατά μήκος τριών ορθογώνιων κυρίων αξόνων καταπόνησης (principal strain axes), τρεις περιγράφουν την περιστροφή των γραμμών ύλης, που συμπίπτουν με τους κύριους άξονες καταπόνησης από το στάδιο της μη-παραμόρφωσης στο στάδιο της παραμόρφωσης και τρεις περιγράφουν τον προσανατολισμό των κυρίων αξόνων καταπόνησης στο στάδιο της παραμόρφωσης και τρεις περιγράφουν τον προσανατολισμό των κυρίων αξόνων καταπόνησης στο στάδιο της παραμόρφωσης και τρεις περιγράφουν τον προσανατολισμό των κυρίων αξόνων καταπόνησης στο χώρο. Επισημαίνεται και πάλι ότι η παραμόρφωση, σε αντίθεση με τη ροή, συγκρίνει το στάδιο της μη-παραμόρφωσης με το στάδιο της παραμόρφωσης με το πλαίσιο (ή άξονες) αναφοράς.

Η καταπόνηση στις τρεις διαστάσεις αποτελεί μια συνιστώσα της παραμόρφωσης στις τρεις διαστάσεις και μπορεί να περιγραφεί με τρεις τιμές που αντιπροσωπεύουν τις κύριες εκτάσεις (principal stretches) S₁, S₂ και S₃. Κατά αναλογία με τις δύο διαστάσεις και την έλλειψη καταπόνησης, στις τρεις διαστάσεις σχηματίζεται έτσι το ελλειψοειδές καταπόνησης (strain ellipsoid –στην ελληνική βιβλιογραφία αναφέρεται συνήθως ως ελλειψοειδές παραμόρφωσης). Οι κύριοι άξονες της καταπόνησης ταυτίζονται με τους τρεις άξονες συμμετρίας του ελλειψοειδούς αυτού, που συνήθως αναφέρονται ως X, Y και Z άξονες της καταπόνησης (από τον μέγιστο στον ελάχιστο αντίστοιχα).

Δεδομένου ότι η παρατήρηση σε τομές στην ύπαιθρο, σε δείγματα, ή σε λεπτές τομές στο μικροσκόπιο γίνεται σε δύο διαστάσεις, πρέπει να εξετάζονται τομές σε πολλές διευθύνσεις ώστε να επιτυγχάνεται η περιγραφή της -τεκτονικής- ροής και παραμόρφωσης στις τρεις διαστάσεις.

2.4 Προοδευτική και Ολική (Πεπερασμένη? – Finite) Παραμόρφωση

Ένα ομοιογενές πρότυπο -τεκτονικής- ροής οδηγεί στη συσσώρευση ομοιογενούς παραμόρφωσης. Στην Εικ. 2.8a παρουσιάζεται το πώς η συνολική έκταση και περιστροφή των γραμμών ύλης (material lines) μεταξύ τους μπορεί να είναι πανομοιότυπες σε καθεστώτα παραμόρφωσης που οφείλονται σε απλή και καθαρή διάτμηση. Η ομοιογενής ολική (πεπερασμένη? –finite) παραμόρφωση δεν δίνει πληροφορίες για τη "διαδρομή" που ακολούθησε η παραμόρφωση, δηλαδή για την προοδευτική παραμόρφωση.

Η "ιστορία" και η εξέλιξη της έκτασης και της περιστροφής των γραμμών ύλης δεν εξαρτάται από τον τύπο της ροής, όπως φαίνεται από το σχήμα της Εικ. 2.8b. Αν μελετηθεί η εξέλιξη της έκτασης (stretch) όλων των γραμμών ύλης, η διαφορά στο πρότυπο της ροής είναι ακόμη πιο εμφανής (Εικ. 2.8c). Αν η παραμόρφωση είναι το αποτέλεσμα ροής από καθαρή διάτμηση, η ορθορομβική συμμετρία του προτύπου ροής αντανακλάται στη συμμετρία που παρουσιάζει η κατανομή των γραμμών ύλης με διαφορετική ιστορία παραμόρφωσης (Εικ. 2.8c). Η εξέλιξη της παραμόρφωσης σε καθαρή διάτμηση όπου το Wk = 0 (δηλαδή ο αριθμός κινηματικής στροβιλότητας –kinematic vorticity number, που δείχνει το μέτρο της περίστρεψης, είναι μηδέν), είναι γνωστή και ως ομοαζονική προοδευτική παραμόρφωση (coaxial progressive deformation). Η εξέλιξη της προοδευτικής παραμόρφωσης στο χρόνο, με τύπους ροής όπου Wk $\neq 0$, όπως η απλή διάτμηση, αναφέρεται και ως μη-ομοαζονική προοδευτική παραμόρφωση (non-coaxial progressive deformation) και η μορφή της προκύπτουσας κατανομής των γραμμών ύλης παρουσιάζει μια μονοκλινική συμμετρία (Εικ. 2.8c). Η διαφορά αυτή στην εξέλιξη της έκτασης (stretch) των γραμμών ύλης στα πετρώματα έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία διαφορετικών τεκτονικών ιστών.



Εικ. 2.8. Τα αποτελέσματα της εξέλιζης της παραμόρφωσης στο χρόνο (βλπ. κείμενο). Στο c) τα διαγράμματα δείχνουν την κατανομή όλων των γραμμών ύλης των τετραγώνων που παραμορφώνονται στα α). Η επεξήγηση στα διαγράμματα αυτά δείχνει που οι γραμμές βραχύνονται (s), εκτείνονται (e) ή πρώτα βραχύνονται και μετά εκτείνονται (se) για κάθε στάδιο της προοδευτικής παραμόρφωσης.

Αν η παραμόρφωση είναι ομοιογενής σε όλες τις κλίμακες παρατήρησης δεν είναι δυνατό να προσδιορισθούν τα επιμέρους αποτελέσματα κατά την πορεία και εξέλιξη της προοδευτικής παραμόρφωσης. Στην περίπτωση όμως που σε ορισμένες κλίμακες η παραμόρφωση χαρακτηρίζεται ως ανομοιογενής, κάτι που είναι σύνηθες στα παραμορφωμένα πετρώματα, η καθαρής διάτμησης και απλής διάτμησης προοδευτική παραμόρφωση μπορεί να δημιουργήσει ευδιάκριτους διαφορετικούς τεκτονικούς ιστούς. Και είναι ακριβώς αυτή η μονοκλινική συμμετρία στον τεκτονικό ιστό που χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό της φοράς διάτμησης (βλπ. κεφάλαιο 5 "Ζώνες Διάτμησης"). Έτσι λοιπόν συνήθως είναι δυνατό να αντλήσουμε κάποια πληροφορία για την πορεία της παραμόρφωσης εξετάζοντας το συνολικό (πεπερασμένο? –finite) τεκτονικό ιστό της παραμόρφωσης, αν και στη φύση είναι αδύνατο να γίνει πλήρης αναπαράσταση και ανακατασκευή της "ιστορίας" της παραμόρφωσης.

Οι παρατηρήσεις για την -τεκτονική- ροή και παραμόρφωση που παρουσιάσθηκαν στα προηγούμενα με αφορμή ένα πείραμα στο κιβώτιο διάτμησης, μπορούν να εφαρμοσθούν και σε οποιαδήποτε επιφάνεια μέσα στα παραμορφωμένα πετρώματα, αν και οι ταχύτητες είναι προφανώς πάρα πολύ μικρές. Το πρότυπο της ομοιογενούς ροής μας επιτρέπει να προσδιορίσουμε τι θα συμβεί αν ένα πέτρωμα υφίσταται προοδευτική παραμόρφωση μέσα από την λειτουργία επιμέρους τύπων ροής, με την προϋπόθεση βέβαια ότι αυτό παραμορφώνεται σαν σύνολο, χωρίς ρήγματα στην κλίμακα παρατήρησης.

Δυστυχώς όμως στα παραμορφωμένα πετρώματα, σε αντίθεση με το πείραμα, πρέπει να ανακατασκευάσουμε την ιστορία της παραμόρφωσης από την ολική-τελική παραμόρφωση και τον ολικό-τελικό τεκτονικό ιστό, που παρατηρούμε σε μια εμφάνιση στην ύπαιθρο ή σε ένα δείγμα. Αν η αρχική μορφή και γεωμετρία του υλικού που παραμορφώνεται είναι γνωστή (π.χ. τα μήκη και οι γωνίες στην περίπτωση που έχουμε απολιθώματα, ορυκτά ή άλλα χαρακτηριστικά σώματα), είναι δυνατόν να προσδιορισθούν το μέγεθος και ο προσανατολισμός της ολικής (πεπερασμένης -finite) καταπόνησης, αλλά χωρίς συμπληρωματικές πληροφορίες, λίγα μόνο μπορεί να πει κανείς για την πορεία και εξέλιξη της παραμόρφωση

2.5 Τάση και Παραμόρφωση

Για να ολοκληρωθεί το κεφάλαιο αυτό δίνονται λίγα μόνο στοιχεία για το θέμα της δυναμικής ανάλυσης, δεδομένου ότι αυτό αποτελεί αντικείμενο κάθε βιβλίου τεκτονικής και δεν έχει διαφορετική σημασία και έννοια στη Μικροτεκτονική. Αν και στην τεκτονική (και μικροτεκτονική) ανάλυση είναι συνήθως δυνατό να γίνει μόνο αναπαράσταση της κινηματικής εξέλιξης, συνηθίζεται να δίνεται και ένα πλαίσιο για το ποιες δυνάμεις οδήγησαν στην ροή και παραμόρφωση. Αυτή ακριβώς η μελέτη της σχέσης ανάμεσα στις δυνάμεις και τη μεταβολή στο σχήμα είναι η δυναμική ανάλυση. Συνήθως οι δυνάμεις περιγράφονται μέσα από το μέγεθος των τάσεων (stress), δηλαδή από τη δύναμη που εξασκείται στη μονάδα επιφάνειας.

Στην Εικ. 2.9 παρουσιάζεται το πλαίσιο των τάσεων και της δυναμικής ανάλυσης. Οι επιφάνειες p και q, που διέρχονται από ένα σημείο σε ένα πέτρωμα που βρίσκεται υπό την επίδραση τάσεων, έχουν κάθε μία από αυτές ένα διαφορετικό άνυσμα τάσης σ_p και σ_q που σχετίζεται με αυτές. Κάθε άνυσμα τάσης μπορεί να αναλυθεί στο επίπεδο σε δύο συνιστώσες, την κανονική τάση (σ_n) και την διατμητική (τ). Το συνολικό καθεστώς των τάσεων στο συγκεκριμένο σημείο μπορεί να περιγραφεί από ένα τανυστή που αντιπροσωπεύεται από τρία ορθογώνια κύρια ανύσματα τάσεων που επιδρούν σε τρεις ορθογώνιες επιφάνειες. Αυτοί οι κύριοι άζονες τάσεων (principal stress axes) ταυτίζονται με τους άξονες συμμετρίας του ελλειψοειδούς των τάσεων (stress ellipsoid, Εικ. 2.9b).

Σε πολλές εφαρμογές οι τάσεις διακρίνονται σε κύρια τάση (main stress, $\sigma_{mean} = \sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3/3$) και σε διαφορική τάση (differential stress, $\sigma_{diff} = \sigma_1 - \sigma_3$ ή $\sigma_1 - \sigma_2$ ή $\sigma_2 - \sigma_3$). Υπάρχει και ο όρος αποκλίνουσα τάση (deviatoric stress) που καθορίζεται ως σdev = $\sigma_n - \sigma_{mean}$ που περιγράφει πόσο η κανονική τάση σε κάθε διεύθυνση αποκλίνει από την κύρια τάση. Οι διαφορικές και αποκλίνουσες τάσεις είναι οι πιο σημαντικές για τους γεωλόγους γιατί αντιπροσωπεύουν την αιτία της μόνιμης καταπόνησης στα πετρώματα.

Σημειώνεται επίσης ότι οι διευθύνσεις των κύριων αξόνων των τάσεων και της καταπόνησης σπάνια συμπίπτουν. Οι άξονες των τάσεων μπορεί να είναι παράλληλες στη ροή και στους στιγμιαίους άξονες έκτασης (ISA), αλλά μόνο στην περίπτωση που, από μηχανική άποψη, το πέτρωμα είναι ισότροπο. Στην πράξη βέβαια αυτό δεν είναι ο κανόνας, ιδιαίτερα όταν τα πετρώματα έχουν ήδη μια φύλλωση. Επίσης οι άξονες της ολικής (πεπερασμένης? –finite) καταπόνησης περιστρέφονται και απομακρύνονται από τους ISA με την προοδευτική παραμόρφωση, αν η ροή είναι μη-ομοαξονική.



Εικ. 2.9. Παρουσίαση της ανάλυσης των τάσεων σε ένα γεωλογικό σώμα.

Υπενθυμίζεται ότι η κατακόρυφη κανονική τάση που ασκείται σε μια οριζόντια επιφάνεια στο βάθος και οφείλεται στο βάρος των υπερκειμένων ιζημάτων, καλείται λιθοστατική πίεση (lithostatic pressure) με δεδομένο ότι για πρακτικούς λόγους και επειδή οι διαφορικές τάσεις θεωρούνται πολύ μικρές σε μεγάλα βάθη, η τάση αυτή συμπεριφέρεται ισότροπα. Η λιθοστατική πίεση που ασκείται σε ένα σημείο είναι ομοιόμορφη σε όλες τις κατευθύνσεις. Αν, τώρα, μια διαφορική τάση είναι παρούσα ο όρος κύρια τάση μπορεί να χρησιμοποιηθεί αντί για τον όρο λιθοστατική πίεση. Αν οι πόροι του πετρώματος είναι ανοικτοί στην επιφάνεια, μια πίεση των ρευστών (fluid pressure) υπάρχει στους πόρους που είναι 2,5-3 φορές μικρότερη από τη λιθοστατική πίεση στο ίδιο βάθος. Αν οι πόροι είναι μερικώς κλειστοί η πίεση των ρευστών των πόρων μπορεί να προσεγγίσει το μέγεθος της λιθοστατικής πίεσης ή της σ₃. Σε αυτή την περίπτωση τα πετρώματα μπορεί να θραύονται ακόμα και σε μεγάλα βάθη και αυτός είναι ένας λόγος που αναπτύσσονται φλέβες (συμπεριλαμ-βάνονται και οι ινώδεις φλέβες – fibrous veins) σε πολλά μεταμορφωμένα πετρώματα (βλπ. κεφάλαιο 6).

3. Μηχανισμοί Παραμόρφωσης

3.1 Εισαγωγή

Η παραμόρφωση των πετρωμάτων καθορίζεται από πολλές διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα σε επίπεδο ορυκτού δηλαδή σε επίπεδο κρυστάλλων και κόκκων. Οι διαδικασίες αυτές εξαρτώνται τόσο από λιθολογικούς παράγοντες, όσο και από εξωτερικούς, από τις επικρατούσες δηλαδή συνθήκες.

Οι λιθολογικοί παράγοντες είναι οι ακόλουθοι:

- i) Η ορυκτολογική σύσταση.
- ii) Η σύσταση των ρευστών των πόρων.
- iii) Το μέγεθος των κόκκων.
- iv) Ο προτιμητέος προσανατολισμός σε επίπεδο πλέγματος.
- v) Το πορώδες.
- vi) Η περατότητα.

Οι εξωτερικοί παράγοντες είναι:

- i) Η θερμοκρασία.
- ii) Η λιθοστατική πίεση.
- iii) Οι προκύπτουσες διαφορικές τάσεις.
- iv) Η πίεση των ρευστών των πόρων.
- v) Ο εξωτερικά ασκούμενος ρυθμός καταπόνησης.

Στη συνέχεια θα περιγραφούν οι κυριότεροι μηχανισμοί παραμόρφωσης, αρχίζοντας από εκείνους που χαρακτηρίζουν συνθήκες χαμηλών θερμοκρασιών και υψηλού ρυθμού καταπόνησης και μεταβαίνοντας στους μηχανισμούς σε συνθήκες υψηλών θερμοκρασιών και χαμηλού ρυθμού καταπόνησης.

Οι μηχανισμοί αυτοί είναι οι ακόλουθοι:

- 1) Κατακλαστική ροή (Cataclastic flow)
- 2) Διάλυση υπό πίεση (Pressure solution)
- 3) Ενδοκρυσταλλική παραμόρφωση (Intracrystalline deformation)
- 4) Ανάπτυξη διδυμιών (Twinning)
- 5) Ανάκτηση ή Ανάπλαση (Recovery)

- 6) Ανακρυστάλλωση (Recrystallisation)
- Διάχυση σε στερεά κατάσταση από ολισθήσεις σε επίπεδο πλέγματος (Solid-state diffusion creep)
- Ολίσθηση ορίων κρυστάλλων και "Υπερπλαστικότητα" (Grain boundary sliding and Superplasticity)
- 9) Μείωση ορίων κρυστάλλων (Grain boundary area reduction GBAR)
- 10) Στατική ανακρυστάλλωση (Static recrystallisation)

Για την μελέτη και κατανόηση των μηχανισμών παραμόρφωσης θα γίνει χρήση των μικροδομών σε επίπεδο ορυκτών και κόκκων (grain scale microstructures), που είναι γνωστές με το όνομα ενδοκρυσταλλικές δομές παραμόρφωσης (intracrystalline deformation structures).

3.2 Μηχανισμοί παραμόρφωσης

3.2.1 KATAKAASTIKH POH (CATACLASTIC FLOW)

Συνιστά μια θραυσιγενή διαδικασία από μηχανικό θρυμματισμό των πετρωμάτων που συνοδεύεται από ολισθήσεις και περιστροφές των θραυσμάτων. Ο θρυμματισμός λαμβάνει χώρα σε επίπεδο ορυκτών και κόκκων ή σε αθροίσματα κόκκων. Σχετίζεται άμεσα με τα πετρώματα (τεκτονικά λατυποπαγή, κατακλασίτες κλπ.) που αναπτύσσονται σε θραυσιγενείς ρηζιγενείς ζώνες (brittle type fault related rocks). Χαρακτηρίζει συνθήκες μημεταμόρφωσης ή χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης και υψηλού ρυθμού παραμόρφωσης. Παράγοντες που καθορίζουν το μηχανισμό αυτό είναι η ορυκτολογική σύσταση και η πίεση των ρευστών των πόρων. Π.χ. η υψηλή πίεση οδηγεί σε κατακλαστική ροή αλλά και σε δημιουργία φλεβιδίων που εντοπίζονται στα ειδικού τύπου αυτά πετρώματα.



Εικ. 3.1. Τυπικές εικόνες κατακλαστικής ροής (a) και δυναμικής ανακρυστάλλωσης (b).
Πολύ συχνά οι τεκτονικές ζώνες που χαρακτηρίζονται από κατακλαστική ροή συγχέονται με ζώνες διάτμησης που αποτελούνται από δυναμικά ανακρυσταλλωμένα ορυκτά (Εικ. 3.1). Οι διαφορές τους από αυτές εντοπίζονται στα ακόλουθα:

- a) Παρουσιάζουν μεγαλύτερες διακυμάνσεις στο μέγεθος των κόκκων.
- b) Χαρακτηρίζονται από κόκκους με γωνιώδες περίγραμμα και ευθύγραμμα και οξύληκτα όρια.
- c) Αποτελούνται από πολυκρυσταλλικά θραύσματα (εξαίρεση αποτελούν παραμορφωμένοι ψαμμίτες, κροκαλοπαγή κλπ.).
- d) Δεν εμφανίζουν προτιμητέο προσανατολισμό.

3.2.2 Δ IAAYEH YIIO IIIEEH (PRESSURE SOLUTION)

Αποτελεί σημαντικό μηχανισμό σε πετρώματα με ρευστά των πόρων (pore fluid ή intergranular fluid). Παρατηρείται μια τοπική διάλυση των κόκκων στα όρια που βρίσκονται κάτω από υψηλές διαφορικές τάσεις και σχηματίζουν μεγάλη γωνία με τη διεύθυνση της βράχυνσης (shortening). Ταυτόχρονα γίνεται επανατοποθέτηση του υλικού στις περιοχές με χαμηλές διαφορικές τάσεις. Πραγματοποιείται έτσι μια αλλαγή του σχήματος των κόκκων χωρίς εσωτερική παραμόρφωση. Στην ουσία παρατηρείται μια αύξηση της διαλυτότητας όταν το κρυσταλλικό πλέγμα βρίσκεται υπό πίεση. Η διαδικασία της μεταφοράς από περιοχές υψηλής διαλυτότητας σε χαμηλής καλείται solution transfer.



Εικ. 3.2. Ο μηχανισμός της διάλυσης υπό πίεση με τοπική διάλυση των κόκκων στα όρια που βρίσκονται κάτω από υψηλές διαφορικές τάσεις και επανατοποθέτηση του υλικού στις περιοχές με χαμηλές.

Αποτελεί κυρίαρχο μηχανισμό στη διαγένεση και σε πετρώματα χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης, όπου υπάρχουν άφθονα ρευστά.



Εικ. 3.3 Διάλυση υπό πίεση σε ιδιόμορφους κρυστάλλους χαλαζία.



Εικ. 3.4. Νουμουλιτοφόρος ασβεστόλιθος με ενδείζεις solution transfer κατά τη διάρκεια της διαγένεσης.

3.2.3 ΕΝΔΟΚΡΥΣΤΑΛΛΙΚΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ (INTRACRYSTALLINE DEFORMATION)

Οι κρύσταλλοι συνήθως εμφανίζουν ατέλειες στο κρυσταλλικό τους πλέγμα, είτε σημειακές, είτε γραμμικές, αφορώντας είτε έλλειψη, κενό (vacancy), είτε προσθήκη, παρεμβολή (interstisial) κάποιων στοιχείων του πλέγματος, με αποτέλεσμα να δημιουργούνται εκτοπίσεις (dislocations) των στοιχείων του πλέγματος, είτε λόγω παρεμβολής (edge dislocations) είτε λόγω μετάθεσης (screw dislocations).



Εικ. 3.5. Ατέλειες σε επίπεδο κρυσταλλικού πλέγματος, εκτοπίσεις (dislocations) και ενδοκρυσταλλική παραμόρφωση.

Το σχήμα του κρυστάλλου και άρα η απόσταση ανάμεσα στα στοιχεία που απαρτίζουν το πλέγμα, μπορεί να μεταβληθεί μόνο σε ένα πολύ μικρό βαθμό, σε συνθήκες ελαστικής παραμόρφωσης, και μόλις το αίτιο (τάση) σταματήσει να επιδρά, το αρχικό σχήμα αποκαθίσταται. Μια μόνιμη αλλαγή στο σχήμα του κρυστάλλου, χωρίς όμως να υπάρξει μηχανική θραύση ή απώλεια της συνοχής του κρυσταλλικού πλέγματος, μπορεί να δημιουργηθεί μόνο όταν υπάρξει μεταβολή στη σχετική θέση των μορίων και των ατόμων (εκτόπιση). Αυτό μπορεί να συμβεί μόνο με τη μετακίνηση των ατελειών του πλέγματος μέσα στον κρύσταλλο, δηλαδή με τη δημιουργία και τη μετανάστευση μιας εκτόπισης μέσα στον κρύσταλλο, διαδικασία που είναι γνωστή με το όνομα ενδοκρυσταλλική παραμόρφωση (intracrystalline deformation).



Εικ. 3.6. Παραμόρφωση κρυστάλλου με τη δημιουργία και μετανάστευση μιας εκτόπισης (dislocation).

Οι εκτοπίσεις αυτές παρουσιάζουν συγκεκριμένο προσανατολισμό μέσα στο πλέγμα και η ολίσθησή τους (dislocation glide) γίνεται μόνο σε συγκεκριμένα κρυσταλλογραφικά επίπεδα και διευθύνσεις, γνωστά σαν συστήματα ολίσθησης πλέγματος (slip systems).

Μπορεί να είναι ενεργά slip systems με διαφορετικές διευθύνσεις και αυτό εξαρτάται από τις συνθήκες μεταμόρφωσης και παραμόρφωσης και πιο συγκεκριμένα από: α) τον προσανατολισμό και την ένταση του εντατικού πεδίου σε επίπεδο κρυστάλλου και β) την κρίσιμη τιμή της διατμητικής τάσης, που με τη σειρά της εξαρτάται κυρίως από τη θερμοκρασία και σε μικρότερο βαθμό από το ρυθμό καταπόνησης (strain rate), τις διαφορικές τάσεις και τη χημική δράση των συστατικών.

Ένα σημαντικό αποτέλεσμα της ενδοκρυσταλλικής παραμόρφωσης αποτελεί και η δημιουργία του προτιμητέου προσανατολισμού σε επίπεδο πλέγματος (lattice preferred orientation – LPO), δεδομένου ότι οι εκτοπίσεις μετακινούνται μόνο σε συγκεκριμένα επίπεδα, με αποτέλεσμα η επακόλουθη μεταβολή του σχήματος των κόκκων να έχει συγκεκριμένο προσανατολισμό.

Σε ότι αφορά τις ενδείξεις για ενδοκρυσταλλική παραμόρφωση σημειώνεται ότι μεμονωμένες εκτοπίσεις δεν μπορούν να προσδιορισθούν στο μικροσκόπιο. Προσδιορίζονται όμως τα αποτελέσματα ενός αριθμού ομοειδών εκτοπίσεων, που δημιουργούν δομές όπως:

- Κυματοειδής κατάσβεση (Undulose extinction)
- Microkinks (Qtz, Flp)
- Ελασματοειδής παραμόρφωση (Deformation lamellae)
- Προτιμητέος προσανατολισμός σε επίπεδο πλέγματος (Lattice-preferred orientation)

Ο μηχανισμός αυτός λαμβάνει χώρα σε συνθήκες χαμηλών θερμοκρασιών, δεδομένου ότι με την άνοδο της θερμοκρασίας επικρατούν οι μηχανισμοί της ανακρυστάλλωσης και ανάκτησης (βλπ. στα επόμενα).

3.2.4 ΔΙΔΥΜΙΑ (TWINNING)

Ορισμένα ορυκτά αντιδρούν στην παραμόρφωση με την ανάπτυξη διδυμιών (deformation twinning, ή μηχανικές διδυμίες – mechanical twinning), επιπρόσθετα από τους μηχανισμούς της ενδοκρυσταλλικής παραμόρφωσης. Οι διδυμίες μπορούν να απορροφήσουν ένα περιορισμένο ποσοστό της καταπόνησης και πάντα δημιουργούνται σε συγκεκριμένες κρυσταλλογραφικές διευθύνσεις.

Για την απορρόφηση μεγαλύτερου ποσοστού καταπόνησης χρειάζονται επιπρόσθετα μηχανισμοί όπως διάλυση υπό πίεση, ενδοκρυσταλλική παραμόρφωση, ανακρυστάλλωση κλπ. Ο μηχανισμός αυτός λοιπόν παρατηρείται σε συνθήκες χαμηλών θερμοκρασιών κατά την παραμόρφωση και κυρίως σε πλαγιόκλαστα και ασβεστίτη, αν και έχει αναφερθεί και σε άλλα ορυκτά, όπως ο μικροκλινής.



Εικ. 3.7. Κυματοειδής κατάσβεση σε κρυστάλλους χαλαζία.



Εικ. 3.8. Ελασματοειδής παραμόρφωση σε κρυστάλλους χαλαζία.



Εικ. 3.9. Διδυμίες ανάπτυζης (a) και διδυμίες από παραμόρφωση (μηχανικές διδυμίες) (b).

Οι διδυμίες από παραμόρφωση (deformation twins) διακρίνονται από τις διδυμίες ανάπτυξης (growth twins) από το κωνικό σχήμα σε αντίθεση με τις δεύτερες που είναι ευθύγραμμες και σε κλιμακωτή διάταξη. Εντοπίζονται σε συγκεκριμένες περιοχές του κρυστάλλου, που συνήθως χαρακτηρίζονται από υψηλή καταπόνηση (π.χ. σημεία επαφής). Στα πλαγιόκλαστα παρατηρούνται και διδυμίες ανάπτυξης και διδυμίες παραμόρφωσης. Αντίθετα στον ασβεστίτη οι περισσότερες διδυμίες είναι από παραμόρφωση.

3.2.5 ANAKTHΣH (RECOVERY)

Η εσωτερική ενέργεια ενός κρυστάλλου (internal strain energy) είναι ελάχιστη όταν δεν υπάρχουν εκτοπίσεις (dislocations). Όταν ο κρύσταλλος καταπονείται αντιδρά με αύξηση των εκτοπίσεων και της εσωτερικής ενέργειας, με τοπικές αλλαγές στην απόσταση των ατόμων. Με άλλα λόγια δηλαδή οι εκτοπίσεις είναι η αντίδραση στην ανάπτυξη διαφορικών τάσεων. Υπάρχουν όμως και άλλοι μηχανισμοί, γνωστοί με το όνομα ανάκτηση (recovery), που τείνουν να ταξινομήσουν, να ελαχιστοποιήσουν, ή να καταστρέψουν τις εκτοπίσεις μέσα από τη μείωση του συνολικού μήκους των εκτοπίσεων και τη μείωση της εσωτερικής ενέργειας.

Η οργάνωση των εκτοπίσεων λόγω μηχανισμών ανάκτησης γίνεται σε δίκτυα επιπέδων που καλούνται subgrain walls ή subgrain boundaries και χωρίζουν τον κρύσταλλο σε επιμέρους τμήματα (crystal fragments ή subgrains) με ελαφρά περιστροφή των επιμέρους τμημάτων και προσανατολισμό που εξαρτάται από αυτόν των επιπέδων ολίσθησης (slip systems) των εκτοπίσεων.

Τα subgrains (υποκόκκοι;) αποτελούν τμήματα του κρυστάλλου με μικρή αλλαγή στον προσανατολισμό του πλέγματος, όχι μεγαλύτερη από 5^0 . Σε πολλές περιπτώσεις τα subgrain walls πλευρικά συγχωνεύονται σε deformation bands ή high-angle grain boundaries.



Εικ. 3.10. Σχηματική απεικόνιση του μηχανισμού της ανάκτησης.

Λόγω του μηχανισμού της ανάκτησης οι εκτοπίσεις συγκεντρώνονται σε συγκεκριμένα επίπεδα και έτσι η συχνότητά τους μειώνεται σε άλλες περιοχές. Στις λεπτές τομές αυτό φαίνεται σαν ζώνες με μη ομοιόμορφη κατάσβεση ή με μικρή διαφορά στον προσανατολισμό. Οι ζώνες αυτές είναι γνωστές σαν deformation bands.

Η ανάκτηση δεν είναι ο μόνος μηχανισμός δημιουργίας subgrains, αλλά υπάρχουν και άλλοι συνήθεις μηχανισμοί. Subgrains με έντονα κυματοειδείς δομές, μικρή διαφορά στον προσανατολισμό, ασαφή όρια και μικρορωγμές σε επίπεδο κρυστάλλου, φανερώνουν υπομικροσκοπική κατάκλαση των κόκκων.



Εικ. 3.11. Subgrains (υποκόκκοι?) σε χαλαζία.

3.2.6 ANAKPYΣTAΛΛΩΣΗ (RECRYSTALLISATION)

Στο μηχανισμό αυτό αντιστοιχούν δύο διαδικασίες. Η μετανάστευση των ορίων των κόκκων (grain boundary migration – GBAR recrystallisation) και περιστροφή επιμέρους τμημάτων των κόκκων (subgrain rotation – SR recrystallisation).

1. Μετανάστευση των ορίων των κόκκων (Grain boundary migration – GBAR recrystallisation)

Ο μηχανισμός αυτός (όπως και η ανάκτηση – recovery) οδηγεί σε μείωση της πυκνότητας των εκτοπίσεων στους παραμορφωμένους κρυστάλλους. Σε δύο γειτονικούς κρυστάλλους με υψηλή και χαμηλή πυκνότητα εκτοπίσεων, παρατηρείται μεταφορά ατόμων από το ένα πλέγμα στο άλλο (υψηλή \rightarrow χαμηλή) και άρα μετατόπιση των ορίων των κρυστάλλων σε τοπικό επίπεδο και ανάπτυξη του λιγότερο παραμορφωμένου κρυστάλλου. Επιτυγχάνεται ταυτόχρονα μείωση της ελεύθερης εσωτερικής ενέργειας στο άθροισμα των κρυστάλλων (internal free energy).



Εικ. 3.12. Ανακρυστάλλωση με μετανάστευση των ορίων των κόκκων (grain boundary migration – GBAR recrystallisation).

Ανάλογα με το μηχανισμό επέκτασης των ορίων του κρυστάλλου διακρίνονται δύο περιπτώσεις:

- i) *Bulging*. Επέκταση προς την μεριά του κρυστάλλου με υψηλή πυκνότητα dislocations και δημιουργία ανεξάρτητων κρυστάλλων.
- ii) Nucleation. Δημιουργία ανεξάρτητων κρυστάλλων από την ύπαρξη ενός μικρού πυρήνα χωρίς dislocations μέσα σε ένα κρύσταλλο με υψηλή πυκνότητα dislocations.

Σημειώνεται ότι ο μηχανισμός αυτός δεν απαιτεί αλλαγές στη χημική σύσταση αν και στην περίπτωση των αστρίων παρατηρούνται πολύ μικρές τέτοιες μεταβολές.

1. Περιστροφή επιμέρους τμημάτων των κόκκων (Subgrain rotation – SR recrystallisation)

Ειδικού τύπου ανακρυστάλλωση με συνεχή προσθήκη εκτοπίσεων στα όρια των επιμέρους τμημάτων των κόκκων. Η διαδικασία αυτή, γνωστή με το όνομα *climb-accommodated dislocation creep*, λαμβάνει χώρα μόνο όταν οι εκτοπίσεις είναι ελεύθερες να "αναρριχώνται» από το ένα επίπεδο του πλέγματος στο άλλο.

Ο μηχανισμός αυτός προϋποθέτει προοδευτική αύξηση της γωνίας του κρυσταλλικού πλέγματος και στις δύο πλευρές των ορίων των επιμέρους τμημάτων των κόκκων. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα το επιμέρους αυτό τμήμα (subgrain) να μην μπορεί πλέον να θεωρηθεί σαν τμήμα του ίδιου κόκκου. Παρατηρείται δηλαδή μια προοδευτική περιστροφή των επιμέρους τμημάτων των κόκκων (subgrain rotation) που τελικά οδηγεί σε δημιουργία, ανακρυστάλλωση (recrystallisation) ανεξάρτητων κόκκων.

Οι δύο μηχανισμοί που περιγράφησαν για την ανακρυστάλλωση (GBAR & SR) αντιστοιχούν σε αυτό που ονομάζουμε δυναμική ανακρυστάλλωση (dynamic recrystallisation) λόγω παραμόρφωσης.



Εικ. 3.13. Ανακρυστάλλωση με περιστροφή των επιμέρους τμημάτων των κόκκων (subgrain rotation – SR recrystallisation).

Η "πιστοποίηση» της δυναμικής ανακρυστάλλωσης είναι πιο δύσκολη απ' ότι στην παραμόρφωση (deformation) και την ανάκτηση (recovery). Διακρίνονται δύο περιπτώσεις χαρακτηριστικών μικροδομών που σχετίζονται με τη δυναμική ανακρυστάλλωση.

α) τεκτονικός ιστός από μερική δυναμική ανακρυστάλλωση και

β) τεκτονικός ιστός από ολική ανακρυστάλλωση.

Στον τεκτονικό ιστό της μερικής ανακρυστάλλωσης οι κόκκοι παρουσιάζουν ένα διττό χαρακτήρα σε σχέση με το μέγεθος. Παρατηρούνται συγκεντρώσεις μικρών κρυστάλλων ή κόκκων με ομοιόμορφο μέγεθος ανάμεσα σε μεγάλους κρυστάλλους με κυματοειδή κατάσβεση και επιμέρους τμήματα (subgrains) με το ίδιο μέγεθος όπως οι μικροί κρύσταλλοι.



Εικ. 3.14. Δυναμική ανακρυστάλλωση από μετανάστευση των ορίων των κόκκων.



Εικ. 3.15. Δυναμική ανακρυστάλλωση από περιστροφή των επιμέρους τμημάτων των κόκκων.

Το ομοιόμορφο μέγεθος είναι το αποτέλεσμα της παραμόρφωσης και ανακρυστάλλωσης κάτω από την επίδραση συγκεκριμένης διαφορικής τάσης.

Οι ιστοί από ολική ανακρυστάλλωση είναι δύσκολο να διακριθούν από τους μηανακρυσταλλωμένους ιστούς που απλά χαρακτηρίζονται από σχετικά ομοιόμορφο μέγεθος κόκκων. Ενδείξεις αποτελούν:

- i) η εσωτερική παραμόρφωση,
- ii) ο προτιμητέος προσανατολισμός του πλέγματος (Lattice Preferred Orientation LPO) και
- iii) το ομοιόμορφο μέγεθος.

Ένδειξη για GBM ανακρυστάλλωση αποτελεί η ύπαρξη κόκκων με εντελώς ακανόνιστα όρια. Ένδειξη για SR ανακρυστάλλωση αποτελεί η προοδευτική μετάβαση από τα επιμέρους τμήματα των κόκκων (subgrains) σε συγκεντρώσεις νέων ανεξάρτητων (ανακρυσταλλωμένων) κόκκων με ομοιόμορφο μέγεθος, αλλά και η προοδευτική μετάβαση των ορίων των επιμέρους τμημάτων (suibgrain boundaries) σε όρια ανεξάρτητων κόκκων (grain boundaries).

Στην SR ανακρυστάλλωση είναι επίσης χαρακτηριστική η παρουσία ενός ειδικού τύπου προτιμητέου προσανατολισμού του πλέγματος. Στις περιπτώσεις αυτές παρατηρείται μια *"οικογένεια» προσανατολισμένων κόκκων (orientation family of grains)* που είναι το αποτέλεσμα της δυναμικής SR ανακρυστάλλωσης ενός μεγάλου "γονικού» κρυστάλλου. Στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο η GBM ανακρυστάλλωση χαρακτηρίζεται από κόκκους με μεγάλες διαφορές στην πυκνότητα των εκτοπίσεων, σε αντίθεση με την SR ανακρυστάλλωση όπου το σύνολο των κόκκων παρουσιάζει την ίδια πυκνότητα εκτοπίσεων.



Εικ. 3.16. Μικροδομές που δείχνουν μετανάστευση ορίων κόκκων κατά τη διάρκεια δυναμικής ανακρυστάλλωσης.



Εικ. 3.17. Υπολείμματα από παλαιούς πτυχωμένους κρυστάλλους χαλαζία που έχουν αντικατασταθεί από νέους κρυστάλλους κατά τη διάρκεια δυναμικής ανακρυστάλλωσης.



Εικ. 3.18. Τυπικός ιστός από δυναμικά ανακρυσταλλωμένο χαλαζία.

Χρησιμοποιούνται συγκεκριμένες μικροδομές για να αναγνωρισθούν μεταναστεύσεις ορίων κρυστάλλων αλλά και η διεύθυνση και φορά της μετανάστευσης στις περιπτώσεις της δυναμικής ανακρυστάλλωσης. Οι μικροδομές αυτές έχουν διάφορα ονόματα στη βιβλιογραφία, βλπ. σχήμα, όπου το βέλος δείχνει τη φορά ανάπτυξης του ενός κρυστάλλου (κίτρινου στο σχήμα) εις βάρος του άλλου (κυανού στο σχήμα).

Μια συγκέντρωση από μικρούς δυναμικά ανακρυσταλλωμένους κόκκους γύρω από έναν κρυσταλλικό πυρήνα με την ίδια χημική σύσταση, είναι γνωστή με το όνομα "δομή πυρήva-και-μανδύα» (core-and-mantle structure). Αν ο μανδύας αυτός των ανακρυσταλλωμένων κόκκων είναι εξαιρετικά λεπτόκοκκος και ο μηχανισμός κάτω από τον οποίο έχει λάβει χώρα είναι αβέβαιος, χρησιμοποιείται ο όρος "δομή κονιάματος?» (mortar structure). Ο όρος αυτός θεωρείτε από πολλούς ως ανεπιτυχής, διότι γενετικά σημαίνει μηχανικά θρυμματισμένο πέτρωμα, που δεν αληθεύει στις περισσότερες περιπτώσεις.

3.2.7 ΔΙΑΧΥΣΗ ΑΠΟ ΕΡΠΥΣΜΟ ΣΕ ΣΤΕΡΕΑ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗ (SOLID STATE DIFUSION CREEP)

Όταν η θερμοκρασία σε ένα παραμορφωμένο πέτρωμα είναι υψηλή, οι κρύσταλλοι μπορεί να παραμορφώνονται αποκλειστικά με τη μετανάστευση των κενών θέσεων (vacancies) διαμέσου του πλέγματος. Ο μηχανισμός αυτός είναι γνωστός με το όνομα solid state diffusion creep (διάχυση από ερπυσμό σε στερεά κατάσταση ?) και υπάρχουν δύο βασικοί τύποι:

- 1) Coble creep. Διάχυση των κενών θέσεων (vacancies) στο κρυσταλλικό πλέγμα κατά μήκος των ορίων των κόκκων.
- Nabarro-Herring creep. Διάχυση των κενών θέσεων διαμέσου (από άκρη σε άκρη) του πλέγματος.

Συχνά χρησιμοποιείται και ο όρος *crystalplastic deformation*, που αναφέρεται στην παραμόρφωση από dislocation creep ή diffusion creep, όταν δεν μπορεί να γίνει διάκριση ανάμεσα στους δύο τύπους.

3.2.8 ΟΛΙΣΘΗΣΗ ΟΡΙΩΝ ΚΟΚΚΩΝ ΚΑΙ ΥΠΕΡΠΛΑΣΤΙΚΟΤΗΤΑ (GRAIN BOUNDARY SLIDING AND SUPERPLASTICITY)

Στα πολύ λεπτόκοκκα αθροίσματα κρυστάλλων, οι κρύσταλλοι μπορούν να ολισθαίνουν μεταξύ τους, δεδομένου ότι η ανάπτυξη κενών ανάμεσά τους αποτρέπεται από μηχανισμούς όπως το solid state diffusion creep ή διάλυση και καθίζηση μέσω των ρευστών στα όρια των κόκκων. Ο μηχανισμός αυτός καλείται ολίσθηση ορίων κόκκων (grain boundary sliding). Στη Γεωλογία ο όρος υπερπλαστικότητα (superplasticity) αναφέρεται σε εξαιρετικά λεπτόκοκκα αθροίσματα ισομεγέθων κόκκων (1-10 μm) που σε πολύ υψηλή καταπόνηση παραμορφώνονται χωρίς να αναπτύσσουν κάποιον προσανατολισμένο ιστό ή προτιμητέο προσανατολισμό στο πλέγμα (LPO).

Ο μηχανισμός της ολίσθησης ορίων κόκκων, φαίνεται ότι παίζει καθοριστικό ρόλο στην περίπτωση αυτή. Το μέγεθος των κόκκων τελικά είναι η κύρια παράμετρος που καθορίζει αν ένα άθροισμα κρυστάλλων ή κόκκων θα παραμορφωθεί με dislocation creep ή solid state diffusion creep και grain boundary sliding.

Πολύ λίγες είναι οι δομές που πιστοποιούν το diffusion creep. Συνήθως είναι τα πολύ καμπύλα και με λοβώδες σχήμα όρια των κόκκων, ανάμεσα σε δύο διαφορετικά ορυκτά, σε υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης πετρώματα. Και οι δύο μηχανισμοί συνδυαζόμενοι απαγορεύουν ή και καταστρέφουν την ανάπτυξη LPO. Άρα η παρουσία πολύ λεπτόκοκκων και ισομεγέθων κόκκων χωρίς καθαρό LPO σε συνθήκες υψηλής καταπόνησης αποτελεί μια έμμεση απόδειξη της λειτουργίας των μηχανισμών αυτών.

Επισημαίνεται ότι η παρουσία LPO δεν αποτελεί απόδειξη για την μη ύπαρξη grain boundary sliding. Ευθύγραμμα και παράλληλα τμήματα των ορίων των κόκκων, συχνά παρατηρούμενα σε δύο διευθύνσεις στο δείγμα, μπορεί να οφείλονται στο μηχανισμό αυτό. Τα όρια αυτά διακρίνονται καλά σε μονο-ορυκτολογικά αθροίσματα χαλαζία ή ασβεστίτη, στα οποία η δομή αυτή δεν είναι συνήθης.

Η παρουσία ασαφών ορίων, ανάμεσα σε ισχυρά πεπλατυσμένα λεπτόκοκκα μονοικρυσταλλκικά αθροίσματα από δύο ορυκτά, μπορεί να είναι ένα επακόλουθο ανάμιξης λόγω grain boundary sliding. Στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο πιθανοί δείκτες για το μηχανισμό αυτό είναι η μικρή πυκνότητα dislocations, το παραλληλόγραμμο σχήμα των κόκκων και η παρουσία κενών ανάμεσα στα όρια των κόκκων.

3.2.9 ΜΕΙΩΣΗ ΤΩΝ ΟΡΙΩΝ ΤΩΝ ΚΟΚΚΩΝ (GRAIN BOUNDARY AREA REDUCTION)

Εκτός από τις εκτοπίσεις και τα όρια των κόκκων είναι δομές με υψηλή ελεύθερη εσωτερική ενέργεια. Μείωση της επιφάνειας των ορίων επιφέρει και μείωση της ενέργειας αυτής. Αποτέλεσμα η δημιουργία πολυγωνικών κόκκων με ευθύγραμμα όρια (foam structures, Triple junction, Interfacial or Dihedral Angle 120⁰).



Εικ. 3.19. Απεικόνιση του μηχανισμού μείωσης των ορίων των κόκκων (grain boundary area reduction).



Εικ. 3.20. Πολυγωνικός ιστός που προήλθε από το μηχανισμό grain boundary area reduction (μείωση ορίων των κόκκων).

Ο μηχανισμός αυτός οδηγεί σε μεγαλύτερη μείωση της ενέργειας απ' ότι το GBM & SR. Λαμβάνει χώρα κυρίως μετά το σταμάτημα της παραμόρφωσης και με την αύξηση της θερμοκρασίας.

Το μέγεθος των κόκκων βρίσκεται σε άμεση συνάρτηση με την μονο-ορυκτολογική (μεγάλοι κόκκοι) ή πολυ-ορυκτολογική σύσταση (μικροί κόκκοι).

Παρατηρείται επίσης ένας συσχετισμός στη γεωμετρία των ορίων με συγκεκριμένους κρυσταλλογραφικούς άξονες. Αποκλίσεις από την γωνία 120⁰ εντοπίζονται ανάλογα με την ενέργεια των ορίων σε πολυκρυσταλλικά πετρώματα.

3.2.10 ΣΤΑΤΙΚΗ ΑΝΑΚΡΥΣΤΑΛΛΩΣΗ (STATIC RECRYSTALLISATION)

Με την επιβράδυνση ή το σταμάτημα της παραμόρφωσης τα ορυκτά δεν έχουν τηην ελάχιστη εσωτερική ενέργεια, έστω και αν οι μηχανισμοί recovery & recrystallisation ήταν πολύ σμαντικοί κατά την παραμόρφωση. Υπάρχουν ακόμα dislocations, dislocation tangles & subgrain boundaries. Τα όρια των κόκκων έχουν ένα ακανόνιστο κυματοειδές σχήμα και ορισμένα ορυκτά μπορεί να είναι ακόμα ασταθή.

Αν η θερμοκρασία ήταν υψηλή, όταν σταμάτησε η παραμόρφωση, ή αν υπήρχε αρκετό νερό ανάμεσα στους κόκκους, οι μηχανισμοί recovery, recrystallisation & GBAR συνεχίζουν να λειτουργούν (παρά την απουσία παραμόρφωσης), μέχρι να ελαχιστοποιηθεί η εσωτερική ενέργεια. Η διαδικασία αυτή ονομάζεται στατική ανακρυστάλλωση (static recrystallisation).



Εικ. 3.21. Στατική ανακρυστάλλωση χαλαζία σε ένα πέτρωμα που αποτελείται από εναλλαγές χαλαζία (αδρόκοκκες ενδιαστρώσεις) και αστρίων (λεπτόκοκκες ενδιαστρώσεις).

Κατά τη διάρκειά της τα ασταθή ορυκτά αντικαθίστανται από σταθερά, τα dislocation tangles απομακρύνονται, τα όρια των κόκκων γίνονται ευθύγραμμα και οι κόκκοι αυξάνονται σε μέγεθος λόγω GBAR.

Σε ένα πέτρωμα που έχει ήδη ισχυρά παραμορφωθεί, (όπως φανερώνουν η παρουσία πτυχών και τα υπολείμματα μιας φύλλωσης, οφθαλμών ή ισχυρού LPO), ενδείξεις για στατική ανακρυστάλλωση και GBAR (του κύριου μηχανισμού που συνδέεται με αυτή) αποτελούν:

- Η παρουσία κρυστάλλων με ευθύγραμμα ή ελαφρά καμπύλα όρια.
- Η απουσία κυματοειδούς κατάσβεσης.
- Η απουσία subgrain boundaries.

Στατική ανακρυστάλλωση καταδεικνύεται επίσης από την παρουσία μικρών προσανατολισμένων κόκκων ενός δευτερεύοντος ορυκτού που περιέχεται στους κόκκους του κύριου ορυκτού.

3.3 Παραμόρφωση ορυκτών και πετρωμάτων

Μέσα από την περιγραφή των μηχανισμών παραμόρφωσης έγινε κατανοητό ότι η ορυκτολογική σύσταση και οι εκάστοτε συνθήκες στις οποίες βρίσκεται ένα ορυκτό ή ένα πέτρωμα είναι οι πιο καθοριστικοί παράγοντες για το ποιοι μηχανισμοί παραμόρφωσης θα επικρατήσουν και ποιες, ως εκ' τούτου, τεκτονικές δομές θα αναπτυχθούν. Είναι κατανοητό ότι τα διάφορα ορυκτά, ανάλογα με τις φυσικοχημικές ιδιότητές τους, αντιδρούν με εντελώς διαφορετικό τρόπο στις ίδιες συνθήκες περιβάλλοντος και άρα επικρατούν διαφορετικοί μηχανισμοί παραμόρφωσης που οδηγούν στη δημιουργία διαφορετικών τεκτονικών ιστών. Φαίνεται όμως ότι πολύ μεγάλη σημασία διαδραματίζει και το αν το πέτρωμα το οποίο παραμορφώνεται είναι μονοκρυσταλλικό ή πολυκρυσταλλικό, καθώς επίσης και το ποια ορυκτά επικρατούν αλλά και το μέγεθος το οποίο έχουν. Έχει παρατηρηθεί ότι τα διάφορα ορυκτά παρουσιάζουν στις ίδιες συνθήκες θερμοκρασίας και ρυθμού καταπόνησηςδιαφορετική συμπεριφορά ανάλογα με το αν συμμετέχουν σε ένα μονοκρυσταλλικό ή πολυκρυσταλλικό πέτρωμα.

Σε γενικές γραμμές η συμπεριφορά των πολυκρυσταλλικών πετρωμάτων είναι αρκετά σύνθετη και πολύπλοκη. Αν "σκληρά" και "μαλακά" ορυκτά συνυπάρχουν, η αντοχή δεν αυξάνει γραμμικά με την αύξηση του ποσοστού των "σκληρών" ορυκτών. Αν η παρουσία των "σκληρών" ορυκτών είναι πολύ μικρή, η συμπεριφορά του πετρώματος είναι ανάλογη με αυτή ενός μονοκρυσταλλικού που αποτελείται από "μαλακά" ορυκτά. Τα σκληρά ορυκτά μπορεί να περιστρέφονται μέσα από την τεκτονική ροή που χαρακτηρίζει την παραμόρφωση του "μαλακού" ορυκτού, ή και να δημιουργούν δομές "πυρήνα-και-μανδύα" (core-and-mantle structures, βλπ. στα επόμενα) αν μπορούν να ανακρυσταλλωθούν εξωτερικά. Η αντοχή του πετρώματος αυξάνει όσο αυξάνει το ποσοστό και το μέγεθος των "σκληρών" ορυκτών. Όταν τα "σκληρά" ορυκτά γίνουν κυρίαρχα στη σύνθεση του πετρώματος, η αντοχή θα πλησιάσει αυτή ενός μονοκρυσταλλικού "σκληρού" πετρώματος, αν και σε συνθήκες υψηλού ρυθμού καταπόνησης μπορεί οι συγκεντρώσεις των "μαλακών" ορυκτών να διασυνδεθούν μεταξύ τους σχηματίζοντας ζώνες διάτμησης.



Εικ. 3.22. Μεταβολές στην παραμόρφωση ενός χαλαζιο-αστριούχου πετρώματος σε σχέση με το βάθος..

Ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα παραμόρφωσης πολυορυκτολογικών αθροισμάτων αποτελούν τα χαλαζιο-αστριούχα πετρώματα (quartzo-feldspatic rocks), που παρουσιάζουν μια αξιοσημείωτη συσχέτιση της παραμόρφωσης και των τεκτονικών δομών με το βαθμό μεταμόρφωσης (Εικ. 3.22). Σε συνθήκες πολύ χαμηλής μεταμόρφωσης και τα δύο ορυκτά αντιδρούν με θραύση. Στις συνθήκες αυτές οι άστριοι είναι το πιο ασθενές ορυκτό επειδή παρουσιάζουν σχισμό που μειώνει την αντοχή τους. Σε συνθήκες χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης οι άστριοι συνεχίζουν να αντιδρούν θραυσιγενώς, σε αντίθεση με το χαλαζία που παραμορφώνεται με όλκιμο τρόπο με κύριο μηχανισμό τον dislocation creep. Στις συνθήκες αυτές ο χαλαζίας είναι πια το ασθενέστερο ορυκτό. Οι άστροι δημιουργούν δομές "πυρήνα-και-μανδύα", με τον πυρήνα (άστριο) να χαρακτηρίζεται από θραυσιγενείς δομές και μερικά από κυματοειδή κατάσβεση.

Σε συνθήκες μέσου-υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης και τα δύο ορυκτά παραμορφώνονται με dislocation creep και δυναμική ανακρυστάλλωση. Δημιουργούν μονοκρυσταλλικές ή πολυκρυσταλλικές ταινίες που δίνουν στο πέτρωμα μια χαρακτηριστική ταινιωτή δομή.

Σε συνθήκες υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης τα όρια των κόκκων γίνονται λοβώδη και επικρατούν μηχανισμοί όπως οι "solid-state diffusion creep" ή "solution precipitation creep".

4. Φύλλωση – Γράμμωση

4.1 Εισαγωγή

Πολλές μικροδομές σε ένα πέτρωμα καθορίζονται από τον προτιμητέο προσανατολισμό των ορυκτών ή άλλων στοιχείων του τεκτονικού ιστού. Με τον τρόπο αυτό δημιουργούνται δομές που στη σύγχρονη βιβλιογραφία αναφέρονται ως φυλλώσεις (foliations) και γραμμώσεις (lineations). Σε ορισμένες περιπτώσεις αναφέρεται χωριστά και ο όρος προτιμητέος προσανατολισμός κρυσταλλικού πλέγματος (lattice preferred orientation – LPO).

Ο όρος φύλλωση χρησιμοποιείται σαν ένας γενικός όρος ο οποίος περιγράφει οποιαδήποτε "επίπεδη" δομή που αναπτύσσεται συστηματικά μέσα σε ένα γεωλογικό σώμα, αποτελώντας μια διαμπερή δομή (penetrative structure). Μπορεί να αναφέρεται στη στρώση (bedding) των ιζηματογενών πετρωμάτων, στη στρωμάτωση -λόγω διαφοράς στη σύσταση-(compositional layering) των πυριγενών πετρωμάτων ή στο σχισμό (cleavage) και τη σχιστότητα (schistosity) των μεταμορφωμένων. Οι διακλάσεις συνήθως εξαιρούνται από τον όρο αυτό, δεδομένου ότι δεν αποτελούν, συνήθως, διαμπερείς επιφάνειες. Ο ορισμός αυτός για τη φύλλωση προτιμάται συνήθως στη βιβλιογραφία από άλλους γενετικούς όρους, αφού συχνά είναι δύσκολο να προσδιορισθεί η προέλευση μιας επίπεδης δομής σε ένα παραμορφωμένο πέτρωμα. Στις περισσότερες περιπτώσεις ταυτίζεται με τον όρο S-flachen δηλαδή S-plains (structures) ή S-επίπεδα (δομές) ή πιο σωστά S-επιφάνειες που πρώτος ονόμασε ο B. Sander (1950). Τα πετρώματα που χαρακτηρίζονται από την ύπαρξη διαμπερών επίπεδων δομών, που όμως έχουν προέλθει από καθαρά τεκτονικά αίτια (τεκτονική ροή – tectonic flow), αναφέρονται στη βιβλιογραφία ως S τεκτονίτες (S tectonites).

Τα στοιχεία του τεκτονικού ιστού που καθορίζουν και διαμορφώνουν μια φύλλωση είναι τα ακόλουθα (Εικ. 4.1):

- a) Η στρωμάτωση (compositional layering)
- b) Ο προτιμητέος προσανατολισμός (preferred orientation) των φυλλωδών ορυκτών (π.χ. του μαρμαρυγία).
- c) Ο προτιμητέος προσανατολισμός των ορίων των κρυστάλλων και το σχήμα παραμορφωμένων ορυκτών (π.χ. χαλαζίας, ασβεστίτης κλπ.).
- d) Οι συστηματικές, κατά ζώνες μεταβολές και διαφοροποιήσεις στο μέγεθος των ορυκτών.
- e) Ο προτιμητέος προσανατολισμός φυλλωδών ορυκτών που βρίσκονται σε μια μάζα που αποτελείται από ορυκτά χωρίς προσανατολισμό (π.χ. οι μαρμαρυγίες σε ένα μαρμαρυγιακό χαλαζίτη ή γνεύσιο).



Εικ. 4.1. Τα στοιχεία του τεκτονικού ιστού που διαμορφώνουν μια φύλλωση.

- f) Ο προτιμητέος προσανατολισμός αθροισμάτων ορυκτών που έχουν φακοειδές σχήμα.
- g) Ο προτιμητέος προσανατολισμός διαρρήξεων και μικρορηγμάτων μέσα στο πέτρωμα.
- h) Ο συνδυασμός των περιπτώσεων α, β & γ, που είναι πολύ συχνός στα μεταμορφωμένα πετρώματα.

Σαν γράμμωση (lineation, L-structure), ορίζονται όλες οι διαμπερείς δομές που παρουσιάζουν μια σαφή γραμμική διάταξη μέσα σε ένα γεωλογικό σώμα. Τα στοιχεία του τεκτονικού ιστού που διαμορφώνουν μια γράμμωση είναι τα ακόλουθα (Εικ. 4.2):

- a) Γράμμωση από διατομή (intersection lineation), που δημιουργείται από διατομή δύο φυλλώσεων ή διατομή στρώσης και φύλλωσης.
- b) Γράμμωση από μικροπτύχωση (crenulation lineation), που δημιουργείται από τα κορυφαία των μικροπτυχών σε μια επιφάνεια φύλλωσης.
- c) Γράμμωση έκτασης ή εφελκυστική γράμμωση (stretching ή extensional lineation), που δημιουργείται από παραμορφωμένους και επιμηκυμένους κόκκους ορυκτών κάτω από έντονη παραμόρφωση (π.χ. ο χαλαζίας που συνήθως σχηματίζει και ομομεγέθεις κόκκους).
- d) Stretching lineation που δημιουργείται όμως από επιμήκυνση αθροισμάτων ορυκτών. Ακόμα και οι παραμορφωμένες κροκάλες ενός μετα-κροκαλοπαγούς μπορούν να δώσουν τέτοια γράμμωση. Αντίστοιχος με αυτόν είναι και ο όρος γραμμικός ιστός (linear shape fabric).
- Ορυκτολογική γράμμωση (mineral lineation), που δημιουργείται από την παράλληλη διευθέτηση ινωδών ορυκτών ή ορυκτών που έχουν επίμηκες σχήμα (π.χ. αμφίβολοι, σιλιμανίτης, τουρμαλίνης κλπ.).
- f) Ορυκτολογική γράμμωση που δημιουργείται από την παράλληλη διευθέτηση ενός άξονα φυλλωδών ορυκτών (π.χ. μαρμαρυγίες).

Τα πετρώματα που χαρακτηρίζονται από την ύπαρξη διαμπερών γραμμικών δομών, που όμως έχουν προέλθει από καθαρά τεκτονικά αίτια (τεκτονική ροή – tectonic flow), αναφέρονται στη βιβλιογραφία ως L τεκτονίτες (L tectonites).



Εικ. 4.2. Στοιχεία του τεκτονικού ιστού που διαμορφώνουν μια γράμμωση.

Εξετάζοντας μια φύλλωση στις τρεις διαστάσεις παρατηρείται συχνά ότι αυτή σχετίζεται και με ένα γραμμικό στοιχείο, το οποίο προέρχεται από το γεγονός ότι τα στοιχεία του τεκτονικού ιστού που διαμορφώνουν τη φύλλωση παρουσιάζουν μια πιο έντονη διευθέτηση σε μια συγκεκριμένης διεύθυνσης εγκάρσιας τομή στη φύλλωση σε σχέση με άλλες. Πολύ συχνά παρατηρείται μια πλήρης μετάβαση από S τεκτονίτες (χαρακτηρίζονται μόνο από φύλλωση) σε LS τεκτονίτες (φύλλωση και γράμμωση) και τελικά σε L τεκτονίτες (μόνο γράμμωση). Σε πρακτικό επίπεδο έχει παρατηρηθεί να συμβαίνουν τέτοιες μεταβάσεις σε κλίμακα μιας μόνο εμφάνισης στην ύπαιθρο. Μάλιστα πολλές γραμμώσεις μπορεί να εξελίσσονται από ή σε φυλλώσεις με το χρόνο.

Είναι σημαντικό όταν περιγράφεται μια φύλλωση να περιγράφεται και η σχέση που αυτή έχει με τη γράμμωση, αν φυσικά υπάρχει και είναι παρούσα. Τα γραμμικά στοιχεία του τεκτονικού ιστού που έχουν ίδια ηλικία με μια φύλλωση σε ένα πέτρωμα είναι πολύ σημαντικά από τεκτονική άποψη γιατί δίνουν πολλά κινηματικά στοιχεία και κυρίως τη διεύθυνση της τεκτονικής μεταφοράς (tectonic transport). Η γράμμωση επίσης είναι αυτή που λαμβάνεται υπόψη για να καθορισθεί ο προσανατολισμός της λεπτής τομής που θα γίνει σε ένα δείγμα, ώστε να συλλεχθούν όσο το δυνατόν περισσότερα κινηματικά στοιχεία (βλπ. στα επόμενα). Πολλά πετρώματα παρουσιάζουν έναν προτιμητέο προσανατολισμό σε επίπεδο πλέγματος (lattice preferred orientation – LPO), που αντιπροσωπεύει έναν όχι τυχαίο προσανατολισμό των κρυσταλλογραφικών αξόνων των ορυκτών. Πολλές φυλλώσεις ή γραμμώσεις καθορίζονται και είναι το αποτέλεσμα αυτού του προσανατολισμού. Συνήθως όμως ο όρος αυτός χρησιμοποιείται για ορυκτά όπως ο χαλαζίας ή ο ασβεστίτης ο LPO των οποίων δεν μπορεί να διακριθεί στην ύπαιθρο ή σε λεπτές τομές, χωρίς τη χρήση ειδικών τεχνικών.

4.2 Φυλλώσεις

4.2.1 ГENIKA

Σε πολλές περιπτώσεις παραμορφωμένων και μεταμορφωμένων πετρωμάτων μπορούν να διακριθούν, στην ύπαιθρο ή σε λεπτές τομές, διαδοχικές φυλλώσεις να επικαλύπτουν η μία την άλλη. Η μελέτη των φυλλώσεων αυτών και η ερμηνεία των συνθηκών παραμόρφωσης και μεταμόρφωσης κατά τη διάρκεια της δημιουργίας τους, αποτελεί σημαντικό εργαλείο για την "αποκρυπτογράφηση" της τεκτονο-μεταμορφικής ιστορίας μιας περιοχής. Οι φυλλώσεις χρησιμοποιούνται επίσης ως δομές αναφοράς για το σχετικό προσδιορισμό των περιόδων ανάπτυξης των ορυκτών της μεταμόρφωσης και ιδίως των πορφυροβλαστών. Οι φυλλώσεις αλλά και οι γραμμώσεις αντιπροσωπεύουν σε γενικές γραμμές πιο διαμπερείς δομές απ΄ ότι οι πτυχές και ως εκ τούτου αποτελούν πιο αξιόπιστες δομές αναφοράς για τον προσδιορισμό των παραμορφωτικών φάσεων.

Οι πρωτογενείς φυλλώσεις (primary foliations) αντιπροσωπεύουν δομές που σχετίζονται με τις διαδικασίες σχηματισμού του πετρώματος. Η στρώση (bedding) στα ιζηματογενή πετρώματα και η μαγματική στρωμάτωση (magmatic layering) στα πυριγενή αποτελούν τα πιο χαρακτηριστικά παραδείγματα πρωτογενών φυλλώσεων. Η διαγενετική φύλλωση (diagenetic foliation) σχηματίζεται από τη συμπύκνωση και συμπίεση λόγω διαγένεσης των ιζημάτων. Οι δευτερογενείς φυλλώσεις (secondary foliations) αναπτύσσονται μεταγενέστερα (π.χ. στα ιζηματογενή μετά τη λιθοποίηση) σαν αποτέλεσμα της παραμόρφωσης και της μεταμόρφωσης. Περιλαμβάνουν το σχισμό (cleavage), τη σχιστότητα (schistosity), τη μεταμορφική στρωμάτωση? (differentiated compositional layering), τη μυλονιτική φύλλωση (mylonitic foliation) κλπ.

Η ανάπτυξη δευτερογενών φυλλώσεων αποτελεί συνήθως ένδειξη ότι το πέτρωμα παραμορφώνεται με όλκιμο τρόπο, αν και φυλλώσεις μπορούν να αναπτυχθούν και σε μερικές κατακλαστικές ζώνες. Δευτερογενείς φυλλώσεις που δεν είναι ομοιογενείς είναι συνήθως δύσκολο να διαχωρισθούν από την πρωτογενή στρώση ή στρωμάτωση. Η αναγνώριση της πρωτογενούς φύλλωσης είναι σημαντική γιατί στα μετα-ιζήματα επιτρέπει την αναγνώριση της τεκτονικής εξέλιξης από την ιζηματογένεση. Στην περίπτωση αυτή η πρωτογενής στρώση ονομάζεται ως S₀ και οι δευτερογενείς φυλλώσεις που ακολουθούν (με σχέσεις επικάλυψης) λόγω παραμόρφωσης και μεταμόρφωσης ως S₁, S₂, S₃ κλπ. Στην περίπτωση που η στρώση δεν μπορεί να αναγνωρισθεί μόνο το τελευταίο τμήμα της τεκτονομεταμορφικής εξέλιξης μπορεί να αναγνωρισθεί. Στην περίπτωση αυτή η πιο παλαιά αναγνωρίσιμη τεκτονική επιφάνεια χαρακτηρίζεται ως Sn και οι νεότερες που ακολουθούν ως Sn+1, Sn+2, Sn+3 κλπ.

4.2.2 ΠΡΩΤΟΓΕΝΗΣ ΦΥΛΛΩΣΗ

Στην περίπτωση πετρωμάτων πολύ χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης, που δεν είναι έντονα παραμορφωμένα, η αναγνώριση της στρώσης είναι συνήθως εύκολη, δεδομένου ότι τα κύρια χαρακτηριστικά της ιζηματογενούς ακολουθίας, συμπεριλαμβανομένων και των ιζηματοδομών, είναι καλά διατηρημένα. Στις περιπτώσεις όμως πιο έντονης παραμόρφωσης και σε συνθήκες υψηλότερου βαθμού μεταμόρφωσης η διάκριση της πρωτογενούς από τη δευτερογενή στρωμάτωση είναι συνήθως δύσκολη. Σε πολλά μεταμορφωμένα πετρώματα, όπως οι γνεύσιοι, η στρωμάτωση λόγω διαφοράς στη σύσταση (compositional layering) που παρουσιάζουν μπορεί να έχει ιζηματογενή, πυριγενή ή μεταμορφική/"παραμορφωτική" προέλευση, αλλά μπορεί να έχει και πιο σύνθετη φύση που να συνδυάζει αρκετές από τις προηγούμενες προελεύσεις.

Η στρώση στα ίζήματα προέρχεται συνήθως από μη συνεχείς διαδικασίες και έτσι δημιουργούνται σημαντικές μεταβολές στο πάχος και τη σύσταση, χωρίς σημαντική συμμετρία ως προς επίπεδο παράλληλο στη στρώση. Η δευτερογενής στρωμάτωση σχηματίζεται συνήθως από διαδικασίες διαφοροποίησης σε ένα εντατικό πεδίο που οδηγούν σε μια πιο μονότονη διττού χαρακτήρα δομή με επίπεδο συμμετρίας παράλληλο με τη στρώση. Μερικά κριτήρια που βοηθούν στη διάκριση των πρωτογενών από τις δευτερογενείς φυλλώσεις παρατίθενται στον πίνακα της επόμενης σελίδας. Στην πραγματικότητα μόνο το πρώτο και το τελευταίο από αυτά τα κριτήρια είναι ουσιαστικά. Η παρουσία ιζηματοδομών είναι ένας καλός δείκτης για στρώση και η συσχέτιση μιας στρωμάτωσης λόγω διαφοράς στη σύσταση με τα αξονικά επίπεδα πτυχών δείχνει καθαρά το δευτερογενή χαρακτήρα της στρωμάτωσης, που δημιουργείται ταυτόχρονα με την πτύχωση. Επίσης η παρουσία δύο διατεμνομένων δομών στρωμάτωσης σε μεταμορφωμένα πετρώματα είναι καλός δείκτης ότι τουλάχιστον η μία από αυτές είναι δευτερογενής.

Σε πετρώματα μέσου ή υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης είναι δύσκολο να αναγνωρισθεί η στρώση. Διαδικασίες αντιμετάθεσης (transposition processes –βλπ. στα επόμενα) μπορεί να έχουν ολοσχερώς εξαφανίσει (obliterate) τις γωνιώδεις σχέσεις ανάμεσα στις φυλλώσεις, αλλά και η έντονη παραμόρφωση και ανακρυστάλλωση μπορεί να έχουν εξαφανίσει τις ιζηματοδομές. Όπως αναφέρθηκε σε αυτές τις περιπτώσεις η παλαιότερη στρωμάτωση αναφέρεται ως Sn, πάντα βέβαια πρέπει να κρατάμε στο νου μας ότι σε κάποια κλίμακα παρατήρησης μπορεί να αντιπροσωπεύει υπολείμματα της στρώσης.

Οι δομές που παρατηρούνται στη στρώση μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον προσδιορισμό της κατεύθυνσης των νεοτέρων στρωμάτων σε λεπτές τομές. Σε πολλές περιπτώσεις αυτό γίνεται μέσα από την ασυμμετρία της διάθλασης μιας δευτερογενούς φύλλωσης. Προσοχή χρειάζεται στην περίπτωση που σαν κριτήριο "νεότητας" χρησιμοποιείται η διαβάθμιση της στρώσης, μιας και σε ορισμένες περιπτώσεις η ανάπτυξη μεταμορφωμένων ορυκτών μπορεί να αντιστρέψει την αρχική εικόνα, όπως π.χ. η ανάπτυξη μεγάλων κρυστάλλων μαρμαρυγιών ή άλλων ευμεγεθών ορυκτών όταν το αρχικό πέτρωμα είναι λεπτόκοκκος πηλίτης.

4.2.3 ΔΙΑΓΕΝΕΤΙΚΗ ΦΥΛΛΩΣΗ

Η διαγενετική φύλλωση, που αναφέρεται σαν φύλλωση παράλληλη στη στρώση, παρατηρείται πολύ συχνά σε πολύ χαμηλού ή χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης πηλιτικά ιζήματα

Κριτήρια διάκρισης πρωτογενών και δευτερογενών φυλλώσεων

ΠΡΩΤΟΓΕΝΗΣ ΦΥΛΛΩΣΗ

Αναγνώριση ιζηματογενών δομών.

Έντονες διαφοροποιήσεις στο πάχος, ιδιαιτέρως εγκάρσια προς τη διεύθυνση των στρωμάτων.

Διαφοροποιήσεις στη σύσταση και το μέγεθος των κόκκων.

Συνήθως επίπεδη στρωμάτωση.

Σπάνια συμμετρία ως προς επίπεδο παράλληλο στη στρώση.

Δεν υπάρχει σχέση παραλληλίας της φύλλωσης με τα αξονικά επίπεδα των πτυχών

ΔΕΥΤΕΡΟΓΕΝΗΣ ΦΥΛΛΩΣΗ

Απουσία ιζηματογενών δομών.

Μικρές διαφοροποιήσεις στο πάχος. Συνήθως εναλλάσσονται μεταξύ τους δύο "διαφορετικά πάχη".

Συνήθως διττός χαρακτήρας στη σύσταση των στρωμάτων.

Στρωμάτωση συνήθως φακοειδής ή αναστομούμενη.

Συνήθως συμμετρία ως προς επίπεδο παράλληλο στη στρώση.

Φύλλωση παράλληλη ή υποπαράλληλη με τα αξονικά επίπεδα των πτυχών μιας παλαιότερης φύλλωσης.

Η ύπαρξη δύο διατεμνόμενων φυλλώσεων φανερώνει ότι η μία τουλάχιστον από αυτές είναι δευτερογενής.

Εικ. 4.3. Κριτήρια διάκρισης πρωτογενών και δευτερογενών φυλλώσεων.



Εικ. 4.4. Στην πρώτη εικόνα φαίνεται μια πτυχωμένη στρώση S_0 . Στους σκοτεινόχρωμους ορίζοντες αναπτύσσεται μια δευτερογενής φύλλωση (spaced cleavage) S_2 , περίπου οριζόντια. Ονομάζεται S_2 γιατί όπως δείχνει η επόμενη εικόνα, που αποτελεί λεπτομέρεια της πρώτης, υπάρχει ένα παλαιότερο πτυχωμένο slaty cleavage S_1 , υποπαράλληλο της στρώσης (η διαγώνια γραμμή στο κάτω δεζί τμήμα της δεύτερης εικόνας), κατά αζονικό επίπεδο του οποίου αναπτύσσεται η S_2 .

που έχουν υποστεί ελάχιστη ή καθόλου παραμόρφωση. Καθορίζεται από τον παράλληλο προσανατολισμό λεπτών και επιμήκων κόκκων μαρμαρυγιών. Οι μαρμαρυγίες αυτοί αναπτύσσονται συνήθως υποπαράλληλα προς τη στρώση. Η διαγενετική φύλλωση θεωρείται το αποτέλεσμα της συμπίεσης και συμπύκνωσης λόγω διαγένεσης, ενός ιζήματος που περιέχει κλαστικούς μαρμαρυγίες. Οι μαρμαρυγίες περιστρέφονται σταδιακά και αποκτούν ένα προσανατολισμό παράλληλο στη στρώση κατά τη διάρκεια της συμπίεσης λόγω συμπύκνωσης. Η διαγενετική φύλλωση είναι ένα παράδειγμα φύλλωσης που καθορίζεται από τον προτιμητέο προσανατολισμό των μαρμαρυγιών που δεν σχετίζεται με πτυχές.



Εικ. 4.5. Στρώση και παράλληλη διαγενετική φύλλωση που καθορίζεται από επιμηκυμένους κλαστικούς μαρμαρυγίες.

Στη βιβλιογραφία αναφέρεται επίσης ότι η διαγενετική φύλλωση μπορεί να είναι πλάγια σε σχέση με τη στρώση, να συνδέεται με συνιζηματογενείς πτυχές και ακόμα να αντιπροσωπεύει τα αρχικά στάδια του slaty cleavage (βλπ. στα επόμενα). Για την άποψη αυτή υπάρχουν αρκετές αντιρρήσεις δεδομένου ότι τέτοιες φυλλώσεις συνήθως δείχνουν να έχουν σχηματισθεί μετά τη λιθοποίηση. Πλάγιες συνιζηματογενείς φυλλώσεις υπάρχουν, αλλά είναι εξαιρετικά σπάνιες.

4.2.4 Δ EYTEPOFENEIS Φ YAA Ω SEIS

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζεται μια μορφολογική ταξινόμηση των δευτερογενών φυλλώσεων, καθώς και οι διαδικασίες που οδηγούν στην ανάπτυξή τους. Οι δευτερογενείς φυλλώσεις παρουσιάζουν μεγάλες διακυμάνσεις στα μορφολογικά τους χαρακτηριστικά και ως εκ τούτου έχουν κατά καιρούς χρησιμοποιηθεί στη βιβλιογραφία διάφορα ονόματα για να περιγράψουν τις δομές αυτές, όπως slaty cleavage, crenulation cleavage, differentiated layering, fracture cleavage κλπ. Δυστυχώς η χρήση αυτών των όρων δεν είναι κοινή και σε αρκετές περιπτώσεις χρησιμοποιούνται για την γενετική ταξινόμηση των φυλλώσεων. Π.χ. ο όρος fracture cleavage χρησιμοποιήθηκε για να περιγράψει ένα spaced compositional layering, δηλαδή μια στρωμάτωση λόγω διαφοράς στη σύσταση που αναπτύσσεται κατά διαστήματα, και πιθανά προέρχεται από την διάλυση υλικού κατά μήκος διαρρήξεων, οι οποίες όμως δεν είναι πλέον ορατές. Άλλες ερμηνείες για τις δομές αυτές δεν προϋποθέτουν την ύπαρξη διαρρήξεων και ως εκ τούτου τέτοιοι γενετικοί όροι είναι καλό να αποφεύγονται και να χρησιμοποιούνται απλά οι περιγραφικοί όροι.

Οι όροι cleavage (σχισμός) και schistosity (σχιστότητα) είναι ευρέως διαδεδομένοι και χρησιμοποιούνται ως οι βασικοί όροι για τις δευτερογενείς φυλλώσεις. Ο όρος σχισμός χρησιμοποιείται γενικότερα για τα λεπτόκοκκα πετρώματα, μέχρι την κλίμακα όπου τα ορυκτά (π.χ. μαρμαρυγίες) που σχηματίζουν τις επιφάνειες σχισμού είναι ορατά με γυμνό οφθαλμό. Ο όρος σχιστότητα χρησιμοποιείται γενικά για τις δευτερογενείς φυλλώσεις που καθορίζονται από πιο αδρόκοκκα ορυκτά. Οι δύο αυτοί όροι καλύπτουν όλο το φάσμα των δευτερογενών φυλλώσεων, ιδιαίτερα κατά την περιγραφή στην ύπαιθρο. Σημειώνεται πάντως ότι αυτός ο διαχωρισμός ανάλογα με το μέγεθος των κόκκων δεν επεκτείνεται σε όλη την ορολογία που έχει καθιερωθεί για τις φυλλώσεις. Όροι όπως crenulation cleavage, shear band cleavage, cleavage domain και cleavage lamellae χρησιμοποιούνται γενικά άσχετα με το μέγεθος των κόκκων. Άλλος ένας όρος που επίσης χρησιμοποιείται είναι το gneissosity (γνευσιοσχιστότητα?, σχιστότητα γνευσίων?, γνευσιότητα?) για όλες τις αδρόκοκκες δευτερογενείς φυλλώσεις στους γνευσίους. Η χρήση του όρου αυτού δεν συνιστάται γιατί υπάρχει κίνδυνος σύγχυσης με το compositional layering (γνευσιακή στρωμάτωση?, στρωμάτωση λόγω διαφοράς στη σύσταση?) των γνευσίων.

4.2.5 ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗ ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΦΥΛΛΩΣΕΩΝ

4.2.5.1 Γενικά

Στο κεφάλαιο αυτό δίνεται η πλέον αποδεκτή στη βιβλιογραφία ταξινόμηση για τις φυλλώσεις (Εικ. 4.6), που βασίζεται κατά κύριο λόγο στα μορφολογικά χαρακτηριστικά των επιφανειών, όπως αυτά είναι ορατά στην εξέταση στο μικροσκόπιο και σπανιότερα με γυμνό οφθαλμό, και έχει δοθεί από τους Powell (1979) και Borradaile et al (1982). Η ταξινόμηση αυτή βασίζεται στα στοιχεία του τεκτονικού ιστού (fabric elements) που καθορίζουν μια φύλλωση (βλπ. στα προηγούμενα), καθώς και στην κατανομή των στοιχείων αυτών στο χώρο που καθορίζει αν η φύλλωση θα είναι συνεχής (continuous) ή κατά διαστήματα (spaced). Στη δεύτερη περίπτωση τα στοιχεία του τεκτονικού ιστού δεν είναι ομοιογενώς κατανεμημένα και ως εκ τούτου το πέτρωμα διαχωρίζεται σε φακούς ή στρώματα με διαφορετική σύσταση. Αντίθετα στην πρώτη περίπτωση τα στοιχεία του τεκτονικού ιστού είναι ομοιογενώς κατανεμημένα, μέχρι την κλίμακα σε επίπεδο ορυκτού.

4.2.5.2 Συνεχής φύλλωση (continuous foliation)

Η συνεχής φύλλωση καθορίζεται από μια ομοιογενή κατανομή (χωρίς στρωμάτωση) και ένα προτιμητέο προσανατολισμό φυλλωδών κυρίως αλλά και άλλων ορυκτών. Τα πιο συνήθη ορυκτά είναι οι μαρμαρυγίες και οι αμφίβολοι, αλλά και ο χαλαζίας, ο ασβεστίτης ή άλλα ορυκτά μπορούν επίσης να καθορίσουν μια συνεχή φύλλωση. Πολύ λεπτόκοκκα πετρώματα, όπως οι φυλλίτες, που δείχνουν ένα συνεχή σχισμό (continuous cleavage) στην εξέταση σε κλίμακα λεπτής τομής, μπορεί σε μεγαλύτερες μεγεθύνσεις (π.χ. με το ηλεκτρονικό μικροσκόπιο – SEM) να αποκαλύψουν μια φύλλωση κατά διαστήματα (spaced foliation). Κανονικά η ταξινόμηση που αναφέρθηκε στα προηγούμενα βασίζεται στην



Εικ. 4.6. Μορφολογική ταζινόμηση των φυλλώσεων.



Εικ. 4.7. Συνεχής σχιστότητα (continuous schistosity) που καθορίζεται από την παράλληλη διάταζη των ορυκτών (μοσχοβίτης, βιοτίτης και χαλαζίας).



Εικ. 4.8. Συνεχής σχισμός (continuous cleavage ή slaty cleavage) που καθορίζεται από την παράλληλη διάταζη των πολύ λεπτόκοκκων μαρμαρυγιών.

εξέταση σε επίπεδο λεπτής τομής. Καλό είναι λοιπόν για οποιαδήποτε περιγραφή να αναφέρεται και η κλίμακα παρατήρησης και οι διαφοροποιήσεις που παρατηρούνται, αν φυσικά υπάρχουν τα απαραίτητα στοιχεία.

Οι συνεχείς φυλλώσεις μπορούν να περιγραφούν περαιτέρω με βάση το μέγεθος και το σχήμα των κόκκων. Στην περίπτωση που τα ορυκτά είναι ορατά με γυμνό οφθαλμό μιλάμε για συνεχή σχιστότητα (continuous schistosity), ενώ αν τα ορυκτά είναι πιο λεπτόκοκκα μιλάμε συνεχή σχιστότητα (continuous cleavage) ή slaty cleavage. Δεδομένου ότι το κατά πόσο θα είναι συνεχής μια φύλλωση εξαρτάται άμεσα από την κλίμακα παρατήρησης, στη βιβλιογραφία έχει γίνει αποδεκτό το όριο των 50μm (για την απόσταση ανάμεσα στις επιφάνειες της φύλλωσης) πάνω από το οποίο μια φύλλωση θεωρείται "κατά διαστήματα" και όχι "συνεχής". Οι συνεχείς φυλλώσεις μπορούν επίσης να υποδιαιρεθούν σε ορυκτολογικές φυλλώσεις (mineral foliations), που καθορίζονται από τον προτιμητέο προσανατολισμό φυλλωδών, αλλά απαραμόρφωτων ορυκτών, όπως οι μαρμαρυγίες ή οι αμφίβολοι, και σε φυλλώσεις που δημιουργούν έναν επιπεδόμορφο ιστό (planar shape fabric) που καθορίζεται από πεπλατυσμένους κρυστάλλους ορυκτών όπως ο χαλαζίας, ο ασβεστίτης κλπ. Συμβαίνει δηλαδή και εδώ το ίδιο όπως ακριβώς και στη διάκριση ανάμεσα στην ορυκτολογική γράμμωση (mineral lineation) και την γράμμωση έκτασης (stretching lineation) που είναι επίσης γνωστή και ως γραμμικός ιστός (linear shape fabric).

4.2.5.3 Φύλλωση κατά διαστήματα (spaced foliation)

Στα πετρώματα που χαρακτηρίζονται από φύλλωση κατά διαστήματα διακρίνονται δύο πεδία (domain) που συνθέτουν τον τεκτονικό ιστό. Το ένα από αυτά είναι γνωστό ως πεδίο σχισμού (cleavage domain) ή ως ελάσματα σχισμού (cleavage lamellae) και το άλλο είναι γνωστό με τον όρο μικρολιθώνας (microlithon). Εναλλακτικά για τους μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους και τους φυλλίτες έχουν χρησιμοποιηθεί και οι όροι M domain (το πεδίο του σχισμού που συνήθως είναι πλούσιο σε μαρμαρυγίες) και Q domain (το πεδίο του μικρολιθώνα που συνήθως είναι πλούσιο σε χαλαζία).

Τα πεδία του σχισμού είναι σχετικά επίπεδες δομές και περιέχουν στοιχεία του τεκτονικού ιστού που είναι παράλληλα με αυτές. Στους μεταπηλίτες τα πεδία του σχισμού είναι συνήθως πλούσια σε μαρμαρυγίες και ορυκτά όπως ο ιλμενίτης, ο γραφίτης, το ρουτίλιο, ο απατίτης και το ζιρκόνιο. Σημειώνεται ότι τα πεδία του σχισμού αποτελούν διαμπερείς δομές στο γεωλογικό σώμα – τεκτονίτη, μέσα από τις οποίες λαμβάνει χώρα το φαινόμενο της τεκτονικής ροής.

Οι μικρολιθώνες βρίσκονται ανάμεσα στα πεδία του σχισμού και περιλαμβάνουν στοιχεία του τεκτονικού ιστού που παρουσιάζουν έναν ασθενή ή καθόλου προτιμητέο προσανατολισμό, η περιλαμβάνουν στοιχεία του τεκτονικού ιστού που έχουν σαφή γωνιακή σχέση με τα πεδία του σχισμού. Οι φυλλώσεις κατά διαστήματα μπορούν να υποδιαιρεθούν περαιτέρω με βάση τη δομή των μικρολιθώνων. Αν αυτοί περιέχουν μικροπτυχωμένη μια παλαιότερη φύλλωση χρησιμοποιείται ο όρος πτυχοσχισμός (crenulation cleavage). Αν όχι χρησιμοποιείται ο όρος διαζευκτική? φύλλωση (disjunctive foliation) ή διαζευκτικός? σχισμός (disjunctive cleavage) αν τα ορυκτά είναι λεπτόκοκκα. Ο τελευταίος αυτός όρος είναι συνώνυμος με τον παλαιότερο όρο fracture cleavage. Συχνά στην βιβλιογραφία απαντάται και ο όρος strain-slip clevage, ο οποίος ερμηνεύει ότι η κίνηση (ροή) κατά μήκος των επιφανειών που οριοθετούν τον μικρολιθώνα γίνεται μέσα από διάτμηση και σχεδόν ταυτίζεται με αυτό που σήμερα ονομάζουμε S-C μυλονίτες (βλπ. στα επόμενα).



Εικ. 4.9. Διαζευκτικός? σχισμός (disjunctive cleavage) σε ένα χαλαζιακό, μαρμαρυγιακό φυλλίτη, που καθορίζεται από "στρωματίδια" πλούσια σε βιοτίτη.



Εικ. 4.10. Πτυχοσχισμός (crenulation cleavage) σε φυλλίτη. Διακρίνονται τα πεδία του σχισμού (cleavage domains) και οι μικρολιθόνες (microlithons) που είναι πτυχωμένοι. Σημειώνεται η διαφορά στη σύσταση των δύο πεδίων και η προοδευτική μετάβαση από το ένα στον άλλο.



Εικ. 4.11. Ζωνώδης πτυχοσχισμός (zonal crenulation cleavage). Σημειώνεται η προοδευτική μετάβαση ανάμεσα στα πεδία του σχισμού και τους μικρολιθώνες.



Ек. 4.12. Domainal spaced cleavage.



Εικ. 4.13. Διακεκριμένος πτυχοσχισμός (discrete crenulation cleavage) S_2 που επικαλύπτει ένα παλαιότερο μικροπτυχωμένο slaty cleavage S_1 . Η λευκή ταινία ανάμεσα στο σκοτεινόχρωμο και πιο ανοικτό τμήμα της τομής αντιπροσωπεύει τη στρώση S_0 .

Οι πιο γενικοί όροι σχισμός κατά διαστήματα (spaced cleavage) και σχιστότητα κατά διαστήματα (spaced schistosity) χρησιμοποιούνται για να περιγράψουν λεπτόκοκκες ή αδρόκοκκες, αντίστοιχα, φυλλώσεις κατά διαστήματα. Ορισμένες φυλλώσεις κατά διαστήματα χαρακτηρίζονται από φακοειδείς μικρολιθώνες και ονομάζονται domainal spaced foliation ή domainal spaced cleavage αν η απόσταση ανάμεσα στις επιφάνειες της φύλλωσης είναι αρκετά στενή (ο όρος στα ελληνικά αποδίδεται δύσκολα, πιθανά ως φακοειδής? φύλλωση ή σχισμός κατά διαστήματα).

Άλλα μορφολογικά χαρακτηριστικά των φυλλώσεων κατά διαστήματα που μπορούν να διευκολύνουν και να συμπληρώσουν την περιγραφή τους είναι (Εικ. 4.6):

- Η απόσταση ανάμεσα στα πεδία του σχισμού.
- Το σχήμα των πεδίων του σχισμού. Διακρίνονται φυλλώσεις αδρές, όχι καλά εκπεφρασμένες (rough), ομαλές, ακύμαντες (smooth), συστραμμένες, οφιοειδείς? (wriggly) και στυλολιθικές (stylolitic).
- Το % ποσοστό των πεδίων του σχισμού στο συνολικό όγκο του πετρώματος. Αν αυτό είναι > από 30% χρησιμοποιείται ο όρος ζωνώδης φύλλωση (zonal foliation). Στο 100% φυσικά η φύλλωση γίνεται συνεχής.
- Η γεωμετρική σχέση ανάμεσα στα πεδία του σχισμού. Διακρίνονται φυλλώσεις παράλληλες (parallel), αναστομούμενες (anastomosing) και συζυγείς (conjugate).
- Η μετάβαση ανάμεσα στα πεδία του σχισμού και τους μικρολιθώνες, που μπορεί να είναι προοδευτική (gradational) ή καλά διακριτή, διακεκριμένη (discrete).
- Η γεωμετρία των μικροπτυχών στον πτυχοσχισμό. Μπορεί να είναι συμμετρικές, κλειστές, ανοικτές κλπ.

Επισημαίνεται ότι τα μορφολογικά χαρακτηριστικά του πτυχοσχισμού παρουσιάζουν πολλές διακυμάνσεις. Σημαντικοί παράγοντες που επηρεάζουν την τελική μορφή του πτυχοσχισμού, εκτός από τη λιθολογία, αποτελούν η θερμοκρασία και η ένταση της παραμόρφωσης (Εικ. 4.16).

Ένας ειδικός τύπος φύλλωσης κατά διαστήματα είναι και το compositional layering, δηλαδή η στρωμάτωση λόγω διαφοράς στη σύσταση (μεταμορφική? στρωμάτωση). Ο όρος χρησιμοποιείται όταν οι μικρολιθώνες και τα πεδία του σχισμού έχουν ικανό πλάτος και είναι συνεχόμενα, ώστε να δικαιολογείται ο όρος στρωμάτωση. Κανονικά ο όρος χρησιμοποιείται όταν η στρωμάτωση αυτή είναι καλά ορατή με γυμνό οφθαλμό σε ένα δείγμα στο χέρι.

Η ταξινόμηση που παρουσιάσθηκε δεν μπορεί σε γενικές γραμμές να καλύψει όλες τις περιπτώσεις, δεδομένου ότι στη φύση υπάρχουν πολλές ακόμα μορφές αλλά και μεταβατικοί τύποι. Πολλές φορές μια καλή φωτογραφία ή ένα καλό σκίτσο μπορεί να αντικαταστήσει πλήρως μια "μονολεκτική" ταξινόμηση.

Μια φύλλωση μπορεί να αλλάξει ριζικά τη μορφή της ή και να εξαφανισθεί εντελώς σε κλίμακα λεπτής τομής. Αυτό συνήθως συνδέεται με τη μετάβαση από μια λιθολογία σε μία άλλη, αφού η ανάπτυξη μιας φύλλωσης εξαρτάται άμεσα από τη λιθολογία. Σημειώνεται ότι η τοπική κατανομή της καταπόνησης γύρω από τα κορυφαία των πτυχών έχει επίσης σημαντική επίδραση στην ανάπτυξη της φύλλωσης και μπορεί να προκαλέσει σημαντικές διαφοροποιήσεις στη μορφολογία της φύλλωσης κατά μήκος ενός μόνο στρώματος.

4.2.6 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ ΦΥΛΛΩΣΕΩΝ

Οι δευτερογενείς φυλλώσεις αναπτύσσονται σαν απάντηση στην παραμένουσα παραμόρφωση των πετρωμάτων. Οι κύριοι παράγοντες που ελέγχουν την ανάπτυξή τους είναι:

- 1) Η σύσταση του πετρώματος.
- 2) Ο προσανατολισμός και το μέγεθος των τάσεων.
- Οι συνθήκες μεταμόρφωσης που περιλαμβάνουν θερμοκρασία, λιθοστατική πίεση και πίεση και σύσταση των ρευστών των πόρων.

Η συσχέτιση ανάμεσα στις γενετικές διαδικασίες και τη μορφολογία των φυλλώσεων είναι συνήθως πολύπλοκη και ως εκ τούτου εξετάζονται χωριστά. Η γνώση που έχει αποκτηθεί για τους μηχανισμούς ανάπτυξης φυλλώσεων είναι ακόμα ανεπαρκής, αν και τα τελευταία 30 χρόνια έχουν γίνει πολύ σημαντικές πρόοδοι στον τομέα αυτό.

Στα επόμενα δίνονται εν συντομία οι μηχανισμοί εκείνοι που διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στη δημιουργία μιας δευτερογενούς φύλλωσης (Εικ. 4.14 & 4.15). Άλλοι είναι σημαντικότεροι και άλλοι όχι και σε πολλές περιπτώσεις λειτουργούν ταυτόχρονα. Στην Εικ. 4.14 παρουσιάζονται σχηματικά οι κυριότεροι μηχανισμοί και πιο συγκεκριμένα στο τμήμα a του σχήματος παρουσιάζονται τα στοιχεία του τεκτονικού ιστού πριν ή κατά την έναρξη της παραμόρφωσης και στο τμήμα b μετά από αυτή. Οι μηχανισμοί αυτοί λοιπόν είναι οι ακόλουθοι:



Εικ. 4.14. Οι σημαντικότεροι μηχανισμοί ανάπτυξης δευτερογενών φυλλώσεων.

- 1. Περιστροφή (rotation) επιμήκων κρυστάλλων λόγω της παραμόρφωσης (όταν αυτοί φυσικά δεν είναι παράλληλοι με τη διεύθυνση της τάσης οπότε πτυχώνονται).
- Αλλαγή στο σχήμα των ορυκτών με μετακίνηση διαλυμάτων λόγω επιβολής τάσεων (stress induced solution transfer). Στην εικόνα η γκρί περιοχή αντιπροσωπεύει το πρωτογενές ορυκτό και η άσπρη το καινούργιο.
- Αλλαγή στο σχήμα των ορυκτών που υφίστανται κρυσταλλοπλαστική παραμόρφωση (crystalplastic deformation) με αλλαγές σε επίπεδο πλέγματος (dislocation creep ή solid state volume diffusion).
- 4. Πολυκρυσταλλικές συγκεντρώσεις ορυκτών αναπτύσσοθν φυλλώσεις με τους μηχανισμούς 1+2 όταν επιβοηθούνται από μετακίνηση διαλυμάτων λόγω επιβολής τάσεων (stress induced solution transfer).
- 5. Ανάπτυξη μαρμαρυγιών παράλληλα στην (001), κατά τη διάρκεια ή μετά τη βράχυνση (shortening), οδηγεί σε μια αύξηση της έκφρασης της φύλλωσης γιατί οι αρχικοί κρύσταλλοι που είναι προσανατολισμένοι παράλληλα με τη φύλλωση αναπτύσσονται πολύ κατά μήκος σε σχέση με αυτούς που έχουν πλάγια θέση.
- Δημιουργία και ανάπτυξη νέων ορυκτών, προσανατολισμένων ανάλογα με το εντατικό πεδίο.
- Μιμητική ανάπτυξη "επιμήκων" κρυστάλλων λόγω του περιορισμού της ανάπτυξης παράλληλα στην υπάρχουσα φύλλωση.

 Περιορισμένη ανάπτυξη νέων ορυκτών ανάμεσα σε δύο φυλλώδη και όμοια προσανατολισμένα ορυκτά.

Στο επόμενο σχήμα της Εικ. 4.14 παρουσιάζεται ο μηχανισμός ανάπτυξης ορισμένων φυλλώσεων σε καθεστώς προοδευτικής παραμόρφωσης σε απλή διάτμηση (progressive simple shear) και σε καθαρή διάτμηση (progressive pure shear), για τρεις διαφορετικές περιπτώσεις αρχικού ιστού:

 a) όταν ο αρχικός ιστός χαρακτηρίζεται από επιμήκη ή φυλλώδη ορυκτά με τυχαίο προσανατολισμό,

b) όταν ο αρχικός ιστός χαρακτηρίζεται από επιμήκη ή φυλλώδη ορυκτά με προσανατολισμό και



c) όταν ο αρχικός ιστός χαρακτηρίζεται από κοκκώδη ορυκτά.

Εικ. 4.15. Ανάπτυζη φυλλώσεων σε καθεστώς προοδευτικής απλής και καθαρής διάτμησης (progressive simple & pure shear).

Στην Εικ. 4.16 της επόμενης σελίδας, παρουσιάζεται μια ακολουθία προοδευτικής ανάπτυξης crenulation cleavage κατά την αύξηση της θερμοκρασίας (οριζόντιος άξονας) και της παραμόρφωσης (κατακόρυφος άξονας). Η ακολουθία αυτή είναι ένα τυπικό παράδειγμα που μπορεί κατ' αντιστοιχία να χρησιμοποιηθεί για την προοδευτική ανάπτυξη όλων των spaced foliations.

Σε χαμηλές θερμοκρασίες (Εικ. 4.16a, μέχρι την κάτω πρασινοσχιστολιθική φάση) οι κύριοι μηχανισμοί ανάπτυξης πτυχοσχισμού είναι η μετακίνηση διαλυμάτων (solution transfer) και η περίστρεψη (rotation). Σε υψηλότερες θερμοκρασίες οι μηχανισμοί που κυριαρχούν είναι η ανακρυστάλλωση και η ανάπτυξη των κόκκων (συμπεριλαμβάνεται κα η ανάπτυξη νέων ορυκτών).


Εικ. 4.16. Τυπική ακολουθία ανάπτυξης crenulation cleavage με την αύξηση της θερμοκρασίας και της έντασης της παραμόρφωσης. Στο στάδιο 1 απαλές μικροπτυχώσεις παραμορφώνουν την αρχική φύλλωση S_1 , χωρίς όμως να αναπτύσσεται νέα φύλλωση S_2 . Τοπικής κλίμακας ανακρυστάλλωση μπορεί να παρατηρείται στα κορυφαία των B_2 πτυχών. Στο στάδιο 2 η μικροπτύχωση είναι λίγο πιο έντονη και ένας διακεκριμένος S_2 πτυχοσχισμός (discrete crenulation cleavage) είναι πλέον ορατός. Η S_1 παραμένει ακόμα η κυρίαρχη δομή. Στο στάδιο 3 οι νέες επιφάνειες του σχισμού αναπτύσσονται ακόμα περισσότερο, έτσι ώστε να έχουν ισοδύναμη παρουσία με τις S_1 στο πέτρωμα. Ανακρυσταλλωμένες μικροπτυχές, γνωστές και σαν πολυγωνικά τόζα (polygonal arcs), απαντώνται στις περιπτώσεις που η θερμοκρασία είναι αυξημένη (b3). Στο στάδιο 4 η S_2 κυριαρχεί και η S_1 είναι πλέον αναγνωρίσιμη μόνο σε μερικά υπολειμματικά κορυφαία μικροπτυχών. Στην περίπτωση b4 νέοι κόκκοι αναπτύσσονται κατά μήκος της S_2 , κάνοντάς τη να κυριαρχεί ακόμα περισσότερο. Τέλος στο στάδιο 5 έχει συμβεί η ολοκληρωτική αντιμετάθεση της S_1 , η οποία δεν είναι πλέον αναγνωρίσιμη. Τα περισσότερα πετρώματα ακολουθούν στη φύση μια πορεία από το στάδιο a1 προς το στάδιο b5 (διαγώνια δηλαδή στο σχήμα της Εικ. 4.16).

Άλλοι παράγοντες που επιδρούν στην ανάπτυξη του πτυχοσχισμού είναι η παρουσία μιας ρευστής φάσης, η παρουσία ευδιάλυτων ορυκτών και η ανάπτυξη νέων ορυκτών. Στην περίπτωση a (χαμηλές θερμοκρασίες), η ολοκλήρωση της αντιμετάθεσης της S_1 , ώστε να πάρει τη θέση της η S_2 (στάδιο a4 \rightarrow a5), είναι δύσκολο να γίνει χωρίς ανακρυστάλλωση και ανάπτυξη νέων ορυκτών. Αυτός είναι και ο λόγος που οι παλαιότερες φυλλώσεις είναι πιο καλά αναγνωρίσιμες στα χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης πετρώματα.

Η φύλλωση στους μυλονίτες (βλπ. στα επόμενα) συνήθως αναφέρεται με το όνομα μυλονιτική φύλλωση (mylonitic foliation) και αντιπροσωπεύει μια φύλλωση κατά διαστήματα, που συνίσταται από εναλλαγές στρωμάτων και φακών με διαφορετική ορυκτολογική σύσταση ή μέγεθος των κόκκων, εντός των οποίων είναι ενσωματωμένοι, περισσότερο ή λιγότερο παραμορφωμένοι, πορφυροκλάστες, που περιβάλλονται από τη μυλονιτική φύλλωση. Ορισμένοι φακοί είναι μονοκρυσταλλικοί και παρουσιάζουν ένα ασυνήθιστα επιπεδόμορφο ή γραμμικό σχήμα, δημιουργώντας μια φύλλωση στο πέτρωμα. Αυτοί οι φακοί είναι γνωστοί με το όνομα μονοκρυσταλλικές ταινίες (monocrystalline ribbons), με πιο χαρακτηριστικό παράδειγμα τις χαλαζιακές ταινίες (quartz ribbons). Στους μικρού – μέσου βαθμού μυλονίτες οι χαλαζιακές ταινίες είναι έντονα επιμηκυμένες και παρουσιάζουν έντονη κυματοειδή κατάσβεση και ελάσματα παραμόρφωσης, δομές υποκόκκων (subgrain structures) και δυναμική ανακρυστάλλωση. Στους υψηλού βαθμού γνευσίους οι χαλαζιακές ταινίες είναι μονοκρυσταλλικές και χαρακτηρίζονται από την απουσία δομών ενδοκρυσταλλικής παραμόρφωσης. Συνήθως είναι γνωστές με το όνομα platy quartz. Μηχανισμοί ανάκτησης (recovery), μετανάστευσης των ορίων των κόκκων (grain boundary migration) και στατικής ανακρυστάλλωσης (static recrystallisation) φαίνεται ότι υπεισέρχονται στη δημιουργία τους.

4.2.7 Η ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΤΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ ΤΩΝ ΦΥΛΛΩΣΕΩΝ

Συνήθως οι δευτερογενείς φυλλώσεις αναφέρονται στη βιβλιογραφία σαν φυλλώσεις κατά αξονικό επίπεδο (axial planar foliations), δεδομένου ότι αυτές παρουσιάζουν μια πολύ στενή γεωμετρική σχέση με τα αξονικά επίπεδα των πτυχών, αφού συνήθως αναπτύσσονται παράλληλα με αυτά (Εικ. 4.17). Η διαπίστωση αυτή δείχνει ότι η πτύχωση και η δημιουργία των νέων επιφανειών πραγματοποιούνται κατά τη διάρκεια της ίδιας παραμορφωτικής φάσης.



Εικ. 4.17. Δευτερογενής φύλλωση που αναπτύσσεται από τον προτιμητέο προσανατολισμό των μαρμαρυγιών παράλληλα με τα αζονικά επίπεδα των πτυχών.

Στις περισσότερες περιπτώσεις η παραλληλία αυτή δεν είναι απόλυτη, δεδομένου ότι οι επιφάνειες της φύλλωσης αναπτύσσονται συμμετρικά ως προς το αξονικό επίπεδο, συνήθως αποκλίνοντας και σπανιότερα συγκλίνοντας από τα αξονικά επίπεδα, εν είδη "βεντάλιας", προς το κορυφαίο της πτυχής (Εικ. 4.18). Είναι δηλαδή σχετικά παράλληλα όσο βρίσκονται πιο κοντά στο αξονικό επίπεδο και αποκλίνουν όσο απομακρύνονται από αυτό. Υπάρχουν μάλιστα και περιπτώσεις που η φύλλωση φθάνει να αναπτύσσεται εγκάρσια προς τα αξονικά επίπεδα.

Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό ως foliation fanning (ακτινωτή ανάπτυξη φύλλωσης?). Επίσης συχνό είναι και το φαινόμενο της διάθλασης της φύλλωσης, όταν αυτή τέμνει διαφορετικές λιθολογίες (μαλακό, σκληρό), με αποτέλεσμα τόσο οι επιφάνειες της φύλλωσης να μην είναι επίπεδες αλλά τεθλασμένες ή καμπύλες, όσο και η πυκνότητά τους να διαφοροποιείται από λιθολογία σε λιθολογία (Εικ. 4.18).

Η γράμμωση που προέρχεται από τη διατομή της φύλλωσης με την πτυχωμένη επιφάνεια είναι παράλληλη με τους άξονες των πτρυχών, στην περίπτωση που πτύχωση και φύλλωση είναι ταυτόχρονες. Αν η γράμμωση από διατομή έχει γωνιακή σχέση με τον άξονα, η δομή αυτή είναι γνωστή με το όνομα foliation – transacted folds (πτυχές διατεμνόμενες με τη φύλλωση?). Οι πτυχές αυτές είτε σχηματίζονται σε μη ομοαξονική παραμόρφωση, είτε έχουν διαφορετική ηλικία από τη φύλλωση.

Επισημαίνεται ότι ρισμένες φυλλώσεις, όπως η διαγενετική φύλλωση και η φύλλωση που αναπτύσσεται στις ζώνες διάτμησης, δεν συσχετίζονται με πτυχές.



Εικ. 4.18. Διάθλαση της φύλλωσης και foliation fanning.

Ανεξάρτητα από τη διαδικασία που προϋποθέτει την ανάπτυξη μιας φύλλωσης, η γεωμετρία μιας αναπτυσσόμενης δομής σε ένα πέτρωμα μπορεί να αλλάξει ριζικά κατά τη διάρκεια της εξέλιξής του. Το πιο απλό παράδειγμα αποτελεί η παραμόρφωση ενός τυχαίου ιστού που οδηγεί στη δημιουργία μιας φύλλωσης ή μιας γράμμωσης, που στην ουσία είναι το αποτέλεσμα της αύξησης της καταπόνησης.

Αν ένας παλαιότερος ιστός υπάρχει σε ένα πέτρωμα, η παραμόρφωσή του μπορεί να οδηγήσει σε ανομοιογένειες, όπως πτυχές ή boudinage, αλλά μπορεί να μπορεί να οδηγήσει και σε ομοιογενή παραμόρφωση σε ορισμένες κλίμακες. Αυτή η ομοιογενής παραμόρφωση φανερώνει δραστικές αλλαγές στη γεωμετρία του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης και των δομών που προκύπτουν.

Ένα τυπικό τέτοιο παράδειγμα αποτελεί η ανάπτυξη slaty cleavage σε μεγάλη γωνιακή σχέση με τη διαγενετική φύλλωση και τη στρώση (Εικ. 4.19). Μετά την απόθεση ένα πηλιτικό ίζημα θα υποστεί τη διαγενετική συμπύκνωση, με αποτέλεσμα να μικρύνει σε όγκο, λόγω της απομάκρυνσης ενός μέρους των ρευστών των πόρων. Η διαδικασία αυτή προκαλεί τη δημιουργία της διαγενετικής φύλλωσης που είναι παράλληλη στη στρώση.

Η επακόλουθη επιβολή τεκτονικής καταπόνησης, συνήθως οδηγεί στην δημιουργία μιας νέας φύλλωσης, που βρίσκεται σε γωνιακή σχέση με τη διαγενετική φύλλωση. Σε μικρή τεκτονική καταπόνηση, η διαγενετική και η τεκτονική καταπόνηση μπορεί να προξενούν τον ίδιο βαθμό ανισοτροπίας και να οδηγούν στη δημιουργία ενός γραμμικού ιστού. Όταν τα πετρώματα αυτά αναδυθούν στην επιφάνεια, στη δομή αυτή δίνεται το όνομα pencil cleavage (μολυβοειδής σχισμός?).

Αν η τεκτονική καταπόνηση αυξηθεί, στη θέση του γραμμικού ιστού θα αναπτυχθεί μια νέα φύλλωση, στους μικρολιθώνες της οποίας θα απαντώνται υπολείμματα της διαγενετικής φύλλωσης. Αυτή η ακολουθία των ιστών που περιγράφηκε φαίνεται να είναι συνήθης στη δημιουργία ενός αρχικού *slaty cleavage* στα πηλιτικά πετρώματα.



Εικ. 4.19. Διαδικασία ανάπτυζης slaty cleavage.

Γραμμικές δομές αντίστοιχες με το pencil cleavage (μολυβοειδής σχισμός?) μπορούν να αναπτυχθούν από περιορισμένη καταπόνηση, κάτω από ορισμένες προϋποθέσεις, κατά προτίμηση απ΄ ότι από την επικάλυψη φυλλώσεων.

4.2.8 H XPHSH TWN $\Phi Y \Lambda \Lambda \Omega \Sigma E \Omega N$ STHN TEKTONIKH ANAAYSH

Η μελέτη των φυλλώσεων μπορεί να δώσει πολλές πληροφορίες για το είδος και τα χαρακτηριστικά της παραμόρφωσης και του εντατικού πεδίου, τις συνθήκες της μεταμόρφωσης αλλά και την τεκτονική εξέλιξη της περιοχής. Οι σχέσεις επικάλυψης (overprinting relations), που αναπτύσσονται ανάμεσα στις φυλλώσεις αποτελούν το πιο "δημοφιλές εργαλείο" για την μελέτη της τεκτονικής εξέλιξης μιας ακολουθίας στρωμάτων. Στην περίπτωση που υπάρχουν πτυχές, ο προσδιορισμός της σχετικής ηλικίας των φυλλώσεων είναι γενικά απλός, βασισμένος στον κανόνα που λέει ότι "οι πτυχωμένες επιφάνειες είναι πάντα παλαιότερες από τις τεκτονικές δομές που αναπτύσσονται κατά μήκος των αξονικών επιπέδων ή τέμνουν τις πτυχές". Κάθε επιφάνεια που με κάποιο τρόπο σχετίζεται με τα αξονικά επίπεδα των πτυχών δημιουργείται ταυτόχρονα με αυτές, ενώ αντίθετα φυλλώσεις που τέμνουν τις πτυχές είναι νεότερες από αυτές.

Ένα γενικό πλαίσιο για τον τρόπο που χρησιμοποιείται η ανάλυση των σχέσεων επικάλυψης ανάμεσα στις τεκτονικές δομές, σε σχιστολιθικά μεταμορφωμένα πετρώματα, παρουσιάζεται στην Εικ. 4.20. Σύμφωνα με το σχήμα, κατά τη διάρκεια της D₁ παραμορφωτικής φάσης πτυχώνεται η στρώση S₀ (άξονες B₁) και αναπτύσσεται κατά αξονικό επίπεδο η S₁ καινούργια διαμπερής επιφάνεια που αντιπροσωπεύει συνήθως ένα slaty cleavage, είτε continuous είτε spaced, παράλληλα με το οποίο διατάσσονται όλα τα ορυκτά της μεταμόρφωσης. Η επιφάνεια αυτή στα σκέλη των πτυχών είναι παράλληλη ή υποπαράλληλη με τη στρώση, ενώ αντίθετα στα κορυφαία των πτυχών έχει μια γωνιακή σχέση αρκετά μεγαλύτερη μέχρι και εγκάρσια.

Μια δεύτερη παραμορφωτική φάση D₂ συνήθως είναι υπεύθυνη για τη δημιουργία νέων διαμπερών επιφανειών τύπου crenulation cleavage (S₂), πτυχώνοντας τις S₁ και S₀ (άξονες B₂). Από μορφολογική άποψη οι επιφάνειες αυτές μπορεί να είναι διαφόρων τύπων (βλπ. Εικ. 4.6), γεγονός που εξαρτάται άμεσα από την ένταση της παραμόρφωσης, την ύπαρξη ή όχι μεταμόρφωσης και τις συνθήκες που αυτή έλαβε χώρα.



Εικ. 4.20. Σχηματικό παράδειγμα της συνήθους ακολουθίας και επικάλυψης φυλλώσεων που παρατηρείται στα σχιστολιθικά πετρώματα.

Μια τρίτη φάση παραμόρφωσης (D_3) μπορεί να παρατηρηθεί επίσης, η οποία πτυχώνει (άξονες B_3) την S_2 (και φυσικά και όλες τις παλαιότερες επιφάνειες). Μεταγενέστερες φάσεις παραμόρφωσης μπορούν να αναγνωρισθούν με αντίστοιχο τρόπο, δηλαδή από την επικάλυψη (πτύχωση) των παλαιότερων δομών.



Εικ. 4.21. Τυπικό παράδειγμα της συνήθους επικάλυψης φυλλώσεων που παρατηρείται στα σχιστολιθικά πετρώματα. Στην πρώτη φωτογραφία παρατηρείται ένας πτυχοσχισμός S_3 (περίπου κατακόρυφος). Οι πτυχωμένοι μικρολιθώνες (D_3 φάση) αντιπροσωπεύουν ένα παλαιότερο πτυχοσχισμό S_2 (περίπου οριζόντιο), όπως φανερώνει η δεύτερη φωτο-γραφία, που αποτελεί λεπτομέρεια της πρώτης και όπου διακρίνεται καλά η πτυχωμένη αρχική φύλλωση S_1 (μικρολιθώνες D_2 φάσης), κατά αξονικό επίπεδο της οποίας ανα-πτύσσεται η S_2 .

Στην Εικ. 4.22 παρουσιάζεται μια ακολουθία παραμορφωτικών γεγονότων που οδηγούν στην επιλεκτική επαναπτύχωση μιας δεύτερης φύλλωσης S_2 από το D_3 παραμορφωτικό γεγονός, το οποίο όμως φαίνεται ότι δεν επηρεάζει την παλαιότερη φύλλωση S_1 . Η S_1 δημιουργείται από κατακόρυφη συμπίεση. Πλάγια συμπίεση κατά την D_2 δημιουργεί έναν S_2 πτυχοσχισμό. Η πλάγια συμπίεση κατά την D_3 οδηγεί στη επιλεκτική επαναπτύχωση του ενός μόνο σκέλους των D_2 πτυχών, λόγω του προσανατολισμού του. Αντίθετα το άλλο σκέλος παραμένει απαραμόρφωτο, δεδομένου ότι τα αξονικά επίπεδα των D_3 πτυχών είναι παράλληλα με αυτό.



Εικ. 4.22. Ακολουθία τεκτονικών γεγονότων και επικάλυψης δομών που οδηγούν σε επιλεκτική επαναπτύχωση. Η φωτογραφία αντιπροσωπεύει ένα ακριβώς όμοιο παράδειγμα με το σχήμα.

Το πρόβλημα που τίθεται στο είδος αυτό της ανάλυσης είναι ο τρόπος που θα συνδυασθούν και θα συσχετισθούν οι φυλλώσεις από το ένα δείγμα στο άλλο, από την μια εμφάνιση στην ύπαιθρο στην άλλη, ή ακόμα περισσότερο από την μια περιοχή στην άλλη. Και αυτό γιατί δεν μπορεί να υπάρχουν γενικοί κανόνες, δεδομένου ότι σε ορισμένες περιπτώσεις υφίστανται αρκετές διαφορές (ακόμα και σε γειτονικά δείγματα της ίδιας ακολουθίας), αφού η δημιουργία ή όχι επιφανειών είναι σε άμεση συνάρτηση με τον τρόπο που κατανέμεται η παραμόρφωση σε ένα γεωλογικό σώμα.

4.3 Γραμμώσεις

4.3.1 ΓΕΝΙΚΑ

Ορισμένα στοιχεία για τα είδη των γραμμώσεων και για τα στοιχεία του τεκτονικού ιστού που διαμορφώνουν μια γράμμωση παρουσιάσθηκαν στην εισαγωγή του κεφαλαίου αυτού. Από την άλλη μεριά οι γραμμώσεις παρουσιάζουν σε γενικές γραμμές τα ίδια μορφολογικά χαρακτηριστικά με τις φυλλώσεις και επιπλέον η διάκρισή τους σε επίπεδο λεπτής τομής είναι πρακτικά αδύνατη. Για το λόγο αυτό δεν έχει νόημα η περαιτέρω εξέτασή τους.

Εκείνο όμως το οποίο φαίνεται να παρουσιάζει ενδιαφέρον από μικροτεκτονική άποψη είναι αυτό που ονομάζουμε προτιμητέο προσανατολισμό κρυσταλλικού πλέγματος (lattice preferred orientation – LPO) και για το οποίο θα δοθούν ορισμένα στοιχεία στα επόμενα.

4.3.2 ΠΡΟΤΙΜΗΤΕΟΣ ΠΡΟΣΑΝΑΤΟΛΙΣΜΟΣ ΚΡΥΣΤΑΛΛΙΚΟΥ ΠΛΕΓΜΑΤΟΣ (LATTICE PREFERRED ORIENTATION)

Σε πολλά παραμορφωμένα πετρώματα ο προσανατολισμός του κρυσταλλικού πλέγματος των ορυκτών που τα αποτελούν δεν είναι τυχαίος αλλά διευθετείται με ένα συστηματικό τρόπο. Αυτά τα πετρώματα παρουσιάζουν ως εκ τούτου έναν προτιμητέο προσανατολισμό κρυσταλλικού πλέγματος (lattice preferred orientation – LPO) για ένα ή περισσότερα ορυκτά. Στην περίπτωση των ορυκτών που παρουσιάζουν ένα επιπεδόμορφο ή επίμηκες σχήμα σε μια επιμέρους κρυσταλλογραφική διεύθυνση, όπως οι μαρμαρυγίες και οι αμφίβολοι, ο προτιμητέος προσανατολισμός κρυσταλλικού πλέγματος αναγνωρίζεται εύκολα ως φύλλωση ή γράμμωση. Για ορυκτά όπως ο χαλαζίας και ο ασβεστίτης αυτό είναι περισσότερο δύσκολο. Για το χαλαζία η ύπαρξη LPO είναι εύκολο να αναγνωρισθεί με το οπτικό μικροσκόπιο. Για άλλα ορυκτά χρειάζονται ειδικές τεχνικές.

Ο προτιμητέος προσανατολισμός κρυσταλλικού πλέγματος μπορεί να σχηματισθεί με βάση τους μηχανισμούς που περιγράφησαν για τις φυλλώσεις. Για ορυκτά όμως με κανονικό σχήμα το dislocation creep φαίνεται να είναι ο σημαντικότερος μηχανισμός. Ο μηχανισμός αυτός μεταβάλλει το σχήμα ενός κρυστάλλου και η αλληλεπίδραση με τους γειτονικούς κρυστάλλους μπορεί να οδηγήσει στην περίστρεψή τους σύμφωνα με τους στιγμιαίους άξονες έκτασης (instantaneous stretching axes – ISA) της τεκτονικής ροής. Οι διδυμίες από παραμόρφωση χαρακτηρίζονται από ένα όμοιο φαινόμενο περίστρεψης.

Το φαινόμενο αυτό μπορεί να αναπαρασταθεί με τον επαναπροσανατολισμό μιας στοίβας βιβλίων λόγω ολίσθησης (Εικ. 4.23a). Ο άξονας που είναι κάθετος στα βιβλία περιστρέφεται προς τη διεύθυνση της βαρύτητας. Η ανάπτυξη LPO σε κρυστάλλους, λόγω της ολίσθησης των εκτοπίσεων του πλέγματος (dislocation glide) σε συγκεκριμένα επίπεδα ολίσθησης, λειτουργεί με έναν αντίστοιχο τρόπο. Στην Εικ. 4.23b παρουσιάζεται η εξομάλυνση? (flattening) ενός συσσωματώματος ορυκτών λόγω ενός συστήματος ολίσθησης εγκάρσιου σε ένα κρυσταλλογραφικό άξονα. Στην Εικ. 4.23c όλοι οι άξονες των κρυστάλλων περιστρέφονται σύμφωνα με τη διεύθυνση της συμπίεσης, εκτός από εκείνους που είναι παράλληλοι ή εγκάρσιοι σε αυτή. Η παραλληλία με τον άξονα της συμπίεσης παραμορφώνει τον κρύσταλλο με λοξοζωνικές πτυχές (kinking) ή δημιουργεί διδυμίες, που και οι δύο συνοδεύονται από περιστροφές των επιμέρους τμημάτων των κρυστάλλων.



Εικ. 4.23. Ανάπτυζη LPO σε κρυστάλλους λόγω ολίσθησης των εκτοπίσεων του πλέγματος σε συγκεκριμένα επίπεδα.

Ο τύπος των επιπέδων ολίσθησης που θα είναι ενεργά στον κρύσταλλο εξαρτάται από τις συνθήκες μεταμόρφωσης και παραμόρφωσης. Συνήθως λειτουργούν περισσότερα από ένα συστήματα ολίσθησης σε ένα κρύσταλλο.

Ο προσδιορισμός του LPO των κρυστάλλων που αποτελούν ένα πέτρωμα μπορεί να δώσει σημαντικές πληροφορίες για τις συνθήκες μεταμόρφωσης και παραμόρφωσης. Η πιο συνήθης εφαρμογή είναι ο προσδιορισμός των *c- axis fabrics* στο χαλαζία, με σκοπό τον προσδιορισμό της φοράς διάτμησης στα μυλονιτικά πετρώματα (βλπ. στα επόμενα).

5. Πετρώματα Ρηξιγενών Ζωνών (Fault Rocks) και Ζώνες Διάτμησης (Shear Zones)

5.1 Εισαγωγή

Γενικά, η παραμόρφωση στα πετρώματα δεν κατανέμεται ομοιογενώς μέσα στη μάζα τους. Συνήθως δημιουργούνται επίπεδες ζώνες, μέσα από τις οποίες εκτονώνεται η κίνηση σχετικά άκαμπτων ρηξιτεμαχών και στις οποίες εντοπίζεται ένα υψηλό ποσοστό παραμόρφωσης με κύριο χαρακτηριστικό τον πιο γρήγορο ρυθμό της παραμόρφωσης απ' ότι το γύρω πέτρωμα. Η παραμόρφωση στις ζώνες αυτές, που χαρακτηρίζονται από υψηλή καταπόνηση (high strain), συνήθως περιλαμβάνει μια συνιστώσα περίστρεψης, σαν επακόλουθο της πλευρικής (πλάγιας? lateral) σχετικής μετατόπισης των ρηξιτεμαχών. Αυτός ο τύπος των ζωνών υψηλής καταπόνησης είναι γνωστός σαν ζώνες διάτμησης (shear zones).

Οι ζώνες διάτμησης έχουν συνήθως επίπεδα όρια, μεγάλο μήκος ως προς πλάτος (μεγαλύτερο από 5:1) και η εσωτερική τους παραμόρφωση είναι σε μεγάλο ποσοστό απλή διάτμηση (± ποσοστό συμπίεσης η εφελκυσμού) και έχει πολύ μεγάλες τιμές σε σχέση με το γύρω πέτρωμα. Η παραμόρφωση στις ζώνες διάτμησης προξενεί την ανάπτυξη ενός χαρακτηριστικού τεκτονικού ιστού αλλά και ορυκτολογικών αθροισμάτων που αντικατοπτρίζουν τις συνθήκες P-T, τον τύπο της ροής, τη φορά της κίνησης και την ιστορία της παραμόρφωσης στη ζώνη διάτμησης. Γίνεται λοιπόν αντιληπτό ότι οι ζώνες διάτμησης είναι μια σημαντική πηγή "γεωλογικής" πληροφορίας.

Οι ζώνες διάτμησης (Εικ. 5.1) χωρίζονται σε θραυσιγενείς (brittle) ζώνες (ή ρηξιγενείς ζώνες – ρήγματα) και σε όλκιμες (ductile) ζώνες, ανάλογα με το τύπο της παραμόρφωσης που τις χαρακτηρίζει (θραυσιγενής ή όλκιμη). Συχνά στη βιβλιογραφία αναφέρεται και ένας ενδιάμεσος τύπος (brittle-ductile shear zones), που αποτελεί μια ενδιάμεση κατάσταση ανάμεσα στις δύο προηγούμενες. Οι όλκιμες ζώνες διάτμησης συνήθως είναι ενεργές σε υψηλότερες συνθήκες μεταμόρφωσης απ' ότι οι θραυσιγενείς.

Μεγάλης κλίμακας ζώνες διάτμησης που κόβουν όλο το φλοιό ή και τον ανώτερο μανδύα παρουσιάζουν ένα ανώτερο τμήμα που χαρακτηρίζεται από θραυσιγενή παραμόρφωση και ένα κατώτερο από όλκιμη (Εικ. 5.1). Το βάθος της μετάβασης από το ένα τμήμα στο άλλο εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως το μέγεθος του ρυθμού καταπόνησης (bulk strain rate), η γεωθερμική βαθμίδα, το μέγεθος των κόκκων, ο λιθότυπος (lithotype, λιθολογία?), η πίεση των ρευστών, ο προσανατολισμός του εντατικού πεδίου και ο προϋπάρ-χων ιστός. Π.χ. όλκιμες διατμητικές ζώνες μπορούν να αναπτυχθούν σε μάρμαρα σε συν-

θήκες μεταμόρφωσης τέτοιες που ένα άλλο πέτρωμα όπως π.χ. οι χαλαζίτες θα παραμορφωνόντουσαν θραυσιγενώς. Επίσης διαφορετικά ορυκτά σε ένα πέτρωμα μπορούν να παραμορφώνονται ταυτόχρονα τα ένα όλκιμα και το άλλο θραυσιγενώς.



Εικ. 5.1. Κατανομή των κύριων τύπων πετρωμάτων ρηζιγενών ζωνών σε μια μεγάλης κλίμακας ζώνη διάτμησης.

Μεγάλης κλίμακας ζώνες διάτμησης μπορεί να είναι ενεργές για σημαντικές χρονικές περιόδους και υλικό της ζώνης διάτμησης μπορεί να μεταφέρεται σε υψηλότερα ή χαμηλότερα σημεία της ζώνης στο φλοιό. Ως εκ τούτου λοιπόν τα πετρώματα στις μεγάλης κλίμακας ζώνες διάτμησης παρουσιάζουν συνήθως ενδείξεις για αρκετά επικαλυπτόμενα στάδια δραστηριότητας σε διαφορετικές μεταμορφικές συνθήκες. Το ίδιο μπορεί να συμβεί και για μικρότερης κλίμακας ζώνες δεδομένου ότι μια ζώνη διάτμησης από τη στιγμή που θα δημιουργηθεί μπορεί πολύ εύκολα να επαναδραστηριοποιηθεί.

Για τα πετρώματα που έχουν παραμορφωθεί σε μια ζώνη διάτμησης χρησιμοποιείται συνήθως μια ειδική ορολογία, που εν μέρει εξαρτάται από την λιθολογία τους. Συνήθως αναφέρονται με τον όρο "fault rocks" ή "fault related rocks", δηλαδή "πετρώματα ρηζιγενών ζωνών", αν και περιλαμβάνουν και αυτά που έχουν δημιουργηθεί σε όλκιμες ζώνες. Οι πιο συνήθεις τύποι είναι τα θραυσιγενή πετρώματα (brittle fault rocks), οι μυλονίτες (mylonites) και οι ταινιωτοί γνεύσιοι (striped gneisses).

Στην Εικ. 5.1 παρουσιάζεται η κατανομή των κύριων τύπων των πετρωμάτων αυτών σε μία σχηματική τομή διαμέσου μιας μεγάλης κλίμακας ζώνης διάτμησης. Η ζώνη αυτή μεταβάλλεται τόσο ως προς το πλάτος, όσο και ως προς τη γεωμετρία και τον τύπο των πετρωμάτων που δημιουργούνται, ανάλογα με το βάθος και το βαθμό μεταμόρφωσης. Στη στήλη b παρουσιάζεται μια σχηματική αναπαράσταση των τεσσάρων κύριων τύπων των πετρωμάτων σε ρηξιγενείς ζώνες και της γεωμετρίας της ζώνης διάτμησης, με την προϋπόθεση ότι το αρχικό πέτρωμα είναι ένας γρανίτης με καλά αναπτυγμένους φαινοκρυστάλλους. Το συγκεκριμένο παράδειγμα της Εικ. 5.1 αναφέρεται σε μια κατακόρυφη, οριζόντιας ολίσθησης ζώνη διάτμησης. Κεκλιμένες (κανονικές ή ανάστροφες) ζώνες διάτμησης εμφανίζουν μια όμοια κατανομή στα πετρώματα και τη γεωμετρία της διάτμησης με το βάθος.

5.2 Πετρώματα Ρηξιγενών Ζωνών (Fault Related Rocks)

5.2.1 ГENIKA

Και οι τρεις βασικές κατηγορίες πετρωμάτων (ιζηματογενή, πυριγενή και μεταμορφωμένα) αν βρεθούν κάτω από ιδιαίτερες συνθήκες παραμόρφωσης (ζώνες διάτμησης) μεταβάλουν χαρακτηριστικά τον τεκτονικό ιστό τους, αλλά συχνά και την ορυκτολογική σύνθεσή τους, με αποτέλεσμα να διαφέρουν ριζικά από την αρχική μορφή τους και άρα και από τα διπλανά τους πετρώματα, δημιουργώντας μια ιδιαίτερη κατηγορία πετρωμάτων. Τα πετρώματα ρηξιγενών ζωνών (fault rocks)^{*}. Στην προκειμένη περίπτωση πρέπει να τονισθεί ότι η αρχική λιθολογία αλλά και το βάθος στο οποίο βρίσκεται και λειτουργεί η τεκτονική ζώνη (οι συνθήκες δηλαδή πίεσης και θερμοκρασίας) είναι οι κύριοι παράγοντες που μας καθορίζουν το είδος του τεκτονικού πετρώματος.

Το μέγεθος της τεκτονικής ζώνης, αν αυτή δηλαδή είναι ένα μικρό ρήγμα κλίμακας μερικών δεκάδων ή εκατοντάδων μέτρων ή μια μεγάλη τεκτονική ζώνη σε επίπεδο φλοιού, καθώς και το χρονικό διάστημα κατά το οποίο αυτή λειτουργεί, είναι οι βασικοί παράγοντες που καθορίζουν την έκταση (και το είδος βέβαια) που θα έχουν τα τεκτονικά πετρώματα, δεδομένου ότι αυτά μπορεί να δημιουργούν ζώνες της τάξης του μέτρου ή και λιγότερο αλλά και ζώνες της τάξης αρκετών εκατοντάδων μέτρων, σε κλίμακα γεωτεκτονικής ενότητας.

Στην Εικ. 5.2 παρουσιάζεται ένα γενικό σχήμα που έδωσε ο Sibson (1977) για τα λέπη των Εβρίδων νήσων αλλά καθιερώθηκε γενικότερα στη βιβλιογραφία, για τη μεταβολή της δομής των τεκτονικών πετρωμάτων ανάλογα με το βάθος. Το μοντέλο αυτό μπορεί να έχει εφαρμογή σε όλα τα γεωδυναμικά περιβάλλοντα αρκεί να δίνεται πάντα προσοχή στις ιδιαιτερότητες που επικρατούν. Π.χ. σε συνθήκες ζώνης καταβύθισης (subtraction) το βάθος στο οποίο περνάμε από τη θραυσιγενή παραμόρφωση στην πλαστική (όλκιμη) είναι πολύ μεγαλύτερο (λόγω τις παραμόρφωσης των ισόθερμων καμπυλών εξ' αιτίας της κίνησης των πλακών) απ' ότι αν βρισκόμαστε στο εσωτερικό μιας πλάκας.

Σύμφωνα με το σχήμα αυτό όσο η τεκτονική ζώνη λειτουργεί σε επιφανειακούς τεκτονικούς ορόφους (η συμπεριφορά του φλοιού στα βάθη αυτά στη βιβλιογραφία αναφέρεται σαν elasticofrictional regim), τα πετρώματα που δημιουργούνται είναι της γενικής κατηγορίας των θραυσιγενών πετρωμάτων (λατυποπαγή κλπ.), ασύνδετα ή συνεκτικά ανάλογα με το βάθος, ενώ συνήθως δεν δημιουργείται τεκτονικός ιστός με διαμπερείς δομές.

^{*} Χρησιμοποιείται ο όρος "πετρώματα ρηξιγενών ζωνών" και όχι "πετρώματα ρηγμάτων", δεδομένου ότι αναφέρονται κυρίως σε μεγάλης κλίμακας ρήγματα στο φλοιό. Παλαιότερα είχε προταθεί και ο όρος "τεκτονικά πετρώματα" (Παπανικολάου 1986), ο οποίος θεωρείται επιτυχής, δεδομένου ότι τα πετρώματα αυτά έχουν καθαρά τεκτονική προέλευση. Αποφεύγεται όμως η χρησιμοποίησή του γιατί ο όρος αυτός δεν εμφανίζεται πουθενά στην υπάρχουσα διεθνή βιβλιογραφία.

Αυτά ισχύουν μέχρι ένα βάθος 10-15 Km, όπου η θερμοκρασία έχει φθάσει τους 250^{0} - 350^{0} C και μέσα από μια ζώνη μετάβασης (το σημείο που στην ουσία σταματάμε να έχουμε θραύση και σεισμούς) περνάμε σε βαθύτερους τεκτονικούς ορόφους και σε πετρώματα με φύλλωση, με διαμπερείς δομές, με τεκτονικό ιστό και μεταμόρφωση, σε καθεστώς παραμόρφωσης που στη βιβλιογραφία αναφέρεται ως quasiplastic regime.



Εικ. 5.2. Το κλασσικό σχήμα του Sibson (1977) για τη μεταβολή της δομής των πετρωμάτων ρηζιγενών ζωνών ανάλογα με το βάθος.

Ο Lapworth's (1885) περιέγραψε πρώτος πετρώματα τύπου μυλονιτών στο Moine Thrust στη ΒΔ Σκωτία, ενώ ο Higgins (1971) είναι αυτός που πρώτος έδωσε μια λεπτομερή ταξινόμηση των πετρωμάτων αυτών, η οποία παρουσιάζεται στο σχήμα της Εικ. 5.3. Τους έδωσε τη γενική ονομασία κατακλαστικά πετρώματα (cataclastic rocks), που θεωρούσε ότι αντιπροσωπεύει το γενικό όρο για όλα τα πετρώματα που έχουν προέλθει από κατάκλαση (σε οποιεσδήποτε συνθήκες και με οποιονδήποτε τρόπο έγινε αυτή, δηλαδή όχι μόνο από θραύση).

Βασικά στοιχεία για το διαχωρισμό τους απετέλεσαν το βάθος στο οποίο δημιουργήθηκαν, το μέγεθος και το % ποσοστό των πορφυροκλαστών^{*} ή θραυσμάτων (που χαρακτηρίζουν τα πετρώματα αυτά), η συνοχή τους και το αν δημιουργούν φύλλωση ή όχι.

Αρχικά διακρίνονται δύο βασικές κατηγορίες. Αυτά με πρωτογενή συνοχή και αυτά χωρίς πρωτογενή συνοχή. Αυτά με πρωτογενή συνοχή αποτελούν στην ουσία μεταμορφωμένα

^{*} Ο όρος πορφυρο**κλάστης**, όπως και ο όρος πορφυρο**βλάστης** υποδηλώνουν μεγάλου μεγέθους κρυστάλλους σε μια λεπτοκρυσταλλική κύρια μάζα. Η διαφορά βρίσκεται στο ότι ο πορφυροκλάστης δηλώνει μείωση του μεγέθους του κρυστάλλου, και άρα είναι συνήθεις στα μυλονιτικά πετρώματα, ενώ ο πορφυροβλάστης αναφέρεται σε κρυστάλλους που αναπτύσσονται πολύ περισσότερο από τους υπόλοιπους της κύριας μάζας, συνήθως σε φυλλίτες και σχιστολίθους (δηλαδή σε μη-μυλονιτικά πετρώματα). Πολλοί πορφυροβλάστες γίνονται πορφυροκλάστες όταν το πέτρωμα υποστεί μυλονιτιοποίηση.

πετρώματα και οφείλουν τη συνεκτικότητά τους σε τις κρυσταλλοβλαστικές και κατακλαστικές διαδικασίες που έλαβαν χώρα. Χωρίζονται σε δύο μεγάλες κατηγορίες, ανάλογα με το αν κυρίαρχη διαδικασία είναι η κατάκλαση (όχι μόνο με την έννοια της θραύσης) ή η νεοκρυστάλλωση και ανακρυστάλλωση (δηλαδή οι κρυσταλλοβλαστικές διαδικασίες). Τα πετρώματα στα οποία κυριαρχεί η κατάκλαση μπορούν να διακριθούν σε δύο επίσης κατηγορίες, ανάλογα με το αν εμφανίζουν κάποια κατακλαστική φύλλωση ή όχι.



Εικ. 5.3. Η ταξινόμηση των κατακλαστικών πετρωμάτων κατά Higgins (1971).

Με τα πετρώματα αυτά ασχολήθηκαν και ασχολούνται πολλοί ερευνητές, οι οποίοι έδωσαν τη δική τους εκδοχή για την ταξινόμησή τους, χωρίς όμως ουσιαστικές διαφορές, αλλά δίνοντας απλά έμφαση σε συγκεκριμένα χαρακτηριστικά. Πιο ουσιαστικές είναι αυτές των Sibson (1977), Hatcher (1978), White (1982) και Wise et al. (1984). Ο Sibson (1977) τα ονομάζει *fault rocks (πετρώματα ρηξιγενών ζωνών)* και δίνει μια ταξινόμηση που διακρίνει δύο βασικές κατηγορίες. Πετρώματα με τυχαίο ιστό και πετρώματα με φύλλωση. Η πρώτη κατηγορία περιλαμβάνει τόσο μη συνεκτικά (*fault breccia, fault gouge* and *pseudotachylyte*) όσο και συνεκτικά πετρώματα (*crush breccia, fine sruch breccia, crush microbreccia, protoclasite, cataclasite* and *ultraclasite*). Η δεύτερη κατηγορία περιλαμβάνει μόνο συνεκτικά πετρώματα, την κατηγορία των μυλονιτών (*protomylonite, mylonite, ultramylonite* and *blastomylonite*).

Η εργασία των Wise et al. (1984) για την ορολογία των fault related rocks αποτελεί τα συμπεράσματα και τις προτάσεις ενός συνεδρίου για τους μυλονίτες που έγινε στο Penrose των Η.Π.Α. και βασίζει τη διάκριση των πετρωμάτων αυτών (Εικ. 5.4), σε δύο παραμέτρους. Στο ρυθμό καταπόνησης (strain rate) και στο ρυθμό ανάκτησης (rate of recovery). Ο τεκτονικός ιστός των πετρωμάτων που παραμορφώνονται είναι το αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης δύο βασικών λειτουργιών. Της καταπόνησης και της ανάκτησης. Η καταπόνη

ση εκδηλώνεται ως θραυσιγενής διάρρηξη που προξενεί μείωση στο μέγεθος των κόκκων, ή σαν όλκιμη παραμόρφωση που αλλάζει το σχήμα των κρυστάλλων που κατορθώνουν να "επιβιώσουν" και αποθηκεύει την ενέργεια της καταπόνησης με δομές όπως οι διδυμίες ή άλλες κρυσταλλογραφικές εκτοπίσεις (dislocations, βλπ. κεφάλαιο 3).

Από την άλλη μεριά οι διαδικασίες ανάκτησης προσβλέπουν στη μείωση της ενέργειας της καταπόνησης, που έχει συγκεντρωθεί στο κρυσταλλικό πλέγμα, με διαδικασίες όπως η συντεκτονική ανακρυστάλλωση, η μείωση των ορίων των κόκκων κλπ. (βλπ. κεφάλαιο 3), ή γενικότερα με διαδικασίες που προϋποθέτουν πλήρη ανακρυστάλλωση των κόκκων, μετανάστευση των εκτοπίσεων στα όρια των κόκκων, δημιουργία λιγότερο καταπονημένων υποκόκκων (subgrains) με μικρές κρυσταλλογραφικές αποκλίσεις από τον αρχικό κρύσταλλο.



Εικ. 5.4. Η ταξινόμηση των πετρωμάτων που σχετίζονται με ρηξιγενείς ζώνες κατά Wise et al. (1984).

Ο ανταγωνισμός ανάμεσα στο ρυθμό καταπόνησης και το ρυθμό ανάκτησης/ανακρυστάλλωσης αποτελεί την κυρίαρχη διαδικασία που καθορίζει τον τεκτονικό ιστό των πετρωμάτων αυτών. Ο ρυθμός που αυτά εξελίσσονται εξαρτάται από παράγοντες όπως η σύσταση, το μέγεθος των κόκκων, η θερμοκρασία, τα ρευστά των πόρων και το εντατικό πεδίο. Στη μία ακραία περίπτωση, όλα τα πετρώματα που υφίστανται μια ταχύτατη καταπόνηση σε χαμηλές θερμοκρασίες με μέτρια ή καθόλου ανάκτηση θα μετατραπούν σε κατακλαστικά πετρώματα (Εικ. 5.4). Στην άλλη ακραία περίπτωση, όπου οι διαδικασίες ανάκτησης/ανακρυστάλλωσης κυριαρχούν, το αποτέλεσμα θα είναι ένα σύνηθες μεταμορφωμένο πέτρωμα, ακόμα και αν το ολικό μέγεθος της καταπόνησης είναι αρκετά μεγάλο και προϋποθέτει



Εικ. 5.5. Η υποθετική ιστορία ενός τυπικού πετρώματος που σχετίζεται με ρηζιγενείς ζώνες και "διατρέχει" το σύνολο των κατηγοριών της προηγούμενης εικόνας.

Η τεκτονο-μεταμορφική ιστορία των πετρωμάτων σε πολλές περιπτώσεις είναι εξαιρετικά πολύπλοκη και προϋποθέτει αρκετά στάδια παραμόρφωσης και καταπόνησης που λαμβάνουν χώρα με διαφορετικούς ρυθμούς και σε διαφορετικές συνθήκες. Το αποτέλεσμα μπορεί να είναι ένα σύνθετο σύνολο επικαλυπτόμενων διαδικασιών καταπόνησης και ανάκτησης, δηλαδή ένα σύνθετο σύνολο δομών και ιστών, όλκιμων ή θραυσιγενών.

Στην Εικ. 5.5 παρουσιάζεται η σύνθετη εξέλιξη ενός πετρώματος που βρίσκεται δίπλα σε μια μεγάλη ρηξιγενή ζώνη. Η κύρια μάζα του πετρώματος υφίσταται μια σειρά παραμορφωτικών φάσεων, που προϋποθέτουν σε γενικές γραμμές χαμηλούς ρυθμούς καταπόνησης, στην πορεία προς τις συνθήκες υψηλής μεταμόρφωσης και της επιστροφής στην επιφάνεια. Πάνω στο γενικό αυτό πρότυπο μπορεί να επιτίθεται ένα σύνολο από μικρής διάρκειας γεγονότα που χαρακτηρίζονται από υψηλούς ρυθμούς καταπόνησης. Κατά το ξεκίνημα της πορείας σχηματίζονται τεκτονικά λατυποπαγή (breccia) και θραυσματοπαγή (fault gouge), (A) και στη συνέχεια μυλονίτες (B), που ομογενοποιούνται ή παραλλάσσονται από τη μεταμόρφωση και την όλκιμη τεκτονική ροή που ακολουθούν.



Εικ. 5.6. Συνεκτικό τεκτονικό λατυποπαγές σε χαλαζίτη. Παρατηρούνται γωνιώδη θραύσματα διαφόρων μεγεθών.



Εικ. 5.7. Ψευδοταχυλίτης σε αμφιβολίτη που τέμνει τη φύλλωση του πετρώματος. Διακρίνεται μια επιφάνεια γένεσης (generation surface, πάνω αριστερά – κάτω δεξιά) και μια φλέβα ψεκασμού? (injection vein, στα αριστερά).



Εικ. 5.8. Μυλονίτης που έχει δημιουργηθεί σε πηλιτικό γνεύσιο. Η τομή είναι κάθετη στη σχιστότητα και παράλληλη στη γράμμωση έκτασης.



Εικ. 5.9. Μυλονίτης που έχει δημιουργηθεί σε χλαζο-αστριούχο πέτρωμα. Η τομή είναι κάθετη στη σχιστότητα και παράλληλη στη γράμμωση έκτασης.



Εικ. 5.10. Ζώνη υπερμυλονίτη που έχει δημιουργηθεί σε χλαζο-αστριούχο πέτρωμα. Η τομή είναι κάθετη στη σχιστότητα και παράλληλη στη γράμμωση έκτασης.



Εικ. 5.11. Ταινιωτός γνεύσιος που αποτελείται από εναλλαγές ανακρυσταλλωμένων αστρίων και ταινιών χαλαζία. Η τομή είναι κάθετη στη σχιστότητα και παράλληλη στη γράμμωση έκτασης.

μια αλληλουχία από διαμπερείς δομές. Μεταξύ αυτών των δύο ακραίων καταστάσεων τοποθετείται το φάσμα των πετρωμάτων που συνδέονται με ρήγματα που χαρακτηρίζονται από θραυσιγενή-όλκιμη (brittle-ductile) παραμόρφωση.

Τα μυλονιτικά και κατακλαστικά πετρώματα που δημιουργούνται μετά το μέγιστο της μεταμόρφωσης, έχουν φυσικά πολύ περισσότερες πιθανότητες να διατηρηθούν και έτσι να είναι αναγνωρίσιμα. Πιθανώς ορισμένοι από τους μυλονίτες που σχηματίζονται στο στάδιο (D) να επικαλύπτονται από νεότερες δομές όπως φυλλώσεις, λοξοζωνικές πτυχές, ανοικτές πτυχές ή να λατυποποιούνται και να τέμνονται από τις νεότερες κινήσεις της ρηξιγενούς ζώνης. Με τον τρόπο αυτό λοιπόν ένα τυπικό μυλονιτικό δείγμα μπορεί να θεωρηθεί το τελικό αποτέλεσμα μιας μακριάς και σύνθετης ιστορίας παραμόρφωσης και μεταμόρφωσης κάτω από διαφορετικές συνθήκες θερμοκρασίας, πίεσης και καταπόνησης.

5.3 Ζώνες Διάτμησης

5.3.1 ΕΣΩΤΕΡΙΚΗ ΔΟΜΗ ΖΩΝΩΝ ΔΙΑΤΜΗΣΗΣ ΜΕ ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΙΣΤΟ

Όπως προαναφέρθηκε σε ζώνες διάτμησης με τεκτονική ροή, η κίνηση δεν εκτονώνεται όλη σε μία επιφάνεια ασυνέχειας αλλά η ζώνη διάτμησης έχει ένα εύρος και η κίνηση γίνεται μέσα από ένα δίκτυο ασυνεχειών που προσδίδουν στο πέτρωμα έναν τεκτονικό ιστό. Η διερεύνηση της γεωμετρίας του τεκτονικού ιστού που αναπτύσσεται έχει ιδιαίτερο ενδιαφέρον για την εξαγωγή κριτηρίων που δείχνουν τη φορά της διάτμησης, έτσι ώστε παρατηρώντας τον τεκτονικό ιστό στο ύπαιθρο η το μικροσκόπιο να μπορούμε να βγάλουμε συμπεράσματα για την κινηματική της ζώνης διάτμησης.

5.3.1.1 Riedel Shears

Πρώτοι οι Cloos (1928) και Riedel (1929) προσπάθησαν να αναπαραστήσουν πειραματικά την παραμόρφωση κατά τη δημιουργία ζωνών διάτμησης και μάλιστα με οριζόντια ολίσθηση. Η πειραματική διάταξη στο πείραμα Riedel αποτελείται από δύο σανίδες που στο πείραμα εξαναγκάζονται σε ολίσθηση κατά μήκος της επιφάνειας ασυνέχειας τους. Προσκολλημένο στην οριζόντια επιφάνεια των σανίδων υπάρχει ένα στρώμα πηλού (η πειραματική διάταξη μιμείται την επίδραση σε ένα ιζηματογενές κάλυμμα αναζωπύρωσης με οριζόντια ολίσθηση ρηγμάτων του υποβάθρου) στο οποίο κατά την ολίσθηση των σανίδων αναπτύσσεται ένα εντατικό πεδίο που τελικά οδηγεί σε θραύση του πηλού και δημιουργία συζυγούς ζεύγους κλιμακωτά διατεταγμένων διαρρήξεων (Riedel shears (R) και συζυγή Rtedel shears (R').

Ο προσανατολισμός των Riedel shears είναι τέτοιος που εάν θεωρηθούν ως αποτέλεσμα θραύσεως υπό διάτμηση και εφαρμόζοντας το κριτήριο Mohr-Coulomb, η μέγιστη κύρια τάση του εντατικού πεδίου που αναπτύσσεται στο στρώμα πηλού από την ολίσθηση του υποβάθρου κατά μήκος της επιφάνειας ασυνέχειας, θα πρέπει να σχηματίζει γωνία 45^0 με την επιφάνεια ολίσθησης. Στην πραγματικότητα στο πείραμα Riedel δημιουργείται προοδευτικά, μετά την εμφάνιση των Riedel Shears, ένα ολόκληρο δίκτυο από επιφάνειες ασυνέχειας που εκτονώνουν όλο και μεγαλύτερη μετατόπιση. Πολλοί άλλοι ερευνητές επανέλαβαν το πείραμα Riedel (π.χ. Tchalenko 1970, Wilcox et al 1973, Naylor et al 1986).



Εικ. 5.12. Σχηματικό διάγραμμα που δείχνει τη γεωμετρία και τη φορά διάτμησης των συνηθέστερων τύπων Riedel shears (R, R', P και Y), σε θραυσιγενούς τύπου ζώνη διάρρηζης.

0 Tchalenko (1970) παρατήρησε ότι η γεωμετρία του συστήματος διαρρήξεων που σχηματίζονται στο πείραμα Riedel και σε μικρότερη ακόμη κλίμακα στο κιβώτιο διάτμησης (και που μπορούν να παρατηρηθούν σε πολύ μικρή κλίμακα μέχρι το όριο διακρικότητας του οπτικού μικροσκοπίου) μοιάζουν με συστήματα σεισμικών διαρρήξεων με κυρίαρχη την οριζόντια ολίσθηση που αναπτύχθηκαν σε πολύ μεγαλύτερη κλίμακα σε τεταρτογενή ιζήματα κατά τη διάρκεια σεισμού το 1967 στο Ιράν.

Κατά τη διάρκεια του πειράματος Riedel, ο Tchalenko (1970) έκανε μετρήσεις της διατμητικής τάσης που εφαρμοζόταν για την ολίσθηση των σανίδων καθώς και της συνολικής μετατόπισης λόγω δημιουργίας μικροδιαρρήξεων (μετρούμενη από την παραμόρφωση γραμμών "δεικτών" επάνω στην επιφάνεια του πηλού). Η αντίσταση στην ολίσθηση αυξάνεται μέχρις ότου σχηματισθούν τα πρώτα Riedel shears ενώ μετά μειώνεται σε μία υπολειμματική τιμή καθώς όλο και μεγαλύτερη μετατόπιση εκτονώνεται μέσα από το σύστημα μικροδιαρρήξεων που δημιουργείται, καθώς δηλαδή αναπτύσσεται στον πηλό μία ζώνη διάτμησης με τεκτονική ροή. Η ακολουθία του συστήματος μικροδιαρρήξεων που αναπτύσσεται καθώς και ιστογράμματα της γωνίας που σχηματίζουν με τα όρια της επιφάνειας ασυνέχειας του υποβάθρου ακολουθούν τα εξής στάδια:

—στάδιο a—

Τα πρώτα Riedel shears (R) σχηματίζονται λίγο πριν την μέγιστη αντίσταση σε ολίσθηση με μία μέση γωνία 12 ως προς τα όρια της ζώνης ενώ το ποσοστό μετατόπισης που εκτονώνουν αυξάνει απότομα σε 50%.

—στάδιο b—

Μερικά Riedel shears επεκτείνονται σε μία διεύθυνση υποπαράλληλη με τα όρια της ζώνης ενώ νέο σύστημα μικροδιαρρήξεων δημιουργείται που σχηματίζει γωνία 8⁰ με τα όρια της ζώνης. Σε αυτό το στάδιο το ποσοστό της μετατόπισης που εκτονώνεται μέσα από το σύστημα μικροδιαρρήξεων είναι 75%.

—-στάδιο c—

Νέο σύστημα μικροδιαρρήξεων που αναφέρονται ως p shears δημιουργούνται σχηματίζοντας μέση γωνία 10⁰ με τα όρια της ζώνης αλλά έχοντας φορά μέγιστης κλίσης αντιθετική ως προς τη φορά της διάτμησης, περίπου συμμετρικά με τα Riedel shears. Σε αυτό το στάδιο οι περισσότερες μικροδιαρρήξεις σχηματίζουν γωνία 4⁰ με τα όρια της ζώνης ενώ η μετατόπιση εκτονώνεται εξ' ολοκλήρου μέσα από το σύστημα των μικροδιαρρήξεων.

—στάδιο d—

Σχηματίζονται τα y shears που είναι παράλληλα στα όρια της ζώνης (γι' αυτό εκτονώνουν μεγάλες μετατοπίσεις), είναι συνεχή, δηλ. δεν διακόπτονται από άλλες μικροδιαρρήξεις αλλά αντίθετα "κόβουν" τα άλλα συστήματα μικροδιαρρήξεων ώστε δημιουργούνται φακοί από απαραμόρφωτο υλικό που περιβάλλονται από μικροδιαρρήξεις. Σε αυτό το στάδιο οι περισσότερες μικροδιαρρήξεις σχηματίζουν γωνία 0-4⁰ με τα όρια της ζώνης.

—στάδιο e—

Σε αυτό το στάδιο η αντίσταση στην ολίσθηση έχει λάβει την υπολειμματική σταθερή τιμή της και η γεωμετρία του συστήματος των μικροδιαρρήξεων την τελική μορφή της. Σχεδόν όλη η μετατόπιση εκτονώνεται από τα y shears που υπερτίθενται στις προηγούμενες δομές κυρίως στην περιοχή του πηλού που υπέρκειται της επιφάνειας ασυνέχειας ανάμεσα στις δύο σανίδες.

Σε άλλα πειράματα που έγιναν (όπως αναφέρονται από τον Tchalenko, 1970) χρησιμοποιώντας καολίνη η άλλους πηλούς με χαμηλότερη περιεκτικότητα σε νερό, δημιουργείται στο στάδιο a, συγχρόνως η αμέσως πριν τα Riedel shears (R), η δεύτερη οικογένεια συζυγών προς τα Riedel μικροδιαρρήξεων, τα συζυγή Riedel Shears (R'). Επειδή αυτά σχηματίζουν μεγάλη γωνία ως προς τη διεύθυνση της διάτμησης παραμορφώνονται παθητικά από τη διατμητική παραμόρφωση και αποκτούν σιγμοειδές σχήμα.

Οι Naylor et al (1986) επανέλαβαν το πείραμα Riedel χρησιμοποιώντας άμμο αντί για πηλό και μία πειραματική διάταξη όπου μπορούσαν να εφαρμόσουν συμπίεση η εφελκυσμό κάθετα στην διεύθυνση οριζόντιας ολίσθησης της επιφάνειας ασυνέχειας των δυο σανίδων κάτω από το στρώμα άμμου που ήταν τοποθετημένο σε ένα φύλλο από λάστιχο. Έτσι μπόρεσαν να αναπαραστήσουν τη γεωμετρία της εσωτερικής δομής ζωνών διάτμησης οριζόντιας ολίσθησης με συστατικά εσωτερικής παραμόρφωσης όχι μόνο απλή διάτμηση, αλλά απλή διάτμηση και εφελκυσμό (transtension) και απλή διάτμηση και συμπίεση (transpression). Θεωρητική διερεύνηση του ίδιου προβλήματος με μαθηματική ανάλυση του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης στα επί μέρους συστατικά του είχαν κάνει οι Sanderson & Marchini (1984).

Στα πειράματα των Naylor et al (1986) δημιουργήθηκε όλο το δίκτυο των κλιμακωτά διατεταγμένων μικροδιαρρήξεων όπως και στο πείραμα Riedel (riedel shears (R, R'), splay faults (προεκτάσεις στις άκρες των Riedel shears με μικρότερη γωνία ως προς τα όρια της ζώνης), υποπαράλληλες στα όρια της ζώνης μικροδιαρρήξεις, p shears). Επιπλέον οι Naylor et al (1986) μπόρεσαν να αναπαραστήσουν την τρισδιάστατη γεωμετρία των διαρρήξεων από τη γεωμετρία τους σε μία σειρά κατά μήκος της διεύθυνσης ολίσθησης οριζόντιων και κατακόρυφων εγκάρσιων τομών. Έτσι βρήκαν ότι τα Riedel shears δεν είναι επίπεδες επιφάνειες αλλά ελικοειδείς, με κοίλες προς τα επάνω επιφάνειες ενώ στο βάθος ενώνονται με το ρήγμα του υποβάθρου.

Αντίθετα κατά την υπέρθεση απλής διάτμησης και συμπίεσης τα Riedel shears έχουν κυρτές προς τα επάνω επιφάνειες έτσι ώστε στην .επιφάνεια μπορεί να μοιάζουν με λέπη που όμως ενώνονται σε κατακόρυφα ρήγματα στο βάθος. Αυτή η γεωμετρία ρηγμάτων είναι γνωστή με το όνομα "flower structures" η "palm tree structures" και έχουν περιγραφεί από πολλές περιοχές με πλάγια οριζόντια ολίσθηση -transpression- (π.χ. όρη San Gabriel στο ρήγμα San Andreas στην Καλιφόρνια). Ακόμη τα Riedel shears σχηματίζουν πολύ μεγαλύτερη γωνία με τα όρια της ζώνης και δημιουργείται ένα πλήρες δίκτυο από διαρρήξεις με υψηλή έως χαμηλή γωνιακή σχέση με τα όρια της ζώνης.

Αντίθετα κατά την υπέρθεση απλής διάτμησης και εφελκιισμού το σύστημα διαρρήξεων που δημιουργείται έχει πολύ μικρότερη ανάπτυξη ενώ μεγάλο ποσοστό μετακίνησης εκτονώνεται κατά μήκος λίγων υποπαράλληλων στα όρια της ζώνης διαρρήξεων.

Οι Naylor et al (1986) προσπάθησαν να εξηγήσουν την δημιουργία όχι μόνο των Riedel shears αλλά και των μεταγενέστερα σχηματιζόμενων ρηγμάτων με βάση το κριτήριο θραύσης υπό διάτμηση Mohr-Coulomb θεωρώντας ότι το αρχικά ομογενές εντατικό πεδίο μεταβάλλεται τοπικά λόγω της ανομοιογένειας στο μέσο που εισάγουν οι σχηματιζόμενες διαρρήξεις. Ακόμη προσπάθησαν να εξηγήσουν τη γεωμετρία των δομών της πλάγιας ολίσθησης θεωρώντας ότι το τελικό εντατικό πεδίο που θα διαμορφωθεί θα είναι μία συνισταμένη του επιβαλλόμενου εντατικού πεδίου (κατά τη συμπίεση η εφελκυσμό κάθετα στη διεύθυνση ολίσθησης) και στο εντατικό πεδίο που αναπτύσσεται στο "κάλυμμα" κατά την ολίσθηση κατά μήκος του ρήγματος του υποβάθρου.

5.3.1.2 S/C fabrics

Δομές παρόμοιες γεωμετρικά με αυτές που παρατηρούνται σε ζώνες διάτμησης με κατακλαστική τεκτονική ροή και που δημιουργήθηκαν πειραματικά στο πείραμα Riedel, παρατηρούνται σε ζώνες όπου επικρατεί η πλαστική παραμόρφωση κατά την τεκτονική ροή, σε μυλονίτες. Οι μυλονίτες αυτοί (Εικ. 5.13), είναι γνωστοί σαν S/C fabrics (Berthe et al 1979), extensional crenulation cleavages ή ECC structures (Platt & Vissers 1980), και shear bands ή SB structures (White et al 1980).

Οι επιφάνειες S (αντιστοιχούν στα p shears), αποτελούν μία διαμπερή φύλλωση που προσδιορίζεται από τον προτιμητέο προσανατολισμό φυλλοπυριτικών συνήθως ορυκτών, παράλληλα στο επίπεδο xy του τελικού ελειψοειδούς παραμόρφωσης (με κύριες παραμορφώσεις x > y > z).

Οι επιφάνειες C (αντιστοιχούν στα y shears), είναι παράλληλες στη διεύθυνση της διάτμησης. Αποτελούν επιφάνειες ανομοιογενούς εντοπισμού υψηλής διατμητικής παραμόρφωσης σε μικρή κλίμακα και παραμορφώνουν τις επιφάνειες S, δημιουργώντας μία συστηματική φορά διάτμησης.



Εικ. 5.13. Γεωμετρία των S/C fabrics και shear bands.

Η παραμόρφωση αυτή εκφράζεται με μία ασύμμετρη μικροπτύχωση της S φύλλωσης (τύπου πάρελξης) και συνήθως με ανακρυστάλλωση και ελάττωση της κοκκομετρίας ενώ οι επιφάνειες C είναι παράλληλες στη μυλονιτική στρώματωση και στα όρια της ζώνης διάτμησης.

Οι επιφάνειες C', η εφελκυστικό crermlation (ECC) η shear bands (SB), αντιστοιχούν στα R shears και αποτελούν ουσιαστικά επιφάνειες ασύμμετρου εφελκυστικού πτυχοσχισμού που εκφράζει εφελκυσμό παράλληλα στη φύλλωση αλλά -όταν εμφανίζεται μονωμένα, χωρίς το συζυγές του- εκφράζει απλή διάτμηση παράλληλα στη φύλλωση. Παραμορφώνει την S φύλλωση έτσι ώστε δίνει μία συστηματική φορά διάτμησης (η φορά μέγιστης κλίσης είναι συνθετική ως προς τη φορά της διάτμησης). Καμιά φορά όμως συναντάται και η συζυγής της επιφάνεια εφελκυστικού πτυχοσχισμού (η κανονικού kink band) πράγμα πού δυσκολεύει την συναγωγή φοράς διάτμησης (Behrmann 1986) και θεωρείται ότι οφείλεται σε μία συνιστώσα συμπίεσης κάθετα στα όρια της ζώνης διάτμησης (στη διχοτόμο της αμβλείας γωνίας του ζεύγους των κανονικών kink bands (Cobbold et al 1973, Williams & Price 1990).

Η ερμηνεία των δομών αυτών (crenulation, kink bands) βασίζεται σε πειραματική δημιουργία τους κατά την παραμόρφωση ανισότροπων υλικών (Cobbold et al 1973), γιατί ακριβώς οι δομές αυτές σχετίζονται με μία μικροπτύχωση πού συμβαίνει στο εσωτερικό



Εικ. 5.14. C'-type shear band cleavage που τέμνει την κύρια φύλλωση σε μαρμαρυγιακό σχιστόλιθο. Φορά της διάτμησης δεξιόστροφη.



Εικ. 5.15. C'–type shear band cleavage σε μυλονίτη δείχνει δεξιόστροφη φορά διάτμησης. Τομή κάθετη στη φύλλωση και παράλληλη στη γράμμωση έκτασης.



Εικ. 5.16. S/C δομές σε γρανίτη που δείχνουν αριστερόστροφη φορά διάτμησης. Τομή κάθετη στη φύλλωση και παράλληλη στη γράμμωση έκτασης.

στρωμάτων ή και της φύλλωσης (καμιά φορά και σε μονωμένους κρυστάλλους π.χ. μαρμαρυγία), χωρίς δηλ. να υπάρχει ρεολογική διαφορά αντίστασης στην παραμόρφωση (competence) ανάμεσα σε διάφορα στρώματα που κατά την κλασσική ανάλυση (Biot 1961, Ramberg 1960) θεωρείται απαραίτητη για τη δημιουργία πτυχών σε ομογενή και ισότροπα μέσα. Φαίνεται όμως ότι η ύπαρξη ανισοτροπίας είναι αρκετή για την δημιουργία πτυχών, ένα θέμα που διερεύνησε θεωρητικά ο Biot (1965) και επαλήθευσαν πειραματικά οι Cobbold et al. (1973). Οι παραπάνω ερευνητές βρήκαν ότι η μορφή των δομών που δημιουργούνται σε ανισότροπα υλικά με ορθοτροπική ανισοτροπία εξαρτάται από την ένταση της ανισοτροπίας (σε χαμηλές ανισοτροπίες λαμβάνεται πτυχοσχισμός ενώ σε υψηλές ανισοτροπίες kink bands) και τον προσανατολισμό του εντατικού πεδίου που εφαρμόζεται σε σχέση με την φύλλωση που είναι υπεύθυνη για την ανισοτροπία του υλικού.

Έτσι όταν η μέγιστη κύρια τάση (σ₁) εφαρμόζεται παράλληλα στη φύλλωση οι δομές που λαμβάνονται είναι πτυχοσχισμός ή συζυγή ανάστροφα kink bands ανάλογα με την ένταση της ανισοτροπίας. Όταν η σ₁ εφαρμόζεται κάθετα στη φύλλωση δημιουργούνται *pinch & swell structures (αρχούμενο boudinage)* ή συζυγή κανονικά kink bands. Όταν η σ₁ εφαρμόζεται υπό 45^0 ως προς την φύλλωση σχηματίζεται ασύμμετρος πτυχοσχισμός ή ένα μόνο kink band. Η τελευταία περίπτωση είναι αυτή πού αντιστοιχεί στον αναμενόμενο προσανατολισμό του εντατικού πεδίου σε μια ζώνη διάτμησης αλλά και οι δομές που δημιουργούνται έχουν ίδια γεωμετρία με το ασύμμετρο εφελκυστικό crenulation.

Στο σημείο αυτό επισημαίνεται ότι οι όροι εφελκυστικός πτυχοσχισμός (extensional crermlation cleavage –ECC) η shear bands (SB) δόθηκαν για τις δομές που προέρχονται από εφελκυσμό μιας παλαιότερης φύλλωσης, σε αντίθεση με τον πτυχοσχισμό που προέρχεται από βράχυνση (compressional crenulation cleavage, βλπ. κεφάλαιο 4). Επειδή η γεωμετρία των δομών αυτών είναι παραπλήσια πολλές φορές συγχέεται από τους ερευνητές. Οι δομές αυτές όμως παρουσιάζουν διαφορετική μορφολογία αλλά και κινηματική ερμηνεία. Στον πίνακα της Εικ. 5.17 που ακολουθεί παρουσιάζονται ορισμένες μορφολογιοκές και κινηματικές διαφορές:

Συμπιεστικός Πτυχοσχισμός Compressional Crenulation Cleavage (CCC)	Εφελκυστικός Πτυχοσχισμός Extensional Crenulation Cleavage (ECC)
ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΕΣ ΔΙΑΦΟΡΕΣ	
Η γωνία μεταξύ της παλαιότερης φύλλωσης και του CCC από 45 ⁰ έως 90 ⁰ .	Η γωνία μεταξύ της παλαιότερης φύλλωσης και του ECC λιγότερο από 45 ⁰ .
Οι πτυχές της παλαιότερης φύλλωσης παρουσιάζουν μεγάλο εύρος, σε σχέση με την απόσταση των CCC.	Οι πτυχές της παλαιότερης φύλλωσης παρουσιάζουν μικρό εύρος, σε σχέση με την απόσταση των ECC.
Τα CCC επίπεδα ακανόνιστα αλλά διαμπερή.	Τα ΕСС επίπεδα ομαλά, βραχέα και αναστομούμενα.
Το πέτρωμα συνήθως πτυχωμένος φυλλίτης.	Το πέτρωμα συνήθως μυλονίτης ή φυλλονίτης.
ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΕΣ ΔΙΑΦΟΡΕΣ	
Οι CCC επιφάνειες σχηματίζουν μεγάλη γωνία με τη διεύθυνση της βράχυνσης (γύρω στις 90 ⁰) και αντι- προσωπεύουν μια φύλλωση που προσεγγίζει τη διεύθυνση του fabric attractor (βλπ. κεφ. 2).	Οι ECC επιφάνειες αναπτύσσονται λοξά ως προς τη διεύθυνση της βράχυνσης και αντιπροσωπεύουν μια ζώνη που χαρακτηρίζεται από έντονη μη-ομοαξονική ροή.
Συνήθως η μία συνιστώσα της βράχυνσης κάθετη στις επιφάνειες CCC.	Συνήθως η μία συνιστώσα του εφελκυσμού κάθετη στις επιφάνειες ECC.

Εικ. 5.17. Διαφορές εφελκυστικού και συμπιεστικού πτυχοσχισμού.

5.3.1.3 Πτυχές

Όπως είδαμε η τεκτονική ροή μέσα σε ζώνες διάτμησης είναι πολύ ανομοιογενής και δημιουργείται ένα ολόκληρο δίκτυο από επιφάνειες ασυνέχειας με υψηλότερη διατμητική παραμόρφωση μέσα στην ευρύτερη ζώνη διάτμησης που περικλείουν φακοειδή σώματα από λιγότερο παραμορφωμένο υλικό. Έτσι μέσα στο τεκτονικό πέτρωμα στη ζώνη διάτμησης δημιουργούνται ρεολογικές αντιθέσεις ακόμη και χωρίς να υπάρχει διαφορά λιθολογίας. Αυτό δημιουργεί προϋποθέσεις για δημιουργία πτυχών που αφθονούν σε ζώνες μυλονίτη και έχει παρατηρηθεί ότι πτυχώνουν και επαναπτυχώνουν τη μυλονιτική φύλλωση (Bell & Ham-mond 1984). Ακόμη είναι σύνηθες οι πτυχές αυτές να παρατηρούνται αποκομμένες, περιβαλλόμενες από τη μυλονιτική φύλλωση (*intrafolial folds*). Τα αξονικά επίπεδα των πτυχών αυτών είναι συνήθως παράλληλα στα όρια της ζώνης (η την κυρίως μυλονιτική φύλλωση, τα C επίπεδα) ενώ η στατιστική κατανομή της βύθισης των αξόνων τους παρουσιάζει μεγάλο εύρος (Evans & White 1984) αλλά συνήθως είναι συμμετρική ως προς την εφελκυστική γράμμωση (Εικ. 5.18).

Παρατηρούνται συχνά έντονα μη κυλινδρικές πτυχές σε μεσοσκοπική κλίμακα και σε τομές κάθετα στην εφελκυστική γράμμωση θα έχουν τη μορφή "ματιού" (eye folds) και θα μοιάζουν με τύπου 1 pattern υπέρθεσης διαφόρων παραμορφωτικών φάσεων (Ramsey, 1967) που όμως θα είναι το αποτέλεσμα της προοδευτικής παραμόρφωσης σε μία παραμορφωτική φάση. Οι πτυχές αυτές έχουν ονομασθεί και sheath folds γιατί μοιάζουν με θήκη σπαθιού (Εικ. 5.19). Οι Cobbold & Quinquis (1980) δημιούργησαν πειραματικά μη κυλινδρικές πτυχές εφαρμόζοντας ομοιογενή απλή διάτμηση παράλληλα στη στρωμάτωση του υλικού με μεγάλη τελική παραμόρφωση (γ>10) κατά την οποία υπήρξε μεγέθυνση όποιων αρχικών άνομοιογενειών στην επιπεδότητα της στρωμάτωσης υπήρχαν στο υλικό.

5.3.2 KINHMATIKH ΑΝΑΛΥΣΗ ΖΩΝΩΝ ΔΙΑΤΜΗΣΗΣ

Το πιο σημαντικό στοιχείο για την κινηματική ανάλυση σε ζώνες διάτμησης με τεκτονική ροή είναι ο προσδιορισμός, αρχικά, της εφελκυστικής γράμμωσης ή γράμμωσης έκτασης (stretching ή extensional lineation) που θα δώσει την διεύθυνση της διάτμησης παράλληλα στην οποία θα πρέπει να παρατηρούνται τα κινηματικά κριτήρια που θα δώσουν τη φορά της διάτμησης (shear sense).



Εικ. 5.18. Η γεωμετρία των κυριότερων δομών που αναπτύσσονται σε μια ζώνη διάτμησης.

Η εφελκυστική γράμμωση είναι καλύτερα αναπτυγμένη σε ζώνες μυλονίτη σαν ορυκτολογική γράμμωση που σε κατακλασίτες και ασύνδετα τεκτονικά πετρώματα συνήθως λείπει. Ακόμη η επιμήκυνση των πορφυροκλαστών που σε μυλονίτες είναι παράλληλη στη διεύθυνση της διάτμησης, σε κατακλασίτες δεν αποτελούν καλό κριτήριο γιατί μπορεί εφελκυστικές ρωγμές σε κλάστες των οποίων τα τεμάχη έχουν αποχωριστεί (δομή *pull-apart*) να δίνουν πορφυροκλάστες με επιμήκυνση πλάγια η κάθετα ακόμη στη διεύθυνση εφελκυσμού. Ακόμη η κίνηση θεωρείται κάθετη στη γραμμή διατομής των διαφόρων επιφανειών ολίσθησης (shears) που περιγράφηκαν στα προηγούμενα (p, R, y σε κατακλασίτες και S, C', C σε μυλονίτες).

Άλλα κριτήρια φοράς διάτμησης σε brittle-ductile ζώνες διάτμησης αποτελούν οι κλιμακωτά διατεταγμένες εφελκυστικές ρωγμές πού η φορά μέγιστης κλίσης τους θα είναι συνθετική με τη φορά της διάτμησης ενώ ο σχισμός διάλυσης υπό πίεση θα κλίνει αντίθετα από τη φορά διάτμησης. Κινηματικά κριτήρια για τη φορά της διάτμησης σε μυλονίτες συνοψίζονται στην Εικ. 5.19 (White et al 1986) και είναι:



Εικ. 5.19. Οι σημαντικότεροι κινηματικοί δείκτες για τον προσδιορισμό της φοράς διάτμησης.

- Η περιστροφή στα όρια της ζώνης διάτμησης λόγω αυξανόμενης διατμητικής παραμόρφωσης στο εσωτερικό της ζώνης, προϋπάρχουσας η δημιουργούμενης κατά την διάτμηση φύλλωσης (περίπτωση με αριθμό 1 στην Εικ. 5.19) η παραμορφωμένων προϋπαρχόντων στοιχείων/δεικτών παραμόρφωσης (περίπτωση με αριθμό 2 στην Εικ. 5.19, βλπ. και Εικ. 5.18a).
- Η ασυμμετρία μικροπτυχών που αναπτύσσονται εσωτερικά στη μυλονιτική φύλλωση (intrafolial folds), (περίπτωση με αριθμό 3 στην Εικ. 5.19, βλπ. και Εικ. 5.18i).
- Η ασυμμετρία των S/C fabrics (περίπτωση με αριθμό 4 στην Εικ. 5.19), οι επιφάνειες C κόβουν τις επιφάνειες S, που η φορά μεγίστης κλίσης τους είναι αντίθετη από τη φορά της διάτμησης, με μία συστηματική τύπου s ασυμμετρία (βλπ. και Εικ. 5.18d).
- Η ασυμμετρία των shear bands (περίπτωση με αριθμό 5 στην Εικ. 5.19). Οι επιφάνειες C΄ η εφελκυστικό crenulation (βλπ. και Εικ. 5.18e) έχουν φορά μεγίστης κλίσης συνθετική ως προς τη φορά διάτμησης καί πάντα παραμορφώνουν (πτυχώνουν η "κόβουν" τις επιφάνειες S).
- Η μετακίνηση πορφυροκλαστών που έχουν σπάσει σε μικρότερα κομμάτια λόγω μικροδιαρρήξεων παράλληλων στα όρια της ζώνης (περίπτωση με αριθμό 6 στην Εικ. 5.19), διατμητικών ρωγμών (περίπτωση με αριθμό 7 στην Εικ. 5.19, 5.20 & 5.27) και εφελκυστικών ρωγμών (περίπτωση με αριθμό 8 στην Εικ. 5.19, 5.20 & 5.27). Χρειάζεται ιδιαίτερη προσοχή με τις μικροδιαρρήξεις αυτές (βλπ. και Εικ. 5.20) γιατί με αυξανόμενη διατμητική παραμόρφωση περιστρέφονται αντίθετα με τη φορά διάτμησης ενώ μπορεί οι κλάστες να σπάσουν πάλι και δημιουργείται ένα μπέρδεμα γιατί αρχικά διατμητικές ρωγμές μπορεί να αποκτήσουν μετά προσανατολισμό που θα είχαν εφελκυστικές ρωγμές που όμως συνήθως θα είναι πληρωμένες με περισσότερο υλικό. Η φορά μετακίνησης διατμητικών ρωγμών είναι συνθετική με τη φορά διάτμησης εάν οι διατμητικές ρωγμές έχουν φορά μεγίστης κλίσης ίδια με τη φορά της διάτμησης ενώ θα είναι αντιθετική με τη φορά διάτμησης εάν οι διατμητικές ρωγμές έχουν φορά μέγιστης κλίσης αντίθετη ως προς τη φορά της διάτμησης. Στην Εικ. 5.21 παρουσιάζεται άλλο ένα κριτήριο διάτμησης που βασίζεται στις δομές που δημιουργούνται ανάμεσα σε κλιμακωτά μικρορήγματα οριζόντιας ολίσθησης (stepped faults) που αναπτύσσονται παράλληλα με τη ζώνη διάτμησης. Οι δομές αυτές είναι τύπου pull apart (πλάγιας απομάκρυνσης) σε εφελκυστικό περιβάλλον και τύπου μικροπτύχωσης (crenulation) σε συμπιεστικό.



Εικ. 5.20. Διατμητικές και εφελκυστικές ρωγμές σε πορφυροκλάστες που δείχνουν δεζιόστροφη φορά διάτμησης.

Εικ. 5.21. Κλιμακωτά μικρορήγματα οριζόντιας ολίσθησης (stepped faults) που δείχνουν δεζιόστροφη κίνηση.



Εικ. 5.22. Ταξινόμηση πορφυροκλαστών. Φορά διάτμησης αριστερόστροφη.

- Η ασυμμετρία πορφυροκλαστών σε σχέση με τις δυναμικά ανακρυσταλλωμένες "ουρές" του (περιπτώσεις με αριθμό 9 & 10 στην Εικ. 5.19 και Εικ. 5.22). Οι πορφυροκλάστες είναι συνήθως ορυκτά ανθεκτικά στην παραμόρφωση (π.χ. άστριοι, μαρμαρυγίες, γρανάτες, μεγάλοι κόκκοι χαλαζία όχι πλήρως ανακρυσταλλωμένοι κλπ.) σε μία κύρια μάζα πιο λεπτόκοκκη και πιο παραμορφώσιμη. Οι ουρές των πορφυροκλαστών σε μυλονίτες αποτελούνται συνήθως από υλικό πού έχει προέλθει από δυναμική ανακρυστάλλωση. Δύο κυρίως τύποι πορφυροκλαστών έχουν διακριθεί: σ-τύπου πορφυροκλάστες (Εικ. 5.19 περίπτωση 10 και Εικ. 5.18b) και οι δ-τύπου πορφυροκλάστες (Εικ. 5.19 περίπτωση 9 και Εικ. 5.18b) πού θεωρείται ότι σχηματίζονται όταν ο ρυθμός πρόσθεσης υλικού με δυναμική ανακρυστάλλωση είναι μικρός σε σχέση με το ρυθμό διατμητικής παραμόρφωσης (με βάση πειραματική δημιουργία τους, Passchier & Simpson 1986).
- Η ασυμμετρία παραμορφωμένων κλαστών μαρμαρυγία (περίπτωση με αριθμό 12 στην Εικ. 5.19 και Εικ. 5.23) που έχουν πολύ χαρακτηριστικές μορφές, τους έχει δοθεί το όνομα "mica fish" (βλπ. και Εικ. 5.18c) και αφθονούν σε τύπου S/C μυλονίτες (Lister & Snoke, 1984).







Εικ. 5.24. Μυλονιτικός γρανίτης με σ-τύπου πορφυροκλάστη Κ-αστρίου. Φορά διάτμησης δεζιόστροφη.



Εικ. 5.25. Χαλαζιτικός γρανίτης με δ-τύπου πορφυροκλάστη. Φορά διάτμησης δεξιόστροφη.



Εικ. 5.26a&b. Διαφορετικού τύπου δομές mica fish σε χαλαζιακό μυλονίτη. Φορά διάτμησης δεξιόστροφη.



Εικ. 5.27. Συνθετικά και αντιθετικά μικρορήγματα σε πορφυροκλάστες αστρίων σε γρανιτικό μυλονίτη. Φορά διάτμησης δεξιόστροφη.

- Η ασυμμετρία επιμήκων ανακρυσταλλωμένων κόκκων χαλαζία (περίπτωση με αριθμό 11 στην Εικ. 5.19, βλπ. και Εικ. 5.18f) που "γέρνουν" προς τη φορά της διάτμησης (ribbon quartz).
- Η συμμετρία διαγραμμάτων στατιστικής κατανομής προτιμητέου κρυσταλλογραφικού προσανατολισμού του οπτικού άξονα c του χαλαζία (c- axis fabrics) που "γέρνει" προς τη φορά της διάτμησης (σε διάγραμμα σε προβολή στο επίπεδο xz του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης με κύριες παραμορφώσεις x>y>z), (περίπτωση με αριθμό 13 στην Εικ. 5.19, βλπ. και Εικ. 5.18j).

Επισημαίνεται ότι για την εύρεση της φοράς διάτμησης θα πρέπει να χρησιμοποιηθεί συνδυασμός όσο το δυνατόν περισσοτέρων κριτηρίων και όσο πιο μεγάλη είναι η κλίμακα παρατήρησης, τόσο πιο ασφαλή είναι τα κριτήρια (σε μικρότερη κλίμακα τοπικές ετερογένειες μπορεί να δημιουργούν τοπικά αντίθετα κριτήρια).

6. Δομές σε Χώρους Διεύρυνσης (Dilatation Sites) – Πορφυροβλάστες (Porphyroblasts)

6.1 Γενικά

Στο κεφάλαιο αυτό θα δοθούν ορισμένα στοιχεία τα οποία χρησιμοποιούνται στη Μικροτεκτονική για τη μελέτη των χαρακτηριστικών της παραμόρφωσης και της μεταμόρφωσης. Τα στοιχεία αυτά αφορούν τις φλέβες (veins), τις σκιές και τους θυσάνους παρυφών παραμόρφωσης? (strain shadows & strain fringes), τα boudins και τους πορφυροβλάστες (porphyroblasts).

Επειδή οι δομές αυτές είναι αρκετά σύνθετες και πολύπλοκες και αποτελούν ύλη που μπαίνει στα "βαθειά νερά" της Μικροτεκτονικής, θα δοθούν μόνο τα βασικά στοιχεία που αφορούν τις έννοιες αυτές.

Σε πολλά παραμορφωμένα πετρώματα υπάρχουν θέσεις στις οποίες παρατηρείται μια απόκλιση, σε σχέση με το υπόλοιπο πέτρωμα, τόσο ως προς την ορυκτολογική σύσταση όσο και ως προς τον τεκτονικό ιστό. Η ιδιομορφία αυτή σε πολλές περιπτώσεις, είναι το αποτέλεσμα της αναδιάταξης των υλικών του πετρώματος στις θέσεις εκείνες που κατά τη διάρκεια της παραμόρφωσης επικρατεί τοπικά μια διεύρυνση χώρου (dilatation sites).

Όταν οι χώροι αυτοί είναι επιμήκεις σχηματίζονται φλέβες (veins), όταν βρίσκονται εκατέρωθεν σκληρών αντικειμένων μέσα στο πέτρωμα δημιουργούνται περιοχές όπου υπάρχει "σκιά" της παραμόρφωσης (strain shadows) ή τέλος βρίσκονται στις περιοχές εκλέπτυνσης των μπουντιναρισμένων στρωμάτων (boudin necks), Εικ. 6.1.

Οι χώροι αυτοί πληρώνονται συνήθως με πολυκρυσταλλικό υλικό το οποίο μπορεί να είναι συνεκτικό αλλά αποτελείται από κρυστάλλους που έχουν νηματοειδές σχήμα. Για το λόγο αυτό αντί για τον όρο strain shadows, χρησιμοποιείται και ο όρος strain fringes (θύσανοι παρυφών παραμόρφωσης?). Στη βιβλιογραφία απαντώνται και οι όροι pressure shadows (πιεζοσκιές?) και pressure fringes (πιεζοπαρυφές?). Δεδομένου ότι οι χώροι αυτοί δίνουν στοιχεία για την κατανομή της παραμόρφωσης (καταπόνησης – strain), γύρω από ένα αντικείμενο και όχι για την κατανομή των τάσεων, είναι προτιμότερο να χρησιμοποιούνται οι όροι strain shadows ή strain fringes



Εικ. 6.1. Φλέβες (veins), σκιές παραμόρφωσης (strain shadows) και θύσανοι παρυφών παραμόρφωσης (strain fringes).

6.2 Ινώδεις Φλέβες (Fibrous Veins)

Η ινώδης μορφή που έχει σε ορισμένες περιπτώσεις ο χαλαζίας και ο ασβεστίτης σαν υλικό πλήρωσης φλεβών, είναι γενικά ασυνήθης για' αυτά τα ορυκτά και φαίνεται ότι οφείλεται σε ένα ιδιαίτερο μηχανισμό ανάπτυξης. Στην περίπτωση μιας απομονωμένης ρωγμής, σε ένα μονοκρυσταλλικό άθροισμα από χαλαζία ή ασβεστίτη, η ινώδης ανάπτυξη πραγματοποιείται και από τις δύο πλευρές ταυτόχρονα και με τον ίδιο ρυθμό. Το αποτέλεσμα είναι μια συμμετρική φλέβα με ένα κεντρικό επίπεδο όπου λαμβάνει χώρα η απόθεση του νέου υλικού.

Σε λεπτή τομή το επίπεδο αυτό εμφανίζεται σαν μια γραμμή, που ονομάζεται ενδιάμεση γραμμή (median line), κατά μήκος της οποίας παρατηρείται μια ασυνέχεια στον ιστό των ινωδών ορυκτών ή αναπτύσσονται μικροί κρύσταλλοι αδιαφανών ορυκτών. Η περίπτωση αυτής της ανάπτυξης (από τα τοιχώματα προς το κέντρο της φλέβας όπου και το νεότερο υλικό και με υλικό πλήρωσης που είναι το ίδιο με το υλικό του πετρώματος) ονομάζεται συνταγμένη ανάπτυξη (syntaxial growth) και οι φλέβες συνταγμένες ινώδεις φλέβες (syntaxial fibre veins ή syntaxial veins), Εικ. 6.2.

Υπάρχουν όμως και περιπτώσεις φλεβών που το υλικό πλήρωσης είναι διαφορετικό από αυτό των τοιχωμάτων της φλέβας, π.χ. ινώδης ασβεστίτης σε χαλαζίτη. Στις περιπτώσεις αυτές η ανάπτυξη του νέου υλικού λαμβάνει κατά μήκος των τοιχωμάτων της φλέβας. Παρατηρείται και εδώ μια ενδιάμεση γραμμή, που συνήθως συνοδεύεται από μικρούς κόκκους του υλικού πλήρωσης ή από μικρά θραύσματα του υλικού των τοιχωμάτων, και αντιπροσωπεύει τον αρχικό πυρήνα κρυστάλλωσης του υλικού πλήρωσης Αυτή η περίπτωση της ανάπτυξης ονομάζεται αντιταγμένη ανάπτυξη (antitaxial growth) και οι φλέβες αντιταγμένες ινώδεις φλέβες (antitaxial fibre veins ή antitaxial veins), Εικ. 6.2. Μονήρεις ίνες
του υλικού πλήρωσης στις αντιταγμένες φλέβες μπορεί να είναι συνεχόμενες απ' άκρη σε άκρη της ενδιάμεσης γραμμής, σε αντίθεση με τα ινώδη ορυκτά πλήρωσης των συνταγμένων φλεβών.

Επίσης υπάρχουν και σύνθετες φλέβες (composite veins), στις οποίες αντιταγμένες ίνες (του υλικού πλήρωσης) αναπτύσσονται κατά μήκος της ενδιάμεσης γραμμής συνταγμένων ινών. Με αυτό τον τρόπο μια σύνθετη φλέβα έχει τρεις ενδιάμεσες γραμμές (Εικ. 6.2).



Εικ. 6.2. Οι τέσσερις τύποι ανάπτυζης ινωδών ορυκτών σε φλέβες, που απαντώνται συνήθως στη φύση.

Υπάρχει και η περίπτωση των ασύντακτων? φλεβών (ataxial veins) που δημιουργούνται στις περιπτώσεις που παρατηρείται μια διαδοχική ρωγματοποίηση με ανάπτυξη των ινωδών ορυκτών σε εναλλακτικές, διαφορετικές θέσεις στη φλέβα και χωρίς ενδιάμεση γραμμη (Εικ. 6.2). Στην περίπτωση αυτή νεότερα και παλαιότερα μέρη των ινωδών ορυκτών παρουσιάζονται ανακατεμένα σε μια τομή από από τη μια μέχρι την άλλη άκρη της φλέβας.

Η χρήση των δομών αυτών στη μελέτη της παραμόρφωσης αφορά κυρίως κινηματικούς δείκτες. Στην Εικ. 6.5 παρουσιάζεται σχηματικά η ανάπτυξη των τεσσάρων τύπων φλεβών που η ανάπτυξη των ινωδών ορυκτών (και άρα η γεωμετρία που παρουσιάζουν) καθορίζεται από τις κινήσεις λόγω της παραμόρφωσης στην περιοχή αυτή.

Μια μεταβολή στο σχετικό προσανατολισμό των εφελκυστικών στιγμιαίων αξόνων έκτασης (extensional ISA – Instantaneous Strtching Axes) της τεκτονικής ροής σε σχέση με τη φλέβα, μπορεί να δημιουργήσει μια κάμψη των αναπτυσσομένων ινωδών ορυκτών που μπορεί με τη σειρά της να χρησιμοποιηθεί στην κινηματική ανάλυση. Σημειώνεται ότι η φορά της κάμψης της φλέβας εξαρτάται από το τύπο στον οποίο ανήκει.

Οι φλέβες που σχηματίζουν μια μεγάλη γωνία με τη διεύθυνση του εφελκυσμού ονομάζονται επίσης και εκτατικές ρωγμές? (tension gashes).



Εικ. 6.3. Αντιταγμένη φλέβα (antitaxial vein) από ίνες ασβεστίτη σε σχιστόλιθο. Διακρίνεται η ενδιάμεση γραμμή (median line).



Εικ. 6.4. Ασύντακτη φλέβα (ataxial vein) από ίνες χαλαζία σε λεπτόκοκκο τουρμαλινίτη, που τέμνει κρύσταλλο χαλαζία (κέντρο).



Εικ. 6.5. Ανάπτυζη ινωδών ορυκτών, στους τέσσερις τύπους φλεβών, που η γεωμετρία τους καθορίζεται από την παραμόρφωση.

Στις θραυσιγενούς χαρακτήρα ζώνες διάτμησης, αλλά και σε ορισμένες όλκιμου χαρακτήρα, εκτατικές ρωγμές (tension gashes), αναπτύσσονται συστήματα φλεβών που είναι διευθετημένα σε λοξή κλιμακωτή διάταξη (en echelon), Εικ. 6.6a. Οι μεγάλου μεγέθους εκτατικές ρωγμές στις ζώνες διάτμησης παρουσιάζουν ένα χαρακτηριστικό καμπυλοειδές σχήμα. Τόσο στην ομοαξονική όσο και στη μη-ομοαξονική τεκτονική ροή, οι εκτατικές ρωγμές ανοίγουν περίπου παράλληλα προς τη διεύθυνση του άξονα του μέγιστου στιγμιαίου εφελκυσμού. Συνήθως ένα δεύτερο σύστημα εκτατικών ρωγμών αναπτύσσεται στο κέντρο του παλαιότερου συστήματος. Η φορά διάτμησης, όπως προσδιορίζεται από την καμπυλότητα τόσο των εκτατικών ρωγμών όσο και της φύλλωσης, είναι κοινή και στις δύο περιπτώσεις (Εικ. 6.6a).

Ο προσανατολισμός των νεοτέρων τμημάτων (απολήξεων) των εκτατικών ρωγμών, σε σχέση με τον προσανατολισμό των ορίων της ζώνης διάτμησης (shear zone boundary – SZB), εξαρτάται από την τιμή της περιστροφικής συνιστώσας της τεκτονικής ροής (kinematic vorticity number – Wk) και από τον προσανατολισμό του στιγμιαίου άζονα έκτασης (instantaneous stretchin axis – ISA), σε σχέση με τα όρια της ζώνης διάτμησης (Εικ. 6.6b).

6.3 Σκιἑς και Θὑσανοι Παραμὀρφωσης (Strain Shadows & Strain Fringes)

Σκληρά, δύσκαμπτα αντικείμενα (συνήθως αποκαλούνται core objects – αντικείμενα πυρήνες) σε ομοαξονική ή μη-ομοαξονική τεκτονική ροή, προκαλούν ανωμαλίες στο πεδίο των τάσεων και το πρότυπο της ροής (flow pattern). Στην περίπτωση που η παραμόρφωση λαμβάνει χώρα σε χαμηλές θερμοκρασίες και η πίεση των ρευστών είναι υψηλή, παρατηρείται αυξημένη διάλυση υπό πίεση στα πλαϊνά του δύσκαμπτου αντικειμένου προς την πλευρά της βράχυνσης.





Εφελκυστικές ρωγμές? (extensional gashes) μπορούν να ανοίξουν στην περιοχή αυτή, δηλαδή στην πλαϊνή επαφή (παρυφή) του αντικειμένου με την κύρια μάζα του πετρώματος (όπου και η σκιά της παραμόρφωσης) και να πληρωθούν δημιουργώντας μια νέα ινώδη (με τη μορφή θυσάνου) κρυσταλλική μάζα (συνήθως από χαλαζία, ασβεστίτη ή σε τοπικό επίπεδο χλωρίτη) που ονομάζεται strain fringe (θύσανοι παρυφών παραμόρφωσης). Οι δομές αυτές, ανάλογα με το εσωτερικό και εξωτερικό σχήμα που παρουσιάζουν, μας δίνουν πληροφορίες για την τεκτονική ροή και την παραμόρφωση αν και κυρίως χρησιμοποιούνται ως κινηματικοί δείκτες. Η παρουσία ινωδών συναθροισμάτων ορυκτών (θυσάνων) φανερώνει ότι η πίεση των ρευστών των πόρων ήταν σχετικά υψηλή και ότι η μετακίνηση των διαλυμάτων έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια της παραμόρφωσης.

Η διάλυση υπό πίεση είναι πολύ σημαντικός μηχανισμός για τη δημιουργία αυτών των δομών, αν και πρέπει να συνεκτιμάται και η πιθανότητα μεταβολής στον όγκο του πετρώματος. Η παρουσία εφελκυστικών ρωγμών (tension gashes) φανερώνει ότι οι διαφορικές τάσεις στο πέτρωμα ήταν σχετικά μικρές. Αν αυτές ήταν μεγάλες, η υψηλή πίεση των ρευστών των πόρων θα δημιουργούσε μάλλον διατμητικές διαρρήξεις παρά εφελκυστικές ρωγμές πληρωμένες με ινώδη ορυκτά. Το σχήμα που παρουσιάζουν οι σκιερές περιοχές και οι θύσανοι σε αυτές τις δομές μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να προσδιορισθεί η φορά της διάτμησης αλλά και άλλες παράμετροι της παραμόρφωσης. Διακρίνονται σε συνταγμένους θυσάνους παρυφών (syntaxial fringes), αντιταγμένους (antitaxial fringes) και πολύπλοκους (complex fringes), ανάλογα με το αν η επιφάνεια ανάπτυξης βρίσκεται ανάμεσα στους θυσάνους και την κύρια μάζα του πετρώματος, ανάμεσα στους θυσάνους και το αντικείμενο πυρήνα, ή σε ενδιάμεση θέση, αντίστοιχα (Εικ. 6.7).

Στην Εικ. 6.8 παρουσιάζεται ένα σχηματικό διάγραμμα που δείχνει τη γεωμετρία των θυσάνων που αναπτύσσονται σε απλή διάτμηση, σε σφαιρικής ή κυβικής μορφής πυρήνα.



Εικ. 6.7. Σχηματική αναπαράσταση των τριών τύπων strain fringes που απαντώνται στη φύση.



Εικ. 6.8. Σχηματικό διάγραμμα που δείχνει τη γεωμετρία των θυσάνων που αναπτύσσονται σε απλή διάτμηση, σε σφαιρικής ή κυβικής μορφής πυρήνα.



Εικ. 6.9. Θύσανοι χαλαζία και ασβεστίτη περιβάλλουν κόκκους σιδηροπυρίτη, σε ασβεστιτικό σχιστόλιθο. Η γεωμετρία τους φανερώνει μια αριστερόστροφη διάτμηση.



Εικ. 6.10. Θύσανοι παρυφών παραμόρφωσης από ινώδη χαλαζία που αναπτύσσονται εκατέρωθεν των κόκκων σιδηροπυρίτη.

Θύσανοι παρυφών με ίνες που παρουσιάζουν πολύπλοκο σχήμα, μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την αναπαράσταση της εξέλιξης της παραμόρφωσης σε ένα πέτρωμα (Εικ. 6.11). Η γεωμετρία και τα υπόλοιπα χαρακτηριστικά των ινωδών κρυστάλλων μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την κατασκευή διαγραμμάτων που στον ένα άξονα περιλαμβάνουν το ρυθμό καταπόνησης (R) και στον άλλο τη γωνία Θ ανάμεσα στη φύλλωση και τον συναγόμενο εφελκυστικό στιγμιαίο άζονα έκτασης (extensional ISA).





Συμπαγείς (και όχι ινώδεις) σκιές παραμόρφωσης (strain shadows) απαντώνται σε αρκετές περιπτώσεις και αντιπροσωπεύουν επιμηκυμένα πεδία και από τις δύο πλευρές ενός αντικειμένου-πυρήνα. Ο ιστός τους είναι διαφορετικός από αυτόν της κύριας μάζας του πετρώματος και το όριο που τα διαχωρίζει είναι είτε σαφές και ευδιάκριτο, όπως στις ινώδεις σκιές, είτε, ως επί το πλείστον, προοδευτικό (Εικ. 6.12 & 6.14).

Οι σκιές παραμόρφωσης είναι συνήθως πλούσιες σε ευδιάλυτα ορυκτά, όπως ο χαλαζίας, τα ανθρακικά ορυκτά και ο χλωρίτης, σε αντίθεση με την κύρια φύλλωση που σχηματίζεται κυρίως από φυλλοπυριτικά ορυκτά. Αν μια τέτοια φύλλωση είναι παρούσα στην κύρια μάζα του πετρώματος, αυτή αναπτύσσεται υποτυπωδώς ή ελλείπει εντελώς από την περιοχή της σκιάς της παραμόρφωσης. Το σχήμα των συμπαγών σκιών παραμόρφωσης χρησιμοποιείται και στην περίπτωση αυτή για τον προσδιορισμό της φοράς διάτμησης.

Στα πετρώματα που χαρακτηρίζονται από φύλλωση οι σκιές παραμόρφωσης και οι θύσανοι παρυφών παραμόρφωσης, συνήθως συνδέονται με αυτό που στη βιβλιογραφία αναφέρεται ως strain cap (πηλίκιο? ή στέμμα? παραμόρφωσης) και το οποίο αντιπροσωπεύει (Εικ. 6.12) πεδία πλούσια σε μαρμαρυγίες ή δυσδιάλυτα ορυκτά όπου η κύρια φύλλωση αναπτύσσεται πολύ έντονα. Οι δομές αυτές αναπτύσσονται στις άλλες δύο πλευρές του αντικειμένου πυρήνα σε σχέση με αυτές της σκιάς της παραμόρφωσης.

Σημειώνεται ότι ο όρος σκιά παραμόρφωσης (strain shadow) υποδηλώνει ότι η καταπόνηση στην περιοχή της σκιάς είναι σχετικά μικρή, κάτι το οποίο δεν είναι απόλυτα σωστό. Στην πραγματικότητα οι σκιές και τα στέμματα παραμόρφωσης (strain shadows & strain caps) αποτελούν δομές όπου η κατανομή της παραμόρφωσης και η μεταβολή του όγκου γύρω από ένα αντικείμενο-πυρήνα είναι διαδικασίες σχετικά πολύπλοκες, η ακριβής φύση των οποίων είναι ακόμα άγνωστη.



Εικ. 6.12. Η γεωμετρία των σκιών παραμόρφωσης(strain shadows) και των στεμμάτων? παραμόρφωσης (strain caps) γύρω από ένα δύσκαμπτο αντικείμενο-πυρήνα (core object).

Οι συμπαγείς σκιές παραμόρφωσης μπορούν να δημιουργηθούν από την πλήρωση από μη ινώδη υλικά, από την ανακρυστάλλωση του ινώδους υλικού των παρυφών παραμόρφωσης ή από την ανακατανομή των φάσεων των ορυκτών σε αντίδραση στην μη-ομοιογενή παραμόρφωση γύρω από ένα αντικείμενο-πυρήνα. Στην Εικ. 6.13 παρουσιάζονται σχηματικά ορισμένα μοντέλα για την ανάπτυξη διαφορετικών τύπων σκιών παραμόρφωσης.



Εικ. 6.13. Σχηματική παρουσίαση της ανάπτυξης των τριών τύπων σκιών παραμόρφωσης, που εξαρτώνται από τη μεταβολή στην καταπόνηση και τον όγκο γύρω από το αντικείμενο-πυρήνα και σχηματικά δίνονται από την παραμόρφωση του τετραγώνου αναφοράς.



Εικ. 6.14. Μη ινώδεις (συμπαγείς) σκιές παραμόρφωσης, γύρω από ένα πορφυροβλάστη από γρανάτη σε μαρμαρυγιακό σχιστόλιθο. Η μετάβαση από το υλικό της σκιάς στο υλικό της κύριας φύλλωσης είναι προοδευτική. Στις αντίθετες πλευρές του κρυστάλλου παρατηρούνται τα στέμματα? (πηλίκια?) παραμόρφωσης (strain caps).

6.4 Мікро-boudinage (Microboudinage)

Το boudinage (επιτυχής όρος στα ελληνικά δεν υφίσταται, πιθανώς το δομές κόμβων ή κομβοποίηση αποδίδουν κάπως τον όρο), που επηρεάζει επιμήκεις κρυστάλλους ορυκτών, σε κλίμακα λεπτής τομής, αναφέρεται συνήθως ως microboudinage. Οι δομές που αναπτύσσονται στις περιοχές εκλέπτυνσης ή απομάκρυνσης, ανάμεσα στα boudins, παρουσιάζουν πολλές ομοιότητες με αυτές στις φλέβες και στις σκιές παραμόρφωσης.

Το microboudinage μπορεί να βοηθήσει στην αποσαφήνιση των μεταμορφικών συνθηκών κατά τη διάρκεια της παραμόρφωσης, λαμβάνοντας υπόψη τα ορυκτολογικά αθροίσματα που αναπτύσσονται στις περιοχές εκλέπτυνσης ή απομάκρυνσης ανάμεσα στα boudins. Σε ορισμένες περιπτώσεις ορισμένα από αυτά τα ορυκτά παρουσιάζουν ζωνώδη δομή και βοηθούν να εντοπισθούν οι μεταβολές στις μεταμορφικές συνθήκες κατά την προοδευτική παραμόρφωση.

Το microboudinage μπορεί επίσης να χρησιμοποιηθεί και ως μέτρο της παραμόρφωσης. Αν το συνολικό μήκος του "μπουντιναρισμένου" κρυστάλλου διαιρεθεί με το άθροισμα των επιμέρους boudins παίρνουμε μια ελάχιστη τιμή για το ποσό της έκτασης (stretching) κατά μήκος του μεγάλου άξονα του κρυστάλλου. Ο άξονας αυτός δεν ταυτίζεται κατ' ανάγκη με τη διεύθυνση του μέγιστου άξονα εφελκυσμού. Είναι επίσης δυνατό να χρησιμοποιηθεί το μέγεθος των επιμέρους boudins για να γίνουν υπολογισμοί για τις διαφορικές τάσεις (differential stress).



Εικ. 6.15. Microboudinage σε κρυστάλλους τουρμαλίνη σε χαλαζίτες. Το φαινόμενο του boudinage έχει συμβεί τόσο εγκάρσια όσο και παράλληλα στους επιμήκεις κρυστάλλους τουρμαλίνη (δομή γνωστή με το όνομα chocolate tablet boudinage). Το υλικό πλήρωσης των ανοιγμάτων ανάμεσα στα boudins είναι χαλαζίας, ο οποίος έχει παραμορφωθεί ζανά όπως φανερώνει η κυματοειδής κατάσβεση που παρουσιάζει.

6.5 Πορφυροβλάστες (Porphyroblasts)

Ένα πέτρωμα που παραμορφώνεται και μεταμορφώνεται υφίσταται διαρκείς μεταβολές στην ορυκτολογική του σύσταση αλλά και στον τεκτονικό ιστό του. Σχετικά μεγάλου μεγέθους κρύσταλλοι που αναπτύσσονται σε μια μικροκρυσταλλική κύρια μάζα είναι γνωστοί με το όνομα πορφυροβλάστες (porphyroblasts).

Οι δομές αυτές αποτελούν πηγή πληροφοριών για τις συνθήκες παραμόρφωσης και μεταμόρφωσης. Συνήθως περικλείουν εγκλείσματα, το σχήμα των οποίων μιμείται τον ιστό και τη δομή του πετρώματος (Εικ. 6.16), και τα οποία επιτρέπουν τον σχετικό χρονικό προσδιορισμό της ανάπτυξης των διαφόρων ορυκτών και άρα και των συνθηκών μεταμόρφωσης και παραμόρφωσης.

Στην Εικ. 6.17 παρουσιάζεται η συνήθως χρησιμοποιούμενη ορολογία για τους πορφυροβλάστες. Η εσωτερική δομή των προσανατολισμένων εγκλεισμάτων αντιπροσωπεύει την εσωτερική φύλλωση Si (από το S internal – εσωτερική φύλλωση S), οι εξωτερικές φυλλώσεις που περιβάλλουν τον πορφυροβλάστη Se (από το S external – εξωτερική φύλλωση S). Από τις εξωτερικές φυλλώσεις φυσικά η νεότερη θα αντιπροσωπεύει το πεδίο του σχισμού (cleavage domain) και η παλαιότερη το μικρολιθώνα (microlithon). Οι σκιές παραμόρφωσης (strain shadows) αναπτύσσονται εκατέρωθεν των πλευρών του πορφυροβλάστη που είναι περίπου εγκάρσιες στην εξωτερική σχιστότητα Se και τα στέμματα? παραμόρφωσης (strain cap) στις αντίθετες πλευρές όπου η Se είναι πολύ πιο έντονη. Το επίπεδο "ακρωτηριασμού" (truncation plane) αντιπροσωπεύει την επιφάνεια εκείνη μέσα στον πορφυροβλάστη όπου ένα πρότυπο εγκλεισμάτων με συγκεκριμένο προσανατολισμό διακόπτεται και "ακρωτηριάζεται" από ένα άλλο με διαφορετικό προσανατολισμό.



Εικ. 6.16. Εγκλείσματα σε πορφυροβλάστη (Al-πυριτικός πορφυροβλάστης σε κύρια μάζα πλούσια σε μαρμαρυγίες), που μιμούνται τον προσανατολισμό και τη δομή του υπόλοιπου πετρώματος.

Οι πορφυροβλάστες δεν είναι συνήθεις σε όλους τους τύπους των πετρωμάτων και σε όλες τις συνθήκες μεταμόρφωσης. Οι πιο συνήθεις είναι οι Al – πυριτικοί πορφυροβλάστες, όπως ο γρανάτης, ο βιοτίτης, ο σταυρόλιθος, ο χλωριτοειδής, ο ανδαλουσίτης κλπ. και α-ναπτύσσονται σε μεταπηλίτες που έχουν μεταμορφωθεί σε συνθήκες της άνω-πρασινοσχιστολιθικής έως αμφιβολιτικής φάσης. Ο γρανάτης, τα πλαγιόκλαστα, το επίδοτο και η κεροστίλβη σσχηματίζουν εντυπωσιακούς πορφυροιβλάστες στα μετα-βασικά πετρώματα.



Εικ. 6.17. Η συνήθως χρησιμοποιούμενη ορολογία στους πορφυροβλάστες.

Εκτός από τα εγκλείσματα που συνήθως περικλείουν, οι πορφυροβλάστες καταγράφουν τη μεταμορφική εξέλιξη από τον πυρήνα το μέχρι το όριό τους. Συνήθως είτε αναπτύσσεται μια ζώνωση κατά τη σταδιακή ανάπτυξή τους, είτε εγκλείσματα από διάφορα ορυκτά φανερώνουν P-T συνθήκες διαφορετικές από αυτές της κύριας μάζας.

Τα εγκλείσματα στους πορφυροβλάστες είναι συνήθη σε χαμηλού έως μέσου βαθμού μεταμόρφωσης πετρώματα και αντιπροσωπεύουν ορυκτά του πετρώματος που δεν συμμετέχουν στις αντιδράσεις για τη δημιουργία του πορφυροβλάστη, δεν μπορούν να απομακρυνθούν και εγκλείονται από τον πορφυροβλάστη σαν παθητικά εγκλείσματα (passive inclusions). Αν το πέτρωμα παρουσιάζει μια στρωμάτωση λόγω διαφορών στη σύσταση (compositional layering) ή ένα προτιμητέο προσανατολισμό των ορυκτών, αυτός ο ιστός μπορεί να παραμείνει αναλλοίωτος όταν τα ορυκτά εγκλείονται στον πορφυροβλάστη και έτσι προκύπτει ένα πρότυπο εγκλεισμάτων που μιμείται τον αρχικό ιστό. Με αυτό τον τρόπο ίχνη από μια ευθύγραμμη φύλλωση, αλλά και πιο πολύπλοκες δομές, όπως πτυχές ή πτυχοσχισμός, μπορούν να περικλείονται σε ένα πορφυροβλάστη.



Εικ. 6.18. Συχνά στους πορφυροβλάστες εγκλείονται παλαιότερες δομές από την τεκτονική εξέλιζη του πετρώματος (βλπ. κείμενο).

Στις Εικ. 6.18 και 6.19 παρουσιάζεται ένα τέτοιο παράδειγμα. Στην Εικ. 6.18a ένας πτυχοσχισμός S_2 αναπτύσσεται και επικαλύπτει μια παλαιότερη φύλλωση S_1 . Στην Εικ. 6.18b ένας πορφυροβλάστης αναπτύσσεται και το πρότυπο των εγκλεισμάτων μιμείται τον ιστό του πετρώματος. Στην Εικ. 6.18c η παραμόρφωση συνεχίζεται, πιθανά συνοδεύεται από ανακρυστάλλωση και ανάπτυξη ορυκτών, με αποτέλεσμα να καταστραφεί ο πτυχοσχισμός στην κύρια μάζα του πετρώματος και να αναπτυχθεί μια περισσότερο ή λιγότερο συνεχής φύλλωση S_2 . Δεν έχει απομείνει καμία δομή, εκτός από το πρότυπο των εγκλεισμάτων στον πορφυροβλάστη, που να καταγράφει την τεκτονική εξέλιξη του πετρώματος. Η Εικ. 6.19 αντιπροσωπεύει δομές τέτοιου τύπου, όπως αναγνωρίζονται στο μικροσκόπιο.

Αδιαφανή ορυκτά και χαλαζίας είναι τα πλέον συνήθη εγκλείσματα σε πορφυροβλάστες, αλλά και ζιρκόνιο, μονασίτης, απατίτης, ρουτίλιο, σφήνα και ορυκτά της οικογένειας των επιδότων είναι επίσης συχνά. Εγκλείσματα μαραμαρυγιών είναι σπάνια αλλά παρατηρούνται σε ορισμένους Al-πυριτικούς πορφυροβλάστες.



Εικ. 6.19. Πορφυροβλάστης σταυρολίθου σε μαρμαρυγιακό σχιστόλιθο που το πρότυπο των εγκλεισμάτων του έχει μιμηθεί ένα παλαιότερο πτυχοσχισμό (βλπ. κείμενο).

Μικροτεκτονικές έρευνες σε πορφυροβλάστες έχουν αποδείξει ότι τα εγκλείσματα περικλείονται στον πορφυροβλάστη με ένα παθητικό τρόπο και δεν μετακινούνται από την ανάπτυξή του. Επίσης οι εκτροπές της φύλλωσης (deflection of foliation) γύρω από τον πορφυροβλάστη είναι το αποτέλεσμα της παραμόρφωσης της κύριας μάζας γύρω από ένα δύσκαμπτο προϋπάρχον αντικείμενο και όχι, όπως παλαιότερα θεωρείτο, το αποτέλεσμα της μηχανικής μετακίνησης της φύλλωσης από την ανάπτυξη του πορφυροβλάστη. Σε σπάνιες μόνο περιπτώσεις έχει παρατηρηθεί μετακίνηση γραφίτη και λευκού μαρμαρυγία από την ανάπτυξη πορφυροβλαστών.

Όπως προαναφέρθηκε οι πορφυροβλάστες που περικλείουν ένα πρότυπο εγκλεισμάτων δίνουν πολλές πληροφορίες για την παραμόρφωση και τα μεταμορφικά γεγονότα των παλαιότερων σταδίων εξέλιξης του πετρώματος, καθώς και για τη σχετική ηλικία ανάπτυξης των ορυκτών σε σχέση με την παραμόρφωση. Συνήθως χρησιμοποιούνται οι όροι προ-, συν-, δια- και μετα-τεκτονικά ορυκτά (pre-, syn-, inter- και post-tectonic), που περιγράφουν τη χρονική σχέση ανάμεσα στην ανάπτυξη του πορφυροβλάστη και μιας ή δύο συγκεκριμένων φάσεων παραμόρφωσης, που, στην κύρια μάζα του πετρώματος που περιβάλλει τον πορφυροβλάστη, αντιπροσωπεύονται από μία φύλλωση ή πτύχωση (Εικ. 6.20 και 6.21).

Συνήθως χρησιμοποιούνται ειδικά σύμβολα για να δείξουν τη χρονική συσχέτιση ανάμεσα στην παραμόρφωση και τη μεταμόρφωση (βλπ. Εικ. 6.20 και 6.21), η ερμηνεία των οποίων δίνεται στην Εικ. 6.22.



Εικ. 6.20. Σχηματική αναπαράσταση προ-, δια-, συν- και μετα- τεκτονικών πορφυροβλαστών (βλπ. κείμενο). Επεξήγηση συμβόλων στον Πίνακα της Εικ. 6.22.



Εικ. 6.21. Παράδειγμα διαγράμματος σχετικής ηλικίας πορφυροβλαστών (βλπ. κείμενο). Επεζήγηση συμβόλων στον Πίνακα της Εικ. 6.22.

ΤΑ ΣΥΝΗΘΩΣ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΟΥΜΕΝΑ ΣΥΜΒΟΛΑ ΓΙΑ ΤΗ ΧΡΟΝΙΚΗ ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΑΝΑΜΕΣΑ ΣΤΟΥΣ ΠΟΡΦΥΡΟΒΛΑΣΤΕΣ ΚΑΙ ΤΗΝ ΚΥΡΙΑ ΜΑΖΑ ΠΟΥ ΤΟΥΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΕΙ	
Μετα-τεκτονική ανάπτυξη ορυκτού Ρ σε σχέση με τη φάση πα- ραμόρφωσης D _n	D _n < P
<i>Προ-τεκτονική</i> ανάπτυξη ορυκτού Ρ σε σχέση με τη φάση παρα- μόρφωσης D₁	P < D ₁
Συν-τεκτονική ανάπτυξη ορυκτού Ρ σε σχέση με τη φάση παρα- μόρφωσης D _n	D _n ⊃P
Συν- έως μετα-τεκτονική ανάπτυξη ορυκτού Ρ σε σχέση με τη φάση παραμόρφωσης D _n	D _n ≤P
Δια-τεκτονική ανάπτυξη ορυκτού Ρ ανάμεσα στις φάσεις παρα- μόρφωσης D _n και D _{n+1}	D _n < P < D _{n+1}
Ανάπτυξη του ορυκτού Ρ μετα-τεκτονικά της D _n και προ- έως <i>συν-τεκτονικά</i> της D _{n+1}	$D_n < P \le D_{n+1}$

Εικ. 6.22. Πίνακας με την ορολογία και τα σύμβολα που χρησιμοποιούνται για τη χρονική συσχέτιση ανάμεσα στους πορφυροβλάστες και την κύρια μάζα που τους περιβάλλει.

Στην Εικ. 6.20 το πάνω τμήμα του διαγράμματος (τμήμα A) αναφέρεται στην παραμόρφωση που προκαλείται είτε σε μονή φύλλωση είτε σε μια παλαιότερη φύλλωση, χωρίς πτύχωση. Το κάτω τμήμα (τμήμα B) αναφέρεται στην παραμόρφωση που οδηγεί σε μικροπτύχωση μιας παλαιότερης φύλλωσης. Οι προ-τεκτονικοί πορφυροβλάστες (Εικ. 6.20a&b) χαρακτηρίζονται από ισχυρή εκτροπή της φύλλωσης γύρω από τον πορφυροβλάστη καθώς και από τυχαία προσανατολισμένα εγκλείσματα.

Οι δια-τεκτονικοί πορφυροβλάστες (Εικ. 6.20c&d) αναπτύσσονται παθητικά πάνω από έναν ιστό, όταν έχει σταματήσει η παραμόρφωση και διατηρούν το προκύπτον πρότυπο των εγκλεισμάτων σε μια μεταγενέστερη παραμόρφωση. Ο προσανατολισμός των εγκλεισμάτων είναι συνήθως ευθύγραμμος, αλλά δεν αποκλείονται και πιο σύνθετες δομές. Δομές όπως των Εικ. 6.20c-2 και 6.20e-3, όπου η Se αποκλίνει σε αντίθετες κατευθύνσεις, είναι γνωστές με το όνομα millipede structures (βλπ. και Εικ. 6.26).

Οι συν-τεκτονικοί πορφυροβλάστες (Εικ. 6.20e&f) έχουν αναπτυχθεί κατά τη διάρκεια μιας φάσης παραμόρφωσης. Τα εγκλείσματα παρουσιάζουν συνήθως ένα πρότυπο με καμπύλα σχήματα, που βρίσκεται σε συνέχεια με τον τεκτονικό ιστό έξω από τον πορφυροβλάστη και συνήθως δίνουν ενδείξεις ότι έχουν τροποποιηθεί κατά τη διάρκεια της ανάπτυξής τους. Δομές όπως των Εικ. 6.20d-2 και 6.20f-4 είναι γνωστές με το όνομα πτυχές εκτροπής? (deflection-fold structure) (βλπ. και Εικ. 6.26). Η διάκριση των συν- και διατεκτονικών πορφυροβλαστών είναι συνήθως δύσκολη καθόσον και μεταβάσεις συμβαίνουν και οι διαφορές είναι δυσδιάκριτες (π.χ. οι δομές c-1 & e-1, c-3 & e-4, c-4 & f-1 της Εικ. 6.20).

Οι μετα-τεκτονικοί πορφυροβλάστες (Εικ. 6.20g&h) έχουν αναπτυχθεί μετά την παύση της παραμόρφωσης. Το πρότυπο των εγκλεισμάτων είναι πανομοιότυπο και σε συνέχεια με

τον εξωτερικό ιστό. Στην περίπτωση αυτή δεν αναπτύσσονται σκιές και στέμματα? της παραμόρφωσης (strain shadows and strain caps), αλλά ούτε και παρατηρείται εκτροπή της φύλλωσης γύρω από τον πορφυροβλάστη.



Εικ. 6.23. Προ-τεκτονικός πορφυροβλάστης κορδιερίτη σε κορδιεριτικόμαρμαρυγιακό σχιστόλιθο Τα εγκλείσματα έχουν τυχαίο προσανατολισμό και η παρατηρούμενη S₁, που εκτρέπεται γύρω από τον πορφυροβλάστη δημιουργήθηκε από μεταγενέστερη παραμόρφωση.



Εικ. 6.24. Δια-τεκτονικός πορφυροβλάστης βιοτίτη σε βιοτιτικό φυλλίτη. Η Si $(=S_1)$ παρουσιάζεται ευθύγραμμη και ο πορφυροβλάστης περιβάλλεται από ένα πτυχοσχισμό S₂. Αναπτύχθηκε μετά την D₁ (το πρότυπο της οποίας ακολούθησαν τα εγκλείσματά του) και πριν την D₂.



Εικ. 6.25. Συν-τεκτονικός πορφυροβλάστης γρανάτη σε γρανατιτικό-κυανιτικό σχιστόλιθο, που φανερώνει δεξιόστροφη περιστροφή κατά την ανάπτυξή του. Η Si και η Se βρίσκονται σε συνέχεια και η Se εκτρέπεται γύρω από τον πορφυρο-βλάστη. Μικρή ανάπτυξη σκιάς παραμόρφωσης εντοπίζεται κάτω-αριστερά.



Εικ. 6.26. Συν-τεκτονικός κρύσταλλος χλωριτοειδή. Η γεωμετρία των εγκλεισμάτων δείχνει καμπύλη μορφή που είναι συνεχόμενη με την εζωτερική φύλλωση και φανερώνει την ταυτόχρονη ανάπτυξη του κρυστάλλου με την μία μόνο φάση παραμόρφωσης που αναγνωρίζεται. Εξαίρεση αποτελεί το κεντρικό τμήμα του κρυστάλλου, όπου η απουσία εγκλεισμάτων αλλά και η απουσία σχισμού στις διπλανές σκιές παραμόρφωσης, φανερώνουν ότι ο πυρήνας του είναι προτεκτονικός.



Εικ. 6.27. Μετα-τεκτονικός πορφυροβλάστης χλωρίτη. Η φύλλωση είναι συνεχόμενη εσωτερικά και εξωτερικά του πορφυροβλάστη, η γεωμετρία της δεν εκτρέπεται όταν περιβάλλει τον κρύσταλλο και δεν παρατηρούνται σκιές παραμόρφωσης.

Στην Εικ. 6.21 δίνεται ένα παράδειγμα διαγράμματος σχετικής ηλικίας, όπως αυτό έχει προκύψει από την εξέταση λεπτής τομής σε μαρμαρυγιακό σχιστόλιθο. Ο χλωρίτης είναι προ-τεκτονικός της D₁. Ο γρανάτης είναι δια-τεκτονικός, ανάμεσα στην D₁ και D₂. Ο σταυρόλιθος είναι προ- έως συν-τεκτονικός της D₂. Ο βιοτίτης έχει δύο φάσεις ανάπτυξης, μία συν-τεκτονική της D₁ και μία συν- έως μετα-τεκτονική της D₂. Ο αλβίτης είναι μετα-τεκτονικός της D₂.

Στην Εικ. 6.28 δίνονται ορισμένα στοιχεία για τις δομές millipede και deflection-fold structure, που είναι συχνές σε ορισμένους δια- και συν-τεκτονικούς πορφυροβλάστες. Και οι δύο περιπτώσεις είναι το αποτέλεσμα της απόκλισης της φύλλωσης Se γύρω από ένα δύσκαμπτο πορφυροβλάστη. Στην πρώτη περίπτωση η απόκλιση γίνεται προς αντίθετες κατευθύνσεις και στη δεύτερη με ισοκλινή πτύχωση. Στην Εικ. 6.28c παρουσιάζεται η ανάπτυξη millipede structure από ομοαξονική επιπέδωση? (έκταση?) (coaxial flattening) και στην Εικ. 6.28d τρεις εναλλακτικοί τρόποι ανάπτυξης πτυχών εκτροπής (deflection-fold structures).

Σημειώνεται επίσης ότι στη βιβλιογραφία αναφέρονται πολλές περιπτώσεις "προβληματικών" δομών με πορφυροβλάστες, που αποκλίνουν από την εικόνα που δόθηκε μέχρι τώρα, όπως:

i) Πορφυροβλάστες χωρίς εγκλείσματα. Η απουσία εγκλεισμάτων στους πορφυροβλάστες κάνει δύσκολη έως αδύνατη τη χρονολόγηση της ανάπτυξής τους σε σχέση με την παραμόρφωση. Η σχετική ηλικία μπορεί μόνο σε ορισμένες περιπτώσεις να προσδιορισθεί (και αυτό με μεγάλη επιφύλαξη) από την πυκνότητα της απόκλισης της Se και από την παρουσία σκιών παραμόρφωσης (Εικ. 6.29). Μόνο η διάκριση των μετα-τεκτονικών πορφυροβλαστών είναι σχετικά εύκολη. Η διάκριση των υπολοίπων κατηγορών είναι αδύνατη, αλ-

λά μπορούν να διακριθούν από τους μετα-τεκτονικούς από την παρουσία δομών εσωτερικής παραμόρφωσης, όπως η κυματοειδής κατάσβεση.



Εικ. 6.28. Δομές millipede και deflection-fold structure (πτυχές εκτροπής?), που είναι συχνές σε δια- και μετα-τεκτονικούς πορφυροβλάστες, και οι τρόποι δημιουργίας τους.

ii) Σχήμα και μέγεθος εγκλεισμάτων και κόκκων κύριας μάζας. Όταν ο πορφυροβλάστης περικλείει έναν ιστό ο οποίος δεν παραμορφώνεται στη συνέχεια, το σχήμα και το μέγεθος των εγκλεισμάτων διαφέρει ελάχιστα από αυτό των κόκκων της κύριας μάζας. Σε περίπτωση όμως που ακολουθήσει στατική ή δυναμική ανακρυστάλλωση οι κόκκοι της κύριας μάζας θα γίνουν μεγαλύτεροι ή μικρότεροι αντίστοιχα (Εικ. 6.30).

iii) Ψεύδο-εγκλείσματα. Ορισμένες δομές σε πορφυροβλάστες θυμίζουν πρότυπα παθητικών εγκλεισμάτων, έχουν όμως σχηματισθεί με διαφορετικό τρόπο. Π.χ. οι ινώδεις κρύσταλλοι ρουτιλίου σε βιοτίτη που συνήθως δεν έχουν σαφή προτιμητέο προσανατολισμό, ή εξαλλοιώσεις και απομίξεις (exsolution) κατά μήκος συγκεκριμένων κρυσταλλογραφικών αξόνων, αποτελούν δομές που δύσκολα διακρίνονται από τα εγκλείσματα. Στις περιπτώσεις αυτές η σύσταση και ο προσανατολισμός μόνο παράλληλα με συγκεκριμένους κρυσταλλογραφικούς άξονες αποτελούν ενδείξεις για τη διάκριση από τα παθητικά εγκλείσματα.

iv) Μιμητική ανάπτυξη. Σε ορισμένες περιπτώσεις πορφυροβλάστες από ένα ορυκτό μπορεί να αντικατασταθούν από ένα άλλο το οποίο μιμείται το πρότυπο των εγκλεισμάτων αλλά και τις αποκλίσεις της φύλλωσης γύρω από τον πορφυροβλάστη.



Εικ. 6.29. Σχηματική αναπαράσταση ανάπτυζης πορφυροβλαστών που χαρακτηρίζονται από την έλλειψη εγκλεισμάτων.

ν) Παραμορφωμένοι πορφυροβλάστες. Οι σχέσεις που παρουσιάσθηκαν στην Εικ. 6.20 αναγνωρίζονται ακόμα και αν οι πορφυροβλάστες παρουσιάζουν ενδείξεις ενδοκρυσταλλικής παραμόρφωσης όπως κυματοειδής κατάσβεση, σχηματισμός υποκόκκων και μικρoboudinage.

vi) Μη προσδιορίσιμη σχετική ηλικία εγκλεισμάτων και πορφυροβλάστη. Στις περισσότερες περιπτώσεις που αφορούν παθητικά εγκλείσματα είναι δυνατόν να προσδιορισθεί η σχετική ηλικία παραμόρφωσης και ανάπτυξης του πορφυροβλάστη, χρειάζεται όμως προσοχή στις περιπτώσεις εκείνες που είναι δύσκολο να προσδιορισθεί η σχετική ηλικία ανάπτυξης ανάμεσα στα εγκλείσματα και τον πορφυροβλάστη που τα φιλοξενεί.

vi) Μη συνεχείς Se και Si. Στις περιπτώσεις που οι Se και Si δεν είναι συνεχόμενες, πρέπει να υπάρχει παραμόρφωση μεταγενέστερη της ανάπτυξης του πορφυροβλάστη. Δεν πρέπει βέβαια να ταυτίζεται σε κάθε περίπτωση η Si με μια παλαιότερη παραμόρφωση, δεδομένου ότι μπορεί αυτή να αντιπροσωπεύει ένα παλαιότερο στάδιο στην προοδευτική ανάπτυξη της Se (Εικ. 6.31).



Εικ. 6.30. Διαφορές στο μέγεθος και το σχήμα των εγκλεισμάτων και των ορυκτών της κύριας μάζας μπορεί να προκύψουν σε περίπτωση στατικής (b) ή δυναμικής (c) ανακρυστάλλωσης.



Εικ. 6.31. Όταν οι Si και Se δεν είναι συνεχόμενες μπορεί να αντιπροσωπεύουν είτε δύο φυλλώσεις(σχήμα αριστερά), είτε διαφορετικά στάδια εξέλιξης της ίδιας φύλλωσης (σχήμα δεξιά).

vi) Περιστροφή πορφυροβλαστών. Δύσκαμπτα αντικείμενα σε μια κύρια μάζα που παραμορφώνεται, κάτω από ορισμένες προϋποθέσεις περιστρέφονται σύμφωνα με τον στιγμιαίο άξονα έκτασης (instantaneous stretching axis) της τεκτονικής ροής. Αυτό συμβαίνει σε επιμήκη αντικείμενα που είναι προσανατολισμένα σε πλάγια θέση με τον άξονα της βράχυνσης στην ομοαξονική προοδευτική παραμόρφωση και σε ομοδιάστατα ή ορισμένα επιμήκη αντικείμενα στην μη-ομοαξονική προοδευτική παραμόρφωση. Στα ομοδιάστατα αντικείμενα διακρίνονται δύο τύποι: αυτός με ευθύγραμμη Si (oblique-Si porphyroblast – λοξής-Si πορφυροβλάστης) και αυτός με καμπυλωμένη ή σπειροειδή Si (spiral-Si porphyroblast – σπειροειδούς-Si πορφυροβλάστης). Οι πορφυροβλάστες αυτοί είναι συνήθως διατεκτοικοί ή συν-τεκτονικοί. Οι λοξής-Si πορφυροβλάστες, με ευθύγραμμη Si και λοξή ως προς την Se, σύμφωνα με το σχήμα της Εικ. 6.32, μπορούν να σχηματισθούν από: α) δεξιόστροφη περιστροφή του πορφυροβλάστη σύμφωνα με μια λιγότερο περιστρεφόμενη φύλλωση σε πεδίο δεξιόστροφης μη-ομοαξονικής ροής (Εικ. 6.32b), β) περιστροφή της φύλλωσης γύρω από έναν ακίνητο πορφυροβλάστη σε πεδίο ομοαξονικής ροής (Εικ. 6.32c), γ) αριστερόστροφη περιστροφή της φύλλωσης σε σχέση με έναν ακίνητο πορφυροβλάστη σε πεδίο αριστερόστροφης μη-ομοαξονικής ροής (Εικ. 6.32d).



Εικ. 6.32. Δημιουργία oblique-Si πορφυροβλάστη σε διαφορετικά πεδία τεκτονικής ροής.

Οι σπειρωειδούς-Si πορφυροβλάστες είναι σχετικά συνήθεις σε γρανάτες, σταυρόλιθο, αλβίτη και άλλα ορυκτά. Όμως εντυπωσιακές σπείρες της Si, με περιστροφή που φθάνει τις 180⁰, είναι γνωστές σε γρανάτες με το όνομα δομές χιονόμπαλας (snowball structures). Οι δομές αυτές είναι συνήθως συν-τεκτονικές και προέρχονται από την περιστροφή του πορφυροβλάστη σε σχέση με την Se.



Εικ. 6.33. Oblique-Si πορφυροβλάστης γρανάτη σε μαρμαρυγιακό σχιστόλιθο που δείχνει 90^{0} αριστερόστροφη περιστροφή σε σχέση με την Se.



Εικ. 6.34. Συντεκτονικός spiral-Si πορφυροβλάστης γρανάτη σε μαρμαρυγιακό σχιστόλιθο.

Επισημαίνεται ότι οι δομές αυτές είναι αρκετά ιδιόμορφες και υπάρχουν πολλές ενστάσεις από πολλούς ερευνητές για τον τρόπο δημιουργίας τους και έτσι η κάθε περίπτωση πρέπει να εξετάζεται χωριστά, ώστε να πλησιάζει κανείς, όσο το δυνατόν, στην αληθινή ερμηνεία, που δίνει με μεγαλύτερη προσέγγιση και την τεκτονομεταμορφική εξέλιξη του πετρώματος.

6.6 Αναπαράσταση της Τεκτονο-Μεταμορφικής Εξέλιξης

Η σχέση ανάμεσα στους πορφυροβλάστες και την κύρια μάζα μπορεί να βοηθήσει στη διαλεύκανση της τεκτονο-μεταμορφικής εξέλιξης μιας περιοχής. Η Εικ. 6.35 παρουσιάζει σχηματικά μια τέτοια εξέλιξη στο χώρο και το χρόνο και απεικονίζει τις διαφορετικές σχέσεις που αναμένονται ανάμεσα στην ανάπτυξη των ορυκτών και την παραμόρφωση. Οι ακόλουθες ενέργειες θα μπορούσαν να γίνουν σε μια περιοχή με "ιστορία" όπως αυτή της Εικ. 6.35.

- Προσδιορισμός σε κάθε εμφάνιση ή τεκτονικό πεδίο (Εικ. 6.35α-ε) της ακολουθίας των παραμορφωτικών φάσεων που μπορούν να αναγνωρισθούν σε λεπτές τομές από τις σχέσεις επικάλυψης (βλπ. κεφάλαιο 4). Οι φάσεις πρέπει να καθορισθούν ορθά, όπως για παράδειγμα "η φάση που είναι υπεύθυνη για τη δημιουργία σχιστότητας, ...για τη δημιουργία πτυχοσχισμού, ...για τη σχετική περιστροφή των πορφυροβλαστών, ...για τη δημιουργία λοξοζωνικών πτυχών (kink-bands) κλπ." Οι φάσεις μπορούν να κωδικοποιηθούν ως D₁, D₂, D₃ κλπ., αν τα στοιχεία υπαίθρου δείχνουν ότι δεν υπάρχει παλαιότερη παραμορφωτική φάση, και αν όχι ως D_n, D_{n+1}, D_{n+2} κλπ.
- Προβολή των παραμορφωτικών φάσεων σε έναν οριζόντιο άξονα που θα περιλαμβάνει τη σχετική χρονική ακολουθία, αφήνοντας λίγο χώρο καινό ανάμεσα για πιθανή διατεκτονική ανάπτυξη ορυκτών, εκτός και αν υπάρχουν ενδείξεις για το αντίθετο (Εικ. 6.21 και 6.36a).
- Προσδιορισμός της περιόδου ανάπτυξης για κάθε ορυκτό και προβολή του με οριζόντιες ράβδους (διακεκομμένες στην περίπτωση που υπάρχει αβεβαιότητα, Εικ. 6.21 και 6.36a). Μπορούν να χρησιμοποιηθούν ειδικά σύμβολα που θα δείχνουν την περίοδο της κύριας ανάπτυξης του ορυκτού (Εικ. 6.21).
- 4. Οι όροι προ-, συν- και μετα-τεκτονικός, πρέπει να αποδίδονται ακριβώς και πάντα σε σχέση με κάποια συγκεκριμένη παραμορφωτική φάση. Π.χ. στις Εικ. 6.35c και 6.36, το ορυκτό C από την περιοχή ε αναπτύσσεται συν- έως μετα-τεκτονικά με την D₂ και προτεκτονικά για την D₃.
- 5. Χρησιμοποίηση των δεδομένων υπαίθρου και των γεωμετρικών σχέσεων για συσχετισμό των παραμορφωτικών φάσεων από διαφορετικές λεπτές τομές και περιοχές δειγματοληψίας (Εικ. 6.36b).

Εστιάζοντας την προσοχή μας στο σχήμα της Εικ. 6.35, στο (a) παρουσιάζονται τα τρία στάδια εξέλιξης ενός συμπλέγματος ζώνης καταβύθισης σε ένα ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο που καταλήγει σε σύγκρουση τεκτονο-στρωματογραφικών πεδίων (terrane collision). Πέντε περιοχές δειγματοληψίας (α-ε) φαίνονται στα σχήματα, που σταδιακά εμπλέκονται σε διαδοχικές παραμορφωτικές φάσεις και μεταμορφικά γεγονότα. Το γ αναπαριστά μια βασική διείσδυση.

σελ. 126



Εικ. 6.35. Σχηματική τεκτονο-μεταμορφική εξέλιζη μιας περιοχής (βλπ. κείμενο).



Εικ. 6.36. Διάγραμμα που απεικονίζει τον τρόπο με τον οποίο τα δεδομένα από τη χρονική συσχέτιση των ορυκτών με τις παραμορφωτικές φάσεις χρησιμοποιούνται για την τεκτονο-μεταμορφική αναπαράσταση. Το διάγραμμα αυτό βασίζεται στην υποθετική εξέλιζη που αναλυτικά δίνεται στην προηγούμενη εικόνα.

Στο (b) παρουσιάζονται τα διαγράμματα που δείχνουν τις σχέσεις ανάμεσα στην ανάπτυξη των πορφυροβλαστών (περιοχές με κόκκινο χρώμα, ορυκτά A-G) και την παραμόρφωση (περιοχές με κίτρινο χρώμα, φάσεις παραμόρφωσης D₁-D₄) στο χώρο και το χρόνο. Η ακολουθία των γεγονότων αρχίζει με ιζηματογένεση (κίτρινη γραμμή στα αριστερά) και συνεχίζεται με τη διαγενετική συμπύκνωση (περιοχές με θαλασσί χρώμα). Οι φάσεις παραμόρφωσης ραμόρφωσης επιδρούν σε όλο το χώρο, με εξαίρεση κατά μήκος μεγάλων ρηξιγενών ζωνών, όπως τα όρια των τεκτονο-στρωματογραφικών πεδίων. Μπορεί να είναι διαχρονικές και ακόμα να ενώνονται στο χώρο (π.χ. D₁ και D₂).

Η D₁ για το α αντιπροσωπεύει μια αρχική παραμόρφωση που συνδέεται με τη γένεση αυτού του τεκτονο-στρωματογραφικού πεδίου. Η D₁ για τα β-ε αντανακλά την κίνηση της υποβύθισης και ως εκ τούτου είναι διαχρονική. Η D₂ για τα δ και ε αντιπροσωπεύει όλκιμη επώθηση (ductile obduction) ή οπισθο-επώθηση (backthrusting), ανάλογα με το σχήμα του ηπειρωτικού περιθωρίου. Η άφιξη του τεκτονο-στρωματογραφικού πεδίου προκαλεί εκ νέου παραμόρφωση που μεταδίδεται από την περιοχή της σύγκρουσης (collision) προς τα εξωτερικότερα τμήματα. Η φάση αυτή είναι η D₂ για τις θέσεις α-γ και η D₃ για τις δ και ε. Τέλος η D₃ για τις θέσεις α-γ και η D₄ για τις δ και ε αντανακλούν την κατάρρευση του ορογενούς και την συνδεόμενη με αυτό άνοδο.

Η μεταμορφική εξέλιξη παρουσιάζεται με ένα απλοποιημένο τρόπο, σύμφωνα με την ανά πτυξη συγκεκριμένων, χαρακτηριστικών για τις συνθήκες P/T, ορυκτών και όχι όλων των παραγενέσεων. Η ανάπτυξη αυτή μπορεί να είναι διαχρονική αλλά μπορεί να είναι και μη συνεχής στις μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες και τις λιθολογικές επαφές. Το A είναι ένα HT/LP ορυκτό που σχετίζεται με τη δραστηριότητα του τόξου. Το B είναι ένα HP/LT ορυκτό που σχετίζεται με την υποβύθιση. Το C μπορεί να είναι ένα medium P/T ορυκτό και το D ένα ορυκτό ανάδρομης μεταμόρφωσης. Τα ορυκτά E, F και G φανερώνουν μια ίδια "ιστορία" για τη βασικού χαρακτήρα διείσδυση, με ελαφρά διαφοροποίηση στις περιόδους ανάπτυξης των ορυκτών.

Στο (c) παρουσιάζεται η ακολουθία των γεγονότων για τη θέση ε, ως ένα παράδειγμα της ορολογίας που χρησιμοποιείται. Το διάγραμμα αυτό δείχνει επίσης πολύ καλά το πώς η τεκτονική ανάλυση και η ανάλυση των μεταμορφικών γεγονότων από συγκεκριμένα δείγματα, βοηθά να διαλευκάνουμε την τεκτονική εξέλιξη μιας περιοχής.

Στη συνέχεια εστιάζοντας την προσοχή μας στο σχήμα της Εικ. 6.36, στη στήλη a παρουσιάζεται η σχετική ηλικία ανάπτυξης των ορυκτών σε σχέση με τις φάσεις παραμόρφωσης για τις θέσεις α-ε, η οποία έχει προβληθεί σε ένα διάγραμμα όπου στον ένα άξονα είναι τα ορυκτά και στον άλλο ο χρόνος. Επισημαίνεται ότι αφήνεται χώρος ανάμεσα στις φάσεις για να καλυφθούν οι περιπτώσεις της δια-τεκτονικής ανάπτυξης. Μόνο για τη θέση β οι D₁ και D₂ είναι συνεχόμενες, όπως πιθανά φαίνεται από τα εγκλείσματα στο ορυκτό Β. Κωδικοποίηση για τα ορυκτά A-G, σε σχέση με τις φάσεις παραμόρφωσης μπορεί να γίνει, όπως φαίνεται στο ίδιο σχήμα.

Αν υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα υπαίθρου, τα σχήματα της στήλης a μπορούν να συνδυασθούν σε ένα διάγραμμα όπως αυτό της στήλης b στην ίδια εικόνα. Συγκρίνοντας το διάγραμμα αυτό με αυτό της Εικ. 6.35b, γίνεται φανερό ότι μόνο μια υποτυπώδης αναπαράσταση είναι δυνατή, εκτός και αν αναλυθούν πολύ περισσότερα δείγματα και προστεθούν στο διάγραμμα νέα δεδομένα από ηλικίες. Όπως και να έχει όμως, η βασική τεκτονομεταμορφική ιστορία της Εικ. 6.35b περιλαμβάνεται στο διάγραμμα της Εικ. 6.36b.

Δειγματοληψία και κατασκευή Λεπτών Τομών

7.1 Γενικά

Στο κεφάλαιο αυτό θα αναφερθούν ορισμένα "μυστικά" που αφορούν στην επιλογή της θέσης και τον τρόπο δειγματοληψίας στην ύπαιθρο, στην προετοιμασία των δειγμάτων, στην κατασκευή λεπτών τομών και σε ορισμένα προβλήματα που παρουσιάζονται στην κατανόηση και ερμηνεία των δομών στις τρεις διαστάσεις από την παρατήρηση στις δύο διαστάσεις (τομές).

7.2 Δειγματοληψία στην ὑπαιθρο

Τα βασικά στοιχεία για τη δειγματοληψία στην ύπαιθρο είναι τα ακόλουθα:

- Η επιλογή της θέσης και του δείγματος στην ύπαιθρο πρέπει να γίνεται ανάλογα με το αντικείμενο ενδιαφέροντος αλλά και με τη μέθοδο ανάλυσης και εξέτασης που πρόκειται να ακολουθήσουμε.
- Πρέπει να υπάρχει μια καλή εικόνα της δομής στην περιοχή ώστε η επιλογή θέσης και δείγματος να είναι συνειδητή. Καλό θα είναι οι δομές αλλά και η λιθολογία να αναγνωρίζονται πρώτα στην ύπαιθρο και μετά να ακολουθεί η δειγματοληψία, ώστε στο εργαστήριο "να γνωρίζουμε τι κόβουμε".
- Τα δείγματα πρέπει να συλλέγονται προσανατολισμένα και αυτό πρέπει επίσης να γίνεται με μεγάλη προσοχή, δεδομένου ότι κάποιο λάθος θα δημιουργήσει πολλά προβλήματα (π.χ. στο κρίσιμο ερώτημα της φοράς διάτμησης).
- Φωτογραφίες και σκίτσα από τη θέση δειγματοληψίας, από το ίδιο το δείγμα, από τα στοιχεία που έχουν καταγραφεί πάνω στο δείγμα (αρίθμηση, προσανατολισμός κλπ.) κρίνονται απαραίτητα σε κάθε περίπτωση.
- Οι πιο κατάλληλες λιθολογίες για προσδιορισμό PTt path είναι οι πηλίτες και οι μεταβασίτες.
- Τα πηλιτικά πετρώματα αναπτύσσουν φυλλώσεις που δεν καταστρέφονται εύκολα από τις επόμενες παραμορφωτικές φάσεις. Οι μεταβασίτες αντίθετα δεν δίνουν συνήθως δομές και στοιχεία για τις παραμορφωτικές φάσεις. Το ίδιο και τα μάρμαρα, δεδομένου ότι ο ασβεστίτης ανακρυσταλλώνεται ακόμα και σε πολύ μικρές θερμοκρασίες.

- Τα δείγματα πρέπει να λαμβάνονται πάντα σε σχέση με τις μεγαλύτερης κλίμακας δομές, που είναι γνωστή η σχετική χρονική ακολουθία τους.
- Αν υπάρχουν περισσότερες από μία φάσεις παραμόρφωσης, θα πρέπει να υπάρχουν δείγματα από όλες τις φυλλώσεις που χαρακτηρίζουν κάθε φάση.
- Δείγματα με επικαλυπτόμενες δομές μπορεί σε ορισμένες περιπτώσεις να είναι πολύ χρήσιμα.
- Σε δειγματοληψία από μεγάλη πτυχή πρέπει να σημειώνεται το σκέλος της πτυχής απ' όπου πάρθηκε το δείγμα.
- Τα δείγματα σε ζώνες διάτμησης πρέπει να παίρνονται από τη ζώνη που έχει την υψηλότερη καταπόνηση.
- Αν πρέπει να πάρουμε δείγματα για προσδιορισμό φοράς διάτμησης πρέπει να έχουμε βεβαιωθεί ότι στο σημείο λήψης του δείγματος υπάρχουν οι κατάλληλες δομές, ο τύπος των οποίων εξαρτάται από τη λιθολογία.
- Δειγματοληψία δεν κάνουμε μόνο από αυτό που φαίνεται "κύριο", "ιδιόμορφο" και "εξαιρετικό", αλλά και από αυτό που φαίνεται συνηθισμένο, αφού συχνά μπορεί να περιλαμβάνει την πληροφορία που μας λείπει.
- Ανάλογα με το μέγεθος των δομών, μπορεί να χρειασθούν περισσότερες από μία λεπτές τομές για να τις μελετήσουμε. Ή μπορεί να χρειασθεί η κατασκευή μεγάλου μεγέθους λεπτής τομής.

7.3 Κατασκευή Λεπτών Τομών

Στην Εικ. 7.1 παρουσιάζεται η μέθοδος λήψης προσανατολισμένων δειγμάτων στην ύπαιθρο και κατασκευής προσανατολισμένων λεπτών τομών για εξέταση στο μικροσκόπιο. Το σύμβολο της παράταξης και της φοράς μέγιστης κλίσης, που συνοδεύεται από την τιμή της φοράς (από 0^0 -360⁰) και την τιμή της μέγιστης κλίσης (από 0^0 -90⁰), σημειώνονται σε μία επιφάνεια του δείγματος. Χρησιμοποιείται επιπλέον ένα σύμβολο (π.χ. σταυρός ή βέλος) που δείχνει αν η επιφάνεια που σημειώθηκε βρίσκεται στην πάνω ή στην κάτω μεριά του δείγματος. Μπορούμε να σημειώσουμε επικουρικά μία ακόμα επιφάνεια για λόγους ασφαλείας (Εικ. 7.1a,b).

Επισημαίνεται ότι η επιφάνεια που θα μετρηθεί με την πυξίδα και θα σημειωθεί το σύμβολο και οι τιμές της κλίσης, είναι καλό να μην είναι τυχαία αλλά να είναι η φύλλωση, κινηματικά στοιχεία της οποίας ενδιαφερόμαστε να μελετήσουμε. Καλό είναι επίσης πάνω στο δείγμα να μετρείται και να σημειώνεται και η γράμμωση έκτασης (Εικ. 7.1b). Αν βέβαια υπάρχει μια οποιαδήποτε επιφάνεια του δείγματος μετρημένη και σωστά σημειωμένη, τότε στο εργαστήριο μπορούν να μετρηθούν και οι υπόλοιπες δομές (φύλλωση, γράμμωση κλπ.). Είναι όμως πιο δύσκολο απ' ότι αν μετρηθούν στην ύπαιθρο στην πραγματική τους θέση, πριν πάρουμε το δείγμα.

Παίρνοντας τώρα το δείγμα στο εργαστήριο, κόβουμε με τον ειδικό τροχό κοπής ένα κομμάτι από το δείγμα (Εικ. 7.1c). Η κοπή γίνεται συνήθως παράλληλα με την γράμμωση έκτασης (και σχετικά κάθετα στη φύλλωση). Η κοπή αφήνει δύο επιφάνειες, κατοπτρικά όμοιες. Η μία βρίσκεται στο κομμάτι που κόψαμε και η άλλη στο υπόλοιπο δείγμα. Και στις δύο αυτές επιφάνειες σημειώνουμε ένα βέλος με μονό τόξο, στην πάνω μεριά της το-



μής, παράλληλο στην γράμμωση έκτασης. Κάνουμε επίσης με τον τροχό μια σχισμή στο πάνω μέρος του κομματιού που κόψαμε, κάθετη στη γράμμωση.

Εικ. 7.1. Η διαδικασία λήψης προσανατολισμένου δείγματος και κατασκευής προσανατολισμένης λεπτής τομής.

Κολλάμε τώρα το γυαλί του παρασκευάσματος πάνω στην επιφάνεια του κομματιού που κόψαμε, προσέχοντας ώστε το ίχνος από τη σχισμή αλλά και το βέλος που έχει σημειωθεί να είναι μέσα στο πλαίσιο του γυαλιού. Σημειώνουμε ένα ίδιο βέλος στην ίδια μεριά και με την ίδια αφορά πάνω στο γυαλί (Εικ. 7.1d). Χρειάζεται μεγάλη προσοχή για να μη χαθούν τα σύμβολα προσανατολισμού που έχουν σημειωθεί σε όλη τη διαδικασία.

Ολοκληρώνουμε τη λεπτή τομή, προσδιορίζουμε τα κινηματικά στοιχεία (Εικ. 7.1e), τα οποία μέσα από το δείγμα μπορούμε να ανάγουμε στην εμφάνιση στο ύπαιθρο απ' όπου τα πήραμε. Για το συγκεκριμένο παράδειγμα έχω κίνηση προς τα ΝΕ.

Ορισμένα άλλα στοιχεία που αφορούν στην επιλογή του προσανατολισμού των λεπτών τομών, συνοψίζονται στα ακόλουθα:

- Στη μη-ομοαξονική παραμόρφωση που δίνει δομές με μονοκλινική συμμετρία, τομές κάθετες στη σχιστότητα και παράλληλες στη γράμμωση θα δώσουν το μεγαλύτερο ποσό πληροφοριών.
- Στην περίπτωση που υπάρχουν πτυχές με άξονες παράλληλους στη γράμμωση έκτασης, χρειάζονται τομές κάθετες στον άξονα των πτυχών, ώστε να μελετηθούν οι πτυχές αυτές.
- Στην περίπτωση του πτυχοσχισμού, όσο η γωνία της τομής με τον άξονα της μικροπτύχωσης πλησιάζει τις 90⁰, τόσο περισσότερες πληροφορίες θα ληφθούν.

- Αν υπάρχουν δύο διατεμνόμενες φυλλώσεις η πιο κατάλληλη τομή είναι αυτή που είναι κάθετη στη γράμμωση διατομής τους.
- Στην περίπτωση πορφυροβλαστών με εγκλείσματα, πρέπει να γίνουν τομές σε διάφορες διευθύνσεις (π.χ. τομές κάθετες ή παράλληλες στη γράμμωση), ανάλογα με το αν υπάρ- χουν γραμμώσεις, το είδος τους και την παραμορφωτική φάση που αυτές ανήκουν. Συ- χνά χρειάζεται να γίνουν τομές παράλληλες στη φύλλωση ώστε να αποσαφηνισθεί ποιας διεύθυνσης τομή κάθετη στη φύλλωση είναι η πιο κατάλληλη. Στην περίπτωση που η εσωτερική δομή των πορφυροκλαστών δεν είναι σαφής και δεν υπάρχουν γραμμώσεις, χρειάζεται να γίνουν τομές σε πολλές διευθύνσεις.

7.4 Η Γεωμετρία στις Λεπτές Τομές και το Πρόβλημα των Τριών Διαστάσεων

Οι λεπτές τομές αντιπροσωπεύουν τομές σύνθετων δομών που αναπτύσσονται στις τρεις διαστάσεις και ως εκ τούτου δεν μπορούν πάντα να τις αναπαραστήσουν σωστά. Στην Εικ. 7.2 φαίνεται πως διαφορετικές τομές σε τεκτονικές δομές δίνουν και διαφορετικά αποτελέσματα σε ότι αφορά στα γεωμετρικά χαρακτηριστικά των δομών αυτών.



Εικ. 7.2, συνέχεια στην επόμενη σελίδα 🔿



Εικ. 7.2, συνέχεια στην επόμενη σελίδα 🗲



Εικ. 7.2. Η σχέση ανάμεσα στη γεωμετρία των τεκτονικών δομών σε τρεις διαστάσεις και στη γεωμετρία που συνήθως παρατηρούμε στις λεπτές τομές.

Έτσι λοιπόν το μέγεθος και το σχήμα των κρυστάλλων των ορυκτών, το σχήμα των εγκλεισμάτων, το σχήμα κυλινδρικών αντικειμένων, η μορφή και το σχήμα sheath folds, το πάχος ενός στρωματιδίου, η γωνία των σκελών μη-κυλινδρικών πτυχών, διδυμίες και σχισμοί κρυστάλλων, γραμμώσεις φυλλωδών ορυκτών, η επαφή κρυστάλλων διαφορετικών φάσεων και το σχήμα πολύπλοκων ορίων κρυστάλλων αποτελούν ορισμένα μόνο από τα στοιχεία που εξαρτώνται άμεσα από τον προσανατολισμό της λεπτής τομής.

8. Ασκήσεις

8.1 Γενικά

Στο κεφάλαιο αυτό θα δοθούν ορισμένες ασκήσεις, που θα βοηθήσουν τους ενδιαφερόμενους να κατανοήσουν και να εμπεδώσουν την ύλη που παρουσιάστηκε στα προηγούμενα κεφάλαια. Επισημαίνεται ότι η καλύτερη πρακτική άσκηση είναι η εργασία στην ύπαιθρο όπου κάποιος μπορεί να συμμετέχει σε όλη τη διαδικασία από την αναγνώριση των λιθολογικών τύπων και των μικροδομών, την επιλογή της θέσης, τον τρόπο δειγματοληψίας και τις επιτόπου μετρήσεις και παρατηρήσεις μέχρι την κατασκευή των λεπτών τομών και τη μελέτη στο μικροσκόπιο. Παρόλα αυτά όμως, οι ασκήσεις αυτές, που στο σύνολό τους περιλαμβάνουν πολλές εικόνες και φωτογραφίες μικροδομών, αποτελούν την καλύτερη βάση για να μπορέσει ο ενδιαφερόμενος να αναγνωρίσει τις δομές αυτές στην ύπαιθρο και το μικροσκόπιο.

Οι ασκήσεις χωρίζονται σε δύο κατηγορίες. Στην πρώτη παρουσιάζονται εικόνες από την ύπαιθρο ή το μικροσκόπιο και ζητείται να περιγραφεί και να ερμηνευθεί ο τεκτονικός ιστός. Άλλες από αυτές εστιάζουν σε επίπεδο φυλλώσεων, γραμμώσεων, μικροπτυχών, μικροδιαρρήξεων και διακλάσεων και άλλες σε επίπεδο ορυκτών ή αθροισμάτων ορυκτών. Τελικός στόχος, εκτός από την περιγραφή και ερμηνεία των μικροδομών, είναι η κινηματική και χρονική ανάλυση και ο διαχωρισμός παραμορφωτικών φάσεων καθώς και ο συσχετισμός τους με τα μεταμορφικά γεγονότα.

Στη δεύτερη κατηγορία ασκήσεων, εκτός από τις εικόνες, δίνονται πετρολογικά στοιχεία καθώς και στοιχεία μετρήσεων και παρατηρήσεων στην ύπαιθρο και ζητείται να κατασκευασθεί ο τεκτονικός χάρτης της περιοχής και να περιγραφεί η τεκτονο-μεταμορφική εξέλιξη με βάση τη μελέτη και την ανάλυση των μικροδομών.

Άσκηση $\mathbf{1}^{\eta}$

Να περιγραφεί και να ερμηνευθεί ο τεκτονικός ιστός και οι μικροδομές που παρουσιάζονται στις παρακάτω φωτογραφίες (στρώση, φυλλώσεις, γραμμώσεις, πτυχές, διακλάσεις, διαρρήξεις, φλέβες, boudins, δομές σε χώρους διεύρυνσης, δομές σε επίπεδο κρυστάλλων, δομές σε ζώνες διάτμησης, κινηματικά στοιχεία και κινηματικοί δείκτες, χρονική ανάλυση μικροδομών, αναγνώριση παραμορφωτικών φάσεων και συσχετισμός με τα μεταμορφικά γεγονότα):





1.6


Άσκηση 2^η

Να περιγραφεί και να ερμηνευθεί ο τεκτονικός ιστός και οι μικροδομές που παρουσιάζονται στις παρακάτω φωτογραφίες (στρώση, φυλλώσεις, γραμμώσεις, πτυχές, διακλάσεις, διαρρήξεις, φλέβες, boudins, δομές σε χώρους διεύρυνσης, δομές σε επίπεδο κρυστάλλων, δομές σε ζώνες διάτμησης, κινηματικά στοιχεία και κινηματικοί δείκτες, χρονική ανάλυση μικροδομών, αναγνώριση παραμορφωτικών φάσεων και συσχετισμός με τα μεταμορφικά γεγονότα):



















Άσκηση 3^{η}

Να περιγραφεί και να ερμηνευθεί ο τεκτονικός ιστός και οι μικροδομές που παρουσιάζονται στις παρακάτω φωτογραφίες (στρώση, φυλλώσεις, γραμμώσεις, πτυχές, διακλάσεις, διαρρήξεις, φλέβες, boudins, δομές σε χώρους διεύρυνσης, δομές σε επίπεδο κρυστάλλων, δομές σε ζώνες διάτμησης, κινηματικά στοιχεία και κινηματικοί δείκτες, χρονική ανάλυση μικροδομών, αναγνώριση παραμορφωτικών φάσεων και συσχετισμός με τα μεταμορφικά γεγονότα):



















Άσκηση 4^η

Στην περιοχή που περιλαμβάνεται στον χάρτη εμφανίζονται δύο ακολουθίες πετρωμάτων (A και B) στις οποίες έγιναν οι ακόλουθες παρατηρήσεις:

- Στα σημεία 1, 2, 3 & 4 εμφανίζονται χαρακτηριστικές δομές όπως αυτές της Εικ. 1, όπου παρατηρούνται λεπτοί ορίζοντες μαρμάρων μέσα σε σχιστολίθους πτυχωμένοι με άξονες που έχουν στοιχεία 15/062, 18/070, 14/060 και 22/058. Τα αξονικά επίπεδα των πτυχών αυτών έχουν στοιχεία περίπου 20/338 ενώ η μόνη σχιστότητα που παρατηρείται έχει μέση τιμή 22/336.
- Στο σχήμα της Εικ. 2 φαίνεται η μορφή της σχιστότητας αυτής στο μικροσκόπιο όπου η παραγένεση των ορυκτών που την αποτελούν φανερώνουν συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης. Ραδιοχρονολογικά δεδομένα δείχνουν ηλικία μεταμόρφωσης περίπου 50 Ma.
- 3. Στην Εικ. 3 οι δομές που παρατηρούνται αντιστοιχούν στα σημεία 5, 6 & 7 του χάρτη και αντιπροσωπεύοντα από άξονες πτυχών με στοιχεία 28/330, 22/342, 12/350, 26/332, 25/336, 20/344 και μέση τιμή αξονικών επιπέδων 50/058. Στα ίδια δείγματα παρατηρείται και χαρακτηριστικός πτυχοσχισμός με στοιχεία 42/060 ενώ εμφανίζεται και γράμμωση από διατομή επιπέδων ή μικροπτύχωση με στοιχεία 30/325, 26/335 και 24/350.
- 4. Το δείγμα της Εικ. 4 προέρχεται από τα σημεία 5 & 7. Οι άξονες των πτυχών έχουν τιμή 25/332 και αξονικά επίπεδα 70/064. Η γράμμωση που παρατηρείται αντιπροσωπεύει μια γράμμωση έκτασης και έχει τιμές 18/065, 22/062, 14/070, 32/235, 34/240, 28/230, 25/234 και 28/232.
- 5. Το δείγμα της Εικ. 5 αντιπροσωπεύει την χαρακτηριστική μορφή των πετρωμάτων στα σημεία 8, 9 & 10. Εμφανίζεται μία κύρια σχιστότητα με στοιχεία 12/342 ενώ πάνω σ΄αυτή παρατηρείται και μία γράμμωση έκτασης με στοιχεία 14/062, 16/068, 14/062 και 24/058.
- 6. Η Εικ. 6 δείχνει την μορφή στο μικροσκόπιο που παρουσιάζει το παραπάνω δείγμα. Εμφανίζεται μία κύρια σχιστότητα με ορυκτά αντιπροσωπευτικά της πρασινοσχιστολιθικής φάσης και ηλικία μεταμόρφωσης τα 50 Μα περίπου. Παρατηρείται κατά θέσεις και μία υπολειμματική σχιστότητα όπως φανερώνουν τα προσανατολισμένα εγκλείσματα στους φαινοκρυστάλους των αστρίων, χαρακτηριστική της αμφοβολιτικής φάσης μεταμόρφωσης και ηλικία περίπου 280 Μα σύμφωνα με τα ραδιοχρονολογικά δεδομένα.
- 7. Στην Εικ. 7 παρατηρούμε δομές από τα σημεία 9 & 10. Οι άξονες των πτυχών έχουν στοιχεία 26/330, 22/340, 18/348, 25/336 και αξονικά επίπεδα με μέση τιμή 75/052. Η γράμμωση έκτασης που εντοπίζεται πάνω στις επιφάνειες της σχιστότητας έχει τιμές 20/065, 22/064, 18/070, 20/060, 30/235, 34/240, 28/230, 25/234 και 30/230.
- 8. Η Εικ. 8 παρουσιάζει ορισμένες χαρακτηριστικές δομές που παρατηρούνται στο σχηματισμό Α κοντά στην τεκτονική επαφή που τον χωρίζει από τον σχηματισμό Β. Είναι χαρακτηριστικό ότι τέτοια δομή στο μικροσκόπιο παρουσιάζουν ακόμη και οι σερπεντινίτες που εμφανίζονται πάντα κοντά στην επαφή αυτή.

ZHTOYNTAI:

- Να περιγραφούν, ερμηνευθούν και σχολιασθούν οι μικροδομές και τα μικροτεκτονικά στοιχεία για κάθε μία ακολουθία της περιοχής (διεύθυνση, γεωμετρικά χαρακτηριστικά με προβολή των αντιπροσωπευτκών μετρήσεων σε δίκτυο Schmidt, κ.λπ.), να συσχετισθούν μεταξύ τους (δομές που δημιουργούνται στην ίδια παραμορφωτική φάση, γενετική σχέση, κλπ.) και να ταξινομηθούν χρονικά (σχετική ηλικία με αντίστοιχη αρίθμηση των επιφανειών S των πτυχών B και των γραμμώσεων L και οι οποίες θα πρέπει να σημειωθούν στις εικόνες που συνοδεύουν το κείμενο).
- 2. Να σχολιασθεί η εξέλιξη του τεκτονικού ιστού για κάθε μία ακολουθία πετρωμάτων, (παραμορφωτικές φάσεις, σχέση παραμόρφωσης μεταμόρφωσης κλπ.)να συγκριθούν μεταξύ τους και με βάση τα δεδομένα που θα προκύψουν να τεκμηριωθεί το εάν θα μπορούσαν ή όχι οι παραπάνω σχηματισμοί να ανήκουν στην ίδια γεωτεκτονική ενότητα.

Απλοποιημένος Γεωλογικός Χάρτης της περιοχής που έγιναν οι παρατηρήσεις





Άσκηση 5^η

Στην περιοχή που εμφανίζεται στο χάρτη διακρίνονται δύο χαρακτηριστικοί σχηματισμοί μεταμορφωμένων πετρωμάτων. Ο υπερκείμενος σχηματισμός SCH_1 και ο υποκείμενος σχηματισμός SCH_2 .

Οι πιο χαρακτηριστικοί πετρολογικοί τύποι για τον σχηματισμό SCH_1 αντιπροσωπεύονται κυρίως από μαραμαρυγιακούς γρανατιτικούς σχιστόλιθους, βιοτιτικούς γνεύσιους και αμφιβολίτες, ενώ γιά τον σχηματισμό SCH_2 από χλωριτικούς μοσχοβιτικούς σχιστόλιθους, επιδοτιτικούς γνεύσιους και λίγα μάρμαρα με silex. Η πετρογραφική εξέταση λεπτών το-μών στο μικροσκόπιο έδειξε ότι υπάρχουν:

Α. Μία σχιστότητα σε υπολειμματικές συνήθως μορφές που εμφανίζεται μόνο στον σχηματισμό SCH₁ και συνοδεύεται από τις παραγενέσεις:

χαλαζίας+μοσχοβίτης+βιοτίτης+γρανάτης+σταυρόλιθος+κυανίτης και κεροστίλβη+πλαγιόκλαστο+επίδοτο+γρανάτης,

που είναι χαρακτηριστικές της αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωσης. Ραδιοχρονολογικά δεδομένα φανερώνουν μία ηλικία μεταμόρφωσης περίπου 280 ma.

Β. Μία κύρια σχιστότητα που παρατηρείται και στους δύο σχηματισμούς SCH_1 και SCH_2 , με χαρακτηριστική παραγένεση:

χαλαζίας+μοσχοβίτης+Fe-χλωρίτης+χλωριτοειδές+αλβίτης+επίδοτο

χαρακτηριστική του πρασινοσχιστολιθικού τύπου μεταμόρφωσης και ηλικίας περίπου 50 ma όπως συνάγεται από τα ραδιομετρικά δεδομένα.

Σχετικά με τα μικροτεκτονικά στοιχεία του τεκτονικού ιστού έγιναν οι παρακάτω μετρήσεις και παρατηρήσεις, τόσο στη μεσοσκοπική κλίμακα παρατήρησης σε φυσικές τομές και σε τομές δρόμων στην ύπαιθρο, όσο, και στην μικροσκοπική κλίμακα σε λεπτές τομές στο μικροσκόπιο.

- Την υπολειμματική σχιστότητα μπορεί να τη διακρίνει κανείς μόνο στο μικροσκόπιο (Εικ. 1) όπου τα χαρακτηριστικά της ορυκτά και κυρίως ο βιοτίτης και η κεροστίλβη παρουσιάζουν ένα ασθενή προσανατολισμό με διεύθυνση E-W.
- 2. Η κύρια σχιστότητα έχει μέση τιμή κλίσης περίπου 20/322 ενώ τα χαρακτηριστικά ορυκτά που την αποτελούν παρουσιάζουν μία έντονη γράμμωση έκτασης. Οι προβολές της γράμμωσης αυτής φαίνονται στο δίκτυο της Εικ. 2. Τις χαρακτηριστικές αυτές τιμές των γεωμετρικών χαρακτηριστικών τόσο της κύριας σχιστότητας όσο και της γράμμωσης που την συνοδεύει μπορεί να τις μετρήσει κανείς τόσο στο σχηματισμό SCH₁ όσο και στο σχηματισμό SCH₂.
- 3. Ισοκλινείς, ομοειδείς οριζόντιες μικροπτυχές, με την μορφή των intrafolial ή sheath fold, εμφανίζονται σε όλη την έκταση της περιοχής του χάρτη. Στον σχηματισμό SCH₁ δημιουργούνται από την πτύχωση της υπολειμματικής σχιστότητας (Εικ. 1), ενώ στον σχηματισμό SCH₂ από την πτύχωση της στρώσης (Εικ. 3). Η μέση τιμή των αξόνων των πτυχών αυτών παρουσιάζει δύο μέγιστα, ένα κύριο με στοιχεία 07/238 και ένα μικρότερο με στοιχεία 16/045. Η μέση τιμή των αξονικών επιπέδων είναι στις περισσότερες περιπτώσεις περίπου 18/324.

- 4. Σε αρκετές θέσεις και στους δύο σχηματισμούς παρατηρείται και ένα νεότερο σύστημα πτυχών, που εμφανίζονται είτε με την μορφή παράλληλων ανοικτών κεκλιμένων πτυχών είτε με την μορφή λοξοζωνικών πτυχών, και δημιουργούνται από την παραμόρφωση της κύριας σχιστότητας (Εικ. 4). Οι τιμές των αξόνων των πτυχών αυτών φαίνονται στο δίκτυο της Εικ. 2 ενώ τα αξονικά τους επίπεδα έχουν στοιχεία περίπου 60/260. Κατά θέσεις το σύστημα των πτυχών αυτών λαμβάνει το χαρακτήρα της μικροπτύχωσης δημιουργώντας χαρακτηριστικές μορφές πτυχοσχισμού ο οποίος εξελίσσεται κατά θέσεις σε ρηξισχισμό με στοιχεία 58/260 (Εικ. 4).
- 5. Τέλος, ο σχηματισμός SCH₁ παρουσιάζει σε συγκεκριμένες παράλληλες ζώνες μία έντονη μυλονιτική υφή δίνοντας στο μικροσκόπιο, σε τομές παράλληλες με την γράμμωση έκτασης, δομές σαν αυτές του στερεοδιαγράμματος της Εικ. 5.

ZHTOYNTAI:

- Να περιγραφούν, ερμηνευθούν και σχολιασθούν οι μικροδομές και τα μικροτεκτονικά στοιχεία για κάθε μία ακολουθία της περιοχής (διεύθυνση, γεωμετρικά χαρακτηριστικά με προβολή των αντιπροσωπευτκών μετρήσεων σε δίκτυο Schmidt κλπ.), να συσχετισθούν μεταξύ τους (δομές που δημιουργούνται στην ίδια παραμορφωτική φάση, γενετική σχέση κλπ.) και να ταξινομηθούν χρονικά (σχετική ηλικία με αντίστοιχη αρίθμηση των επιφανειών S των πτυχών B και των γραμμώσεων L και οι οποίες θα πρέπει να σημειωθούν στις εικόνες που συνοδεύουν το κείμενο).
- Να σχολιασθεί η εξέλιξη του τεκτονικού ιστού για κάθε μία ακολουθία πετρωμάτων, (παραμορφωτικές φάσεις, σχέση παραμόρφωσης μεταμόρφωσης κλπ.) με την βοήθεια σχηματικών στερεοδιαγραμμάτων ή τομών.
- 3. Να συγκριθούν μεταξύ τους και με βάση τα δεδομένα που θα προκύψουν να τεκμηριωθεί το εάν θα μπορούσαν ή όχι οι παραπάνω σχηματισμοί να ανήκουν στην ίδια γεωτεκτονική ενότητα. Στην περίπτωση που η επαφή είναι τεκτονική να προσδιορισθεί η φορά κίνησης του καλύμματος της υπερκείμενης ενότητας.



Απλοποιημένος Γεωλογικός Χάρτης της περιοχής που έγιναν οι παρατηρήσεις

σελ. 158



Άσκηση 6^η

Στην περιοχή που περιλαμβάνεται στον χάρτη έγιναν οι ακόλουθες μετρήσεις και παρατηρήσεις:

Μετρήσεις επιφανειών στρώσης και σχιστότητας:

1.35/202	2.75/060	3.70/052
4. 18/135	5. 20/142	6. 12/147
7.08/129	8. 16/135	9.08/152
10. 14/140	11. 10/149	12.20/143

Στο σημείο Z εμφανίζονται σιπολινομάρμαρα με silex (Εικ. 1), πολυπτυχωμένα με ισοκλινείς πτυχές που έχουν διεύθυνση άξονα 04/048. Παρατηρείται επίσης γράμμωση από διατομή επιπέδων με ίδια περίπου διεύθυνση.

Στα σημεία Δ, Ε και Η εμφανίζονται μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι και γνεύσιοι με πολύ μικρές ενδιαστρώσεις μαρμάρων (Εικ. 2), πτυχωμένοι με ισοκλινείς πτυχές με διεύθυνση άξονα 08/045.

Παρατηρείται επίσης και γράμμωση, τόσο από προσανατολισμό ορυκτών, όσο και από διατομή επιπέδων με τα ίδια στοιχεία. Στην Εικ. 3 φαίνεται μία λεπτοτομή μαρμαρυγιακών σχιστολίθων στο μικροσκόπιο, όπου τα κύρια ορυκτά που παρατηρούνται είναι χαλαζίας, άστριοι, μοσχοβίτης και βιοτίτης.

Στα σημεία Δ και Ζ παρατηρούνται και ανοικτές παράλληλες πτυχές με διεύθυνση άξονα 25/300, όπως επίσης και ρηξισχισμός ή πτυχοσχισμός με στοιχεία 32/252 (Εικ. 4). Οι μικροδομές αυτές σε τομή στο μικροσκόπιο φαίνονται στην Εικ. 5, με κύριο χαρακτηριστικό το ότι δεν εμφανίζονται καινούργια ορυκτά αλλά απλά παραμορφώνονται τα παλαιά.

Στα σημεία A, B και Γ εμφανίζονται τεκτονικά πετρώματα. Στην Εικ. 6 παρουσιάζεται μία λεπτοτομή στο μικροσκόπιο από το σημείο A, ενώ στην Εικ. 7 από τα σημεία B και Γ.

ZHTOYNTAI:

- Να συμπληρωθεί ο χάρτης με τα τεκτονικά στοιχεία και να σχολιασθεί η δομή που θα προκύψει.
- Να σχολιασθούν οι μικροδομές και τα μικροτεκτονικά στοιχεία της περιοχής (διεύθυνση, γεωμετρικά χαρακτηριστικά κλπ.), να συσχετισθούν μεταξύ τους (δομές που δημιουργούνται στην ίδια παραμορφωτική φάση, γενετική σχέση κλπ.) και να ταξινομηθούν χρονικά (σχετική ηλικία).
- 3. Στις εικόνες που συνοδεύουν το κείμενο να σημειωθούν με το αντίστοιχο σύμβολο (S, L, B κλπ.) οι μικροδομές που παρατηρούνται, να περιγραφούν οι παραμορφωτικές φάσεις και να σχολιασθούν τα τεκτονικά πετρώματα που εμφανίζονται στην περιοχή.





Βιβλιογραφία

- G. J. Borradaile, M. B. Bayly & C. McA. Powell. Atlas of Deformational and metamorphic Rock Fabricks. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 1982.
- G. H. Davis & S. J. Reynolds. Structural Geology of Rocks and Regions. John Wiley 7 Sons, Inc. 1996.
- M. W. Higgins. Cataclastic Rocks. Geol. Surv. Profession. Paper 687. USA Gov. Print. Office, Washington 1971.
- Δ.Ι. Παπανικολάου. Κεφάλαια Μικροτεκτονικής. Αθήνα 1986.
- C.W. Passchier & R.A.J. Trouw. Microtectonics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 1996.
- N.J. Price & J.W. Cosgrove. Analysis of Geological Structures. Cambridge University Press, 1994.
- J. G. Ramsay. The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis, Volume 2: Folds and Fractures. Academic Press 1983, 1987.
- R. H. Sibson. Fault Rocks and Fault Mechanisms. Geol. Soc. London, 133, 191-213, Great Britain 1977.
- Β. Σταυροπούλου. Shear Zones Ζώνες Διάτμησης. Σημειώσεις σεμιναρίων. Τομ. Δυναμ. Τεκτ. & Εφαρμ. Γεωλ. Παν/μίου Αθηνών. Αθήνα Φεβρουάριος 1995.
- D. U. Wise, D. E. Dunn, J. T. Engelder, P. A. Geiser, R. D. Hatcher, S. A. Kish, A. L. Odom & S. Schamel. Fault-related rocks. Suggestions for terminology. *Geology*, 12/7, 391-394, 1984.