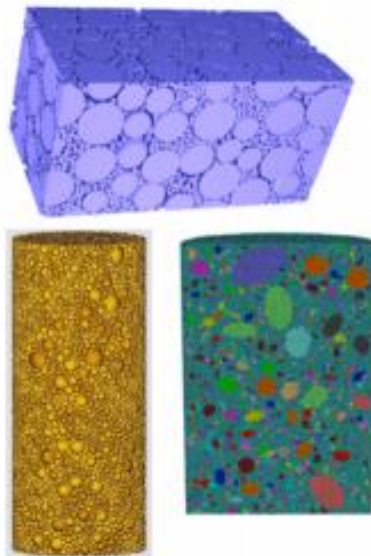




**ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ**  
**ΠΟΛΥΤΕΧΝΙΚΗ ΣΧΟΛΗ**  
**ΤΜΗΜΑ ΠΟΛΙΤΙΚΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ**

**Διπλωματική εργασία**

**Η ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΜΙΚΡΟΔΟΜΗΣ ΤΩΝ ΠΟΛΥΚΡΥΣΤΑΛΛΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ  
ΣΤΗ ΜΗΧΑΝΙΚΗ ΤΟΥΣ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ**



**ΣΤΕΦΑΝΟΣ ΒΑΤΙΣΤΑΣ**

Υπεβλήθη για την εκπλήρωση μέρους των απαιτήσεων για την απόκτηση του  
Διπλώματος Πολιτικού Μηχανικού

**ΒΟΛΟΣ 2022**

© 2022 Στέφανος Βατίστας

Η έγκριση της διπλωματικής εργασίας από το Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών της Πολυτεχνικής Σχολής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας δεν υποδηλώνει αποδοχή των απόψεων του συγγραφέα (Ν. 5343/32 αρ. 202 παρ. 2).

**Εγκρίθηκε από τα Μέλη της Τριμελούς Εξεταστικής Επιτροπής:**

Πρώτος Εξεταστής: Γεώργιος Εφραιμίδης, (Επιβλέπων)  
Επίκουρος Καθηγητής,  
Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών,  
Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας

Δεύτερος Εξεταστής: Αβραάμ Κωνσταντινίδης,  
Αναπληρωτής Καθηγητής,  
Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών,  
Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Τρίτος Εξεταστής: Γρηγόρης Τσινίδης  
Επίκουρος Καθηγητής,  
Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών,  
Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας

## ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η διεξαγωγή της παρούσας διπλωματικής εργασίας οφείλεται στο μεγαλύτερο βαθμό στην καθοδήγηση και τις συμβουλές του επίκουρου καθηγητή κ. Γιώργου Εφραιμίδα, τον οποίο και οφείλω να ευχαριστήσω θερμά. Ακόμα, είμαι υποχρεωμένος να ευχαριστήσω τον αναπληρωτή καθηγητή κ. Αβραάμ Κωνσταντινίδα, ο οποίος μου έδωσε την ευκαιρία να ασχοληθώ με ένα από τα ερευνητικά θέματα που εργάζεται τα τελευταία χρόνια. Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επίκουρο καθηγητή κ. Γρηγόρη Τσινίδα για τις πολύ χρήσιμες συμβουλές και παρατηρήσεις του.

Στέφανος Βατίστας

# Η επίδραση της μικροδομής των πολυκρυσταλλικών πετρωμάτων στη μηχανική τους συμπεριφορά

Στέφανος Βατίστας

Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών

Επιβλέπων: Γιώργος Εφραιμίδης, Επίκουρος Καθηγητής

## Περίληψη

Αντικείμενο της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι η βιβλιογραφική μελέτη της επίδρασης της μικροδομής στην μηχανική συμπεριφορά πολυκρυσταλλικών πετρωμάτων. Αρχικά, παρουσιάζονται κάποιες εισαγωγικές έννοιες, που αφορούν τα πετρώματα, την προέλευση τους, την δομή τους και την μηχανική τους συμπεριφορά. Στη συνέχεια δίνεται έμφαση στην ανάλυση της μικροδομής του πετρώματος, της οποίας αναφέρονται τα είδη και τα χαρακτηριστικά της. Στη συνέχεια παρουσιάζεται η επίδραση της μικροδομής δηλαδή, των μικροατελειών, δηλ. των μικρορωγμών, των μικροκενών κλπ., που παρουσιάζει ένα πέτρωμα, στις μηχανικές του ιδιότητες. Τέλος, γίνεται αναφορά στη μοντελοποίηση της μικροδομής του πετρώματος, η οποία πραγματοποιείται μέσω της τεχνικής του κατακερματισμού του χώρου με σκοπό την πρόβλεψη της μηχανικής συμπεριφοράς του πολυκρυσταλλικού πετρώματος. Ειδικότερα παρουσιάζονται βιβλιογραφικά σχετικά με την γεωμετρία της μικροδομής, του υπό εξέταση υλικού, η οποία καθορίζεται με χρήση ψευδο-τυχαίας ψηφιδοθέτησης Voronoi (Voronoi tessellation).

# **The effect of the microstructure of polycrystalline rocks on their mechanical behavior**

Stefanos Vatistas

University of Thessaly, Department of Civil Engineering, 2021

Supervisor: George Efremidis, Assistant Professor

## Abstract

The subject of this diploma thesis is the research of the effect of microstructure in the mechanical behaviour of rocks. At the beginning, the fundamental principles of rocks are presented, along with their origin, structure and mechanical behaviour. Next what follows is the analysis of the microstructure of rocks by also referring to its type and characteristics as well. Next the diploma thesis is focused over the effect of the microstructure of the rock, i.e. microcracks, microvoids etc. on its mechanical behaviour. Finally, reference is made to the modeling of the rock microstructure, which is carried out through the space fragmentation technique in order to predict the mechanical behavior of the polycrystalline rock. In particular, literature is presented on the geometry of the microstructure of the material under consideration, which is determined using a pseudo-random tessellation (Voronoi tessellation).

## Πίνακας Περιεχομένων

<b>Κατάλογος Πινάκων</b>	<b>Σελίδα 9 - 16</b>
<b>Κεφάλαιο 1 Εισαγωγικές έννοιες</b>	<b>Σελίδα 17 - 38</b>
1.1 Είδη πετρωμάτων	Σελίδα 17 - 21
1.2 Προέλευση πετρωμάτων	Σελίδα 21 - 22
1.3 Δομή πετρωμάτων: ακέραια πετρώματα και βραχώμαζες / είδη ασυνεχειών	Σελίδα 22 - 25
1.4 Μηχανικές ιδιότητες πετρωμάτων	Σελίδα 25 - 29
1.5 Θεωρίες και κριτήρια αστοχίας	Σελίδα 29 - 36
1.6 Εφαρμογές σε έργα πολιτικού μηχανικού	Σελίδα 36 - 38
<b>Κεφάλαιο 2 Μικροδομή πετρωμάτων</b>	<b>Σελίδα 39 - 73</b>
2.1 Ορισμός και περιγραφή	Σελίδα 39 - 40
2.2 Μηχανισμοί παραμόρφωσης πετρωμάτων	Σελίδα 40 - 50
2.2.1 Εισαγωγή	Σελίδα 40 - 41
2.2.2 Κατακλαστική ροή	Σελίδα 41
2.2.3 Διάλυση υπό πίεση	Σελίδα 41 - 42
2.2.4 Ενδοκρυσταλλική παραμόρφωση	Σελίδα 42 - 44
2.2.5 Διδυμία	Σελίδα 45
2.2.6 Ανάκτηση και ανακρυστάλλωση	Σελίδα 46 - 47
2.2.7 Διάχυση από ερπυσμό σε στέρα κατάσταση	Σελίδα 48
2.2.8 Ολίσθηση ορίων κόκκων	Σελίδα 48 - 49
2.2.9 Μείωση των ορίων των κόκκων	Σελίδα 49
2.2.10 Στατική ανακρυστάλλωση	Σελίδα 49 - 50
2.3 Χαρακτηριστικά της δομής των πετρωμάτων	Σελίδα 50 - 58
2.3.1 Δομή και ιστός	Σελίδα 50 - 51
2.3.2 Μέγεθος κόκκων βραχώδους υλικού	Σελίδα 51

2.3.3	Χρώμα βραχώδους υλικού	Σελίδα 51 - 52
2.3.4	Αποσάθρωση και εξαλλοίωση του βραχώδους υλικού	Σελίδα 52
2.3.5	Κοκκομετρικό μέγεθος	Σελίδα 53 - 54
2.3.6	Ταξιθέτηση	Σελίδα 54
2.3.7	Μορφολογικά στοιχεία κόκκου	Σελίδα 54 - 58
2.4	Προέλευση και σχηματισμός της μικροδομής	Σελίδα 58
2.5	Είδη μικροδομής	Σελίδα 59 - 73
2.5.1	Μικρορωγμές	Σελίδα 59 - 66
2.5.2	Μικρορήγματα και μικροσχισμές	Σελίδα 66 - 69
2.5.3	Μικροπορώδες	Σελίδα 69
2.5.4	Φυλλώσεις και γραμμώσεις	Σελίδα 69 - 73
Κεφάλαιο 3	Επίδραση της μικροδομής στην μηχανική συμπεριφορά πολυκρυσταλλικών πετρωμάτων	Σελίδα 74 - 101
3.1	Γενικά	Σελίδα 74 - 77
3.2	Η επίδραση των φυσικών ιδιοτήτων των πολυκρυσταλλικών πετρωμάτων στα λειτουργικά τους χαρακτηριστικά	Σελίδα 77 - 83
3.3	Η επίδραση των ασυνεχειών των πετρωμάτων στη μηχανική συμπεριφορά της βραχώμαζας	Σελίδα 83 - 86
3.4	Η επίδραση των μικρορωγμών των πετρωμάτων στα μηχανικά τους χαρακτηριστικά	Σελίδα 87 - 91
3.5	Διάφορα άλλα στοιχεία	Σελίδα 91 - 101
Κεφάλαιο 4	Μοντελοποίηση της μικροδομής του πετρώματος με σκοπό την πρόβλεψη της μηχανικής του συμπεριφοράς (Voronoi Tessellation)	Σελίδα 102 – 112
Κεφάλαιο 5	Συμπεράσματα	Σελίδα 113 - 114
Βιβλιογραφία		Σελίδα 115 - 117
Ιστογραφία		Σελίδα 118



## Κατάλογος Πινάκων

**Πίνακας 1.1:** Ενδεικτικές τιμές συνοχής και γωνίας τριβής πετρωμάτων που βρίσκονται στις ΗΠΑ.

Αγιουτάντης, (2002).

**Πίνακας 2.1:** Μέγεθος κόκκων βραχώδους υλικού ISRM (1981).

Κούκης και Σαμπατακάκης (2019).

**Πίνακας 2.2:** Χρώμα βραχώδους υλικού GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA (1963).

Κούκης και Σαμπατακάκης (2019).

**Πίνακας 2.3:** Αποσάθρωση και εξαλλοίωση ακέραίου πετρώματος I.S.R.M. (1981) και B.S. 5930 (1981).

Κούκης και Σαμπατακάκης (2019).

## Κατάλογος Σχημάτων

**Σχήμα 1.1:** Μαύρος γρανίτης.

[http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet\\_igneous.htm](http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_igneous.htm)

**Σχήμα 1.2:** Ψαμμίτης.

[http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet\\_sedimentary.htm](http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_sedimentary.htm)

**Σχήμα 1.3:** Μάρμαρο.

[http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet\\_metamorphic.htm](http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm)

**Σχήμα 1.4:** Διορίτης.

[http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet\\_igneous.htm](http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_igneous.htm)

**Σχήμα 1.5:** Βασάλτης.

[http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet\\_igneous.htm](http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_igneous.htm)

**Σχήμα 1.6:** Μάργα.

[http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet\\_sedimentary.htm](http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_sedimentary.htm)

**Σχήμα 1.7:** Ορυκτό αλάτι.

[http://www.geo.auth.gr/106/3\\_halides/halite.htm](http://www.geo.auth.gr/106/3_halides/halite.htm)

**Σχήμα 1.8:** Ασβεστόλιθος.

[http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet\\_sedimentary.htm](http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_sedimentary.htm)

**Σχήμα 1.9:** Λιθάνθρακας.

[http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet\\_sedimentary.htm](http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_sedimentary.htm)

**Σχήμα 1.10:** Γνεύσιος.

[http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet\\_metamorphic.htm](http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm)

**Σχήμα 1.11:** Άργιλος.

[http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet\\_sedimentary.htm](http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_sedimentary.htm)

**Σχήμα 1.12: Ασβεστίτης.**

[http://www.geo.auth.gr/106/5\\_carbonates/calcite.htm](http://www.geo.auth.gr/106/5_carbonates/calcite.htm)

**Σχήμα 1.13: Τύποι ασυνειών.**

[http://eclass.opencourses.teicm.gr/eclass/modules/document/file.php/TMB106/Pages\\_from\\_61-120\\_ib.pdf](http://eclass.opencourses.teicm.gr/eclass/modules/document/file.php/TMB106/Pages_from_61-120_ib.pdf)

**Σχήμα 1.14: (α) Μονοαξονική θλίψη δοκιμίου άρρηκτου πετρώματος, (β) κύκλος Mohr της θεωρητικής εντατικής κατάστασης του δοκιμίου.**

[https://repository.kallipos.gr/bitstream/11419/3988/1/06\\_chapter5.pdf](https://repository.kallipos.gr/bitstream/11419/3988/1/06_chapter5.pdf)

**Σχήμα 1.15: (α) Μονοαξονικός εφελκυσμός δοκιμίου άρρηκτου πετρώματος, (β) κύκλος Mohr της θεωρητικής εντατικής κατάστασης του δοκιμίου.**

[https://repository.kallipos.gr/bitstream/11419/3990/1/08\\_chapter7.pdf](https://repository.kallipos.gr/bitstream/11419/3990/1/08_chapter7.pdf)

**Σχήμα 1.16: Σχηματική απεικόνιση ενός διατμητικού κιβωτίου για δοκιμή άμεσης διάτμησης.**

[https://repository.kallipos.gr/bitstream/11419/3992/1/10\\_chapter9.pdf](https://repository.kallipos.gr/bitstream/11419/3992/1/10_chapter9.pdf)

**Σχήμα 1.17: Εντατική κατάσταση κατά την κάμψη δοκού πετρώματος ορθογωνικής διατομής.**

[https://repository.kallipos.gr/bitstream/11419/3990/1/08\\_chapter7.pdf](https://repository.kallipos.gr/bitstream/11419/3990/1/08_chapter7.pdf)

**Σχήμα 1.18: Το κριτήριο αστοχίας Mohr.**

[http://enggeo-auth.weebly.com/uploads/9/2/1/9/9219674/4h\\_askisi-voithitiko\\_fylladio\\_2018-19.pdf](http://enggeo-auth.weebly.com/uploads/9/2/1/9/9219674/4h_askisi-voithitiko_fylladio_2018-19.pdf)

**Σχήμα 1.19: Ρωγμή Griffith τυχαίου προσανατολισμού σε θλιπτικό φορτίο.**

Εισαγωγή στη Μηχανική των Πετρωμάτων, Παύλος Π. Νομικός (2015).

**Σχήμα 1.20: Το κριτήριο Griffith σε άξονες  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  και σε άξονες  $\tau$ ,  $\sigma_n$ .**

Εισαγωγή στη Μηχανική των Πετρωμάτων, Παύλος Π. Νομικός (2015).

**Σχήμα 1.21: Επίδραση της πίεσης των πόρων στην εντατική κατάσταση του πετρώματος.**

Στοιχεία Γεωμηχανικής, Αγιουτάντης (2002).

**Σχήμα 2.1: Τυπική εικόνα κατακλαστικής ροής.**

[https://www.tectonique.net/MeansCD/contribs/tullis/SlideSet/03\\_exdfa/exdfa\\_cata.html](https://www.tectonique.net/MeansCD/contribs/tullis/SlideSet/03_exdfa/exdfa_cata.html)

**Σχήμα 2.2: Σχηματική απεικόνιση του μηχανισμού 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 διαφορικές τάσεις.**

[en.wikipedia.org](http://en.wikipedia.org).

**Σχήμα 2.3: Παραμορφωμένος κοραλλιογενής ασβεστόλιθος που εμφανίζει ισοπέδωση προσαρμοσμένη τόσο με την πλαστική παραμόρφωση των κοραλλιών όσο και με το διάλυμα πίεσης κατά μήκος στυλολίθων.**

[https://en.wikipedia.org/wiki/File:Deformed\\_corals%2Bpressure\\_solution.JPG](https://en.wikipedia.org/wiki/File:Deformed_corals%2Bpressure_solution.JPG)

**Σχήμα 2.4: (1) Δείχνει ένα μοντέλο μπλοκ με ένα επιπλέον μισό επίπεδο πλέγματος. (2) Α. Τρισδιάστατη δομή πυρήνα ενός νανοσωματιδίου σε ατομική ανάλυση. Β. Μια μεγεθυμένη άποψη μιας εξάρμοσης άκρου, όπου οι κόκκινες κουκκίδες αντιπροσωπεύουν τη θέση των ατόμων.**

[id.printerest.com](http://id.printerest.com)

**Σχήμα 2.5:** Παραμόρφωση κρυστάλλου με τη δημιουργία και μετακίνηση μιας εξάρμοσης (dislocation). Στο παραπάνω σχήμα απεικονίζονται το επίπεδο ολίσθησης και το μοναδιαίο βήμα της ολίσθησης.

[alexstrekeisen.it](http://alexstrekeisen.it)

**Σχήμα 2.6:** Κυματοειδής κατάσβεση σε κρυστάλλους χαλαζία.

<https://id.pinterest.com/pin/328059154077897626/>

**Σχήμα 2.7:** Ελασματοειδής παραμόρφωση σε κρυστάλλους χαλαζία.

<https://www.alexstrekeisen.it/english/meta/lamellae.php>

**Σχήμα 2.8:** Σχηματική απεικόνιση α) διδυμίων ανάπτυξης και β) διδυμίων από παραμόρφωση (μηχανικές διδυμίες).

<https://www.alexstrekeisen.it/english/meta/deformationtwins.php>

**Σχήμα 2.9:** Σχηματική απεικόνιση του μηχανισμού της ανάκτησης.

C.W. Passchier & R.A.J. Trouw. Microtectonics, Springer-Verlag Berlin Heidelberg (1996).

**Σχήμα 2.9:** Δυναμική ανακρυστάλλωση από μετανάστευση των ορίων των κόκκων.

G. J. Borradaile, M. B. Bayly & C. McA. Powell. Atlas of Deformational and metamorphic Rock Fabrics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg (1982).

**Σχήμα 2.10:** Ανακρυστάλλωση με μετανάστευση των ορίων των κόκκων.

C.W. Passchier & R.A.J. Trouw. Microtectonics, Springer-Verlag Berlin Heidelberg (1996).

**Σχήμα 2.11:** Ανακρυστάλλωση με περιστροφή των επιμέρους τμημάτων των κόκκων.

C.W. Passchier & R.A.J. Trouw. Microtectonics, Springer-Verlag Berlin Heidelberg (1996).

**Σχήμα 2.12:** Ολίσθηση των ορίων των κόκκων που αποκαλύπτεται με τη χρήση μιας εγκάρσιας γραμμής στα όρια των κόκκων.

C.W. Passchier & R.A.J. Trouw. Microtectonics, Springer-Verlag Berlin Heidelberg (1996).

**Σχήμα 2.13:** Απεικόνιση του μηχανισμού μείωσης των ορίων των κόκκων.

C.W. Passchier & R.A.J. Trouw. Microtectonics, Springer-Verlag Berlin Heidelberg (1996).

**Σχήμα 2.14:** Πολυγωνικός ιστός που προήλθε από το μηχανισμό της μείωσης των ορίων των κρυστάλλων.

C.W. Passchier & R.A.J. Trouw. Microtectonics, Springer-Verlag Berlin Heidelberg (1996).

**Σχήμα 2.15:** Στατική ανακρυστάλλωση χαλαζία σε ένα πέτρωμα που αποτελείται από εναλλαγές χαλαζία και αστρίων.

G. J. Borradaile, M. B. Bayly & C. McA. Powell. Atlas of Deformational and metamorphic Rock Fabrics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg (1982).

**Σχήμα 2.16:** Ταξινόμηση των κλασικών ιζηματογενών πετρωμάτων σε κλάσεις με βάση την κλίμακα μεγέθους κόκκων κατά Udden - Wentworth (1922) (ελληνική και αγγλική έκδοση).

M. Κατή, Πετρολογία ιζηματογενών πετρωμάτων (2009).

**Σχήμα 2.17:** Οπτικός προσδιορισμός του βαθμού ταξιθέτησης ιζήματος – πετρώματος.

R.R. Compton, Manual of Field Geology (New York: Wiley), p 214, (1962).

**Σχήμα 2.18:** Οι τέσσερις κλάσεις σχήματος κόκκου που βασίζονται στους λόγους των μεγάλων, μέσων και μικρών διαμέτρων.

T.Zingg (1935).

**Σχήμα 2.19:** Η προτεινόμενη κλίμακα για την οπτική εκτίμηση των βαθμών στρογγυλότητας και σφαιρικότητας των κόκκων κλαστικών ιζηματογενών πετρωμάτων κατά Powers (1953). Οι κόκκοι με υψηλότερο βαθμό σφαιρικότητας στην πάνω σειρά και οι κόκκοι με χαμηλότερο βαθμό σφαιρικότητας στην κάτω σειρά. Οι έξι στήλες απεικονίζουν κόκκους με παρόμοιο βαθμό στρογγυλότητας, αλλά διαφορετικό βαθμό σφαιρικότητας.

A. Τσιραμπίδης, Ιζηματογενή Πετρώματα (2008).

**Σχήμα 2.20:** Στοίβαγμα κόκκων στα κλαστικά ιζηματογενή πετρώματα. Α) κυβική διευθέτηση, Β) ρομβοειδής διευθέτηση.

M.E. Tucker, Sedimentary Petrology. An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks, (1991).

**Σχήμα 2.21:** Τύποι επαφών κόκκων σε κλαστικά ιζηματογενή πετρώματα.

J. H. Dietrich, Modeling of rock friction (1979).

**Σχήμα 2.22:** Σχέση υφής και ταξινόμησης στα κλαστικά ιζηματογενή πετρώματα.

M. Κατή, Πετρολογία ιζηματογενών πετρωμάτων (2009).

**Σχήμα 2.23:** Παράγοντες που διαμορφώνουν τον τεκτονικό ιστό των πετρωμάτων: Γεωδυναμικό περιβάλλον δημιουργίας πετρωμάτων, πορεία πετρωμάτων μέχρι την επιφάνεια, λιθολογία, χρόνος, τεκτονικές ζώνες, τεκτονομεταμορφική ιστορία.

Δ. Παπανικολάου, Γεωλογία της Ελλάδας (1986).

**Σχήμα 2.24:** Ενδοκρυσταλλικές μικρορωγμές.

Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks, Tom Blenkinsop (2000).

**Σχήμα 2.25:** Μικρορωγμές πρόσκρουσης.

Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks, Tom Blenkinsop (2000).

**Σχήμα 2.26:** Η γεωμετρία των μικρορωγμών πρόσκρουσης, βασισμένη σε πειράματα του Gallagher et al. (1974). Οι μικρορωγμές συνδέουν σημεία επαφής με παρακείμενους κρυστάλλους, που υποδεικνύονται με βέλη α) μεμονομένη φόρτιση β) διπλή φόρτιση γ) τριπλή φόρτιση δ) τετραπλή φόρτιση.

Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks, Tom Blenkinsop (2000).

**Σχήμα 2.27:** Ρωγμές πρόσκρουσης που σχηματίζονται με εσοχή.

Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks, Tom Blenkinsop (2000).

**Σχήμα 2.28:** Ενδοκρυσταλλικές μικρορωγμές πρόσκρουσης.

Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks, Tom Blenkinsop (2000).

**Σχήμα 2.29:** Μικρορωγμές λόγω ατελειών.

Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks, Tom Blenkinsop (2000).

**Σχήμα 2.30:** Μικρορωγμές που προκαλούνται από ελαστική αναντιστοιχία.

Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks, Tom Blenkinsop (2000).

Σχήμα 2.31: α) Μικρορωγμές που προκαλούνται από πλαστική αναντιστοιχία. Έντονη δημιουργία μικρορωγμών σε πλαγιόκλαστο που αναπτύσσονται μεταξύ των κρυστάλλων βιοτίτη που έχουν σπάσει. β) Μία μικρορωγή που αναπτύσσεται στο άκρο του ελάσματος μετατοπίζει ένα όριο κρυστάλλων γ) Μικρορωγμές που προκαλούνται από μικροπροβλήματα – μικροσκοπικές θραύσεις φτερών (mffs).

Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks, Tom Blenkinsop (2000).

Σχήμα 2.32: Το μοντέλο λυγισμού μίας δοκού των Peng και Johnson (1972), σε συνθήκες διατμητικής αστοχίας.

Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks, Tom Blenkinsop (2000).

Σχήμα 2.33: Διατμητική αστοχία λόγω αλληλεπίδρασης μεταξύ μιας συστοιχίας παράλληλων ατελειών με μεμονωμένες γωνίες  $\gamma$  προς  $\sigma_1$  και συνολική γωνία  $\phi$  προς  $\sigma_1$ . Το  $d$  είναι το κενό ανάμεσα στις ατέλειες, το μήκος του είναι το  $2c$  και το μήκος των μικρορωγμών είναι το  $l$ .

Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks, Tom Blenkinsop (2000).

Σχήμα 2.34: Σύνδεση μικρορωγμών με αλληλεπίδραση τασικών πεδίων μικρορωγμών (after Krantz, 1979) α), β) en-echelon αλληλεπιδράσεις γ), δ) en passant αλληλεπιδράσεις.

Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks, Tom Blenkinsop (2000).

Σχήμα 2.35: Οι ιδιότητες του τεκτονικού ιστού που καθορίζουν και διαμορφώνουν μια φύλλωση.

C.W. Passchier & R.A.J. Trouw. Microtectonics, Springer-Verlag Berlin Heidelberg (1996).

Σχήμα 2.36: Στοιχεία του τεκτονικού ιστού που διαμορφώνουν μια γράμμωση.

C.W. Passchier & R.A.J. Trouw. Microtectonics, Springer-Verlag Berlin Heidelberg (1996).

Σχήμα 2.37: Μοντέλο αναπαράστασης της ανάπτυξης προσανατολισμού προτίμησης του κρυσταλλικού πλέγματος σε κρυστάλλους λόγω ολίσθησης των μετατοπίσεων του πλέγματος σε καθορισμένα επίπεδα.

C.W. Passchier & R.A.J. Trouw. Microtectonics, Springer-Verlag Berlin Heidelberg (1996).

Σχήμα 3.1: Σχηματική αναπαράσταση των σημαντικότερων γεωμηχανικών παραμέτρων των ασυνεχειών της βραχώμαζας. Αποκεκαλυμμένη επιφάνεια μαρμάρου στα υπόγεια λατομεία μαρμάρου στον Διόνυσο Αττικής.

Π. Νομικός, Εισαγωγή στη μηχανική των πετρωμάτων, (2015).

Σχήμα 3.2: Οπτικές μικρογραφίες που παρουσιάζουν τις μικροδομές και την ανάπτυξη των μικρορωγμών μετά από δοκιμές μονοαξονικής συμπίεσης. Το αμφίδρομο βέλος στην πάνω δεξιά γωνία των φωτογραφιών δείχνει την κατεύθυνση φόρτισης. (α) Η μικροδομή του απαραμόρφωτου δείγματος. Τα βέλη δείχνουν τις τριπλές διασταυρώσεις, (b-e) ανάπτυξη μικρορωγμών σε κόκκους άλατος μετά από δοκιμή μονοαξονικής συμπίεσης με ρυθμό μετατόπισης 0.2 mm/min και (f-g) ανάπτυξη μικροδομής σε κόκκους άλατος μετά από δοκιμή μονοαξονικής συμπίεσης με ρυθμό μετατόπισης 0.5 mm/min.

International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, Hadiseh Mansouri, Rassoul Ajalloeian (2018).

Σχήμα 3.3: Οπτικές μικρογραφίες που παρουσιάζουν τις μικροδομές σε ερπυσμένα δείγματα μετά από δοκιμές μονοαξονικής συμπίεσης. Το αμφίδρομο βέλος στην πάνω δεξιά γωνία των φωτογραφιών δείχνει την κατεύθυνση φόρτισης. (a) Ανάπτυξη μικρορωγμών σε κόκκους άλατος, (b) μία μικρογραφία που δείχνει τα καμπυλωτά ελάσματα και το μοτίβο οδόντωσης, (c) μία μικρογραφία που απεικονίζει τα καμπυλωτά ελάσματα σε κόκκους άλατος, (d) ανάπτυξη των ορίων υποκόκκων εντός κόκκου άλατος και (e) λεπτομερής απεικόνιση των κόκκων της εικόνας (d).

International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, Hadiseh Mansouri, Rassoul Ajalloeian (2018).

Σχήμα 3.4: Παραμορφωμένος γρανίτης (κατακλασίτης) από το Hunter Thrust, Mitchell's Flat, βορειοανατολικά του Singleton, Νέα Νότια Ουαλία, Αυστραλία. Στην εικόνα απεικονίζονται μικροδομικά στοιχεία εύθραυστης παραμόρφωσης, με την μορφή γωνιακών θραυσμάτων διαφόρων μεγεθών και σκοτεινών, πολύ λεπτόκοκκων ζωνών έντονης μικροθραύσης. Ο χαλαζίας είναι διαυγής και ο αστρίτης θολός, λόγω των λεπτόκοκκων προϊόντων αλλοίωσης (κυρίως αργιλικά ορυκτά). Δείγμα από την ευγενική χορηγία της Tania Wilson.

A practical guide to Rock Microstructure, Ron H. Vernon, (2018).

Σχήμα 3.5: Η εύθραυστη παραμόρφωση στον άστριο, σε αντίθεση με την όλκιμη ροή και την λεπτόκοκκη ανακρυστάλλωση σε χαλαζία, Ελβετικές Άλπεις. Ένας μεγάλος κόκκος δίδυμου πλαγιόκλαστου (κέντρο) έχει σπάσει σε θραύσματα που έχουν διαχωριστεί κατά την διάρκεια της παραμόρφωσης.

A practical guide to Rock Microstructure, Ron H. Vernon, (2018).

Σχήμα 3.6: Γενικές μορφές τυπικών καμπυλών τάσης-παραμόρφωσης για πειράματα με σταθερό ρυθμό παραμόρφωσης και θερμοκρασίας. Η διαφορική τάση είναι η διαφορά μεταξύ της μέγιστης και της ελάχιστης θλιπτικής τάσης που ασκείται στο δείγμα ορυκτού. Μία αρχική ελαστική (ανακτήσιμη) παραμόρφωση (στο σημείο διαρροής) ακολουθείται από μία μόνιμη (πλαστική) παραμόρφωση. Σε χαμηλότερες θερμοκρασίες, το ορυκτό γίνεται προοδευτικά πιο δύσκολο να παραμορφωθεί (σκλήρυνση λόγω παραμόρφωσης), λόγω της εμπλοκής των μετατοπίσεων. Αντίθετα, σε υψηλότερες θερμοκρασίες, η παραμόρφωση μπορεί να προχωρήσει σε σχετικά χαμηλή και περίπου σταθερή διαφορική τάση, λόγω της αποκατάστασης και/ή της ανακρυστάλλωσης που συνοδεύει την παραμόρφωση.

A practical guide to Rock Microstructure, Ron H. Vernon (2018).

Σχήμα 4.1: Απεικόνιση της διάταξης του μοντέλου βασισμένου στην ψηφιακή εικόνα (αριστερά: αριθμητικό μοντέλο, δεξιά: εικόνα γκριζας κλίμακας).

Micro-mechanical Rock Models, Heinz Konietzky (2016).

Σχήμα 4.2: Υπόδειγμα διάταξης μοντέλου σε πέτρωμα γρανίτη μέσω ψηφιοθέτησης Voronoi (με βάση τα συσσωματώματα χαλαζία, αστρίου και μαρμαρυγία).

Micro-mechanical Rock Models, Heinz Konietzky (2016).

Σχήμα 4.3: Διαδικασία χαρακτηρισμού κόκκων που αναπτύχθηκε από Heilbronner και Barrett (2013) με σημείωση των αντίστοιχων παραμέτρων.

Micro-mechanical Rock Models, Heinz Konietzky (2016).

**Σχήμα 4.4:** Τυχαία δημιουργημένες συστάδες (συσσωματώματα) αποτελούμενες από πέντε σφαίρες η καθεμία.  
Micro-mechanical Rock Models, Heinz Konietzky (2016).

**Σχήμα 4.5:** Ειδική διαδικασία για την εγκατάσταση μοντέλου DEM με βάση το Voronoi σε τέσσερα βήματα, όπως εξηγείται στο κείμενο.

Micro-mechanical Rock Models, Heinz Konietzky (2016).

**Σχήμα 4.6:** Μοντέλο με βάση τη σφαίρα με συστάδες που αντιπροσωπεύουν τους κόκκους (Groh et al. 2011).

Micro-mechanical Rock Models, Heinz Konietzky (2016).

**Σχήμα 4.7:** Δομή κόκκων με βάση τη ψηφιοθέτηση Voronoi με τυχαία τοποθετημένες μικρορωγμές (λευκό χρώμα).

Micro-mechanical Rock Models, Heinz Konietzky (2016).

**Σχήμα 4.8:** Δοκίμια χαμηλού και υψηλού πορώδους με τυχαία δημιουργημένους πόρους.

Micro-mechanical Rock Models, Heinz Konietzky (2016).

**Σχήμα 4.9:** Μοτίβο θραύσης του δοκίμιου γρανίτη υπό σταθερή μονοαξονική θλιπτική φόρτιση (Chen & Konietzky 2014).

Micro-mechanical Rock Models, Heinz Konietzky (2016).

**Σχήμα 4.10:** Λεπτομερής προβολή της εξέλιξης της θραύσης.

Micro-mechanical Rock Models, Heinz Konietzky (2016).

**Σχήμα 4.11:** Παρατηρούμενο μοτίβο θραύσης σε δίσκους πετρώματος με ρωγμή που δοκιμάστηκαν σε μονοαξονική θλίψη, αλλά με διαφορετικό προσανατολισμό (δοκιμές έμμεσου εφελκυσμού – Brazilian tests).

Micro-mechanical Rock Models, Heinz Konietzky (2016).

**Σχήμα 4.12:** Προσομοιωμένο μοτίβο θραύσης σε δίσκους πετρώματος με ρωγμή, που δοκιμάστηκαν σε μονοαξονική θλίψη, αλλά με διαφορετικό προσανατολισμό (δοκιμές έμμεσου εφελκυσμού).

Micro-mechanical Rock Models, Heinz Konietzky (2016).

**Σχήμα 4.13:** Διάρκεια ζωής δείγματος ορυκτού άλατος σε σχέση με τον λόγο καταπόνησης-μετάδοσης: αποτελέσματα εργαστηριακών δοκιμών από Lajtai & Bielus (1986) και αποτελέσματα προσομοίωσης από Chen & Konietzky (2014).

Micro-mechanical Rock Models, Heinz Konietzky (2016).

**Σχήμα 4.14:** Τρισδιάστατα μοντέλα βασισμένα σε σφαιρικά στοιχεία.

Micro-mechanical Rock Models, Heinz Konietzky (2016).

**Σχήμα 4.15:** Τρισδιάστατα μοντέλα βασισμένα σε πολυεδρικά στοιχεία.

Micro-mechanical Rock Models, Heinz Konietzky (2016).

**Σχήμα 4.16:** Διάγραμμα Voronoi με αποσύνθεση Laguerre (σε δύο διαστάσεις 2D).

Micro-mechanical Rock Models, Heinz Konietzky (2016).

**Σχήμα 4.17:** Διάγραμμα Voronoi με αποσύνθεση Laguerre (σε τρεις διαστάσεις 3D).

Micro-mechanical Rock Models, Heinz Konietzky (2016).

Σχήμα 4.18: Σώματα Voronoi με ανομοιογενή (αριστερά) και ανισότροπη (δεξιά) δομή.

Micro-mechanical Rock Models, Heinz Konietzky (2016).

Σχήμα 4.19: Διαγράμματα μεταβολής της τάσης, της ογκομετρικής παραμόρφωσης, της διαπερατότητας και του αριθμού των μικρορωγμών (βλάβη) συναρτήσει της κατακόρυφης ανηγμένης παραμόρφωσης για ένα δοκίμιο ορυκτού άλατος υπό μονοαξονική θλίψη με τη χρήση ενός τρισδιάστατου μοντέλου Voronoi (Wagner et al. 2012).

Micro-mechanical Rock Models, Heinz Konietzky (2016).



# 1. ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ

## 1.1 ΕΙΔΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Τα πετρώματα αντιστοιχούν στις δομικές μονάδες του στερεού φλοιού της Γης, δηλαδή στο ανώτερο στρώμα της λιθόσφαιρας, και συνιστούν συσσωματώματα από ένα ή περισσότερα ορυκτά. Ο όρος πέτρωμα περιγράφει κάθε φυσικό γεωυλικό του φλοιού της Γης ανεξάρτητα από τη σκληρότητα ή τη συνεκτικότητά του. Η ταξινόμηση των πετρωμάτων μπορεί να πραγματοποιηθεί με διάφορους τρόπους. Ως προς την σύσταση τους χαρακτηρίζονται ομογενή όταν αποτελούνται από ένα είδος ορυκτού ή ετερογενή όταν αποτελούνται από περισσότερα από ένα είδη ορυκτών. Όσον αφορά τις φυσικές τους ιδιότητες αυτά κατηγοριοποιούνται σε πορώδη, συμπαγή, μη συμπαγή κλπ. Ως προς τον τρόπο δημιουργίας τους μπορούν να ταξινομηθούν σε (ISRM, 1975):

- Πυριγενή (igneous), (γρανίτες, βασάλτες, περιδοτίτες κλπ),
- Ιζηματογενή (sedimentary), (ψαμμίτες, δολομίτες, ασβεστόλιθοι κλπ) και
- Μεταμορφωμένα (metamorphic), (μάρμαρα, μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι κλπ.)



Σχήμα 1.1: Μαύρος γρανίτης (geo.auth.gr).



Σχήμα 1.2: Ψαμμίτης (geo.auth.gr).



Σχήμα 1.3: Μάρμαρο (geo.auth.gr).

Τα πυριγενή πετρώματα, είναι συνήθως ομοιογενή υλικά με μεγάλη σκληρότητα τα οποία σχηματίστηκαν από την στερεοποίηση του μάγματος, το οποίο προέρχεται από το εσωτερικό της Γης και στερεοποιήθηκε στα ανώτερα τμήματα (ή στην επιφάνεια) του στερεού φλοιού της. Το βάθος και ο χρόνος στερεοποίησης του μάγματος καθορίζουν τις κατηγορίες των πυριγενών πετρωμάτων (Τσουτρέλης, 1985):

- Η διαδικασία στερεοποίησης του μάγματος που πραγματοποιείται με αργό ρυθμό και σε μεγάλο βάθος από την επιφάνεια της γης έχει σαν αποτέλεσμα τον σχηματισμό των πλουτωνιτών (ή βαθυγενών πετρωμάτων). Καθώς η κρυστάλλωση λαμβάνει χώρα με μικρή ταχύτητα, δημιουργούνται χονδροκόκκοι κρύσταλλοι, οι οποίοι είναι συχνά ορατοί με το γυμνό μάτι. Μερικά παραδείγματα τέτοιων πετρωμάτων θεωρούνται οι γρανίτες, οι διορίτες, οι περιδοίτες, οι γρανοδιορίτες και οι γάββροι.
- Με την διαδικασία στερεοποίησης του μάγματος που πραγματοποιείται απότομα στην επιφάνεια του φλοιού της Γης δημιουργούνται πυριγενή πετρώματα τα οποία ονομάζονται ηφαιστίτες (ή εκρηξιγενή πετρώματα). Οι ηφαιστίτες σε αντίθεση με τους πλουτωνίτες σχηματίζονται κάτω από συνθήκες ταχείας ψύξης, απότομης μεταβολής της ατμοσφαιρικής πίεσης και ταυτόχρονης αποβολής των αερίων του μάγματος. Με αυτόν τον τρόπο δημιουργούνται μικροκρυσταλλικές (ή υαλώδεις) μάζες. Τυπικοί ηφαιστίτες είναι ο βασάλτης, ο ανδεσίτης, ο τραχείτης και ο ρυόλιθος.
- Όταν η διαδικασία στερεοποίησης του μάγματος πραγματοποιείται σε μικρά βάθη, τα πετρώματα ονομάζονται υποηφαιστειακά, ενώ κατά την διαδικασία εισχώρησης του μάγματος στις επιφάνειες μεγάλων ρηγμάτων ή σε φυσικά ανοίγματα δημιουργούνται τα φλεβικά πετρώματα.



Σχήμα 1.4: Διορίτης (geo.auth.gr).



Σχήμα 1.5: Βασάλτης (geo.auth.gr).

Τα εκρηξιγενή πετρώματα προέρχονται από το ίδιο μάγμα με τα βαθυγενή και ως εκ τούτου έχουν την ίδια χημική σύσταση. Η διαφορά τους έγκειται στον ιστό τους, λόγω του διαφορετικού τρόπου σχηματισμού τους. Ο ιστός ενός πετρώματος αναφέρεται στον τρόπο εμφάνισης, στο βαθμό κρυστάλλωσης, στο μέγεθος και στο σχήμα των ορυκτών συστατικών μέσα στη μάζα του πετρώματος. Έτσι στα βαθυγενή πετρώματα ο ιστός επικράτησε να λέγεται κοκκώδης, διότι τα ορυκτά κρυσταλλώθηκαν κάτω από ομαλές συνθήκες και εμφανίζονται σε ισομεγέθεις περίπου κόκκους. Αντίθετα, στα εκρηξιγενή πετρώματα η μάζα τους αποτελείται κατά ένα μέρος από κρυσταλλικά

ορυκτολογικά συστατικά και κατά το υπόλοιπο, μεγαλύτερο συνήθως, ποσοστό από μία υαλώδη άμορφη μάζα (ISRM, 1981).

Όσον αφορά τα χημικά χαρακτηριστικά τους, τα πυριγενή πετρώματα έχουν μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε χαλαζία, ο οποίος κυμαίνεται από 35% μέχρι 80%. Με βάση την περιεκτικότητά τους σε SiO<sub>2</sub> διακρίνονται σε τέσσερις κατηγορίες (ISRM, 1975):

- Υπερκορεσμένα και όξινα πετρώματα με ποσοστό SiO<sub>2</sub>: 63-80%,
- Ενδιάμεσα, κορεσμένα ή ουδέτερα πετρώματα με ποσοστό SiO<sub>2</sub>: 52-63%,
- Υποκορεσμένα, υποπυριτικά και βασικά πετρώματα με ποσοστό SiO<sub>2</sub>: 45-52%,
- Υπερβασικά πετρώματα με ποσοστό SiO<sub>2</sub>: <45%.

Τα ιζηματογενή πετρώματα είναι τα πιο γνωστά πετρώματα στην επιφάνεια της Γης και σχηματίζονται από την απόθεση (ή καταβύθιση) υλικών τα οποία βρίσκονται σε αιώρηση ή διάλυση σε ρευστό μέσο (νερό ή αέρα) και την μετέπειτα συγκόλληση των υλικών που αποτέθηκαν. Τα υλικά αποσάθρωσης ή απόσπασης από το υγιές πέτρωμα μεταφέρονται είτε με τη βαρύτητα είτε με τον αέρα, κυρίως, με τα ρέοντα νερά ή μέσα σε λίμνες και θάλασσες. Στη συνέχεια με το πέρασ του χρόνου και τη συνεχή απόθεση, τα χαλαρά υλικά συμπαγοποιούνται και μετατρέπονται σε πετρώματα (διαγένεση).

Οι παρακάτω διαδικασίες ευνοούν τον σχηματισμό των ιζηματογενών πετρωμάτων (ISRM, 1981):

- Διάβρωση και αποσάθρωση: διεργασίες οι οποίες καταστρέφουν τα προϋπάρχοντα πετρώματα.
- Μεταφορά των υλικών αποσάθρωσης, με την βοήθεια του ανέμου και του νερού των ποταμών και των θαλασσών.
- Απόθεση σε διαδοχικά επάλληλα στρώματα των υλικών που βρίσκονται σε αιώρηση ή διάλυση.
- Διαγένεση: διαδικασία η οποία μετατρέπει ένα χαλαρό (ασύνδετο) ίζημα σε συμπαγές πέτρωμα, με την αύξηση της πίεσης των υπερκείμενων στρωμάτων και μιας φυσικής συνδετικής ύλης.

Τα ιζηματογενή πετρώματα ταξινομούνται σε τρεις υποκατηγορίες ανάλογα με τον τρόπο σχηματισμού τους (ISRM, 1981):

- Τα ιζήματα που σχηματίζονται από την απόθεση υλικών αποσάθρωσης διαφόρων μεγεθών, σχημάτων και σύνθεσης, τα οποία ονομάζονται μηχανικά (ή κλαστικά). Τα ιζήματα αυτά έχουν την τάση να αιωρούνται στο νερό ή στον αέρα. Τυπικά παραδείγματα κλαστικών ιζημάτων είναι ο ψαμμίτης, η άργιλος, ο πηλόλιθος, η μάργα, κ.ά.
- Τα ιζηματογενή πετρώματα που προκύπτουν από συγκέντρωση και απόθεση ορυκτών που αποτέθηκαν κατευθείαν από υδατικά διαλύματα με ανόργανες χημικές διεργασίες, τα οποία ονομάζονται χημικά. Παραδείγματα χημικών ιζηματογενών πετρωμάτων είναι ο ασβεστόλιθος, ο δολομίτης, ο γύψος, το ορυκτό αλάτι, κ.ά.
- Τα ιζηματογενή πετρώματα που δημιουργούνται από την συσσώρευση ή απόθεση της ύλης προερχόμενης από ζωικούς ή φυτικούς οργανισμούς, τα οποία ονομάζονται οργανικά (ή βιογενή). Οι οργανογενείς ασβεστόλιθοι, η κιμωλία, οι κερατόλιθοι, η τύρφη, ο λιγνίτης, ο λιθάνθρακας είναι μερικά από τα βιογενή ιζηματογενή πετρώματα.





Σχήμα 1.6: Μάρμα (geo.auth.gr).



Σχήμα 1.7: Ορυκτό αλάτι (geo.auth.gr).



Σχήμα 1.8: Ασβεστόλιθος (geo.auth.gr).



Σχήμα 1.9: Λιθάνθρακας (geo.auth.gr).

Τα μεταμορφωμένα πετρώματα σχηματίζονται μέσα από την διαδικασία μεταμόρφωσης προϋπαρχόντων πυριγενών ή ιζηματογενών (ακόμα και μεταμορφωμένων) πετρωμάτων τα οποία βρίσκονται στα βαθύτερα τμήματα του φλοιού. Του σχηματισμού αυτού προηγούνται διάφορες ορυκτολογικές, ιστολογικές και χημικές μεταβολές. Τα ιζηματογενή και πυριγενή πετρώματα υφίστανται αυξημένες πιέσεις και θερμοκρασίες, και επίδραση θερμών διαλυμάτων και αερίων. Στην περίπτωση που βρεθούν λόγω γεωλογικών διεργασιών σε μεγάλα βάθη, ανακρυσταλλώνονται και έτσι σχηματίζονται πιο σταθερές ορυκτές φάσεις. Δημιουργούνται με αυτόν τον τρόπο νέα πετρώματα που χημικά δεν διαφέρουν κατά πολύ από το μητρικό υλικό αλλά είναι πιο σταθερά. Η διαδικασία αυτή είναι αργή και συχνά λαμβάνουν χώρα οι χαρακτηριστικές αναδιπλώσεις (πτυχώσεις) των μεταμορφωμένων πετρωμάτων. Η θερμότητα που οφείλεται στην γεινίαση με πυριγενείς μάζες ή στη γεωθερμική δραστηριότητα, προκαλεί πλαστικότητα στα πετρώματα, επιτρέποντας την μοριακή διάχυση από το ένα στρώμα στο άλλο, διαδικασία που διαρκεί αρκετά μεγάλα χρονικά διαστήματα, έως και εκατομμύρια χρόνια (ISRM, 1975).

Σχετικά με τις αλλαγές στον ιστό, την ορυκτολογική και την χημική τους σύσταση, τα μεταμορφωμένα πετρώματα υπόκεινται στα ακόλουθα είδη μεταμόρφωσης (ISRM, 1975):

- Ισοφασική μεταμόρφωση: αντιστοιχεί σε τροποποίηση μόνο του ιστού του προϋπάρχοντος πετρώματος. Για παράδειγμα, ο γρανίτης (ολοκρυσταλλικός) μεταμορφώνεται σε γνεύσιο (σχιστοφυής) περιέχοντας τα ίδια ορυκτά.
- Αλλοφασική μεταμόρφωση: προκαλείται τροποποίηση της ορυκτολογικής σύστασης. Για παράδειγμα, η άργιλος (αργιλικά ορυκτά) μεταμορφώνεται σε γνεύσιο (χαλαζίας, άστριοι, μαρμαρυγίες).
- Ισοχημική μεταμόρφωση: κατά τη μεταμόρφωση η χημική σύσταση του πετρώματος παραμένει σταθερή. Για παράδειγμα, ο ασβεστόλιθος (περιέχει ασβεστίτη) μεταμορφώνεται μέσω ανακρυστάλλωσης του ασβεστίτη σε μάρμαρο (ίδια ορυκτολογική και χημική σύνθεση).
- Αλλοχημική μεταμόρφωση: αντιστοιχεί σε τροποποίηση της χημικής σύστασης του προϋπάρχοντος πετρώματος. Για παράδειγμα, ο ασβεστόλιθος μεταμορφώνεται σε ασβεστοπυριτικά ορυκτά.



Σχήμα 1.10: Γνεύσιος (geo.auth.gr).



Σχήμα 1.11: Άργιλος (geo.auth.gr).



Σχήμα 1.12 Ασβεστίτης (geo.auth.gr).

## 1.2 ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Στις επιστήμες του μηχανικού ο όρος πέτρωμα αναφέρεται σε σκληρό και συνεχές υλικό, το οποίο είναι γενικά ανομοιογενές και ανισότροπο με μεταβλητή χημική σύσταση. Ο μηχανικός εστιάζει λιγότερο στην ιστορία του πετρώματος ή στην ακριβή ορυκτολογική του σύσταση και περισσότερο στην συμπεριφορά

του σε μία εκσκαφή ή σε μία θεμελίωση. Έτσι, για την ταξινόμηση των πετρωμάτων σε επίπεδο εφαρμοσμένων επιστημών χρησιμοποιούνται διαφορετικά χαρακτηριστικά απ' ό,τι στις γεωλογικές επιστήμες. Το ενδιαφέρον των μηχανικών εστιάζεται στις φυσικομηχανικές ιδιότητες των πετρωμάτων όπως είναι το πορώδες, οι ελαστικές σταθερές, η ανισοτροπία, η ψαθυρότητα, η αντοχή τους σε διάφορες καταπονήσεις, κλπ. (Αγιουτάντης, 2002).

Τα πετρώματα, όπως αυτά συναντώνται στον φυσικό τους χώρο (in situ), στις περισσότερες περιπτώσεις περιέχουν διαφόρων ειδών ατέλειες δομής. Οι ατέλειες αυτές, επηρεάζουν τη μηχανική συμπεριφορά του πετρώματος και οφείλονται σε εξωτερικά αλλά και σε εσωτερικά αίτια, όπως μηχανικές καταπονήσεις, χημικές αντιδράσεις, φυσικές διεργασίες, κ.α. Αποτέλεσμα των επιδράσεων των δομικών ατελειών και διαφοροποιήσεων αποτελεί ο σχηματισμός μικροσκοπικών και μακροσκοπικών ασυνεχειών, ρωγμών, κενών, τοπικών ή εκτεταμένων μεταβολών του ιστού τους, και κατ'έκταση τη μεταβολή ή διαφοροποίηση της μηχανικής τους συμπεριφοράς. Έτσι, διαφορετική μηχανική συμπεριφορά έχουν τα ιζηματογενή πετρώματα από τα μεταμορφωμένα και τα πυριγενή (Αγιουτάντης, 2002). Επίσης, τα επιφανειακά στρώματα ενός υλικού κατά κανόνα έχουν υποδεέστερες μηχανικές ιδιότητες από το μητρικό υλικό, λόγω της επίδρασης τους με το περιβάλλον (επιφανειακή διάβρωση).

Γενικά οι διάφορες φυσικές διεργασίες στις οποίες υποβάλλεται το γεωλογικό περιβάλλον έχουν ως αποτέλεσμα την δημιουργία των πετρωμάτων. Μέσα από αυτές τις διαδικασίες διαμορφώνονται οι κατάλληλες συνθήκες στην επιφάνεια και στο εσωτερικό της γης, μέσα από τις οποίες προκύπτουν τα διάφορα είδη πετρωμάτων. Οι πιο σημαντικές από αυτές είναι (Αγιουτάντης, 2002):

- φυσική ή χημική αποσάθρωση (διάσπαση) των πετρωμάτων, μεταφορά των προϊόντων αποσάθρωσης (ιζημάτων) και απόθεση αυτών στο θαλάσσιο περιβάλλον (διάβρωση).
- στερεοποίηση (λιθοποίηση) των χαλαρών υλικών (ιζημάτων) σε πετρώματα (ιζηματογενή).
- διεισδύσεις μάγματος και στερεοποίηση του σε πετρώματα (πυριγενή).
- μεταμόρφωση (μετατροπή) προϋπαρχόντων πετρωμάτων (πυριγενών, ιζηματογενών ή και μεταμορφωμένων) στη γεινίαση μαγματικών διεισδύσεων σε νέα πετρώματα (μεταμορφωμένα) υπό τη δράση υψηλών πιέσεων και θερμοκρασιών.
- τεκτονικές κινήσεις που προκαλούν σχετικές μετατοπίσεις μεγάλων τμημάτων του στερεού φλοιού, με αποτέλεσμα να δημιουργούνται νέες υπερυψωμένες χερσαίες περιοχές που αντισταθμίζουν την επιπεδοποίηση του ανάγλυφου που προκαλεί η διάβρωση.

### **1.3 ΔΟΜΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ: ΑΚΕΡΑΙΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΚΑΙ ΒΡΑΧΟΜΑΖΕΣ / ΕΙΔΗ ΑΣΥΝΕΧΕΙΩΝ**

Η ύπαρξη ασυνεχειών ή άλλων χαρακτηριστικών διαχωρίζουν τα πετρώματα από άλλα δομικά υλικά, με αποτέλεσμα να καθιστούν τη μάζα τους ασυνεχή, ανισότροπη και ανομοιογενή. Στην περίπτωση αυτή χρησιμοποιείται ο όρος βραχώμαζα (rockmass). Με τον όρο ασυνέχεια (discontinuity) αναφέρεται οποιαδήποτε μηχανική διακοπή στη συνέχεια του πετρώματος η οποία έχει πολύ μικρή έως μηδενική αντοχή σε εφελκυσμό. Στον όρο ασυνέχεια δεν περιλαμβάνονται στοιχεία σχετικά με την ηλικία, τη γεωμετρία ή τον τρόπο δημιουργίας της. Τις περισσότερες φορές, όμως, διαχωρίζονται οι φυσικές

ασυνέχειες από τις τεχνητές ασυνέχειες που προέρχονται από ανθρώπινες δραστηριότητες όπως η διάτρηση, η ανατίναξη και η εξόρυξη των πετρωμάτων (Αγιουτάντης, 2002).

Με τον όρο βραχώμαζα θεωρείται το πέτρωμα (και οι ιδιότητές του) όπως αυτό συμπεριφέρεται επί τόπου (in-situ), δηλαδή το πέτρωμα και τα χαρακτηριστικά του, όπως όλες οι ατέλειες δομής που το χαρακτηρίζουν (φυσικές και τεχνητές ασυνέχειες), η υδροφορία του, οι επί-τόπου τάσεις κλπ. Στην πλειονότητα των τεχνικών έργων σε πετρώματα, το ζητούμενο είναι ο πληρέστερος προσδιορισμός της μηχανικής συμπεριφοράς του φέροντος υλικού, το οποίο είναι ουσιαστικά η μάζα του πετρώματος. Η θεώρηση αυτή του φυσικού πετρώματος αναφέρεται σε μεγαλύτερη κλίμακα μεγέθους φυσικών υλικών σε σύγκριση με την κλίμακα που χρησιμοποιείται για εργαστηριακές μελέτες. Οι μηχανικές ιδιότητες της βραχώμαζας προσδιορίζονται άμεσα μόνο με τις επί τόπου δοκιμές οι οποίες απαιτούν ειδικό εξοπλισμό και είναι γενικά πιο πολύπλοκες από τις αντίστοιχες εργαστηριακές (Αγιουτάντης, 2002). Σε αντιδιαστολή με τον ορισμό της βραχώμαζας, ο όρος ακέραιο (άρρηκτο) πέτρωμα (intact rock) αναφέρεται σε ένα τμήμα του φυσικού γεωυλικού που δεν παρουσιάζει φυσικές ατέλειες στην δομή του και θεωρείται συνεχές, ομογενές και ισότροπο υλικό σε ότι αφορά στη μελέτη των φυσικών και μηχανικών ιδιοτήτων του (Αγιουτάντης, 2002).

Οι ιδιότητες του ακέрайου πετρώματος προσδιορίζονται με εργαστηριακές δοκιμές σε συνδυασμό με τη θεώρηση του πετρώματος ως συνεχούς μέσου η οποία αποτελεί μία απλοποιητική παραδοχή, βάση της οποίας προκύπτει η θεωρητική ανάπτυξη των μαθηματικών και φυσικών μοντέλων παραμόρφωσης και αστοχίας των πετρωμάτων, καθώς και η μελέτη της μηχανικής συμπεριφοράς τους σε διαφόρων τύπων εντατικά πεδία. Η μελέτη του πετρώματος ως συνεχούς μέσου βασίζεται στη θεωρία της μηχανικής του συνεχούς μέσου με χρήση καταστατικών νόμων που προέρχονται από τις θεωρίες ελαστικότητας και πλαστικότητας. Η εφαρμογή των θεωριών αυτών παράγει λύσεις κλειστού τύπου, και σε κάποιες περιπτώσεις δίνουν αποδεκτές λύσεις και σε ασυνεχή μέσα. Σύμφωνα με την κλασική θεωρία ελαστικότητας, ένα πέτρωμα θεωρείται ελαστικό, ομογενές και ισότροπο (θεώρηση ΕΟΙ) σε μία, δύο ή τρεις διαστάσεις, ανάλογα με το πρόβλημα που εξετάζεται (π.χ. γεωμετρία, πρωτογενές εντατικό πεδίο κλπ.). Το κατά πόσον οι ιδανικές αυτές θεωρήσεις μπορούν να εφαρμοσθούν στην πράξη, εξαρτάται από την πραγματική μηχανική συμπεριφορά του πετρώματος σε σχέση με τη θεωρούμενη συμπεριφορά, καθώς και από την ακρίβεια των υπολογισμών (Αγιουτάντης 2002). Μία άλλη θεώρηση που προσομοιώνει ένα εξεταζόμενο βραχώδες υλικό είναι αυτή του ασυνεχούς μέσου το οποίο θεωρείται ανελαστικό, ανομοιογενές και ανισότροπο (θεώρηση ΑΑΑ). Η θεώρηση αυτή σχετίζεται με την παρουσία ασυνεχειών στα πετρώματα.

Με τον όρο ασυνέχειες αναφέρονται οι διάφορες μορφές επιφανειών αδυναμίας (δηλ. πτωχών μηχανικών χαρακτηριστικών) του βραχώδους υλικού που διατέμνουν /διαχωρίζουν, οι οποίες προκαλούνται από οποιαδήποτε μηχανική διακοπή στη συνέχεια του πετρώματος ή από την εμφάνιση της ανομοιογένειας και της ανισοτροπίας του πετρώματος. Οι μικροσκοπικές ή μακροσκοπικές ασυνέχειες που εμφανίζονται σε ένα βραχώδες υλικό οφείλονται στους ακόλουθους παράγοντες (πρωτογενούς ή δευτερογενούς φύσης) (Νομικός, 2015):

- συνθήκες δημιουργίας των διαφόρων πετρωμάτων (π.χ. ρυθμός ψύξης, σύσταση/ποσοστό πτητικών του μάγματος, σύσταση ιζημάτων, κλπ.),
- βαρυτικές και τεκτονικές δυνάμεις που επέδρασαν αργότερα,
- διεργασίες αποσάθρωσης, διάβρωσης, μεταφοράς και απόθεσης.

Χαρακτηριστικοί τύποι ασυνεχειών από μεγάλη σε μικρότερη κλίμακα είναι τα ρήγματα, οι κατακλάσεις, οι διακλάσεις, τα επίπεδα στρώσης, οι μικρορωγματώσεις, ο σχισμός, οι διατμητικές ζώνες, κλπ.

Η επίδραση των ασυνεχειών στην μηχανική απόκριση του πετρώματος (ή της βραχόμαζας) είναι πολύ σημαντική. Έχει αποδειχθεί πειραματικά μείωση της αντοχής του βραχώδους υλικού λόγω της παρουσίας ασυνεχειών λόγω των ακόλουθων θεωρήσεων (Αγιουτάντης, 2002):

- οι ασυνέχειες δεν μπορούν να μεταφέρουν εφελκυστικές τάσεις κάθετα στις επιφάνειές τους,
- η διατμητική αντοχή μιας ασυνέχειας είναι συνήθως μικρότερη από αυτή του ακέραιου πετρώματος.

Επίσης, η παρουσία των ασυνεχειών στο πέτρωμα, επηρεάζει και τις ελαστικές παραμέτρους  $E$  και  $\nu$ , καθώς και τις ταχύτητες διάδοσης των ελαστικών κυμάτων μέσα από την μάζα των πετρωμάτων. Η εμπειριστατωμένη μελέτη των ασυνεχειών που εμφανίζονται σε ένα βραχώδες υλικό είναι απαραίτητη για την εκτίμηση της μηχανικής συμπεριφοράς του.

Οι ιδιότητες των ασυνεχειών καθορίζουν άμεσα τις μηχανικές ιδιότητες του πετρώματος και ειδικότερα τις περιοχές του πετρώματος κοντά στις ασυνέχειες. Οι μηχανικές αντοχές που χαρακτηρίζουν τα διάφορα είδη ασυνεχειών διακρίνονται σε: α) πρωτογενείς αντοχές, που αντιστοιχούν στις αντοχές της ασυνέχειας κατά τη δημιουργία της και β) δευτερογενείς (ή παραμένουσες) αντοχές οι οποίες αναπτύσσονται μετά από πιθανή σχετική ολίσθηση αμφότερων των τοιχωμάτων των ασυνεχειών, ή περαιτέρω διάνοιξη των ασυνεχειών, κλπ. Η επίδραση των ασυνεχειών στην μηχανική συμπεριφορά των πετρωμάτων ποσοτικοποιείται με διάφορους δείκτες ποιότητας που προκύπτουν από διάφορα συστήματα ταξινόμησης των πετρωμάτων. Σημειώνεται ότι οι ασυνέχειες μιας βραχόμαζας είναι στοιχεία που χαρακτηρίζονται από πολύ μικρή έως ελάχιστη εφελκυστική αντοχή και μικρή διατμητική αντοχή. Οι γεωμετρικές και φυσικές παράμετροι των ασυνεχειών μιας βραχόμαζας αναφέρονται ακολούθως (ISRM, 1975):

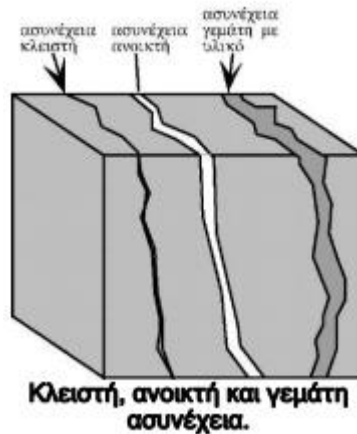
- Ο προσανατολισμός των ασυνεχειών στον χώρο (διεύθυνση κλίσης και μέγιστη γωνία κλίσης).
- Η ύπαρξη οικογενειών (συστημάτων) ασυνεχειών οι οποίες παρουσιάζουν κοινό προσανατολισμό, ίδια διάταξη και παρόμοια έκταση στον χώρο,
- Η πυκνότητα των ασυνεχειών,
- Η κατάσταση των τοιχωμάτων των ασυνεχειών (π.χ. επίπεδες, τραχείες).

Οι ασυνέχειες διακρίνονται σε κλειστές, ανοικτές, και πλήρεις (Σχήμα 1.13), με βάση το άνοιγμά τους και το υλικό πλήρωσης μεταξύ των τοιχωμάτων τους. Οι ανοικτές ασυνέχειες χαρακτηρίζονται από την απόσταση του ανοίγματος μεταξύ των τοιχωμάτων τους, οι κλειστές ασυνέχειες από την τραχύτητα των τοιχωμάτων σε επαφή, ενώ οι πλήρεις από το ορυκτό υλικό πλήρωσής τους. Συνήθως οι αντοχές των υλικών πλήρωσης έχουν χαμηλότερες τιμές από τα άρρηκτα πετρώματα, εκτός από εξαιρέσεις (π.χ. χαλαζίας, πυρίτης) όπου μπορεί να παρουσιάζουν υψηλότερη αντοχή από το συνεχές πέτρωμα. Στη συνέχεια αναφέρονται οι παράγοντες που επηρεάζουν τις μηχανικές ιδιότητες των ασυνεχειών που περιέχουν ορυκτό υλικό πλήρωσης (Αγιουτάντης, 2002):

- Η ορυκτολογία και η κοκκομετρία του υλικού πλήρωσης,
- Το ποσοστό υγρασίας και το πάχος του υλικού πλήρωσης,
- Η τραχύτητα και ο βαθμός εξαλλοίωσης των τοιχωμάτων της ασυνέχειας,
- Η αρχική μετακίνηση των τοιχωμάτων της ασυνέχειας.



Σημαντικό ρόλο στις μηχανικές ιδιότητες των ασυνεχειών έχει και η ύπαρξη νερού στα ανοίγματα μεταξύ των παρειών των ασυνεχειών.



Σχήμα 1.13: Τύποι ασυνεχειών (eclass.opencourses.teicm.gr).

Συνήθως η προσέγγιση της πραγματικής τιμής των διαφόρων ιδιοτήτων της μάζας του πετρώματος γίνεται με την χρήση εμπειρικών συντελεστών διόρθωσης των τιμών που προκύπτουν από τα θεωρητικά μοντέλα, ή από εργαστηριακές δοκιμές του ακέραιου πετρώματος, καθώς επίσης και με την βοήθεια συντελεστών ασφαλείας που ενσωματώνονται στον σχεδιασμό διαφόρων τεχνικών έργων. Τα αριθμητικά μοντέλα συνεχούς μέσου που χρησιμοποιούνται για την προσομοίωση της μηχανικής συμπεριφοράς ενός πετρώματος περιλαμβάνουν μεθόδους πεπερασμένων στοιχείων, πεπερασμένων διαφορών, συντοριακών στοιχείων, καθώς και μοντέλα του ασυνεχούς μέσου (Αγιουτάντης, 2002).

#### 1.4 ΜΗΧΑΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Οι πιο σημαντικές μηχανικές παράμετροι των πετρωμάτων είναι αυτές που αφορούν στην αντοχή τους. Ως αντοχή ενός πετρώματος ορίζεται η ικανότητα του να αντιστέκεται σε εξωτερικές δυνάμεις και εκφράζεται σε μονάδες τάσης. Η ικανότητα αυτή των πετρωμάτων συνδέεται άμεσα με τον τύπο της καταπόνησης. Στη βραχομηχανική διακρίνονται οι ακόλουθοι τύποι καταπόνησης που χρησιμοποιούνται για να προσδιοριστούν οι αντίστοιχες αντοχές των πετρωμάτων (Νομικός, 2015):

- καταπόνηση σε θλίψη,
- καταπόνηση σε εφελκυσμό,
- καταπόνηση σε διάτμηση, και
- καταπόνηση σε κάμψη.

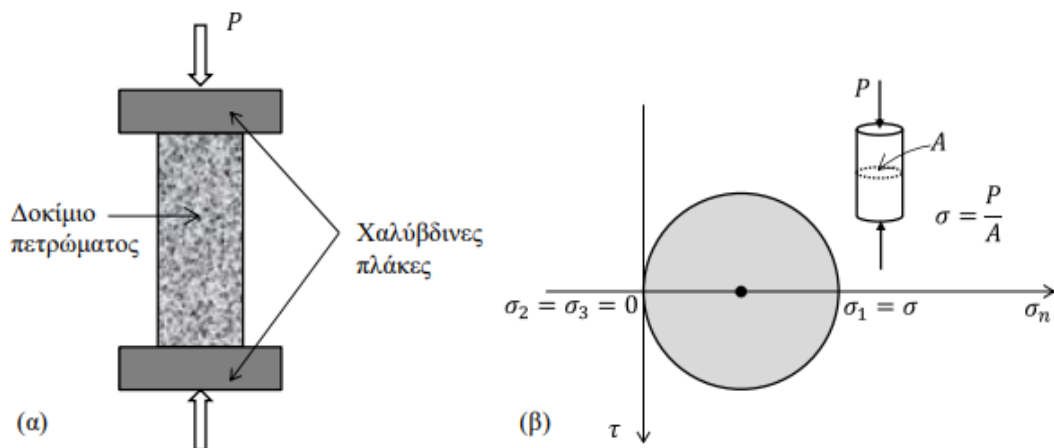
Οι βράχοι χαρακτηρίζονται από τιμές αντοχής ανάλογα με τον τύπο των εξωτερικών δυνάμεων που υφίστανται. Η βασική διαφορά ανάμεσα στη μελέτη των ιδιοτήτων των στερεών σωμάτων και στη μελέτη των ιδιοτήτων των πετρωμάτων (και των βραχομαζών) είναι η ύπαρξη φυσικών ή τεχνητών ασυνεχειών στα πετρώματα, οι οποίες τις περισσότερες φορές καθορίζουν την μηχανική τους συμπεριφορά.

Οι τιμές αντοχής του πετρώματος υπολογίζονται από τις δοκιμές στο εργαστήριο ή επί τόπου. Και στις δύο περιπτώσεις προκύπτουν δύο τύποι μετρήσεων αντοχής: α) του ακέραιου πετρώματος και β) της

βραχόμαζας. Σημειώνεται ότι στο παρελθόν οι περισσότερες μελέτες που είχαν ως στόχο τον προσδιορισμό της αντοχής των πετρωμάτων χρησιμοποίησαν αποτελέσματα εργαστηριακών δοκιμών θλιπτικής καταπόνησης (Harrison & Hudson, 2000).

Οι παράμετροι της ελαστικής συμπεριφοράς ενός γεωυλικού είναι το μέτρο ελαστικότητας ( $E$ ) και ο λόγος του Poisson ( $\nu$ ). Το μέτρο ελαστικότητας εκφράζει τη σκληρότητα ή την ακαμψία ενός γεωυλικού, παρόμοια με την ακαμψία ενός ελατηρίου, όταν αυτό συμπιέζεται ή εκτείνεται. Ο λόγος του Poisson εκφράζει την πλευρική παραμόρφωση ενός υλικού, λόγω καταπόνησης σε διεύθυνση κάθετη με την διεύθυνση της πλευρικής παραμόρφωσης (Αγιουτάντης, 2002).

Κατά την δοκιμή μονοαξονικής θλίψης (uniaxial compression test), συμπιέζεται ένα κυλινδρικό δοκίμιο πετρώματος μεταξύ δύο παράλληλων χαλύβδινων πλάκων (Σχήμα 1.14α). Μέσω της δοκιμής αυτής προσδιορίζεται η μονοαξονική (ή ανεμπόδιση) θλιπτική αντοχή (uniaxial compressive strength, UCS), το μέτρο ελαστικότητας και ο λόγος Poisson του άρρηκτου πετρώματος. Εξαιτίας της επιβολής μονοαξονικής εντατικής κατάστασης στο δοκίμιο (Σχήμα 1.14β), ισχύουν οι σχέσεις:  $\sigma_{zz} = \sigma$ , και  $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \tau_{xy} = \tau_{xz} = \tau_{yz} = 0$ , ή αλλιώς στις κύριες τάσεις ισχύει  $\sigma_1 = \sigma$  και  $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$ . Κατά την διαδικασία της μονοαξονικής θλίψης, το φορτίο ασκείται συνεχώς στο δοκίμιο, σε διεύθυνση παράλληλη με τον άξονά του και αυξάνεται βαθμιαία με σταθερό ρυθμό μέχρι την αστοχία του. Η αξονική τάση στο δοκίμιο θεωρείται ομοιόμορφη και υπολογίζεται από τον λόγο του ασκούμενου φορτίου ( $P$ ) προς τη διατομή του κυλινδρικού δοκιμίου ( $A$ ). Η αξονική τάση στην οποία το πέτρωμα αστοχεί είναι γνωστή ως μονοαξονική (ή ανεμπόδιση) θλιπτική αντοχή του πετρώματος (Jeager et al. 2007).



Σχήμα 1.14: (α) Μονοαξονική θλίψη δοκιμίου άρρηκτου πετρώματος, (β) κύκλος του Mohr της θεωρητικής εντατικής κατάστασης του δοκιμίου (Νομικός, 2015).

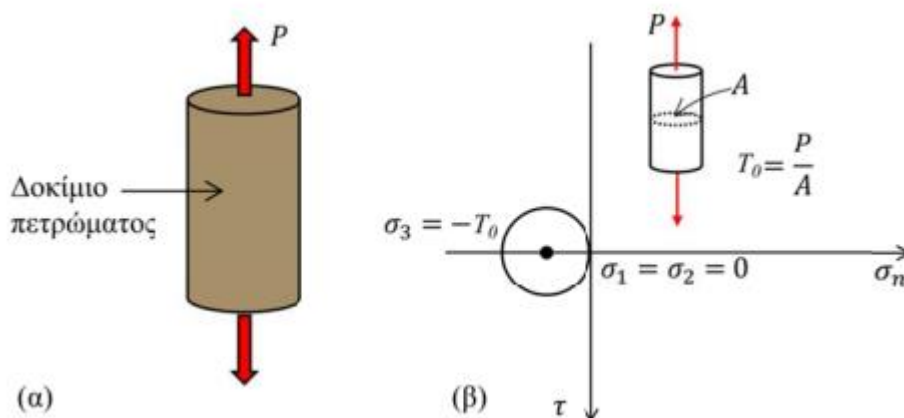
Με την δοκιμή μονοαξονικής θλίψης είναι δυνατόν να πραγματοποιηθούν και κάποιες βοηθητικές μετρήσεις, όπως για παράδειγμα αυτή της αξονικής και της πλευρικής ανηγμένης παραμόρφωσης, της ταχύτητας διάδοσης των διαφόρων ειδών ελαστικών κυμάτων και των ακουστικών εκπομπών του πετρώματος. Πρέπει να σημειωθεί ότι η απόκριση ενός πετρώματος εξαρτάται πέρα από τη φύση του και

την ορυκτολογική του σύσταση και από την διαμόρφωση και την κατάσταση των εξεταζόμενων δοκιμίων (Brady και Brown, 2006). Έχει παρατηρηθεί ότι για δοκίμια πετρώματος με παρόμοια ορυκτολογικά χαρακτηριστικά, η μετρούμενη αντοχή τους μειώνεται με την αύξηση του πορώδους, του βαθμού αποσάθρωσης, της προϋπάρχουσας μικροδομής (π.χ. μικρορωγματώσεις, μικροπόροι) καθώς και της περιεχόμενης υγρασίας του εξεταζόμενου δοκιμίου (Τσουτρέλης, 1985).

Στη συνέχεια ακολουθεί η δοκιμή του άμεσου εφελκυσμού (direct tensile test) όπου ένα κυλινδρικό δοκίμιο πετρώματος φορτίζεται εφελκυστικά σε διεύθυνση παράλληλη προς τον άξονά του (Σχήμα 1.15α). Σύμφωνα με την παρούσα εντατική κατάσταση ισχύουν οι σχέσεις:  $\sigma_{zz} = -\sigma$ , και  $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \tau_{xy} = \tau_{xz} = \tau_{yz} = 0$ , ή αλλιώς σε σύστημα κυρίων τάσεων ισχύει  $\sigma_3 = -\sigma$  και  $\sigma_1 = \sigma_2 = 0$  (Σχήμα 1.15β). Το εφελκυστικό φορτίο ασκείται συνεχώς στο δοκίμιο πετρώματος και αυξάνεται σταδιακά με σταθερό ρυθμό μέχρι την αστοχία του. Η αξονική τάση στο εξεταζόμενο δοκίμιο είναι ομοιόμορφη και υπολογίζεται από τον λόγο του ασκούμενου αξονικού φορτίου (P) προς την επιφάνεια της διατομής (A) του κυλινδρικού δοκιμίου. Η τιμή της αξονικής τάσης κατά την οποία το πέτρωμα υπεισέρχεται σε αστοχία είναι γνωστή ως μονοαξονική εφελκυστική αντοχή  $T_0$  (uniaxial tensile strength) του πετρώματος και δίνεται από την σχέση:

$$T_0 = \frac{4P}{\pi D^2} \quad (1.1)$$

όπου P είναι το αξονικό φορτίο και D είναι η διάμετρος του δοκιμίου.

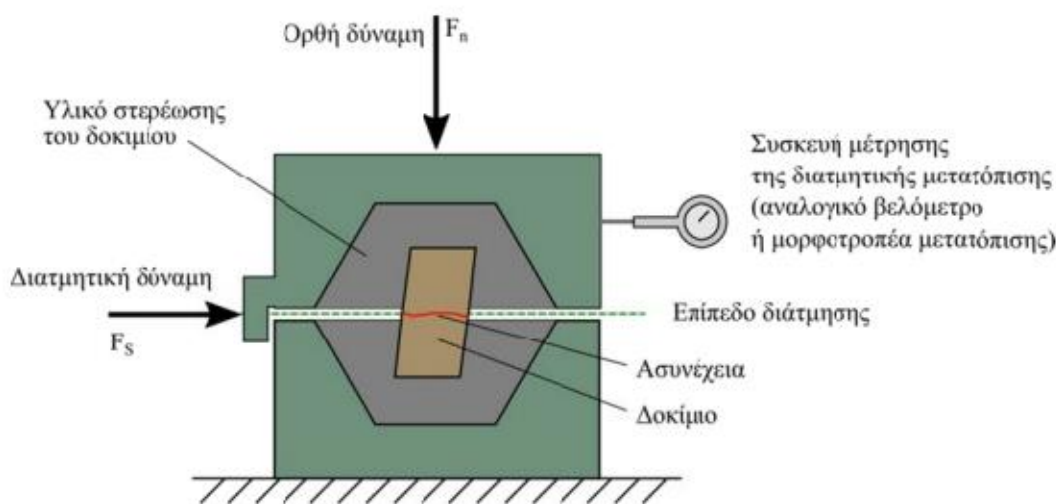


Σχήμα 1.15: (α) Μονοαξονικός εφελκυσμός σε δοκίμιο άρρηκτου πετρώματος, (β) κύκλος Mohr του άμεσου εφελκυσμού του δοκιμίου (Νομικός, 2015).

Μία αποδεκτή δοκιμή άμεσου εφελκυσμού πρέπει να έχει ως αποτέλεσμα τη θραύση του πετρώματος στο μέσο του δοκιμίου σε επιφάνεια κάθετη προς τον άξονα του. Μέχρι σήμερα, η δοκιμή άμεσου εφελκυσμού θεωρείται ως η πιο ακριβής μέθοδος για τον προσδιορισμό της εφελκυστικής αντοχής του πετρώματος (Perras & Diederichs 2014), ενώ χρησιμοποιείται επίσης για τον προσδιορισμό του μέτρου ελαστικότητας και του λόγου Poisson του άρρηκτου πετρώματος σε εφελκυσμό.

Μία άλλη δοκιμή είναι η δοκιμή έμμεσου έφελκυσμού (ή Βραζιλιανή δοκιμή). Στην περίπτωση αυτή δοκίμια κυλινδρικών δίσκων πετρώματα υπόκεινται σε μονοαξονική θλίψη και αστοχούν έμμεσα σε εφελκυσμό. Κατά τη διάρκεια της δοκιμής δημιουργείται ρωγμή (ή ρωγμές) κατά την διεύθυνση της θλιπτικής φόρτισης και το δοκίμιο αστοχεί. Κατά μήκος των δυνητικών επιφανειών αστοχίας αναπτύσσονται εφελκυστικές τάσεις οι οποίες όταν φτάσουν σε μία κρίσιμη τιμή προκαλούν την εφελκυστική αστοχία του δοκίμιου.

Ο προσδιορισμός της αντοχής σε διάτμηση πραγματοποιείται με την εργαστηριακή δοκιμή άμεσης διάτμησης (direct shear test) σε δοκίμια πετρώματος στα οποία υπάρχει ένα προκαθορισμένο επίπεδο ασυνέχειας (επιφάνεια διάτμησης). Υπάρχουν δύο τρόποι εκτέλεσης της δοκιμής, ανάλογα με τις συνοριακές συνθήκες: α) στην πρώτη περίπτωση όπου εκτελείται δοκιμή σταθερού φορτίου (constant normal load, CNL), ασκείται μία ορθή τάση η οποία είναι κάθετη στο επίπεδο της ασυνέχειας, η οποία διατηρείται σταθερή κατά τη διάρκεια της δοκιμής, και β) στη δεύτερη περίπτωση όπου εκτελείται δοκιμή σταθερής δυστροπίας (CNS), προκαλείται ελεγχόμενη μετατόπιση κάθετα στο επίπεδο της ασυνέχειας (ορθή μετατόπιση), έτσι ώστε να διατηρείται σταθερή η ορθή δυστροπία στο επίπεδο της ασυνέχειας. Οι παραπάνω δοκιμές άμεσης διάτμησης προσομοιώνουν τις συνθήκες ολίσθησης ενός μπλοκ πετρώματος σε επίπεδο ασυνέχειας που εντοπίζεται σε πρηνές βράχου με ομόρροπη κλίση ή σε υπόγεια εκσκαφή όπου η περιβάλλουσα βραχώμαζα περιέχει οικογένειες ασυνεχειών οι επιφάνειες των οποίων αποτελούν επίπεδα ολίσθησης βραχωδών σφηνών (Νομικός, 2015).



Σχήμα 1.16: Διατμητικό κιβώτιο για δοκιμή άμεσης διάτμησης σε βραχώδες δοκίμιο (Νομικός, 2015).

Η συνοχή (c) είναι μία γεωτεχνική παράμετρος η οποία βοηθάει στην αύξηση της διατμητικής αντοχής ενός γεωυλικού (εδαφικού ή βραχώδους) και επηρεάζει την ικανότητα του να ανθίσταται σε διατμητικές δυνάμεις. Πιο συγκεκριμένα, η περιεκτικότητα σε νερό επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό την συνοχή ενός εδαφικού υλικού, καθώς και η πυκνότητα και πλαστικότητα του εδάφους. Σε ένα πέτρωμα, η συνοχή εξαρτάται από την υγρασία και την πυκνότητά του. Η συνοχή ενός γεωυλικού προσδιορίζεται έμμεσα με την εφαρμογή του νόμου του Coulomb μέσω του οποίου προσομοιώνεται η συμπεριφορά ενός

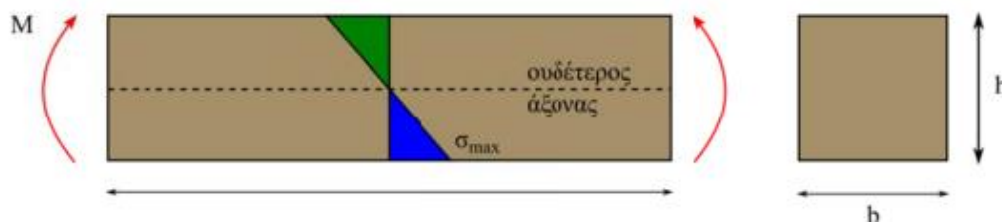
γεωυλικού σε διάτμηση. Η συνοχή καθώς και η γωνία εσωτερικής τριβής ενός γεωυλικού, υποδηλώνει την τριβή μεταξύ των τοιχωμάτων μίας επιφάνειας ολίσθησης (π.χ. ασυνέχειας), κατά την διαδικασία μιας διατμητικής καταπόνησης, καθώς και μεταξύ των κόκκων του γεωυλικού, όταν αυτό αστοχεί σε διάτμηση (Αγιουτάντης, 2002).

Στη συνέχεια ακολουθεί η δοκιμή κάμψης η οποία έχει χρησιμοποιηθεί στο παρελθόν για τη μέτρηση της εφελκυστικής αντοχής και του μέτρου ελαστικότητας του πετρώματος. Κατά την διάρκεια της καμπτικής φόρτισης δημιουργούνται περιοχές θλίψης και εφελκυσμού στο δοκίμιο του πετρώματος. Η κατανομή των τάσεων και των μετατοπίσεων μπορεί να βρεθεί από τη θεωρία δοκού της τεχνικής μηχανικής (Νομικός 2015).

Στο σχήμα 1.17 μία δοκός πετρώματος ορθογωνικής διατομής υποβάλλεται σε ροπή κάμψης  $M$  στα άκρα της. Η περιοχή πάνω από τον ουδέτερο άξονα υπόκειται σε θλίψη, ενώ εκείνη κάτω από τον ουδέτερο άξονα υπόκειται σε εφελκυσμό. Η μέγιστη εφελκυστική τάση αναπτύσσεται στην κατώτερη επιφάνεια της δοκού και είναι ίση με (Νομικός 2015):

$$\sigma_{t,max} = -\frac{6M}{bh^2} \quad (1.2)$$

όπου  $h$  είναι το ύψος της διατομής και  $b$  είναι το πλάτος της διατομής της δοκού του πετρώματος. Εάν με την αύξηση της ροπής το πέτρωμα αστοχήσει, τότε η σχέση μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση της εφελκυστικής αντοχής του πετρώματος.



Σχήμα 1.17: Εντατική κατάσταση κατά την κάμψη δοκού πετρώματος ορθογωνικής διατομής (Νομικός, 2015).

## 1.5 ΘΕΩΡΙΕΣ ΚΑΙ ΚΡΙΤΗΡΙΑ ΑΣΤΟΧΙΑΣ

Ο όρος αστοχία (failure) ενός πετρώματος μετά από υπέρβαση του ορίου αντοχής του, αντιστοιχεί στην μεταβολή των μηχανικών ιδιοτήτων του, με αποτέλεσμα το υλικό να μη μπορεί να παραλάβει τα φορτία σχεδιασμού. Η αστοχία ενός γεωυλικού δεν συνεπάγεται απαραίτητα και την θραύση αυτού, αλλά αναφέρεται στην πλαστική ή μόνιμη παραμόρφωση του σε μη επιτρεπτά επίπεδα.

Υπάρχουν διάφορες θεωρίες που περιγράφουν με μαθηματικό τρόπο τις συνθήκες αστοχίας ενός υλικού κάτω από δεδομένη εντατική και παραμορφωσιακή κατάσταση. Παρόλο που οι θεωρίες αυτές

επιβεβαιώνονται με πειραματικά δεδομένα, συνιστάται πάντοτε η χρήση συντελεστών ασφαλείας, όταν τέτοια κριτήρια εφαρμόζονται για τον υπολογισμό της σταθερότητας τεχνικών έργων (Αγιουτάντης, 2002).

Στα πετρώματα, τα κριτήρια αστοχίας εκφράζονται συναρτήσει των αντοχών σε θλίψη, εφελκυσμό ή διάτμηση. Αν κάποια παράμετρος αντοχής του γεωυλικού είναι μικρότερη από την αντίστοιχη τάση καταπόνησης, τότε θεωρείται ότι το υλικό αστόχησε. Γενικότερα, η αντοχή σε εφελκυσμό των ψαθυρών υλικών, όπως είναι τα άρρηκτα πετρώματα, είναι τουλάχιστον κατά μία τάξη μεγέθους μικρότερη από την αντοχή σε μονοαξονική θλίψη. Η διαφορά αυτή οφείλεται στην παρουσία μικρορωγμών, οι οποίες οδηγούν σε μείωση της ενεργής διατομής σε δοκιμές εφελκυσμού, ενώ κάτι ανάλογο δεν συμβαίνει στις περιπτώσεις δοκιμών θλίψης.

Όταν εξετάζεται το αποτέλεσμα της εφαρμογής πολυαξονικού εντατικού πεδίου ( $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ), θεωρείται ότι το υλικό έχει αστοχήσει, όταν ισχύει μία σχέση της μορφής (Αγιουτάντης, 2002):

$$\sigma_1 = f(\sigma_2, \sigma_3) \quad (1.3)$$

Για την σχεδίαση ενός τεχνικού έργου, είναι απαραίτητη η σωστή επιλογή του κριτηρίου αστοχίας, διότι η οριακή εντατική κατάσταση που προκύπτει, πριν την αστοχία, είναι αυτή που καθορίζει και τα τεχνικά χαρακτηριστικά του έργου. Οι τρόποι αστοχίας των πετρωμάτων, είτε κατά την εξέταση τους στο φυσικό τους χώρο, είτε κατά την διάρκεια εργαστηριακών δοκιμών, είναι δύο (Αγιουτάντης, 2002):

- αστοχία σε διάτμηση (shear failure),
- αστοχία σε εφελκυσμό (tensile failure).

Η αστοχία σε διάτμηση ή εφελκυσμό μπορεί να οφείλεται είτε στην ανάπτυξη μεγάλων διατμητικών ή εφελκυστικών αντίστοιχα τάσεων, οι οποίες δημιουργούν άμεσα τις συνθήκες αστοχίας, είτε αποτέλεσμα μεγάλων θλιπτικών τάσεων, οι οποίες έμμεσα δημιουργούν τις συνθήκες αστοχίας. Για παράδειγμα, στην εργαστηριακή δοκιμή της μονοαξονικής θλίψης, το πέτρωμα συνήθως αστοχεί σε διάτμηση κατά ένα ή περισσότερα επίπεδα κεκλιμένα ως προς τον άξονα φόρτισης. Στην περίπτωση που το δοκίμιο χαρακτηρίζεται από επίπεδα χαμηλής συνοχής, είναι δυνατόν είτε να αστοχήσει σε διάτμηση κατά μήκος των επιπέδων αδυναμίας, είτε σε εφελκυσμό, όταν τα φορτία ακούονται παράλληλα προς τα επίπεδα αυτά. Μία ακόμη περίπτωση, η αστοχία λόγω υπερβολικών πλαστικών παραμορφώσεων (αστοχία λόγω διαρροής), πραγματοποιείται όταν σε περιπτώσεις τριαξονικών δοκιμών θλίψης, αυξάνεται σημαντικά το πλάτος της πλαστικής περιοχής (Αγιουτάντης, 2002).

Υπάρχουν αρκετές θεωρίες που περιγράφουν τις συνθήκες αστοχίας ενός πετρώματος. Η πιο γνωστή είναι η θεωρία των Coulomb - Navier. Η παρατήρηση ότι στα εδαφικά υλικά αναπτύσσονται δυνάμεις τριβής και συνοχής μεταξύ των κόκκων του εδάφους, οδήγησε στην ανάπτυξη της θεωρίας της εσωτερικής τριβής ή θεωρίας της αστοχίας σε διάτμηση, που διατυπώθηκε από τον Coulomb το 1773. Η

θεωρία του Coulomb που αρχικά αφορούσε εδαφικά υλικά, και στην συνέχεια επεκτάθηκε και στα βραχώδη υλικά, εκφράζεται από την σχέση που δίνει την εξάρτηση της διατμητικής αντοχής του γεωυλικού σε επίπεδη επιφάνεια ολίσθησης από την συνοχή, την γωνία εσωτερικής τριβής καθώς και την ορθή τάση που ασκείται στην επιφάνεια ολίσθησης (Αγιουτάντης, 2002):

$$\tau = c + \mu\sigma \quad (1.4)$$

όπου,  $\tau$  = η μέγιστη διατμητική τάση (διατμητική αντοχή του γεωυλικού),  $c$  = η συνοχή του γεωυλικού,  $\mu$  = ο συντελεστής εσωτερικής τριβής του γεωυλικού και  $\sigma$  = η κάθετη τάση στο επίπεδο ολίσθησης / αστοχίας.

Ο συντελεστής εσωτερικής τριβής του γεωυλικού ισούται με (Αγιουτάντης, 2002):

$$\mu = \tan\phi, \quad (1.5)$$

όπου  $\phi$  είναι η γωνία εσωτερικής τριβής του γεωυλικού.

Σχετικά με τους όρους συνοχή και γωνία εσωτερικής τριβής ενός εδαφικού υλικού αναφέρονται τα ακόλουθα (Αγιουτάντης, 2002):

- σε ένα μη συνεκτικό εδαφικό υλικό (π.χ. αμμώδες έδαφος), δηλαδή σε ένα υλικό με μηδενική συνοχή  $c = 0$ , παρατηρείται το γεγονός ότι η μέγιστη κλίση πρανούς που αποτελείται από το εν λόγω υλικό, καθορίζεται από τις δυνάμεις τριβής των κόκκων και ισούται με την γωνία φυσικής απόθεσης.
- ένα συνεκτικό εδαφικό υλικό (π.χ. αργιλικό έδαφος), χαρακτηρίζεται από το ότι η μέγιστη κλίση πρανούς είναι μεγαλύτερη από αυτή που καθορίζεται από την γωνία φυσικής απόθεσης. Το πλεόνασμα δυνάμεων που βοηθούν στην συγκράτηση του εν λόγω υλικού, προέρχεται από τη συνοχή του.

Σύμφωνα με τα παραπάνω ένα γεωυλικό αστοχεί σε διάτμηση σε ένα επίπεδο, όταν οι διατμητικές τάσεις που δρουν πάνω σε αυτό το επίπεδο ξεπεράσουν τη συνοχή του γεωυλικού και την τάση που αναπτύσσεται λόγω τριβής, η οποία αποτελεί ποσοστό της κάθετης τάσης στο επίπεδο αυτό. Η γωνία  $\phi$  αντιστοιχεί στην κλίση της εξίσωσης (1.4), όταν αυτή παρασταθεί γραφικά σε άξονες  $\sigma$ ,  $\tau$ . Πρακτικά, η αντοχή σε ανεμπόδιστη θλίψη εκφράζει τη μέγιστη αξονική θλιπτική τάση που μπορεί να αντέξει ένα κυλινδρικό δοκίμιο μέχρι τη θραύση του, η συνοχή χαρακτηρίζει την δύναμη των δεσμών μεταξύ των κόκκων του εκάστοτε γεωυλικού, ενώ η γωνία εσωτερικής τριβής αντιπροσωπεύει κατά προσέγγιση τη γωνία θραύσης του υλικού. Το κριτήριο Coulomb εφαρμόζεται σε ψαθυρά πετρώματα με την υπόθεση ότι η τριβή ενισχύει την διατμητική αντοχή πάνω στο επίπεδο διατμητικής αστοχίας. Η θεωρία αυτή είναι γνωστή ως κριτήριο Coulomb για πετρώματα. Αρκετοί ερευνητές περιγράφουν το παραπάνω θεώρημα ως κριτήριο Coulomb – Mohr, παρόλο που οι θεωρίες των Coulomb και Mohr έχουν διαφορετικό θεωρητικό υπόβαθρο (Αγιουτάντης, 2002). Μερικές τυπικές τιμές συνοχής και γωνίας εσωτερικής τριβής παρουσιάζονται στον Πίνακα 1.1.

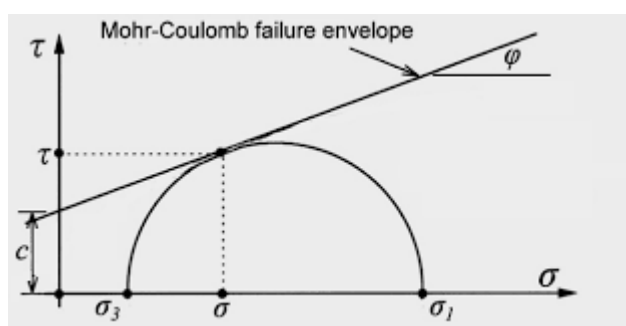
Τύπος Πετρώματος	Συνοχή (MPa)	Γωνία εσωτερικής τριβής (μοίρες)
Γρανίτης Stone Mountain	55.1	51.0
Γρανίτης Inada	55.2	47.4
Βασάλτης Nevada Test Site	66.2	31.0
Ψαμμίτης Berea	27.2	27.8
Ασβεστόλιθος Indiana	6.7	42.0
Γνεύσιος κάθετος στη σχιστότητα	46.9	28.0
Γνεύσιος σε γωνία 30° στη σχιστότητα	14.8	27.6
Χαλαζίτης Sioux	70.6	48.0
Μάρμαρο Georgia	21.2	25.3

Πίνακας 1.1: Ενδεικτικές τιμές συνοχής και γωνίας τριβής πετρωμάτων από τις ΗΠΑ (Αγιουτάντης, 2002).

Περίπου το 1900, ο Mohr διατύπωσε την άποψη ότι η ορθή και η διατμητική τάση σε ένα επίπεδο συνδέονται με μια γενική συνάρτηση της μορφής:

$$\tau = f(\sigma) \quad (1.6)$$

Η γραφική παράσταση της συνάρτησης (1.6) στο επίπεδο  $(\sigma, \tau)$  είναι μια καμπύλη με τα κοίλα προς τα κάτω. Όταν οι τιμές  $\sigma, \tau$  που περιγράφουν την εντατική κατάσταση ενός γεωυλικού βρίσκονται κάτω από την καμπύλη της συνάρτησης (1.6), τότε το γεωυλικό δεν αστοχεί. Στη περίπτωση που ένα γεωυλικό πρόκειται να αστοχήσει τότε ο κύκλος του Mohr, που κατασκευάζεται για μία δεδομένη εντατική κατάσταση, εφάπτεται ή τέμνει την καμπύλη  $\tau=f(\sigma)$ . Σημειώνεται ότι η τιμή της ενδιάμεσης κύριας τάσης  $\sigma_2$ , δεν επηρεάζει την εφαρμογή του κριτηρίου αστοχίας. Ο προσδιορισμός της καμπύλης  $\tau=f(\sigma)$ , δηλ. της περιβάλλουσας αστοχίας του Mohr, είναι προσδιορίζεται πειραματικά για κάθε γεωυλικό, με τρεις τουλάχιστον δοκιμές τριαξονικής θλίψης, ή εναλλακτικά, με μία δοκιμή μονοαξονικής θλίψης, μία δοκιμή διάτμησης, και μία δοκιμή εφελκυσμού.



Σχήμα 1.18: Το κριτήριο αστοχίας Mohr-Coulomb (enggeo-auth.weebly.com).

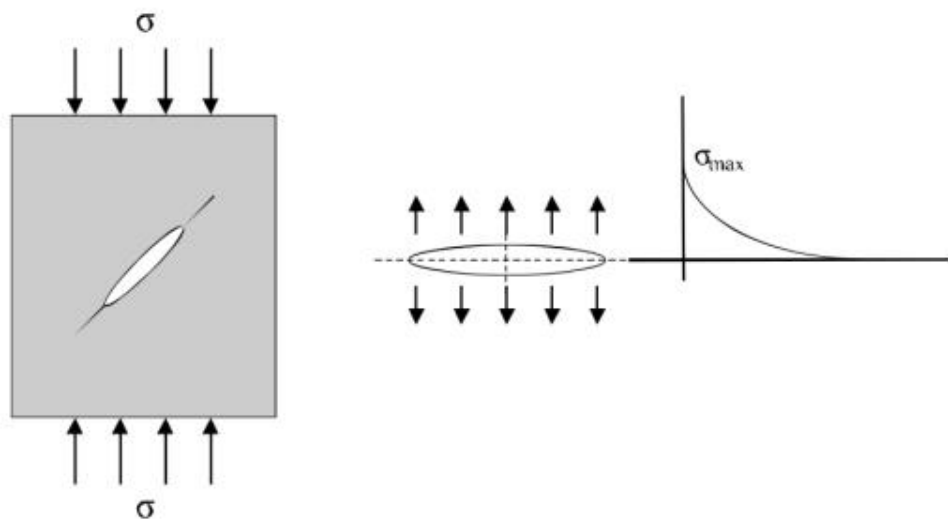


Τέλος, σημειώνεται ότι το κριτήριο Coulomb - Navier είναι ισοδύναμο με το κριτήριο του Mohr, όταν η περιβάλλουσα αστοχίας είναι ευθεία. Η παραβολική καμπύλη αστοχίας του Mohr, σε αντίθεση με τη γραμμική συνάρτηση, έχει το πλεονέκτημα ότι προσφέρει ομαλότερη μετάβαση σε περιοχές εφελκυστικών τάσεων και επιβεβαιώνεται και από πειραματικά δεδομένα για τις περιοχές αυτές.

Υπάρχουν και άλλες θεωρίες που περιγράφουν την συμπεριφορά των ψαθυρών υλικών κατά την αστοχία τους. Μία από αυτές είναι η θεωρία του Griffith (1921) η οποία λαμβάνει υπόψη ότι η θραύση του υλικού λαμβάνει χώρα λόγω της υψηλής συγκέντρωσης τάσεων στα άκρα μικροσκοπικών ρωγμών που υπάρχουν στη δομή του υλικού, με αποτέλεσμα την συνένωση και διάδοση των ρωγμών αυτών, η οποία οδηγεί τελικά στην μακροσκοπική αστοχία του υλικού (Jeager and Cook, 1979). Η αστοχία προκαλείται, όταν η μέγιστη εφελκυστική τάση στα άκρα της μικρορωγμής με τον πιο επικίνδυνο προσανατολισμό, υπερβεί τη χαρακτηριστική κρίσιμη τιμή για το εκάστοτε υλικό (Αγιουτάντης, 2002).

Το κριτήριο αστοχίας του Griffith βασίζεται στις παρακάτω παραδοχές (Jeager and Cook, 1979):

- Τα ψαθυρά υλικά θεωρούνται ελαστικά και ομογενή και περιέχουν στη δομή τους τυχαία προσανατολισμένες μικροσκοπικές ελλειπτικές ρωγμές (στην επίπεδη θεώρηση).
- Μία μικρορωγμή επεκτείνεται, όταν οι εφαπτομενικές τάσεις στα άκρα της υπερβούν μια κρίσιμη τιμή η οποία είναι χαρακτηριστική για κάθε υλικό.
- Η διεύθυνση διάδοσης της θραύσης είναι πάντοτε κάθετη προς την διεύθυνση των ασκούμενων εφαπτομενικών τάσεων στα άκρα της μικρορωγμής.
- Με βάση το ενεργειακό ισοζύγιο, μία μικρορωγμή θα επεκταθεί, όταν η συνολική δυναμική ενέργεια του υλικού ελαττώνεται ή παραμένει σταθερή.



Σχήμα 1.19: Ρωγμή Griffith τυχαίου προσανατολισμού σε θλιπτικό φορτίο (Νομικός, 2015).

Με βάση τα παραπάνω, η θεωρία του Griffith είναι δυνατόν να προβλέψει τον προσανατολισμό της κρίσιμης ρωγμής που θα αστοχήσει καθώς και τη διεύθυνση της γραμμής αστοχίας πάνω σε αυτή.

Το κριτήριο του Griffith μπορεί να εκφραστεί συναρτήσει των κύριων τάσεων  $\sigma_1$  και  $\sigma_2$  (οι θλιπτικές τάσεις λαμβάνονται θετικές) ως εξής (Αγιουτάντης, 2002):

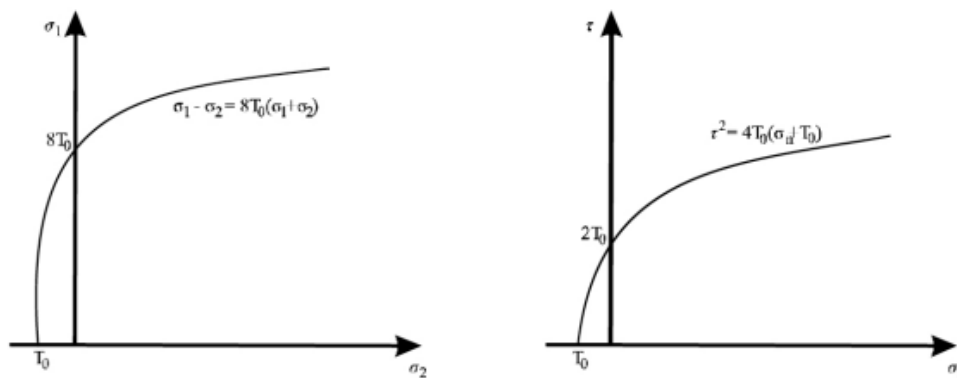
$$\begin{aligned} (\sigma_1 - \sigma_2)^2 &\leq 8T_0(\sigma_1 + \sigma_2) \quad \text{όπου } \sigma_1 + 3\sigma_2 > 0 \\ \sigma_2 &\leq -T_0 \quad \text{όπου } \sigma_1 + 3\sigma_2 < 0 \end{aligned} \quad (1.7)$$

όπου  $T_0$  είναι η αντοχή σε μονοαξονικό εφελκυσμό του υλικού. Στην περίπτωση που  $\sigma_2=0$  τότε  $\sigma_1=8T_0$ . Δηλαδή η αντοχή σε θλίψη είναι 8 φορές μεγαλύτερη από την αντοχή σε εφελκυσμό. Η παρατήρηση αυτή αποτελεί έναν σοβαρό περιορισμό για την εφαρμογή του κριτηρίου στη βραχομηχανική.

Το κριτήριο αστοχίας του Griffith μπορεί να εκφραστεί επίσης και στο επίπεδο  $(\tau, \sigma_n)$  ως εξής (Αγιουτάντης, 2002):

$$\tau^2 = 4T_0(\sigma_n + T_0) \quad (1.8)$$

Οι σχέσεις (1.7) και (1.8) απεικονίζονται στο σχήμα 1.20.



Σχήμα 1.20: Το κριτήριο αστοχίας Griffith σε άξονες  $\sigma_1, \sigma_2$  και σε άξονες  $\tau, \sigma_n$  (Νομικός, 2015).

Στην περίπτωση που η μηχανική συμπεριφορά ενός εξεταζόμενου γεωυλικού είναι πλαστική τότε μπορεί να χρησιμοποιηθεί, υπό προϋποθέσεις, το κριτήριο διαρροής του von Mises, σύμφωνα με το οποίο η διαρροή ενός όγκιμου υλικού το οποίο βρίσκεται υπό την επίδραση σύνθετης εντατικής κατάστασης, ξεκινά όταν η ισοδύναμη πλαστική τάση  $\sigma_{eq}$  ισούται με την αντοχή σε εφελκυσμό, όπως αυτή μετρείται κατά τη διαρροή του υλικού κατά την διάρκεια άμεσου εφελκυσμού. Το κριτήριο του von Mises μπορεί να εκφραστεί συναρτήσει των κυρίων τάσεων ως εξής (Αγιουτάντης, 2002):

$$\sigma_{eq} = \sqrt{\frac{(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2}{2}} \quad (1.9)$$

όπου:  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  είναι οι κύριες τάσεις.

Επίσης, για τα πετρώματα, εφαρμόζονται με μεγάλη επιτυχία διάφορα εμπειρικά κριτήρια αστοχίας, όπως το κριτήριο αστοχίας Bieniawski, το κριτήριο αστοχίας Hoek και Brown και το κριτήριο αστοχίας Drucker – Prager, που βασίζονται σε επιτόπου μετρήσεις, όπου ο τύπος του πετρώματος αντιπροσωπεύεται από αντίστοιχες παραμέτρους.

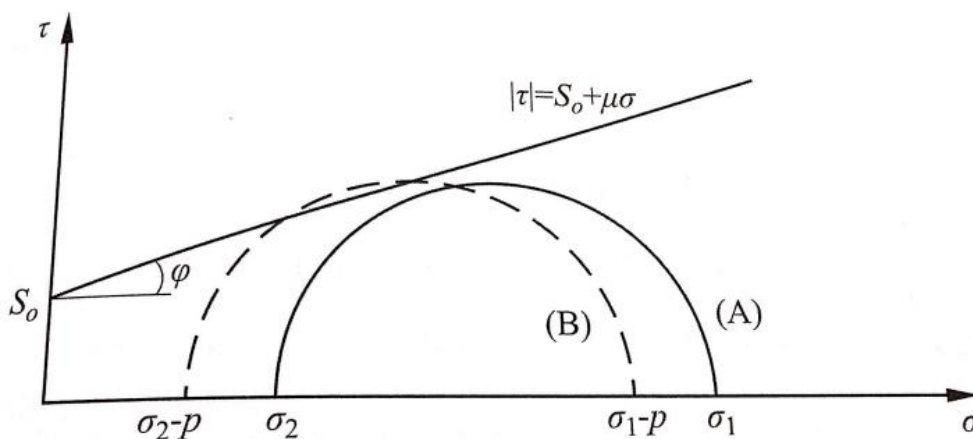
### Επιδράσεις της πίεσης πόρων

Πολλοί ερευνητές έχουν μελετήσει την επίδραση της πίεσης των πόρων (pore pressure) δηλαδή της τάσης που αναπτύσσεται, όταν οι πόροι ενός υλικού είναι γεμάτοι με νερό. Με την προϋπόθεση ότι οι πόροι ενώνονται μεταξύ τους με κάποιον τρόπο, τα αποτελέσματα των μελετών αυτών γενικά συμφωνούν και αναφέρουν ότι η θραύση και η εφαρμογή των κριτηρίων αστοχίας δεν εξαρτώνται μόνο από τις τάσεις που οφείλονται στο εντατικό πεδίο, αλλά και από τις ενεργές τάσεις (effective stresses), οι οποίες ορίζονται από τις σχέσεις (Αγιουτάντης, 2002):

$$\begin{aligned} \sigma'_1 &= \sigma_1 - p, \\ \sigma'_2 &= \sigma_2 - p, \\ \sigma'_3 &= \sigma_3 - p, \end{aligned} \quad (1.10)$$

όπου  $p$  είναι η πίεση των πόρων και  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  είναι οι κύριες τάσεις. Σύμφωνα με τα παραπάνω, το κριτήριο Coulomb – Navier δίνεται από την σχέση (Αγιουτάντης, 2002):

$$\sigma_1 - p = C_0 + q(\sigma_2 - p). \quad (1.11)$$



Σχήμα 1.21: Επίδραση της πίεσης των πόρων στην εντατική κατάσταση ενός πετρώματος (Αγιουτάντης, 2002).

Η παρουσία νερού είναι έντονη τόσο σε υπόγεια όσο και σε επιφανειακά έργα. Εργαστηριακά πειράματα έχουν αποδείξει ότι η αντοχή σε θλίψη διαφόρων πετρωμάτων, μειώνεται με την αύξηση του ποσοστού υγρασίας, όπως μειώνεται και το μέτρο ελαστικότητας του Young. Αντίθετα, η αύξηση της περιεκτικότητας ενός γεωυλικού σε νερό τείνει να αυξήσει σημαντικά την πλαστικότητα του πετρώματος και επομένως τον λόγο Poisson που το χαρακτηρίζει. Για παράδειγμα, σε μελέτες ευστάθειας υπόγειων ανοιγμάτων είναι σημαντικό να λαμβάνονται υπόψη τα εξής (Αγιουτάντης, 2002):

- η επίδραση νερού ενδέχεται να μεταβάλλεται ανάλογα με την εποχή του χρόνου
- η μηχανική συμπεριφορά των πετρωμάτων που περιβάλλουν ένα κοίτασμα, εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από την παρουσία ή όχι νερού στην περιοχή εκμετάλλευσης.

### Μέθοδος της υδραυλικής θραύσης

Η επίδραση των ασυνεχειών στην μηχανική συμπεριφορά μια βραχώμαζας γίνεται κατανοητή στην μέθοδο της υδραυλικής θραύσης (ή υδρορωγμάτωσης). Όταν κάποιο υγρό εισπνεστεί σε μία γεώτρηση με ικανή πίεση, τότε οι επαπτομενικές τάσεις περιμετρικά της γεώτρησης θα μετατραπούν λόγω των εξωτερικών τάσεων σε εφελκυστικές, με συνέπεια την δημιουργία ρωγμών, όταν οι τάσεις αυτές υπερβούν την αντοχή σε εφελκυσμό του περιβάλλοντος υλικού. Παρομοίως, προϋπάρχουσες ρωγμές, οι οποίες παραμένουν κλειστές λόγω του πρωτογενούς θλιπτικού εντατικού πεδίου, θα διασταλούν από τις εφελκυστικές τάσεις. Η αντοχή σε εφελκυσμό, σε αυτήν την περίπτωση, λαμβάνεται μηδενική. Η παραπάνω μεθοδολογία της υδραυλικής θραύσης γεωτρήσεων χρησιμοποιείται πολύ στην τεχνολογία άντλησης πετρελαίου. Στην περίπτωση αυτή, ένα τμήμα της γεώτρησης απομονώνεται από την υπόλοιπη γεώτρηση με τη χρήση κατάλληλων παρεμβυσμάτων (packers) έτσι, ώστε η εσωτερική πίεση ( $p$ ) να εξασκηθεί στην επιθυμητή περιοχή της γεώτρησης.

Στην περίπτωση που ισχύει η σχέση (Αγιουτάντης, 2002):

$$p > \sigma_z + T_o, \quad (1.12)$$

τότε θα δημιουργηθεί μία οριζόντια ρωγή επέκτασης (horizontal extension fracture). Σ'αυτήν την περίπτωση η επαπτομενική τάση ( $\sigma_t$ ) στα τοιχώματα της γεώτρησης δίνεται από την σχέση (Αγιουτάντης, 2002):

$$\sigma_t = (\sigma_1 + \sigma_2 - p) - 2(\sigma_1 - \sigma_2). \quad (1.13)$$

Οι τιμές της επαπτομενικής τάσης στην περιφέρεια της γεώτρησης μεταβάλλονται ανάλογα με την γωνία  $\theta$ , από μία μέγιστη τιμή ( $3\sigma_1 - \sigma_2 - p$ ) για  $\theta = 0$  έως μία ελάχιστη τιμή ( $3\sigma_2 - \sigma_1 - p$ ) για  $\theta=90^\circ$  (Jaeger and Cook, 1979).

### 1.6 ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΣΕ ΕΡΓΑ ΠΟΛΙΤΙΚΟΥ ΜΗΧΑΝΙΚΟΥ

Η χρησιμοποίηση των πετρωμάτων και των δομικών λίθων από τον άνθρωπο έχει βρεθεί ότι συμβαίνει από τους προϊστορικούς χρόνους. Αρχαιολογικές έρευνες έχουν αποκαλύψει τις διάφορες τεχνικές

σχετικά με την χρήση των πετρωμάτων όπως αυτές της λατόμευσης, της κοπής και της επεξεργασίας τους. Στις μέρες μας τα πετρώματα χρησιμοποιούνται τόσο ως δομικά υλικά, όσο και ως διακοσμητικοί λίθοι, ενώ σε πολλές περιπτώσεις χρησιμοποιούνται ακόμη και ως φέροντα στοιχεία ανωδομών. Επίσης σε έναν μεγάλο αριθμό κατασκευών τα πετρώματα ενσωματώνονται είτε ως δομικά στοιχεία είτε ως υλικά θεμελίωσης. Στη συνέχεια αναφέρονται κάποια χαρακτηριστικά παραδείγματα εφαρμογών σε έργα πολιτικού μηχανικού (Νομικός, 2015):

- Θεμελιώσεις κτιρίων, γεφυρών, φραγμάτων, κ.ά.
- Διαμόρφωση πρανών (εδαφικών και βραχωδών) και δημιουργία ορυγμάτων οδοποιίας, σιδηροδρομικών έργων, υδραυλικών έργων, επιφανειακών εκσκαφών μεταλλείων και ορυχείων, λατομικών εξορύξεων, κλπ.
- Διάνοιξη υπόγειων εκσκαφών όπως σήραγγες (οδικές, σιδηροδρομικές κλπ.), μεγάλοι υπόγειοι χώροι αποθήκευσης, υπόγεια μεταλλεία, αθλητικές εγκαταστάσεις, κ.ά.).
- Ενεργειακές κατασκευές, όπως υπόγειες πυρηνικές εγκαταστάσεις, αποθήκες πυρηνικών και χημικών αποβλήτων, αποθήκες πετρελαίου και υγροποιημένου φυσικού αερίου, υδροηλεκτρικά έργα.

Ο εδαφικός μανδύας, τα υπεδάφια δηλαδή στρώματα λεπτόκοκκων γεωυλικών, όπως η άργιλος, η άμμος και η ιλύς, αποτελεί τον πιο συνηθισμένο σχηματισμό όπου θεμελιώνονται και εδράζονται τεχνικά έργα κυρίως σε αστικές περιοχές. Παράλληλα, ένας μεγάλος αριθμός από έργα πολιτικού μηχανικού, μεγάλης κλίμακας, εδράζονται και αλληλεπιδρούν απευθείας με πετρώματα και βραχώδη υλικά, αναδεικνύοντας τον σημαντικό ρόλο τους για την θεμελίωση των εν λόγω έργων. Σε αυτό το πλαίσιο παραθέτονται μερικά από τα προβλήματα προς επίλυση της μηχανικής πετρωμάτων που αφορούν σε έργα πολιτικού μηχανικού (Αγιουτάντης, 2002):

- Υπολογισμός της φέρουσας ικανότητας του πετρώματος,
- υπολογισμός της διατμητικής αντοχής του πετρώματος,
- μελέτη της μηχανικής συμπεριφοράς του πετρώματος σε δυναμικά φορτία,
- μελέτη της επίδρασης των σεισμών σε θεμελιώσεις κατασκευασμένες πάνω σε πετρώματα,
- υπολογισμός του μέτρου ελαστικότητας ενός πετρώματος,
- υπολογισμός του λόγου Poisson ενός πετρώματος,
- μελέτη της επίδρασης των ατελειών του πετρώματος (ασυνέχειες, στρωσιγένεια, διακλάσεις, σπηλαιώσεις κλπ) στη μηχανική του συμπεριφορά,
- προσδιορισμός της κατάλληλης εργαστηριακής μεθόδου που δίνει αποτελέσματα που πλησιάζουν τις ιδιότητες της βραχώμαζας,
- μελέτη της επίδρασης του χρόνου στην παραμόρφωση του πετρώματος,
- μελέτη της πλαστικής ροής στα πετρώματα και των νόμων που ακολουθεί,
- μελέτη της επίδρασης των ασυνεχειών κατά τον σχεδιασμό τεχνικών έργων,
- συσχέτιση των εργαστηριακών αποτελεσμάτων με τις επί τόπου δοκιμές,
- μελέτη της επίδρασης της ανισοτροπίας στην εντατική κατάσταση του πετρώματος,
- προσδιορισμός των μηχανισμών αστοχίας στα πετρώματα,
- υπολογισμός (ή εκτίμηση) του επί τόπου εντατικού πεδίου μιας περιοχής,
- υπολογισμός της ευστάθειας ενός βραχώδους (ή εδαφικού) πρανού,

- υπολογισμός των μέτρων υποστήριξης ενός υπόγειου ανοίγματος, βραχώδους πρσανούς κλπ.,
- υπολογισμός της βέλτιστης λύσης σε προβλήματα θεμελίωσης, αντιστήριξης και υποστήριξης.

Από τις πιο σημαντικές πληροφορίες που είναι απαραίτητο να γνωρίζει ο πολιτικός μηχανικός για την θεμελίωση των κατασκευών είναι η έγκαιρη και σωστή αναγνώριση των πιθανών γεωκινδύνων που 'απειλούν' το γεωλογικό περιβάλλον. Τα πετρώματα θεωρούνται γενικά υλικά με ασυνήθιστες ιδιότητες, τα οποία παρουσιάζουν έντονες διαφοροποιήσεις τόσο στη συνέχειά τους όσο και στην ομοιογένειά τους. Για την θεμελίωση μεγάλων τεχνικών έργων, απαιτούνται εργαστηριακές δοκιμές προσδιορισμού της παραμορφωσιμότητας του πετρώματος, έτσι ώστε να συνυπολογιστεί η καθίζηση στη στατική μελέτη της κατασκευής. (Νομικός, 2015).

Παρότι η μεθοδολογία του σχεδιασμού είναι δυνατόν να παρουσιάζει διαφοροποιήσεις ανάλογα με την κατασκευή, σε κάθε περίπτωση είναι χρήσιμη και απαραίτητη η μελέτη του γεωλογικού περιβάλλοντος, δηλαδή η εξέταση των ειδών των πετρωμάτων της περιοχής μελέτης, της έκτασής τους, της αποσάθρωσης, της γεωμορφολογίας και της τεκτονικής της περιοχής μελέτης καθώς και της ευρύτερης περιοχής, της στρωματογραφίας, κλπ. Η γεωλογική έρευνα πραγματοποιείται με χαρτογραφήσεις υπαίθρου, με επί τόπου ερευνητικές εργασίες και δοκιμές, (π.χ. με γεωτρήσεις ή με γεωφυσικές διασκοπήσεις) καθώς και με εργαστηριακές δοκιμές και μετρήσεις και έτσι επιτυγχάνεται ο προσδιορισμός των φυσικών και μηχανικών ιδιοτήτων (αντοχή σε θλίψη, εφελκυσμό, διάτμηση, παραμορφωσιμότητα, διαπερατότητα, πορώδες, συστήματα ασυνεχειών κλπ.) των πετρωμάτων της υπό μελέτη περιοχής. Τέλος, κατά τον σχεδιασμό, θεωρείται απαραίτητο να συνυπολογιστούν όλοι οι πιθανοί γεωκίνδυνοι της περιοχής της μελέτης (ενεργά ρήγματα, πλημμύρες, κατολισθήσεις, ρευστοποιήσεις κλπ.), και να εκτιμηθούν οι πιθανές επιπτώσεις τους τόσο κατά το στάδιο της κατασκευής ενός τεχνικού έργου, όσο και στα υπάρχοντα ή σε μελλοντικά έργα.

Συνοψίζοντας, η χρησιμοποίηση πετρωμάτων σε έργα πολιτικού μηχανικού αναδεικνύει τον σημαντικό ρόλο της μηχανικής των πετρωμάτων για την μελέτη της μηχανικής τους συμπεριφοράς η οποία περιλαμβάνει τα ακόλουθα στάδια (Νομικός, 2015):

- α) Στάδιο του προσδιορισμού και της αποτίμησης των φυσικο-μηχανικών, υδραυλικών, ακουστικών και θερμικών ιδιοτήτων του πετρώματος και της βραχομάζας.
- β) Στάδιο της εκτίμησης και του προσδιορισμού του φυσικού (επί-τόπου) εντατικού πεδίου που υφίσταται στην περιοχή μελέτης πριν από την έναρξη της κατασκευής, και του υπολογισμού των διαταραχών των γεωστατικών τάσεων που προκαλούνται στη περιοχή λόγω της κατασκευής.
- γ) Στάδιο της προσομοίωσης και της πρόβλεψης της μηχανικής απόκρισης της βραχομάζας, υπό τα αναπτυσσόμενα φορτία του τεχνικού έργου ή υπό τη μεταβολή της προϋπάρχουσας φόρτισης, λόγω της κατασκευής.
- δ) Στάδιο της παρατήρησης και της ενόργανης παρακολούθησης της συμπεριφοράς του τεχνικού έργου, τόσο κατά την φάση της κατασκευής του όσο και κατά την λειτουργία του.

## **2. ΜΙΚΡΟΔΟΜΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ**

### **2.1 ΟΡΙΣΜΟΣ ΚΑΙ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ**

Ο όρος μικροδομή (microstructure) αναφέρεται στην γεωμετρική τοποθέτηση των δομικών στοιχείων ενός υλικού στο χώρο, όπου συμπεριλαμβάνεται και το μέγεθος των στοιχείων και των δυνάμεων που αλληλεπιδρούν μεταξύ τους (είδος δεσμών), καθώς επίσης και το πορώδες. Η δομή σε μικροσκοπική κλίμακα (μικροδομή ή αλλιώς εσωτερική δομή), αποτελεί έναν από τους πρωταρχικούς παράγοντες που επηρεάζουν τα φυσικά και μηχανικά χαρακτηριστικά ενός γεωυλικού. Αν και η μελέτη της μικροδομής των πετρωμάτων δεν αποτελεί συνήθη πρακτική, έχει διαπιστωθεί ότι παίζει σημαντικό ρόλο για την ερμηνεία της ιδιάζουσας μηχανικής συμπεριφοράς τους. Η επιδεκτικότητα των πετρωμάτων στη φθορά είναι συνάρτηση των διαφόρων μηχανικών και δομικών τους παραμέτρων. Παρόλο που η μικροδομή είναι δύσκολο να ποσοτικοποιηθεί και να συσχετισθεί άμεσα με τις μηχανικές ιδιότητες, εντούτοις, οι γεωτεχνικοί μηχανικοί αρχίζουν να δίνουν μεγαλύτερη προσοχή στη μελέτη της, διότι βοηθά στην καλύτερη κατανόηση, και συντελεί στην ακριβέστερη πρόβλεψη της μηχανικής συμπεριφοράς ή των αστοχιών.

Η μικροσκοπική μελέτη των διεργασιών κατά την αστοχία των ψαθυρών πετρωμάτων εξελισσόταν αργά στην πρώιμη ανάπτυξη της, εν μέρει λόγω της έλλειψης κατάλληλων τεχνικών παρατήρησης, αλλά και επειδή το οπτικό πεδίο του ανθρώπου είναι πολύ περιορισμένο στις υψηλές μεγεθύνσεις που απαιτούνται για την παρατήρηση μικρών ρωγμών. Αρχικά είναι απαραίτητο να γνωρίζουμε την ακριβή θέση μιας εντοπισμένης θέσης ρηγμάτωσης, όπως προβλέπεται στο απλό μοντέλο Griffith. Στην πραγματικότητα, αποδεικνύεται ότι οι ρωγμές και οι διαδικασίες ψαθυρής αστοχίας που τις περιλαμβάνουν είναι, τουλάχιστον αρχικά, ευρέως κατανεμημένες σε όλο το μήκος του δείγματος του πετρώματος και μπορούν να παρατηρηθούν εύκολα με κατάλληλες τεχνικές (Παπανικολάου, 1986).

Οι έννοιες της μικροτεκτονικής και λεπτοτεκτονικής αναφέρονται από πολλούς ερευνητές με κοινό όρο την μικροτεκτονική (π.χ. Engels, 1959). Μελετούν δομές τάξεως μεγέθους από μερικά μέτρα (m) έως και τάξη μεγέθους μικρότερου από χιλιοστό (mm). Ως εκ τούτου συνεισφέρουν, σε κάποια μικρότερη κλίμακα από τη μακροτεκτονική, στην κατασκευή της γεωλογικής δομής μιας περιοχής. Είναι γεγονός αναμφισβήτητο εν τούτοις, ότι τα συμπεράσματα που προκύπτουν από τη μελέτη τους, δίνουν απάντηση συνήθως σε πολλά από τα προβλήματα τόσο της μακροτεκτονικής όσο και της γεωτεκτονικής. Αυτό είναι το αποτέλεσμα της θεώρησης ότι οι κανόνες που διέπουν τις τεκτονικές δομές μικρών διαστάσεων, ισχύουν και για τεκτονικές δομές μεγαλύτερων διαστάσεων, γιατί η συμμετρία της παραμόρφωσης σε παρόμοιους σχηματισμούς είναι ανεξάρτητη μεγέθους όταν είναι αποτέλεσμα της ίδιας παραμορφωτικής διαδικασίας. Το πεδίο έρευνας της λεπτοτεκτονικής, εστιάζεται στις παρατηρήσεις με το μικροσκόπιο και αναφέρεται κυρίως στη μελέτη δομής των μεταμορφωμένων πετρωμάτων. Οι μέθοδοι εργασίας της μικροτεκτονικής και λεπτοτεκτονικής διαφέρουν κατά το μεγαλύτερο μέρος τους, από αυτές της μακροτεκτονικής, ενώ μοιάζουν πολύ μεταξύ τους. Οι μέθοδοι αυτές βασίζονται κυρίως στη μελέτη της τεκτονικής υφής τεκτονικών, σε περιοχές μεγέθους λεπτών τομών και δειγμάτων πετρωμάτων, καθώς και περιορισμένης έκτασης φυσικών και τεχνητών τομών. Ταυτόσημος, σχεδόν, με τον όρο της μικροτεκτονικής, όμως περισσότερο εξειδικευμένος κλάδος της τεκτονικής, θα πρέπει να θεωρηθεί η

πετροτεκτονική που μελετά το μέγεθος, τον προσανατολισμό, τη μορφή και τις σχέσεις μεταξύ των ορυκτών που συνιστούν ένα πέτρωμα. Η πετροτεκτονική ερευνά επίσης τις σχέσεις παραμόρφωσης και κρυστάλλωσης στους πετρογραφικούς σχηματισμούς, κυρίως στη μικροκλίμακα. Χρησιμοποιεί, δηλαδή, πετρολογικές δομές, που απεικονίζουν συχνά και με μεγάλη σχετικά ακρίβεια τις τεκτονικές παραμορφώσεις στο πέτρωμα (Παπανικολάου, 1986).

Για την εξαγωγή συμπερασμάτων και την ανάπτυξη της έρευνας, η μικροτεκτονική και η πετροτεκτονική χρησιμοποιούν κυρίως τις μεθόδους της ανάλυσης της υφής. Για την έρευνα και την εκμετάλλευση πετρελαιοφόρων κοιτασμάτων, καθώς και του υδατικού δυναμικού μιας περιοχής η μικροτεκτονική μελέτη θα μπορούσε να χαρακτηριστεί ως περιττή. Για την εξόρυξη όμως μεταλλευμάτων, συχνά αποκτά την ίδια μεγάλη σημασία με τη μακροτεκτονική έρευνα. Για τη βραχομηχανική, ιδιαίτερα στην κατασκευή δρόμων, υπόγειων συρράγγων και φραγμάτων, η μικροτεκτονική μελέτη αποκτά αντίθετα, τεράστιο ενδιαφέρον, πολύ περισσότερο από τη μακροτεκτονική. Αυτό γίνεται γιατί ως γνωστόν, οι ιδιότητες της αντοχής και σταθερότητας, καθώς και η ικανότητα συγκρατήσεως ή όχι του νερού των πετρωμάτων και της βραχώμαζας εξαρτώνται κατά ένα μεγάλο βαθμό από τη μικροδομή τους (Παπανικολάου, 1986).

## 2.2 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

### 2.2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η παραμόρφωση των πετρωμάτων, η οποία οδηγεί στη δημιουργία και διαμόρφωση της μικροδομής τους, καθορίζεται από πολλές διαδικασίες, σε επίπεδο κρυστάλλων και κόκκων του γεωυλικού. Τις διαδικασίες αυτές τις επηρεάζουν τόσο κάποιοι λιθολογικοί παράγοντες, όσο και κάποιες επικρατούσες συνθήκες σχηματισμού και ισορροπίας του πετρώματος. Οι λιθολογικοί παράγοντες είναι οι ακόλουθοι (Παπανικολάου, 1986):

- Η ορυκτολογική σύσταση του πετρώματος.
- Η χημική σύσταση των ρευστών των πόρων.
- Ο προτιμητέος προσανατολισμός του κρυσταλλικού πλέγματος.
- Το μέγεθος και το σχήμα των κόκκων.
- Το πορώδες.
- Η περατότητα.

Οι εξωτερικοί παράγοντες είναι:

- Η λιθοστατική (γεωστατική) πίεση.
- Η θερμοκρασία.
- Η πίεση των ρευστών των πόρων.
- Οι αναπτυσσόμενες διαφορικές τάσεις.
- Ο εξωτερικά ασκούμενος ρυθμός καταπόνησης.

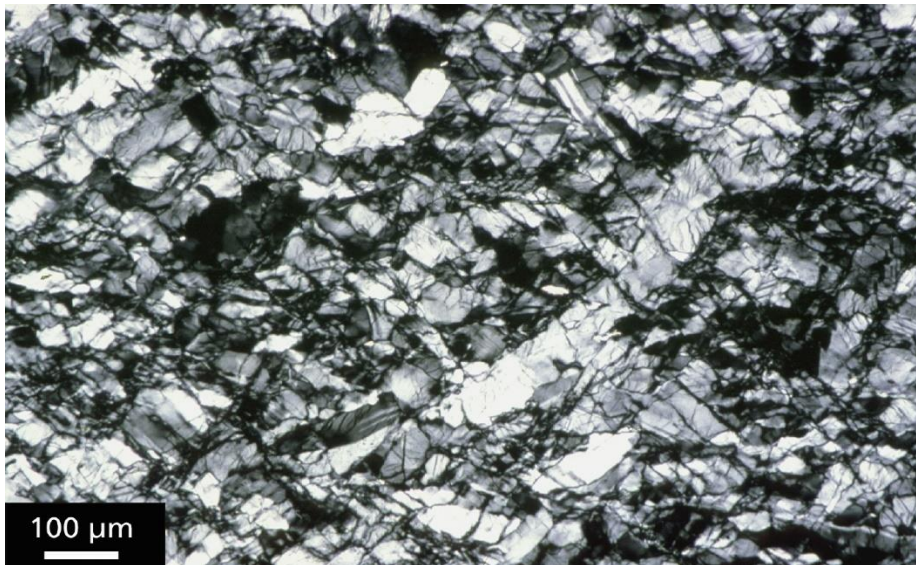


Οι κυριότεροι μηχανισμοί παραμόρφωσης, μέσα από τους οποίους αναπτύσσεται η μικροδομή των πετρωμάτων είναι οι ακόλουθοι (Παπανικολάου, 1986):

1. Κατακλαστική ροή.
2. Διάλυση υπό πίεση.
3. Ενδοκρυσταλλική παραμόρφωση.
4. Ανάπτυξη διδυμιών.
5. Ανάκτηση και ανακρυστάλλωση.
6. Διάχυση σε στερεά κατάσταση από ολισθήσεις σε επίπεδο πλέγματος.
7. Ολίσθηση ορίων κρυστάλλων.
8. Μείωση ορίων κρυστάλλων.
9. Στατική ανακρυστάλλωση.

### 2.2.2 ΚΑΤΑΚΛΑΣΤΙΚΗ ΡΟΗ

Η κατακλαστική ροή (cataclastic flow) (σχ. 2.1) είναι μία θραυσιγενής διαδικασία, η οποία δημιουργείται από τον μηχανικό κατακερματισμό των πετρωμάτων και συνοδεύεται από ολισθήσεις και περιστροφές των προϊόντων της θραύσης. Ο θρυμματισμός πραγματοποιείται σε μικροσκοπικό επίπεδο δηλαδή σε επίπεδο κόκκων ορυκτών ή σε ομάδες κόκκων. Οι κύριοι παράγοντες που επηρεάζουν το μηχανισμό αυτό είναι η ορυκτολογική σύσταση και η πίεση των ρευστών των πόρων (Higgins, 1971).

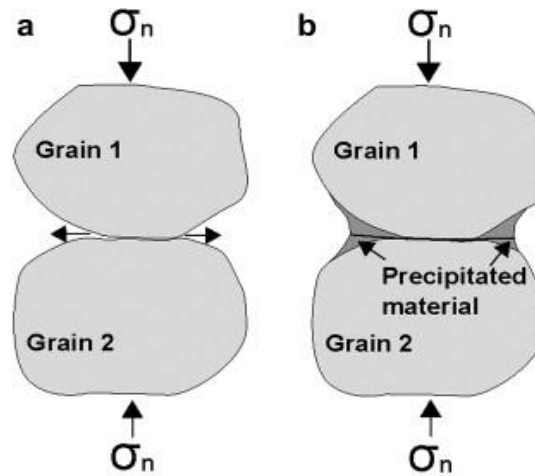


Σχήμα 2.1: Τυπική εικόνα κατακλαστικής ροής (tectonique.net).

### 2.2.3 ΔΙΑΛΥΣΗ ΥΠΟ ΠΙΕΣΗ

Κατά την διαδικασία της διάλυσης υπό πίεση (pressure solution) (σχ 2.2), παρατηρείται μία διάλυση (σε τοπικό επίπεδο) των κόκκων στα όρια που βρίσκονται κάτω από μεγάλες διαφορικές τάσεις και σχηματίζουν ορθή γωνία με τη διεύθυνση της θλιπτικής τάσης. Ταυτόχρονα, το υπό διάλυση υλικό, επανατοποθετείται στις περιοχές με χαμηλές διαφορικές τάσεις. Με αυτόν τον τρόπο πραγματοποιείται

μία διαφοροποίηση του σχήματος των κόκκων των ορυκτών του πετρώματος. Αυτό το οποίο παρατηρείται είναι μία μικρή αύξηση της διαλυτότητας όταν το κρυσταλλικό πλέγμα βρίσκεται υπό συνθήκες πίεσης (Royden & Keen, 1980).



Σχήμα 2.2: Σχηματική απεικόνιση του μηχανισμού 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 διαφορικές τάσεις (en.wikipedia.org).

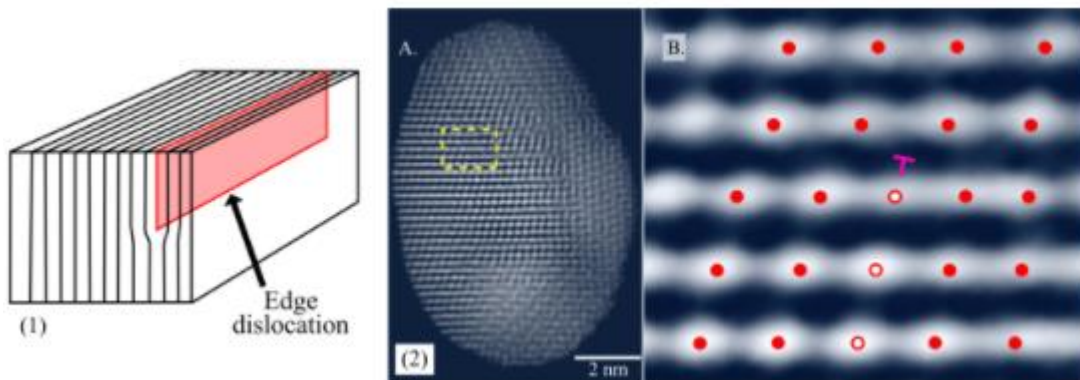


Σχήμα 2.3: Παραμορφωμένος κοραλλιογενής ασβεστόλιθος που εμφανίζει ισοπέδωση, προσαρμοσμένη τόσο με την πλαστική παραμόρφωση των κοραλλιών όσο και με το διάλυμα πίεσης κατά μήκος στυλολίθων (en.wikipedia.org).

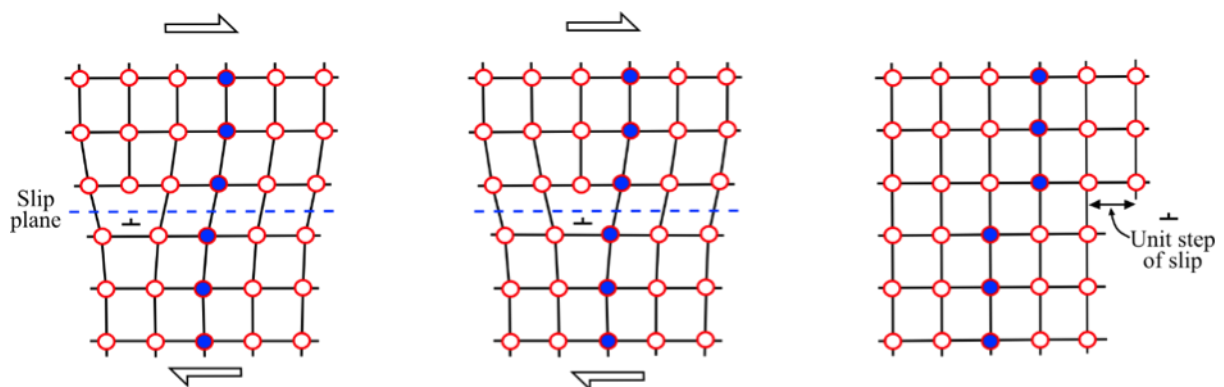
#### 2.2.4 ΕΝΔΟΚΡΥΣΤΑΛΛΙΚΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ

Η ενδοκρυσταλλική παραμόρφωση (intracrystalline deformation) είναι η εσωτερική μεταβολή της κρυσταλλικής δομής χωρίς την θραύση αυτής (σχ. 2.3). Αυτή η πλαστική παραμόρφωση διευκολύνεται

από τις ατέλειες του πλέγματος όταν εφαρμόζεται τάση στον κρύσταλλο. Οι ατέλειες πλέγματος στους κρυστάλλους περιλαμβάνουν σημειακές ατέλειες και ατέλειες γραμμής ή εξαρμόσεις (dislocations). Πετρογραφικές παρατηρήσεις κρυστάλλων μπορούν να υποδείξουν ότι έχει συμβεί αναπροσανατολισμός του κρυσταλλικού πλέγματος (σχ. 2.4). Τα χαρακτηριστικά αυτά περιλαμβάνουν μεταξύ άλλων τα ελάσματα παραμόρφωσης και τον προτιμώμενο προσανατολισμό πλέγματος (LPO) (Passchier and Trouw 2005, Winter 2001).



Σχήμα 2.4: (1) Απεικόνιση ενός μοντέλου μπλοκ με ένα επιπλέον μισό επίπεδο πλέγματος. (2) Α. Τρισδιάστατη δομή πυρήνα ενός νανοσωματιδίου σε ατομική ανάλυση. Β. Μεγεθυμένη άποψη μιας εξάρμωσης άκρου, όπου οι κόκκινες κουκκίδες αντιπροσωπεύουν τη θέση των ατόμων (id.printerest.com).



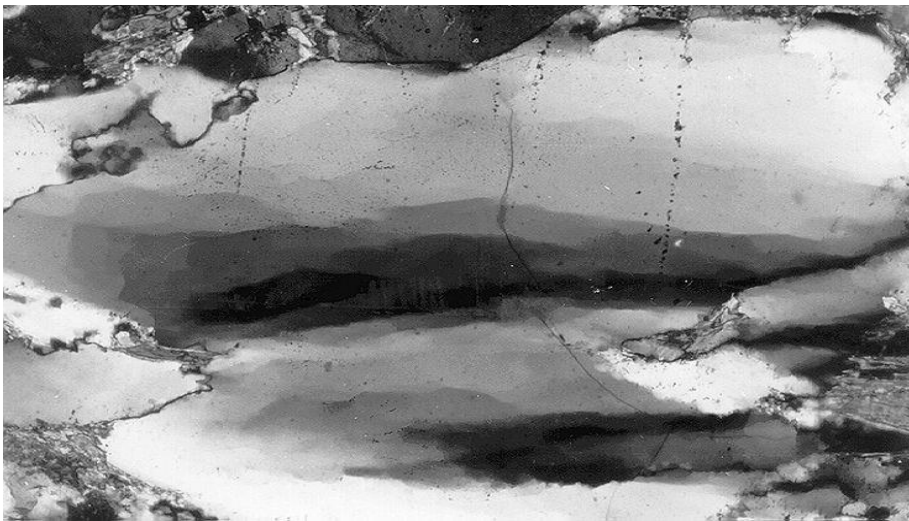
Σχήμα 2.5: Παραμόρφωση κρυστάλλου με τη δημιουργία και μετακίνηση μιας εξάρμωσης. Στο παραπάνω σχήμα απεικονίζονται το επίπεδο ολίσθησης και το μοναδιαίο βήμα της ολίσθησης (alexstrekeisen.it).

Η ενδοκρυσταλλική παραμόρφωση έχει πολύ σημαντική επίδραση στη διαμόρφωση του κρυσταλλικού πλέγματος με κυριότερο αποτέλεσμα την ανάπτυξη του προσανατολισμού προτίμησης του κρυσταλλικού πλέγματος (Lattice Preferred Orientation – LPO). Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι επειδή οι εξαρμόσεις έχουν την τάση να μετατοπίζονται σε συγκεκριμένα επίπεδα, η μεταβολή του σχήματος των κόκκων του ορυκτού που προκύπτει ενδέχεται να παρουσιάζει συγκεκριμένο προτιμητέο προσανατολισμό.

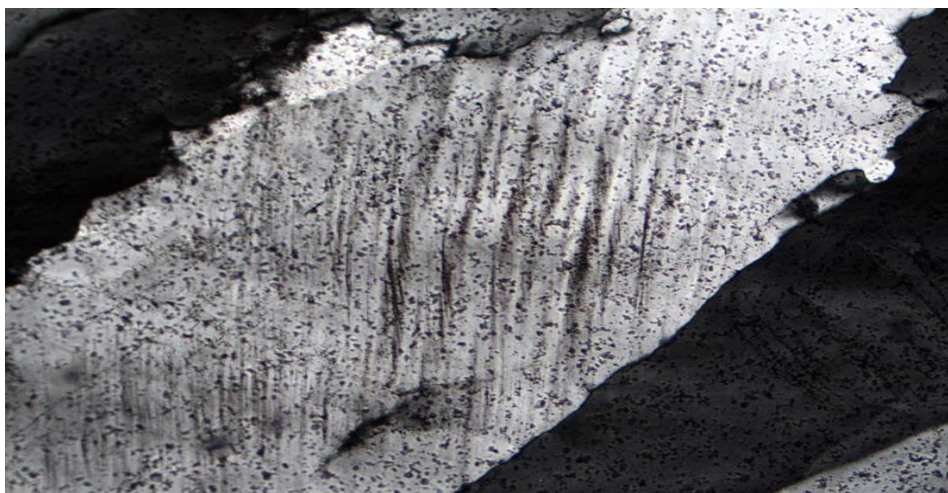


Σημειώνεται ότι επειδή οι μεμονωμένες εξαρμόσεις δεν εντοπίζονται στο μικροσκόπιο δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως ενδείξεις για ενδοκρυσταλλική παραμόρφωση. Μπορούν να προσδιοριστούν όμως τα αποτελέσματα ενός αριθμού εξαρμόσεων, που δημιουργούν τις ακόλουθες (C. W. Passchier & R.A.J. Trouw, *Microtectonics*, 2005):

- Κυματοειδής κατάσβεση (Undulose extinction), (Σχ. 2.6),
- Ελασματοειδής παραμόρφωση (Deformation lamellae), (Σχ. 2.7),
- Προτιμητέος προσανατολισμός κρυσταλλικού πλέγματος.



Σχήμα 2.6: Κυματοειδής κατάσβεση σε κρυστάλλους χαλαζία (id.printerest.com).

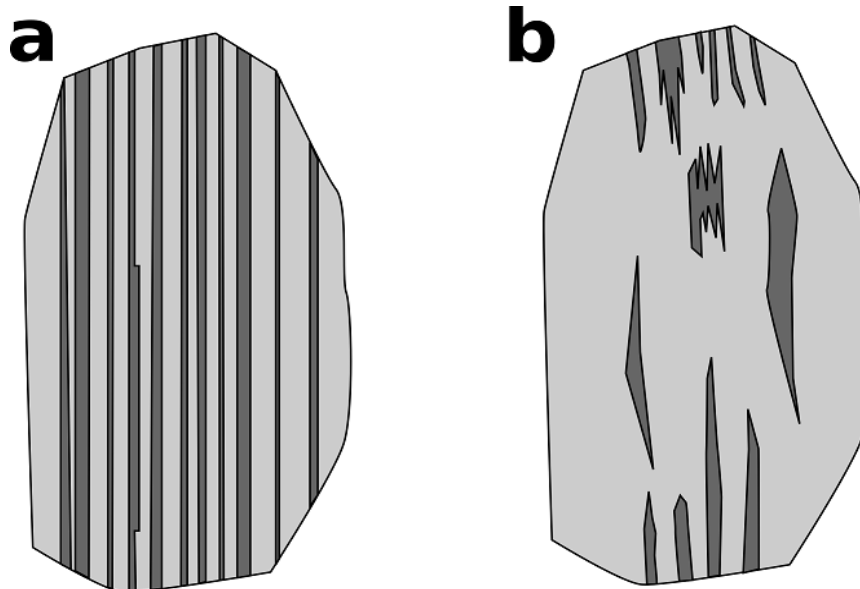


Σχήμα 2.7: Ελασματοειδής παραμόρφωση σε κρυστάλλους χαλαζία (alexstrekeisen.it).

### 2.2.5 ΔΙΔΥΜΙΑ

Η κρυσταλλική διδυμία (twinning) συμβαίνει όταν δύο ξεχωριστοί κρύσταλλοι αναπτύσσονται ορισμένα από τα ίδια σημεία του κρυσταλλικού πλέγματος με συμμετρικό τρόπο. Το αποτέλεσμα είναι μια συνένωση (intergrowth) δύο ξεχωριστών κρυστάλλων σε μια ποικιλία ειδικών διαμορφώσεων. Ένα όριο διδυμίας ή μία επιφάνεια σύζευξης διαχωρίζει τους δύο κρυστάλλους. Οι κρυσταλλογράφοι ταξινομούν τις κρυσταλλικές διδυμίες με βάση έναν αριθμό νόμων περί διδυμιών. Αυτοί οι νόμοι διδυμιών είναι συγκεκριμένοι για το κρυσταλλικό σύστημα. Ο τύπος της μορφής της διδυμίας μπορεί να αποτελέσει διαγνωστικό εργαλείο στην ταυτοποίηση ορυκτών.

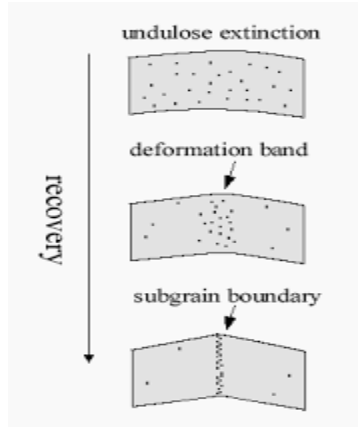
Οι απλοί κρύσταλλοι διδυμιών μπορεί να είναι διδυμίες ανάπτυξης ή διδυμίες που προέρχονται από παραμόρφωση (σχ. 2.8). Οι διδυμίες ανάπτυξης μοιράζονται μια ενιαία επιφάνεια σύζευξης που συχνά εμφανίζεται ως είδωλο κατά μήκος του ορίου. Ορυκτά όπως το πλαγιόκλαστο, ο γύψος, ο χαλαζίας και ο σπινέλιος εμφανίζουν συχνά διδυμίες ανάπτυξης. Στις διδυμίες από παραμόρφωση οι επιμέρους κρύσταλλοι δίνουν την εντύπωση ότι περνούν ο ένας μέσα από τον άλλο με συμμετρικό τρόπο. Οι διδυμίες που προκύπτουν από παραμόρφωση διαφέρουν από τις διδυμίες ανάπτυξης λόγω της διαφοράς τους στο σχήμα. Οι πρώτες παρουσιάζουν κωνικό σχήμα σε αντίθεση με τις δεύτερες που είναι ευθύγραμμες και κλιμακωτές. Είναι δυνατόν να εντοπιστούν σε συγκεκριμένες περιοχές του κρυστάλλου, που συνήθως παρατηρείται υψηλή καταπόνηση (π.χ. σημεία επαφής). Ορυκτά όπως το ορθόκλαστο, ο πυρίτης, ο σταυρόλιθος και ο φθορίτης εμφανίζουν συχνά διδυμίες από παραμόρφωση (Passchier & Trouw, 1996).



Σχήμα 2.8: Σχηματική απεικόνιση α) διδυμιών ανάπτυξης και β) διδυμιών από παραμόρφωση (μηχανικές διδυμίες) (alexstrekeisen.it).

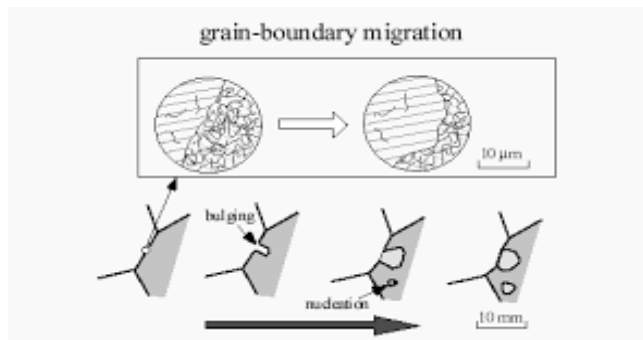
## 2.2.6 ΑΝΑΚΤΗΣΗ ΚΑΙ ΑΝΑΚΡΥΣΤΑΛΛΩΣΗ

Η ανάκτηση (recovery) και η ανακρυστάλλωση (recrystallisation) είναι δύο διαδικασίες που συμβαίνουν κατά την τεκτονική παραμόρφωση των πετρωμάτων. Η κινητήρια δύναμη και για τις δύο αυτές διαδικασίες είναι η μείωση των μετατοπίσεων και της πυκνότητας των ατελειών στους παραμορφωμένους κόκκους και η επακόλουθη μείωση της ενδοκρυσταλλικής ενέργειας παραμόρφωσης. Έτσι και οι δύο διαδικασίες είναι στενά συνδεδεμένες, αλλά παρ' όλα αυτά είναι αρκετά διακριτές.



Σχήμα 2.9: Σχηματική απεικόνιση του μηχανισμού της ανάκτησης (recovery) (Passchier & Trouw, 1996).

Ο όρος ανάκτηση περιγράφει την αποκατάσταση των δομικών βλαβών που προκαλούνται από τη μηχανική παραμόρφωση και τη μερική ή πλήρη επιστροφή των φυσικών και μηχανικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων (σχ. 2.9). Αυτό επιτυγχάνεται με τη μείωση της εσωτερικής ενέργειας των ψυχρά επεξεργασμένων κόκκων. Στη συνέχεια παρατηρήθηκε ότι η ανάπτυξη υποκόκκων συχνά συνδέεται με την ανάκτηση, ωστόσο δεν εμφανίστηκαν νέοι κόκκοι. Αυτό διέκρινε την ανάκτηση από την ανακρυστάλλωση κατά την οποία οι μηχανικές και φυσικές ιδιότητες μπορούν να ανακτηθούν μερικώς ή πλήρως με την ανάπτυξη νέων κόκκων χωρίς παραμόρφωση (σχ. 2.10). Στην περίπτωση αυτή, η δομική βλάβη αποκαθίσταται με την κίνηση ενός ή περισσότερων ορίων μέσω ενός παραμορφωμένου κόκκου (Cahn, 1967). Η αποκατάσταση προηγείται της ανακρυστάλλωσης.



Σχήμα 2.10: Ανακρυστάλλωση με μετανάστευση των ορίων των κόκκων (Passchier & Trouw, 1996).

Ανάκτηση και ανακρυστάλλωση μπορούν επίσης να συμβούν κατά τη διάρκεια μιας παραμόρφωσης, ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια ερπυσμού (McQueen and Jonas, 1975). Σε αυτή την περίπτωση και οι δύο όροι συνοδεύονται από τον όρο "δυναμική" που τους διακρίνει από τη στατική κατάσταση που

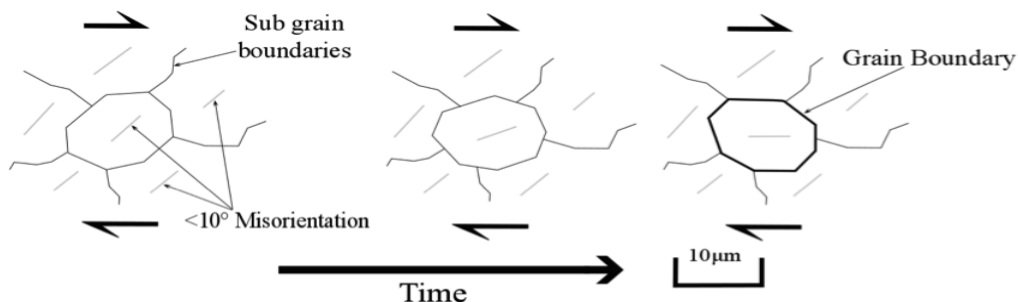
προαναφέρθηκε. Δυναμική αποκατάσταση και ανακρυστάλλωση συμβαίνουν ταυτόχρονα. Έτσι, ένας κόκκος, ή μέρος ενός κόκκου, μπορεί να ανακτηθεί, ενώ ένα άλλο μέρος μπορεί να ανακρυσταλλωθεί. Και οι δύο διαδικασίες συμβάλλουν ταυτόχρονα στη μείωση της ενδοκρυσταλλικής ενέργειας. Η ανακρυστάλλωση είναι μια σημαντική διαδικασία που συνήθως συμβαίνει κατά τη διάρκεια της παραμόρφωσης, της μεταμόρφωσης και της διαγένεσης των ορυκτών (Voll 1960, Bathurst 1975). Έχει σημαντική επίδραση στην ανάπτυξη μικροδομών και κρυσταλλογραφικών προτιμώμενων προσανατολισμών και μπορεί επίσης να επηρεάσει τη ρεολογική συμπεριφορά. Όταν η ανακρυστάλλωση λαμβάνει χώρα κατά τη διάρκεια της παραμόρφωσης, το μέγεθος κόκκων συχνά σχετίζεται μόνο με την τάση διαρροής σταθερής κατάστασης (Etheridge and Wilkie 1981, White 1979, Kohlstedt and Weathers 1980), παρέχοντας έτσι ένα μέσο για την εκτίμηση της μηχανικής καταπόνησης που έχει επηρεάσει τους σχηματισμούς βράχων στο γεωλογικό παρελθόν. Μελέτες σε ορυκτά και ανάλογα πετρώματα έχουν δείξει ότι μπορεί να εμφανιστεί ένα ευρύ φάσμα μηχανισμών ανακρυστάλλωσης. Το εύρος των μηχανισμών σχετίζεται με τους διάφορους τρόπους με τους οποίους οι δύο βασικές διεργασίες, η μετανάστευση (migration) των ορίων των κόκκων και ο σχηματισμός νέων ορίων κόκκων συνδυάζονται για να μετασχηματίσουν τη μικροδομή.

#### Μετανάστευση των ορίων των κόκκων

Ο μηχανισμός αυτός (όπως και η ανάκτηση) μειώνει την πυκνότητα των εξαρμόσεων στους κρυστάλλους που έχουν υποστεί παραμόρφωση. Σε δύο γειτονικούς κρυστάλλους, υψηλής και χαμηλής πυκνότητας εξαρμόσεων, παρατηρείται μεταφορά ατόμων από το κρυσταλλικό πλέγμα που παρουσιάζει υψηλή πυκνότητα στο πλέγμα με την χαμηλή πυκνότητα. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα την μετακίνηση των ορίων των κρυστάλλων σε τοπικό επίπεδο και την ανάπτυξη του λιγότερο παραμορφωμένου κρυστάλλου. Παράλληλα εντοπίζεται ελάττωση της ελεύθερης εσωτερικής ενέργειας στο σύνολο των κρυστάλλων του ορυκτού.

#### Περιστροφή επιμέρους τμημάτων των κόκκων

Πρόκειται για μία διαδικασία ανακρυστάλλωσης ειδικής μορφής η οποία πραγματοποιείται με αδιάκοπη προσθήκη εξαρμόσεων πάνω στα όρια των επιμέρους τμημάτων των κόκκων των ορυκτών (σχ. 2.11). Προϋπόθεση για την ομαλή λειτουργία του μηχανισμού αποτελεί η σταδιακή αύξηση της τιμής της γωνίας του κρυσταλλικού πλέγματος και στις δύο πλευρές των ορίων των επιμέρους τμημάτων των κόκκων. Με τον τρόπο αυτό, τα επιμέρους αυτά τμήματα των κόκκων δεν θεωρούνται πλέον σαν τμήματα των ίδιων κόκκων. Έτσι προκύπτει μια προοδευτική περιστροφή των επιμέρους τμημάτων των κόκκων η οποία προκαλεί στο τέλος την ανακρυστάλλωση και την δημιουργία ανεξάρτητων κόκκων.



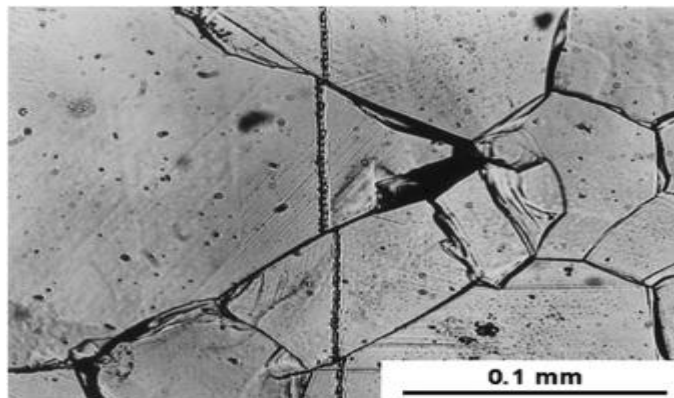
Σχήμα 2.11: Ανακρυστάλλωση με περιστροφή των επιμέρους τμημάτων των κόκκων (Passchier & Trouw, 1996).

### 2.2.7 ΔΙΑΧΥΣΗ ΑΠΟ ΕΡΠΥΣΜΟ ΣΕ ΣΤΕΡΕΑ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗ

Όταν η θερμοκρασία ενός παραμορφωμένου πετρώματος είναι υψηλή, τότε οι κρύσταλλοι των ορυκτών συστατικών του είναι δυνατόν να παραμορφώνονται μόνο μέσω της μετανάστευσης των κενών θέσεων διαμέσου του κρυσταλλικού πλέγματος. Ο μηχανισμός αυτός είναι γνωστός ως διάχυση από ερπυσμό σε στερεά κατάσταση (solid state diffusion creep) που διακρίνεται στους ακόλουθους δύο βασικούς τύπους (Davis & Reynolds, 1996): α) διάχυση των κενών θέσεων στο κρυσταλλικό πλέγμα κατά μήκος των ορίων των κόκκων (Coble creep) και β) διάχυση των κενών θέσεων διαμέσου του πλέγματος (Nabarro-Herring creep).

### 2.2.8 ΟΛΙΣΘΗΣΗ ΟΡΙΩΝ ΚΟΚΚΩΝ

Η ολίσθηση των ορίων των κόκκων (grain boundary sliding) ορίζεται ως η σχετική μετακίνηση δύο γειτονικών κόκκων ως αποτέλεσμα μιας εφαρμοζόμενης τάσης (φορτίο), κατά την οποία η μετακίνηση λαμβάνει χώρα εντός του ορίου των κόκκων ή τουλάχιστον στην άμεση γειτνίασή του, (σχ. 2.12), (Langdon, 2006). Υπάρχουν δύο διαφορετικοί μηχανισμοί που μπορούν να εμφανιστούν στην ολίσθηση των ορίων των κόκκων. Από τη μία πλευρά υπάρχει η ολίσθηση Ratchinger, κατά την οποία η μετακίνηση των μετατοπίσεων λαμβάνει χώρα εντός των κόκκων, και η ολίσθηση Lifshitz, η οποία βασίζεται σε διαδικασίες διάχυσης στον ερπυσμό Nabarro και Coble (Passchier & Trouw, 1996).

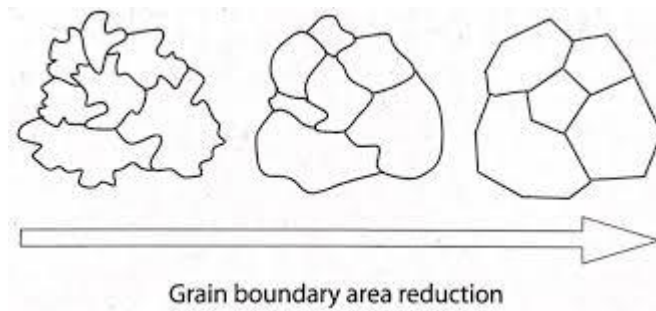


Σχήμα 2.12: Ολίσθηση των ορίων των κόκκων που αποκαλύπτεται με τη χρήση μιας εγκάρσιας γραμμής στα όρια των κόκκων (Passchier & Trouw, 1996).

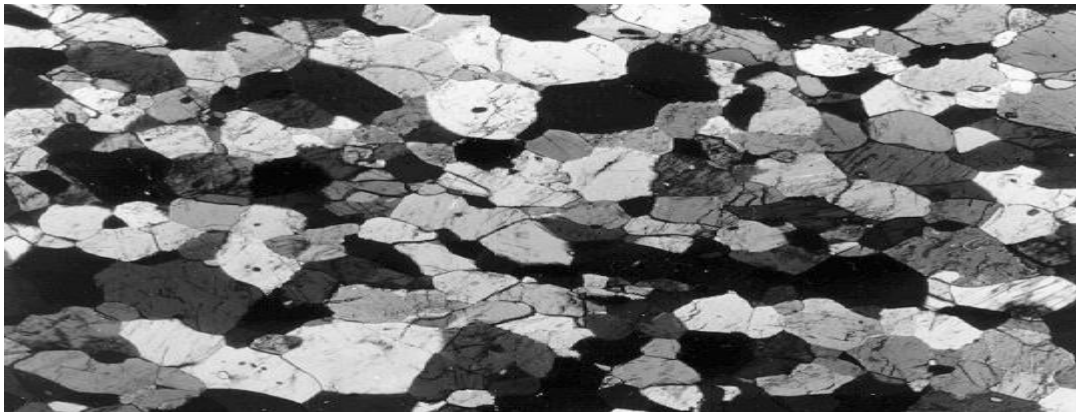
### 2.2.9 ΜΕΙΩΣΗ ΤΩΝ ΟΡΙΩΝ ΤΩΝ ΚΟΚΚΩΝ

Τα όρια των κόκκων, κατά αντιστοιχία με τις εκτοπίσεις, αποτελούν δομές με υψηλή ελεύθερη εσωτερική ενέργεια. Η μείωση της επιφάνειας των ορίων των κόκκων προκαλεί επιπροσθέτως και ελάττωση της ενέργειας αυτής. Ως αποτέλεσμα, δημιουργούνται πολυγωνικοί κόκκοι με ευθύγραμμα όρια (σχ. 2.13 και σχ. 2.14), (Davis and Reynolds, 1996).





Σχήμα 2.13: Απεικόνιση του μηχανισμού μείωσης των ορίων των κόκκων (Passchier & Trouw, 1996).

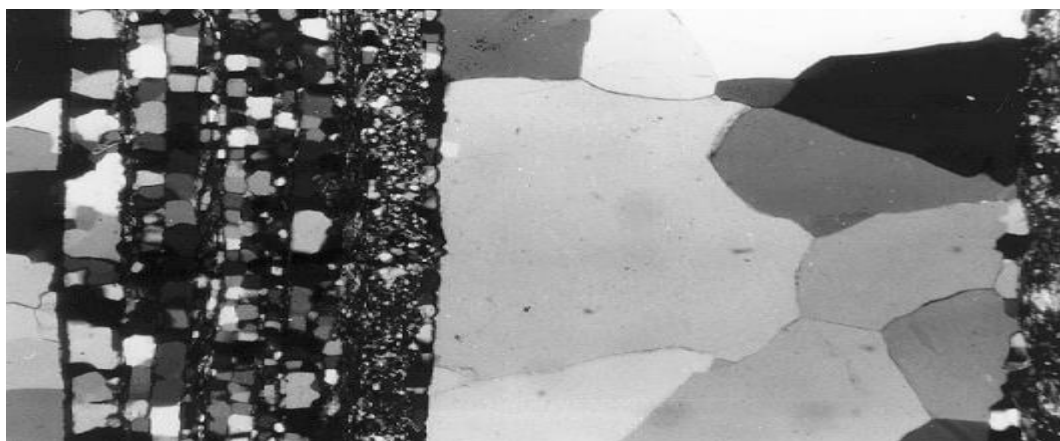


Σχήμα 2.14: Πολυγωνικός ιστός που προήλθε από το μηχανισμό της μείωσης των ορίων των κρυστάλλων (Passchier & Trouw, 1996).

Είναι ελάχιστες οι φορές που ο μηχανισμός αυτός δεν οδηγεί σε μεγάλη μείωση της ενέργειας. Η όλη αυτή διαδικασία λαμβάνει χώρα κυρίως μετά τη παύση της παραμόρφωσης και ευνοείται όταν υπάρχουν υψηλές θερμοκρασίες. Σχετικά με το μέγεθος των παρατηρούμενων κρυστάλλων, αυτό εξαρτάται άμεσα από την ορυκτολογική σύσταση του πετρώματος. Τέλος, αρκετές φορές παρατηρείται ένας συσχετισμός της γεωμετρίας των ορίων των κόκκων με συγκεκριμένους κρυσταλλογραφικούς άξονες.

#### 2.2.10 ΣΤΑΤΙΚΗ ΑΝΑΚΡΥΣΤΑΛΛΩΣΗ

Η ανακρυστάλλωση αναφέρεται στην ακολουθία γεγονότων που λαμβάνουν χώρα όταν τα πετρώματα και τα ορυκτά υποβάλλονται σε μεγάλη θερμοκρασία και πίεση, με αποτέλεσμα τον επαναπροσδιορισμό των κόκκων τους με νέο προσανατολισμό. Η στατική ανακρυστάλλωση (static recrystallisation) είναι μία διαδικασία που λαμβάνει χώρα μετά από πλαστική παραμόρφωση μόνο κατά την διάρκεια της θερμικής επεξεργασίας, δηλαδή χωρίς πρόσθετη εξωτερική παραμόρφωση (σχ. 2.15).



Σχήμα 2.15: Στατική ανακρυστάλλωση χαλαζία σε ένα πέτρωμα που αποτελείται από εναλλαγές χαλαζία και αστρίων (Borradaile, Bayly & Powell, 1984).

Οι ορυκτοί κόκκοι που παράγονται μέσω της στατικής ανακρυστάλλωσης έχουν πιο επίπεδες διαστάσεις και συχνά είναι διατεταγμένοι σε πολυγωνικό μοτίβο. Τέλος, η ανακρυστάλλωση μπορεί να συμβεί με ή χωρίς ενεργές διαδικασίες παραμόρφωσης σε ένα πέτρωμα και μπορεί επίσης να πραγματοποιηθεί κατά την ψύξη των κόκκων μέσα σε ένα πέτρωμα. Διαφορετικές συνθήκες θερμοκρασία και τάσης παράγουν διαφορετικά μεταμορφωμένα πετρώματα με διαφορετικούς προσανατολισμούς των κόκκων (Fossen & Haakon, 2010).

## 2.3 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Μία γεωτεχνική και γεωλογική έρευνα παρέχει αναλυτικές πληροφορίες σχετικά με τον χαρακτηρισμό του πετρώματος, τις φυσικομηχανικές του ιδιότητες, το χρώμα του, το μέγεθος των κόκκων των ορυκτών συστατικών του, τη δομή και τον ιστό του, το βαθμό αποσάθρωσης και εξαλλοίωσης καθώς και την ύπαρξη ασυνεχειών στη μάζα του. Στη συνέχεια παρουσιάζονται αναλυτικά οι παράμετροι έτσι ώστε να γίνει πλήρης χαρακτηρισμός ενός πετρώματος ως προς τον τύπο, τη λιθολογία και τη σύστασή. Στη συνέχεια ακολουθεί ο προσδιορισμός ποσοτικών συσχετίσεων μεταξύ ορυκτολογικής σύστασης και αντοχής για ορισμένα είδη πετρωμάτων. Η γνώση της ορυκτολογικής σύστασης ενός βραχώδους υλικού επιδρά σημαντικά στην πρόβλεψη της μηχανικής συμπεριφοράς των βραχομαζών.

### 2.3.1 ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΙΣΤΟΣ

Για να πραγματοποιηθεί πλήρης περιγραφή και ταξινόμηση όλων των γνωστών ειδών πετρωμάτων είναι απαραίτητη η λεπτομερής περιγραφή της δομής τους. Η δομή των κόκκων των πετρωμάτων παραπέμπει σε διάφορες ιδιότητές τους όπως ο προσανατολισμός τους, το στοίβαγμα (packing) και η φύση των επαφών μεταξύ των κόκκων. Ο όρος δομή (structure) παραπέμπει στην υφή (texture) και στον ιστό (fabric) ενός πετρώματος (Χατζηπαναγιώτου, 2003). Η υφή και ο ιστός είναι δύο έννοιες οι οποίες διαφέρουν μεταξύ τους. Η υφή αντιστοιχεί στον τρόπο με τον οποίο τοποθετούνται τα ορυκτά και οι κόκκοι τους στο χώρο που αυτά καταλαμβάνουν μέσα στη μάζα του πετρώματος. Από την άλλη μεριά, ο ιστός έχει να κάνει τόσο με τον προσανατολισμό όλων των δομικών στοιχείων του πετρώματος στο χώρο όσο και με τα ιδιαίτερα γεωμετρικά χαρακτηριστικά που αυτά επιδεικνύουν. Ειδικότερα, ο ιστός περιλαμβάνει κυρίως δομές που συναντά κανείς συστηματικά στο πέτρωμα, όπως η σχιστότητα, η

φύλλωση και η συστηματική εναλλαγή λεπτοστρώσεων. Οι παραπάνω δομές είναι αυτές που ευθύνονται για το μεγάλο εύρος των τιμών της αντοχής του ακέρατου (άρρηκτου) πετρώματος (ανισοτροπία αντοχής). Έτσι, ένα πέτρωμα χαρακτηρίζεται σαν ομοιογενές ή ετερογενές, αν όλα τα συστατικά που το συνιστούν παρουσιάζουν ή όχι παρόμοια υφή και ορυκτολογική σύσταση. Επιπλέον, ένα πέτρωμα χαρακτηρίζεται από ισοτροπία ή ανισοτροπία ανάλογα με το αν τα ορυκτολογικά συστατικά του παρουσιάζουν ή όχι συγκεκριμένο προσανατολισμό στο χώρο. Έχει παρατηρηθεί σε πολλά ιζηματογενεή βραχώδη υλικά (π.χ. κροκαλοπαγή και ψαμμίτες), ότι οι κροκάλες και οι κόκκοι άμμου, έχουν την τάση να ευθυγραμμίζουν τους μεγάλους άξονές τους προς την ίδια κατεύθυνση. Αυτή η συγκεκριμένη διάταξη αποτελεί την αρχική δομή του πετρώματος, χωρίς αυτό να σημαίνει ότι το εν λόγω γεωυλικό έχει παραμορφωθεί τεκτονικά, και προέρχεται από τις διάφορες διαδικασίες αλληλεπίδρασης των αποθέσεων του ανέμου, του νερού αλλά και του πάγου με το ίζημα.

### 2.3.2 ΜΕΓΕΘΟΣ ΚΟΚΚΩΝ ΒΡΑΧΩΔΟΥΣ ΥΛΙΚΟΥ

Οι ταξινομήσεις των βραχωδών υλικών και των εδαφικών υλικών με κριτήριο το μέγεθος των κόκκων των γεωυλικών αυτών είναι παρόμοιες (ISRM, 1981). Στον πίνακα 2.1 αποτυπώνεται ο χαρακτηρισμός ενός βραχώδους υλικού σχετικά με το μέγεθος των κόκκων καθώς και η αντιστοίχιση με την ίδια κατηγορία εδάφους. Έχει αποδειχθεί ότι, τόσο το μέγεθος όσο και τα όρια των κόκκων των πετρωμάτων επιδρούν σε μεγάλο βαθμό στη μηχανική συμπεριφορά τους και τον τρόπο με τον οποίο παραμορφώνονται σε διάφορες εντατικές συνθήκες. Επιπλέον, όσο μεγαλύτερες είναι οι επιφάνειες των κρυστάλλων των ορυκτών, τόσο ευκολότερα προσβάλλεται το γεωυλικό από την επιβολή εξωτερικών φορτίσεων με αποτέλεσμα να δημιουργούνται πολλές μικρορωγμές στο πέτρωμα που ως συνέπεια έχουν να οδηγείται πιο εύκολα σε αστοχία και θραύση (Τσιαμπάος, 1984).

Χαρακτηρισμός βραχώδους υλικού	Μέγεθος κόκκων	Αντιστοιχία με έδαφος
Πολύ χονδρόκοκκο	> 60 mm	Ογκόλιθοι και κροκάλες
Χονδρόκοκκο	60 mm - 2 mm	Χαλίκια
Μεσόκοκκο	2 mm – 60 μ	Άμμος
Λεπτόκοκκο	60 μ – 2 μ	ΐλύς
Πολύ λεπτόκοκκο	< 2 μ	Άργιλος

Πίνακας 2.1: Χαρακτηρισμός βραχώδους υλικού ανάλογα με το μέγεθος των κόκκων του και αντιστοιχία με εδαφικά υλικά (ISRM, 1981).

### 2.3.3 ΧΡΩΜΑ ΒΡΑΧΩΔΟΥΣ ΥΛΙΚΟΥ

Το χρώμα ενός πετρώματος ενδέχεται να παρουσιάζει ορισμένα γνωρίσματα σχετικά με τα ορυκτολογικά συστατικά του πετρώματος αλλά και να εμφανίζει ιδιαίτερους χρωματισμούς. Ωστόσο, για την αναγνώριση του χρώματος των πετρωμάτων δεν υπάρχουν μέθοδοι κοινά αποδεκτές από την επιστημονική κοινότητα αφού λαμβάνονται υπόψη παράγοντες που στηρίζονται στην υποκειμενική κρίση του παρατηρητή. Για να ξεπεραστούν οι παραπάνω δυσκολίες, έχει παρουσιαστεί, από την γεωλογική εταιρεία των ΗΠΑ (Geological Society of America, 1963), ένα πρότυπο χρωματολόγιο πετρωμάτων, που περιέχει 40 αποχρώσεις και έτσι ελαττώνει σημαντικά τον βαθμό της υποκειμενικής κρίσης. Η επιλογή

του χρώματος βασίζεται κυρίως σε τρεις διαγνωστικές παραμέτρους: την παράμετρο χρώματος, την παράμετρο απόχρωσης και την παράμετρο φωτεινότητας, όπως φαίνεται στον πίνακα 2.2, (Τσιαμπάος, 1984).

Φωτεινότητα βραχώδους υλικού	Απόχρωση βραχώδους υλικού	Χρώμα βραχώδους υλικού
Φωτεινό Σκούρο	ροδο- κοκκινο- κιτρινο- καστανό- λαδο- πρασινο- γαλαζο- τεφρο-	ροζ κόκκινο κίτρινο καστανό λαδί πράσινο γαλανό λευκό τεφρό μαύρο

Πίνακας 2.2: Επιλογή χρώματος βραχώδους υλικού (Geological Society of America, 1963).

#### 2.3.4 ΑΠΟΣΑΘΡΩΣΗ ΚΑΙ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΗ ΤΟΥ ΒΡΑΧΩΔΟΥΣ ΥΛΙΚΟΥ

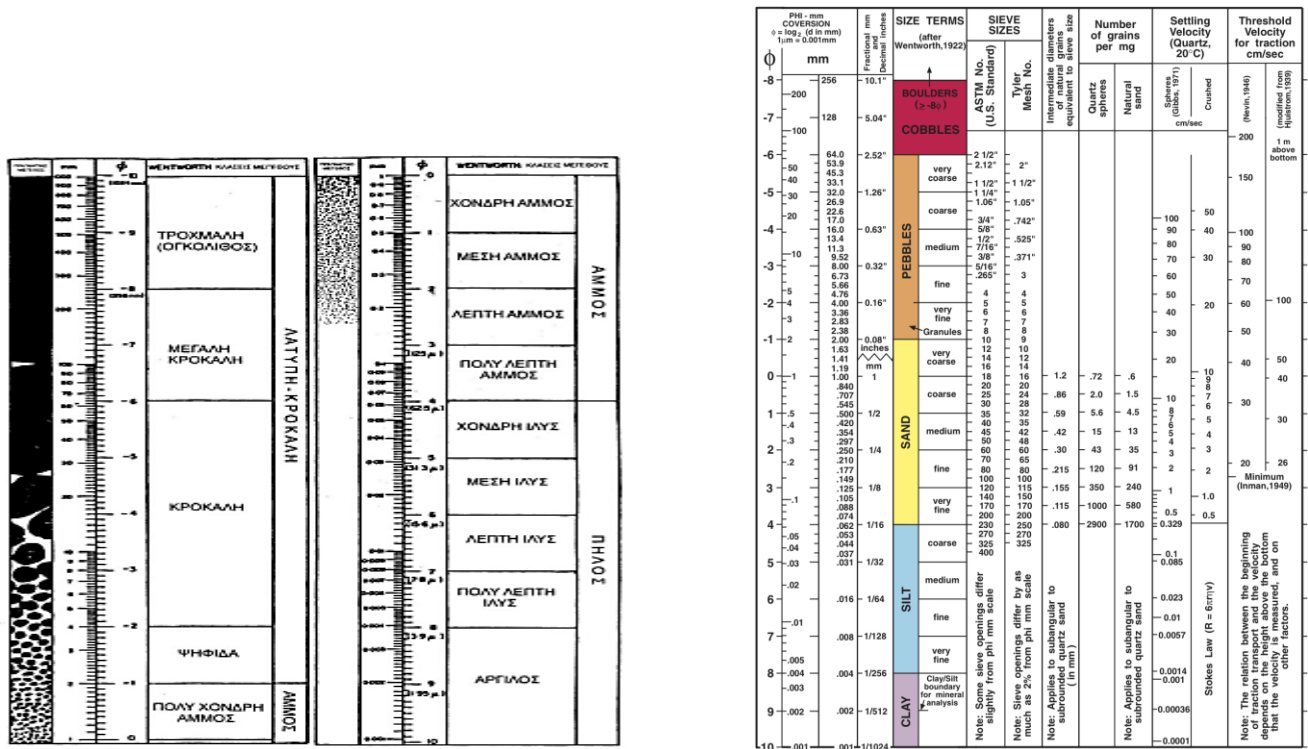
Η μηχανική αποσάθρωση περιλαμβάνει τις φυσικές διεργασίες που προκαλούνται από τους ατμοσφαιρικούς παράγοντες και τη βαρύτητα και δημιουργούν ένα μανδύα αποσάθρωσης από υλικά του μητρικού πετρώματος ο οποίος χαρακτηρίζεται από πολύ φτωχά μηχανικά χαρακτηριστικά. Η εξαλλοίωση (χημική αποσάθρωση) σχετίζεται με τις χημικές και τις ορυκτολογικές μεταβολές που υφίσταται ένα βραχώδες υλικό οι οποίες είναι αποτέλεσμα της επίδρασης διαφόρων διαλυμάτων υδροθερμικής προέλευσης. Αφού το πέτρωμα υποστεί τις διαδικασίες της αποσάθρωσης και της εξαλλοίωσης, αρχίζει να παρουσιάζει αισθητή μείωση της αντοχής του και αύξηση του πορώδους και της συχνότητας εμφάνισης μικροασυνχειών και μακροασυνχειών (Τσιαμπάος, 1984). Σύμφωνα με τη γεωλογική περιγραφή του βραχώδους υλικού ως προς το βαθμό αποσάθρωσης και εξαλλοίωσης έχει προταθεί ο Πίνακας 2.3.

Ταξινόμηση βραχώδους υλικού	Περιγραφή βραχώδους υλικού
Υγιές	Κανένα ίχνος αποσάθρωσης
Αποχρωματισμένο	Εμφανής αλλαγή του χρώματος του μητρικού πετρώματος. Αν η αλλαγή του χρώματος περιορίζεται σε μερικά μόνο ορυκτά πρέπει να αναφέρεται.
Αποσυνθεμένο	Το πέτρωμα έχει μετατραπεί σε εδαφικό υλικό, όπου ο αρχικός του ιστός διατηρείται, αλλά μερικοί ή όλοι οι κρύσταλλοί του έχουν αποσυντεθεί (αποδομηθεί).
Θρυμματισμένο	Το πέτρωμα έχει μετατραπεί σε εύθρυπτο υλικό, αλλά ο αρχικός του ιστός διατηρείται και οι κρύσταλλοι δεν έχουν αποσυντεθεί.

Πίνακας 2.3: Αποσάθρωση και εξαλλοίωση βραχώδους υλικού (ISRM, 1981 και B.S. 5930, 1981).

### 2.3.5 ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΚΟ ΜΕΓΕΘΟΣ

Το κοκκομετρικό μέγεθος (grain size) αποτελεί σημαντικό στοιχείο για την κατηγοριοποίηση των πετρωμάτων. Για τα κλαστικά ιζηματογενή πετρώματα υπάρχουν αρκετές κλίμακες που προσδιορίζουν το κοκκομετρικό μέγεθος αλλά αυτή που χρησιμοποιείται συχνά είναι η κλίμακα των Udden - Wentworth (1922), στην οποία θεωρείται ένας σταθερός λόγος μεταξύ δύο διαδοχικών ορίων κλάσεων μεγέθους, χρησιμοποιώντας την ονοματολογία των κλάσεων που προτάθηκε από τον C. K. Wentworth (σχ. 2.16).



Σχήμα 2.16: Ταξινόμηση των κλαστικών ιζηματογενών πετρωμάτων σε κλάσεις με βάση την κλίμακα μεγέθους κόκκων κατά Udden - Wentworth (1922), (ελληνική και αγγλική έκδοση), (Κατή, 2019).

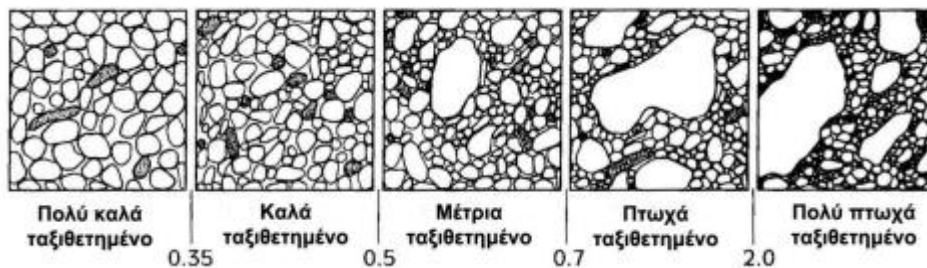
Σύμφωνα με την προταθείσα κοκκομετρική κλίμακα των Udden - Wentworth, κάθε μονάδα της κλίμακας που μετριέται σε χιλιοστά (mm), είναι διπλάσια της επόμενης μικρότερης. Με αυτόν τον τρόπο ταξινομούνται τα κλαστικά ιζηματογενή πετρώματα σε επτά κατηγορίες (κλάσεις μεγέθους): α) άργιλος (clay), β) ιλύς (silt), γ) άμμος (sand), δ) ψηφίδες/χαλίκια (pebbles), ε) κροκάλες (cobbles), στ) λατύπες (angular gravels) και ζ) ογκόλιθοι (boulders). Η άμμος υποδιαιρείται σε πέντε κλάσεις μεγέθους κόκκων: α) πολύ λεπτή, β) λεπτή, γ) μέση, δ) χονδρή και ε) πολύ χονδρή. Η ιλύς υποδιαιρείται σε τέσσερις κλάσεις μεγέθους: α) πολύ λεπτή, β) λεπτή, γ) μέση και δ) χονδρή. Αν χρησιμοποιηθούν τα χιλιοστά (mm) ως μονάδα μέτρησης τότε η κοκκομετρική κλίμακα των Udden - Wentworth είναι γεωμετρική ξεκινάει από τη χαμηλότερη τιμή 0.001 mm (κάτω όριο μεγέθους κόκκων της αργίλου) και φτάνει με διαδοχικούς διπλασιασμούς μεγέθους στα 256 mm (κλάση ογκόλιθων). Για την εξαγωγή των παραμέτρων της κοκκομετρικής κατανομής, χρησιμοποιείται η αριθμητική κλίμακα Phi (Φ) (με τιμές -10,...,10), που προτάθηκε από τον Krumbain (1934), και ισούται με τον αρνητικό λογάριθμο, με βάση το δύο, της διαμέτρου (δ) των κόκκων (κοκκομετρικό μέγεθος σε mm) δηλαδή ισχύει:  $\Phi = -\log_2 \delta$ , όπου το Φ είναι η

λογαριθμική μετατροπή της κλίμακας των Udden – Wentworth (δηλ. ο εκθέτης της δύναμης του 2 η οποία ισούται με τη διάμετρο ( $\delta$ ) ενός κόκκου).

### 2.3.6 ΤΑΞΙΘΕΤΗΣΗ

Στην περίπτωση των κλαστικών ιζηματογενών πετρωμάτων ορίζεται η ταξιθέτηση η οποία αποτελεί το μέτρο της διασποράς του μεγέθους των κόκκων, δηλαδή η μεγαλύτερη ή μικρότερη ποικιλία μεγεθών που εμφανίζεται σε ένα συγκεκριμένο πληθυσμό κόκκων. Η ταξιθέτηση αποτελεί μία από τις πιο σημαντικές παραμέτρους των κλαστικών ιζηματογενών πετρωμάτων γιατί παρέχει πληροφορίες για τον βαθμό της ικανότητας απόθεσης που έχουν ξεχωριστοί κόκκοι γεωυλικού οι οποίοι ανήκουν σε διαφορετικές κλάσεις μεγέθους. Στη συνέχεια αναφέρονται τα εύρη τιμών, της λογαριθμικής μετατροπής  $\Phi$  της κλίμακας των Udden – Wentworth, που περιγράφουν τις τιμές ταξιθέτησης κατά Folk and Ward (1957) και απεικονίζονται στο σχ. 2.17:

- $\Phi \leq 0,35$ , (πολύ καλά ταξιθετημένο - very well sorted).
- $0.35 < \Phi \leq 0.50$ , (καλά ταξιθετημένο - well sorted).
- $0.50 < \Phi \leq 0.71$ , (μετρίως καλά ταξιθετημένο - moderately well sorted).
- $0.71 < \Phi \leq 1.00$ , (μέτρια ταξιθετημένο - moderately sorted).
- $1.00 < \Phi \leq 2.00$ , (πτωχά ταξιθετημένο - poorly sorted).
- $\Phi > 2,00$ , (πολύ πτωχά ταξιθετημένο - very poorly sorted).



Σχήμα 2.17: Οπτικός προσδιορισμός του βαθμού ταξιθέτησης ιζήματος – πετρώματος (Compton, 1962).

Για τον οπτικό προσδιορισμό του βαθμού ταξιθέτησης των κόκκων ενός κλαστικού ιζηματογενούς πετρώματος χρησιμοποιούνται ειδικές φωτογραφίες οι οποίες παρατηρούνται μακροσκοπικά. Για παράδειγμα, στην περίπτωση πετρώματος ψαμμίτη, ο βαθμός ταξιθέτησης δίνει πληροφορίες για την ταχύτητα απόθεσης των κόκκων και του σχηματισμού του εν λόγω ιζηματογενούς πετρώματος, καθώς και για τον βαθμό επανακατεργασίας των κόκκων από τα νερά των ρευμάτων ενός ποταμού κατά τη διάρκεια της διάβρωσης και απόθεσης.

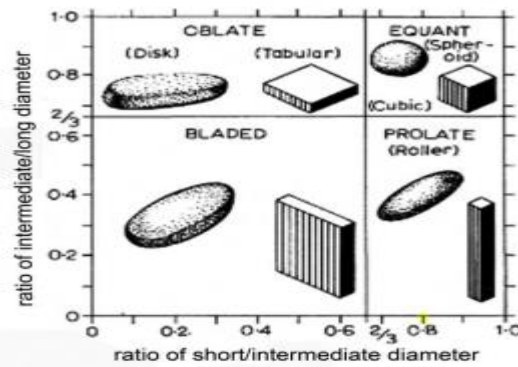
### 2.3.7 ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΚΟΚΚΟΥ

Γενικότερα, η μορφολογία των κόκκων επηρεάζεται από πολλούς παράγοντες οι σημαντικότεροι των οποίων είναι οι εξής: η ορυκτολογία, το είδος του μητρικού πετρώματος, ο βαθμός αποσάθρωσης, το ποσοστό της τριβής κατά την διάρκεια των διεργασιών της μεταφοράς και τέλος η διάβρωση (ή η διάλυση) οι οποίες λαμβάνουν χώρα κατά τη διαγένεση. Τα μορφολογικά στοιχεία του κόκκου είναι τρία: α) το σχήμα, β) η σφαιρικότητα και γ) η στρογγυλότητά του. Το σχήμα (η μορφή) του κόκκου

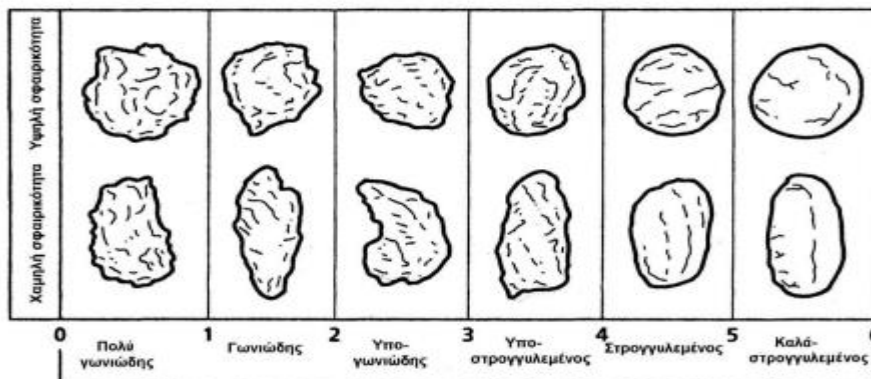


προσδιορίζεται από διάφορους λόγους των μεγάλων, μέσων και μικρών αξόνων της στερεομετρίας του. Έχουν προταθεί οι ακόλουθες τέσσερις κλάσεις σχήματος ενός κόκκου: α) η πινακοειδής κλάση (ή κλάση σχήματος δίσκου) (oblate), β) η κυβική (ή σφαιρική) κλάση (equant), γ) η λεπιδοειδής κλάση (bladed) και δ) η ωοειδής (ή ραβδοειδής) κλάση (prolate), όπως φαίνονται στο σχ. 2.18. Η σφαιρικότητα και η στρογγυλότητα των κόκκων επηρεάζονται από τους ακόλουθους παράγοντες: α) το αρχικό σχήμα του θραύσματος, β) την ανθεκτικότητα και τον ιστό, γ) τον βαθμό της αποσάθρωσης και δ) τον χρόνο και την απόσταση μεταφοράς του υλικού της αποσάθρωσης. Πρέπει να τονιστεί ότι σχετικά με το σχήμα των κόκκων, η στρογγυλότητα και το πορώδες αποτελούν πολύ σημαντικούς παράγοντες για τη φυσική συμπαγοποίηση/λιθοποίηση των κλαστικών ιζηματογενών πετρωμάτων διότι επιδρούν στην ικανότητα των κόκκων να αντιδρούν σε κάθε παραμόρφωση.

Η σφαιρικότητα είναι μία ιδιότητα των κόκκων η οποία αποδίδει το μέτρο του βαθμού του σχήματός τους που πλησιάζει το ιδανικό σχήμα μιας σφαίρας και μπορεί να χαρακτηρίσει με σαφήνεια την μορφολογία του κόκκου. Το σχήμα των κόκκων ενός ιζηματογενούς πετρώματος διαφοροποιείται έντονα, εξαιτίας της τριβής (ή απορρίνισης), σχετικά γρήγορα και κοντά στην πηγή προέλευσής τους. Μέχρι τη μεταφορά τους στη λεκάνη απόθεσης το σχήμα τους θα έχει αλλάξει έντονα σε σχέση με το αρχικό.



Σχήμα 2.18: Οι τέσσερις κλάσεις σχήματος ενός κόκκου που βασίζονται στους λόγους των μεγάλων, μέσων και μικρών διαμέτρων τους, (Zingg, 1935).



Σχήμα 2.19: Η προτεινόμενη κλίμακα για την οπτική εκτίμηση των βαθμών στρογγυλότητας και σφαιρικότητας των κόκκων κλαστικών ιζηματογενών πετρωμάτων κατά Powers (1953). Οι κόκκοι με υψηλότερο βαθμό σφαιρικότητας αποτυπώνονται στην πάνω σειρά και οι κόκκοι με χαμηλότερο βαθμό σφαιρικότητας στην κάτω σειρά. Οι έξι

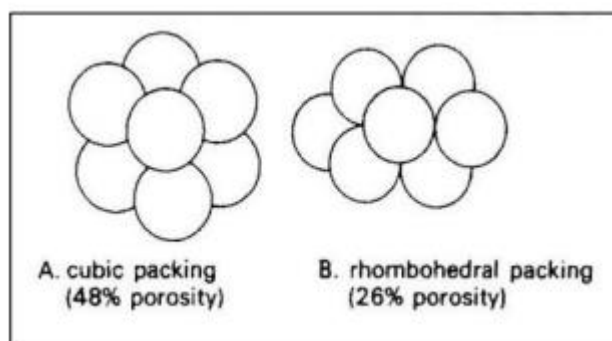
σήλες απεικονίζουν κόκκους με παρόμοιο βαθμό στρογγυλότητας, αλλά διαφορετικό βαθμό σφαιρικότητας (Τσιραμπίδης, 2008).

Η στρογγυλότητα αποτελεί μέτρο της οξύτητας των άκρων του κόκκου χωρίς να έχει σχέση με το σχήμα του. Υπάρχουν οι ακόλουθες έξι κατηγορίες στρογγυλότητας: α) πολύ γωνιώδης (very angular), β) γωνιώδης, γ) υπο-γωνιώδης (sub-angular), δ) υπο-στρογγυλεμένος (sub-rounded), ε) στρογγυλεμένος (rounded) και στ) καλά στρογγυλεμένος (well rounded). Ο βαθμός στρογγυλότητας των κόκκων εξαρτάται όχι μόνο από την ποσότητα των υλικών μεταφοράς καθώς και από το μέγεθος της τριβής η οποία επιβλήθηκε σε αυτά λόγω της κίνησής τους. Ο βαθμός στρογγυλότητας είναι παράμετρος η οποία συνήθως μεταβάλλεται με το μέγεθος του κόκκου του γεωυλικού. Έτσι, κόκκοι μεγάλου μεγέθους (π.χ. ψηφίδες κόκκοι αδρόκοκκης άμμου) είναι συνήθως πιο στρογγυλεμένοι από κόκκους μικρότερου μεγέθους. Σημειώνεται ότι οι βαθμοί σφαιρικότητας και στρογγυλότητας των κόκκων είναι δυνατόν να εκτιμηθούν και οπτικά με τη χρήση ειδικών φωτογραφιών υψηλής ανάλυσης. Στο Σχ. 2.19 παρουσιάζεται η κλίμακα για την οπτική εκτίμηση των βαθμών στρογγυλότητας και σφαιρικότητας των κλαστικών κόκκων κατά Powers (1953).

Στη συνέχεια γίνεται αναφορά σε ένα παράδειγμα το οποίο παρουσιάζει διάφορες μορφές του σχήματος των κόκκων του ορυκτού χαλαζία σε ένα σχηματισμό ψαμμίτη, οι οποίες εξαρτώνται από την προέλευση τους. Στην περίπτωση που οι κόκκοι του χαλαζία προέρχονται απευθείας από κρυσταλλικά πετρώματα τότε έχουν την τάση να είναι αρκετά γωνιώδεις με αρκετές μακροσκοπικές ασυνέχειες (διακλάσεις). Στην περίπτωση που προέρχονται από προϋπάρχοντα ιζηματογενή πετρώματα που έχουν προκύψει από απόθεση μέσω ανέμου τότε η μορφολογία των κόκκων θα είναι περισσότερο σφαιρική και πολύ καλά στρογγυλεμένη. Στην περίπτωση που προκύπτουν από ίζημα που περιέχει χαλαζιακό υλικό συγκόλλησης, τότε οι κόκκοι χαλαζία θα παρουσιάζονται μέτρια γωνιώδεις. Στην περίπτωση όμως που προέρχονται από ψαμμίτη ο οποίος περιέχει μικρή ποσότητα χαλαζιακής συγκολλητικής ύλης, τότε οι κόκκοι θα έχουν αποκτήσει σαφή κληρονομικά χαρακτηριστικά (δηλ. καλή σφαιρικότητα και στρογγυλότητα). Γενικά, αυτό που παρατηρείται είναι ότι ο βαθμός της στρογγυλότητας αυξάνεται με τη διάρκεια της μεταφοράς και της επαναλαμβανόμενης επεξεργασίας (Mazzullo and Magenheimer, 1987). Για παράδειγμα, οι άμμοι στις θαλάσσιες ακτές είναι τυπικά καλύτερα στρογγυλεμένες από ότι οι ποτάμιες άμμοι. Στις άμμους των παραλιών ο άνεμος έχει την ικανότητα να διαχωρίζει τους σφαιρικούς και αποστρογγυλεμένους κόκκους και ο βαθμός της στρογγυλότητας έχει αποδειχτεί ότι μεγαλώνει όσο αυξάνεται η απόσταση της μεταφοράς των υλικών αποσάθρωσης.

Ένας επίσης σημαντικός παράγοντας σχετικά με τη μορφολογία των κόκκων (ενός ιζήματος) που επηρεάζει σε σημαντικό βαθμό το πορώδες και τη διαπερατότητα του γεωυλικού, είναι το στοίβαγμα (racking) των κόκκων, το οποίο εξαρτάται από το μέγεθός τους, το σχήμα τους και την ταξιθέτησή τους. Ένα τυπικό παράδειγμα αποτελούν οι σύγχρονες άμμοι στα παραλιακά μέτωπα καθώς και οι αμμοθίνες οι οποίες συνίστανται από καλά ταξιθετημένους και στρογγυλεμένους κόκκους και το πορώδες τους κυμαίνεται από 25% έως 65%.



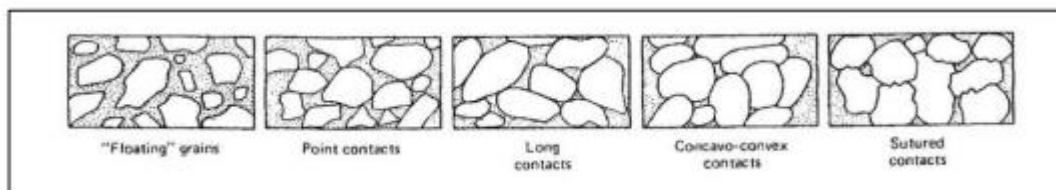


Σχήμα 2.20: Στοίβαγμα κόκκων στα κλαστικά ιζηματογενή πετρώματα. Α) κυβική διευσθέτηση, Β) ρομβοειδής διευσθέτηση (Tucker, 1991).

Στη περίπτωση μεγάλης τιμής του πορώδους, τότε το στοίβαγμα των κόκκων γίνεται με χαλαρό τρόπο και σταδιακά προσεγγίζει το κυβικό σχήμα των σφαιρών. Όταν το πορώδες έχει μικρές τιμές αυτό σημαίνει ότι σχηματίζονται στοίβες κόκκων με μεγάλη στένωση οι οποίες διευσθετούνται σε ρομβοειδή διάταξη όπως απεικονίζεται στο σχ. 2.20. Ιζηματογενή πετρώματα με φτωχή ταξιθέτηση παρουσιάζουν ακόμα πιο στενό στοίβαγμα και κατά αυτό τον τρόπο μικρότερο πορώδες. Αυτό γίνεται λόγω του μεγαλύτερου εύρους του μεγέθους των κόκκων και ταυτόχρονα τα υπάρχοντα κενά που εντοπίζονται μεταξύ των μεγαλύτερων κόκκων γεμίζουν με κόκκους μικρότερου μεγέθους.

Μία άλλη παράμετρος που καθορίζει την μορφολογία των κόκκων είναι ο τύπος της επαφής μεταξύ τους. Οι πιο συνηθισμένες μορφές επαφών μεταξύ των κόκκων των κλαστικών ιζηματογενών πετρωμάτων είναι οι ακόλουθες, οι οποίες απεικονίζονται στο σχ. 2.21:

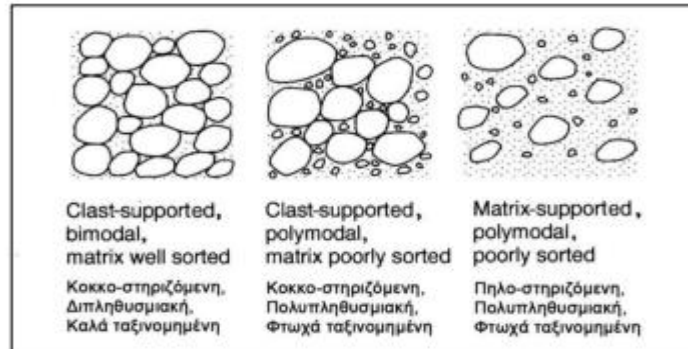
- σημεία επαφής (point contacts), όπου παρατηρείται μόνο σημειακή επαφή μεταξύ των κόκκων,
- επιφάνειες επαφής (long contacts), όπου οι κόκκοι εφάπτονται μεταξύ τους σε μεγαλύτερες επιφάνειες,
- κοίλες και κυρτές επαφές (concavo - convex contacts) όπου οι κόκκοι διαπερνούν και εισχωρούν ο ένας στον άλλον,
- επαφές σε “συρραφή” (sutured contacts) όπου παρατηρείται μια αμοιβαία συναρμογή μεταξύ των κόκκων.



Σχήμα 2.21: Οι πέντε τύποι των επαφών κόκκων σε κλαστικά ιζηματογενή πετρώματα (Dietrich, 1979).

Σημαντικό ρόλο παίζει και το υλικό πλήρωσης μέσα στο οποίο είναι τοποθετημένοι οι κόκκοι. Στις περιοχές που εμφανίζεται αρκετό υλικό πλήρωσης, οι κόκκοι είναι δυνατό να μην βρίσκονται σε άμεση επαφή μεταξύ τους, αλλά να “πλέουν” μέσα σε αυτό (μπορεί να θεωρηθεί ότι οι κόκκοι αυτοί στηρίζονται στο υλικό πλήρωσης - matrix supported), όπως απεικονίζεται στο σχ. 2.22. Κατά την αρχική απόθεση ενός ιζήματος, στις περισσότερες των περιπτώσεων, αυτό τείνει να παρουσιάζεται χαλαρά στοίβαγμένο (loose

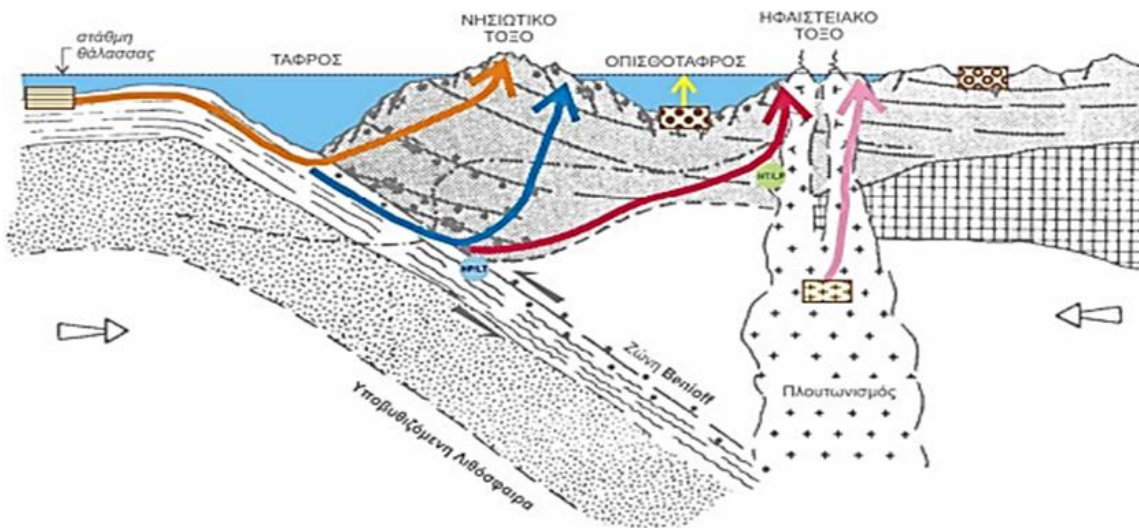
packed) και να εμφανίζει πολύ μεγάλο ποσοστό ανοιχτών πόρων, το οποίο σταδιακά μειώνεται με τη διαδικασία της διαγένεσης.



Σχήμα 2.22: Σχέση υφής και ταξινόμησης στα κλαστικά ιζηματογενή πετρώματα (Κάτη, 2009).

## 2.4 ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΚΑΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΜΙΚΡΟΔΟΜΗΣ

Η μελέτη των διαφόρων τύπων της μικροδομής και του τεκτονικού ιστού είναι δυνατόν να χρησιμοποιηθεί αφενός μεν για την εξοικείωση με τους μηχανισμούς παραμόρφωσης και μεταμόρφωσης, αφετέρου δε για τον προσδιορισμό της τεκτονο-μεταμορφικής ιστορίας ενός βραχώδους υλικού. Ένα πέτρωμα από τη στιγμή που θα δημιουργηθεί σε κάποιο γεωλογικό / γεωδυναμικό περιβάλλον (Σχ. 2.23) μέχρι τη στιγμή που θα καταλήξει στη περιοχή που το παρατηρούμε σήμερα (π.χ. επιφάνεια του εδάφους), θα έχει υποστεί κάποια παραμόρφωση, αποτέλεσμα της οποίας είναι η δημιουργία ενός τεκτονικού μικροϊστού (microfabric).



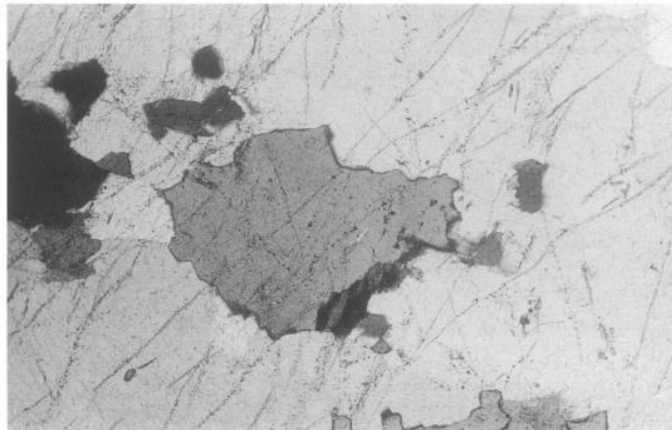
Σχήμα 2.23: Παράγοντες που διαμορφώνουν τον τεκτονικό ιστό των πετρωμάτων: Γεωδυναμικό περιβάλλον δημιουργίας πετρωμάτων, πορεία πετρωμάτων μέχρι την επιφάνεια, λιθολογία, χρόνος, τεκτονικές ζώνες, τεκτονομεταμορφική ιστορία (Παπανικολάου, 1986).

## 2.5 ΕΙΔΗ ΜΙΚΡΟΔΟΜΗΣ

### 2.5.1 ΜΙΚΡΟΡΩΓΜΕΣ

Οι Simmons και Richter (1976) ορίζουν τη μικρορωγμή ως: "ένα άνοιγμα που εμφανίζεται στα πετρώματα και έχει μία ή δύο διαστάσεις μικρότερες από την τρίτη. Για επίπεδες μικρορωγμές, η μία διάσταση είναι πολύ μικρότερη από τις άλλες δύο και ο λόγος πλάτους προς μήκος, που ονομάζεται λόγος διαστάσεων της ρωγμής, πρέπει να είναι μικρότερος από  $10^{-2}$  και είναι συνήθως  $10^{-3}$  έως  $10^{-5}$ . Το μήκος είναι συνήθως της τάξης των 100 μm ή μικρότερο". Ιδιαίτερη σημασία για τη μηχανική αντοχή των πετρωμάτων έχουν οι μικρορωγμές που διασχίζουν τα ορυκτολογικά συστατικά τους (Shen et al. 1995, Eberhardt et al. 1999). Η παρατήρηση και περιγραφή των διαφόρων τύπων μικρορωγμών είναι ιδιαίτερης σημασίας για την κατανόηση της μηχανικής συμπεριφοράς των πετρωμάτων. Σύμφωνα με τον Kranz (1983), διακρίνονται στα ακόλουθα είδη:

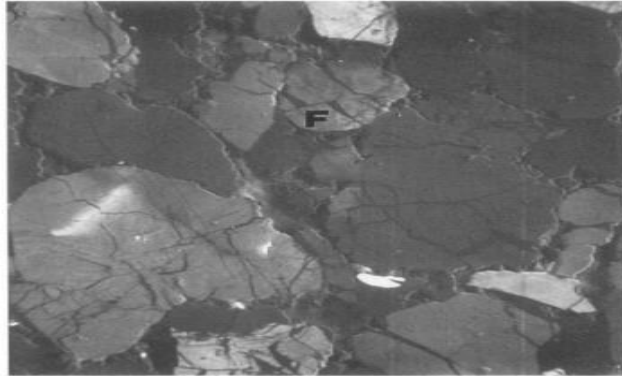
- 1) σε ενδοκρυσταλλικές μικρορωγμές (intragranular), που βρίσκονται στο εσωτερικό των κρυστάλλων (σχ. 2.24),
- 2) σε διακρυσταλλικές μικρορωγμές (transgranular), που διασχίζουν περισσότερους από έναν κρυστάλλους και
- 3) σε μικρορωγμές που διαδίδονται στα όρια των κρυστάλλων (grain-boundary).



Σχήμα 2.24: Ενδοκρυσταλλικές μικρορωγμές (Blenkinsop, 2000).

Η εμφάνιση αυτών των διαφορετικών τύπων μικρορωγμών εξαρτάται από τον μηχανισμό μικρορωγμών και από τη μικροδομή του πετρώματος. Οι ενδοκρυσταλλικές μικρορωγμές είναι χαρακτηριστικές των ελάχιστα τσιμεντοποιημένων, πολύ πορώδων πετρωμάτων, ενώ τα καλά τσιμεντοποιημένα, χαμηλού πορώδους πετρώματα έχουν διακρυσταλλικές μικρορωγμές. Αυτή η ταξινόμηση είναι χρήσιμη για τη διάκριση των διαφόρων μηχανισμών μικρορωγμών που περιγράφονται αργότερα. Οι τεκτονικές διακρυσταλλικές ή ενδοκρυσταλλικές μικρορωγμές συνήθως συνδέουν σημεία επαφής μεταξύ παρακείμενων κόκκων και είναι καμπυλωτές ή κυρτές. Παρά τις ανωμαλίες, σε κλίμακα κρυστάλλων, στη γεωμετρία της θραύσης, οι μικρορωγμές έχουν γενικά έναν ισχυρό προτιμώμενο προσανατολισμό. Σε ένα πέτρωμα μπορεί να υπάρχουν πολλά σύνολα μικρορωγμών. Η μόνη εκδήλωση μίας ρωγμής που έχει απομείνει στο πέτρωμα μπορεί να είναι μια γραμμή από ρευστά εγκλείσματα που αποτελούν το ίχνος ενός ρευστού, και οι προσεκτικές παρατηρήσεις καλά παρασκευασμένων λεπτών τομών, σε υψηλές

μεγεθύνσεις, κάτω από το οπτικό μικροσκόπιο είναι απαραίτητες για την ανίχνευση τέτοιων μικρορωγμών εάν περιέχουν μικρά εγκλείσματα. Οι μικρορωγμές μπορούν να παρουσιάζουν ευρύ φάσμα αναλογιών διαστάσεων και πυκνότητας.

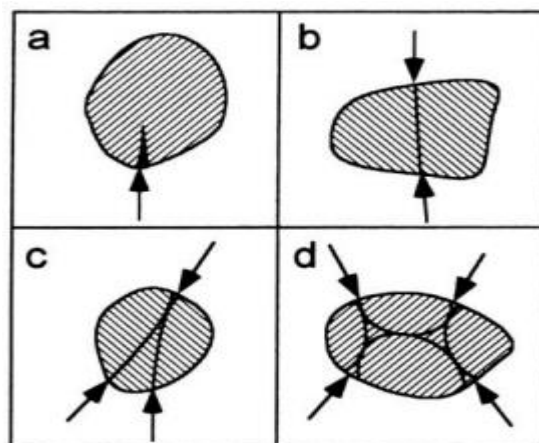


Σχήμα 2.25: Μικρορωγμές πρόσκρουσης (Blenkinsop, 2000).

Μπορούν να διακριθούν εννέα "μηχανισμοί" μικρορωγμών, κυρίως από πειράματα, οι οποίοι περιγράφονται αναλυτικά παρακάτω.

### **ΜΙΚΡΟΡΩΓΜΕΣ ΠΡΟΣΚΡΟΥΣΗΣ**

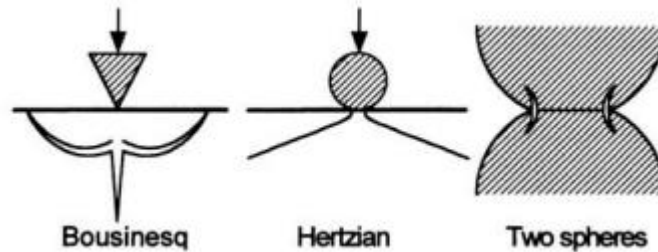
Οι μικρορωγμές πρόσκρουσης (impingement microcracks) συνδέουν σημεία επαφής μεταξύ γειτονικών κρυστάλλων και είναι συνήθως ενδοκρυσταλλικές (σχ. 2.25, 2.28). Μπορεί να συνδέουν πολλά ζεύγη σημείων επαφής γύρω από κρυστάλλους. Τέσσερα βασικά μοτίβα ανάπτυξής τους παρουσιάζονται στο σχήμα 2.26 (Gallagher et al. 1974), τα οποία εξαρτώνται από τα φορτία που ασκούνται περιμετρικά των κρυστάλλων, τη διάταξη, το μέγεθος, τη διαλογή και το σχήμα κόκκων.



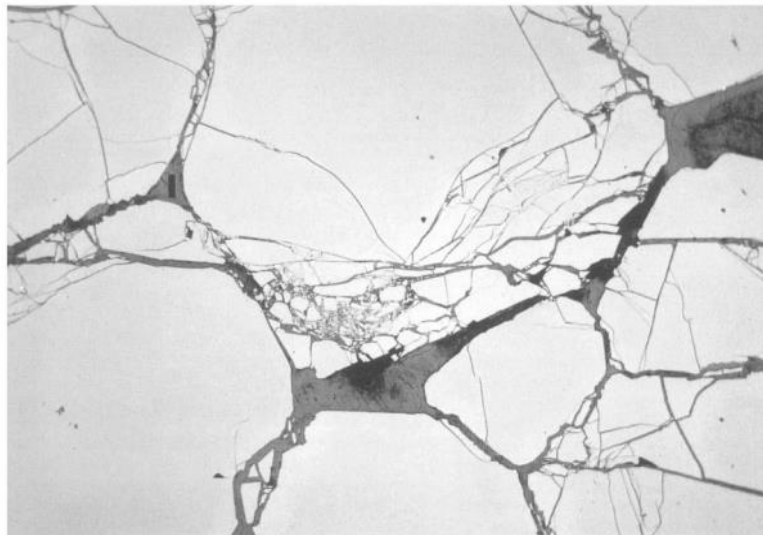
Σχήμα 2.26: Η γεωμετρία των μικρορωγμών πρόσκρουσης, βασισμένη σε πειράματα του Gallagher et al. (1974). Οι μικρορωγμές συνδέουν σημεία επαφής με παρακείμενους κρυστάλλους, που υποδεικνύονται με βέλη a) μεμονομένη φόρτιση b) διπλή φόρτιση c) τριπλή φόρτιση d) τετραπλή φόρτιση (Blenkinsop, 2000).

Η διαδικασία θραύσης μικρορωγμών πρόσκρουσης μπορεί να γίνει κατανοητή από την ανάλυση του πεδίου τάσεων που δημιουργείται κατά τη φόρτιση μίας επίπεδης επιφάνειας από ένα αιχμηρό (διαμόρφωση κατά Boussinesq) ή σφαιρικό αντικείμενο (διαμόρφωση κατά Hertz). Η σημειακή φόρτιση

πρέπει να παράγει ακτινικές μικρορωγμές κάθετες προς την εσοχή, και οι μικρορωγμές αυτές έχουν παρατηρηθεί σε πειράματα με εσοχές (π.χ. Lindquist et al.1984). Η σφαιρική εσοχή (ενδεχομένως πιο ρεαλιστικό, γεωλογικά) θα έρθει σε επαφή με την επίπεδη επιφάνεια κατά μήκος μιας σφαιρικής επιφάνειας, προκαλώντας μια περιοχή θλιπτικών τάσεων αμέσως κάτω από την εσοχή, που περιβάλλεται από εφελκυστικές τάσεις κοντά στην άκρη της επιφάνειας επαφής.



Σχήμα 2.27: Ρωγμές πρόσκρουσης που σχηματίζονται με εσοχή (Blenkinsop, 2000).

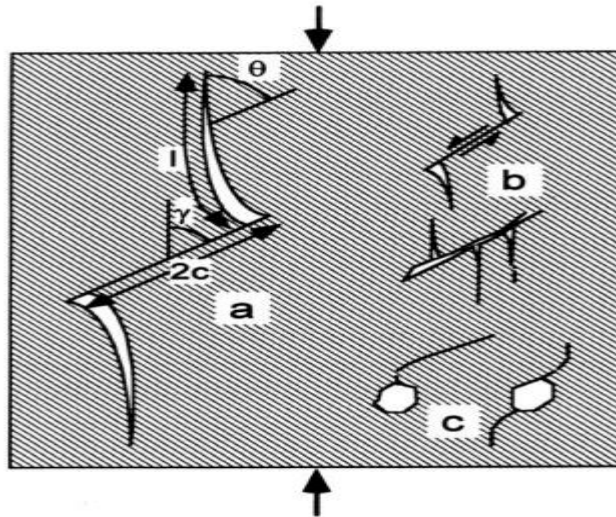


Σχήμα 2.28: Ενδοκρυσταλλικές μικρορωγμές πρόσκρουσης (Blenkinsop, 2000).

Μια μικρορωγμή πρόσκρουσης σε μορφή κώνου (μικρορωγμή κώνου) σχηματίζεται κάτω από την εσοχή (Σχ. 2.27) σε ένα κρίσιμο φορτίο. Η κρίσιμη ακτίνα εσοχής για τη δημιουργία μιάς εφελκυστικής μικρορωγμής εξαρτάται από την εφαρμοζόμενη πίεση (Lawn and Wilshaw 1975b): πολύ μέτριες πιέσεις ακόμη και για αρκετά μεγάλες εσοχές μπορούν να δημιουργήσουν μικρορωγμές. Μια ακόμη πιο ρεαλιστική διαμόρφωση είναι η περίπτωση δύο σφαιρών που φορτίζονται μεταξύ τους: σε αυτή την περίπτωση, μια μικρορωγμή πρόσκρουσης ξεκινά από την άκρη του επιπέδου επαφής μεταξύ των δύο σφαιρών υπό την επίδραση ενός κρίσιμου φορτίου που εξαρτάται από το πορώδες, το μέγεθος των κρυστάλλων, τα ελαστικά μόρια και την ανθεκτικότητα θραύσης, οδηγώντας στο συμπέρασμα ότι υπάρχουν προϋπάρχουσες ατέλειες στους φορτισμένους κόκκους (Zhang et al. 1990). Το κρίσιμο φορτίο που μετράται σε διάφορα πετρώματα (Wong 1990) ακολουθεί μια θεωρητική σχέση και δείχνει ότι οι απαιτούμενες προϋπάρχουσες ατέλειες έχουν διαστάσεις υπομικρών, συγκρίσιμες με τις ατέλειες που επικαλείται η ανάλυση αστοχίας της θεωρίας του Griffith.

### ΜΙΚΡΟΡΩΓΜΕΣ ΛΟΓΩ ΑΤΕΛΕΙΩΝ

Οι μικρορωγμές που προκαλούνται από ατέλειες (flaw-induced microcracks) ενώνονται με άλλες ατέλειες όπως π.χ. μικρορωγμές, πόρους και σύνορα κόκκων. Σχηματίζονται λόγω των εφελκυστικών τάσεων που αναπτύσσονται στην επιφάνεια της ατέλειας όταν επιβάλλονται απομακρυσμένες τάσεις και αναγνωρίζονται με εργαστηριακές δοκιμές σε πετρώματα (π.χ. Brace and Bombolakis 1963, Tarrounner and Brace 1976). Αναλυτικές λύσεις δείχνουν ότι οι μικρορωγμές θα αναπτυχθούν κατά μήκος καμπύλων τροχιών από τα δύο άκρα μιας ρωγμής για να σχηματισθεί η γνωστή γεωμετρία "πτέρυγα ρωγμής" (Σχ. 2.29), (Horii and Nemat-Nasser 1985, 1986, Kemeny and Cook 1987, Baud et al. 1996).



Σχήμα 2.29: Μικρορωγμές λόγω ατελειών (Blenkinsop, 2000).

Για την ανάπτυξη μεμονωμένης μικρορωγμής, θεωρείται ρωγμή με μήκος  $2c$ , που σχηματίζει γωνία  $\gamma$  με την  $\sigma_1$ , για την οποία η αντίσταση συνάφειας είναι ίση με την αντίσταση τριβής σε διάτμηση. Στη συνέχεια εφελκυστικές μικρορωγμές, με ένα κρίσιμο μήκος ( $\ell$ ), αναπτύσσονται και από τα δύο άκρα της αρχικής ρωγμής, σχηματίζοντας γωνία  $\theta$  με την διεύθυνσή της. Τα αποτελέσματα δείχνουν ότι οι μικρορωγμές θα αναπτυχθούν με εφελκυστική αστοχία από τα άκρα της ατέλειας (της αρχικής ρωγμής) κατά μήκος διαδρομών που ταιριάζουν απόλυτα με τις πειραματικές παρατηρήσεις. Μετά το κρίσιμο μήκος  $\ell/c$  (περίπου 1.0), ακόμη και στην παραμικρή εφελκυστική τιμή της  $\sigma_2$ , η ανάπτυξη μικρορωγμών γίνεται ασταθής, ενώ παραμένει σταθερή σε θλίψη. Μικρορωγμές που προκαλούνται από επεκτάσεις ατελειών δομής μπορεί να είναι ενδοκρυσταλλικές, διακρυσταλλικές ή και μικρορωγμές που σχετίζονται με τα όρια των κρυστάλλων.

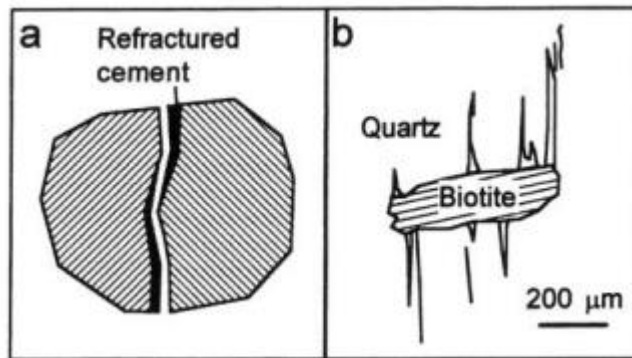
### ΜΙΚΡΟΡΩΓΜΕΣ ΣΧΙΣΜΟΥ (cleavage microcracks)

Οι μικρορωγμές σχισμού μπορούν να αναγνωριστούν επειδή εμφανίζονται σε κρυσταλλογραφικά ελεγχόμενα σύνολα τα οποία είναι παράλληλα με τις χαρακτηριστικές σχισμές μέσα σε μεμονωμένους κρυστάλλους. Οι μικρορωγμές στον βιοτίτη ελέγχονται από τον βασικό σχισμό (Wong and Biegel, 1985). Στους άστριους, ο κύριος σχισμός ασκεί ισχυρή επιρροή στις μικρορωγμές (Willaime et al. 1979, Brown and Macaudière 1984, Tullis and Yund 1992). Οι μικρορωγμές σχισμού των αστρίων είναι σημαντικές κατά την παραμόρφωση των γρανιτικών πετρωμάτων στον ανώτερο φλοιό (Evans, 1988). Η αντοχή σε θραύση

του χαλαζία είναι μικρότερη κατά μήκος των ρομβοεδρικών επιπέδων, τα οποία αξιοποιούνται κατά προτίμηση κατά την θραύση (π.χ. Borg et al. 1960, Vollbrecht et al. 1991).

### **ΜΙΚΡΟΡΩΓΜΕΣ ΕΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΝΑΝΤΙΣΤΟΙΧΙΑΣ (*elastic mismatch microcracks*)**

Σε πειραματικές μελέτες έχουν παρατηρηθεί μικρορωγμές σε κρυστάλλους χαλαζία και αστρίου, που έρχονται σε επαφές με μαρμαρυγίες (Tarponier and Brace 1976, Wong and Biegel 1985), καθώς και σε φυσικά παραμορφωμένο χαλαζίτη (Hirpert, 1994). Αυτές οι μικρορωγμές αναπτύσσονται λόγω της διαφοράς στην ελαστική παραμόρφωση κατά μήκος των ορίων χαλαζία-μαρμαρυγία ή αστρίου-μαρμαρυγία λόγω των διαφορετικών μέτρων ελαστικότητας των δύο ορυκτών που βρίσκονται σε επαφή κατά μήκος μιας συνεκτικής διεπιφάνειας (Σχήμα 2.30). Μπορούν να αναγνωριστούν από τον εντοπισμό ενδοκρυσταλλικών μικρορωγμών γύρω από επαφές μεταξύ κρυστάλλων διαφορετικής ορυκτολογίας, αλλά μπορεί να είναι δύσκολο να διακριθούν από τις θερμικά επαγόμενες μικρορωγμές, οι οποίες θα αναφερθούν παρακάτω.



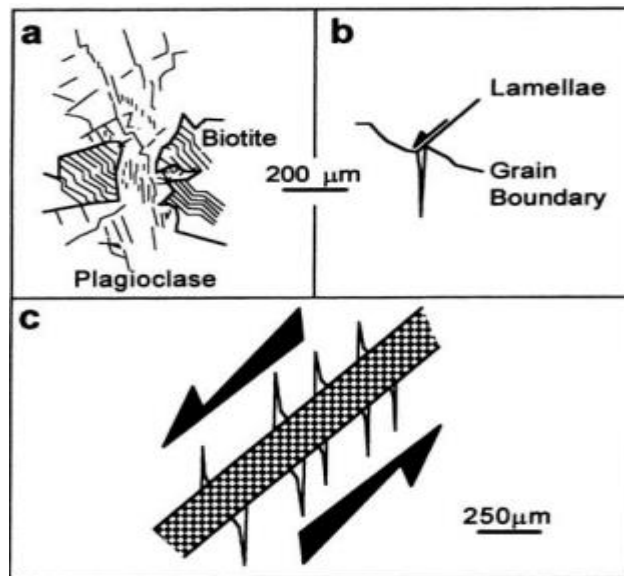
Σχήμα 2.30: Μικρορωγμές που προκαλούνται από ελαστική αναντιστοιχία (Blenkinsop, 2000).

### **ΜΙΚΡΟΡΩΓΜΕΣ ΠΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΝΑΝΤΙΣΤΟΙΧΙΑΣ (*plastic mismatch microcracks*)**

Όταν η ενδοκρυσταλλική πλαστικότητα εντοπίζεται σε μια περιοχή (π.χ. στις διδυμίες), μπορούν να δημιουργηθούν μικρορωγμές λόγω της ασυμβατότητας των τάσεων μεταξύ της περιοχής πλαστικής παραμόρφωσης και της παρακείμενης απαραμόρφωτης περιοχής (π.χ. Olson and Peng 1976, Wong and Biegel 1985). Έχουν παρατηρηθεί μικρορωγμές κατά μήκος ενός φυσικά παραμορφωμένου ενστατίτη, και κάθετα προς τις ζώνες κάμψης σε πειραματικά παραμορφωμένο χαλαζία (Carter and Kirby 1978).

Οι πλαστικές αναντιστοιχίες (plastic mismatches) μπορεί να ευθύνονται για τις συχνές μικρορωγμές των πορφυροκλαστών αστρίου που περιβάλλονται από παραμορφωμένους κρυστάλλους χαλαζία σε χαλαζο-σχιστολιθικούς μιλωνίτες (π.χ. Evans and White, 1984). Πλαστικές αναντιστοιχίες μπορεί επίσης να εμφανιστούν εντός μεμονωμένων φάσεων ή κρυστάλλων λόγω συγκέντρωσης τάσεων που δημιουργούνται από ενδοκρυσταλλική πλαστικότητα (π.χ. Lawn and Wilshaw, 1975). Οι μικρορωγμές που προκαλούνται από πλαστικές αναντιστοιχίες (σχ. 2.31) είναι σε μεγάλο βαθμό υπεύθυνες για την ημι-ψαθυρή συμπεριφορά (π.χ. Carter and Kirby, 1978). Μπορούν να αναγνωριστούν από τη στενή συσχέτιση

μεταξύ ενδοκρυσταλλικών μικρορωγμών και περιοχών ή μεμονωμένων μικροδομών ενδοκρυσταλλικής πλαστικότητας, όπως υποκρυστάλλωση, ζώνες κάμψης, ελάσματα παραμόρφωσης ή διδυμίες.



Σχήμα 2.31: a) Μικρορωγμές που προκαλούνται από πλαστική αναντιστοιχία. Έντονη δημιουργία μικρορωγμών σε πλαγιόκλαστο που αναπτύσσονται μεταξύ των κρυστάλλων βιοτίτη που έχουν σπάσει. b) Μία μικρορωγμή που αναπτύσσεται στο άκρο του ελάσματος μετατοπίζει ένα όριο κρυστάλλων c) Μικρορωγμές που προκαλούνται από μικροπροβλήματα – μικροσκοπικές θραύσεις φτερών (mffs) (Blenkinsop, 2000).

### **ΜΙΚΡΟΡΩΓΜΕΣ ΠΟΥ ΠΡΟΚΑΛΟΥΝΤΑΙ ΑΠΟ ΜΙΚΡΟΡΗΓΜΑΤΑ: ΜΙΚΡΟΣΚΟΠΙΚΕΣ ΘΡΑΥΣΕΙΣ ΦΤΕΡΩΝ (mffs)**

Οι μικροσκοπικές θραύσεις φτερών (microscopic feather fractures) είναι ενδοκρυσταλλικές μικρορωγμές που εντοπίζονται μόνο δίπλα σε ρήγματα. Έχουν χαρακτηριστικό σφηνοειδές σχήμα και ανοίγουν προς το επίπεδο του ρήγματος. Εντοπίστηκαν σε πειραματικά παραγόμενα ρήγματα (experimentally generated faults) από τους Friedman και Logan (1970), οι οποίοι τα βρήκαν αποκλειστικά εντός των κρυστάλλων των διατμητικών ρηγμάτων, και παράλληλα προς την διεύθυνση της μέγιστης κύριας τάσης  $\sigma_1$ . Οι Conrad και Friedman (1976) όρισαν τις mffs ως μικρορωγμές που εμφανίζονται μόνο μέσα σε κρυστάλλους που γειτνιάζουν με ένα ρήγμα, αποσβαίνουν γρήγορα μακριά από το ρήγμα (dying out rapidly away from the fault) και στατιστικά κοντά ή παράλληλα με την εφαρμοζόμενη διεύθυνση της  $\sigma_1$ . Η πυκνότητα των μικρορωγμών και το μήκος τους αυξάνονται με τη μετατόπιση και την ορθή τάση (περιοριστική πίεση) (Conrad and Friedman 1976, Teufel 1981). Τεκτονικά ανάλογα των mffs έχουν παρατηρηθεί σε σχέση με διατμητικές επιφάνειες μεταξύ χαλικιών (shear surfaces between pebbles), που βρίσκονται σε επαφή μεταξύ τους (McEwen, 1981). Τα ρήγματα T, όπως περιγράφονται από τον Petit (1987) έχουν τα χαρακτηριστικά των mffs.

Οι μικρορωγμές mffs δημιουργούνται από εφελκυστική θραύση σε σημεία επαφής κατά μήκος της επιφάνειας ολίσθησης (Teufel, 1981). Οι σχέσεις μεταξύ πυκνότητας μικρορωγμών, μήκους, μετατόπισης και ορθής τάσης που παρατηρήθηκαν στα πειράματα είναι όλες σύμφωνες με το σχηματισμό μικρορωγμών mffs λόγω των τάσεων επαφής στην επιφάνεια ολίσθησης. Οι μικρορωγμές mffs είναι



ενδοκρυσταλλικές ή διακρυσταλλικές μικρορωγμές που μπορούν να αναγνωριστούν από την παρουσία τους δίπλα στο επίπεδο του ρήγματος, τις κλίσεις τους που κυμαίνονται από 20° έως 50° ως προς το επίπεδο του ρήγματος και το σφηνοειδές άνοιγμά τους προς το επίπεδο του ρήγματος. Οι μικρορωγμές που προκαλούνται από μικρορήγματα μπορούν να διακριθούν από τις μικροθραύσεις Riedel, οι οποίες μπορεί επίσης να συνδέονται με επίπεδα ρηγμάτων (π.χ. Petit, 1987).

### **ΜΙΚΡΟΡΩΓΜΕΣ ΠΟΥ ΠΡΟΚΑΛΟΥΝΤΑΙ ΑΠΟ ΤΗ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑ**

Οι μικρορωγμές μπορούν να αποφορτίσουν τις τάσεις που προκαλούνται από διαφορική θερμική διαστολή ή συστολή μεταξύ γειτονικών ορυκτών. Τέτοιες μικρορωγμές μπορούν να σχηματιστούν σε κρυστάλλους ενός ορυκτού που περιβάλλεται από ένα άλλο κατά τη θέρμανση ή την ψύξη. Εάν η θέρμανση ή ψύξη συνοδεύεται από μεταβολές της πίεσης, μπορούν επίσης να σχηματιστούν μικρορωγμές ελαστικής αναντιστοιχίας. Οι μικρορωγμές που προκαλούνται από τη θερμότητα (thermally-induced microcracks) μπορούν να διακριθούν από τις μικρορωγμές που προκαλούνται από την ελαστική αναντιστοιχία μόνο εάν είναι γνωστή η διαδρομή πίεσης – θερμοκρασίας (P-T path). Η περίπτωση γρανίτη που ψύχεται έχει εξεταστεί λεπτομερώς από τον Brune (1984) και τους Vollbrecht et al. (1991). Ο γρανίτης μπορεί να αντιμετωπιστεί ως σύνθετο υλικό χαλαζία που περιβάλλεται από αστρίους και μικρές ποσότητες βιοτίτη. Δύο ακραίες περιπτώσεις μπορούν να θεωρηθούν κατά την ψύξη και την ανύψωση. Στην ισοθερμική αποσυμπίεση, υψηλότερη ελαστική διαστολή του χαλαζία μπορεί να προκαλέσει μικρορηγματώσεις του αστρίου, ενώ η ισοβαρής ψύξη μπορεί να οδηγήσει σε μικρορωγμές του χαλαζία λόγω της μεγαλύτερης θερμικής του συστολής. Η κρίσιμη γεωθερμική κλίση (βαθμίδα) για την ισορροπία μεταξύ θερμικών και ελαστικών παραμορφώσεων στον χαλαζία και στον άστριο είναι 10°C/km. Η κρυσταλλική ανισοτροπία μπορεί να είναι σημαντική στην κλίμακα κρυστάλλων, ο χαλαζίας έχει μέγιστο συντελεστή θερμικής διαστολής κάθετο στον άξονα c, ευνοώντας μικρορωγμές σε χαμηλές τιμές γωνιών ως προς τον κρυσταλλογραφικό άξονα c. Οι περιφερειακές τάσεις μπορεί επίσης να είναι σημαντικές: Η μικρορωγματώση θα ευνοηθεί σε εκείνους τους κρυστάλλους με κατάλληλο προσανατολισμό σε σχέση με την περιφερειακή τάση (regional stress) (π.χ. Vollbrecht et al. 1994). Η γενική αλληλεπίδραση μεταξύ θερμικής και ελαστικής τάσης γύρω από εγκλείσματα έχει μοντελοποιηθεί από τους D'Arco και Wendt (1994), και ειδικά για τον γρανίτη από τον Whitney (1996). Η θερμικά προκαλούμενη μικρορωγμή σε γρανίτες μπορεί να αναγνωριστεί από ενδοκρυσταλλικές μικρορωγμές συγκεντρωμένες σε χαλαζία που περιβάλλεται από αστρίους. Οι θερμικές μικρορωγμές στον χαλαζία μπορεί να έχουν προτιμώμενο προσανατολισμό παράλληλο προς τον άξονα c.

### **ΜΙΚΡΟΡΩΓΜΕΣ ΠΟΥ ΠΡΟΚΑΛΟΥΝΤΑΙ ΑΠΟ ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟ ΦΑΣΗΣ (phase transformation-induced microcracks)**

Η τάση που συνδέεται με το μετασχηματισμό φάσεων στερεάς κατάστασης μπορεί να δημιουργήσει χαρακτηριστικές μικρορωγμές. Για παράδειγμα, ο μετασχηματισμός κοεσίτη-χαλαζία συνεπάγεται αύξηση του όγκου κατά 11%. Τα εγκλείσματα χαλαζία σε γρανίτη ή ομφακίτη περιβάλλονται από μικρορωγμές ακτινικής επέκτασης (π.χ. Chopin 1984, Smith 1984, Wang et al. 1989), και πράγματι αυτή η υφή έχει χρησιμοποιηθεί ως απόδειξη για την προηγούμενη παρουσία κοεσίτη (π.χ. Wang and Liou 1991). Αν και είναι σαφές ότι η μετάβαση κοεσίτη-χαλαζία έχει συμβεί σε αυτά τα πετρώματα επειδή σε ορισμένα εγκλείσματα μπορεί να βρεθεί υπολειμματικός κοεσίτης, τίθεται το ερώτημα αν αυτές οι

μικρορωγμές θα μπορούσαν να οφείλονται σε ελαστικές αναντιστοιχίες (elastic mismatches) μεταξύ της πυριτικής φάσης και του ξενιστή. Η βασικότερη ένδειξη για την δημιουργία μικρορωγμών μεταβατικής φάσης είναι η παρατήρηση ότι δεν υπάρχουν μικρορωγμές γύρω από άλλους τύπους εγκλεισμάτων, συμπεριλαμβανομένου του ρουτιλίου. Ο επεκτατικός χαρακτήρας των μικρορωγμών και η προέλευσή τους από τις κορυφές των εγκλεισμάτων συνάδουν με τον μηχανισμό. Μετρήσεις επιφανειακής ενεργειακής αστοχίας σε συνθήκες μετάβασης φάσης του χαλαζία από μία κατάσταση α σε μία κατάσταση β, υποδηλώνουν ότι οι μικρορωγμές θα μπορούσαν επίσης να σχετίζονται με αυτόν τον μετασχηματισμό και με άλλα ορυκτά που υφίστανται παρόμοιες μετατροπές φάσης (Kirby and Stern, 1993). Ακτινικές μικρορωγμές έχουν επίσης παρατηρηθεί γύρω από εγκλείσματα ασβεστίτη που έχουν αντικαταστήσει αραγωνίτη, ένας μετασχηματισμός που συνεπάγεται αύξηση του όγκου κατά 8,5% (Wang and Liou, 1991). Τα διακριτικά χαρακτηριστικά των μικρορωγμών μετασχηματισμού φάσης είναι η συσχέτιση των ενδοκρυσταλλικών μικρορωγμών με ενδείξεις μετασχηματισμού φάσης. Στην περίπτωση της μετάπτωσης κοεσίτη-χαλαζία, οι ακτινικές μικρορωγμές γύρω από εγκλείσματα χαλαζία μετά από κοεσίτη είναι χαρακτηριστικές.

### 2.5.2 ΜΙΚΡΟΡΗΓΜΑΤΑ ΚΑΙ ΜΙΚΡΟΣΧΙΣΜΕΣ

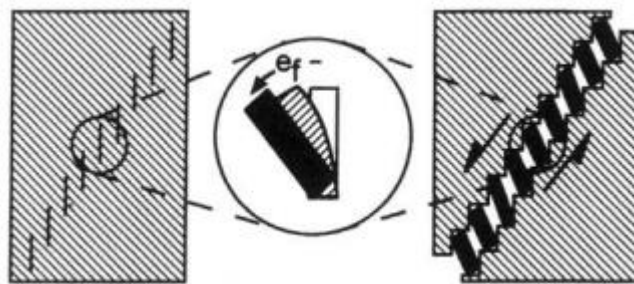
#### **ΧΑΡΑΚΗΡΙΣΤΙΚΑ ΜΙΚΡΟΡΗΓΜΑΤΩΝ**

Τα μικρορήγματα (microfaults) είναι διατμητικές μικροθραύσεις που περιέχουν θραύσματα κρυστάλλων που σχηματίζονται από κατακλάσεις (ασυνέχειες με μήκος δεκάδων μέτρων). Μία μετατόπιση παράλληλη προς την επιφάνεια μίας μικροθραύσης μπορεί να αναγνωριστεί από μετατοπισμένα όρια ή θραύσματα κρυστάλλων. Ωστόσο, απαιτείται προσοχή για τον εντοπισμό τέτοιων διατμητικών μετατοπίσεων, επειδή μία καθαρά διαδεδομένη μικρορωγμή μπορεί να παρουσιάζει διατμητική μετατόπιση όταν εξετάζεται σε τομή που σχηματίζει γωνία ως προς τη διεύθυνση διάδοσης του ανοίγματος της μικρορωγμής. Μια χρήσιμη ένδειξη της πραγματικής διατμητικής μετατόπισης είναι η αίσθηση της μετατόπισης ενός αριθμού ορίων κρυστάλλων σε διάφορες γωνίες ως προς τη μικρορωγμή. Δύο είναι τα στοιχεία που συνθέτουν τις μικρορωγμές: α) θραύσματα που προέρχονται από το τοίχωμα του πετρώματος και β) ένα θρυμματισμένο συνδετικό υλικό. Τα θραύσματα είναι συνήθως γωνιώδη και πολύ φτωχά ταξινομημένα, που κυμαίνονται σε μέγεθος από μικρομέτρα μέχρι το πλάτος ενός μικρορήγματος. Μερικές φορές είναι δυνατόν να προσδιοριστεί ο μητρικός κρύσταλλος από τον οποίο προέρχονται τα θραύσματα (Boldt, 1995), και μπορεί επίσης να ανιχνευθεί μετατόπιση ή περιστροφή των θραυσμάτων. Το ποσοστό του συνδετικού υλικού μπορεί να ποικίλλει από σχετικά μικρό, στο οποίο τα θραύσματα μπορεί να σχηματίζουν μια μορφή παζλ, έως αρκετά μεγάλο, όπου τα θραύσματα θα είναι υποστηριζόμενα από το πλέγμα και απομονωμένα μεταξύ τους. Οι ιζηματοποιημένες φυσικές κονίες (precipitated cements) μπορούν να αναγνωριστούν από τις νέες κρυσταλλικές επιφάνειες που υπερκαλύπτουν τους πρωτογενείς κρυστάλλους (π.χ. Pittman 1981). Τα άκρα των μικρορηγμάτων μπορεί να είναι επίπεδα και να κόβουν καθαρά τους παρακείμενους κρυστάλλους, ή να είναι ακανόνιστα, αποτελούμενα από μεγάλο αριθμό περιφερειακών μικροθραυσμάτων.

#### **ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑΣ ΜΙΚΡΟΡΗΓΜΑΤΩΝ**

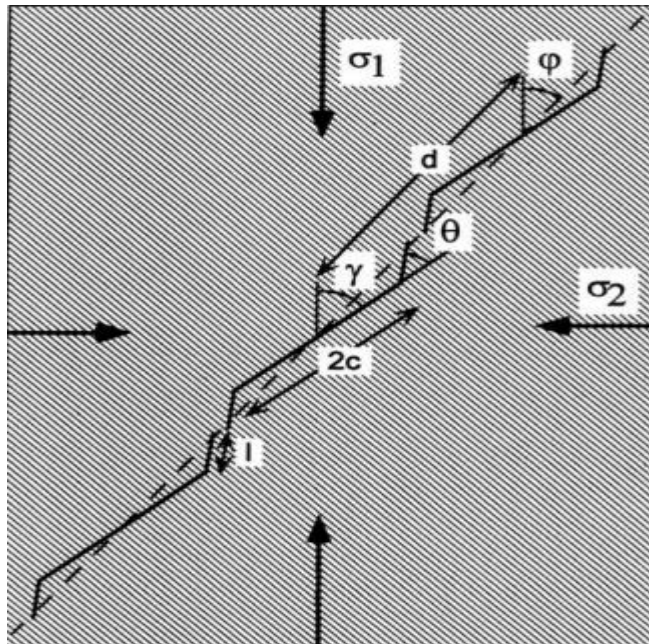
Τα πειράματα ταυτίζουν τον μηχανισμό διατμητικής αστοχίας με τη σύνδεση μικρορωγμών επέκτασης, μόλις επιτευχθεί μια κρίσιμη πυκνότητα μικρορωγμών (Krantz and Scholz 1977, Costin 1983). Έχουν προταθεί διάφοροι μηχανισμοί σύνδεσης μικρορωγμών. Οι Peng και Johnson (1972) πρότειναν ότι οι

αξονικές μικρορωγμές συνδέονται όταν μεμονωμένες δοκοί, που οριοθετούνται από αξονικές μικρορωγμές, λυγίζουν σε μια κρίσιμη τάση των ινών, επιτρέποντας τη δημιουργία του πρώτου διαμπερούς επίπεδου ρήγματος (σχ. 2.32). Αυτός ο μηχανισμός σύνδεσης μπορεί να αντιπαρατεθεί με τη συμπεριφορά άλλων πυριτοκλαστικών πετρωμάτων, στα οποία σχηματίζονται πρώτα μικρορωγμές στα όρια των κρυστάλλων, για να συνδεθούν με αξονικές μικρορωγμές (Hadizadeh 1980, Menéndez et al 1996). Η λεπτομερής ακολουθία των μικρορωγμών και της σύνδεσης τους εξαρτάται πιθανώς από την αρχική μικροδομή του πετρώματος (Hadizadeh 1980, Blenkinsop and Rutter 1986). Ένας τρίτος τύπος μηχανισμού σύνδεσης είναι η άμεση αλληλεπίδραση των πεδίων τάσεων των μικρορωγμών. Οι αλληλεπιδράσεις αυτές ταξινομήθηκαν σε τύπους en-echelon και en passant από τον Krantz (1979), (σχ. 2.34). Οι πρώτες εμφανίζονται μεταξύ δύο ευθύγραμμων, υποπαράλληλων μικρορωγμών, οι οποίες συνδέονται με μια τρίτη ευθεία μικρορωγμή. Οι en passant αλληλεπιδράσεις συνεπάγονται καμπυλότητα των διαδρομών των μικρορωγμών, επειδή τα πεδία τάσεων των άκρων των μικρορωγμών αλληλοεπηρεάζονται. Το οριστικό θεωρητικό μοντέλο των αλληλεπιδράσεων μικρορωγμών βασίζεται σε λύσεις που αποτυπώνουν τη συμπεριφορά μεμονωμένων μικρορωγμών σε θλίψη (Horii and Nemat-Nasser 1985). Για τη μοντελοποίηση διατμητικής αστοχίας, οι αλληλεπιδράσεις των μικρορωγμών εξετάζονται σε μια διάταξη παράλληλων ρωγμών με επιμέρους γωνίες  $\gamma$  και συνολική γωνία  $\phi$  έως  $\sigma_1$ , και απόσταση  $d$ , (σχ. 2.33).

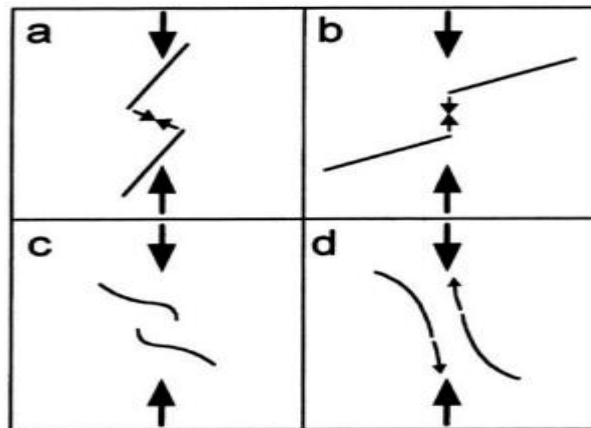


Σχήμα 2.32: Το μοντέλο λυγισμού μίας δοκού των Peng και Johnson (1972), σε συνθήκες διατμητικής αστοχίας (Blenkinsop, 2000).

Τα αποτελέσματα δείχνουν ότι η αξονική θλίψη στην αρχή αυξάνεται με  $l/c$  για όλες τις τιμές της γωνίας  $\phi$ , δηλαδή η ανάπτυξη μικρορωγμών είναι σταθερή. Ωστόσο, σε χαμηλότερες τιμές της γωνίας  $\phi$ , οι μικρορωγμές αλληλεπιδρούν ασταθώς υπό μια ορισμένη τάση. Σε γενικές γραμμές το μοντέλο προβλέπει ότι η  $\gamma$  και η  $\phi$  είναι διαφορετικές, γεγονός που υποδηλώνει ότι ένα επίπεδο αστοχίας θα αποτελείται από λοξές μικρορωγμές που συνδέονται από αξονικές μικρορωγμές. Το μοντέλο προβλέπει σωστά την επίδραση της πίεσης περιορισμού (confining pressure) στην τελική αντοχή και επιβεβαιώνεται με πειράματα σε δοκίμια ρητίνης. Οι φυσικές μικρορωγμές φαίνεται να εξελίσσονται με σύνδεση μικρορωγμών σε μια κρίσιμη πυκνότητα μικρορωγμών με παρόμοιους τρόπους με τα πειράματα και τα μοντέλα (π.χ. Blenkinsop & Rutter 1986).



Σχήμα 2.33: Διατμητική αστοχία λόγω αλληλεπίδρασης μεταξύ μιας συστοιχίας παράλληλων ατελειών με μεμονωμένες γωνίες  $\gamma$  προς  $\sigma_1$  και συνολική γωνία  $\phi$  προς  $\sigma_1$ . Το  $d$  είναι το κενό ανάμεσα στις ατέλειες, το μήκος του είναι το  $2c$  και το μήκος των μικρορωγμών είναι το  $l = \ell$  (Blenkinsop, 2000).



Σχήμα 2.34: Σύνδεση μικρορωγμών με αλληλεπίδραση τασικών πεδίων μικρορωγμών (after Krantz, 1979) a) και b) en-echelon αλληλεπιδράσεις c) και d) en passant αλληλεπιδράσεις (Blenkinsop, 2000).

## ΜΙΚΡΟΣΧΙΣΜΕΣ

Οι μικροσχισμές (microfissures) είναι ένα πολύ συχνό φαινόμενο που παρατηρείται κυρίως στα πετρώματα με μεγάλη περιεκτικότητα σε άργιλο. Σύμφωνα με τον Fookes (1965), οι μικροσχισμές μπορούν να σχηματιστούν ή να μετασχηματιστούν από πολλές διαφορετικές διαδικασίες. Συγκεκριμένα, μπορούν να σχηματιστούν κατά το χρόνο απόθεσης ή αμέσως μετά την αλλαγή στην χημική σύσταση των αλάτων του περιβάλλοντος απόθεσης. Εναλλακτικά μπορούν να σχηματιστούν ή μετασχηματιστούν λίγο αργότερα από επί τόπου φυσικοχημικές αλλαγές που προκαλούνται από το υπόγειο νερό, τη διάβρωση ή την ιοντική ανταλλαγή. Άλλος ένας τρόπος σχηματισμού των μικροσχισμών είναι η τεκτονική καταπόνηση

κατά τη διάρκεια της πτύχωσης, της ρήξης ή της διάτμησης των στρωμάτων. Τέλος, μπορούν να σχηματιστούν και από διαδικασίες όπως η αποξήρανση ή η αποφόρτιση που οφείλεται σε διάβρωση των ανωτέρων οριζόντων. Οι μικροσχισμές αποτελούν ένα μέρος του πορώδους. Μερικές φορές μπορεί να είναι πληρωμένες με υλικό πλήρωσης και άλλες φορές όχι. Στην ζώνη αποσάθρωσης, λόγω της αλλοίωσης των επιφανειών τους, δεν είναι τόσο εμφανείς. Η σημασία τους για την μηχανική συμπεριφορά των πετρωμάτων είναι πολύ μεγάλη.

### 2.5.3 ΜΙΚΡΟΠΟΡΩΔΕΣ

Το μικροπορώδες συνίσταται από πόρους οι οποίοι δημιουργούνται: α) ανάμεσα στους κόκκους και τους κρυστάλλους, β) στο εσωτερικό των κόκκων, και γ) εγκαρσίως των ορίων των κόκκων (Baynes & Dearman, 1978). Αποτελείται επίσης από μικροπόρους οι οποίοι συνήθως δημιουργούνται στο εσωτερικό (ή μεταξύ) αθροισμάτων αργιλικών τεμαχιδίων ή συσσωματωμάτων (Collins & McGown, 1974). Στο μικροπορώδες ανήκουν επίσης μικρορωγμές και μικροσχισμές. Με τη χρήση εικόνων μικροσκοπίου SEM είναι δυνατό να εκτιμηθούν και να υπολογιστούν τόσο το ποσοστό του πορώδους, καθώς και τα γεωμετρικά τους στοιχεία όπως η επιφάνεια και η περιμέτρός τους και κατ' επέκταση, είναι δυνατόν να προσδιοριστεί και το σχήμα τους (Sergeyev et al., 1985).

Σημαντική παράμετρος για την εκτίμηση της ενέργειας ενός γεωυλικού αποτελεί η κατανομή των πόρων μεταξύ των διαφόρων συστατικών στη δομή αυτού. Η παρουσία διαφόρων συσσωματωμάτων που παρουσιάζουν ακανόνιστο σχήμα, με μήκος τάξης μεγέθους 1  $\mu\text{m}$  και πάχος τάξης μεγέθους 0.3  $\mu\text{m}$ , που απαρτίζονται από υπομικροσκοπικά συσσωματώματα - μικροσυσσωματώματα επίσης ανισομετρικού σχήματος, έχει ως συνέπεια τη δημιουργία των ακόλουθων πέντε κατηγοριών μικροπόρων: α) υπομικροσκοπικοί πόροι μεταξύ των αργιλικών τεμαχιδίων (ισοδύναμης διαμέτρου  $d = 0,06 \mu\text{m}$ ), β) λεπτοί πόροι ( $d = 0,2 - 0,4 \mu\text{m}$ ), γ) μικροί ( $d = 2,5 \mu\text{m}$ ) πόροι μεταξύ των υπομικροσκοπικών συσσωματωμάτων - μικροσυσσωματωμάτων, δ) μέτριοι πόροι ( $d = 3,9 \mu\text{m}$ ) και ε) μεγάλοι πόροι ( $d = 10 - 30 \mu\text{m}$ ) μεταξύ των συσσωματωμάτων.

Η μετάβαση από τη λεπτομερώς διεσπαρμένη στην αδρομερώς διεσπαρμένη μικροδομή, υποδηλώνει αφενός την αύξηση της μέσης ισοδύναμης διαμέτρου των πόρων μεταξύ των διαφόρων συσσωματωμάτων, και αφετέρου τη διαθεσιμότητα σε πόρους μεταξύ των κόκκων και μεταξύ κόκκων και συσσωματωμάτων. Στις αδρομερέστερα διεσπαρμένες μικροδομές, το μεγαλύτερο ποσοστό του συνολικού πορώδους κατέχουν οι μικροπόροι που αναπτύσσονται μεταξύ των συσσωματωμάτων (Sokolov, 1990).

### 2.5.4 ΦΥΛΛΩΣΕΙΣ ΚΑΙ ΓΡΑΜΜΩΣΕΙΣ

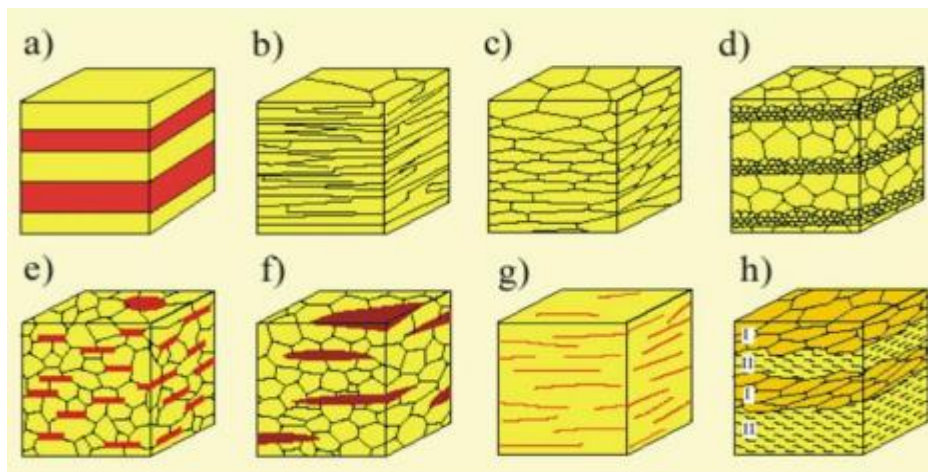
Είναι αρκετές οι μικροδομές σε ένα βραχώδες υλικό οι οποίες καθορίζονται από τον προτιμητέο προσανατολισμό των ορυκτών και των άλλων στοιχείων του τεκτονικού του ιστού. Μέσα από αυτήν την διαδικασία δημιουργούνται δομές που ονομάζονται φυλλώσεις και γραμμώσεις (C. W. Passchier & R.A.J. Trouw, *Microtectonics*, 2005).

### ΦΥΛΛΩΣΗ

Ο ορισμός της φύλλωσης ενός πετρώματος αναφέρεται σε κάθε τύπο επίπεδου ιστού ο οποίος διαπερνά το πέτρωμα από άκρη σε άκρη παρουσιάζει δηλαδή μια διαμπερή δομή. Ανάλογα με το είδος του

πετρώματος υπάρχουν διάφοροι τύποι φύλλωσης: α) στα ιζηματογενή πετρώματα αναφέρεται ως στρώση, β) στα πυριγενή πετρώματα αναφέρεται ως στρωμάτωση και γ) στα μεταμορφωμένα πετρώματα αναφέρεται ως σχισμός και σχιστότητα. Η φύλλωση καθορίζεται και διαμορφώνεται από τις ακόλουθες επτά ιδιότητες του τεκτονικού ιστού και επίσης από τον συνδυασμό αυτών (Passchier και Trouw, 1996):

- α. Η στρωμάτωση.
- β. Ο προσανατολισμός προτίμησης των φυλλόμορφων ορυκτών (π.χ. βιοτίτης).
- γ. Ο προσανατολισμός προτίμησης των ορίων των κρυστάλλων και το σχήμα των παραμορφωμένων ορυκτών (π.χ. χαλαζίας, ασβεστίτης).
- δ. Οι συστηματικές, κατά ζώνες, μεταβολές και διαφοροποιήσεις τους μεγέθους των ορυκτών.
- ε. Ο προσανατολισμός προτίμησης φυλλόμορφων ορυκτών που βρίσκονται σε μια μάζα που αποτελείται από ορυκτά χωρίς προσανατολισμό (π.χ. οι μαρμαρυγίες σε ένα μαρμαρυγιακό χαλαζίτη ή γνεύσιο).
- στ. Ο προτιμώμενος προσανατολισμός αθροισμάτων ορυκτών που έχουν φακοειδές σχήμα.
- ζ. Ο προτιμώμενος προσανατολισμός διαρρήξεων και μικρορηγμάτων που εμφανίζονται μέσα στο πέτρωμα.
- η. Ο συνδυασμός των ιδιοτήτων α, β και γ, (εμφανίζεται αρκετά συχνά στα μεταμορφωμένα πετρώματα).



Σχήμα 2.35: Οι ιδιότητες του τεκτονικού ιστού που καθορίζουν και διαμορφώνουν μια φύλλωση (Passchier & Trouw, 1996).

Οι φυλλώσεις όπως και οι γραμμώσεις χαρακτηρίζονται ως οι πιο αξιόπιστες δομές αναφοράς για τον καθορισμό των διαφόρων φάσεων της παραμόρφωσης, διότι είναι περισσότερο διαμπερείς σε σύγκριση με άλλες δομές, όπως οι πτυχές. Ειδικότερα οι πρωτογενείς φυλλώσεις παραπέμπουν σε δομές που σχετίζονται με τις διεργασίες σχηματισμού ενός πετρώματος. Σε πολλές περιπτώσεις πετρωμάτων που έχουν υποστεί παραμόρφωση και μεταμόρφωση, εμφανίζονται, επί-τόπου ή σε λεπτές τομές στο εργαστήριο, διαδοχικές φυλλώσεις που επικαλύπτουν η μία την άλλη. Η μελέτη των φυλλώσεων αυτών και ο καθορισμός των συνθηκών παραμόρφωσης / μεταμόρφωσης κατά τη διάρκεια της δημιουργίας τους, παρέχει σημαντικές πληροφορίες για την περιγραφή της τεκτονο-μεταμορφικής ιστορίας μιας περιοχής. Ακόμη, οι φυλλώσεις μπορούν να χρησιμοποιηθούν και ως δομές αναφοράς για τον

προσδιορισμό των περιόδων ανάπτυξης των ορυκτών της μεταμόρφωσης και ιδίως των πορφυροβλαστών.

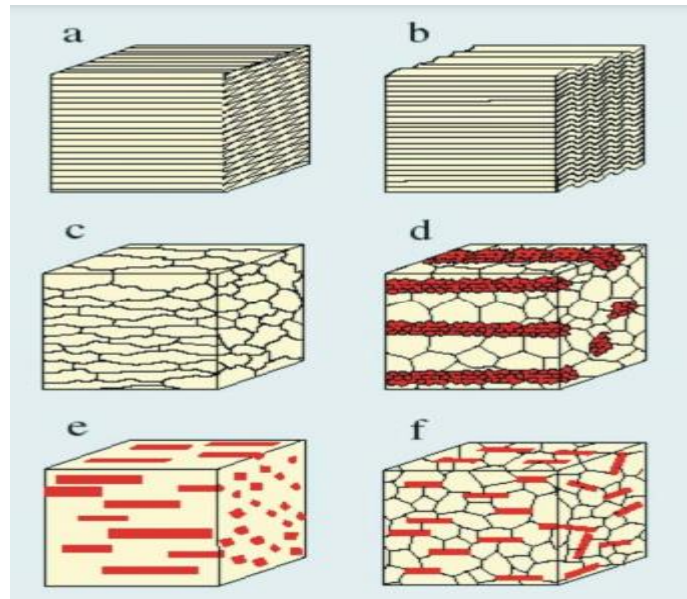
Χαρακτηριστικά παραδείγματα πρωτογενών φυλλώσεων είναι η στρώση στα ιζηματογενή πετρώματα και η μαγματική στρωμάτωση στα πυριγενή. Η διαγενετική φύλλωση δημιουργείται από τη συμπύκνωση και συμπίεση εξαιτίας της διαγένεσης των ιζημάτων ενώ οι δευτερογενείς φυλλώσεις δημιουργούνται μεταγενέστερα (π.χ. στα ιζηματογενή πετρώματα μετά τη λιθοποίηση) ως αποτέλεσμα της παραμόρφωσης και των μεταμορφικών φαινομένων. Περιλαμβάνουν μεταξύ άλλων το σχισμό, τη σχιστότητα και τη μεταμορφική στρωμάτωση. Η ανάπτυξη δευτερογενών φυλλώσεων αποτελεί συχνά ένδειξη της όλκιμης παραμόρφωσης ενός πετρώματος. Παρόλα αυτά, φυλλώσεις μπορούν να αναπτυχθούν και σε μερικές κατακλαστικές ζώνες. Ανομοιογενείς δευτερογενείς φυλλώσεις συνήθως αναγνωρίζονται δύσκολα από την πρωτογενή στρώση ή στρωμάτωση (John D. Winter, Encyclopedia of Geology, 2021).

### **ΓΡΑΜΜΩΣΗ**

Με τον όρο γράμμωση, αναφέρονται όλες οι διαμπερείς δομές που παρουσιάζουν μια καθαρά γραμμική διάταξη μέσα σε ένα πέτρωμα. Τα στοιχεία του τεκτονικού ιστού που διαμορφώνουν μια γράμμωση είναι τα ακόλουθα (Passchier & Trouw, 1996):

- α) Η διατομή δύο φυλλώσεων ή η διατομή στρώσης και φύλλωσης δημιουργούν τη γράμμωση από διατομή που φαίνεται στο σχ. 2.36a.
- β) Οι κορυφές των μικροπτυχών σε μια επιφάνεια φύλλωσης δημιουργούν τη γράμμωση από μικροπτύχωση που φαίνεται στο σχ. 2.36b.
- γ) Οι παραμορφωμένοι και επιμηκυμένοι κόκκοι ορυκτών κάτω από έντονη εφελκυστική παραμόρφωση δημιουργούν τη γράμμωση έκτασης (ή εφελκυστική γράμμωση) που παρατηρείται στο σχ. 2.36c.
- δ) Γράμμωση επιμήκυνσης (ή θλιπτική γράμμωση), που δημιουργείται από επιμήκυνση αθροισμάτων ορυκτών. (σχ. 2.36d).
- ε) Η παράλληλη διεύθυνση ινωδών ορυκτών ή ορυκτών με επίμηκες σχήμα (π.χ. αμφίβολοι, σιλιμανίτης, τουρμαλίνης κλπ.) δημιουργεί την ορυκτολογική γράμμωση, όπως φαίνεται στο σχ. 2.36e.
- στ) Η παράλληλη διεύθυνση ενός άξονα φυλλόμορφου ορυκτού (π.χ. μοσχοβίτης) δημιουργεί την ορυκτολογική γράμμωση, όπως φαίνεται στο σχ. 2.36f.





Σχήμα 2.36: Στοιχεία του τεκτονικού ιστού που διαμορφώνουν μια γράμμωση (Passchier & Trouw, 1996).

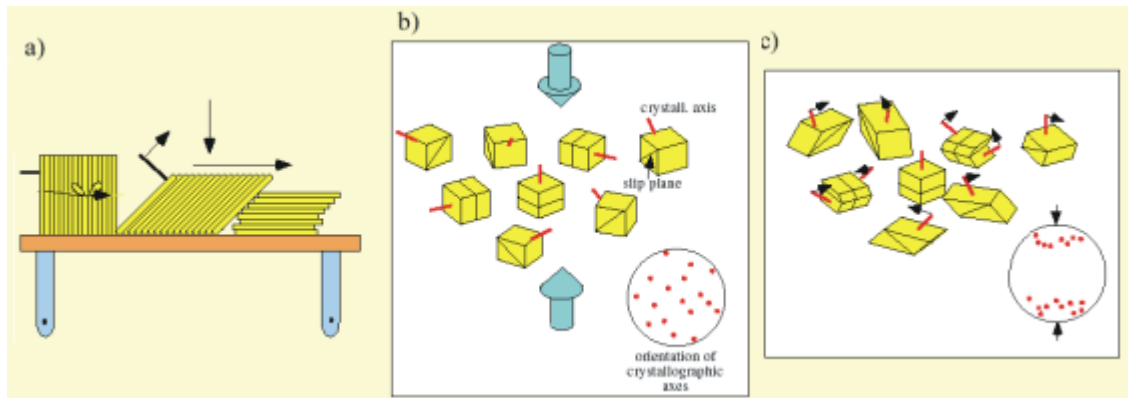
### **ΠΡΟΤΙΜΗΤΕΟΣ ΠΡΟΣΑΝΑΤΟΛΙΣΜΟΣ ΚΡΥΣΤΑΛΛΙΚΟΥ ΠΛΕΓΜΑΤΟΣ**

Σε πολλά πετρώματα που έχουν υποστεί παραμόρφωση, το κρυσταλλικό πλέγμα των ορυκτών από τα οποία αποτελούνται, δεν παρουσιάζει τυχαίο προσανατολισμό αλλά αντιθέτως προσανατολίζεται ακολουθώντας ένα συγκεκριμένο και καθοριστικό τρόπο. Έτσι, τα πετρώματα αυτά παρουσιάζουν κρυσταλλικό πλέγμα με έναν προσανατολισμό προτίμησης (Lattice Preferred Orientation – LPO) για ένα ή και περισσότερα από τα ορυκτά συστατικά τους. Στην περίπτωση των ορυκτών που το σχήμα τους είναι επιπεδόμορφο (ή επίμηκες) σε μια συγκεκριμένη κρυσταλλογραφική διεύθυνση, (π.χ. μαρμαρυγίες, αμφίβολοι), ο προσανατολισμός προτίμησης του κρυσταλλικού πλέγματος χαρακτηρίζεται πολύ εύκολα ως φύλλωση ή γράμμωση. Στην περίπτωση όμως, ορυκτών όπως ο χαλαζίας και ο ασβεστίτης, που δεν συναντάται κάτι παρόμοιο, η διαπίστωση του προσανατολισμού προτίμησης ως φύλλωση είναι πολύ δύσκολη. Ειδικά για τον χαλαζία, η ύπαρξη προτιμητέου προσανατολισμού κρυσταλλικού πλέγματος είναι δυνατό να διαπιστωθεί με τη χρήση οπτικού μικροσκοπίου. Για άλλα ορυκτά όμως απαιτούνται ειδικές μέθοδοι και τεχνικές. Ο προσανατολισμός προτίμησης του κρυσταλλικού πλέγματος δύναται να εμφανιστεί με τον ίδιο τρόπο που σχηματίζονται και οι φυλλώσεις. Για ορυκτά που παρουσιάζουν κανονικό σχήμα, ο επικρατέστερος τρόπος είναι ο ερπυσμός. Ο μηχανισμός αυτός μετατρέπει το σχήμα των κρυστάλλων, ενώ παράλληλα, η αλληλεπίδρασή τους με γειτονικούς κρυστάλλους είναι δυνατό να προκαλέσει την περίστρεψη / περιστροφή (rotation) των κρυστάλλων. Οι διδυμίες κρυστάλλων από παραμόρφωση, χαρακτηρίζονται από ένα παρόμοιο φαινόμενο περιστροφής.

Η ερμηνεία και η παρουσίαση αυτού του φαινομένου μπορεί να αναπαρασταθεί με τη χρήση μιας στοιβάς βιβλίων, η οποία λόγω ολίσθησης επαναπροσανατολίζεται σε μια νέα διεύθυνση στοιβάγματος (σχ. 2.9a). Ο άξονας που είναι κάθετος στην μεγάλη επιφάνεια των βιβλίων, κατά τη διάρκεια της ολίσθησης, περιστρέφεται και σταδιακά η διεύθυνσή του ταυτίζεται με τη διεύθυνση της βαρύτητας. Με έναν αντίστοιχο τρόπο εξελίσσεται ο προσανατολισμός του κρυσταλλικού πλέγματος σε κρυστάλλους, λόγω της ολίσθησης των μετατοπίσεων του πλέγματος σε συγκεκριμένα επίπεδα ολίσθησης. Στο σχήμα 2.9b απεικονίζεται η εξομάλυνση ενός συσσωματώματος ορυκτών η οποία οφείλεται σε ένα σύστημα



ολίσθησης σε επίπεδο κάθετο σε συγκεκριμένο κρυσταλλογραφικό άξονα. Στο σχήμα 2.9c αναπαρίστανται όλοι οι άξονες των κρυστάλλων που περιστρέφονται σύμφωνα με τη διεύθυνση της θλιπτικής τάσης, εκτός από εκείνους οι οποίοι έχουν παράλληλη ή κάθετη διεύθυνση ως προς την επιβαλλόμενη θλιπτική τάση. Η παραλληλία της διεύθυνσης του κρυσταλλογραφικού άξονα με την διεύθυνση της θλιπτικής τάσης προκαλεί διάφορες μορφές παραμόρφωσης του κρυστάλλου όπως οι λοξοζωνικές πτυχές και η δημιουργία διδυμιών, με τις οποίες εμφανίζονται ταυτόχρονα και περιστροφές των επιμέρους τμημάτων των κρυστάλλων, (Passchier και Trouw, 1996).



Σχήμα 2.37: Μοντέλο αναπαράστασης της ανάπτυξης προσανατολισμού προτίμησης του κρυσταλλικού πλέγματος σε κρυστάλλους λόγω ολίσθησης των μετατοπίσεων του πλέγματος σε καθορισμένα επίπεδα (Passchier & Trouw, 1996).

### 3. ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΜΙΚΡΟΔΟΜΗΣ ΣΤΗΝ ΜΗΧΑΝΙΚΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΠΟΛΥΚΡΥΣΤΑΛΛΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

#### 3.1 ΓΕΝΙΚΑ

Τα βραχώδη υλικά που συναντιούνται στη φύση χαρακτηρίζονται συχνά ως ετερογενή, ανισότροπα, ανελαστικά και ασυνεχή υλικά για τα οποία η μικροδομή τους δεν αποτελείται μόνο από διαφορετικούς τύπους ορυκτών αλλά επίσης περιέχει αρκετές μικροατέλειες όπως είναι οι μικρορωγμές και οι μικροπόροι. Αυτές οι μικροδομές έχουν αρκετά σημαντικές επιδράσεις στην μηχανική τους συμπεριφορά και στην διαδικασία αστοχίας των πετρωμάτων, όπως ο σχηματισμός, ο πολλαπλασιασμός και η συγχώνευση ρωγμών και μοτίβων αστοχίας. Επομένως, είναι απαραίτητο να ληφθεί υπόψη η επίδραση των μικροδομών κατά την μελέτη των μηχανικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων.

Η ανισοτροπία ενός άρρηκτου πετρώματος οφείλεται στον ανισότροπο προσανατολισμό ενός εκ των τριών δομικών στοιχείων αυτού:

1. Του κρυσταλλικού πλέγματος των δομικών κρυστάλλων.
2. Των πόρων με άνισες διαστάσεις, κυρίως ανοικτές ή κλειστές μικρορωγμές.
3. Των κόκκων ή κρυστάλλων ορυκτών με άνισες διαστάσεις (λόγω επιμήκυνσης του σχήματος τους).

Στις περισσότερες περιπτώσεις υπάρχει στενή σύνδεση του προσανατολισμού των τριών παραπάνω δομικών στοιχείων του άρρηκτου πετρώματος. Συνεπώς, ο προσανατολισμός των ορυκτών σε επίπεδα και η επιμήκυνση των κόκκων τους, που μετρώνται ευκολότερα, αποτελούν οδηγό για την μέτρηση της ανισοτροπίας των άρρηκτων πετρωμάτων.

Είναι γεγονός ότι τις τελευταίες δεκαετίες έχει παρουσιαστεί μεγάλο έργο σχετικά με την μελέτη των μικρορωγμών στα πετρώματα. Μεγάλο μέρος αυτής της προσπάθειας κατευθύνθηκε προς την κατανόηση του τρόπου με τον οποίο οι μικρορωγμές επηρεάζουν τις φυσικές ιδιότητες του πετρώματος, όπως η διαπερατότητα και η αντοχή. Εξίσου ενδιαφέρουσες είναι οι μικρορωγμές ως ξεχωριστές οντότητες: πώς σχηματίζονται, πως ανταποκρίνονται σε διάφορες συνθήκες καταπόνησης, πως αναπτύσσονται και αλληλεπιδρούν, καθώς και οι πραγματικές τους μορφολογίες. Επιπλέον, οι εφαρμογές της Βραχομηχανικής σε έργα Πολιτικού Μηχανικού παρουσιάζουν τα τελευταία χρόνια μία σημαντική αύξηση. Θεμελιώσεις φραγμάτων, κατασκευή σιράγγων, και υπόγειων έργων, σχεδιασμός πρανών, είναι ενδεικτικά έργα, όπου ο ρόλος και η προσφορά της Βραχομηχανικής κατέχουν εξέχουσα θέση. Ο σχεδιασμός όμως και η κατασκευή ενός έργου πάνω ή μέσα σε βραχώσεις σχηματισμούς, παρουσιάζει σοβαρές ιδιαιτερότητες, που οφείλονται κυρίως στο ότι ο βράχος διακόπτεται από φυσικές ασυνέχειες με ή χωρίς υλικό πληρώσεως. Οι ασυνέχειες αυτές αποτελούν ζώνες μειωμένης αντοχής της βραχώμαζας. Είναι δε τεκμηριωμένος ο καθοριστικός ρόλος της γεωμετρίας και των μηχανικών ιδιοτήτων

των ασυνεχειών στη μηχανική συμπεριφορά της βραχώμαζας, η οποία γενικά αποτελεί ένα εξαιρετικά πολύπλοκο ζήτημα.

Επειδή ένας σημαντικά μεγάλος αριθμός τεχνικών έργων κατασκευάζονται πάνω ή μέσα σε βραχώδεις γεωλογικούς σχηματισμούς, π.χ. θεμελιώσεις μεγάλων τεχνικών έργων, κατασκευή οδικών και σιδηροδρομικών αρτηριών σε μεγάλα ορύγματα, διάνοιξη σηράγγων και πολλά άλλα, έχει αποδειχτεί ότι η βραχώμαζα διαδραματίζει ένα πολύ ιδιαίτερο ρόλο στα τεχνικά έργα και έχει καθοριστική σημασία όχι μόνο στο σχεδιασμό του έργου αλλά ακόμη και στην επιλογή της θέσης του και κυρίως στην ασφάλεια και στην οικονομία κατασκευής του έργου. Είναι γνωστό ότι, η μηχανική συμπεριφορά του βράχου και γενικότερα των πετρωμάτων και των εδαφών που συνιστούν τους γεωλογικούς σχηματισμούς, είναι τελείως διαφορετική από τη συμπεριφορά των συνήθων τεχνητών υλικών των κατασκευών (σκυρόδεμα, χάλυβας και άλλα). Η βασική διαφορά του βράχου από τα παραπάνω δομικά υλικά, έγκειται στο ότι η μάζα του χωρίζεται από φυσικές ασυνέχειες (ρήγματα, διακλάσεις, σχιστότητα, κλπ).

Οι ασυνέχειες, σαν επιφάνειες μηχανικής θραύσης που δημιουργήθηκαν από τεκτονικές φορτίσεις και διάφορα άλλα γεωλογικά αίτια, χαρακτηρίζονται βασικά από τον προσανατολισμό και την ανάπτυξη τους στο χώρο, τη μορφολογία (τραχύτητα) και τη διατμητική αντοχή των τοιχωμάτων, την ύπαρξη και τη φύση του υλικού πληρώσεως και πολλά άλλα χαρακτηριστικά. Οι ασυνέχειες αποτελούν ζώνες μειωμένης αντοχής της βραχώμαζας και κατά συνέπεια περιοχές αυξημένης προσοχής από τον μελετητή. Η μηχανική συμπεριφορά της βραχώμαζας καθορίζεται σημαντικά από τη γεωμετρία και τις μηχανικές ιδιότητες των ασυνεχειών. Έτσι, αν τα χαρακτηριστικά και ειδικότερα ο προσανατολισμός είναι δυσμενή, τότε η διατμητική αντοχή της βραχώμαζας μπορεί να διαφέρει σημαντικά από αυτή του άρρηκτου πετρώματος. Για το σχεδιασμό λοιπόν ενός τεχνικού έργου πρέπει να λαμβάνεται σοβαρά η διατμητική αντοχή των ασυνεχειών. Η διατμητική αντοχή μιας καθαρής ασυνέχειας, δηλαδή χωρίς υλικό πληρώσεως, μπορεί να κυμαίνεται σε μεγάλα όρια ανάλογα με το υλικό του βράχου, την κατάσταση των τοιχωμάτων, το μήκος της ασυνέχειας, το μέγεθος των ορθών τάσεων κλπ.

Για την καλύτερη κατανόηση της διαδικασίας της μικρορωγμάτωσης ενός πετρώματος και κατ' επέκταση των φαινομένων της ρωγμάτωσης, αξιοποιούνται στην κλίμακα του εργαστηρίου μοντέλα μελέτης δοκιμίων από πέτρωμα. Τέτοιου είδους μελέτες στοχεύουν στην απόκτηση γνώσης μέσω βασικής έρευνας, και τη μεταφορά αυτής στην κλίμακα του πεδίου για τον ασφαλέστερο και ορθότερο σχεδιασμό έργων όπως είναι οι βαθιές σήραγγες, οι εκσκαφές, οι βαθιές γεωτρήσεις κ.λπ. Σταδιακά, το ενδιαφέρον για τη μελέτη φυσικών μοντέλων εξασθένησε και μετακινήθηκε προς τη μελέτη αριθμητικών μοντέλων και κυρίως υπέρ των προηγμένων αριθμητικών μεθόδων που αναπτύχθηκαν τις τελευταίες δεκαετίες, οι οποίες είναι ικανές να προσομοιώνουν τη ρωγμάτωση και θραύση του πετρώματος. Ωστόσο, παρά την ισχύ των εν λόγω μεθόδων, εξακολουθεί να υπάρχει η ανάγκη για βαθμονόμηση και επικύρωση των αριθμητικών αποτελεσμάτων με εργαστηριακές ή επί τόπου μετρήσεις.

Η θραύση του άρρηκτου πετρώματος όσο και οι ολισθήσεις στα επίπεδα των ασυνεχειών της βραχώμαζας, αποτελούν βασικούς μηχανισμούς που μπορούν να οδηγήσουν σε αστοχία ένα γεωτεχνικό έργο. Ολίσθηση σε επίπεδα ασυνεχειών παρατηρούνται συχνά σε μικρού βάθους υπόγεια ανοίγματα εντός ισχυρής βραχώμαζας, όπου η μηχανική της συμπεριφορά καθορίζεται από την δομή της. Η θραύση του άρρηκτου πετρώματος ευθύνεται για μερικά από τα σημαντικότερα προβλήματα που αναμένονται στην εξόρυξη σκληρών πετρωμάτων: εκρηκτική αστοχία βραχώμαζας, εκτεταμένες αποφλοιώσεις, αστοχίες στύλων, κατάρρευση οροφής σε μεγάλα ανοίγματα, υπερεκσκαφές κ.ά. Η έναρξη και η ανάπτυξη της ρωγμάτωσης είναι εξαιρετικά σημαντική για τα πετρώματα. Η κατανόηση των μηχανισμών της ρωγμάτωσης και της αλληλεπίδρασης των ρωγμών στη διαδικασία κατάρρευσης των θεμελιωδών δομών σε πέτρωμα αποτελεί σημαντικό εργαλείο κατά το στάδιο εκπόνησης και εφαρμογής μιας τεχνικής μελέτης. Ο μηχανισμός της ρωγμάτωσης έχει μελετηθεί στο εργαστήριο εδώ και δεκαετίες υπό μονοαξονικές ή πολυαξονικές συνθήκες φόρτισης άρρηκτων δοκιμίων, ωστόσο δεν έχει τεκμηριωθεί η συσχέτιση μεταξύ των πειραματικών δεδομένων και των μηχανισμών αστοχίας στο πεδίο. Το μέσο για να οριστεί μία αμφίδρομη συσχέτιση των εργαστηριακών παρατηρήσεων με το πεδίο, είναι οι αριθμητικές προσομοιώσεις.

Ο Griffith περιγράφει την έναρξη της αστοχίας ενός ψαθυρού στερεού ως αποτέλεσμα της υψηλής συγκέντρωσης εφελκυστικών τάσεων γύρω από τις προϋπάρχουσες σχισμές και ρωγμές εντός του υλικού (Κεφ. 1.5), (Jaeger et al. 2007). Σε πολυκρυσταλλικά πετρώματα υπάρχουν πολυάριθμες σχισμές (μικρορωγμές) εντός των ορυκτών κόκκων και των ορίων τους, τόσο λόγω των διαδικασιών σχηματισμού όσο και του ιστορικού φόρτισης του υλικού (Kranz 1983). Οι εν λόγω προϋπάρχουσες μικρορωγμές συμπεριφέρονται ως ανυψωτές τάσης από όπου εκκινούν νέες ρωγμές. Μόλις σχηματιστούν, με την αύξηση του φορτίου οι νέες μικρορωγμές διαδίδονται και αλληλεπιδρούν, σχηματίζοντας τελικώς μακρύτερες μακροσκοπικές επιφάνειες ρωγμάτωσης (Brace et al. 1966, Bieniawski 1967, Martin & Chandler 1995, Hoek & Martin 2014). Η διαδικασία της μικρορωγμάτωσης του πετρώματος αποτελεί συνδυασμό περικρυσταλλικής και ενδοκρυσταλλικής αστοχίας (Wong & Einstein 2009a, 2009b).

Δραστηριότητες όπως η εκτέλεση γεωτρήσεων και η κατασκευή οδικών και μεταλλευτικών σηράγγων σε πετρώματα που βρίσκονται σε μεγάλο μέγεθος εντατικό πεδίο, δημιουργούν ανακατανομή του εντατικού πεδίου και προκαλούν κρίσιμη συγκέντρωση εφελκυστικών τάσεων στο όριο της εκσκαφής, με αποτέλεσμα να αναπτύσσονται τάσεις πολύ υψηλότερες του πρωτογενούς εντατικού πεδίου. Η εν λόγω ανακατανομή και συγκέντρωση τάσεων γύρω από το όριο βαθιάς εκσκαφής, δύναται να προκαλέσει αστοχία του πετρώματος με διακριτές ρωγματώσεις. Οι εν λόγω ρωγματώσεις είναι ευκρινέστερες όταν το δίκτυο ασυνεχειών της βραχώμαζας είναι αραιό ή απουσιάζει. Σε πολλές περιπτώσεις που περιλαμβάνουν βίαιες εκτινάξεις πετρώματος, όπως στα βαθιά μεταλλεία, οι μηχανισμοί ρωγμάτωσης είναι συνήθως πολύπλοκοι και εμφανίζονται τόσο εφελκυστικές όσο και διατμητικές αστοχίες (Shen & Barton, 2018).

### **3.2 Η ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΦΥΣΙΚΩΝ ΙΔΙΟΤΗΤΩΝ ΤΩΝ ΠΟΛΥΚΡΥΣΤΑΛΛΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΣΤΑ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΚΑ ΤΟΥΣ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ**

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζεται η σχέση μεταξύ των φυσικών ιδιοτήτων, όπως η ορυκτολογία και η μικροδομή, και των ιδιοτήτων λειτουργικότητας και ανθεκτικότητας των πετρωμάτων και των βράχων. Έμφαση δίνεται στις ιδιότητες που μπορούν να παρατηρηθούν με γυμνό μάτι και με οπτικό μικροσκόπιο. Η σχέση μεταξύ πορώδους και ροής ρευστών έχει μελετηθεί εκτενώς από πετρολόγους πετρελαίου (Anselmetti, Luthi & Eberli, 1998). Γίνεται εκτενής χρήση της ποσοτικής μικροδομικής ανάλυσης για την αξιολόγηση των λειτουργικών ιδιοτήτων, η οποία είναι μια αποδεκτή προσέγγιση στη μεταλλουργία. Ωστόσο, είναι πολύ λιγότερο διαδεδομένη στα πετρώματα. Ένας προφανής λόγος για αυτό είναι η πολυπλοκότητα των βραχωδών υλικών και η διακύμανση των ποσοτικών σχέσεων μεταξύ διαφορετικών τύπων πετρωμάτων.

Η εφαρμογή ποσοτικών μικροσκοπικών μεθόδων σε αυτόν τον τομέα έχει, ωστόσο, οδηγήσει σε πολλές νέες γνώσεις. Η έμφαση δίνεται σε τύπους πετρωμάτων που χρησιμοποιούνται συνήθως ως δεσμευμένα και μη δεσμευμένα αδρανή, ωστόσο περιλαμβάνονται επίσης τύποι πετρωμάτων που χρησιμοποιούνται ως φυσικοί λίθοι (French, 1993). Οι μηχανικές δοκιμές που εφαρμόζονται γενικά σε αυτό το πεδίο παρέχουν μια αριθμητική τιμή που σχετίζεται άμεσα με την μέθοδο δοκιμής που θεωρείται ότι αναπαράγει ένα μηχανισμό αστοχίας. Αυτό δίνει μια εκτίμηση του δοκιμαζόμενου υλικού σε σχέση με τη διαδικασία αυτή, αλλά δεν παρέχει κατανόηση του μηχανισμού ή των παραμέτρων που έχουν σημαντική επιρροή. Η αντοχή των πετρωμάτων σε διαφορετικούς τύπους εργαστηριακών και φυσικών συνθηκών διέπεται από τις φυσικές ιδιότητες τους, όπως οι ορυκτολογικές και οι μικροδομικές παράμετροι. Οι περιοριστικές ιδιότητες διαφέρουν ανάλογα με το περιβάλλον και τον τύπο της καταπόνησης. Επιπλέον, οι ρωγμές και οι πόροι έχουν επίσης ισχυρή επιρροή στην αντοχή και στην υγρασία που εντοπίζεται στο εκάστοτε γεωυλικό. Διαφορετικές φυσικές και χημικές συνθήκες προκαλούν μεγάλη ποικιλία μορφών αστοχίας και βλάβης του πετρώματος. Αυτές εξαρτώνται από την καταπόνηση που μπορεί να προκαλέσει αστοχία και θρυμματισμό ή από τη φθορά που μπορεί να προκαλέσει η βλάβη στην επιφάνεια ενός πετρώματος, έως και την βλάβη που οφείλεται σε χημικές συνθήκες. Ο συνδυασμός των υλικών και η συμβατότητά τους επηρεάζουν επίσης την ανθεκτικότητα των πετρωμάτων σε μια κατασκευή. Οι μέθοδοι που εφαρμόζονται στην πετρογραφική ανάλυση για τεχνικές εφαρμογές βασίζονται σε μεγάλο βαθμό σε μεθόδους που αναπτύχθηκαν για πετρογενετικές μελέτες. Αυτές οι μέθοδοι παρέχουν επίσης σημαντικές πληροφορίες για τεχνικές εφαρμογές, αλλά υπάρχει ανάγκη ανάπτυξης νέων εργαλείων για τεχνικούς σκοπούς.

#### **ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ**

Οι ιδιότητες των επιμέρους ορυκτών που αποτελούν το πέτρωμα είναι ένας περιοριστικός παράγοντας για τις φυσικές και χημικές ιδιότητές του. Οι ιδιότητες και οι επιδράσεις των μεμονωμένων ορυκτών είναι αρκετά γνωστές και εξετάζονται εν συντομία στη συνέχεια. Η σκληρότητα, η οποία ορίζεται ως το μέτρο της αντίστασης που προβάλλει ένα υλικό στην

προσπάθεια εκδοράς ή παραμόρφωσης από ξένο σώμα, είναι μια ιδιότητα που σχετίζεται άμεσα με τη μέση σκληρότητα των ορυκτών στην επιφάνεια του πετρώματος. Επίσης, α) η αντοχή η οποία ορίζεται ως η ανθεκτικότητα στη θραύση και β) το μέτρο ελαστικότητας των επιμέρους ορυκτών ενός πετρώματος, περιορίζουν την αντοχή του συνολικού υλικού δηλ. του πετρώματος στη μηχανική φθορά και τον θρυμματισμό.

Στην περίπτωση της αντίστασης στις καιρικές και στις χημικές συνθήκες, υπάρχουν σημαντικές διαφορές μεταξύ των ιδιοτήτων των ανθρακικών πετρωμάτων και των πυριτικών πετρωμάτων. Η αντίσταση των πυριτικών ορυκτών ακολουθεί γενικά την θεωρία που επινοήθηκε από τον Goldsmith, η οποία δείχνει ότι ο χαλαζίας και ο άστριος είναι πολύ ανθεκτικοί στις καιρικές συνθήκες, ενώ τα πιο μαφικά (σκουρόχρωμα) ορυκτά, όπως οι αμφίβολοι και ο ολιβίνης είναι λιγότερο ανθεκτικά. Υπάρχουν ορισμένα σπάνια πυριτικά ορυκτά που είναι ακόμη λιγότερο ανθεκτικά στις καιρικές συνθήκες. Ένα παράδειγμα είναι ο νεφελίνης, ο οποίος εμφανίζεται σε αλκαλικά πετρώματα. Αυτό το ορυκτό μπορεί να μετατραπεί σε μια υπόλευκη γέλη σε επαφή με οξέα, συγκρίσιμο με το ανθρακούχο αναψυκτικό. Τα θειούχα ορυκτά αντιδρούν και μετατρέπονται εύκολα σε θειικά και υδροξείδια. Ο σιδηροθειούχος πυρροτίτης αντιδράει έντονα και είναι πιθανό να προκαλέσει βλάβη εάν είναι παρών. Η αντίδραση αυτή μπορεί να προκαλέσει κοκκινωπό αποχρωματισμό μέσω χρωμάτωσης. Τα ορυκτά που παράγονται από αντίδραση έχουν μεγαλύτερο όγκο από τα πρωτογενή ορυκτά και αυτή η αύξηση του όγκου μπορεί να προκαλέσει επιφανειακές βλάβες, τόσο όταν χρησιμοποιούνται ως φυσική πέτρα όσο και ως αδρανές υλικό σε σκυρόδεμα.

Η πυραντίσταση ενός πετρώματος εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από την ορυκτολογία του. Η παρουσία ορυκτών με ανισοτροπική θερμική διαστολή (π.χ. ασβεστίτης), καθώς και διαφορετικών ορυκτών με μεγάλες διαφορές στη θερμική διαστολή, παρέχουν χαμηλή αντοχή στη θερμική φθορά. Πετρώματα που χρησιμοποιούνται ως αδρανή σε άλλα υλικά που εκτίθενται σε υψηλές θερμοκρασίες θα πρέπει να έχουν θερμικές ιδιότητες που να μοιάζουν με τις ιδιότητες των αρχικών πετρωμάτων. Ένα παράδειγμα είναι το αδρανές από ολιβίνη σε πυράντοχο σκυρόδεμα.

Ο συνδυασμός των ορυκτών μπορεί επίσης να έχει κάποια επίδραση. Παράδειγμα αποτελεί ο ψαμμίτης, στον οποίο οι κόκκοι άμμου μπορούν να θεωρηθούν ως κοκκώδη συστατικά και τα ενδιάμεσα ορυκτά ως το συγκολλητικό υλικό. Κατά την αποσάθρωση των ψαμμιτών, τα συγκολλημένα ορυκτά αντιπροσωπεύουν γενικά μεγαλύτερο ποσοστό στην αντοχή του πετρώματος. Είναι γνωστό ότι ο ψαμμίτης με ασβεστολιθική σύσταση είναι λιγότερο ανθεκτικός από έναν αμμόλιθο με υλικό συγκόλλησης χαλαζία. Ο ψαμμίτης που περιέχει συγκολλητικό υλικό κρυπτοκρυσταλλικού διοξειδίου του πυριτίου με τη μορφή οπάλιου είναι επίσης λιγότερο ανθεκτικός (Winkler, 1985).

Η μεγάλη αφθονία αργιλικών ορυκτών έχει αρνητική επίδραση στην ανθεκτικότητας ενός πετρώματος. Οι άργιλοι είναι μηχανικά αδύναμα γεωυλικά και η διόγκωσή τους μπορεί να αλλάξει τον όγκο τους μέσω της ανταλλαγής κρυσταλλικού νερού ή οργανικών ενώσεων και κατιόντων στις 12 θέσεις συντεταγμένων του κρυσταλλικού πλέγματος. Αυτό μπορεί να

προκαλέσει επιφανειακή αποσάθρωση κατά τη διάρκεια μίας κυκλικής διαδικασίας ύγρυνσης και ξήρανσης.

### **ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ ΤΩΝ ΚΟΚΚΩΝ**

Γενικά έχει διαπιστωθεί ότι τα λεπτότερα κοκκώδη πετρώματα παρουσιάζουν υψηλότερη αντοχή. Αντίθετα ένα χονδρόκοκκο πέτρωμα έχει γενικά χαμηλή αντοχή σε θραύση. Δεν είναι μόνο το μέγεθος των κόκκων αλλά και η κατανομή του μεγέθους των κόκκων που είναι σημαντική, με αποτέλεσμα ένα μεγάλο εύρος μεγέθους να δίνει υψηλότερη αντοχή και καλύτερη αντίσταση στον θρυμματισμό και τη φθορά, σε σύγκριση με ένα πιο ισοκοκκώδες ή ομοιοβλαστικό πέτρωμα. Έχει αποδειχθεί ότι η παρουσία λεπτόκοκκου υλικού στο μητρικό πέτρωμα έχει ευεργετική επίδραση (Lundqvist & Göransson, 2001). Ασβεστόλιθοι και μάρμαρα που εκτίθενται σε θερμικές και υδρολογικές ανακυκλώσεις μπορεί να υποστούν βλάβες μέσω της δημιουργίας ρωγμών στα όρια των κόκκων που οδηγούν σε αποσύνθεση των ορίων των κόκκων (Malaga-Starzec, Akesson, Lindqvist & Schouenborg, 2004). Αυτό οδηγεί σε μόνιμη διαστολή και απώλεια αντοχής. Ένα μεγάλο μέγεθος κατανομής στους κόκκους ασβεστίτη βελτιώνει την αντίσταση σε αυτή τη διαδικασία. Ένας απλός τρόπος ποσοτικοποίησης αυτού του γεγονότος είναι η καταμέτρηση του αριθμού των γειτονικών κόκκων που περιβάλλουν τους κόκκους μέσου μεγέθους.

Στην περίπτωση ύπαρξης μαρμαρυγιών (π.χ. βιοτίτης, μοσχοβίτης), η επιρροή τους εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το μέγεθος και τον προσανατολισμό τους. Μικρά, τυχαία προσανατολισμένα φύλλα μαρμαρυγιών (micas), όπως ο σερικήτης στον άστριο, μπορεί να αυξήσουν τη αντοχή σε θραύση. Από την άλλη πλευρά, εάν μεμονωμένοι κόκκοι μαρμαρυγία ή συσσωματώματα κόκκων μαρμαρυγία έχουν αρκετά μεγάλο μέγεθος στο μητρικό πέτρωμα τότε είναι δυνατό να δημιουργηθεί ένα «μονοπάτι» για τη διάδοση της ρωγμής (Falk, 2004). Ωστόσο, η ίδια η συγκέντρωση του μαρμαρυγία έχει μια πολύ περιορισμένη επίδραση.

Ένα ορυκτό που είναι παρόν σε μικρές ποσότητες και έχει διαφορετικές ιδιότητες παραμόρφωσης, όπως το μέτρο ελαστικότητας του Young, από το περιβάλλον μητρικό πέτρωμα, μπορεί να προκαλέσει συγκεντρώσεις τάσεων κατά μήκος των ορίων του. Η επίδραση αυτή ισχύει τόσο εάν το ορυκτό είναι πιο μαλακό, όπως ο χλωρίτης, όσο και εάν είναι ισχυρότερο, όπως το ζirkόνιο και ο απατίτης. Το φαινόμενο αυτό αυξάνεται όσο αυξάνεται το μέγεθος του κόκκου που προκαλεί τη συγκέντρωση τάσεων. Υπάρχει επομένως μια διαφορά μεταξύ μίας επαφής κόκκων και μίας επαφής φάσης. Η πρώτη είναι μια επαφή μεταξύ ορυκτών του ίδιου τύπου, όπως χαλαζίας - χαλαζίας, ενώ η δεύτερη είναι μεταξύ διαφορετικών ορυκτών, όπως χαλαζίας - στιλβίτης. Αυτές οι τελευταίες είναι δύο διαφορετικές φάσεις με διαφορετικές αντοχές, μέτρα του Young, επιφανειακές ενέργειες και άλλες ιδιότητες. Επομένως, μια επαφή φάσης θα έχει μεγαλύτερη επίδραση στις μηχανικές ιδιότητες του ενός πετρώματος από ό,τι μια επαφή κόκκων. Αυτή μπορεί να λειτουργήσει ως ασυνέχεια όπου από εκεί μπορεί να ξεκινήσουν και να διαδοθούν ρωγμές.

Αύξηση του μεγέθους ενός τέτοιου μονόμεικτου (ενός μόνο ορυκτού) συσσωματώματος μπορεί να μειώσει την αντοχή και την αντίσταση στην διαδικασία θρυμματισμού ενός γεωυλικού. Συνέπεια αυτού είναι ότι εάν ένα ορυκτό εμφανίζεται ως ένα μεγαλύτερο συσσωμάτωμα αποτελούμενο από διάφορους μικρότερους κόκκους, αυτοί μπορεί να αλληλεπιδρούν μεταξύ τους και να προσδίδουν ιδιότητες που συγκρίνονται με ένα πιο χονδρόκοκκο πέτρωμα.

### **ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΣΧΗΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΤΩΝ ΟΡΙΩΝ ΤΩΝ ΚΟΚΚΩΝ**

Το σχήμα των ορυκτών εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από την επιφανειακή ενέργεια (η οποία είναι συνάρτηση της ελεύθερης επιφάνειάς τους) και το φυσικό και χημικό περιβάλλον στο οποίο σχηματίστηκε το πέτρωμα. Τα ορυκτά με μεγάλη επιφανειακή ενέργεια τείνουν να αναπτύσσουν το κρυσταλλικό τους σχήμα σε βάρος των γύρω ορυκτών. Τα ορυκτά που σχηματίζουν καλοσχηματισμένους κόκκους μπορούν στην συνέχεια να λειτουργήσουν ως εστίες ασυνεχειών στη δομή του πετρώματος.

Μια αυξημένη πολυπλοκότητα στο σχήμα των κόκκων και στην γεωμετρία των ορίων των κόκκων αυξάνει την αντοχή του κόκκου. Αυτό μπορεί να συνίσταται σε αποσυγκολλημένους ή συζευγμένους κόκκους, αλλά μπορεί επίσης να οφείλεται σε υποκόκκους (sub-grains) που εμφανίζονται στο όριο των κόκκων. Μετάβαση από μια ιδιοβλαστική (idioblastic) υφή, στην οποία το σχήμα των κόκκων καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό από ευθύγραμμες επιφάνειες κατά μήκος κρυσταλλικών επιφανειών, σε μια πιο ακανόνιστη ξενοβλαστική (xenoblastic) υφή με πιο ακανόνιστους κόκκους ορίων (grain boundaries), αυξάνει την αντοχή και την αντίσταση σε μηχανικό θρυμματισμό. Η επίδραση της αύξησης της πολυπλοκότητας στο σχήμα των κόκκων και τη γεωμετρία των ορίων των κόκκων αντανακλάται επίσης σε ιδιότητες όπως η αντίσταση στη διείδυση διάτρησης και στη θερμική φθορά (Howarth, 1988). Η γεωμετρία των ορίων των κόκκων δεν είναι, ωστόσο, τόσο πολύπλοκη στο πέτρωμα όπως στα υλικά που παράγονται βιομηχανικά, και συνεπώς έχει λιγότερη επίδραση στη μηχανική συμπεριφορά του πετρώματος. Αυτό μπορεί να καταδειχθεί από ένα σχετικό παράδειγμα από τους Rugh και Lasch, οι οποίοι σε μια μελέτη θερμικής φθοράς σε ίνες βολφραμίου κατέδειξαν ότι τα έντονα συγκολλημένα όρια κόκκων στη διεύθυνση μήκους της ίνας παρείχαν μεγαλύτερη διάρκεια ζωής. Το σχήμα των ορυκτών κόκκων επηρεάζει επίσης τις ιδιότητες ενός πετρώματος σε υγρό περιβάλλον με τρόπο παρόμοιο με το μέγεθος των κόκκων. Σε μια μελέτη με τη χρήση εξαιρετικά λεπτών τομών, οι Barsottelli κ.ά. απέδειξαν ότι μάρμαρο με ευθύγραμμα όρια κόκκων είχε υψηλότερα ποσοστά απορρόφησης νερού από το πέτρωμα με συγκολλημένα όρια κόκκων.

### **ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΠΡΟΣΑΝΑΤΟΛΙΣΜΟΥ, ΤΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΚΑΙ ΤΗΣ ΧΩΡΙΚΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ**

Οι ιδιότητες ενός πετρώματος με προσανατολισμένη δομή διαφέρουν από εκείνες ενός πετρώματος με τυχαίο προσανατολισμό. Υπάρχει διαφορά μεταξύ του προσανατολισμού των κόκκων των ορυκτών με βάση το σχήμα των διαφόρων ορυκτολογικών κόκκων, δηλ.



προσανατολισμός που βασίζεται στο σχήμα, και του προσανατολισμού των ατομικών πλεγμάτων των διαφόρων ορυκτών δηλ. προσανατολισμός προτιμώμενου πλέγματος. Ο προσανατολισμός που βασίζεται στο σχήμα μπορεί να σχηματίσει επίπεδα αδυναμίας σε μια δομή. Μία φύλλωση που ορίζεται από μαρμαρυγίες (micas) ή αργιλικά ορυκτά έχει ισχυρότερη επιρροή στις μηχανικές ιδιότητες από τις φυλλώσεις χωρίς μαρμαρυγίες. Αντίθετα, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, οι τυχαία προσανατολισμένοι μαρμαρυγίες έχουν σημαντικά μικρότερη επίδραση. Ο λόγος είναι ότι οι μαρμαρυγίες αλληλεπιδρούν με την φύλλωση ως μια μεγάλη ασυνέχεια όπου μπορούν να ξεκινήσουν ρωγμές και να διαδοθούν εύκολα. Αυτό μπορεί να συμβεί κατά μήκος του ορίου του κόκκου ή ως ολίσθηση στο κρυσταλλικό πλέγμα. Μικροί, μεμονωμένοι κόκκοι μαρμαρυγιών δεν παρουσιάζουν αυτό το φαινόμενο στον ίδιο βαθμό. Η συνολική ποσότητα μαρμαρυγία σε ένα πέτρωμα δεν είναι από μόνη της τόσο σημαντική όσο τα φυλλώματα που ορίζονται από μαρμαρυγία. Ο προτιμώμενος προσανατολισμός του πλέγματος μπορεί να έχει σημαντική επίδραση για τα ορυκτά με έντονη ανισοτροπία των επιπέδων ολίσθησης, όπως στις μαρμαρυγίες και στον άστριο, ή ανισοτροπία της θερμικής διαστολής, όπως στον ασβεστίτη. Το πρώτο ενισχύει την παραμόρφωση τόσο μέσω ερπυσμού όσο και μέσω διάδοσης των ρωγμών. Εάν σε ένα μάρμαρο εμφανιστεί ένας αδύναμος προτιμώμενος προσανατολισμός πλέγματος, οι κρύσταλλοι ασβεστίτη θα διασταλούν προς διαφορετικές κατευθύνσεις και το φαινόμενο αυτό θα μπορούσε να προκαλέσει αποκόλληση των ορίων των κόκκων (Tschegg, Widhalm, & Epsteiner, 1999).

### **ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΠΟΡΩΔΟΥΣ ΚΑΙ ΤΩΝ ΡΩΓΜΩΝ**

Ο όγκος ενός πετρώματος που δεν αποτελείται από στερεά, δηλαδή το πορώδες του, επηρεάζει επίσης τις λειτουργικές του ιδιότητες. Το πορώδες των πετρωμάτων είναι γενικά χαμηλό σε σύγκριση με άλλα δομικά υλικά, όπως το σκυρόδεμα και τα τούβλα. Οι ιδιότητες υγρασίας σχετίζονται άμεσα με το πορώδες. Το νερό που υπάρχει στους λεπτότερους πόρους δεσμεύεται στενά με το γεωυλικό και η συμβολή των λεπτότερων πόρων στην τριχοειδή μεταφορά είναι πιο περιορισμένη. Οι κάπως πιο χονδροειδείς πόροι συμβάλλουν στην τριχοειδή μεταφορά του νερού. Μακροπόροι πιο μεγάλοι από 100 μm και οι ανοικτές ρωγμές συμβάλλουν στη διαπερατότητα του νερού κυρίως μέσω της βαρύτητας ή της ανεμογενούς εισροής νερού. Σημειώνεται ότι μόνο οι πόροι που είναι ανοικτοί στην είσοδο νερού, δηλαδή το ανοιχτό πορώδες, συμβάλλουν σε αυτή τη διαδικασία.

Ανταλλαγή υγρασίας μπορεί επίσης να συμβεί μεταξύ διαφορετικών υλικών που είναι πορώδη. Στην περίπτωση της τριχοειδούς αναρρόφησης νερού, λόγω της μεγαλύτερης δύναμης αναρρόφησης στους λεπτότερους πόρους, η μεταφορά είναι πολύ ευκολότερη από το χονδρόκοκκο πορώδες υλικό στο λεπτόκοκκο πορώδες υλικό παρά το αντίθετο. Για μια θρυμματισμένη επιφάνεια πετρώματος με αδρομερή δομή πόρων, η τριχοειδής μεταφορά θα είναι αποτελεσματική μέχρι την κατεστραμμένη περιοχή, και η μεταφορά του νερού στην επιφάνεια θα γίνει κυρίως μέσω της μεταφοράς των υδρατμών. Αυτό μπορεί να προκαλέσει ζημιές λόγω παγετού. Το φαινόμενο αυτό μπορεί να ενισχυθεί από τον αυξημένο ρυθμό διείδυσης του νερού μέσω της αδρομερούς επιφάνειας.

Υπάρχει στενή σχέση μεταξύ πορώδους, υγρασίας και βλαβών από την αλάτωση. Η ισχυρή σχέση μεταξύ του μεγέθους κατανομής και της κλασματικής διάστασης του συστήματος πόρων και ο μηχανισμός μεταφοράς αλάτων έχει αποδειχθεί σε μελέτη που συνδυάζει την προσρόφηση αερίου, την ποροσιμετρία υδραργύρου και την ηλεκτρονική μικροσκοπία (Goudie & Viles, 1997). Τα άλατα μπορεί να μεταφέρονται σε υγρή αλλά όχι σε αέρια φάση. Η εναπόθεση αλάτων εμφανίζεται όπου το διάλυμα γίνεται υπερκορεσμένο και αυτό μπορεί να είναι το σημείο όπου ο μηχανισμός μεταφοράς αλλάζει από την υγρή φάση σε αέρια. Αυτό μπορεί να είναι το αποτέλεσμα της σταθερής μεταφοράς σε μια θέση όπου το υγρό μετατρέπεται σε αέριο, όπως στην περίπτωση της τριχοειδούς ανύψωσης, ή στην περίπτωση που το πορώδες αλλάζει από λεπτότερο σε χονδρότερο, στην επιφάνεια του λίθου. Η μείωση της σχετικής υγρασίας έχει ως αποτέλεσμα την καταβύθιση των διαλυμένων αλάτων. Αυτό μπορεί να έχει τη μορφή κυκλικής μεταβολής της υγρασίας που προκαλεί διαβροχή και ξήρανση, έτσι ώστε τα άλατα να διαλύονται και να καθιζάνουν σε μια κυκλική διαδικασία. Η καταβύθιση των αλάτων επιδρά στην κρυσταλλική πίεση, που μπορεί να προκαλέσει ζημιά λόγω των τάσεων που προκαλούνται από την αλλαγή του όγκου. Τα άλατα που επικάθονται στο εσωτερικό του πετρώματος ή της κατασκευής προκαλούν τάσεις και ενδεχομένως παραμορφώσεις, μέσω της κρυσταλλικής πίεσης. Ακόμα, κυκλική διάλυση και καταβύθιση αλάτων λόγω διαβροχής και ξήρανσης μπορεί να οδηγήσει σε αποκόλληση της επιφάνειας. Διαλύματα αλάτων που μεταφέρονται στην επιφάνεια προκαλούν εξανθήσεις στην επιφάνεια ή υποεξανθήσεις εάν έχουν αποτεθεί ακριβώς κάτω από την επιφάνεια. Η εξάνθηση (efflorescence: η μετανάστευση ενός άλατος στην επιφάνεια ενός πορώδους υλικού σχηματίζοντας μια επικάλυψη. Η βασική διαδικασία περιλαμβάνει τη διάλυση ενός εσωτερικά συγκρατούμενου άλατος σε νερό ή περιστασιακά σε άλλο διαλύτη) δεν προκαλεί ζημιά στο υλικό και μπορεί εύκολα να ξεπλυθεί. Η υποεξανθήση (sub-efflorescence) από την άλλη πλευρά, προκαλεί αποκόλληση της επιφάνειας. Αυτό μπορεί να συμβεί σε μια επιφάνεια που έχει υποστεί ζημιά λόγω της αδρότητας της δομής των πόρων, όπως αναφέρθηκε παραπάνω. Μπορεί όμως να συμβεί και από μια ακατάλληλη υδροφοβική επεξεργασία της επιφάνειας. Το πορώδες έχει σημαντική επίδραση στην ανθεκτικότητα σε ψύξη - απόψυξη. Ο συνολικός όγκος των πόρων, το μέγεθος και η κατανομή των πόρων, καθώς και ο βαθμός κορεσμού συμβάλλουν στην ανθεκτικότητα στην ψύξη. Ένα πέτρωμα που παρουσιάζει απορρόφηση νερού μικρότερη από 1% θεωρείται γενικά ανθεκτικό στην ψύξη. Είναι, ωστόσο, οι λεπτότεροι πόροι, με μέγεθος περίπου 1 μm και λιγότερο, που είναι οι πιο σημαντικοί για την αντοχή των πετρωμάτων στην ψύξη.

Η αντοχή ή η αντίσταση στον θρυμματισμό ενός πετρώματος σχετίζεται με την παρουσία ασυνεχειών, που περιορίζουν τις ατέλειες, όπου μπορούν να ξεκινήσουν ρωγμές που μπορεί να οδηγήσουν σε αστοχία. Ένα περιοριστικό ελάττωμα μπορεί να είναι ένας κόκκος ή ένα όριο φάσης, ένας πόρος ή μία προϋπάρχουσα ρωγμή. Η επιρροή αυτών των ατελειών εξαρτώνται σε μεγάλο βαθμό από το μέγεθος και, στην περίπτωση εφελκυσμού, αυτό μπορεί να εκφραστεί γενικά ως εξής (Powers & Brown, 1947):

$$\sigma_t = \theta \sqrt{\frac{E \cdot G_c}{\alpha}}, \quad (3.1)$$

όπου,  $\sigma_c$  είναι η κρίσιμη εφελκυστική τάση,  $a$  η διάσταση της οριακής ατέλειας,  $E$  είναι το μέτρο ελαστικότητας του Young,  $G_c$  είναι η επιφανειακή ενέργεια ανά μονάδα επιφάνειας που απαιτείται για τη δημιουργία της επιφάνειας της ρωγμής, και  $\theta$  είναι μία σταθερά του γεωυλικού. Υπάρχει επίσης μια γενική μείωση της αντοχής με την αύξηση της πορώδους. Η σχέση μεταξύ της αντοχής σε θλίψη και του συνολικού πορώδους μπορεί να εκφραστεί ως εξής:

$$\beta = \beta_0 (1 - \nu_p)^n, \quad (3.2)$$

όπου  $\beta_0$  είναι η αντοχή του υλικού χωρίς πορώδες,  $\beta$  είναι η πραγματική αντοχή σε θλίψη,  $\nu_p$  είναι ο όγκος των πόρων σε ποσοστό όγκου, και  $n$  είναι μια σταθερά για το συγκεκριμένο γεωυλικό. Καθώς οι ιδιότητες του πετρώματος ποικίλλουν σε μεγάλο βαθμό, οι δύο αυτές εξισώσεις μπορούν να παρέχουν μόνο μια ποιοτική κατανόηση των σχέσεων και δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν για ποσοτικούς υπολογισμούς. Οι προϋπάρχουσες ρωγμές προσφέρουν ένα μονοπάτι για τη διάδοση των ρωγμών, ενώ ένας πόρος μπορεί και να διευκολύνει τις ρωγμές αλλά και να ανακόψει τη διάδοση μιας διαδιδόμενης ρωγμής.

Η ετερογένεια της δομής επηρεάζει επίσης ιδιότητες, όπως η αντίσταση στον θρυμματισμό. Ένα παράδειγμα αυτού είναι ότι σε ένα ετερογενές πέτρωμα που εκτίθεται σε μηχανική φόρτιση, η έναρξη της ρωγμής θα ξεκινήσει σε χαμηλότερη τάση σε σχέση με το φορτίο αστοχίας, ενώ σε ένα ομοιογενές πέτρωμα, η έναρξη της ρωγμής θα ξεκινήσει σε μια υψηλότερη τάση κοντά στο φορτίο αστοχίας.

Οι υπάρχουσες γνώσεις μπορούν σε μεγάλο βαθμό να εξηγήσουν και να προβλέψουν τις λειτουργικές ιδιότητες των βραχωδών υλικών. Η ποσοτική ανάλυση της υφής και της μικροδομής μπορεί έτσι να χρησιμοποιηθεί για την αξιολόγηση των λειτουργικών φυσικο-μηχανικών ιδιοτήτων που είναι σημαντικές σε τεχνικές εφαρμογές. Η πετρογραφική ανάλυση που πραγματοποιείται σήμερα βασίζεται σε μεγάλο βαθμό σε παραμέτρους και μεθόδους που χρησιμοποιούνται για την πετρογενετική περιγραφή των πετρώματων. Αυτό δίνει πολλές πληροφορίες σχετικά με τις τεχνικές ιδιότητες και ένας στόχος της μελέτης είναι να καταδείξει το πιθανό πλεονέκτημα της συμπερίληψης περισσότερων παραμέτρων που σχετίζονται άμεσα με τις τεχνικές ιδιότητες. Αυτό θα μπορούσε να αυξήσει την αξία της πετρογραφικής ανάλυσης και να παρέχει ένα χρήσιμο εργαλείο για την επιλογή πετρωμάτων και λίθων με ιδιότητες κατάλληλες για τα διάφορα τεχνικά έργα.

### 3.3 Η ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΑΣΥΝΕΧΕΙΩΝ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΣΤΗ ΜΗΧΑΝΙΚΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΤΗΣ ΒΡΑΧΟΜΑΖΑΣ

Ο προσδιορισμός των μηχανικών χαρακτηριστικών ενός βραχώδους σχηματισμού που εντοπίζεται σε μία περιοχή είναι απαραίτητος και υποχρεωτικός για την μελέτη και κατά τη διάρκεια της κατασκευής κάθε τεχνικού έργου στη περιοχή αυτή. Όπως αναφέρθηκε και στα προηγούμενα κεφάλαια, η διαφορά στη μηχανική συμπεριφορά μιας βραχώμαζας και ενός άρρηκτου (αρραγούς) πετρώματος οφείλεται στην παρουσία ασυνεχειών (μεμονωμένων ή σε συστήματα). Η επίδραση των ασυνεχειών (ή και του συστήματος

ασυνεχειών) εξαρτάται από διάφορες παραμέτρους, όπως η μορφή τους (επίπεδες ή τραχείες), τα φυσικά τους χαρακτηριστικά (π.χ. μήκος, άνοιγμα κλπ.), ο προσανατολισμός τους και η πυκνότητά τους, οι οποίες θα πρέπει να προσδιορίζονται με ακρίβεια για την σωστή εκτίμηση της μηχανικής συμπεριφοράς της βραχώμαζας.

Γενικά η παρουσία συστημάτων ασυνεχειών (ή μεμονωμένων ασυνεχειών) σε ένα πέτρωμα ελαττώνει την αντοχή του και διαμορφώνει την επί τόπου κατανομή των τάσεων. Η μικρότερη αντοχή μιας βραχώμαζας σε σχέση με αυτήν του άρρηκτου πετρώματος οφείλεται στην παρουσία ασυνεχειών στην πρώτη, οι οποίες παρουσιάζουν πρακτικά μηδενική εφελκυστική αντοχή σε διεύθυνση κάθετη προς την επιφάνειά τους. Επιπροσθέτως και η διατμητική αντοχή των ασυνεχειών είναι μικρότερη από εκείνη του άρρηκτου πετρώματος στις περιπτώσεις δυσμενών προσανατολισμών τους.

Η επίδραση των ασυνεχειών σε μία βραχώμαζα εξαρτάται από το βάθος από την επιφάνεια της γης διότι ο αριθμός τους, οι οικογένειές τους και οι διαστάσεις τους (άνοιγμα, μήκος) μειώνονται από την επιφάνεια του εδάφους σε βαθύτερα σημεία. Σε επιφανειακούς σχηματισμούς ή σε μικρά βάθη από την επιφάνεια, οι ασυνέχειες έχουν την τάση να διευρύνονται (π.χ. λόγω της αποσάθρωσης) και να διαδίδονται σχηματίζοντας νέες ασυνέχειες. Σε μεγάλα βάθη από την επιφάνεια, οι διαστάσεις των ασυνεχειών δεν μεταβάλλονται γεγονός που οφείλεται στις μεγάλες τιμές της γεωστατικής (λιθοστατικής) πίεσης λόγω των υπερκείμενων γεωυλικών. Οι συγκεκριμένες παράμετροι είναι απαραίτητες για τον προσδιορισμό της φέρουσας ικανότητας των πετρωμάτων κατά τη θεμελίωση γεωτεχνικών έργων σε βραχώδεις περιοχές. Έτσι γίνεται σαφές ότι η μηχανική συμπεριφορά της βραχώμαζας εξαρτάται από διάφορες γεωμηχανικές ιδιότητες των ασυνεχειών όπως είναι: ο προσανατολισμός τους, η απόσταση μεταξύ τους, η συνέχειά τους, η τραχύτητα, η επιπεδότητα, το εύρος τους, το πάχος και το είδος του υλικού πλήρωσης. Στην προσπάθεια ταξινόμησης της βραχώμαζας, η χρήση αυτών των ιδιοτήτων ως παραμέτρων κατέχει πολύ σημαντικό ρόλο.

Στη συνέχεια ακολουθεί λεπτομερής περιγραφή των γεωμηχανικών ιδιοτήτων των ασυνεχειών. Η περιγραφή του προσανατολισμού μιας ασυνέχειας στο χώρο γίνεται με τη χρήση των ακόλουθων δύο γεωμετρικών στοιχείων: α) τη μέγιστη επιτρεπτή κλίση του επιπέδου της ασυνέχειας που υπολογίζεται από το οριζόντιο επίπεδο και β) τη διεύθυνση κλίσης που μετριέται δεξιόστροφα ως προς την διεύθυνση του γεωγραφικού Βορρά. Η λεπτομερής περιγραφή της μεθοδολογίας μέτρησης και καταγραφής των στοιχείων προσανατολισμού των ασυνεχειών της βραχώμαζας δίνεται στο αντίστοιχο εγχειρίδιο από την διεθνή ένωση βραχομηχανικής (ISRM, 1978). Με την χρήση του προσανατολισμού των ασυνεχειών μιας βραχώμαζας σε ήδη υπάρχουσες επιφάνειες εκσκαφής είναι δυνατός ο καθορισμός δυνητικών κινηματικών ασταθειών που οφείλονται σε πτώση ή σε ολίσθηση βραχωδών μπλοκ σε υπόγεια έργα και σε βραχώδη πρανή καθώς επίσης και ο υπολογισμός του σχήματος των πρισμάτων (τεμαχών) άρρηκτου πετρώματος από τα οποία αποτελείται η βραχώμαζα.

Η απόσταση των ασυνεχειών αποτελεί την κάθετη απόσταση μεταξύ των διαδοχικών ασυνεχειών (λαμβάνεται η μέση τιμή) ενός συνόλου (σύστημα, οικογένεια) ασυνεχειών (ISRM, 1978). Επιπλέον, από την υπολογιζόμενη απόσταση μεταξύ των ασυνεχειών μπορούν να καθοριστούν τα μεγέθη των μπλοκ άρρηκτου βράχου από τα οποία αποτελείται μια βραχομάζα. Οι τιμές των αποστάσεων των ασυνεχειών δεν είναι σταθερές αλλά παρουσιάζουν διακύμανση μέσα σε συγκεκριμένο εύρος τιμών. Συχνά απαιτείται στατιστική επεξεργασία των τιμών των αποστάσεων των ασυνεχειών για μία, υπό μελέτη, βραχομάζα και προσαρμογή κάποιας δεδομένης στατιστικής κατανομής στα δεδομένα των μετρήσεων. Σε αυτό το πλαίσιο, έχουν παρουσιαστεί διάφορα μοντέλα στατιστικών κατανομών με σκοπό την ρεαλιστική περιγραφή των αποστάσεων των ασυνεχειών, με επικρατέστερο το μοντέλο της αρνητικής εκθετικής κατανομής (Priest και Hudson, 1976, 1981). Η γεωμηχανική παράμετρος της απόστασης των ασυνεχειών βρίσκει εφαρμογή στα ευρέως διαδεδομένα συστήματα ταξινόμησης της βραχομάζας (π.χ. γεωμηχανική ταξινόμηση).

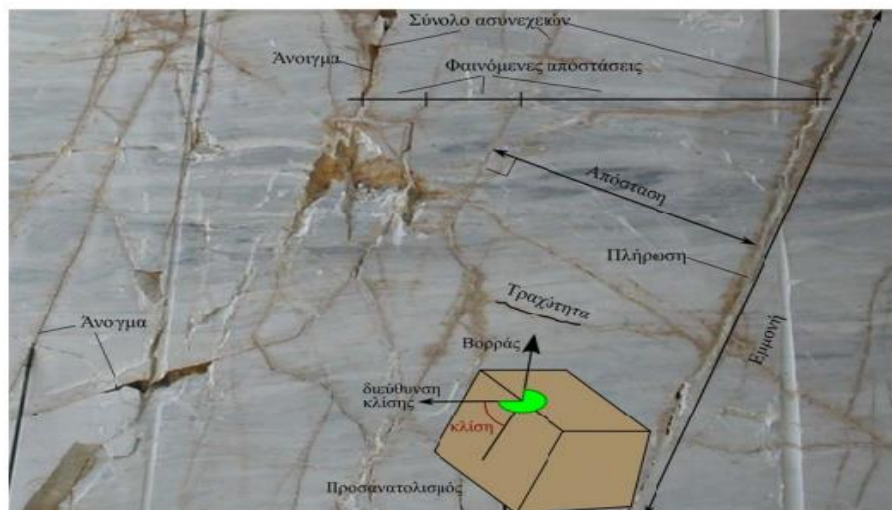
Η εμμονή (persistence) μιας ασυνέχειας χρησιμοποιείται για να περιγράψει την έκταση (ή το μέγεθος) του ίχνους μιας ασυνέχειας σε ένα δεδομένο επίπεδο και αποδίδει τη περιοχή που καταλαμβάνει η ασυνέχεια στον χώρο (ISRM 1978). Συνήθως η εμμονή υπολογίζεται προσεγγιστικά με την παρατήρηση του μήκους του ίχνους μιας ασυνέχειας σε ένα επιφανειακό επίπεδο της βραχομάζας (π.χ. σε ένα βραχώδες πρηνές). Αν και αποτελεί μία από τις πιο σημαντικές γεωμηχανικές παραμέτρους της βραχομάζας, εντούτοις είναι πολύ δύσκολο να υπολογιστεί. Στην περίπτωση διακεκομμένων ασυνεχειών με περιορισμένη εμμονή και παρουσία άρρηκτου πετρώματος μεταξύ τους τότε το βραχώδες πρηνές παρουσιάζει μεγάλη συνοχή σε πιθανό επίπεδο διάτμησης.

Όσον αφορά τώρα την τραχύτητα (roughness) των τοιχωμάτων, είναι δεδομένο ότι αποτελεί μία πολύ σημαντική παράμετρο της διατμητικής αντοχής της ασυνέχειας, ειδικά στην περίπτωση που δεν έχει εκδηλωθεί κάποιας μορφής διατμητική ολίσθηση. Η τραχύτητα έχει την τάση να αυξάνει το αλληλοκλειδωμά των τοιχωμάτων της ασυνέχειας, εμποδίζοντας, με αυτόν τον τρόπο, την ολίσθηση, και ωθώντας την ασυνέχεια σε διαστολή, καθώς σε κάθε διατμητική μετατόπιση θα πρέπει να εμφανίζεται αντίστοιχη ορθή μετατόπιση για να μπορούν να ξεπεραστούν οι κυματώσεις και οι ανωμαλίες της επιφάνειας της ασυνέχειας. Όσο μεγαλώνει το άνοιγμα των τοιχωμάτων της ασυνέχειας (ή το πάχος του υλικού πλήρωσης) τόσο μικρότερη είναι η επίδραση της τραχύτητας. Η ένταση της τραχύτητας ενισχύεται από τις εγκάρσιες αποκλίσεις της πραγματικής της επιφάνειας (δόντια της ασυνέχειας) από την θεωρητική επίπεδη επιφάνειά της. Γενικά, η τραχύτητα μιας ασυνέχειας σχετίζεται από τους κυματισμούς και τις επιφανειακές ανωμαλίες που παρατηρούνται στα τοιχώματά της. Η κύμανση αναφέρεται στις μεγάλης κλίμακας κυματοειδής μορφές των τοιχωμάτων της ασυνέχειας, οι οποίες στη περίπτωση «αλληλοκλειδωμένων» τοιχωμάτων σε επαφή, δημιουργούν διαστολή κατά τη διατμητική μετατόπιση, επειδή συνήθως είναι πολύ μεγάλου μεγέθους και δεν εξομαλύνονται λόγω της διάτμησης. Οι επιφανειακές ανωμαλίες σχετίζονται με μικρής κλίμακας τοπικές ανυψώσεις και βυθίσματα της επιφάνειας από το ονομαστικό μέσο (τοπικά) επίπεδο της ασυνέχειας. Τείνουν σταδιακά να φθείρονται και να επιπεδοποιούνται κατά τη διάτμηση,

με εξαίρεση την περίπτωση που τα τοιχώματα της ασυνέχειας παρουσιάζουν υψηλή αντοχή σχετικά με την αναπτυσσόμενη τοπική ορθή τάση στο επίπεδο της ασυνέχειας. Σε αυτή την περίπτωση, η ασυνέχεια συμπεριφέρεται διασταλτικά και στη μικρή κλίμακα. Πρακτικά, η κύμανση προκαλεί μεταβολή της αρχικής διεύθυνσης της διατμητικής μετατόπισης σε σχέση με το μέσο επίπεδο των τοιχωμάτων της ασυνέχειας, ενώ οι επιφανειακές ανωμαλίες επιδρούν στην διατμητική αντοχή των εξεταζόμενων εργαστηριακών δοκιμίων αλλά και των δειγμάτων σε επιτόπου δοκιμές μικρής κλίμακας (ISRM 1978).

Η τελευταία γεωμηχανική παράμετρος των ασυνεχειών που αναφέρεται είναι το άνοιγμα το οποίο ορίζεται ως η κάθετη απόσταση μεταξύ των τοιχωμάτων μιας ασυνέχειας (ανοιχτής), για την οποία ο χώρος μεταξύ των τοιχωμάτων της είναι κενός (απουσία υλικού πλήρωσης) ή γεμάτος με νερό. Το άνοιγμα μιας ασυνέχειας δεν περιλαμβάνει την απόσταση μεταξύ των τοιχωμάτων όταν η ασυνέχεια είναι πληρωμένη με ορυκτό υλικό. Υλικό πλήρωσης είναι το γεωυλικό που βρίσκεται μεταξύ των τοιχωμάτων μιας πληρωμένης ασυνέχειας. Παραδείγματα υλικών πλήρωσης είναι τα ακόλουθα ορυκτά και πετρώματα: ασβεστίτης, χλωρίτης, ιλύς, άργιλος, λατυποπαγές, μυλονίτης. Η διατμητική αντοχή των ασυνεχειών με υλικό πλήρωσης είναι γενικά μικρότερη από τις κλειστές ασυνέχειες (χωρίς υλικό πλήρωσης) με εξαίρεση τις περιπτώσεις που το υλικό πλήρωσης παρουσιάζει πολύ μεγάλη διατμητική αντοχή.

Στο σχήμα 3.1 φαίνονται οι παραπάνω γεωμηχανικές παράμετροι των ασυνεχειών της βραχόμαζας σε μία αποκεκαλυμμένη επιφάνεια μαρμάρου στα υπόγεια λατομεία μαρμάρου στον Διόνυσο Αττικής.



Σχήμα 3.1: Σχηματική αναπαράσταση των σημαντικότερων γεωμηχανικών παραμέτρων των ασυνεχειών της βραχόμαζας. Αποκεκαλυμμένη επιφάνεια μαρμάρου στα υπόγεια λατομεία μαρμάρου στον Διόνυσο Αττικής (Νομικός, 2015).

### **3.4 Η ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΜΙΚΡΟΡΩΓΜΩΝ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΣΤΑ ΜΗΧΑΝΙΚΑ ΤΟΥΣ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ**

Η ετερογένεια είναι ένα φυσικό χαρακτηριστικό των πετρωμάτων το οποίο παρουσιάζει σημαντική επίδραση τόσο στη συνολική αντοχή του πετρώματος όσο και στο προκαλούμενο από την τάση μοτίβο θραύσης. Η ετερογένεια του υλικού είναι εμφανής σε ποικίλες κλίμακες από την μικροκλίμακα, π.χ. ετερογένεια σε κλίμακα κόκκων, έως τη μεγάλη κλίμακα, π.χ. ρήγματα μήκους αρκετών εκατοντάδων μέτρων έως και χιλιομέτρων, εντός μιας βραχομάζας. Η μικροσκοπική συμπεριφορά του πετρώματος διέπεται από διάφορες παραμέτρους συμπεριλαμβανομένης της διακύμανσης του μεγέθους των κόκκων, του σχήματος και της ορυκτολογικής σύνθεσης, καθώς και της παρουσίας μικροατελειών, δηλαδή μικρορωγμών κλπ. (Lan et al., 2010). Για παράδειγμα, έχει αναφερθεί ότι η αντοχή σε θλίψη ενός λεπτόκοκκου γρανίτη (με μέσο μέγεθος κόκκων 1 mm) μπορεί να είναι σχεδόν 10%-20% μεγαλύτερη από εκείνη του μεσοκοκκώδους γρανίτη (με μέσο μέγεθος κόκκων 4 mm), (Martin and Stimpson, 1994).

Αν και η σημασία της μικροδομής, δηλαδή των μικρορωγμών, μικροπόρων κλπ., στη μηχανική συμπεριφορά των δοκιμών πετρωμάτων έχει αναγνωριστεί εδώ και καιρό, σχετικά λίγες έρευνες έχουν διεξαχθεί για την ποσοτικοποίηση της επίδρασης της μικροδομής σε ψαθυρά πετρώματα όπως ο γρανίτης (Martin and Stimpson, 1994). Η επιστημονική έρευνα έχει αποδείξει ότι τα διάφορα στάδια της διαδικασίας θραύσης, συμπεριλαμβανομένου του κλεισίματος της ρωγμής, της έναρξης της ρωγμής, της βλάβης της ρωγμής και της μέγιστης αντοχής επηρεάζονται σε μεγάλο βαθμό από την παρουσία μικρορωγμών (Chernis, 1984, Martin and Stimpson, 1994, Diederichs, 2007).

### **ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΩΝ ΜΙΚΡΟΡΩΓΜΩΝ ΜΕ ΤΗΝ ΜΑΚΡΟΣΚΟΠΙΚΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ**

Ο ρόλος των μικρορωγμών στις μη γραμμικές μηχανικές συμπεριφορές των ψαθυρών πετρωμάτων έχει εντοπιστεί από πολλούς ερευνητές όπως οι Simmons και Richter (1976) και Paterson (1978). Ο Bieniawski (1967) διεξήγαγε για πρώτη φορά πειραματικές μελέτες στο πεδίο για να συσχετίσει ποιοτικά τις μακροσκοπικές συμπεριφορές των πετρωμάτων με τις μικρομηχανικές διεργασίες που προκαλούνται από θλιπτικές τάσεις. Χάρη στην τεχνική της μικροσκοπικής οπτικής παρατήρησης, από τη δεκαετία του 1970 έχουν πραγματοποιηθεί ακριβείς απεικονιστικές αναλύσεις (Peng and Johnson, 1972, Hallbauer et al., 1973). Σχετικά με το θέμα αυτό, αναφέρονται ιδίως οι εργασίες των Tarronier και Brace (1976) και στη συνέχεια του Wong (1982), οι οποίοι εισήγαγαν τη μικροσκοπική ηλεκτρονική σάρωση στη μηχανική των πετρωμάτων. Μια ολοκληρωμένη παρουσίαση αυτών των πρώιμων μελετών σχετικά με την επίδραση των μικρορωγμών σε μακροσκοπική συμπεριφορά των πετρωμάτων μπορεί να βρεθεί στο βιβλίο του Paterson (1978) και επίσης στην εργασία ανασκόπησης του Kranz (1983), μεταξύ των οποίων θα πρέπει να επισημανθούν δύο ουσιώδη σημεία:

- Οι μηχανικές συμπεριφορές των ψαθυρών (brittle) πετρωμάτων είναι έντονα μη γραμμικές. Υπό μονοαξονική εφελκυστική τάση, το υλικό παρουσιάζει μια αρκετά

ψαθυρή απόκριση με μια έντονη φάση χαλάρωσης και μια τελική αστοχία που οφείλεται στον εντοπισμό των αρχικά κατανεμημένων μικρορωγμών. Στην περίπτωση αυτή, μόνο οι ρωγμές που είναι σχεδόν κάθετες στη διεύθυνση φόρτισης διαδίδονται γρήγορα και κατά κύριο λόγο, και το μέγεθος της ανελαστικής παραμόρφωσης κατά την αστοχία του υλικού είναι πολύ μικρό.

- Σε θλίψη, η μηχανική απόκριση των ψαθυρών πετρωμάτων περιλαμβάνει γενικά τις ακόλουθες διαδοχικές φάσεις: φάση σύσφιξης [λόγω της προοδευτικής γεφύρωσης (ένωσης) των προϋπαρχουσών ρωγμών υπό τοπική ορθή θλιπτική τάση], ακολουθούμενη από μια γραμμική συμπεριφορά, στη συνέχεια ακολουθεί μια μη γραμμική φάση που αποτελεί φυσική συνέπεια της σταθερής ανάπτυξης των προϋπαρχουσών ρωγμών ή ακόμη και της δημιουργίας και διάδοσης νέων μικρορωγμών. Μετά την επίτευξη της μέγιστης τάσης, η αποκλιμάκωση της παραμόρφωσης προκύπτει μέσω της διαδικασίας εντοπισμού των ρωγμών, καταλήγοντας στο στάδιο της παραμένουσας τάσης.

Σε εργαστηριακές δοκιμές, διάφορα μηχανικά φαινόμενα έχουν ταυτοποιηθεί και συνδεθεί με μηχανισμούς που σχετίζονται με μικρορωγμές τα οποία συνοψίζονται παρακάτω:

1. Η μη γραμμικότητα των μηχανικών αποκρίσεων είναι η συνέπεια των διαφόρων φάσεων της ρωγμάτωσης: μερικό κλείσιμο των προϋπαρχουσών ρωγμών, δημιουργία νέων ρωγμών και διάδοση, συνένωση και εντοπισμός κατανεμημένων μικρορωγμών στο μητρικό πέτρωμα.
2. Η επαγόμενη ανισοτροπία του υλικού (Kachanov, 1982, Horii and Nemat-Nasser, 1983, Pensée et al., 2002, Zhu et al., 2009) προκαλείται από ανομοιόμορφη αλλά προτιμώμενη διαδικασία μικρορωγμάτωσης (Oda et al., 1986 & Takemura et al., 2003). Υπό εφελκυστική φόρτιση, οι ρωγμές με τις επιφάνειές τους σχεδόν κάθετες προς τη διεύθυνση φόρτισης αναπτύσσονται με συγκεκριμένο προσανατολισμό. Μόλις ξεκινήσουν, η ανάπτυξη γίνεται ασταθώς σε όλο το δείγμα και προκαλεί τελικά την αστοχία του. Υπό θλιπτική φόρτιση, ένα πλήθος μικρορωγμών διαδίδεται σταθερά μέχρι να διασταυρωθούν. Στην περίπτωση αυτή, η ανάπτυξη των ρωγμών διέπεται από το κριτήριο της τριβής υπό όρους τοπικών τάσεων οι οποίες αναπτύσσονται πάνω στο επίπεδο των ρωγμών.
3. Η επίδραση της περιοριστικής τάσης (confining pressure) τόσο στη μηχανική συμπεριφορά όσο και στη μεταβολή των φυσικών ιδιοτήτων οφείλεται στο γεγονός ότι το επίπεδο των δύο τοπικών ορθών θλιπτικών τάσεων που εφαρμόζονται στις επιφάνειες των ρωγμών επηρεάζει άμεσα την έναρξη και τη εξέλιξη της ολίσθησης με επίδραση της τριβής κατά μήκος κλειστών μικρορωγμών. Όσο υψηλότερη είναι η τάση περιορισμού, τόσο πιο δύσκολα πραγματοποιείται η διάτμηση με τριβή.
4. Η ασυμμετρία των αντοχών των πετρωμάτων σε εφελκυσμό και θλίψη προκαλείται από τους διαφορετικούς τρόπους αστοχίας τους. Σε μονοαξονικό εφελκυσμό, οι μικρορωγμές είναι σχεδόν όλες ανοικτές. Στην περίπτωση αυτή, η αστοχία του πετρώματος είναι σε εφελκυσμό ή σε εφελκυσμό-διάτμηση. Ωστόσο, σε θλίψη, τα πετρώματα παρουσιάζουν συχνότερα αστοχία σε θλίψη-διάτμηση με ισχυρή σύζευξη μεταξύ τριβής και ανάπτυξης ρωγμών.



5. Η επίδραση της πίεσης πόρων ( $p$ ) αντικατοπτρίζεται από την τροποποίησή της σε τοπικές τάσεις που δρουν στις επιφάνειες των μικρορωγμών. Η μηχανική συμπεριφορά καθορίζεται από μια ενεργή τάση (effective stress) και όχι από την ίδια τη μακροσκοπική τάση. Για τις επίπεδες ρωγμές, η πίεση των πόρων συμπεριλαμβάνεται στο διάνυσμα της ορθής τάσης.
6. Εξαιτίας της ύπαρξης τραχείων επιφανειών πάνω στις επιφάνειες των ρωγμών και των προκαλούμενων μικρών ρωγμών πτερυγίων, η ογκομετρική διαστολή που εμφανίζεται στα πετρώματα λόγω αυξανόμενων αποκλινουσών τάσεων, συνδέεται στενά με την διάδοση της κανονικής ασυνέχειας κατά μήκος επιφανειών ρωγμών που σχηματίζονται κατά τη διάρκεια της ολίσθησης με τριβή.
7. Οι μονόπλευρες επιδράσεις (unilateral effects) σχετίζονται με το άνοιγμα/κλείσιμο των ρωγμών, μετάβαση κατά την οποία η ακαμψία του υλικού υφίσταται μία αλματώδη μεταβολή, αλλά η καμπύλη τάσης-παραμόρφωσης καθώς και η ελεύθερη ενέργεια παραμένουν σταθερές. Για παράδειγμα, ο τανυστής ελαστικότητας των πετρωμάτων που βρίσκονται αρχικά σε εφελκυσμό θα ανακτηθεί μερικώς ή πλήρως όταν εφαρμοστεί θλιπτική τάση στην ίδια κατεύθυνση (Zhu et al., 2009)
8. Όταν οι ρωγμές είναι ανοικτές, τα φαινόμενα σκλήρυνσης (ή κράτυνσης)/χαλάρωσης (hardening/softening) μπορούν να συσχετιστούν με τα διάφορα στάδια της θραύσης που περιγράφονται από μια καμπύλη R (καμπύλη αντίστασης διάδοσης ρωγμής - crack growth resistance curve) η οποία περιγράφει την αντίσταση του γεωυλικού στην ανάπτυξη ρωγμών. Για κλειστές ρωγμές, η σκλήρυνση/χαλάρωση μπορεί να ερμηνευθεί ως η αιτία του ανταγωνισμού μεταξύ της χαλάρωσης του υλικού που σχετίζεται με τη βλάβη και της σκλήρυνσης του υλικού που σχετίζεται με την τριβή.

Συνοπτικά, τα κύρια μη γραμμικά μηχανικά φαινόμενα που παρατηρούνται σε ψαθυρά πετρώματα περιέχουν τον αντίστοιχο μηχανισμό που σχετίζεται με τη ρηγμάτωση και μπορούν να αποδοθούν φυσικά σε δύο κύριες διεργασίες: α) στη βλάβη από ρηγμάτωση και β) στην ανελαστική παραμόρφωση λόγω τριβής.

#### **Η ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΕΤΕΡΟΓΕΝΕΙΑΣ ΤΩΝ ΜΙΚΡΟΡΩΓΜΩΝ ΣΤΗΝ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ ΘΡΑΥΣΗΣ**

Οι μικρορωγμές στα κρυσταλλικά πετρώματα σχηματίζονται όταν οι τοπικές συγκεντρώσεις τάσεων υπερβούν την τοπική αντοχή του πετρώματος και ταξινομούνται σε δύο ομάδες:

- φυσικές μικρορωγμές, οι οποίες παράγονται από φυσικές διεργασίες που περιλαμβάνουν πίεση ή θερμοκρασία κατά τη διάρκεια του γεωλογικού χρόνου,
- μικρορωγμές (μηχανικά) προκαλούμενες από τάσεις που σχετίζονται με αλλαγές στις τάσεις και στις συγκεντρώσεις τάσεων κατά τη διαδικασία της πυρηνοληψίας ή της εκσκαφής (Nur and Simmons, 1970).

Σύμφωνα με τους Nadeau και Engelder (2009), οι φυσικές μικρορωγμές μπορούν να ταξινομηθούν σε τρεις τύπους:

- επουλωμένες μικρορωγμές που συχνά συνδέονται με περιοχές εγκλεισμού ρευστών που σχηματίστηκαν κατά την ισοβαρή ψύξη,

- πληρωμένες μικρορωγμές που περιέχουν ξένα ορυκτά, και
- ανοικτές μικρορωγμές που παράγονται κατά την ισοθερμική αποσυμπίεση και διάφορες τεκτονικές δραστηριότητες.

Οι μηχανικά προκαλούμενες μικρορωγμές που οφείλονται στη διαδικασία διάτρησης είναι συχνές σε πυρήνες γεωτρήσεων πετρωμάτων που λαμβάνονται από το βάθος. Έρευνες έχουν δείξει ότι η διάνοιξη μιας γεώτρησης επηρεάζει τις συγκεντρώσεις τάσεων και την ανακατανομή των αρχικών τάσεων, όταν το μέγεθος των συγκεντρώσεων τάσεων υπερβαίνει την τάση που απαιτείται για την έναρξη μιας μικρορωγμής (Obert and Stephenson 1965, Stacey 1982, Lim and Martin 2010). Υπάρχει μια γενική συσχέτιση μεταξύ της μέσης επί τόπου τάσης και της έντασης της μικρορωγμής (Carlson and Wang, 1986). Ο Chernis (1984) εξέτασε την ένταση των μικρορωγμών σε δοκίμια γρανίτη Lac du Bonnet σε σχέση με το βάθος και κατέληξε στο συμπέρασμα ότι η ένταση (intensity) των μηχανικά προκαλούμενων μικρορωγμών στα δείγματα που εξήχθησαν από βάθος 800 m είναι σχεδόν διπλάσια από εκείνη των δειγμάτων σε βάθος 480 m.

Οι φυσικές και οι προκαλούμενες από τάσεις μικρορωγμές μπορούν να διαφοροποιηθούν με βάση τη μορφολογία της επιφάνειάς τους και τα χαρακτηριστικά προσανατολισμού τους. Φυσικές μικρορωγμές έχουν συχνά τραχιά ή ακανόνιστα τοιχώματα που περιέχουν περιορισμένο υλικό πλήρωσης. Οι προκαλούμενες από τάση μικρορωγμές χαρακτηρίζονται από λεία και παράλληλα τοιχώματα, έλλειψη υλικού πλήρωσης ή γεφύρωσης και προσανατολισμό συνήθως παράλληλο προς την κύρια τάση, που αντανακλά στον τρόπο διάδοσής τους (Tarrounner and Brace 1976, Chernis 1984). Οι μικρορωγμές αυτές μπορούν να ταξινομηθούν σε τρεις τύπους (Lim et al., 2012):

- στις μικρορωγμές που σχετίζονται με τα όρια των κόκκων,
- ενδοκρυσταλλικές ρωγμές: μικρορωγμές οι οποίες περικλείονται μέσα σε ορυκτούς κόκκους και,
- διακρυσταλλικές ρωγμές: μικρορωγμές που τέμνουν ή διασχίζουν διάφορους ορυκτούς κόκκους και όρια κόκκων.

Στο παρελθόν έχουν διεξαχθεί αρκετές πειραματικές μελέτες για την ανάλυση των τρόπων έναρξης και συνένωσης των ρωγμών σε εργαστηριακά δοκίμια που περιείχαν μία ή περισσότερες τεχνητές ρωγμές (Bobet and Einstein 1998, Wong and Einstein 2006, 2007). Οι Bobet και Einstein (1998) πραγματοποίησαν μια σειρά εργαστηριακών μονοαξονικών δοκιμών και δοκιμών διαξονικής θλίψης για να μελετήσουν την επίδραση της περιοριστικής τάσης (confining pressure) στη συνένωση ρωγμών σε δοκίμια πετρωμάτων που περιείχαν δύο προϋπάρχουσες ατέλειες δομής. Πρότειναν τρεις κύριους τρόπους συνένωσης των ρωγμών:

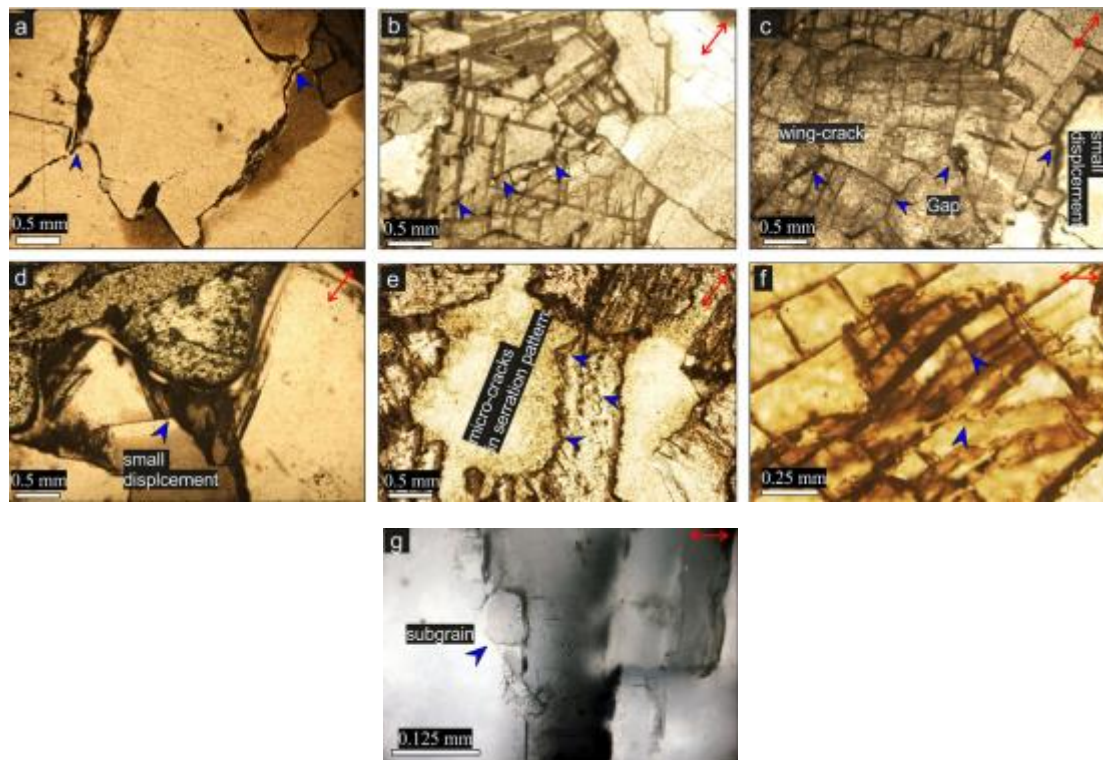
1. ο διατμητικός τρόπος,
2. ο εφελκυστικός (φτερωτός) τρόπος και,
3. ο μικτός τρόπος διάτμησης/ εφελκυσμού.

Κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι ο σχηματισμός της κάθε συνένωσης ρωγμών επηρεάζεται από τη θέση της ατέλειας (defect), την περιοριστική τάση, τη γωνία τριβής και την ετερογένεια. Αρκετοί ερευνητές έχουν προσπάθησαν επίσης να προσομοιώσουν τη συνένωση ρωγμών σε δείγματα πετρωμάτων που περιέχουν προϋπάρχουσες ατέλειες, χρησιμοποιώντας διαφορετικές αριθμητικές προσεγγίσεις. Χρησιμοποιώντας έναν κώδικα πεπερασμένων στοιχείων, οι Tang et al. (2001) μελέτησαν το τελικό μοτίβο θραύσης σε ένα δείγμα πετρώματος με τρεις προϋπάρχουσες ατέλειες και κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η συνένωση των ρωγμών ακολουθεί ένα "ασθενέστερο μονοπάτι συνένωσης" το οποίο ελέγχεται από τη γεωμετρική θέση των ρωγμών μεταξύ τους. Ο Yan (2008) προσομοίωσε τη συνένωση ρωγμών σε δείγμα πετρώματος με δύο προϋπάρχουσες ρωγμές χρησιμοποιώντας διάφορες αριθμητικές προσεγγίσεις. Ανεξάρτητα από την προέλευση των μικρορωγμών, ο κύριος ρόλος της ετερογένειας των μικρορωγμών είναι να λειτουργεί ως μηχανισμός συγκέντρωσης τάσεων ώστε να μπορεί να παράγει τοπικές συγκεντρώσεις τάσεων προκαλώντας τοπικές αστοχίες που μπορεί τελικά να οδηγήσουν σε αστοχία (Dyskin, 1999). Ένας άλλος ρόλος των μικρορωγμών στη διαδικασία θραύσης, που σημειώνεται από τον Dyskin (1999), είναι να διακρίνει τις διακυμάνσεις των τάσεων οι οποίες μπορούν να προκαλέσουν υψηλές τοπικές εφελκυστικές τάσεις και να ξεκινήσουν τοπική θραύση ακόμη και αν το μέγεθος του εξωτερικού φορτίου είναι μικρότερο από την αντοχή του υλικού.

### 3.5 ΔΙΑΦΟΡΑ ΑΛΛΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

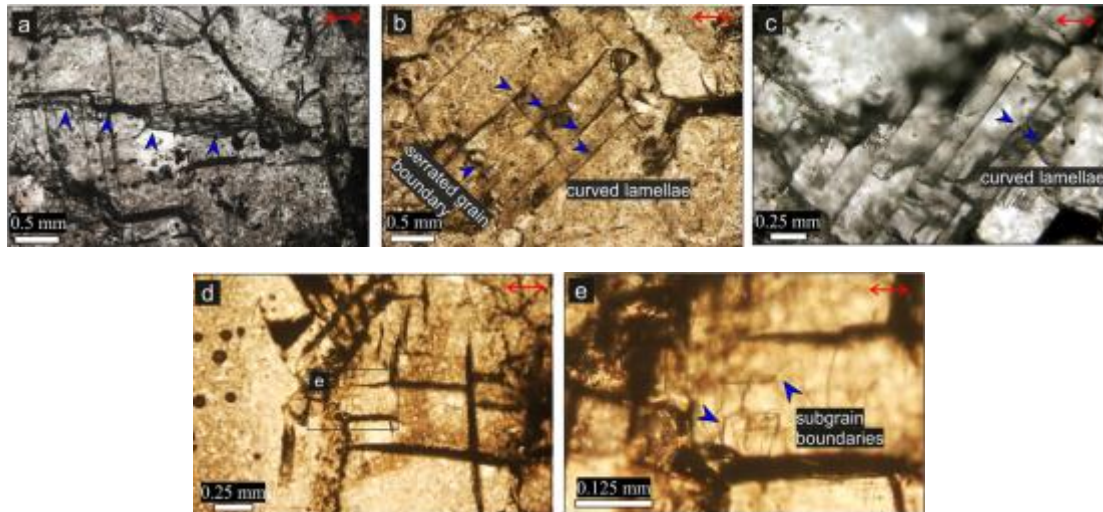
#### **ΜΙΚΡΟΣΚΟΠΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ**

Το Σχήμα 3.2a δείχνει την οπτική εικόνα μίας διαμήκους λεπτής τομής που προέρχεται από ένα μη παραμορφωμένο δείγμα ορυκτού αλατιού. Η υφή των κόκκων είναι σχεδόν πολυγωνική εμφανίζοντας λοβωτά όρια κόκκων, τριπλά σημεία και διασταυρώσεις. Το μη παραμορφωμένο δείγμα παρουσιάζει μικρές ενδοκρυσταλλικές μικρορωγμές. Τα περισσότερα όρια των κόκκων είναι προσανατολισμένα περίπου σε γωνία 45° ως προς τον μεγάλο άξονα των δειγμάτων. Στο Σχήμα 3.2b παρουσιάζονται οι οπτικές εικόνες λεπτών τομών που ελήφθησαν από το δείγμα μετά από μονοαξονική δοκιμή με ρυθμό μετατόπισης (displacement rate) 0.2. Μπορεί εύκολα κάποιος να διακρίνει ότι έχουν σχηματιστεί μικρορωγμές προς διάφορες κατευθύνσεις, ωστόσο οι μεγαλύτερες σε μήκος είναι αυτές που είναι παράλληλες προς την διεύθυνση φόρτισης. Οι ρωγμές που παρατηρούνται σε όλες τις μικροφωτογραφίες των παραμορφωμένων δοκιμίων σχηματίστηκαν κατά την διαδικασία τομής. Ένα διακενό μπορεί να παρατηρηθεί στην διεπιφάνεια μεταξύ των ορίων των κόκκων και των τριπλών διασταυρώσεων (Σχήμα 3.2c). Σε ορισμένες περιοχές είναι εμφανής μία μικρή μετατόπιση κατά μήκος των ορίων των κόκκων. Το μοτίβο οδόντωσης (serration pattern) παρατηρείται κοντά σε ορισμένα όρια κόκκων που αποτελούνται από συσσώρευση πολλών μικρορωγμών κάθετες και παράλληλες προς την διεύθυνση της τάσης. Υπό χαμηλότερο ρυθμό μετατόπισης (0.05 mm/min), καμπυλωτά ελάσματα (curved lamellae) και όρια υποκόκκων (subgrain boundaries) παρατηρούνται στις λεπτές τομές. Η μικροδομή του ορυκτού άλατος και στα τρία δείγματα ερπυσμού ήταν σχεδόν η ίδια.



Σχήμα 3.2: Οπτικές μικρογραφίες που παρουσιάζουν τις μικροδομές και την ανάπτυξη των μικρορωγμών μετά από δοκιμές μονοαξονικής συμπίεσης. Το αμφίδρομο βέλος στην πάνω δεξιά γωνία των φωτογραφιών δείχνει την κατεύθυνση φόρτισης. (a) Η μικροδομή του απαραμόρφωτου δείγματος. Τα βέλη δείχνουν τις τριπλές διασταυρώσεις, (b-e) ανάπτυξη μικρορωγμών σε κόκκους ορυκτού άλατος μετά από δοκιμή μονοαξονικής συμπίεσης με ρυθμό μετατόπισης 0.2 mm/min και (f-g) ανάπτυξη μικροδομής σε κόκκους άλατος μετά από δοκιμή μονοαξονικής συμπίεσης με ρυθμό μετατόπισης 0.5 mm/min (Mansouri & Ajalloeian, 2018).

Στο Σχήμα 3.3 παρουσιάζεται η μικροδομή του ορυκτού άλατος στο δείγμα που ερρίφθη υπό 15 MPa και στην συνέχεια φορτίστηκε μονοαξονικά με ρυθμό μετατόπισης 0.05 mm/min. Κατά αντιστοιχία με τα άθικτα δείγματα, τα ερπυσμένα δείγματα εμφανίζουν μικρορωγμές, μοτίβο οδόντωσης στα όρια των κόκκων, καμπυλωτά ελάσματα και όρια υποκόκκων.



Σχήμα 3.3: Οπτικές μικρογραφίες που παρουσιάζουν τις μικροδομές σε ερπυσμένα δείγματα μετά από δοκιμές μονοαξονικής συμπίεσης. Το αμφίδρομο βέλος στην πάνω δεξιά γωνία των φωτογραφιών δείχνει την κατεύθυνση φόρτισης. (a) Ανάπτυξη μικρορωγμών σε κόκκους ορυκτού άλατος, (b) μία μικρογραφία που δείχνει τα καμπυλωτά ελάσματα και το μοτίβο οδόντωσης, (c) μία μικρογραφία που απεικονίζει τα καμπυλωτά ελάσματα σε κόκκους ορυκτού άλατος, (d) ανάπτυξη των ορίων υποκόκκων εντός κόκκου ορυκτού άλατος και (e) λεπτομερής απεικόνιση των κόκκων της εικόνας (d), (Mansouri & Ajalloeian, 2018).

### **ΜΙΚΡΟΔΟΜΕΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΜΕΝΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ**

Τα πετρώματα υπόκεινται συνήθως σε τεκτονική παραμόρφωση, με αποτέλεσμα να υφίστανται αλλαγή σχήματος, παράγοντας έτσι παραμορφωμένα πετρώματα γνωστά ως τεκτονίτες. Ο Kporf (1931, p. 7) μετέφρασε τον αρχικό ορισμό των τεκτονιτών (Sander, 1911, 1930) ως *“μεταμορφωμένα πετρώματα παραμορφωμένα από διαφορικές κινήσεις που ενσωματώνονται στο σύνολο της τεκτονικής κίνησης”*. Στον ορισμό αυτό, η λέξη *“μεταμορφωμένα”* θα πρέπει να επεκταθεί ώστε να συμπεριληφθούν παραμορφωμένα πετρώματα που υφίστανται αλλοίωση μικρού βαθμού. Πρόκειται για πετρώματα τα οποία πολλοί θα αποκαλούσαν *“διαγενετικά”*, ενώ υπάρχει διαβάθμιση μεταξύ της ταφικής μεταμόρφωσης (burial metamorphism) και της διαγένεσης (Vernon, 1976). Ο τύπος και η ένταση της τάσης εξαρτώνται τόσο από την τοπική προσανατολισμένη πίεση (μη υδροστατική τάση - αποκλίνουσα τάση) όσο και από τις μηχανικές ιδιότητες του πετρώματος.

Στόχος της τεκτονικής γεωλογίας είναι να εξάγει τις συνθήκες παραμόρφωσης από τις δομές στα πετρώματα, που παρατηρούνται τόσο στο πεδίο όσο και με το μικροσκόπιο, και να συσχετίσει την παραμόρφωση με τον χρόνο και την φύση της μεταμόρφωσης. Τα παραπάνω αποτελούν δύσκολα προβλήματα. Ως εκ τούτου, έμφαση δίνεται στις πετρολογικές πτυχές των μικροδομών που σχετίζονται με την παραμόρφωση και τις διαδικασίες με τις οποίες σχηματίζονται. Τα θέματα που σχετίζονται με την περιγραφή και την ταξινόμηση των πτυχών και των ρηγμάτων (ανάλυση τάσεων/παραμορφώσεων, δομική ανάλυση παραμορφωμένων περιοχών) αντιμετωπίζονται αποτελεσματικά στα εγχειρίδια τεκτονικής γεωλογίας (Ramsay, 1967, Hobbs et al., 1976, Ramsay & Huber, 1987, Passchier

& Trouw, 1996). Η φύση και η προέλευση των κρυσταλλογραφικών προτιμητέων προσανατολισμών σε παραμορφωμένα και ανακρυσταλλωμένα συσσωματώματα έχουν μελετηθεί επαρκώς από τους Turner & Weiss(1963), Law (1990), Shelley (1993) and Passchier & Trouw (1996).

Ορισμένα σχετικά εγχειρίδια και εργασίες, ιδίως εκείνα που επικεντρώνονται περισσότερο στις μικροδομικές πτυχές της παραμόρφωσης ορυκτών και πετρωμάτων, είναι των Knopf & Ingerson (1938), Fairbairn (1942), Turner & Weiss (1963), Spry (1969), Hobbs et al. (1976), Vernon (1976), Barker (1990), Shelley (1993), Passchier & Trouw (1996) και Blenkinsop (2000). Χαρακτηριστικές εικόνες παραμορφωμένων πετρωμάτων σε διάφορες κλίμακες παρουσιάζονται από τους Weiss (1972), Borradaile et al. (1982), Ramsay & Huber (1987), Passchier & Trouw (1996), Snoke et al. (1999), Vernon (2000b) and Blenkinsop (2000).

Παρακάτω γίνεται μία ανασκόπηση των κύριων μηχανισμών παραμόρφωσης, όπου περιγράφονται οι διαδικασίες αποκατάστασης και ανακρυστάλλωσης, και αναδεικνύεται ο ρόλος των μεταμορφικών αντιδράσεων στην παραμόρφωση και ακόμη γίνεται αναφορά στον καταμερισμό της παραμόρφωσης, στην ανάπτυξη φυλλώσεων και στις επιδράσεις των ρευστών και της μεταφοράς μάζας. Τέλος, παρουσιάζονται οι μικροδομές των μερικώς τηγμένων πετρωμάτων καθώς και η ανάλυση της παραμόρφωσης στο μανδύα της Γης.

## **ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ**

Επειδή η εξέλιξη της παραμόρφωσης του φλοιού και του μανδύα της Γης δεν μπορεί να παρατηρηθεί, είναι απαραίτητο να βασιστούμε σε μεγάλο βαθμό στην πειραματική παραμόρφωση πετρωμάτων και ορυκτών σε διάφορες θερμοκρασίες και πιέσεις. Ορισμένα από τα πρώτα πειράματα που αφορούσαν την ανάπτυξη της μικροδομής, πραγματοποιήθηκαν σε ορυκτά (Mugge, 1898). Αυτά τα πειραματικά αποτελέσματα σε ορυκτά καθόρισαν την αρχική έννοια των μικροδομών των μετάλλων, αν και στην συνέχεια πειραματικές εργασίες σε μέταλλα και κεραμικά καθόρισαν την έννοια των παραμορφωμένων πετρωμάτων (Sander 1911, 1930, 1970, Schmidt 1932, Knopf & Ingerson 1938, Voll 1960). Στην πραγματικότητα, πολλές βασικές έννοιες των μικροδομών των παραμορφωμένων ορυκτών και των μεταμορφωμένων πετρωμάτων βασίζονται σε μικροδομικές ερμηνείες των μετάλλων και των κεραμικών, ενοποιώντας βασικές έννοιες τόσο για τα φυσικά όσο και για τα συνθετικά υλικά.

Ωστόσο, τα συστηματικά πειράματα που αφορούν τις μικροδομές και τις ιδιότητες παραμόρφωσης των ορυκτών πραγματοποιούνται από την δεκαετία του 1960 και την ανάπτυξη διαφόρων τύπων συσκευών παραμόρφωσης υψηλής πίεσης και θερμοκρασίας, και τώρα ένα μεγάλο μέρος πειραματικών πληροφοριών σχετικά με το σχήμα των κόκκων, τους μηχανισμούς παραμόρφωσης, τις διαδικασίες ανάκτησης-ανακρυστάλλωσης και τον προτιμητέο προσανατολισμό των κόκκων στα πετρώματα μπορεί να εντοπιστεί εύκολα (για παράδειγμα, Turner et al., 1954, von Steinemann, 1958, Griggs et al., 1960, Carter et al., 1964, Raleigh & Paterson, 1965, Hobbs, 1968, Raleigh, 1968, Carter & Ave'Lallemant, 1970, Paterson & Turner, 1970, Green et al., 1970, Ave'Lallemant & Carter, 1970, Heard, 1960, 1972, Hobbs et al., 1972, Weiss & Turner, 1972, Blacic, 1972, Green & Radcliffe, 1972, Tullis

et al., 1973, Nicolas et al., 1973, Etheridge et al., 1973, Etheridge & Hobbs, 1974, Etheridge, 1975, Marshall et al., 1976, McClay & Atkinson, 1977, Rutter, 1974, 1983, 1995, Ave'Lallemant, 1978, Wilson & Bell, 1979, Guillope' & Poirier, 1979, Zeuch & Green, 1979, Schmid et al., 1980, McQueen et al., 1980, Chopra & Paterson, 1981, Toriumi, 1982, Karato et al., 1982, 1986, Tullis, 1983, Carter & Hansen, 1983, Zeuch, 1983, Doukhan & Trepied, 1985, Wilson, 1986, Wilson et al., 1986, Burg et al., 1986, Hennig-Michaeli & Siemes, 1987, Rutter & Brodie, 1988a,b, Dell'Angelo & Tullis, 1988, 1989, Drury & Urai, 1990, Hacker & Christie, 1990, Kronenberg et al., 1990, Hirth & Tullis, 1992, Green, 1992, Mares & Kronenberg, 1993, Rushmer, 1990, Rutter & Neumann, 1995, Daines & Kohlstedt, 1997).

Τα περισσότερα πειράματα παραμόρφωσης περιέχουν συσσωματώματα μεμονομένων ορυκτών, όπως αυτό του χαλαζία, του ασβεστίτη, του ολιβίνη, του αλίτη, του γύψου, του αστρίου και κάποιων άλλων θειούχων ορυκτών. Ορισμένα από αυτά τα αποτελέσματα μπορούν να εφαρμοστούν άμεσα στην ερμηνεία των μικροδομών των ορυκτολογικά απλών πετρωμάτων, όπως ο χαλαζίτης, το μάρμαρο, ο δουνίτης, ο πυροξενίτης, ανορθίτης και ο πάγος των παγετώνων υπό συγκεκριμένες συνθήκες. Ορισμένα πειράματα (Bons & Urai, 1994) έχουν συμπεριλάβει την παραμόρφωση διφασικών υλικών, όπως το ορυκτό αλάτι-μαρμαρυγία (salt-mica) και τον πάγο-μαρμαρυγία (ice-mica), τα οποία επίσης βοηθούν στην κατανόηση της ερμηνείας της παραμόρφωσης σε φυσικά πετρώματα.

Ωστόσο, επειδή τα περισσότερα κοινά πετρώματα είναι σύνθετα συστήματα που περιλαμβάνουν ορυκτά τα οποία παραμορφώνονται με διαφορετικούς ρυθμούς, η παραμόρφωση των φυσικών πετρωμάτων είναι γενικά πιο περίπλοκη διαδικασία από ότι στα περισσότερα πειράματα. Επιπλέον, οι φυσικοί ρυθμοί παραμόρφωσης είναι πολύ βραδύτεροι από εκείνους των τυπικών πειραμάτων, γεγονός που υποδηλώνει ότι θα πρέπει να επιδεικνύεται προσοχή κατά την άμεση εφαρμογή πειραματικών αποτελεσμάτων στα πετρώματα. Παρ' όλα αυτά, τα σχετικά λίγα πειράματα σε πραγματικά πετρώματα (Shea & Kronenberg, 1993), έχουν συγκεντρώσει πολύτιμα στοιχεία σχετικά με τις αποκλίσεις στην παραμόρφωση μεταξύ διαφορετικών ορυκτών, καθώς και μηχανισμούς εντοπισμού των τάσεων (κατανομή παραμόρφωσης).

Επιπλέον, κατά την διάρκεια της μεταμόρφωσης, οι χημικές αντιδράσεις μπορούν να επηρεάσουν τις διαδικασίες παραμόρφωσης και αντίστροφα. Για παράδειγμα, οι προβαθμισμένες μεταμορφικές αντιδράσεις απελευθερώνουν συνήθως ρευστό, το οποίο μπορεί να επιδράσει σημαντικά στην αντοχή των ορυκτών. Ακόμη, οι χημικές αντιδράσεις παράγουν νέα ορυκτά, τα οποία μπορεί να είναι ισχυρότερα από τα παλαιά ορυκτά (αντίδραση σκλήρυνσης) ή ασθενέστερα από τα παλαιά ορυκτά (αντίδραση χαλάρωσης). Πειράματα σε σύνθετα συστήματα, ιδίως με ενεργές χημικές αντιδράσεις και ρευστά, είναι πιο δύσκολο να πραγματοποιηθούν. Ορισμένα από αυτά πραγματοποιούνται, ιδίως σε συστήματα που περιλαμβάνουν τήξη (βλ. Arzi, 1978, van der Molen & Paterson, 1979, Rushmer, 1995, Dell'Angelo et al., 1987, Wolf & Wyllie, 1991, Rutter & Neumann, 1995, Brown & Rushmer, 1997, Daines & Kohlstedt, 1997).

Η παραμόρφωση των ορυκτών τα οποία εμφανίζουν χαμηλή θερμοκρασία τήξης μπορεί να παρατηρηθεί άμεσα σε πειράματα που διεξάγονται σε συσκευή τοποθετημένη σε



μικροσκόπιο. Μία άλλη προσέγγιση, η οποία παρουσίασε ενθαρρυντικές ιδέες για την ερμηνεία της μικροδομής των πετρωμάτων, είναι η χρήση οργανικών ενώσεων χαμηλής θερμοκρασίας ως αναλόγων των φυσικών ορυκτών. Επειδή οι ενώσεις αυτές μπορούν να παραμορφωθούν, να ανακρυσταλλωθούν και να λιώσουν σε θερμοκρασία δωματίου, και επειδή είναι διαφανή, μπορούν να παρατηρηθούν αλλαγές στο σχήμα τους αλλά και στην κατανομή των κόκκων τους. Επίσης, είναι δυνατόν να φωτογραφηθούν και να βιντεοσκοπηθούν σε διαπερατό φως με την χρήση μικροσκοπίου κατά την διάρκεια της πραγματικής παραμόρφωσης μιάς λεπτής τομής (βλ. Means, 1977, 1983, 1989, Means & Xia, 1981, Urai et al., 1980a,b, Urai & Humphreys, 1981, Urai, 1983a,b, 1987, Tungatt & Humphreys, 1984, Jessell, 1986, Means & Jessell, 1986, Means & Ree, 1988, Bons et al., 1993, Means & Park, 1994, Park & Means, 1996, Bons & Jessell, 1999, Nam et al., 1999, Rosenberg & Handy, 2000). Ο Means (1989) έχει αναφερθεί στη διαθεσιμότητα βιντεοκασετών αυτής της συνκινηματικής μικροσκοπικής τεχνικής.

Το κύριο πλεονέκτημα αυτής της πειραματικής τεχνικής “*see-through*” είναι ότι ολόκληρη η ιστορία της μικροδομής μπορεί να καταγραφεί, από τις αρχικές στις παραμορφωμένες καταστάσεις, ενώ στα συμβατικά πειράματα μπορούν να εξεταστούν μόνο το αρχικό υλικό και το τελικό προϊόν. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τα πειράματα στα πιο κοινά ορυκτά πρέπει να διεξάγονται υπό υψηλές θερμοκρασίες και πιέσεις σε ισχυρές πειραματικές συσκευές, προκειμένου να επιτευχθεί όλικμη ροή. Το κύριο μειονέκτημα της συνκινηματικής μικροσκοπίας είναι ότι εμπλέκονται πολύ λίγα πραγματικά ορυκτά. Ωστόσο, πολλές από τις μικροδομές που παράγονται μοιάζουν με εκείνες των παραμορφωμένων φυσικών πετρωμάτων. Επιπλέον, έχουν παρατηρηθεί αρκετές απροσδόκητες διεργασίες σε κλίμακα κόκκων, οι οποίες υπογραμμίζουν ότι πρέπει να δίνεται προσοχή στην ερμηνεία των μικροδομών των φυσικών πετρωμάτων.

Παρατηρήσεις σε φυσικά και πειραματικά παραμορφωμένα ορυκτά είναι επίσης συμπληρωμένες από προσομοιώσεις ανάπτυξης ιστού σε υπολογιστή (βλ. Jessell, 1988a, b, Jessell & Lister, 1990- Jessell et al., 2001- Jessell & Bons, 2002- Piazzolo et al., 2001- Zhang et al., 1994, 1996).

### **ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ**

Στην ενότητα αυτή γίνεται σύντομη ανασκόπηση των διαφόρων μηχανισμών με τους οποίους τα ορυκτά και τα πετρώματα υφίστανται παραμόρφωση (αλλαγή σχήματος) στην κλίμακα των κόκκων ή μικρών συσσωματωμάτων, με ιδιαίτερη αναφορά στις οπτικές μικροδομές που παράγονται από κάθε μηχανισμό παραμόρφωσης. Το θέμα έχει εξεταστεί εκτενώς, μεταξύ άλλων, από Hobbs et al. (1976), Nicolas & Poirier (1976), Vernon (1976), Schmid (1982), Poirier (1985), Nicolas (1987), Knipe (1989), Knipe & Rutter (1990) και Blenkinsop (2000).

Για να συσχετιστούν οι μικροδομές με τους μηχανισμούς παραμόρφωσης, οι μικροδομές που παράγονται από διαφορετικούς μηχανισμούς παραμόρφωσης πρέπει να είναι γνωστές



από φυσικές και πειραματικές παρατηρήσεις και ακόμη οι μικροδομές πρέπει να είναι σταθερές, αρκετά ώστε να επιβιώνουν σε καταστάσεις επακόλουθης παραμόρφωσης ή/και θέρμανσης.

Οι μηχανισμοί παραμόρφωσης μπορούν να ταξινομηθούν με διάφορους τρόπους, αλλά σε γενικές γραμμές οι επιστήμονες μπορούν να διακρίνουν μεταξύ ψαθυρής και όλκιμης παραμόρφωσης στην κλίμακα του μικροσκοπίου. Στην ψαθυρή παραμόρφωση, εμφανίζονται θραύσεις κατά μήκος ή/και μεταξύ των κόκκων, και τα προκύπτοντα θραύσματα κινούνται το ένα σε σχέση με το άλλο. Στην όλκιμη παραμόρφωση, οι κόκκοι αλλάζουν το σχήμα τους ή μετακινούνται ο ένας σε σχέση με τον άλλον χωρίς να θρυμματίζονται (απώλεια συνοχής) στην κλίμακα των κόκκων (βλ. Passchier & Trouw, 1996, p. 21). Και στις δύο περιπτώσεις, αλλά κυρίως κατά την ψαθυρή παραμόρφωση, η αλλαγή του σχήματος ενός συσσωματώματος μπορεί να επιτευχθεί ή να υποβοηθηθεί από τη διάλυση των ορυκτών σε ορισμένες θέσεις, τη μεταφορά διαλυμένων χημικών συστατικών σε διάλυμα και την απόθεση του παραμορφωμένου συσσωματώματος (μεταφορά διαλύματος που προκαλείται από την τάση) σε άλλες θέσεις.

### **ΨΑΘΥΡΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ**

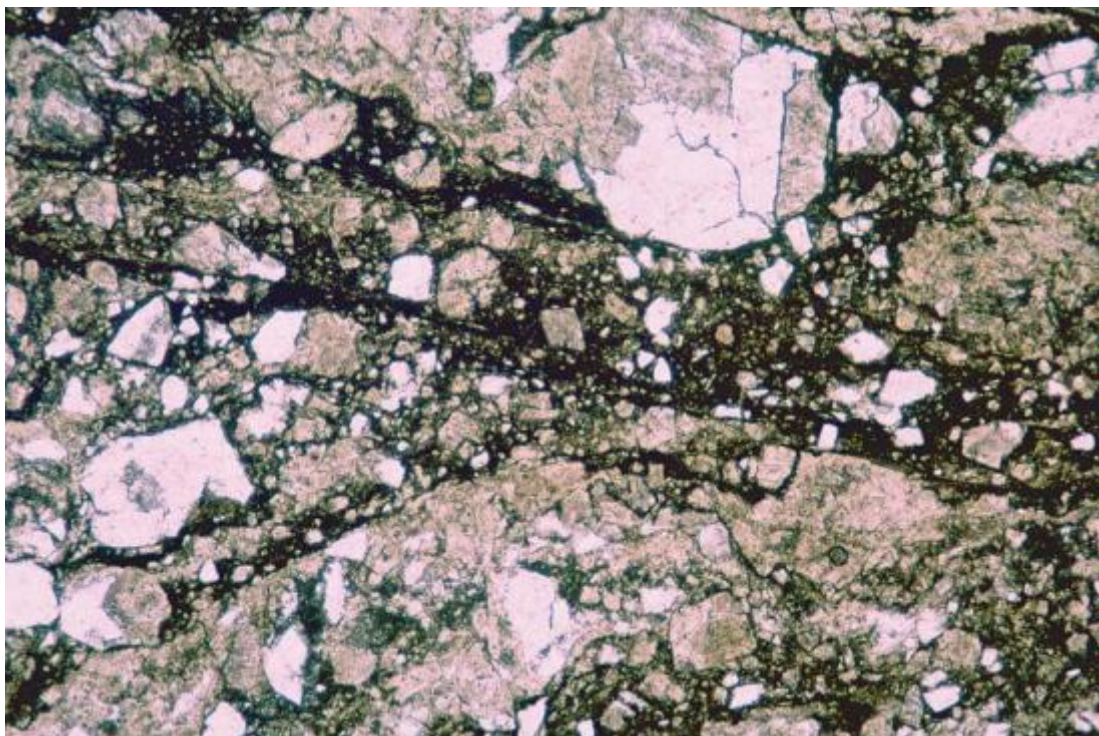
Η παραμόρφωση με θραύση και διαδικασίες τριβής ονομάζεται κατακλαστική ροή (κατάκλαση) και περιλαμβάνει το σχηματισμό νέων επιφανειών, την απώλεια συνοχής με θραύση και την ολίσθηση λόγω τριβής κατά μήκος των επιφανειών θραύσης. Όπως συνοψίζεται από τον Knipe (1989), αυτός ο τρόπος παραμόρφωσης μπορεί να χωριστεί σε δύο μεγάλες ομάδες: α) ολίσθηση λόγω τριβής στα όρια των κόκκων χωρίς βαθιά θραύση, και β) διαδικασίες θραύσης.

Οι μικροδομές που είναι ενδεικτικές της κατακλαστικής ροής περιλαμβάνουν μικροθραύσεις και μετατοπίσεις σε σχισμές (βλ. Evans, 1988, Goodwin & Wenk, 1990), καθώς και περιστροφές ή μετατοπίσεις άκαμπτων σωματιδίων χωρίς εσωτερική κρυσταλλοπλαστική παραμόρφωση. Ωστόσο, εάν η μικροθραύση είναι λεπτή και διάχυτη, η παραμόρφωση μπορεί να φαίνεται όλκιμη στην κλίμακα του οπτικού μικροσκοπίου, αν και η ηλεκτρονική μικροσκοπία (transmission electron microscopy / TEM) είναι αυτή που καλύπτει τις μικροθραύσεις (Tullis & Yund 1987, Green 1992). Για παράδειγμα, ο άστριος παραμορφώνεται με κατακλαστική ροή σε ένα ευρύ φάσμα συνθηκών στο φλοιό της Γης, επειδή ρηγματώνεται εύκολα και επειδή η κίνηση των μετατοπίσεων είναι δύσκολη στον άστρο (Tullis & Yund, 1987). Αν και οι μικροδομές των παραμορφωμένων συσσωματωμάτων αστρίας μπορεί να υποδηλώνουν όλκιμη παραμόρφωση στην κλίμακα του οπτικού μικροσκοπίου, οι παρατηρήσεις TEM αποκαλύπτουν συνήθως λίγες ή καθόλου μετατοπίσεις, άφθονες μικρορωγμές και ζώνες μικροθρυμματισμού που περιέχουν κόκκους με διάμετρο μικρότερη από 0.1 μm (Tullis & Yund, 1987).

Όπως επισημαίνεται από τον Paterson (1978), η παραμόρφωση που είναι κατακλαστική σε τοπικό επίπεδο (π.χ. ένας κόκκος ή ένα μικρό σύνολο) μπορεί να φαίνεται συνεκτική και

συνεπώς όλκιμη όταν εξετάζεται σε κλίμακα ενός χειροποίητου δείγματος ή μίας εξόρυξης. Στην πραγματικότητα, η παροδική θραύση σε κλίμακα κόκκων μπορεί να εμφανιστεί σε πολλά μεταμορφωμένα πετρώματα που υφίστανται πρόδρομη μεταμόρφωση και μπορεί κάλλιστα να αποτελέσει τον κύριο μηχανισμό για την απομάκρυνση του ρευστού που παράγεται κατά τις αντιδράσεις υγροποίησης. Ωστόσο, συνήθως δεν αφήνει μικροδομικές ενδείξεις στο προκύπτον πέτρωμα.

Ομοίως, στη μυλωνιτική παραμόρφωση, ορισμένα ορυκτά μπορούν να παραμορφωθούν από συνεκτική ροή και άλλα από διεργασίες θραύσης στο ίδιο πέτρωμα την ίδια χρονική στιγμή. Αν και η συνολική διαδικασία είναι μία διαδικασία όλκιμης παραμόρφωσης (Vernon, 1974), επειδή οι διεργασίες συνοχής κυριαρχούν έναντι των διεργασιών θραύσης, μέρος της παραμόρφωσης περιλαμβάνει θραύση. Παραδείγματα επικρατούσας θραύσης προέρχονται από αμφιβολίτες που παραμορφώθηκαν σε μία ζώνη διάτμησης στη μεταμορφωμένη ζώνη της Ιαπωνίας, Ryoke. Η παραμόρφωση αρχίζει με κατάκλαση και συνεχίζεται με διάλυση-κατακρήμνιση που προκαλούνται από την πίεση και επίσης περιλαμβάνει μεταμορφικές αντιδράσεις (Imon et al., 2002). Επιπλέον, οι ψαθυρές και όλκιμες διεργασίες μπορούν να εναλλάσσονται, ακόμη και κατά την διάρκεια της παραμόρφωσης του ίδιου ορυκτού (McLaren & Pryer, 2001). Οι Shimamoto et al. (1991) χρησιμοποίησαν την καθοδοφωταύγεια (CL) για να αποκαλύψουν μικροδομικές ενδείξεις κατακλαστικής παραμόρφωσης που συνοδεύονται από διεργασίες διάλυσης-κατακρήμνισης στο χαλαζία και τον άστριο, ενώ οι παρατηρήσεις TEM έχουν αποκαλύψει επίσης οπτικά αόρατες μικρορωγμές και ζώνες μικροθρυμματισμού (Tullis & Yund, 1987), όπως αναφέρθηκε παραπάνω.

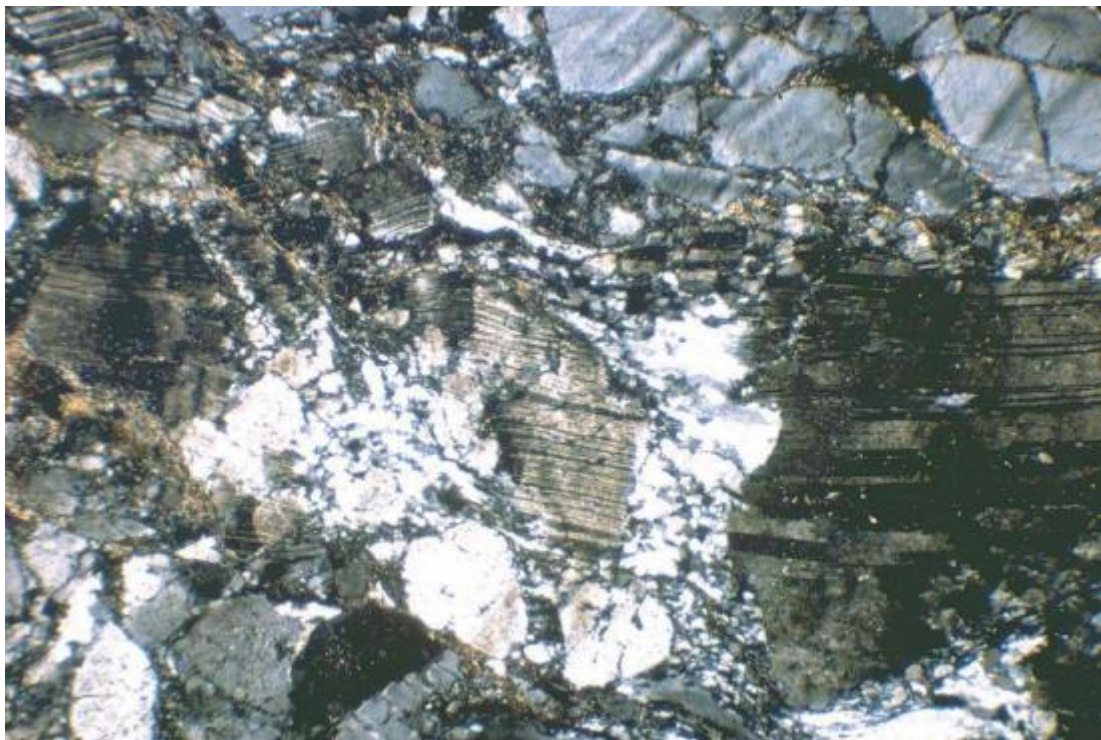


Σχήμα 3.4: Παραμορφωμένος γρανίτης (κατακλασίτης) από το Hunter Thrust, Mitchell's Flat, βορειοανατολικά του Singleton, Νέα Νότια Ουαλία, Αυστραλία. Στην εικόνα απεικονίζονται

μικροδομικά στοιχεία εύθραυστης παραμόρφωσης, με την μορφή γωνιακών θραυσμάτων διαφόρων μεγεθών και σκοτεινών, πολύ λεπτόκοκκων ζωνών έντονης μικροθραύσης. Ο χαλαζίας είναι διαυγής και ο αστρίτης θολός, λόγω των λεπτόκοκκων προϊόντων αλλοίωσης (κυρίως αργιλικά ορυκτά), (Vernon, 2004).

Ολίσθηση λόγω τριβής μεταξύ κόκκων και ορίων των κόκκων

Πρόκειται για την ολίσθηση μεταξύ τους, χωρίς την ανάπτυξη εκτεταμένων ρηγμάτων. Αυτός ο τύπος παραμόρφωσης ονομάζεται επίσης "ανεξάρτητη σωματιδιακή ροή" (Borradaile, 1981).



Σχήμα 3.5: Η εύθραυστη παραμόρφωση στον άστριο, σε αντίθεση με την όλκιμη ροή και την λεπτόκοκκη ανακρυστάλλωση σε χαλαζία, Ελβετικές Άλπεις. Ένας μεγάλος κόκκος δίδυμου πλαγιόκλαστου (κέντρο) έχει αστοχήσει σε θραύσματα που έχουν διαχωριστεί κατά την διάρκεια της παραμόρφωσης (Vernon, 2004).

Η ολίσθηση εξαρτάται από την απώλεια συνοχής και την υπερκίνηση της τριβής μεταξύ των κόκκων, και έτσι διακρίνεται από την όλκιμη ολίσθηση κόκκων-ορίων των κόκκων, κατά την οποία η συνοχή μεταξύ των κόκκων διατηρείται (δηλαδή δεν σχηματίζονται ρωγμές), και η μετακίνηση σημειακών ατελειών (π.χ. κενές θέσεις ατόμων στη δομή του ορυκτού) ή των εξαρθρώσεων/εξαρθρώσεων (dislocations) ελέγχουν την παραμόρφωση. Η ολίσθηση λόγω τριβής των ορίων των κόκκων ευνοείται από τη χαμηλή πίεση περιορισμού, καθώς και από την υψηλή πίεση του ρευστού, η οποία μειώνει την "αποτελεσματική πίεση", δηλαδή η πίεση του ρευστού αποδυναμώνει τις επαφές μεταξύ των κόκκων. Αποτελεί σύνηθες φαινόμενο στην ολίσθηση και στην ρηγματώση σε μη στερεοποιημένα ιζήματα (Paterson &

Tobisch 1983, Maltman 1981) και σε ρήγματα και κατακλάσεις. Η συμπίεση μπορεί να δημιουργήσει ευθυγράμμιση του σχήματος των κροκάλων, όπως τεμαχίδια χαλαζία και πηλού ή φυλλάρια μαρμαρυγία, μέσω αυτού του μηχανισμού, οδηγώντας σε προτιμώμενους προσανατολισμούς παράλληλους με την στρώση (Morritt et al. 1982, Paterson & Tobisch 1983, Baker et al. 1993). Η ευθυγράμμιση επιτυγχάνεται με τη σωματική περιστροφή επιμήκων κροκαλών, οι οποίες μπορούν να υποβοηθούνται από τη ροή ρευστών σε αρκετά πορώδες υλικό. Μεταμορφικές αντιδράσεις, που έχουν ως αποτέλεσμα την ανάπτυξη νέων ορυκτών, μπορούν να εξαφανίσουν τα σχήματα των κλαστικών κόκκων, αν και οι παράλληλες στρώσεις φυλλώσεων είναι δυνατόν να διατηρηθούν από την ευθυγραμμισμένη ανάπτυξη των νέων ορυκτών στα επίπεδα της στρώσης και έτσι είναι εύκολο να αναγνωριστούν, τουλάχιστον σε ορισμένους χαμηλής ποιότητας σχιστόλιθους και φυλλίτες (Moore & Geigle 1974, Morritt et al. 1982).

### Διαδικασίες θραύσης

Η παραμόρφωση που ελέγχεται από διαδικασίες θραύσης περιλαμβάνει το σχηματισμό εκτεταμένων ρηγμάτων και την σχετική κίνηση κατά μήκος των ρηγμάτων. Λεπτομέρειες των διαδικασιών θραύσης στην παραμόρφωση και οι διάφοροι μηχανισμοί θραύσης έχουν παρουσιαστεί από τους Knipe (1989, pp. 135–7) και Blenkinsop (2000).

### Όλκιμη παραμόρφωση

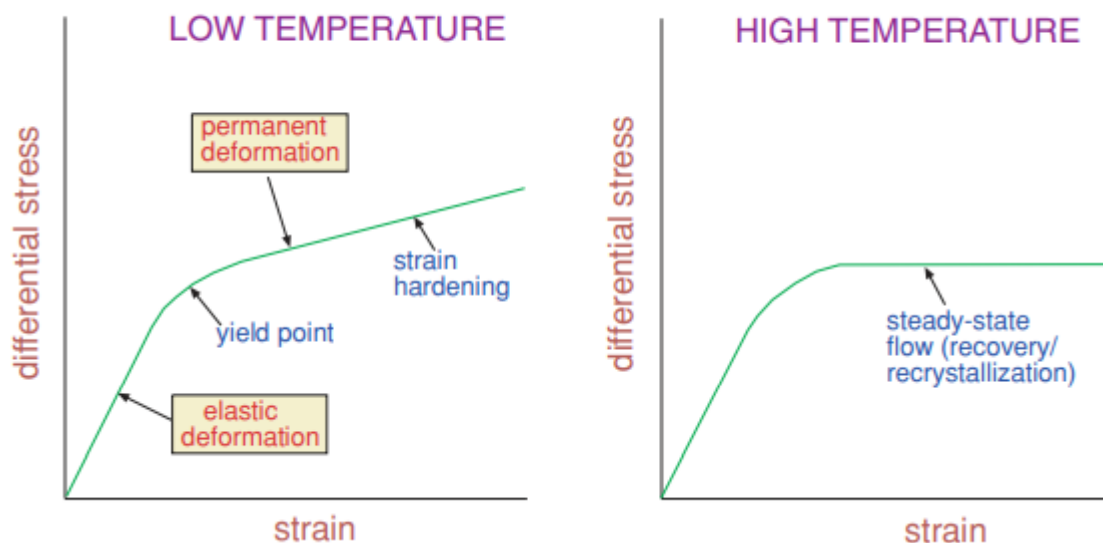
Όπως συνοψίζεται από τον Paterson (2001), η όλκιμη ροή των πετρωμάτων μπορεί να δημιουργηθεί με τους ακόλουθους τρεις κύριους μηχανισμούς: (1) αλλαγή του σχήματος των κόκκων μέσω κρυσταλλικής πλαστικότητας, η οποία αναφέρεται και ως ερπυσμός εκτοπίσεων, (2) αλλαγή του σχήματος των κόκκων με διάχυση, μέσα ή γύρω από τους κόκκους, που ονομάζεται ερπυσμός διάχυσης και (3) σχετική μετακίνηση των κόκκων, που αναφέρεται ως κοκκώδης ροή. Στην κοκκώδη ροή, προκειμένου να ελαχιστοποιηθεί ο σχηματισμός ρωγμών και κενών, οι κόκκοι πρέπει να αλλάξουν τοπικά το σχήμα τους με τους μηχανισμούς (1) ή (2), γεγονός που διακρίνει τον συγκεκριμένο μηχανισμό παραμόρφωσης από τον μηχανισμό τριβής ολίσθησης μεταξύ κόκκων και ορίων των κόκκων. Εκτός από αυτές τις τοπικές προσαρμογές, οι αρκετά μεγάλες παραμορφώσεις μπορούν να επιτευχθούν χωρίς αλλαγή του συνολικού σχήματος των κόκκων, όπως στην 'υπερπλαστική' ροή των πολύ λεπτόκκων αδρανών. Σε πειράματα που εξετάζουν την όλκιμη ροή των ορυκτών, μία αρχική ελαστική (ανακτιήσιμη) παραμόρφωση ακολουθείται (στο σημείο 'διαρροής') από μόνιμη (πλαστική) παραμόρφωση. Για την πλαστική ροή, ο ρυθμός παραμόρφωσης εξαρτάται από διάφορους παράγοντες, όπως την διαφορική τάση (η διαφορά μεταξύ της μέγιστης και της ελάχιστης θλιπτικής τάσης που ασκείται στο δείγμα ορυκτού ή πετρώματος), την ποσότητα της συσσωρευμένης παραμόρφωσης, τη θερμοκρασία, την πίεση του ρευστού, το μέγεθος των κόκκων, τη δραστηριότητα των χημικών συστατικών και την κατανομή των μικρών κόκκων άλλων ορυκτών.



### Κρυσταλλική πλαστικότητα (ερπυσμός εκτοπίσεων)

Η κρυσταλλική πλαστικότητα ( κρυσταλλική πλαστική ροή) είναι μόνιμη παραμόρφωση με μη κατακλαστική ροή (όλκιμη ροή), χωρίς απώλεια συνοχής στην κλίμακα των κόκκων. Η ροή περιλαμβάνει ολίσθηση και/ή κρυσταλλικές διδυμίες. Οι διαδικασίες αυτές επιτρέπουν σε έναν κόκκο να αλλάξει το σχήμα του, δίνοντας παράλληλα σε ένα μέρος του κρυστάλλου την δυνατότητα να υποστεί διάτμηση σε σχέση με ένα γειτονικό τμήμα (Hobbs et al., 1976).

Οι μικροδομικές ενδείξεις της πλαστικής παραμόρφωσης των κρυστάλλων περιλαμβάνουν ελάσματα παραμόρφωσης και κρυσταλλικές διδυμίες. Αυτές οι μικροδομές έχουν εξεταστεί πειραματικά. Οι μεμονωμένοι κόκκοι μπορούν να γίνουν αρκετά επιμήκεις, ή μπορεί να μετατραπούν σε εκτεταμένα συσσωματώματα πολύ μικρότερων νέων κόκκων που σχηματίζονται από ανακρυστάλλωση, κατά την διάρκεια της παραμόρφωσης. Οι μηχανισμοί της κρυσταλλικής πλαστικής ροής συνοψίζονται σε πολλά εγχειρίδια και άρθρα ανασκόπησης για την φυσική μεταλλουργία, την κεραμική και την παραμόρφωση ορυκτών (π.χ. Chalmers, 1959, Brophy et al., 1964, Hobbs et al., 1976, Nicolas & Poirier, 1976, Vernon, 1976, Barber, 1985, Poirier, 1985, Langdon, 1985, Gottstein & Mecking, 1985, Knipe, 1989 Barber & Meredith, 1990, Green, 1992).



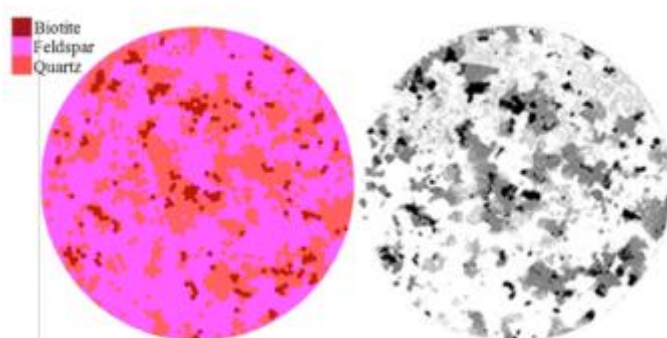
Σχήμα 3.6: Γενικές μορφές τυπικών καμπυλών τάσης-παραμόρφωσης για πειράματα με σταθερό ρυθμό παραμόρφωσης και θερμοκρασίας. Η διαφορική τάση είναι η διαφορά μεταξύ της μέγιστης και της ελάχιστης θλιπτικής τάσης που ασκείται στο δείγμα ορυκτού. Μία αρχική ελαστική (ανακτήσιμη) παραμόρφωση (στο σημείο διαρροής) ακολουθείται από μία μόνιμη (πλαστική) παραμόρφωση. Σε χαμηλότερες θερμοκρασίες, το ορυκτό γίνεται προοδευτικά πιο δύσκολο να παραμορφωθεί (σκλήρυνση λόγω παραμόρφωσης), λόγω της εμπλοκής των μετατοπίσεων. Αντίθετα, σε υψηλότερες θερμοκρασίες, η παραμόρφωση μπορεί να προχωρήσει σε σχετικά χαμηλή και περίπου σταθερή διαφορική τάση, λόγω της αποκατάστασης και/ή της ανακρυστάλλωσης που συνοδεύει την παραμόρφωση (Vernon, 2018).

#### **4. ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΜΙΚΡΟΔΟΜΗΣ ΤΟΥ ΠΕΤΡΩΜΑΤΟΣ ΜΕ ΣΚΟΠΟ ΤΗΝ ΠΡΟΒΛΕΨΗ ΤΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ ΤΟΥ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑΣ (VORONOI TESSELATION)**

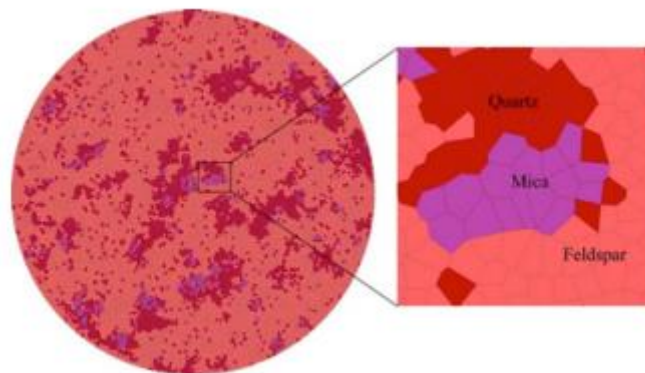
Στα προηγούμενα κεφάλαια διαπιστώθηκε ότι η μηχανική συμπεριφορά των πολυκρυσταλλικών πετρωμάτων εξαρτάται σημαντικά από τη μικροδομή τους. Παρατηρήθηκε επίσης ότι η μικροδομή, με τη σειρά της, χαρακτηρίζεται από το μέγεθος και το σχήμα των κόκκων, καθώς και από το μέγεθος και το σχήμα των πόρων. Επίσης, ο προσανατολισμός των κρυστάλλων, των κόκκων αλλά και των πόρων έχουν σημαντική επίδραση στη μηχανική συμπεριφορά των πετρωμάτων. Επιπλέον πρέπει να ληφθούν υπόψη η φυσική αντοχή και οι ιδιότητες της παραμόρφωσης των κόκκων, συμπεριλαμβανομένου του συνδετικού υλικού και των υφιστάμενων μικρορωγμών. Όλα αυτά τα στοιχεία μαζί καθορίζουν τις μακροσκοπικές σχέσεις τάσης-παραμόρφωσης, την εξέλιξη της βλάβης (damage evolution) και την συμπεριφορά αστοχίας. Οι αριθμητικές προσομοιώσεις σε επίπεδο μεγέθους κόκκων μπορούν να βοηθήσουν στην κατανόηση της πολύπλοκης συμπεριφοράς των πολυκρυσταλλικών πετρωμάτων και να ανιχνεύσουν ποια συστατικά έχουν σημαντική επίδραση στη συνολική μηχανική συμπεριφορά τους.

Αρχικά τρεις διαφορετικές προσεγγίσεις αναπτύχθηκαν για τη δημιουργία δισδιάστατων γεωμετρικών μοντέλων σε επίπεδο μεγέθους κόκκων:

- Γεωμετρική διάταξη μοντέλου για μοντέλα διακριτών στοιχείων με βάση την ψηφιακή επεξεργασία εικόνας των επιφανειών των πετρωμάτων, που βασίζονται στην ανάλυση λεπτών τομών (Σχ. 4.1),
- Γεωμετρική διάταξη μοντέλου για μοντέλα διακριτών στοιχείων με βάση τη στοχαστική αξιολόγηση της δομής του πετρώματος σε επίπεδο μεγέθους κόκκων,
- Εφαρμογή στοχαστικών μοντέλων κατανεμημένων μικρορωγμών σε μοντέλα διακριτών στοιχείων (Σχ. 4.2).



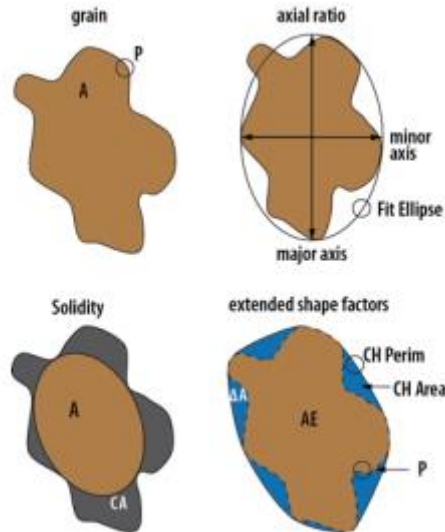
Σχήμα 4.1: Απεικόνιση της διάταξης του μοντέλου βασισμένου στην ψηφιακή εικόνα. Το δείγμα αποτελείται από κρυστάλλους βιοτίτη (biotite), αστρίου (feldspar) και χαλαζία (quartz). (αριστερά: αριθμητικό μοντέλο, δεξιά: εικόνα γκριζας κλίμακας), (Konietzky, 2016).



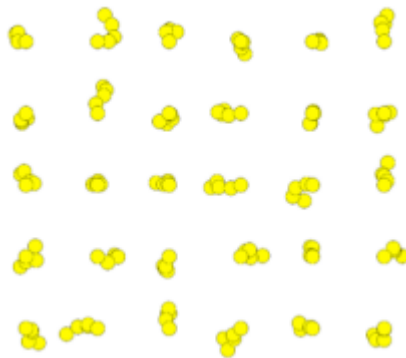
Σχήμα 4.2: Υπόδειγμα διάταξης μοντέλου σε πέτρωμα γρανίτη μέσω ψηφιοθέτησης (tesselation) Voronoi, με βάση τα συσσωματώματα χαλαζία, αστρίου και μαρμαρυγία, (Konietzky, 2016).

Μια εναλλακτική λύση στη ντετερμινιστική (αιτιοκρατική) προσέγγιση είναι μία αντίστοιχη στοχαστική. Στην περίπτωση αυτή, οι κόκκοι ή/και οι πόροι αναλύονται με βάση το μέγεθος τους, το σχήμα τους και τον προσανατολισμό τους. Με βάση αυτά τα δεδομένα λαμβάνονται αντίστοιχες συναρτήσεις κατανομής και συσχετίσεις. Οι πληροφορίες αυτές, τελικά χρησιμοποιούνται για τη δημιουργία στοχαστικών ισοδύναμων μοντέλων. Λόγω της στοχαστικής (τυχαίας) φύσης, ένας αυθαίρετος αριθμός ισοδύναμων ντετερμινιστικών μοντέλων μπορεί να δημιουργηθεί. Μία τέτοια διαδικασία επιτρέπει τον προσδιορισμό της ανθεκτικότητας (robustness) και της ευαισθησίας των μοντέλων. Στο Σχήμα 4.3 παρουσιάζεται ένα παράδειγμα σχήματος κόκκων και μεγέθους που προτάθηκε από τους Heilbronner και Barrett (2013). Με βάση αυτό το προτεινόμενο σχήμα, αναπτύχθηκε η παρακάτω διαδικασία.

Αρχικά, ένας πολύ μεγάλος αριθμός συσσωματωμάτων ή συστάδων δημιουργείται με πλήρως τυχαίο τρόπο με βάση έναν προκαθορισμένο αριθμό σφαιρών, όπως απεικονίζεται στο Σχήμα 4.4. Η διαφορετική επικάλυψη των σφαιρών υπό διαφορετικές γωνίες οδηγεί σε απερίοριστο αριθμό συσσωματωμάτων (ή συστάδων). Στη συνέχεια, οι παράμετροι σύμφωνα με τους Heilbronner και Barrett (2013), χρησιμοποιούνται για την ταξινόμηση όλων αυτών των συσσωματωμάτων (ή συστάδων). Στη συνέχεια, συγκρίνονται με τα σχήματα των κόκκων του πετρώματος και αυτά τα συσσωματώματα και οι συστάδες, αντίστοιχα, επιλέγονται ώστε να ταιριάζουν στην ταξινόμηση. Τέλος, προσαρμόζονται σε μέγεθος και τοποθετούνται στο πρότυπο δείγμα. Στη συνέχεια, είναι απαραίτητη η διόρθωση των όρων της κατάλληλης κατανομής του χώρου των πόρων.



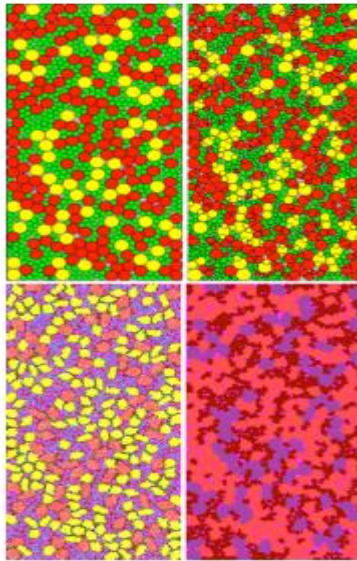
Σχήμα 4.3: Διαδικασία χαρακτηρισμού κόκκων που αναπτύχθηκε από τους Heilbronner και Barrett (2013) με σημείωση των αντίστοιχων παραμέτρων, (Konietzky, 2016).



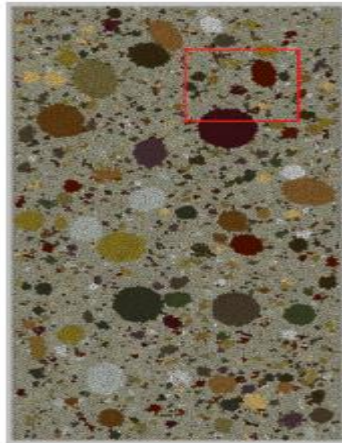
Σχήμα 4.4: Τυχαία δημιουργημένες συστάδες (συσσωματώματα) αποτελούμενες από πέντε σφαίρες η καθεμία, (Konietzky, 2016).

Το Σχήμα 4.5 απεικονίζει μια συγκεκριμένη διαδικασία, η οποία αρχίζει με την τοποθέτηση σφαιρών στο εσωτερικό του δείγματος σύμφωνα με τον αριθμό και το μέγεθος των κόκκων. Σε ένα δεύτερο βήμα, οι σφαίρες αντικαθίστανται από συσσωματώματα για την αντιγραφή του σχήματος των κόκκων σύμφωνα με την ανάλυση των πετρωμάτων. Τέλος, αυτή η διάταξη των σωματιδίων τοποθετείται σε μια δομή σώματος Voronoi με υψηλή ανάλυση που δίνει την τελική δομή των κόκκων. Στα μαθηματικά, ένα διάγραμμα Voronoi (Voronoi Tessellation / Μέθοδος Ψηφιοθέτησης Voronoi) αποτελεί τη διαίρεση ενός επιπέδου σε περιοχές πολύ κοντά σε ένα δεδομένο σύνολο αντικειμένων. Στην απλούστερη περίπτωση, αυτά τα αντικείμενα είναι ένας πεπερασμένος αριθμός σημείων στο επίπεδο (που ονομάζονται σπόροι/seeds). Για κάθε σπόρο υπάρχει μια αντίστοιχη περιοχή, που ονομάζεται κύτταρο Voronoi, η οποία αποτελείται από όλα τα σημεία του επιπέδου που βρίσκονται πιο κοντά σε αυτόν τον σπόρο από οποιοδήποτε άλλο σπόρο.



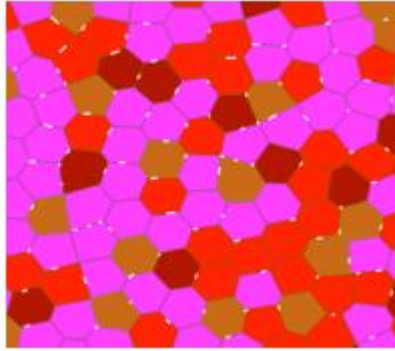


Σχήμα 4.5: Ειδική διαδικασία για την εγκατάσταση μοντέλου DEM με βάση τη ψηφιοποίηση Voronoi σε τέσσερα βήματα, όπως εξηγείται στο κείμενο, (Konietzky, 2016).



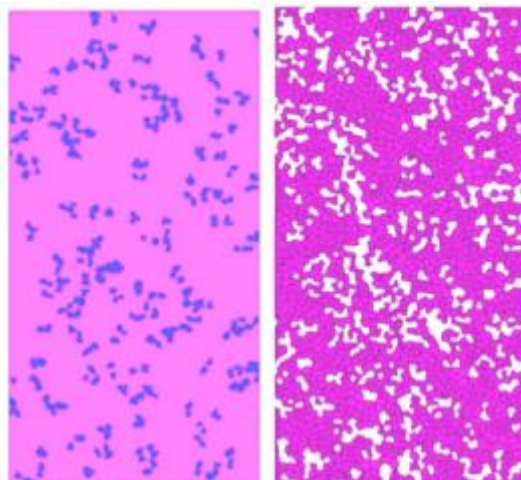
Σχήμα 4.6: Μοντέλο με βάση τη σφαίρα με συστάδες που αντιπροσωπεύουν τους κόκκους, (Groh et al. 2011).

Το Σχήμα 4.6 τεκμηριώνει μια προσέγγιση βασισμένη σε σωματίδια με συστάδες. Σε αυτή την περίπτωση, το δείγμα γεμίζει πρώτα με σφαίρες. Σε μία δεύτερη φάση, ελλειψοειδή (2D) ή ελλειψοειδή (3D) ανάλογα με τις επιθυμητές συναρτήσεις κατανομής του μεγέθους και του σχήματος των κόκκων τοποθετούνται στο εσωτερικό του δείγματος με τυχαίο τρόπο. Όλες οι σφαίρες εντός μιας έλλειψης/ελλειψοειδούς συνδέθηκαν και σχηματίζουν έναν κόκκο. Στο Σχήμα 4.7 παρουσιάζεται μια περαιτέρω προσέγγιση, η οποία εξετάζει πέρα από τη δομή των κόκκων και μικρορωγμές με διαφορετικό προσανατολισμό και μήκος σε ορισμένα σημεία κατά μήκος των άκρων των σωμάτων Voronoi.



Σχήμα 4.7: Δομή κόκκων με βάση τη ψηφιοθέτηση Voronoi με τυχαία τοποθετημένες μικρορωγμές (λευκό χρώμα), (Konietsky, 2016).

Στο Σχήμα 4.8 παρουσιάζονται δύο μοντέλα με έμφαση στο πορώδες. Είναι αξιοσημείωτο, ότι υπό θλιπτική φόρτιση τα μοντέλα αυτά με υψηλό πορώδες παρουσιάζουν πολύ υψηλές συγκεντρώσεις τάσεων και ισχυρές δυνάμεις. Στην περίπτωση αυτή η εσωτερική δομή είναι επίσης υπεύθυνη για το ισχυρό τοπικό εφελκυστικό πεδίο τάσεων, ακόμη και αν η εξωτερική φόρτιση είναι θλιπτική. Το σχήμα, το μέγεθος και ο προσανατολισμός των πόρων έχει επίσης έντονη επίδραση στις ποροελαστικές σταθερές, όπως ο συντελεστής Biot (Tan & Konietsky 2014). Όλες αυτές οι διαφορετικές διαδικασίες μπορούν επίσης να συνδυαστούν για τη δημιουργία εξελιγμένων μοντέλων που λαμβάνουν υπόψη τις πολύπλοκες μικροδομές των γεωυλικών. Η εκτεταμένη βαθμονόμηση των παραμέτρων του μοντέλου είναι απαραίτητη. Αυτό μπορεί να γίνει με αντίστροφη βελτιστοποίηση βάσει διαφόρων εργαστηριακών δοκιμών σε συνδυασμό με πρόσθετες μετρήσεις ή με χρήση ήδη διαθέσιμων δεδομένων για τα ορυκτά και τους κόκκους, αντίστοιχα. Η βαθμονόμηση θα πρέπει να περιλαμβάνει αρκετά διαφορετικές καταστάσεις φόρτισης και να περιλαμβάνει τόσο την ανάλυση του μοτίβου θραύσης όσο και τις μακροσκοπικές σχέσεις τάσης-παραμόρφωσης. Επίσης, θα πρέπει να λαμβάνεται υπόψη, ότι πολλές παράμετροι, όπως ο υπολογισμός της έντασης της τάσης (stress intensity), εξαρτώνται από το κρυσταλλικό πλέγμα.



Σχήμα 4.8: Δοκίμια χαμηλού και υψηλού πορώδους με τυχαία δημιουργημένους πόρους, (Konietsky, 2016).

## ΔΙΣΔΙΑΣΤΑΤΕΣ ΧΡΟΝΟΕΞΑΡΤΩΜΕΝΕΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ

Τα μοντέλα που περιγράφηκαν παραπάνω μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την προσομοίωση χρονικά ανεξάρτητης και χρονικά εξαρτώμενης συμπεριφοράς. Εάν ληφθεί υπόψη η υποκρίσιμη ανάπτυξη ρωγμών, τότε μπορεί να προβλεφτεί η διάρκεια ζωής και να διερευνηθεί η χρονικά εξαρτώμενη εξέλιξη της θραύσης. Οι προσεγγίσεις που βασίζονται σε ασυνέχειες θεωρούν ότι η διάδοση της ρωγμής θα γίνει κατά μήκος των ορίων διακριτών στοιχείων. Στην περίπτωση ανάπτυξης μιας υποκρίσιμης ρωγμής (subcritical crack growth), η εξίσωση που περιγράφει την μείωση της αντοχής για κάθε στοιχείο και μικρορωγμή (i), αντίστοιχα, με βάση και την εξίσωση Charles εκφράζεται ως εξής:

$$\frac{dJ_i^P}{dt} = -\lambda_i^P \left[ A_I \left( \frac{K_{II}}{K_{IC}} \right)^{n_I} + A_{II} \left( \frac{K_{III}}{K_{IIIC}} \right)^{n_{II}} \right] \quad (4.1)$$

όπου,

- $J^P$  είναι η παράμετρος αντοχής  $p$  (π.χ. συνοχή, εφελκυστική αντοχή, συντελεστής τριβής κ.λπ.),
- $\lambda^P$  είναι μια σταθερά υποβάθμισης και,
- $A_I$  και  $A_{II}$  είναι συντελεστές που σχετίζονται με την εφελκυστική και διατμητική θραύση.
- $K_{II}$ ,  $K_{IC}$ ,  $K_{III}$  και  $K_{IIIC}$  είναι συντελεστές έντασης της τάσης (stress intensity factors).

Η προσέγγιση Charles-Hillig δεν υποθέτει την ύπαρξη διακριτών μικρορωγμών, αλλά περιγράφει μια χρονικά εξαρτώμενη αποδυνάμωση των επαφών μεταξύ των κόκκων και περιγράφεται από την ακόλουθη εξίσωση:

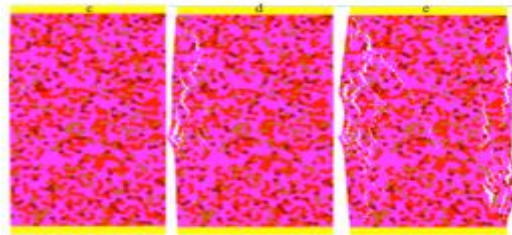
$$\frac{dJ_i^P}{dt} = - \left( \lambda_i^P v_0 e^{-u/RT} \right) e^{V\sigma_i/RT} \quad (4.2)$$

όπου,

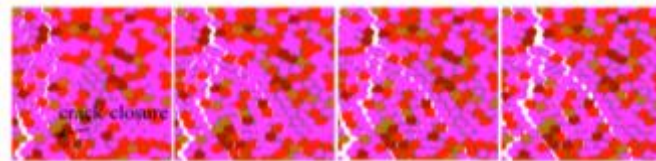
- $V$  είναι ο μοριακός όγκος και,
- $\sigma_i$  είναι, είτε η ορθή, είτε η διατμητική τάση ανάλογα με τον εξεταζόμενο τρόπο θραύσης,
- $u$  είναι η ενέργεια ενεργοποίησης (activation energy),
- $v_0$  είναι σταθερά του υλικού,
- $R$  είναι η παγκόσμια σταθερά του Boltzmann και
- $T$  είναι η απόλυτη θερμοκρασία σε μονάδες Kelvin.

Το Σχήμα 4.9 δείχνει τα διάφορα στάδια θραύσης ως συνάρτηση του χρόνου για ένα δοκίμιο γρανίτη υπό μονοαξονική θλιπτική φόρτιση και το Σχήμα 4.10 δείχνει το μοτίβο θραύσης με περισσότερες λεπτομέρειες σε ένα μεγεθυμένο παράθυρο του δείγματος για

διάφορα χρονικά σημεία. Η διάδοση της ρωγμής και το άνοιγμα της θραύσης είναι εμφανώς ορατά.



Σχήμα 4.9: Μοτίβο θραύσης του δοκίμιου γρανίτη υπό σταθερή μονοαξονική θλιπτική φόρτιση, (Chen & Konietzky 2014).

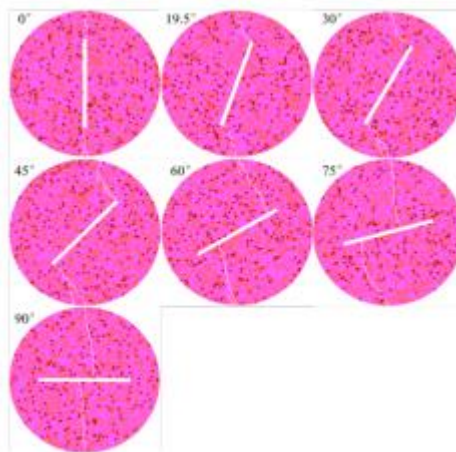


Σχήμα 4.10: Λεπτομερής προβολή της εξέλιξης της θραύσης, (Konietzky, 2016).

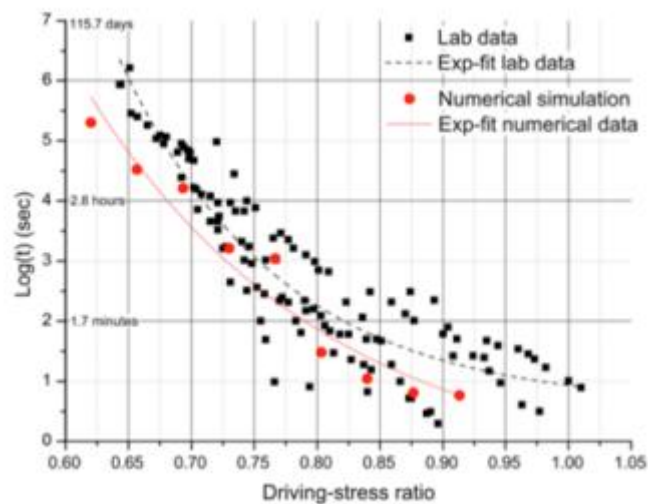
Το Σχήμα 4.11 δείχνει το μοτίβο θραύσης γρανιτικών δειγμάτων (δίσκοι) με σχισμές (διαμορφωμένες ρωγμές) σε δοκιμές έμμεσου εφελκυσμού (βραζιλιανικές δοκιμές/ brazilian tests). Ο διαφορετικός προσανατολισμός της ρωγμής από την κατεύθυνση της μονοαξονικής θλίψης οδηγεί σε αρκετά διαφορετικά μοτίβα θραύσης που περιλαμβάνουν καθαρή εφελκυστική αστοχία και μεικτή αστοχία που περιλαμβάνει διάδοση ρωγμών με πτερύγια. Στο Σχήμα 4.12 παρουσιάζονται τα αντίστοιχα αριθμητικά προσομοιώματα που βασίζονται στην προσέγγιση διακριτών στοιχείων σε επίπεδο μεγέθους κόκκου. Η διαδικασία αυτή επεκτάθηκε με την ενσωμάτωση της χρονικά εξαρτώμενης μοντελοποίησης αστοχίας όπως εξηγήθηκε παραπάνω για την πρόβλεψη της διάρκειας ζωής δείγματος ορυκτού άλατος, όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.13. Πιο λεπτομερείς εξηγήσεις δίνονται από τους Chen et al. (2014, 2015, 2016).



Σχήμα 4.11: Παρατηρούμενο μοτίβο θραύσης σε δίσκους πετρώματος με ρωγμή που δοκιμάστηκαν σε μονοαξονική θλίψη, αλλά με διαφορετικό προσανατολισμό (δοκιμές έμμεσου εφελκυσμού), (Konietzky, 2016).



Σχήμα 4.12: Προσομοιωμένο μοτίβο θραύσης σε δίσκους πετρώματος με ρωγμή, που δοκιμάστηκαν σε μονοαξονική θλίψη, αλλά με διαφορετικό προσανατολισμό (δοκιμές έμμεσου εφελκυσμού), (Konietzky, 2016).



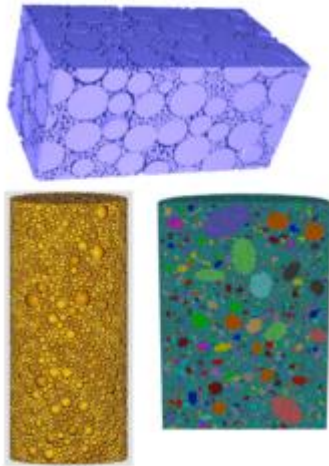
Σχήμα 4.13: Διάρκεια ζωής δείγματος ορυκτού άλατος σε σχέση με τον λόγο καταπόνησης-μετάδοσης: αποτελέσματα εργαστηριακών δοκιμών από Lajtai & Bielus (1986) και αποτελέσματα προσομοίωσης από Chen & Konietzky (2014), (Konietzky, 2016).

### **ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗ ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ ΚΑΙ ΔΟΜΙΚΟΣ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΜΟΣ**

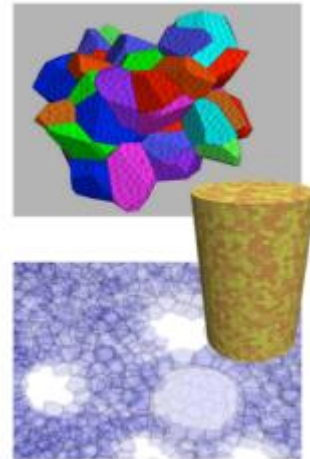
Η αύξηση της ισχύος των υπολογιστικών συστημάτων τις τελευταίες δεκαετίες, συμπεριλαμβανομένης της παράλληλης επεξεργασίας επιτρέπει την πραγματοποίηση τρισδιάστατων (3D) προσομοιώσεων. Έτσι, οι παραπάνω αναφερόμενες τεχνικές για τη δημιουργία μοντέλων με βάση τους κόκκους επεκτάθηκαν και στην τρίτη διάσταση.



Ενδεικτικά, τα Σχήματα 4.14 και 4.15 παρουσιάζουν ορισμένα τρισδιάστατα μοντέλα DEM. Για τη δημιουργία μοντέλων με βάση τη ψηφιοποίηση Voronoi, αναπτύχθηκε μια ενδιαφέρουσα τεχνική, η οποία ξεκινά με πακέτα σφαιρικών αντικειμένων (διαδικασία σταθμισμένων σημείων), ακολουθούμενη από την κατασκευή σωμάτων Voronoi γύρω από αυτά τα σημεία (σφαίρες).

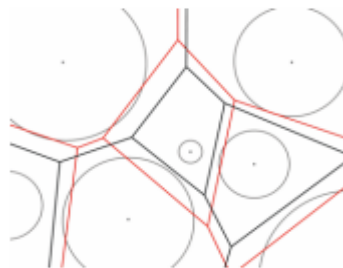


Σχήμα 4.14: Τρισδιάστατα μοντέλα βασισμένα σε σφαιρικά στοιχεία, (Konietzky, 2016).

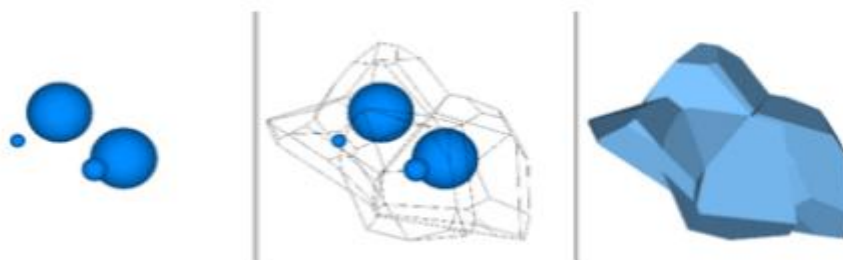


Σχήμα 4.15: Τρισδιάστατα μοντέλα βασισμένα σε πολυεδρικά στοιχεία, (Konietzky, 2016).

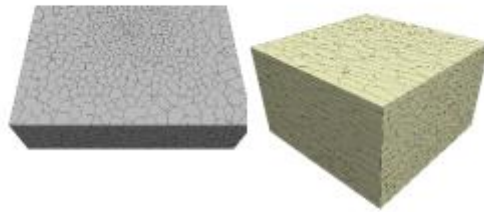
Τα Σχήματα 4.16 και 4.17 απεικονίζουν την κύρια διαδικασία για την κατασκευή τέτοιων σωμάτων Voronoi. Με βάση το χειρισμό των δεδομένων εισόδου μπορούν να δημιουργηθούν ανομοιογενείς και ανισοτροπικές δομές Voronoi όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.18.



Σχήμα 4.16: Διάγραμμα Voronoi με αποσύνθεση Laguerre (σε δύο διαστάσεις 2D), (Konietzky, 2016).

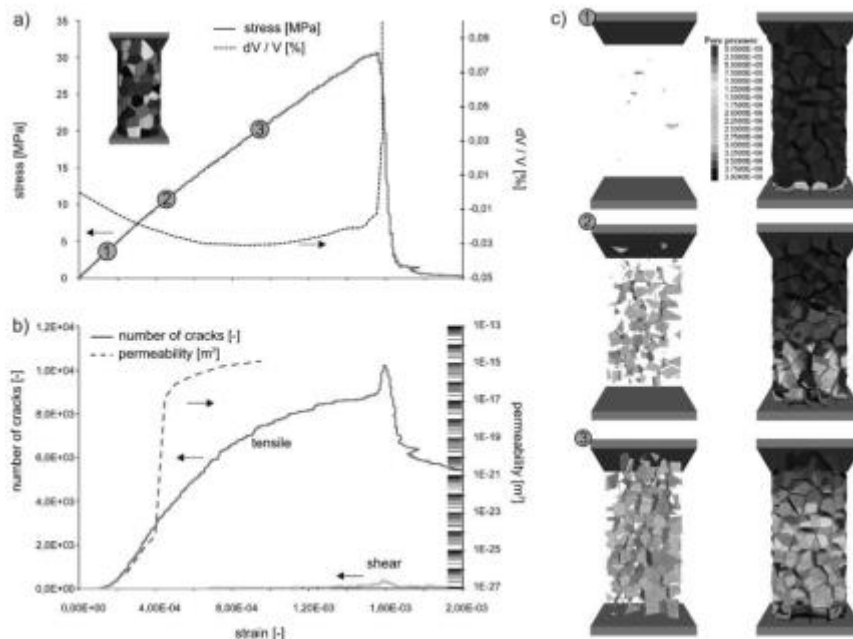


Σχήμα 4.17: Διάγραμμα Voronoi με αποσύνθεση Laguerre (σε τρεις διαστάσεις 3D), (Konietzky, 2016).



Σχήμα 4.18: Σώματα Voronoi με ανομοιογενή (αριστερά) και ανισότροπη (δεξιά) δομή, (Konietzky, 2016).

Η εμπειρία έχει δείξει, ότι η λεπτομερής μικροδομή έχει πολύ μεγάλη επίδραση στην αντοχή και την παραμορφωσιμότητα των υλικού. Συνήθως, γενικές ιδιότητες όπως η πυκνότητα και το πορώδες δεν επαρκούν για να χαρακτηρίσουν το υλικό. Στην περίπτωση των μοντέλων που βασίζονται σε σφαίρες, πολύπλοκες συναρτήσεις που εξετάζουν γραμμικές και σφαιρικές συναρτήσεις κατανομής στοιχείων, συναρτήσεις συσχέτισης ζεύγους ή συνάρτηση Ripley's K, είναι χρήσιμα εργαλεία για την εξήγηση των διαφορών στην μηχανική συμπεριφορά των υλικών (Wagner et al. 2010).



Σχήμα 4.19: Διαγράμματα μεταβολής της τάσης, της ογκομετρικής παραμόρφωσης, της διαπερατότητας και του αριθμού των μικρορωγμών (βλάβη) συναρτήσει της κατακόρυφης ανηγμένης παραμόρφωσης για ένα δοκίμιο ορυκτού άλατος υπό μονοαξονική θλίψη με τη χρήση ενός τρισδιάστατου μοντέλου Voronoi, (Wagner et al. 2012).

Για παράδειγμα, το Σχήμα 4.19 απεικονίζει την πολύπλοκη υδρομηχανική συμπεριφορά ενός χονδρόκοκκου δοκίμιου ορυκτού άλατος υπό μονοαξονική θλίψη. Το διάγραμμα 4.19a δείχνει τη μεταβολή της κατακόρυφης τάσης και της ογκομετρικής παραμόρφωσης,

αντίστοιχα σε σχέση με την κατακόρυφη ανηγμένη παραμόρφωση. Η καμπύλη ογκομετρικής παραμόρφωσης δείχνει την ογκομετρική συμπίεση στην αρχή, ακολουθούμενη από διαστολή που προκαλείται από την αυξανόμενη μικρορωγμάτωση σε μεταγενέστερο στάδιο. Το διάγραμμα 4.19b δείχνει την εξέλιξη της βλάβης (αριθμός μικρορωγμών) και της διαπερατότητας, αντίστοιχα σε σχέση με την κατακόρυφη ανηγμένη παραμόρφωση. Στο σχήμα 4.19c αποτυπώνεται το πρότυπο θραύσης με τη μορφή ανάπτυξης των μικρορωγμών που παρουσιάζονται για 3 διαφορετικά στάδια (αριστερή στήλη) παράλληλα με την κατανομή της υδραυλικής πίεσης στο εσωτερικό του δείγματος (δεξιά στήλη).

Ανάλογα με τον τρόπο μοντελοποίησης, την κλίμακα και το είδος του πετρώματος (π.χ. Konietzky et al. 2009- Li & Konietzky 2014, 2015), οι προσεγγίσεις είναι κατάλληλες για την προσομοίωση χρονικά εξαρτώμενων ή χρονικά ανεξάρτητων βλαβών (αναφέρονται στον αριθμό των δημιουργούμενων μικρορωγμών) που αναπτύσσονται στα πετρώματα σε επίπεδο μεγέθους κόκκων. Η μοντελοποίηση αποκαλύπτει, ότι η κατανομή του μεγέθους των κόκκων, η κατανομή του σχήματος των κόκκων, η κατανομή του προσανατολισμού των κόκκων, καθώς και η περιεκτικότητα σε ανόργανα συστατικά και σε συνδετικό υλικό μεταξύ των κόκκων παίζουν σημαντικό ρόλο για τη διάρκεια ζωής δοκιμίου ορυκτού άλατος υπό μονοαξονική θλίψη και την μηχανική συμπεριφορά του πετρώματος. Το ίδιο ισχύει και για τις μικρορωγμές και τους πόρους, αντίστοιχα. Ειδικότερα, τα βασισμένα σε διακριτά στοιχεία μικρομηχανικά μοντέλα με τη χρήση σωμάτων Voronoi ή συστάδων, που βασίζονται σε σφαίρες, είναι πολύ υποσχόμενα για να εξετάσουν τη μικρομηχανική δομή με σαφή και κατανοητό τρόπο. Και οι δύο τύποι θραύσης, η ενδοκοκκική όσο και η διακοκκική, μπορούν να μοντελοποιηθούν χρησιμοποιώντας την τεχνική της ψηφιοποίησης Voronoi. Η χρήση στρατηγικών μοντελοποίησης, οι οποίες λαμβάνουν υπόψη τους κόκκους, τους πόρους και τις μικρορωγμές με σαφή τρόπο ώστε να αποφεύγονται οι περίπλοκες καταστατικές σχέσεις, μειώνουν τον αριθμό των παραμέτρων του μοντέλου. Από την άλλη πλευρά, επιτρέπουν την εφαρμογή θεμελιώδων φυσικών σχέσεων για την περιγραφή πολύπλοκων συμπεριφορών υλικών, όπως εξηγείται για παράδειγμα από τους Stahl & Konietzky (2011) για υλικό από θρυμματισμένο βράχο. Νέες μαθηματικές προσεγγίσεις που λαμβάνουν υπόψη το εσωτερικό περιβάλλον της δομής των πετρωμάτων αποτελούν μελλοντικά εργαλεία έρευνας για την ερμηνεία της μηχανικής συμπεριφορά των βραχωδών υλικών σε μικροκλίμακα.



## ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στο πλαίσιο της εργασίας αυτής, περιγράφηκε και παρουσιάστηκε η επίδραση της μικροδομής πολυκρυσταλλικών πετρωμάτων στις μηχανικές τους ιδιότητες. Τα πολυκρυσταλλικά πετρώματα που συναντώνται στη φύση χαρακτηρίζονται από αρκετές ατέλειες στην δομή τους. Ασυνέχεια, ετερογένεια και ανισοτροπία είναι μερικές από τις έννοιες που περιγράφουν ακριβώς την μικροδομή των πετρωμάτων. Αναδεικνύεται η σημαντική επίδραση της ορυκτολογίας και της μικροδομής- όπου μικροδομή χαρακτηρίζεται το μέγεθος των κόκκων, το σχήμα και τα όρια των κόκκων, ο προσανατολισμός και η χωρική κατανομή των κρυστάλλων των ορυκτών, το πορώδες και οι μικρορωγμές- στη μηχανική συμπεριφορά ενός πετρώματος.

Τα πετρώματα παραμορφώνονται μέσω διαδικασιών που διαρκούν πολλά χρόνια. Αποτέλεσμα αυτής της διαδικασίας είναι η δημιουργία της μικροδομής των πετρωμάτων. Οι παράγοντες που δημιουργούν τις συνθήκες για την διαμόρφωση της μικροδομής ενός πετρώματος είναι αρκετοί. Η ορυκτολογία, η θερμοκρασία του περιβάλλοντος, οι τάσεις που αναπτύσσονται εσωτερικά και εξωτερικά του πετρώματος αλλά και η πίεση των ρευστών των πόρων είναι μερικοί από αυτούς. Μέσα από αρκετές διαδικασίες, οι οποίες αναλύθηκαν στο κύριο μέρος της εργασίας (όπως είναι η κατακλαστική ροή, η ενδοκρυσταλλική παραμόρφωση, η ανακρυστάλλωση κ.ά.) παραμορφώνεται η δομή του πετρώματος, διαφοροποιείται ο ιστός και δημιουργούνται αρκετά είδη μικροδομής.

Ένα από αυτά, οι μικρορωγμές, έχουν την τάση να επιταχύνουν ενδεχόμενη διαδικασία ρηγμάτωσης ενός πετρώματος, διότι μειώνουν αισθητά την διατμητική αντοχή του. Υπάρχουν τρία είδη μικρορωγμών, οι ενδοκρυσταλλικές, οι διακρυσταλλικές και οι μικρορωγμές που διαδίδονται στα όρια των κρυστάλλων. Ανάλογα με την μικροδομή του πετρώματος αλλά και τον μηχανισμό ανάπτυξης μικρορωγμών δημιουργείται η εκάστοτε μικρορωγή. Μερικοί από τους παράγοντες σχηματισμού των μικρορωγμών είναι η ένωση σημείων επαφής μεταξύ γειτονικών κρυστάλλων, η ανάπτυξη των εφελκυστικών τάσεων στο επίπεδο των ατελειών, η διαφορά των μέτρων ελαστικότητας των δύο υλικών που βρίσκονται σε επαφή, η ασυμβατότητα των τάσεων μεταξύ της περιοχής πλαστικής παραμόρφωσης και της παρακείμενης απαραμόρφωτης περιοχής.

Επιπλέον, η δημιουργία και η ύπαρξη μικρορηγμάτων και μικροσχισμών παίζουν σημαντικό ρόλο στην κατανομή των τάσεων μέσα στο πέτρωμα αλλά και στην διαδικασία αστοχίας τους. Τα μικρορήγματα δημιουργούνται από κατακλάσεις και αποτελούν διατμητικές μικροθραύσεις. Οι μικροσχιχμές, οι οποίες αποτελούν ένα μέρος του πορώδους, μπορούν να σχηματισθούν κατά τον χρόνο απόθεσης ή αμέσως μετά την αλλαγή στην χημική σύσταση των αλάτων του περιβάλλοντος απόθεσης. Ακόμη, σχηματίζονται λόγω φυσικοχημικών αλλαγών που προκαλούνται από το υπόγειο νερό, τη διάβρωση ή την ιοντική ανταλλαγή. Τέλος, διαδικασίες όπως η αποξήρανση ή η αποφόρτιση που οφείλεται σε διάβρωση των ανωτέρων οριζόντων δημιουργούν μικροσχισμές. Το μικροπορώδες, οι φυλλώσεις και οι γραμμώσεις είναι κάποια από τα είδη της μικροδομής που επηρεάζουν σημαντικά την αντοχή του πετρώματος.

Στην περίπτωση θεμελίωσης τεχνικών έργων σε πολυκρυσταλλικά πετρώματα, η παρουσία δομικών ασυνεχειών έχει ως αποτέλεσμα τη μείωση της αντοχής της βραχόμαζας, σε σχέση με εκείνη του άρρηκτου πετρώματος και ταυτόχρονα την αύξηση της παραμορφωσιμότητας της. Τις περισσότερες φορές, πολύωροφα κτίρια, γέφυρες και φράγματα, θεμελιώνονται σε ασυνεχείς και ετερογενείς βραχόμαζες, οι οποίες περιέχουν πάσης φύσης -μικροασυνέχειες, οι οποίες όταν βρεθούν κάτω από υψηλές τάσεις συνενώνονται και δημιουργούν- ασυνέχεις όπως διακλάσεις, επίπεδα διάστρωσης, ακόμη και ρηξιγενείς ζώνες. Όπως είναι λογικό, η εκτίμηση τόσο της φέρουσας ικανότητας, όσο και της παραμορφωσιμότητας της βραχόμαζας γίνεται συντηρητικά, ενώ υιοθετούνται και σημαντικά υψηλότεροι συντελεστές ασφάλειας σε σχέση με άλλες γεωτεχνικές κατασκευές. Όταν το πέτρωμα είναι ισχυρό, είναι σε θέση να υποστηρίξει αρκετά μεγάλα φορτία. Η παρουσία όμως επίπεδων ασυνεχειών, με χαμηλή αντοχή και δυσμενή προσανατολισμό, δυσχεραίνει την ευστάθεια της θεμελίωσης, ακόμη και σε ένα κατά τα άλλα ισχυρό πέτρωμα. Σε ορισμένες περιπτώσεις, οι κίνδυνοι για την θεμελίωση μπορεί να προέρχονται από τη φύση του ίδιου του πετρώματος και όχι από την ύπαρξη των ασυνεχειών που περιέχει στη μάζα του.

Όλες τις παραπάνω πληροφορίες πρέπει να τις γνωρίζει ένας μηχανικός ώστε να είναι σε θέση να προχωρήσει στην κατασκευή ενός έργου. Και εδώ έγκειται και η χρησιμότητα της έγκαιρης αναγνώρισης και ενδελεχούς διερεύνησης και μελέτης του γεωλογικού περιβάλλοντος. Τα πετρώματα χαρακτηρίζονται ως υλικά με αρκετά ασυνήθιστες ιδιότητες, τα οποία παρουσιάζουν έντονες διαφοροποιήσεις τόσο στη συνέχειά τους όσο και στην ομοιογένειά τους. Για παράδειγμα, για την θεμελίωση μεγάλων τεχνικών έργων, η καθίζηση στη στατική μελέτη της κατασκευής πρέπει να προσδιοριστεί από εργαστηριακές δοκιμές. Ως επί το πλείστον, τα έργα ενός πολιτικού μηχανικού συνδέονται άρρηκτα με το γεωλογικό περιβάλλον που αποτελεί τον χώρο στο οποίο θα βρίσκεται η κατασκευή. Για αυτόν ακριβώς τον λόγο, είναι αρκετά σημαντικός ο συνυπολογισμός των γεωκινδύνων που ενέχει η περιοχή της μελέτης αλλά και η εκτίμηση των επιπτώσεων τους.

Τα τελευταία χρόνια γίνεται μία προσπάθεια, από την επιστημονική κοινότητα, μοντελοποίησης της μικροδομής των πολυκρυσταλλικών πετρωμάτων με σκοπό την πρόβλεψη της μηχανικής τους συμπεριφοράς (Μέθοδος Ψηφιοθέτησης Voronoi / Voronoi Tessellation). Ειδικότερα, μέσα από αυτήν την προσπάθεια, αποκαλύπτεται ότι η κατανομή του μεγέθους των κόκκων, η κατανομή του σχήματος των κόκκων, η κατανομή του προσανατολισμού των κόκκων καθώς και η περιεκτικότητα σε ανόργανα συστατικά παίζουν σημαντικό ρόλο στην διάρκεια ζωής ενός πετρώματος δηλ. επηρεάζεται έντονα η μηχανική τους συμπεριφορά. Πιο συγκεκριμένα, τα βασισμένα σε διακριτά στοιχεία μικρομηχανικά μοντέλα με τη χρήση σωμάτων Voronoi ή συστάδων που βασίζονται σε σφαίρες δημιουργούν προσδοκίες στους επιστήμονες ότι θα μπορέσουν να καταλήξουν σε ένα μοντέλο το οποίο δεν θα διαφέρει και πολύ από την πραγματικότητα. Τέλος, η ίδια προσπάθεια θα μπορούσε να πραγματοποιηθεί και για άλλα είδη γεωυλικών (μέσω των κατάλληλων λογισμικών) αλλά και για άλλα υλικά τα οποία χρησιμοποιεί ευρέως ένας πολιτικός μηχανικός, όπως είναι το σκυρόδεμα.

## **ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ**

### Ελληνική

- Z. Αγιουτάντης, Στοιχεία Γεωμηχανικής, Εκδόσεις Ίων (2002).
- Αιμ. Κωμοδρόμος, Θεμελιώσεις - Αντιστηρίξεις, Εκδόσεις Κλειδάριθμος (2019).
- Π. Νομικός, Εισαγωγή στη Μηχανική των Πετρωμάτων, (2015).
- Δ.Ι. Παπανικολάου, Κεφάλαια Μικροτεκτονικής, Αθήνα, (1986).

### Ξενόγλωσση

- Adams, A.E., MacKenzie, W.S. & Guilford, C. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Longman Scientific & Technical. Copublished in the United States, (1984).
- M. Alneasan, Mahmoud Behnia. An experimental investigation on tensile fracturing of brittle rocks by considering the effect of grain size and mineralogical composition. International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences 137, 104570, (2021).
- Baynes, E.J., Dearman, W.R. Scanning electron microscope studies of weathered rocks : A review of Nomenclature and Methods. Bull. Int. Ass. Eng. Geol (1978).
- T. Blenkinsop, Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks, (2000).
- Bonvik, A.M., C.E. Couch and S.B. Gershwin, A Comparison of Production-Line Control Mechanisms, International Journal of Production Research, (1997).
- G. J. Borradaile, M. B. Bayly & C. McA. Powell, Atlas of Deformational and metamorphic Rock Fabrics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, (1982).
- Bowen, N.L., The evolution of igneous rocks, (1928).
- Canadian Geotechnical Society, Canadian Foundation Engineering Manual, Canada, (2006).
- G. H. Davis & S. J. Reynolds. Structural Geology of Rocks and Regions, John Wiley & Sons, Inc., (1996).
- Dawn E. Janney and Hans-Rudolf Wenk. Some typical microstructures in deformed rocks. Material Science and Engineering, A175, 201-208, (1994).
- J. Fu, Shaoqing Cui, Song Cen, Chenfeng Li. Statistical characterization and reconstruction of heterogeneous microstructures using deep neural network. Comput. Methods Appl. Mech. Engrg. 373, 113516, (2021).

- Goodman, R.E., Introduction to Rock Mechanics, 3rd Ed., John Wiley, (1989).
- L. Griffiths, Michael J. Heap, Patrick Baud, Jean Schmittbuhl. Quantification of Microcrack Characteristics and Implications for Stiffness and Strength of Granite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* (2017).
- Guang Liu, Ming Cai, Ming Huang. Mechanical properties of brittle rock governed by micro-geometric heterogeneity. *Computers and Geotechnics* 104, 358-372, (2018).
- Guang-Yu Liu, Wen-Jie Xu, Nicolin Govender, Daniel N. Wilke. Simulation of rock fracture process based on GPU-accelerated discrete element method. *Powder Technology* 377, 640-656, (2021).
- A. Hemmati, Mohammad Ghafoori, Hassan Moomivand, Gholam Reza Lashkaripour. The effect of mineralogy and textural characteristics on the strength of crystalline igneous rocks using image-based textural quantification. *Engineering Geology* 266, 105467, (2020).
- M. W. Higgins. Cataclastic Rocks. *Geol. Surv. Profession. Paper 687*. USA Gov. Print. Office, Washington, (1971).
- Li Huamin, Li Huigui, Wang Kailin, Liu Chuang. Effect of rock composition microstructure and pore characteristics on its rock mechanics properties. *International Journal of Mining Science and Technology* 28, 303-308, (2018).
- H. Konietzky. *Micro-mechanical rock models* (2016).
- R. Lei, Zhenyu Zhang, Filippo Berto, P.G. Ranjith, Chengpeng Zhang. Strain localization and cracking behavior of sandstone with two gypsum-infilled parallel flaws. *Theoretical and Applied Fracture Mechanics* 112, 102873, (2021).
- J.E. Lindqvist, U. Akesson, K. Malaga. Microstructure and functional properties of rock materials. *Materials Characterization* 58, 1183-1188, (2007).
- N. Mansard, Holger Stunitz, Hugues Raimbourg, Jacques Precigout. The role of deformation-reaction interactions to localize strain in polymineralic rocks: Insights from experimentally deformed plagioclase-pyroxene assemblages. *Journal of Structural Geology* 134 (2020) 104008.
- H. Mansouri, R. Ajalloeian. Mechanical behavior of salt rock under uniaxial compression and creep tests, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, (2018).

- Mingyao Li, Jianping Zuo, Dawei Hu, Jianfu Shao, Dejun Liu. Experimental and numerical investigation of microstructure effect on mechanical behavior and failure process of brittle rocks. *Computers and Geotechnics* 125, 103639, (2020).
- S. Mukherjee. *Deformation Microstructures in Rocks*. Springer, Geochemistry / Mineralogy (2013).
- W.O. Nachlas, J.B. Thomas, G. Hirth. Titanite deformed: Experimental deformation of out-of-equilibrium quartz porphyroclasts. *Journal of Structural Geology* 116, 207-222, (2018).
- 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).
- J.B. Regnet, C. David, P. Robion, B. Menendez. Microstructures and physical properties in carbonate rocks: A comprehensive review. *Marine and Petroleum Geology* 103, 366-376, (2019).
- R. Tao, Mostafa Sharifzadeh, Yan Zhang, Xia-Ting Feng. Analysis of Mafic rocks Microstructure damage and failure Process under Compression Test Using Quantitative Scanning Electron Microscopy and Digital Images Processing. *Engineering Fracture Mechanics* 231, 107019, (2020).
- R. G. Vaneghi, Klaus Thoeni, Arcady V. Dyskin, Mostafa Sharifzadeh, Mohammad Sarmadivaleh. Fatigue damage response of typical crystalline and granular rocks to uniaxial cyclic compression. *International Journal of Fatigue* 138, 105667, (2020).
- R. H. Vernon, *A Practical Guide to Rock Microstructure*, Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University, Sydney (2004).
- Y. Zhang, Xia-Ting Feng, Xiwei Zhang, Zhaofeng Wang, Mostafa Sharifzadeh, Chengxiang Yang, Rui Kong, Jun Zhao. Strain energy evolution characteristics and mechanisms of hard rocks under true triaxial compression. *Engineering Geology* 260, 105222, (2019).
- S. Zhai, Guoshao Su, Shunde Yin, Bin Zhao, Liubin Yan. Rockburst characteristics of several hard brittle rocks: A true triaxial experimental study. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering* 12, 279-296, (2020).
- Q. Zhu, Jianfu Shao. Micromechanics of rock damage: Advances in the quasi-brittle field. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering* 9 (2017) 29-40.

## Ιστογραφία

[http://eclass.opencourses.teicm.gr/eclass/modules/document/file.php/TMB106/Pages\\_from\\_61-120\\_ib.pdf](http://eclass.opencourses.teicm.gr/eclass/modules/document/file.php/TMB106/Pages_from_61-120_ib.pdf) / ημερομηνία προσπέλασης 25/9/2021

[http://www.geo.auth.gr/courses/ggg/ggg105γ/INOEOA\\_EAE\\_DAONUIAOA.pdf](http://www.geo.auth.gr/courses/ggg/ggg105γ/INOEOA_EAE_DAONUIAOA.pdf) / ημερομηνία προσπέλασης 26/9/2021

[https://repository.kallipos.gr/bitstream/11419/3988/1/06\\_chapter5.pdf](https://repository.kallipos.gr/bitstream/11419/3988/1/06_chapter5.pdf) / ημερομηνία προσπέλασης 27/9/2021

[https://repository.kallipos.gr/bitstream/11419/3992/1/10\\_chapter9.pdf](https://repository.kallipos.gr/bitstream/11419/3992/1/10_chapter9.pdf) / ημερομηνία προσπέλασης 27/9/2021

[https://repository.kallipos.gr/bitstream/11419/3990/1/08\\_chapter7.pdf](https://repository.kallipos.gr/bitstream/11419/3990/1/08_chapter7.pdf) / ημερομηνία προσπέλασης 27/9/2021

<http://www.geo.auth.gr/courses/ggg/ggg764e/ch5/ch51.htm> / ημερομηνία προσπέλασης 26/9/2021

<http://www.geo.auth.gr/courses/ggg/ggg537γ/ch1.htm> / ημερομηνία προσπέλασης 26/9/2021

[https://en.wikipedia.org/wiki/Rock\\_microstructure](https://en.wikipedia.org/wiki/Rock_microstructure) / ημερομηνία προσπέλασης 28/9/2021