Κεφάλαιο 7
ΑΣΥΝΕΧΕΙΕΣ

1 Γενικά

Οι ασυνέχειες των πετρωμάτων κατά τον Muller (1963) είναι εκείνες που καθορίζουν τη μηχανική συμπεριφορά τους και κάνουν τη βραχομηχανική ένα ξεχωριστό κλάδο της μηχανικής. Ο όρος ασυνέχεια (discontinuity), προτιμάται από τον όρο θραύση (fracture), και χαρακτηρίζει κάθε επιφάνεια διαχωρισμού του πετρώματος η οποία έχει πρακτικά μηδενική εφελκυστική αντοχή. Ο όρος είναι γενικός δίχως να συναρτάται με τον τρόπο δημιουργίας της ασυνέχειας, εμπεριέχει δε συγγενετικές και επιγενετικές δομές. Συγγενετικές δομές είναι τα ασθενή επίπεδα διάστρωσης, οι ρωγμές αποξήρανσης και οι λεπτοστρώσεις, στα ιζηματογενή πετρώματα, οι διακλάσεις ψύξης στα εκρηξιγενή και τα ασθενή επίπεδα σχιστότητας στα μεταμορφωμένα πετρώματα. Επιγενετικές δομές είναι οι ζώνες εξαλλοίωσης, οι ασθενείς ζώνες, τα ρήγματα (μεταπτώσεις), οι επαφές, οι ολισθηρές επιφάνειες (slickensides) και οι διακλάσεις (ή κατακλάσεις) συνεπεία ορογενετικών κινήσεων ή αποτόνωσης.

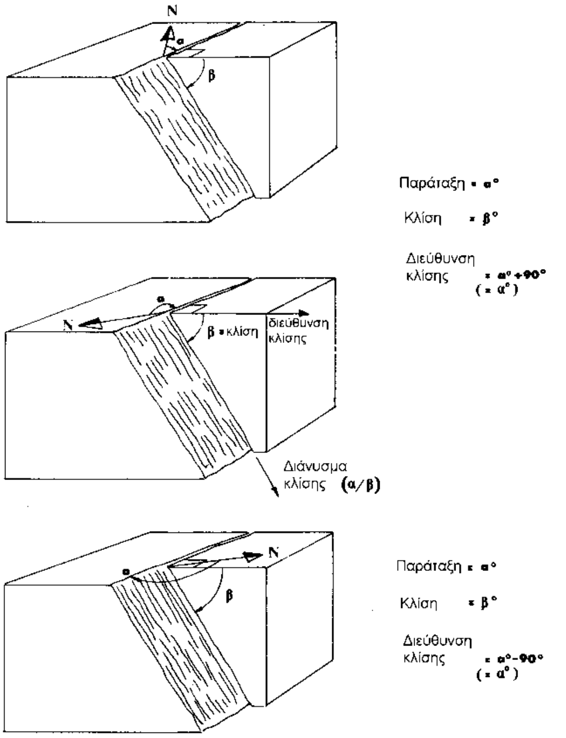
Ειδικότερα, διάκλαση ονομάζεται κάθε θραύση του πετρώματος, γεωλογικής προέλευσης, κατά μήκος της οποίας δεν υπάρχει εμφανής μετακίνηση. Μια ομάδα παραλλήλων διακλάσεων ονομάζεται σύνολο (ή οικογένεια), και σύνολα διακλάσεων που διατέμνονται σχηματίζουν σύστημα διακλάσεων. Οι διακλάσεις μπορεί να είναι ανοικτές, πληρωμένες ή ανασυγκολλημένες. Συχνά διακλάσεις δημιουργούνται παράλληλα με τα επίπεδα στρώσης, φύλλωσης και σχισμού και ονομάζονται διακλάσεις στρώσης, φύλλωσης και σχισμού αντίστοιχα.

Ρήγμα είναι μία θραύση κατά μήκος της οποίας υπάρχει εμφανής μετακίνηση από μερικά εκατοστά έως μερικά χιλιόμετρα. Τα τοιχώματα λόγω της διατμητικής μετακίνησης έχουν συνήθως γραμμώσεις και είναι στιλπνά ολισθηρά. Συχνά το πέτρωμα και στα δύο τοιχώματα του ρήγματος είναι θρυμματισμένο, εξαλλοιωμένο και αποσαθρωμένο, με αποτέλεσμα την πλήρωσή του με λατυποπαγές και άργιλο. Το πλάτος των ρηγμάτων κυμαίνεται από μερικά χιλιοστά έως εκατοντάδες μέτρα.

1.1 Περιγραφή

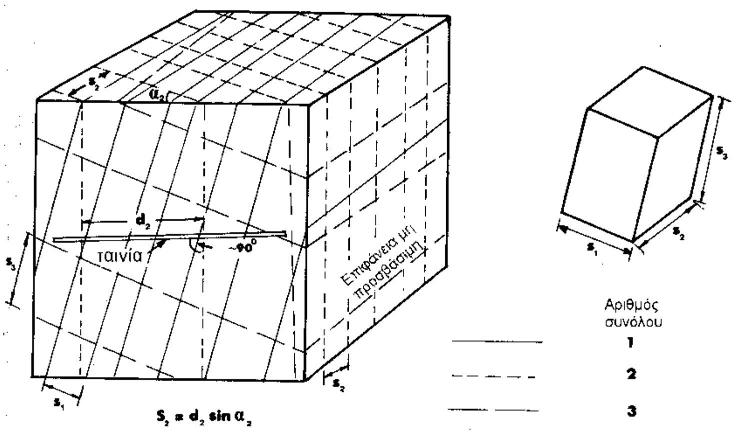
Η Διεθνής Εταιρεία Βραχομηχανικής έχει επιλέξει δέκα παραμέτρους (Brown, 1981) για το χαρακτηρισμό των ασυνεχειών και της δομής της βραχομάζας (βλέπε επίσης: Roberts, 1977; Τσουτρέλης, 1985; Hudson, 1989). Αυτές είναι οι εξής :

1. *Προσανατολισμός*. Περιγράφεται από τη διεύθυνση κλίσης ή αζιμούθιο και την (μέγιστη) κλίση του επιπέδου της ασυνέχειας. Στο Σχήμα 1 φαίνονται οι γωνίες της παράταξης a ($0\div180^o$), της κλίσης β ($0\div90^o$) και της διεύθυνσης κλίσης $\alpha=a\pm90^o$ ($0\div360^o$). Το διάνυσμα κλίσης δίνεται ως α/β. Στην πολική προβολή η θέση του πόλου του επιπέδου ορίζεται από τις γωνίες : $\alpha_{πόλου}=\alpha_{κλίσης}\pm180^o$, $\beta_{πόλου}=90^o-\beta_{κλίσης}$.



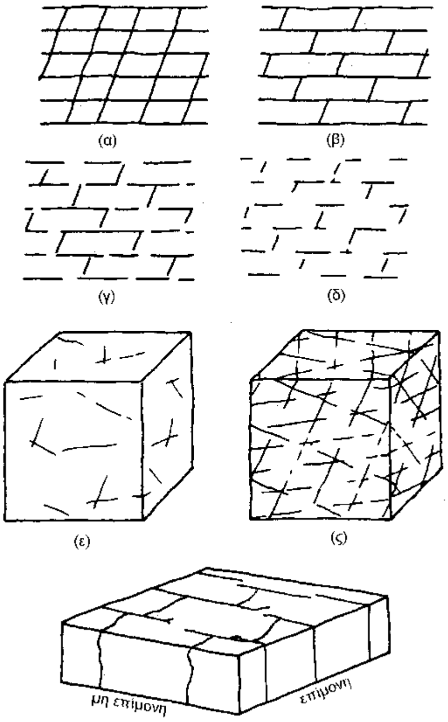
Σχήμα 1. Παράταξη, κλίση και διεύθυνση κλίσης, τριών διαφορετικά προσανατολισμένων επιπέδων

2. *Απόσταση ορθή*. Είναι η κάθετη απόσταση μεταξύ διαδοχικών ασυνεχειών. Συνήθως αναφέρεται στη μέση ή στη συνηθέστερη ορθή απόσταση ενός συνόλου ασυνεχειών. Ανάλογα με τη συνηθέστερα μετρούμενη ορθή απόσταση χαρακτηρίζονται από εξαιρετικά πυκνές (<20mm) έως εξαιρετικά αραιές (>6m). Στο Σχήμα 2 φαίνονται οι συνηθέστερες (modal) ορθές αποστάσεις s_1, s_2, s_3 ενός συστήματος 3 συνόλων (οικογενειών) ασυνεχειών, καθώς και η μετρούμενη συνηθέστερη (λοξή) απόσταση d_2 του συνόλου 2.



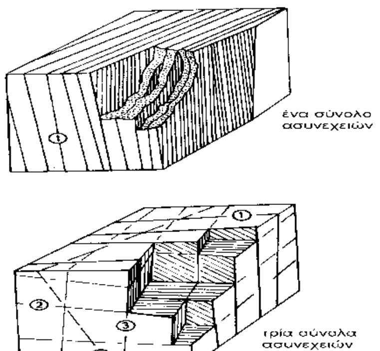
Σχήμα 2. Μέτρηση της απόστασης μεταξύ των ασυνεχειών σε αποκαλυπτόμενη επιφάνεια του πετρώματος.

3. *Εμμονή* (ή επιμονή ή ανάπτυξη ή συνέχεια). Είναι το μήκος του ίχνους μιας ασυνέχειας που παρατηρείται σε μία αποκάλυψη του πετρώματος. Δίνει ένα μέτρο της χωρικής έκτασης ή του μήκους διείσδυσης μιας ασυνέχειας. Το σταμάτημα της σε συμπαγές πέτρωμα ή σε άλλες ασυνέχειες μειώνει την εμμονή της. Ανάλογα με το συνηθέστερο (modal) μήκος του μετρημένου ίχνους χαρακτηρίζονται από πολύ μικρής (<1m) έως πολύ μεγάλης (>20m) εμμονής. Στο Σχήμα 3 φαίνονται σε τομή και σε ογκοδιάγραμμα παραδείγματα εμμονής συνόλων ασυνεχειών. Με βάση το είδος του τερματισμού των ασυνεχειών, τα σύνολα διακρίνονται: σε συστηματικά όταν οι ασυνέχειές τους εκτείνονται εκτός της επιφάνειας αποκάλυψης, σε υπό-συστηματικά όταν τερματίζουν σε άλλες ασυνέχειες της αποκαλυπτόμενης επιφάνειας και σε μη συστηματικά όταν κυριαρχούν οι ασυνέχειες που τερματίζουν σε πέτρωμα.



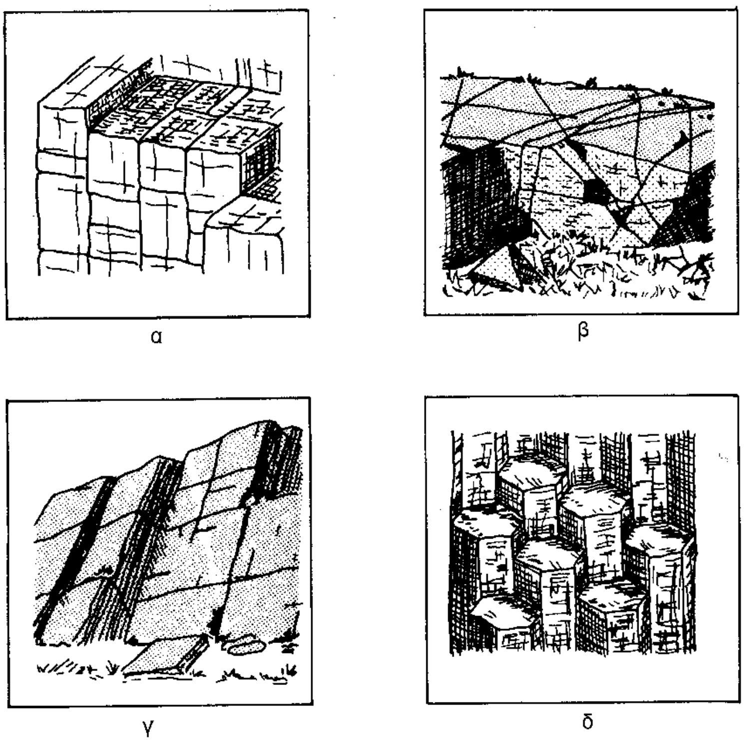
Σχήμα 3. Σκαριφήματα και ογκοδιαγράμματα στα οποία εμφαίνονται η σχετική εμμονή διαφόρων συνόλων ασυνεχειών.

4. *Αριθμός συνόλων*. Είναι ο αριθμός των συνόλων ασυνεχειών που συνιστούν το σύστημα ασυνεχειών της βραχομάζας. Η βραχομάζα διακρίνεται, με βάση τον αριθμό των συνόλων, σε εννέα κατηγορίες, από συμπαγές πέτρωμα (I), έως συντριμμένο πέτρωμα (IX). Στο Σχήμα 4 φαίνεται σε ογκοδιάγραμμα βραχομάζα διατεμνόμενη από ένα (κατηγορία II) και από τρία (κατηγορία VI) σύνολα ασυνεχειών. Η βραχομάζα δύναται να διαχωρίζεται και από μεμονωμένες ασυνέχειες οι οποίες καταγράφονται σε ατομική βάση.



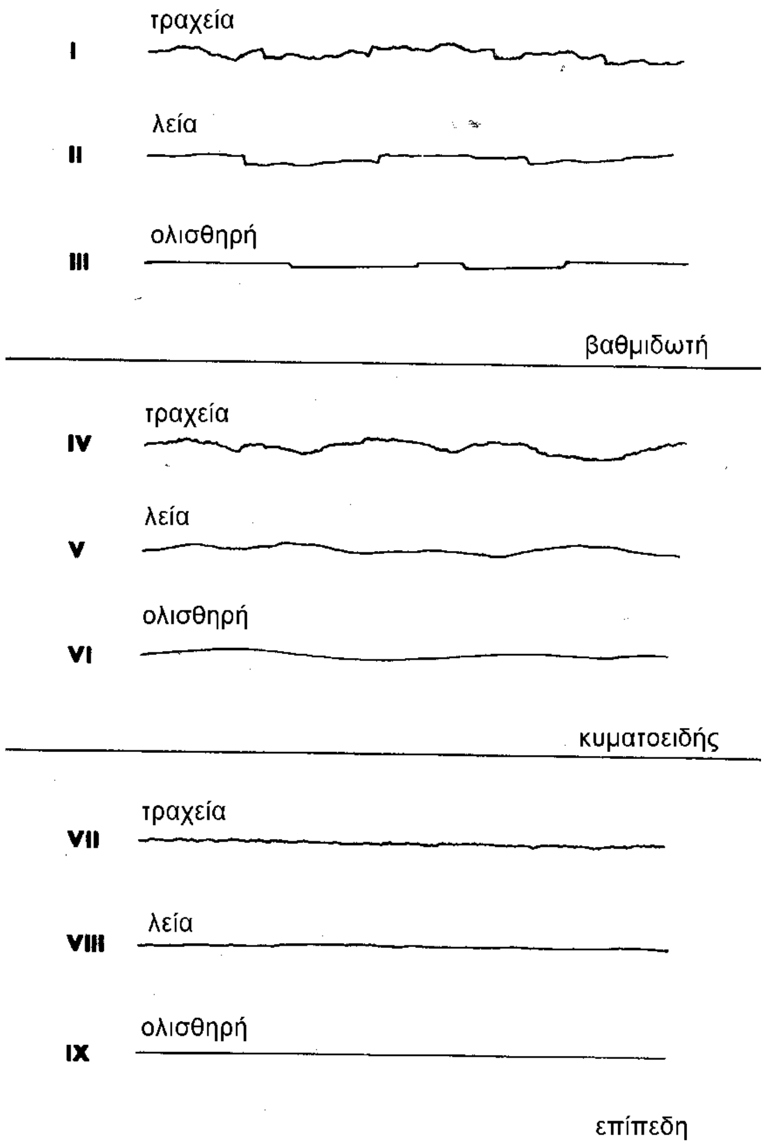
Σχήμα 4. Ογκοδιαγράμματα στα οποία φαίνονται ο αριθμός συνόλων (οικογενειών) ασυνεχειών, και η επίδρασή τους στη μηχανική συμπεριφορά και εμφάνιση του πετρώματος

5. *Μέγεθος τεμάχους*. Είναι η διάσταση του βραχώδους τεμάχους που προκύπτει από τα διατεμνόμενα σύνολα ασυνεχειών. Εξαρτάται από τον αριθμό συνόλων ασυνεχειών και το σχετικό προσανατολισμό τους, καθώς και την πυκνότητα και εμμονή των ασυνεχειών κάθε ενός συνόλου. Περιγράφεται είτε με το δείκτη I_b (=$\Sigma\{\bar{x}_i$/αριθμός συνόλων$\}$, όπου $\bar{x}_i$ η συνηθέστερη απόσταση των ασυνεχειών του συνόλου i), που είναι η μέση διάσταση του τεμάχους είτε με τον ογκικό μετρητή ασυνεχειών J_v (=$\Sigma\lambda_i$, λ_i η συχνότητα των ασυνεχειών του συνόλου i) που είναι ο συνολικός αριθμός ασυνεχειών που διατέμνουν μοναδιαίο όγκο του πετρώματος. Ανάλογα με την τιμή του μετρητή J_v το μέγεθος του τεμάχους περιγράφεται από πολύ μικρό ($>30/m^3$) έως πολύ μεγάλο ($<1/m^3$). Η τιμή του RQD συναρτάται άμεσα με το μετρητή J_v. Αντίστοιχα στη βραχομάζα δίνονται οι επιθετικοί προσδιορισμοί μεγέθους και μορφής του τεμάχους: συμπαγής (λίγες ή πολύ αραιές ασυνέχειες), ογκοτεμαχισμένη (Σχήμα 5α), πλακοειδής (Σχήμα 5γ), στηλοειδής (Σχήμα 5δ), ακανόνιστη (Σχήμα 5β), θρυμματισμένη. Στην περίπτωση των πλακοειδών και στηλοειδών δομών, η περιγραφή γίνεται σαφέστερη με την προσθήκη στοιχείων προσανατολισμού. Μεμονωμένες ασυνέχειες δύνανται να επηρεάζουν επιπλέον τη μορφή και το μέγεθος του τεμάχους.



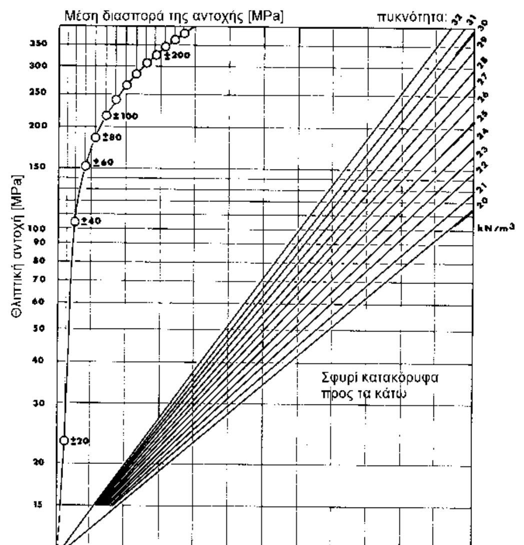
Σχήμα 5. Σκαριφήματα δομής του πετρώματος. α. ογκοτεμαχισμένη, β. ακανόνιστη, γ. πλακοειδής, δ. στηλοειδής

6. *Τραχύτητα.* Αναφέρεται στην εγγενή τραχύτητα (μικρή και μεσαία κλίμακα) και στην κύμανση σε σχέση με το μέσο επίπεδο της ασυνέχειας. Αμφότερες συνεισφέρουν στη διατμητική αντοχή αυξάνοντας τη φαινόμενη γωνία τριβής. Πρόκειται για τρεις κλίμακες παρατήρησης, μία μικρή μερικών cm, μία μεσαία μερικών m, και μία μεγάλη πάνω από 10m. Η μικρή κλίμακα διακρίνει τις ασυνέχειες σε τραχείες, λείες και ολισθηρές, η δε μεσαία σε βαθμιδωτές, κυματοειδείς και επίπεδες (Σχήμα 6). Μεγάλης κλίμακας κύμανση της ασυνέχειας αλλάζει τοπικά την κλίση.

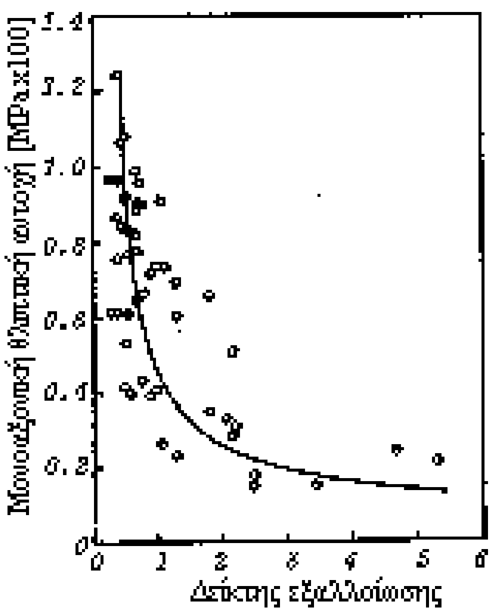


Σχήμα 6. Τυπικές τομές τραχύτητας και προτεινόμενη ονοματολογία. Το μήκος κάθε τομής είναι από 1 έως 10m. Η κατακόρυφη και οριζόντια κλίμακα είναι ίδια.

7. *Αντοχή τοιχώματος*. Ισοδύναμη θλιπτική αντοχή του πετρώματος των γειτονικών τοιχωμάτων της ασυνέχειας που αποτελεί σημαντική συνιστώσα της διατμητικής αντοχής εφόσον τα τοιχώματα είναι σε επαφή. Δύναται να είναι χαμηλότερη της αντοχής τεμαχίου πετρώματος λόγω αποσάθρωσης ή εξαλλοίωσης των τοιχωμάτων. Ο βαθμός (δείκτης) αποσάθρωσης (ή εξαλλοίωσης) της βραχομάζας διακρίνεται σε 6 κατηγορίες από υγιές πέτρωμα (Ι) έως παραμένον έδαφος (VI). Ο βαθμός αποσάθρωσης (ή εξαλλοίωσης) του πετρώματος των τοιχωμάτων της ασυνέχειας διακρίνεται σε τέσσερις βασικές κατηγορίες : υγιές πέτρωμα, αποχρωματισμένο, αποσυντεθειμένο και διαμελισμένο. Η εκτίμηση της αντοχής γίνεται είτε με βάση τον χαρακτηρισμό είτε με απλές έμμεσες δοκιμές όπως το αποτέλεσμα χτυπήματος με το γεωλογικό σφυρί και η αναπήδηση της σφύρας Schmidt (Σχήμα 7α). Στο Σχήμα 7β παρατηρούμε τη μείωση της αντοχής του τοιχώματος με τη μεταβολή του δείκτη εξαλλοίωσης.

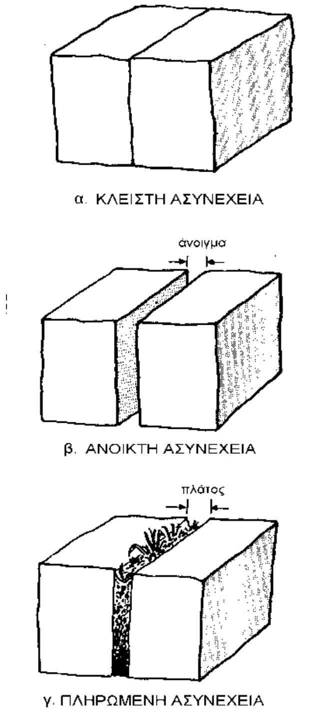


Σχήμα 7α. Διάγραμμα συσχετισμού της πυκνότητας του πετρώματος, της θλιπτικής αντοχής και του αριθμού r αναπήδησης σφύρας Schmidt.

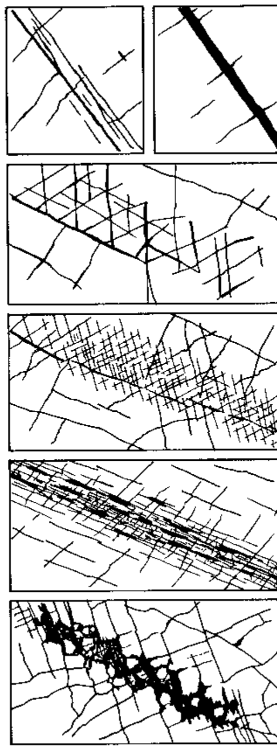


Σχήμα 7β. Μεταβολή θλιπτικής αντοχής γρανίτη με το βαθμό εξαλλοίωσης (Serafim, 1964).

8. *Άνοιγμα*. Είναι η κάθετη απόσταση μεταξύ των γειτονικών τοιχωμάτων της ασυνέχειας, της οποίας ο ενδιάμεσος χώρος είναι πληρωμένος με αέρα ή νερό μόνο (Σχήμα 8 α, β). Ο χαρακτηρισμός του ανοίγματος διακρίνεται στις τρεις βασικές κατηγορίες : κλειστό (<0.5mm), διάκενο (0.5÷10mm) και ανοικτό (>10mm).

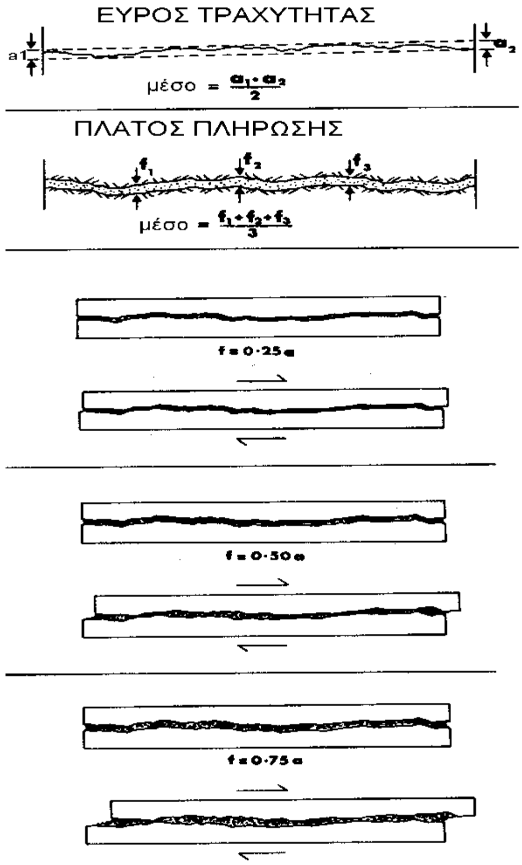


Σχήμα 8. Σκαριφήματα στα οποία φαίνονται οι προτεινόμενοι ορισμοί του ανοίγματος ανοικτών ασυνεχειών και του πλάτους πληρωμένων ασυνεχειών. α. Κλειστή ασυνέχεια, β. ανοικτή ασυνέχεια, γ. πληρωμένη ασυνέχεια.

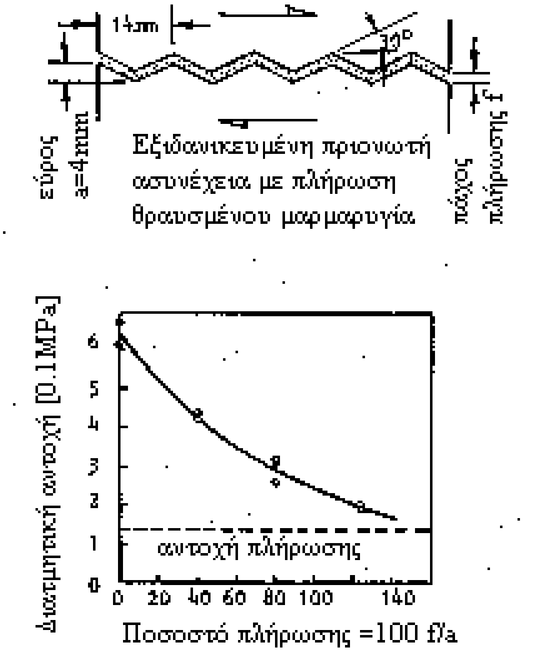


Σχήμα 9. Παραδείγματα σύνθετων πληρωμένων ασυνεχειών

9. *Πλήρωση*. Υλικό που διαχωρίζει τα γειτονικά τοιχώματα μιας ασυνέχειας (Σχήμα 8γ) και που είναι συνήθως ασθενέστερο από το μητρικό πέτρωμα. Το διάστημα μεταξύ των τοιχωμάτων στην περίπτωση αυτή ονομάζεται πλάτος, σε αντιδιαστολή με τον όρο άνοιγμα. Τυπικά υλικά πλήρωσης είναι η άμμος, η ιλύς, η άργιλος, το λατυποπαγές και ο μυλονίτης. Εμπεριέχει επίσης τις λεπτές ορυκτές επιστρώσεις και τις θεραπευμένες (συγκολλημένες) ασυνέχειες, π.χ. (φλέβες χαλαζία ή ασβεστίτη). Η γεωμετρία, ο τύπος του υλικού, η αντοχή του και η υγρασία του, χαρακτηρίζουν την πλήρωση μιας ασυνέχειας. Η γεωμετρική πολυπλοκότητα των πληρωμένων ασυνεχειών φαίνεται στο Σχήμα 9. Στο Σχήμα 10α η διατμητική μετακίνηση που απαιτείται μέχρι ότου έρθουν σε επαφή τα τοιχώματα μιας ασυνέχειας, συναρτάται με το λόγο του πλάτους της ασυνέχειας προς το εύρος της τραχύτητας. Στο Σχήμα 10β παρατηρούμε την επίδραση του πάχους της πλήρωσης στην αντοχή εξιδανικευμένης ασυνέχειας.



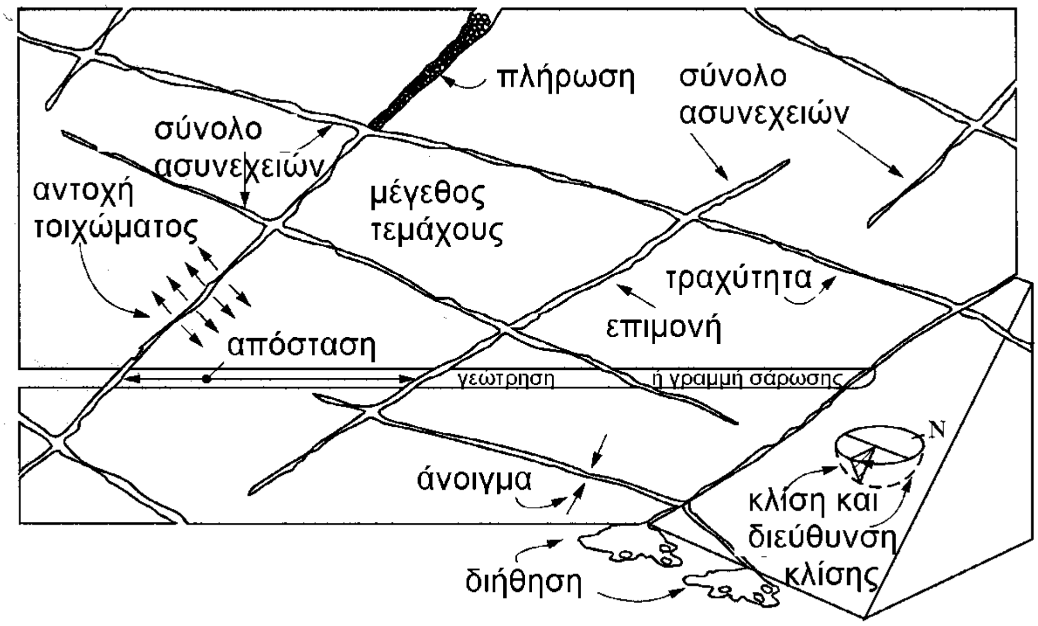
Σχήμα 10α. Στην περίπτωση απλών πληρωμένων ασυνεχειών, η διατμητική μετακίνηση που απαιτείται για να έρθουν τα τοιχώματα σε επαφή μπορεί να εκτιμηθεί από το εύρος της τραχύτητας του τοιχώματος και το πάχος του υλικού πλήρωσης, θεωρώντας ότι ο όγκος του διατηρείται σταθερός.



Σχήμα 10β. Επίδραση του πάχους πλήρωσης στη διατμητική αντοχή μιας εξιδανικευμένης πριονωτής ασυνέχειας (Goodman, 1970).

10. *Διήθηση*. Ροή νερού και εμφανής υγρασία είτε σε μεμονωμένες ασυνέχειες είτε στο σύνολο της βραχομάζας. Σε μεμονωμένες ασυνέχειες η βαθμονόμηση της διήθησης διαφέρει για πληρωμένες ασυνέχειες και για μη πληρωμένες. Και στις δύο περιπτώσεις διακρίνονται έξι κατηγορίες που ξεκινούν από τη στεγνή και αδιαπέρατη ασυνέχεια (I) και φθάνουν έως την διαπερατή και με ροή νερού υπό πίεση (VI). Βαθμονόμηση της διήθησης γίνεται και για τη βραχομάζα, όπως π.χ. το τοίχωμα μιας σήραγγας. Διακρίνονται πέντε κατηγορίες από στεγνές συνθήκες (I) έως εξαιρετικά μεγάλη εισροή νερού (V).

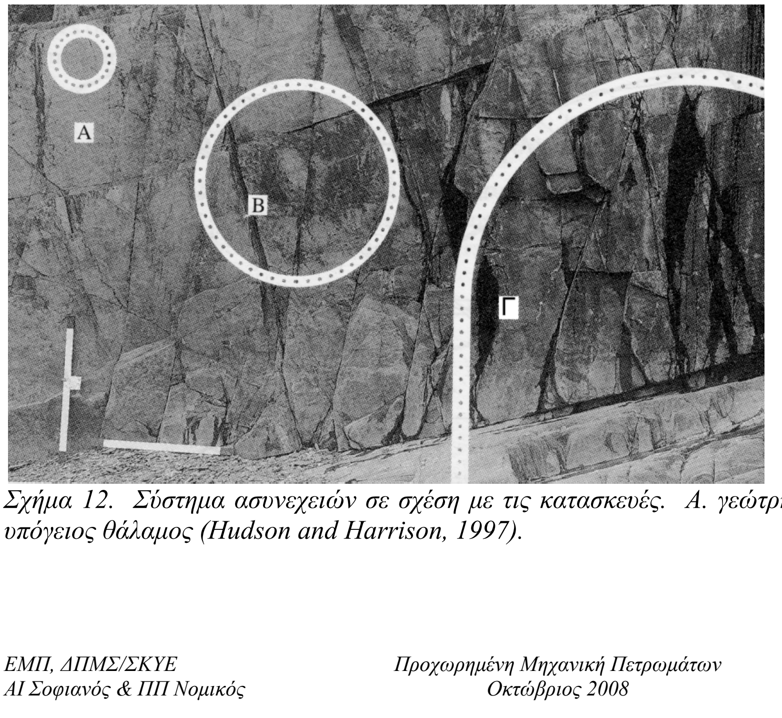
Στο Σχήμα 11 (Hudson, 1989) φαίνονται παράμετροι που χαρακτηρίζουν την ασυνέχεια του πετρώματος. Από τις παραπάνω παραμέτρους περιγραφής των ασυνεχειών, οι πρώτες πέντε είναι γεωμετρικές ιδιότητές που χαρακτηρίζουν τη δομή του πετρώματος, ενώ οι υπόλοιπες πέντε είναι παράμετροι οι οποίες χαρακτηρίζουν τη μηχανική συμπεριφορά του.



Σχήμα 11. Πρωτογενείς γεωμετρικές ιδιότητες ασυνεχειών (Hudson, 1989).

2 Πυκνότητα των ασυνεχειών

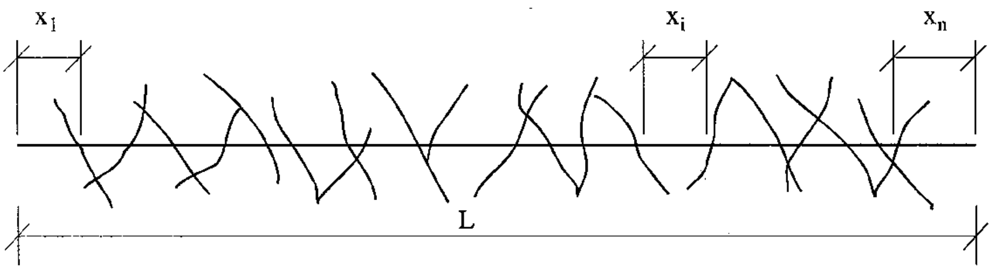
Η αστάθεια ενός υπόγειου έργου, όπως φαίνεται και από το Σχήμα 12 (Hudson and Harrison, 1997) είναι ανάλογη του αριθμού των διατεμνομένων ασυνεχειών, και ως εκ τούτου ανάλογη της πυκνότητάς τους αλλά και των διαστάσεων του έργου.



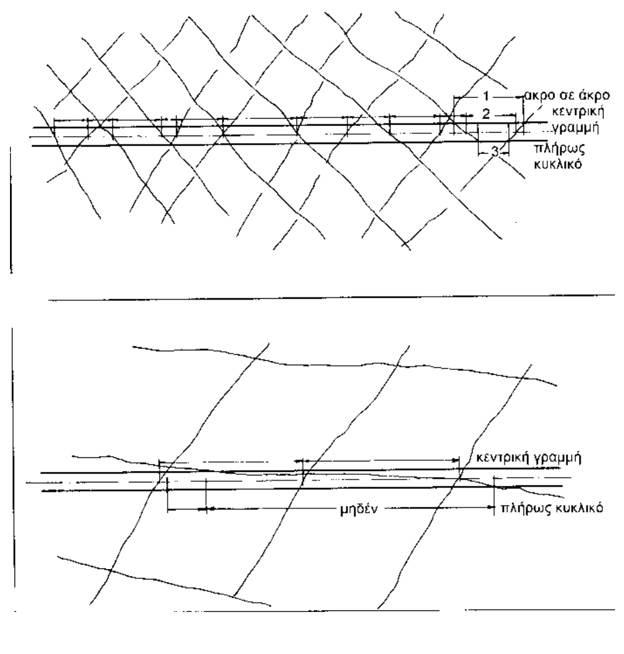
Σχήμα 12. Σύστημα ασυνεχειών σε σχέση με τις κατασκευές. Α. γεώτρηση, Β. υδραυλική σήραγγα, Γ. υπόγειος θάλαμος (Hudson and Harrison, 1997).

2.1 Απόσταση μεταξύ ασυνεχειών

Η μέτρηση των αποστάσεων μεταξύ των ασυνεχειών γίνεται είτε σε πυρήνες γεωτρήσεων είτε σε αποκαλυπτόμενες επιφάνειες του πετρώματος. Στο Σχήμα 13 φαίνεται η διαδοχική μέτρηση της απόστασης μεταξύ ασυνεχειών κατά μήκος γραμμής δειγματοληψίας. Στην περίπτωση που η δειγματοληψία γίνει σε πυρήνες γεωτρήσεων, τότε οι αποστάσεις θα μετρούνται κατά μήκος της κεντρικής γραμμής, όπως δείχνει ο τύπος μέτρησης 2 στο Σχήμα 14.



Σχήμα 13. Αποστάσεις μεταξύ των ασυνεχειών σε γραμμή δειγματοληψίας (Hudson and Harrison ,1997).



Σχήμα 14. Τρεις διαφορετικές ερμηνείες του μήκους τεμαχίων πυρήνα. Το μήκος στον κεντρικό άξονα προτείνεται ως η πλέον αντιπροσωπευτική μέτρηση.

Η συχνότητα λ και η μέση απόσταση $\bar{x}$, Ν ασυνεχειών που καταμετρούνται κατά μήκος L γραμμής δειγματοληψίας, ορίζονται από τις σχέσεις :

$\lambda\ [m^{-1}] = N/L$ *Εξίσωση 1*

$\bar{x}\,[m] = L / N$

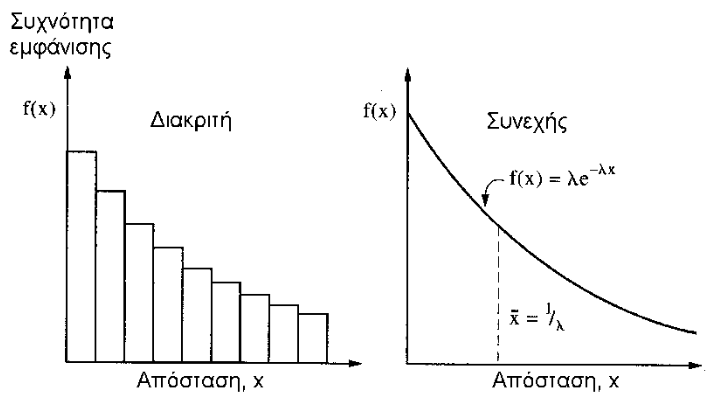
Εξίσωση 2

Εφόσον ο αριθμός των μετρήσεων είναι αρκετά μεγάλος, μεγαλύτερος από 200 μετρήσεις, το ιστόγραμμα των αποστάσεων μεταξύ των ασυνεχειών προσεγγίζεται συνήθως ικανοποιητικά από μία αρνητική εκθετική κατανομή (Σχήμα 15). Η γενική τάση ενός τέτοιου ιστογράμματος υποδηλώνει πολλές μικρές αποστάσεις και λίγες μεγάλες. Η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της κατανομής αυτής δίνεται από τη σχέση :

$f(x) = \lambda \cdot e\text{-}\lambda x$ *Εξίσωση 3*

σ(τυπική απόκλιση)= $\bar{x} = 1/\lambda$ *Εξίσωση 4*

Η αρνητική εκθετική κατανομή προκύπτει σαν αποτέλεσμα της επαλληλίας οιουδήποτε τύπου κατανομών στη γραμμή δειγματοληψίας.



Σχήμα 15. Η αρνητική εκθετική κατανομή των τιμών απόστασης των ασυνεχειών.

2.2 Δείκτης ποιότητας του πετρώματος

Ο δείκτης ποιότητας του πετρώματος RQD (Deere, 1963) ορίζεται σαν το ποσοστό μήκους της δειγματοληψίας (ή πυρηνοληψίας) με αποστάσεις ασυνεχειών μεγαλύτερες από ένα ελάχιστο μήκος t=100mm. Μαθηματικά εκφράζεται από τη σχέση :

Εξίσωση 5

$$RQD = 100\sum_{i=1}^{n} \frac{x_i(t > 0.1m)}{L}$$

n ο αριθμός των μετρηθεισών αποστάσεων

L το μήκος της γραμμής δειγματοληψίας

Με βάση το διακριτό διάγραμμα πυκνότητας πιθανότητας στο Σχήμα 15, το μήκος L της δειγματοληψίας δίνεται από τη σχέση :

$$L = \sum_{i=1}^{n} N \cdot x_i \cdot f(x_i) \cdot \delta x$$
$$P(x = x_i) = f(x_i) \cdot \delta x$$
$$\text{τεμάχια}\,(x = x_i) = \mathrm{N} \cdot f(x_i) \cdot \delta x$$

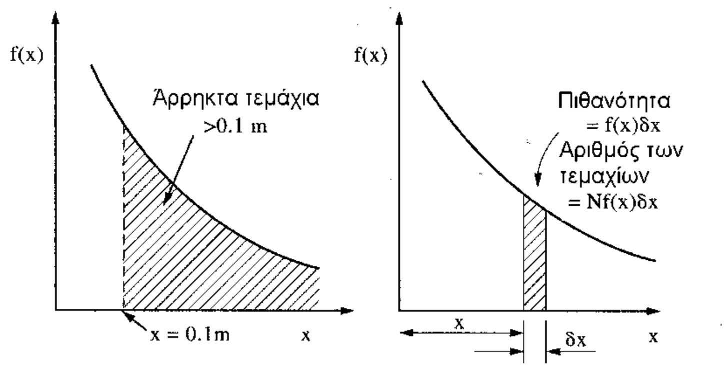
Εξίσωση 6

Αντίστοιχα, το RQD δύναται να υπολογισθεί για συνεχή συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας f(x) (Σχήμα 16) ως :

Εξίσωση 7

$$RQD^* = 100 \cdot \frac{1}{L} \int_{x=0.1}^{x=\infty} N \cdot x \cdot f(x) \cdot dx = 100 \cdot \lambda \cdot \int_{x=0.1}^{x=\infty} x \cdot f(x) \cdot dx$$

όπου ελήφθη υπόψη ότι λ=N/L.



Σχήμα 16. Η συνεισφορά στο μήκος πυρήνα αποτελούμενου από άρρηκτα κομμάτια πετρώματος μεγαλύτερα σε μήκος από 0.1m (Hudson and Harrison ,1997).

Επιλύνοντας το παραπάνω ολοκλήρωμα για την αρνητική εκθετική κατανομή έχουμε:

$$RQD^* = 100 \cdot \lambda^2 \cdot \int_{x=0.1}^{x=\infty} x \cdot e^{-\lambda x} \cdot dx = 100(0.1\lambda + 1)e^{-0.1\lambda}$$

Εξίσωση 8

Παρατηρούμε (Σχήμα 17, t=0.1m), ότι η τιμή του RQD* είναι πλέον ευαίσθητη για μέση απόσταση ασυνεχειών μικρότερη των 0.3m (λ>~3m^{-1}) που αντιστοιχεί σε ενδιάμεσες έως πάρα πολύ πυκνές ασυνέχειες. Για αραιότερες ασυνέχειες η τιμή του RQD είναι πάνω από 95%. Επίσης παρατηρούμε (Σχήμα 18, t=0.1m) ότι το διάγραμμα RQD*=RQD*(λ) για πυκνές ασυνέχειες μπορεί να προσεγγισθεί από τη γραμμική συνάρτηση :

$$RQD^* = -3.68\lambda + 110.4$$

$$6m^{-1} < \lambda < 16m^{-1} \Leftrightarrow 0.17m > \bar{x} > 0.06m$$

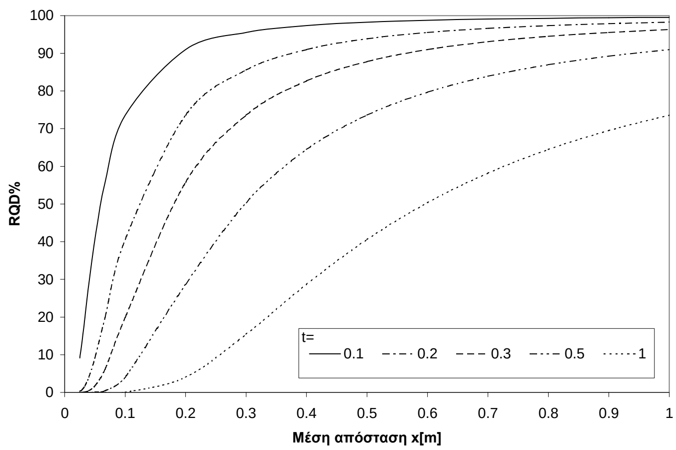
Εξίσωση 9

Προκειμένου να ξεπεραστεί η αδυναμία ευαισθησίας του RQD* για αραιή διάταξη ασυνεχειών, μπορεί να χρησιμοποιηθεί μεγαλύτερη τιμή αφετηρίας t, αντί για τη συμβατική τιμή t=0.1m. Στην περίπτωση αυτή η τιμή του RQD* υπολογίζεται από το γενικό τύπο :

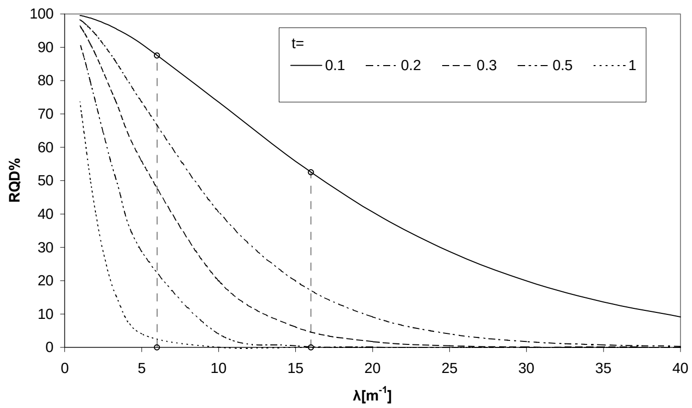
$$RQD^* = 100(\lambda t + 1)e^{-\lambda t}$$

Εξίσωση 10

Στο Σχήμα 17 και στο Σχήμα 18 η σχέση αυτή σχεδιάζεται για πέντε τιμές της τιμής αφετηρίας t, ήτοι τη συμβατική t=0.1m, καθώς και t=0.2m, 0.3m, 0.5m και 1.0m. Πρόταση για την επιλογή κατάλληλης τιμής αφετηρίας t δίνεται από τον Harrison (1999).



Σχήμα 17. Σχέση μεταξύ RQD και μέσης απόστασης ασυνεχειών, για αρνητική εκθετική κατανομή των τιμών απόστασης, με διαφορετικές τιμές αφετηρίας t του RQD*.*

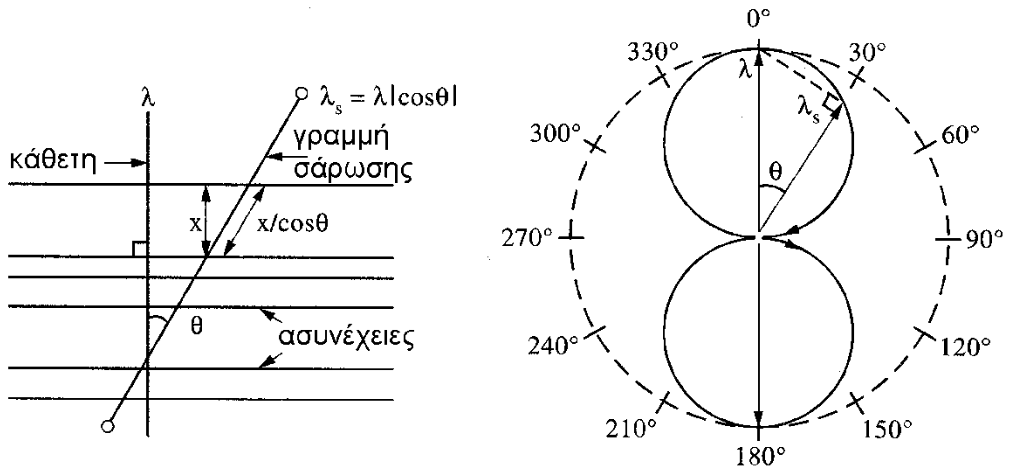


Σχήμα 18. Σχέση μεταξύ RQD και συχνότητας ασυνεχειών, για αρνητική εκθετική κατανομή των τιμών απόστασης, με διαφορετικές τιμές αφετηρίας t του RQD*.*

2.3 Μεταβολή της συχνότητας των ασυνεχειών με τη διεύθυνση δειγματοληψίας

Η μετρούμενη συχνότητα των ασυνεχειών μεταβάλλεται με τη διεύθυνση της γραμμής δειγματοληψίας. Για ένα μόνο σύνολο Ν επίπεδων, παράλληλων και επίμονων ασυνεχειών που μετρούνται κατά μήκος, κάθετης στα επίπεδά τους, γραμμής δειγματοληψίας μήκους L, υπολογίζεται από τη σχέση :

$\lambda = N/L$ *Εξίσωση 1*



Σχήμα 19. Μεταβολή της συχνότητας των ασυνεχειών για γραμμή δειγματοληψίας διερχόμενη από ένα μόνο σύνολο ασυνεχειών - δισδιάστατη περίπτωση (Hudson and Harrison, 1997).

Εάν η γραμμή δειγματοληψίας (Σχήμα 19, αριστερά) έχει κλίση θ ως προς την κάθετη στα επίπεδα των ασυνεχειών, τότε η συχνότητα λ_s των μετρημένων ασυνεχειών σχετίζεται με τη κύρια συχνότητα λ, με τη σχέση :

$\lambda_s = N/(L/|\cos\theta|) = \lambda \cdot |\cos\theta|$

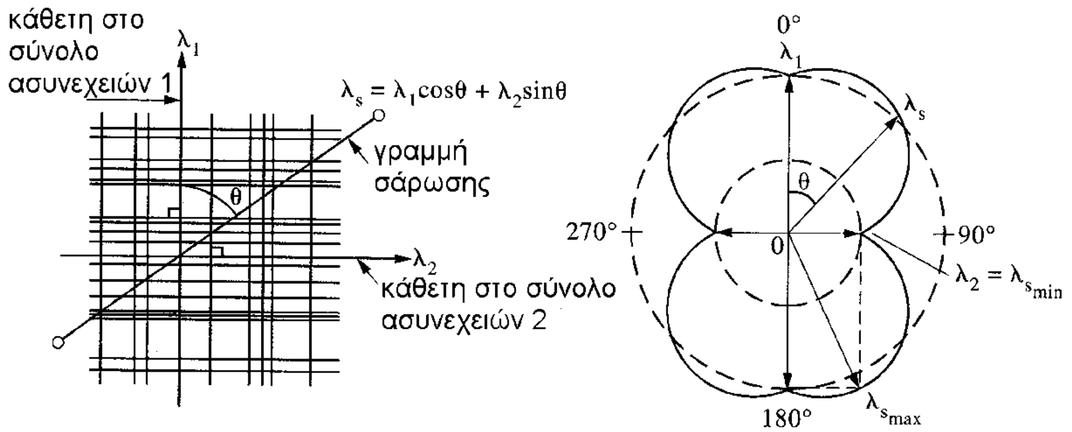
Εξίσωση 11

Στο Σχήμα 19 (δεξιά) παρατηρούμε (Hudson and Harrison, 1997) τη μεταβολή του λ_s με τη γωνία θ. Μέγιστη τιμή του λ_s είναι λ, για $\theta=0^o$. Η τιμή της μικραίνει καθώς το θ μεταβάλλεται από 0^o προς $\theta=90^o$, οπότε και λαμβάνει την ελάχιστη τιμή 0. Συνεχίζοντας τη μεταβολή της θ από 90^o προς $\theta=180^o$ η τιμή της λ_s αυξάνει και πάλι, και για $\theta=180^o$ λαμβάνει και πάλι τη μέγιστη τιμή λ. Παρατηρούμε ότι οι γωνίες μέγιστης και ελάχιστης συχνότητας είναι κάθετες μεταξύ τους. Αν ορίσουμε ως ανισοτροπία της συχνότητας το λόγο της μέγιστης προς την ελάχιστη τιμή της, παρατηρούμε ότι αυτή είναι άπειρη.

Αν τώρα θεωρήσουμε δύο σύνολα ασυνεχειών 1 και 2, η συνεισφορά κάθε συνόλου αναλύεται στη γραμμή δειγματοληψίας ως :

$\lambda_s = \lambda_1|\cos\theta_1| + \lambda_2|\cos\theta_2|$

Εξίσωση 12



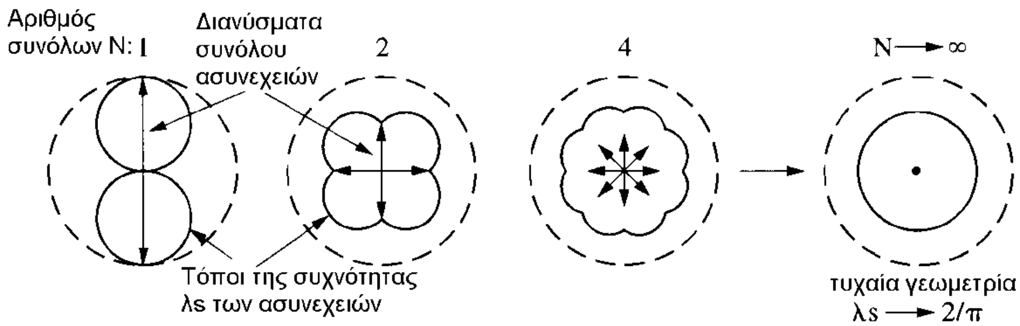
Σχήμα 20. Μεταβολή της συχνότητας των ασυνεχειών για γραμμή δειγματοληψίας διερχόμενη από δύο σύνολα ασυνεχειών – δισδιάστατη περίπτωση (Hudson and Harrison, 1997).

Στο Σχήμα 20 (Hudson and Harrison, 1997) φαίνονται δύο κάθετα μεταξύ τους σύνολα παράλληλων επίπεδων επίμονων ασυνεχειών. Όπως φαίνεται από το πολικό διάγραμμα η βραχομάζα είναι κατά πολύ λιγότερο γεωμετρικά ανισότροπη και οι διευθύνσεις μέγιστης και ελάχιστης συχνότητας δεν είναι πλέον κάθετες μεταξύ τους. Η παραπάνω διαδικασία μπορεί να επεκταθεί για οποιοδήποτε αριθμό n συνόλων ασυνεχειών, και η συχνότητα δίνεται από τη σχέση :

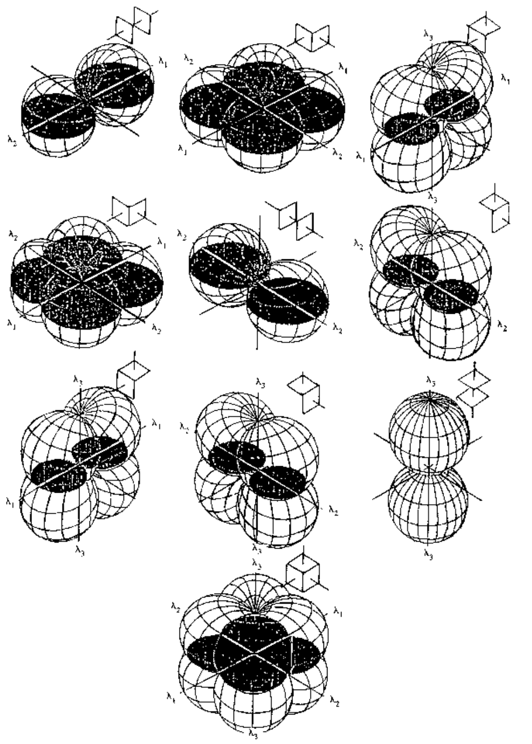
Εξίσωση 13

$$\lambda_s = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i \cdot \left|\cos\theta_i\right|$$

όπου λ_i και θ_i είναι η κύρια συχνότητα και η γωνία μεταξύ της καθέτου στο σύνολο και της διεύθυνσης δειγματοληψίας αντίστοιχα, για το σύνολο i. Στο Σχήμα 21 παρουσιάζεται η μεταβολή της συχνότητας με τη γωνία θ για ένα, δύο, τέσσερα και άπειρα συμμετρικά συστήματα ασυνεχειών, έχοντα την ίδια συχνότητα λ και κανονικοποιημένα με συχνότητα αντιστρόφως ανάλογη του αριθμού των συνόλων. Παρατηρούμε στα πολικά διαγράμματα του σχήματος, ότι με την αύξηση του αριθμού των συνόλων ασυνεχειών η ανισοτροπία μειώνεται, και τείνει στην ισοτροπία. Στις πραγματικές περιπτώσεις αναμένεται μεγαλύτερη ανισοτροπία από αυτή που δείχνουν τα ιδεατά διαγράμματα του σχήματος. Στο διάγραμμα στο Σχήμα 22 (Antonio, 1985) παρατηρούμε τη μεταβολή της συχνότητας σε γραμμή δειγματοληψίας περιστρεφόμενη στον τρισδιάστατο χώρο για ένα, δύο και τρία μεταξύ τους κάθετα σύνολα επίπεδων ασυνεχειών.



Σχήμα 21. Συχνότητα ασυνεχειών για γραμμή δειγματοληψίας διερχόμενη από πολλαπλά σύνολα συμμετρικά προσανατολισμένων ασυνεχειών – διδιάστατη περίπτωση (Hudson and Harrison, 1997).



Σχήμα 22. Συχνότητα ασυνεχειών για γραμμή δειγματοληψίας διερχόμενη από ένα δύο και τρία, κάθετα μεταξύ τους, σύνολα ασυνεχειών – τριδιάστατη περίπτωση.

Επειδή η συχνότητα των ασυνεχειών μεταβάλλεται με τον προσανατολισμό, η τιμή του RQD θα μεταβάλλεται και αυτή με βάση τη σχέση μεταξύ RQD και λ_s. Στην πραγματικότητα το RQD είναι μία ποσότητα με μέγεθος και διεύθυνση, άμεσα υπολογίσιμη από τη συχνότητα των ασυνεχειών. Τούτο έχει ιδιαίτερη σημασία στην κατασκευή σηράγγων, όπου το RQD έχει βασισθεί σε κατακόρυφες γεωτρήσεις, αλλά χρησιμοποιείται ενιαία σε όλες τις διευθύνσεις. Πλήρης ανάπτυξη του θέματος της χωρικής κατανομής των ασυνεχειών γίνεται από τον Priest (1993).

2.4 Συσχέτιση δεικτών μεγέθους στοιχειώδους τεμάχους

Σαν μία σημαντική παράμετρος, το μέγεθος του στοιχειώδους τεμάχους παρουσιάζεται άμεσα ή έμμεσα στα γνωστά συστήματα ταξινόμησης της βραχομάζας για την επιλογή της υποστήριξης ως:

- Λόγος του RQD προς έναν παράγοντα (J_n) του αριθμού συνόλων ασυνεχειών στο σύστημα Q (Barton, et al., 1974).
- RQD και απόσταση ασυνεχειών στο σύστημα RMR (Bieniawski, 1973).
- Όγκος V_b τεμάχους και αριθμός συνόλων ασυνεχειών (nj) στο σύστημα RMi
- Γραμμή τεκτονισμού στο σύστημα GSI.

Κατά τη χρήση των αριθμητικών μεθόδων επίλυσης, το μέγεθος του στοιχειώδους τεμάχους υπεισέρχεται συνήθως έμμεσα. Εφόσον η αντοχή χαρακτηρίζεται από το κριτήριο Hoek-Brown, το μέγεθος του τεμάχους επηρεάζει την αντοχή της βραχομάζας σε μονοαξονική θλίψη με βάση τη σχέση:

$\sigma_{cm}=\sigma_{ci} \times s^{\alpha}$; $s=\exp[(GSI-100)/9]$

Μια πιο άμεση σχέση εκτίμησης της αντοχής του πετρώματος δίνεται από τον Palmstrom (2005):

$\sigma_{cm}\approx RMi=0.2\sqrt{jC} \times V_b^{D}$; $D=0.37\times jC^{-0.2}$

jC: συντελεστής κατάστασης ασυνέχειας

Επίσης, το μέγεθος του τεμάχους επηρεάζει έμμεσα την παραμορφωσιμότητα του πετρώματος με σχέσεις της μορφής $E_m=2RMR-100$.

Το μέγεθος του τεμάχους χαρακτηρίζεται από τον όγκο του V_b, αλλά και από δείκτες όπως: ο ειδικός απαριθμητής ασυνεχειών J_v, το διάστημα S ή η πυκνότητα λ των ασυνεχειών, η σταθμισμένη πυκνότητα ασυνεχειών wJd, και ο δείκτης ποιότητας πετρώματος RQD. Η μέτρηση των παραπάνω δεικτών πραγματοποιείται είτε άμεσα σε ορατές επιφάνειες του πετρώματος ή σε δείγματα πυρήνων είτε έμμεσα σαν αποτέλεσμα γεωφυσικών μετρήσεων σεισμικής διάθλασης. Το μέσο διάστημα των ασυνεχειών μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση:

$$S_a \approx \sqrt[3]{V_b}$$

Για πολύπλοκες μορφές τεμαχών πετρώματος, το μέγεθος του όγκου είναι δύσκολο να υπολογιστεί από αναλυτικές σχέσεις, μπορεί όμως να εκτιμηθεί οπτικά. Για τεμάχη που δημιουργούνται από τρία συστήματα ασυνεχειών, ο στοιχειώδης όγκος μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση:

$$V_b = \frac{S_1 \times S_2 \times S_3}{\sin\gamma_1 \times \sin\gamma_2 \times \sin\gamma_3}$$

όπου S_1, S_2, S_3 είναι το διάστημα κάθε οικογένειας ασυνεχειών και γ_1, γ_2, γ_3 είναι οι γωνίες που σχηματίζουν μεταξύ τους ανά δύο οι οικογένειες των ασυνεχειών. Σύμφωνα με τον Palmstrom (2005) η ανακρίβεια που προκαλείται όταν στην παραπάνω σχέση αγνοείται η επίδραση των γωνιών είναι μικρή (της τάξης του 16%

για $\gamma_1=\gamma_2=90^o$ και $\gamma_3=60^o$). Ο στοιχειώδης όγκος V_b δύναται να χαρακτηριστεί σύμφωνα με τον επόμενο πίνακα από πολύ μικρός έως πολύ μεγάλος.

Πίνακας 1. Χαρακτηρισμός στοιχειώδους όγκου V_b

Πολύ μικρός	Μικρός	Μέτριος	Μεγάλος	Πολύ μεγάλος
10-200 cm^3	0.2-10 dm^3	10-200 dm^3	0.2-10 m^3	>10 m^3

Ο ειδικός απαριθμητής ασυνεχειών J_v ορίζεται ως ο αριθμός ασυνεχειών που τέμνουν όγκο $1m^3$, και δίνεται από τη σχέση:

$$J_v = \sum_i \frac{1}{S_i} = \frac{1}{S_1} + \frac{1}{S_2} + \frac{1}{S_3} + \ldots\ldots\ldots \frac{1}{S_n}$$

όπου S_i το μέσο διάστημα της οικογένειας ασυνεχειών i. Εφόσον υπάρχουν και τυχαίες ασυνέχειες, θα πρέπει και αυτές να ληφθούν υπόψη κατάλληλα. Ο Πίνακας 2 δίνει το χαρακτηρισμό του κερματισμού (jointing) σύμφωνα με το δείκτη J_v

Πίνακας 2. Χαρακτηρισμός κερματισμού

Βαθμός κερματισμού	Πολύ μικρός	Μικρός	Μέτριος	Υψηλός	Πολύ υψηλός	Θρυμματισμός
J_v=	<1	1-3	3-10	10-30	30-60	>60

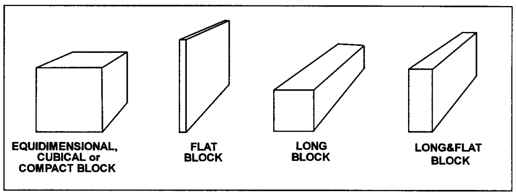
Ο στοιχειώδης όγκος V_b και ειδικός απαριθμητής ασυνεχειών J_v συνδέονται (Palmstrom, 2002) με τη σχέση:

$V_b=\beta\times J_v^{-3}$,

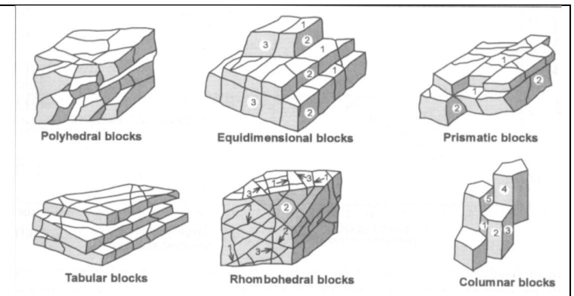
όπου το β λαμβάνει τιμές που ξεκινούν από 27 και μπορούν να ξεπεράσουν το 200. Η τιμή του β εξαρτάται από τη μορφή του στοιχειώδους όγκου (Σχήμα 23), μια δε συνήθης τιμή του β=36. Χονδρικά, η τιμή του β μπορεί να εκτιμηθεί από τη σχέση:

$\beta\approx 20+7\alpha_3/\alpha_1$,

όπου α_1 και α_3 είναι οι ελάχιστες και μέγιστες διαστάσεις του τεμάχους.



(Palmstrom, 2002)



(Dearman, 1991)

Σχήμα 23. Μορφές στοιχειωδών όγκων από τις οποίες εξαρτάται ο συντελεστής β

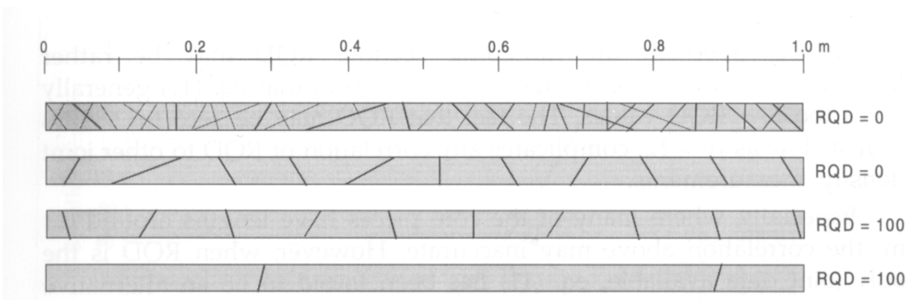
Συχνά δεν υπάρχει η δυνατότητα μέτρησης του J_v καθόσον δεν υπάρχει ορατός όγκος στον οποίο να γίνεται η μέτρηση. Γι΄ αυτό, πραγματοποιείται εκτίμησή του από τη σταθμισμένη πυκνότητα ασυνεχειών wJd. Στην περίπτωση αυτή απαιτείται η μέτρηση της γωνίας δ μεταξύ της επιφάνειας μέτρησης ή της γεώτρησης πυρηνοληψίας και της ασυνέχειας. Η σταθμισμένη συχνότητα ασυνεχειών δίνεται από τις σχέσεις:

$$wJd = \frac{1}{L} \cdot \sum_i \frac{1}{\sin \delta_i}$$

$$wJd = \frac{1}{\sqrt{A}} \cdot \sum_i \frac{1}{\sin \delta_i}$$

ανάλογα με το αν μετρώνται ασυνέχειες κατά μήκος γεώτρησης μήκους L ή επάνω σε εκτεθειμένη ορατή επιφάνεια εμβαδού A. Ο ειδικός απαριθμητής ασυνεχειών J_v ισούται, πολύ ικανοποιητικά, με τη σταθμισμένη πυκνότητα ασυνεχειών wJd.

Ο δείκτης ποιότητας του πετρώματος RQD έχει λόγω της ασυνεχούς φύσης του περιορισμούς, καθόσον για διάστημα ασυνεχειών <9cm ισούται με 0 και αντίστοιχα για διάστημα ασυνεχειών >11cm ισούται με 100 (Σχήμα 24). Εκτός αυτού ο δείκτης είναι μέγεθος που έχει διεύθυνση αναφοράς.

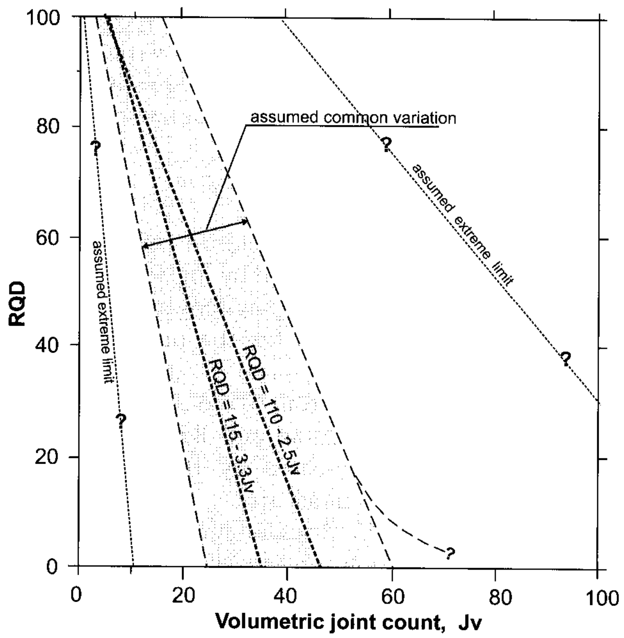


Σχήμα 24. Ακραίες τιμές του RQD

Οι προτεινόμενες σχέσεις μεταξύ του RQD και του J_v φαίνονται στο Σχήμα 25, και είναι :

RQD=115-3.3J_v; RQD=0 για J_v>35 και RQD=100 για J_v<4.5 (παλαιότερη).

RQD=110-2.5J_v; RQD=0 για J_v>44 και RQD=100 για J_v<4 (νεότερη, ακριβέστερη)



Σχήμα 25. Πιθανή συσχέτιση RQD και J_v (Palmstrom, 2005).

Παρατηρούμε ότι η τελευταία σχέση ομοιάζει με τη γραμμική σχέση που παρήχθη στην προηγούμενη ενότητα:

RQD=110.4-3.68λ, για 6/m<λ<16/m

Προκειμένου οι σχέσεις να ταυτίζονται, θα πρέπει:

$3.68\lambda = k_{RJ}\times J_v$, k_{RJ}=[2.5,~3.3].

Για παράδειγμα, ας θεωρήσουμε ένα σύστημα 3 οικογενειών ασυνεχειών καθέτων μεταξύ τους και με την ίδια πυκνότητα ασυνεχειών λ_i. Τότε, με βάση τον ορισμό του, $J_v=3\times\lambda_i$. Εφόσον η σάρωση γίνει στη διεύθυνση μιας οικογένειας, τότε $\lambda=\lambda_i$, οπότε :

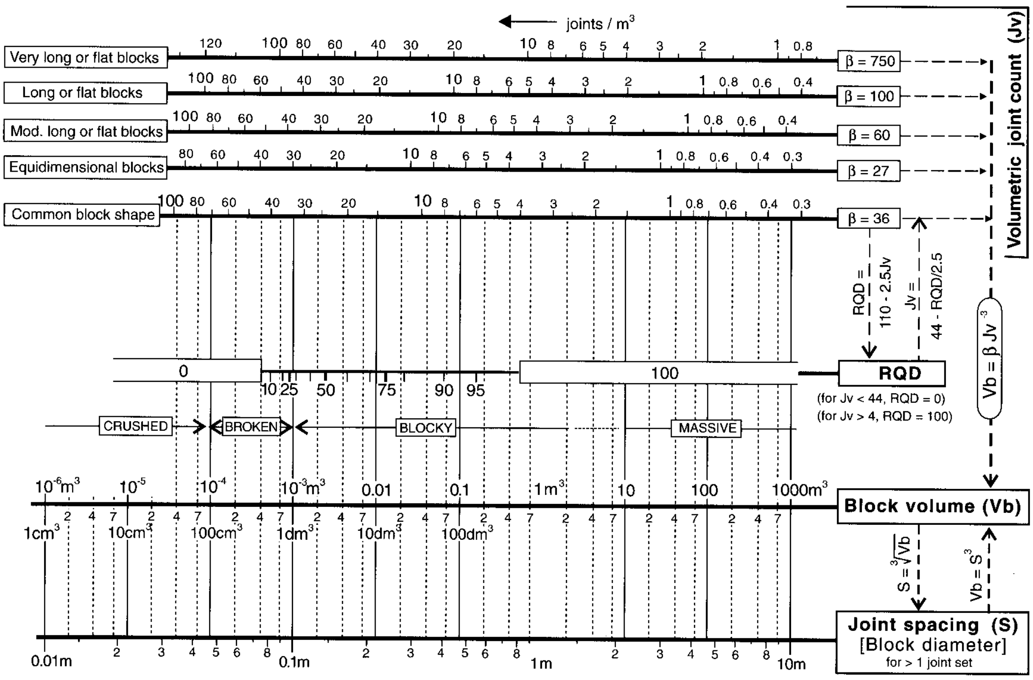
$k_{RJ}=3.68\times\lambda_i/(3\times\lambda_i)=1.23$.

Εφόσον η σάρωση γίνει στη διαγώνιο των ασυνεχειών, τότε $\lambda=3\times\lambda_i/\sqrt{3}$, οπότε:

$k_{RJ}=3.68\times\lambda_i\times3/\sqrt{3}\times(3\times\lambda_i)=2.12$.

Παρατηρούμε ότι υπάρχει διαφοροποίηση μεταξύ των σχέσεων που προτείνονται από τις δύο μεθόδους, αν και η δεύτερη τιμή του k_{RJ} βρίσκεται μέσα στα όρια του διαγράμματος στο Σχήμα 25.

Στο Σχήμα 26 δίνεται η συσχέτιση μεταξύ των διαφόρων μετρήσεων του μεγέθους του στοιχειώδους τεμάχους. Ειδικά για το J_v δίνονται 5 σειρές συσχέτισης, που αντιστοιχούν σε διάφορες μορφές και κατά συνέπεια και β. Παρατηρούμε στο διάγραμμα το μικρό εύρος εφαρμογής του RQD, που περιορίζεται στην περίπτωση των τεμαχισμένων και μερικώς θραυσμένων πετρωμάτων. Οι λοιπές μετρήσεις έχουν πλήρες εύρος εφαρμογής.



Σχήμα 26. Συσχέτιση μεταξύ διαφόρων μετρήσεων του μεγέθους του τεμάχους (Palmstrom, 2005)

2.5 Εφαρμογές στα μέτρα στήριξης

2.5.1 Συνάντηση ασυνεχειών τεμνόμενων από ήλους

Η πιθανότητα συνάντησης k ασυνεχειών από γραμμή δειγματοληψίας μήκους x δίνεται με βάση τη διαδικασία Poisson από τη σχέση :

$$P(k,x)=e^{-\lambda \cdot x}\cdot(\lambda\cdot x)^k/k!$$

Εξίσωση 14

Επομένως η πιθανότητα μία ήλωση στο πέτρωμα μήκους x να συναντά μέχρι k, λιγότερες από k ή περισσότερες από k ασυνέχειες, δίνεται αντίστοιχα από τις σχέσεις:

$$P(\leq k, x) = \sum_{l=0}^{k} P(l, x)$$

$$P(< k, x) = \sum_{l=0}^{k-1} P(l, x)$$

$$P(> k, x) = 1 - \sum_{l=0}^{k} P(l, x)$$

Εξίσωση 15

2.5.2 Εμπιστοσύνη εκτίμησης της μέσης απόστασης

Οι μέσες τιμές δειγμάτων διαστάσεων N που έχουν ληφθεί από ένα πληθυσμό οποιασδήποτε κατανομής που έχει μέση τιμή $\bar{x}$ και τυπική απόκλιση σ τείνουν να είναι κανονικά κατανεμημένες με μέση τιμή $\bar{x}$ και τυπική απόκλιση σ/√N. Αν z η παράμετρος εμπιστοσύνης της κανονικής κατανομής (από στατιστικούς πίνακες, =1.282 για 80%, =1.645, για 90% εμπιστοσύνη), και ε το σφάλμα, τότε:

$$z \cdot \sigma / N^{1/2} = e \cdot \bar{x} \Rightarrow N = z^2/\varepsilon^2$$

Εξίσωση 16

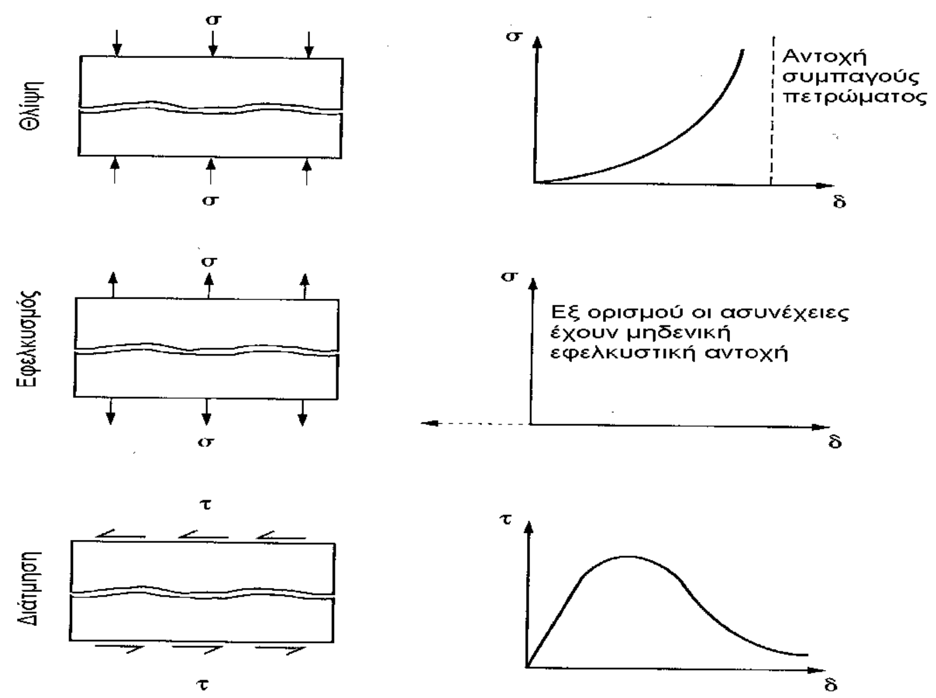
έχοντας αντικαταστήσει σ= $\bar{x}$ που ισχύει για την αρνητική εκθετική κατανομή.

3 Μηχανικές ιδιότητες

Η μηχανική συμπεριφορά μεμονωμένων ασυνεχειών εκτιμάται με βάση την τραχύτητα, την αντοχή του τοιχώματος, το άνοιγμα ή τη γόμωση και τη διήθηση τους. Στα πρακτικά του συνεδρίου που επιμελήθηκαν οι Barton and Stephanson (1990) γίνεται μία εκτενής επισκόπηση του θέματος της μηχανικής συμπεριφοράς των ασυνεχειών.

3.1 Δυστροπία

Η συμπεριφορά μιας ασυνέχειας σε θλίψη, εφελκυσμό και διάτμηση φαίνεται στο Σχήμα 27. Παρατηρούμε ότι η δυστροπία κατά τη δοκιμή σε θλίψη αυξάνει βαθμιαία. Σε εφελκυσμό η ασυνέχεια δεν φέρει αντίσταση, εξ ορισμού. Σε διάτμηση η καμπύλη συμπεριφοράς έχει ένα ανερχόμενο τμήμα και μετά ένα κατερχόμενο. Τόσο στη περίπτωση της θλίψης όσο και της διάτμησης η συμπεριφορά είναι μη γραμμική.



Σχήμα 27. Ασυνέχεια υποκείμενη σε θλίψη, εφελκυσμό και διάτμηση.

Στη περίπτωση της θλίψης ο Goodman (1976) πρότεινε μια υπερβολική συνάρτηση μεταξύ της τάσης σ_n της ασκούμενης στη διεπιφάνεια και το κλείσιμο v της ασυνέχειας, που δίνεται από τη σχέση:

$$v = \frac{\sigma_n}{c + d \cdot \sigma_n}$$

$$\frac{1}{k_n} = \frac{dv}{d\sigma_n} = \frac{c}{(c + d \cdot \sigma_n)^2}$$

$$\sigma_n \to \infty \Rightarrow v = V_m = \frac{1}{d} \Rightarrow d = \frac{1}{V_m}$$

$$\frac{1}{k_{ni}} = \frac{1}{k_n(\sigma_n = 0)} = \frac{1}{c} \Rightarrow c = k_{ni} \Rightarrow$$

$$v = \frac{\sigma_n}{k_{ni} + \frac{\sigma_n}{V_m}} = \frac{\sigma_n \cdot V_m}{k_{ni} \cdot V_m + \sigma_n}$$

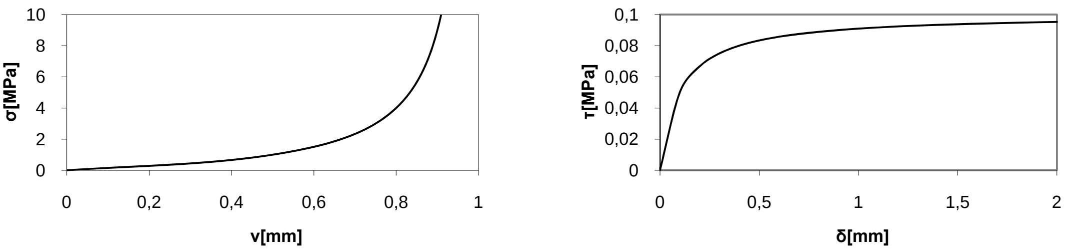
$$\frac{1}{k_n} = \frac{1}{k_{ni}} \cdot \left(\frac{k_{ni} \cdot V_m}{\sigma_n + k_{ni} \cdot V_m} \right)^2$$

Εξίσωση 17

Η συμπεριφορά σε διάτμηση έχει εκφρασθεί (Brady and Brown, 1993) ως μια τριγραμμική συνάρτηση μεταξύ της διατμητικής τάσης τ που ασκείται στη διεπιφάνεια και της διατμητικής μετακίνησης δ. Οι Hudson and Harrison (1997) προτείνουν την παρακάτω υπερβολική συνάρτηση:

$$\tau = \frac{\delta}{a + b \cdot \delta}$$

Εξίσωση 18



Σχήμα 28. Προσαρμογή υπερβολικών συναρτήσεων για την προσέγγιση της συμπεριφοράς κλεισίματος και διάτμησης των ασυνεχειών

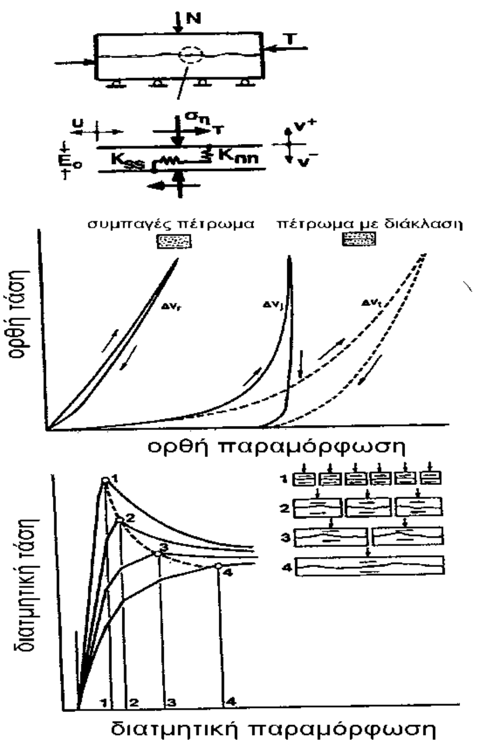
Η μορφή των παραπάνω υπερβολικών συναρτήσεων, για a=c=d=1 και b=10, φαίνεται στο Σχήμα 28. Και οι δύο συναρτήσεις ισχύουν για τη περιοχή πριν από τη μέγιστη ορθή ή διατμητική τάση. Παρόλη τη μη γραμμικότητα των συναρτήσεων, είναι συχνά αναγκαία η προσέγγιση των πραγματικών καμπυλών συμπεριφοράς από γραμμικές συναρτήσεις. Στη περίπτωση αυτή η συνάρτηση τάσης-μετακίνησης της ασυνέχειας δίνεται από τη παρακάτω μητρωική σχέση:

$$\begin{bmatrix} \sigma_n \\ \tau \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} k_{nn} & k_{ns} \\ k_{sn} & k_{ss} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \delta_n \\ \delta_s \end{bmatrix}$$

$$\boldsymbol{\sigma} = \mathbf{k} \cdot \boldsymbol{\delta}$$

Εξίσωση 19

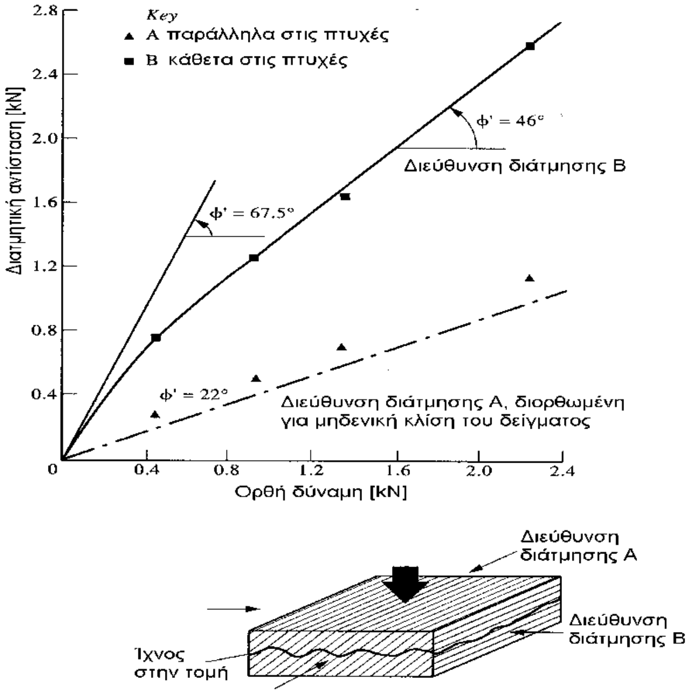
Η μηχανική σημασία των διαγώνιων όρων k_{nn} και k_{ss} του μητρώου δυστροπίας φαίνεται στο Σχήμα 29. Το παραπάνω μητρώο δυστροπίας δεν είναι συνήθως συμμετρικό και εμπεριέχει και μη διαγώνιους όρους. Αυτοί λαμβάνουν υπόψη τη σύνδεση π.χ. διόγκωσης και διάτμησης της επιφάνειας.



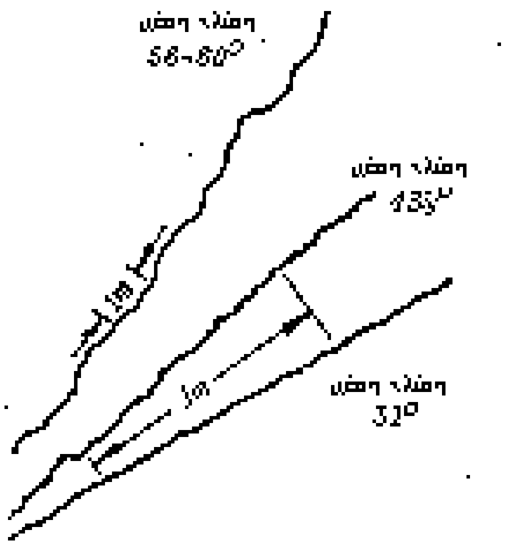
Σχήμα 29. Βασικές συνιστώσες της συμπεριφοράς των ασυνεχειών του πετρώματος.

3.2 Αντοχή

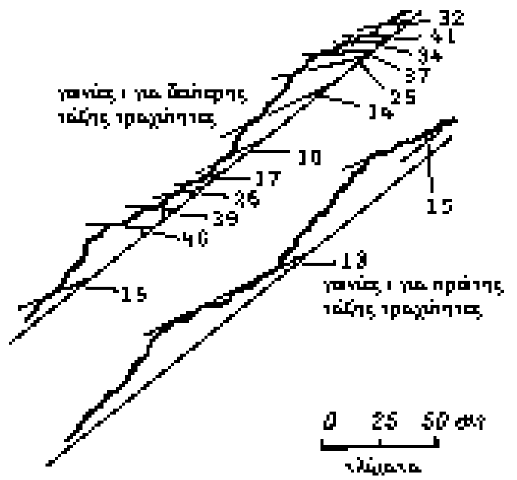
Σε μία λεία επιφάνεια η διατμητική αντοχή τ μπορεί να εκφρασθεί αξιόπιστα από μία γραμμική περιβάλλουσα Mohr-Coulomb της μορφής $\tau = \sigma_n \cdot \tan\varphi$. Στις φυσικές τραχείες ασυνέχειες παρατηρούμε κατά την εξαίτηση σε διάτμησή τους, την επίτευξη σχετικά γρήγορα μιας μέγιστης τιμής της διατμητικής τάσης, η οποία εν συνεχεία σταδιακά μειώνεται ασυμπτωτικά προς μία ελάχιστη τιμή (Σχήμα 27). Οι παραπάνω ακραίες τιμές της τάσης ονομάζονται αντίστοιχα μέγιστη και παραμένουσα αντοχή. Στο σχεδιασμό των έργων είναι χρήσιμη η γνώση των δύο αυτών ακραίων τιμών της αντοχής στο εύρος της αναμενόμενης ορθής τάσης, και για το σκοπό αυτό σχεδιάζονται οι αντίστοιχες δύο περιβάλλουσες, δηλ. η περιβάλλουσα της μέγιστης αντοχής και η περιβάλλουσα της παραμένουσας αντοχής.



Σχήμα 30α. Μη γραμμικότητα του κριτηρίου αστοχίας ασυνεχειών πετρώματος



Σχήμα 30β. Παρατηρήσεις του Patton (1966) σε ίχνη επιπέδων στρώσης ασβεστολιθικών πρανών.



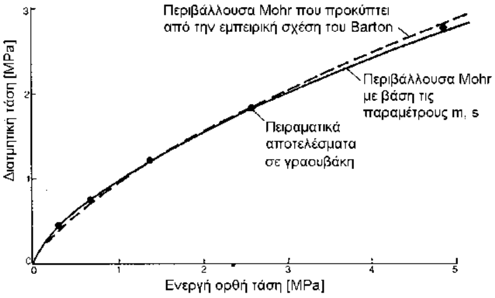
Σχήμα 30γ. Μετρήσεις του Patton γωνιών i διόγκωσης για τραχύτητες πρώτης και δεύτερης τάξης.

Το κριτήριο του Patton (1966), $\tau = \sigma_n \cdot \tan(\varphi + i)$, λαμβάνει υπόψη ότι για μικρές τιμές της ορθής τάσης σ_n η τραχύτητα της επιφάνειας προκαλεί κατά τη διάτμηση διόγκωση, δίνοντας μία φαινόμενη γωνία τριβής $(\varphi + i)$, π.χ. 67.5^o στο Σχήμα 30α. Για μεγαλύτερες τιμές της ορθής δύναμης η γωνία τραχύτητας i μηδενίζεται, λόγω θραύσης των ακίδων του πετρώματος στο τοίχωμα της ασυνέχειας. Ως εκ τούτου προέκυψε η ανάγκη για τη μόρφωση ενός διγραμμικού κριτηρίου αστοχίας της ασυνέχειας. Στο Σχήμα 30β παρατηρούμε τη μείωση της ευσταθούς κλίσης στρωσιγενών ασβεστολιθικών πρανών με τη μείωση της τραχύτητας. Στο Σχήμα 30γ παρατηρούμε γωνίες τραχύτητας που αντιστοιχούν σε δύο διαφορετικές κλίμακες (τάξεις μεγέθους). Η φαινόμενη γωνία τριβής υπολογίσθηκε (Goodman, 1970) για πολύ μικρές ορθές τάσεις, από 0.2 έως 0.6 MPa, σε ~70-75^{o}. Αντίθετα, για υψηλή ορθή δύναμη προκειμένου να υπάρξει διατμητική μετακίνηση οι προεξοχές της τραχείας επιφάνειας διατέμνονται και τελικά επέρχεται ισορροπία με μία γωνία τριβής φ (i=0^{o}). Μεταξύ των δύο ακραίων καταστάσεων η γωνία διόγκωσης i λαμβάνει ενδιάμεσες τιμές. Τούτο οδήγησε τον Barton (1973, 1976), στη διατύπωση της εμπειρικής σχέσης:

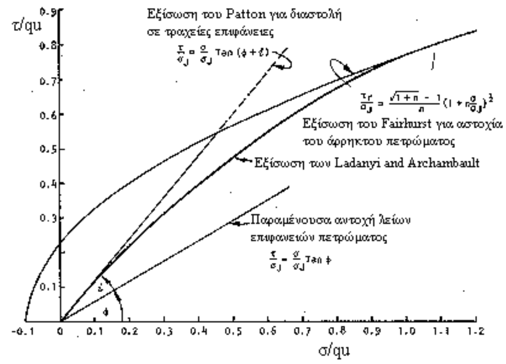
$$\tau^{p} = \sigma_n \cdot \tan\left[JRC \cdot \log_{10}\left(\frac{JCS}{\sigma_n} \right) + \phi_b \right] = \sigma_n \cdot \tan \phi_{\sec}$$

Εξίσωση 20

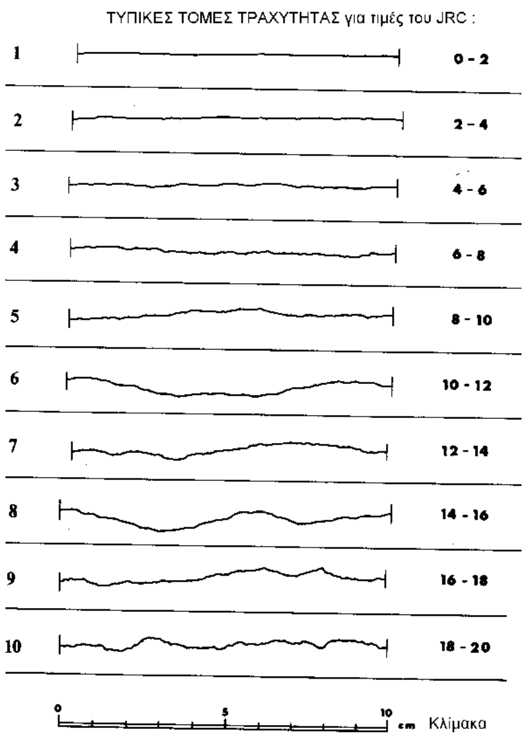
Το πρώτο μέρος στην παραπάνω γωνία είναι η μεταβαλλόμενη με την επιβαλλόμενη ορθή τάση γωνία τραχύτητας (διόγκωσης) i. Οι παράμετροι JCS και JRC χαρακτηρίζουν την αντοχή και την τραχύτητα της ασυνέχειας αντίστοιχα. Το δεύτερο μέρος στην παραπάνω γωνία είναι η παραμένουσα γωνία τριβής, της οποίας η τιμή πλησιάζει τη βασική γωνία τριβής φ_b, γενικά όμως είναι μικρότερή της λόγω της διάβρωσης και της αποσάθρωσης. Η παραπάνω εξίσωση του Barton έχει βασισθεί σε μελέτες για χαμηλές τιμές της ορθής τάσης, δηλ. $0.01<\sigma_n/q_u<0.3$. Στο Σχήμα 31α, η παραπάνω σχέση είναι προσαρμοσμένη σε εργαστηριακά αποτελέσματα διάτμησης ασυνέχειας σε γραουβάκη (Hoek, 1983). Αντίστοιχη σχέση, με παραμέτρους m,s που έχει προταθεί από τον Hoek (1983), έχει προσαρμοσθεί στα ίδια δεδομένα του σχήματος. Στο Σχήμα 31β δίνεται γραφικά η εξίσωση των Ladanyi and Archambault (1970), η οποία είναι λιγότερο συντηρητική από την εξίσωση του Barton.



Σχήμα 31α. Εμπειρικό κριτήριο αστοχίας ασυνεχειών του Barton

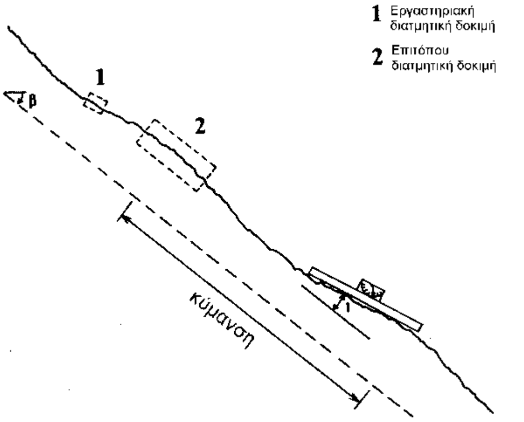


Σχήμα 31β. Μετάβαση από τη διαστολή στη διάτμηση σύμφωνα με την εξίσωση των Ladanyi and Archambault (1970), για i=20^o και φ=30^o.

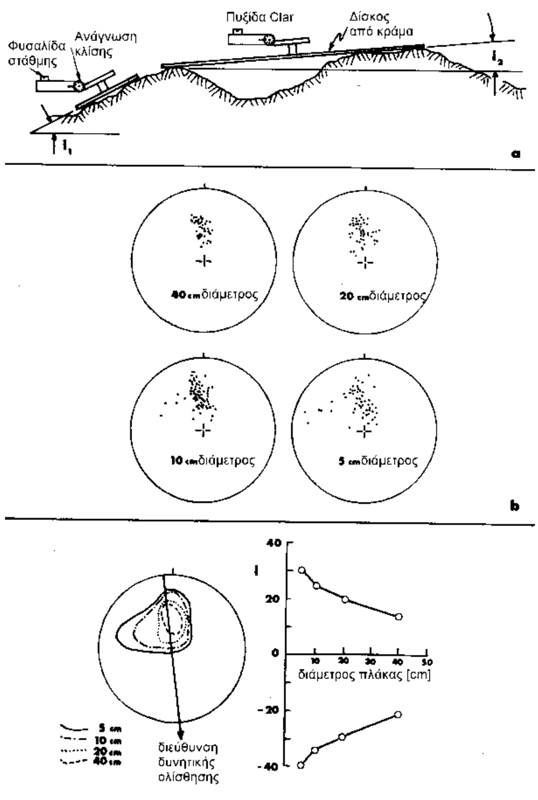


Σχήμα 32. Τομές τραχύτητας και αντίστοιχες τιμές της παραμέτρου JRC.

Η εκτίμηση της παραμέτρου JRC μπορεί να γίνει αρχικά με βάση τυποποιημένες τομές τραχύτητας ασυνεχειών (Σχήμα 32). Η επιλογή της παραμέτρου εν τούτοις παραμένει υποκειμενική. Για την αντικειμενική επιλογή της παραμέτρου έχουν αναπτυχθεί μέθοδοι ανάλυσης των τομών όπως με τη μέθοδο (Σχήμα 33, Σχήμα 34) γεωλογικής πυξίδας και δίσκων μέτρησης της κλίσης (Fecker and Rengers, 1971) καθώς και φωτογραμμετρικές μέθοδοι (Barton, 1971).



Σχήμα 33. Διάφορες κλίμακες τραχύτητας ασυνεχειών λαμβάνονται για διάφορες κλίμακες δοκιμών. Η κύμανση χαρακτηρίζεται από τη γωνία i.

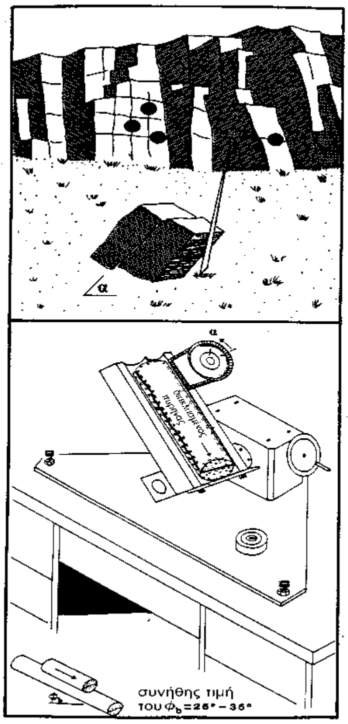


Σχήμα 34. Μέθοδος καταγραφής της τραχύτητας των ασυνεχειών σε τρεις διαστάσεις, για περιπτώσεις που η διεύθυνση δυνητικής μετακίνησης δεν είναι γνωστή. Χρησιμοποιούνται δίσκοι διαφορετικών διαμέτρων σε συνδυασμό με πυξίδα Clar και κλισίμετρο.

Πειραματικά η εκτίμησή της γίνεται είτε στο ύπαιθρο είτε στο εργαστήριο (Barton and Choubey, 1977) με βάση τις διατάξεις που φαίνονται στο Σχήμα 35. Για κλίση α οριακής ισορροπίας, υπολογίζεται από τη σχέση:

$$JRC = \frac{\alpha - \phi_r}{\log\left(\frac{JCS}{\sigma_n^{'}}\right)}$$

Εξίσωση 21



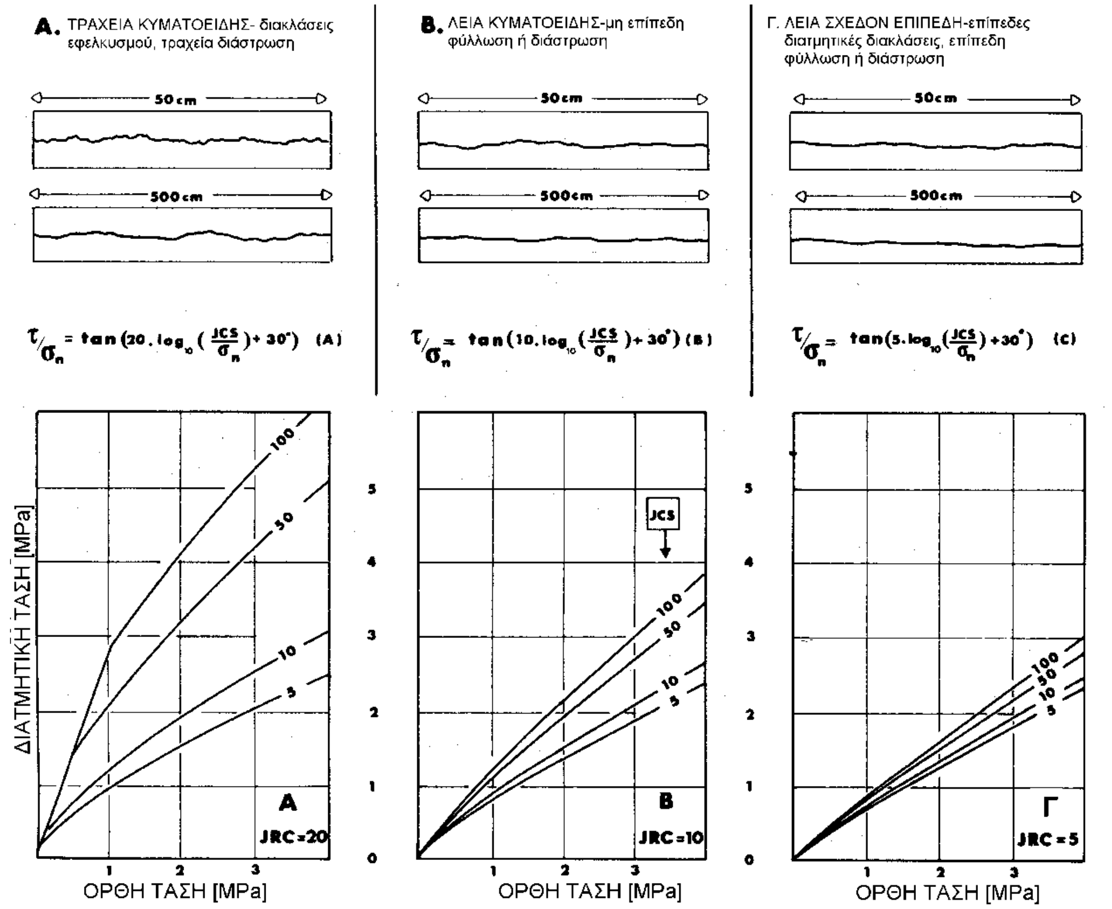
Σχήμα 35. Απλές δοκιμές για τον καθορισμό της παραμέτρου τραχύτητας JRC και της βασικής γωνίας τριβής φ_b, χρησιμοποιώντας είτε διακλασμένα τεμάχη είτε διακλασμένους πυρήνες γεωτρήσεων

Η παραμένουσα γωνία τριβής φ_r στην παραπάνω σχέση προσδιορίζεται στο εργαστήριο είτε ως βασική γωνία τριβής φ_b του μητρικού πετρώματος, είτε με μείωση της ώστε να ληφθεί υπόψη η διάβρωση. Η βασική γωνία τριβής φ_b κυμαίνεται από 25 έως 35°, με μέση τιμή τις 30°. Ο υπολογισμός της φ_r, για αποσαθρωμένες και διαβρωμένες ασυνέχειες, γίνεται με βάση της σχέση:

$$\phi_r = (\phi_b - 20) + 20 \cdot \frac{r}{R}$$

Εξίσωση 22

όπου r ο αριθμός αναπήδησης σφύρας Schmidt της αποσαθρωμένης επιφάνειας και R ο αντίστοιχος αριθμός του εσωτερικού πετρώματος.



Σχήμα 36. Μέθοδος εκτίμησης της μέγιστης διατμητικής αντοχής από τρεις τυπικές τομές τραχύτητας. Κάθε περιβάλλουσα καμπύλη αριθμείται με την κατάλληλη τιμή της παραμέτρου αντοχής JCS[MPa].

Στο Σχήμα 36 δίνονται σαν παράδειγμα σε μικρή και μεσαία κλίμακα οι τομές τριών ασυνεχειών. Οι παράμετροι της τραχύτητας που αντιστοιχούν στις τομές αυτές είναι JRC=20, 10, 5. Για κάθε τομή σχεδιάζονται οι περιβάλλουσες μέγιστης διατμητικής αντοχής για τέσσερις τιμές της παραμέτρου αντοχής JCS=5, 10, 50, 100MPa.

Παρατήρηση : Για τιμές της ορθής τάσης πλησίον του μηδενός (~<0.001q_u) η τιμή της γωνίας φ+i γίνεται πολύ μεγάλη και αόριστη. Ως εκ τούτου, σύμφωνα με τον Barton, το κριτήριο για τις περιοχές που η γωνία είναι μεγαλύτερη από 70^o δεν ισχύει.

3.3 Μετατροπή παραμέτρων

Ιστορικοί αλλά και πρακτικοί λόγοι επέβαλαν στις αναλύσεις τη χρήση των παραμέτρων c και φ, του κριτηρίου Mohr-Coulomb, για τον υπολογισμό των συντελεστών ασφαλείας ασταθών τεμαχών σε ολίσθηση. Εν τούτοις, έχει αποδειχθεί ότι για την εκτίμηση της διατμητικής αντοχής ασυνεχειών δεν αρκεί ένα γραμμικό κριτήριο. Το λογαριθμικό κριτήριο που προτάθηκε από το Barton (1973) είναι το ευρύτερα χρησιμοποιούμενο για την εκτίμηση της διατμητικής αντοχής των ασυνεχειών. Η κατά περιοχές γραμμικοποίηση του κριτηρίου αυτού δίνει τη δυνατότητα εκτίμησης τοπικών ισοδύναμων παραμέτρων c_i, φ_i, που εν συνεχεία δύνανται να χρησιμοποιηθούν στις αναλύσεις που κάνουν χρήση των παραμέτρων αυτών. Οι τοπικά ισοδύναμες παράμετροι c_i, φ_i μιας περιοχής δύνανται να θεωρηθούν ότι αντιστοιχούν στην εφαπτομένη της περιβάλλουσας του κριτηρίου του Barton σε ενδιάμεσο σημείο. Ο υπολογισμός της κλίσης φ_i της εφαπτομένης στην περιβάλλουσα του Barton για ορθή τάση σ_n δίνεται από τη σχέση:

$$\phi_i = \arctan\left(\frac{\partial \tau}{\partial \sigma_n}\right)$$

$$\frac{\partial \tau}{\partial \sigma_n} = \tan\left(JRC \cdot \log_{10}\frac{JCS}{\sigma_n} + \phi_b\right) -$$

$$-\frac{\pi \cdot JRC}{180 \cdot \ln 10}\left[\tan^2\left(JRC \log_{10}\frac{JCS}{\sigma_n} + \phi_b\right) + 1\right]$$

Εξίσωση 23

Η τοπική συνοχή c_i υπολογίζεται με βάση την υπολογισμένη τοπική φ_i, από τη σχέση:

$$c_i = \tau - \sigma_n \cdot \tan\varphi_i$$

Εξίσωση 24

Οι ποσότητες αυτές δύνανται να χρησιμοποιηθούν για αναλύσεις ευστάθειας στις οποίες γίνεται χρήση του κριτηρίου Mohr-Coulomb, υπό την προϋπόθεση ότι η ορθή τάση σ_n βρίσκεται κοντά στην τιμή που χρησιμοποιήθηκε για τον καθορισμό του σημείου επαφής.

Σε μια τυπική εφαρμογή, μπορεί να χρησιμοποιηθεί ένα φύλλο εργασίας για τον υπολογισμό, με την Εξίσωση 23 και Εξίσωση 24, των τιμών της στιγμιαίας γωνίας τριβής και συνοχής και ενός εύρους τιμών ορθής τάσης. Σημειώνεται ότι η Εξίσωση 20 δεν ισχύει για σ_n=0 και παύει να έχει πρακτική αξία για φ_b + JRC·$\log_{10}$(JCS/σ_n)>70^o. Το όριο αυτό μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον καθορισμό μιας ελάχιστης τιμής του σ_n. Ένα άνω όριο για τη n δίνεται από την τιμή σ_n=JCS.

Για την επιλογή του ζεύγους των τιμών c_i και φ_i για μία συγκεκριμένη εφαρμογή, η μέση ορθή τάση σ_n που δρα στα επίπεδα ασυνέχειας θα πρέπει να εκτιμηθεί και να χρησιμοποιηθεί η σχετική σειρά του φύλου εργασίας. Σε πολλές πρακτικές εφαρμογές, μία και μόνη μέση τιμή της ορθής τάσης αρκεί. Όταν όμως πρόκειται για προβλήματα κρίσιμης ευστάθειας, η επιλογή αυτή θα πρέπει να γίνεται χωριστά για κάθε σημαντική επιφάνεια ασυνέχειας.

3.4 Επίδραση του νερού στην αντοχή

Η παρουσία του νερού υπό πίεση στις ασυνέχειες έχει σαν αποτέλεσμα τη μείωση της ενεργού ορθής τάσης. Τούτο, όπως και στην περίπτωση των εδαφών επιφέρει μείωση της διατμητικής αντοχής.

Η επίδραση του νερού στη συνοχή και στη γωνία τριβής της ασυνέχειας εξαρτάται κυρίως από τη φύση του υλικού με το οποίο είναι πληρωμένη ή συγκολλημένη η ασυνέχεια. Στα περισσότερα σκληρά πετρώματα όπως και γενικά στα αμμώδη εδάφη η επίδραση στις παραμέτρους αυτές είναι χωρίς σημασία.

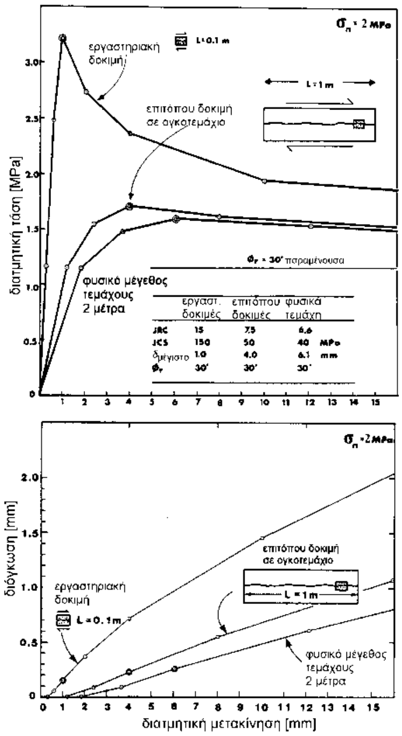
Αντίθετα, γενικά σε αργιλικούς σχιστόλιθους, ιλυόλιθους, μάργες και άλλα αντίστοιχα πετρώματα, καθώς και για ασυνέχειες πληρωμένες με αργιλικά υλικά, οι αλλαγές στη συνοχή και στην τριβή είναι σημαντικές, και εξαρτώνται άμεσα από την περιεκτικότητα σε υγρασία του υλικού. Στην περίπτωση αυτή οι δοκιμές προσδιορισμού των μηχανικών χαρακτηριστικών των ασυνεχειών θα πρέπει να γίνονται σε συνθήκες υγρασίας αντίστοιχες με αυτές που επικρατούν στις φυσικές συνθήκες.

Ιδιαίτερη προσοχή πρέπει να δίνεται στην ροή νερού, ειδικότερα όταν αυτή συνοδεύεται από απόπλυση του υλικού πλήρωσης των ασυνεχειών.

3.5 Επίδραση της κλίμακας

Στο Σχήμα 33 παρατηρούμε ότι η τραχύτητα εξαρτάται από την κλίμακα της πειραματικής δοκιμής. Η καταγραφή της τραχύτητας προτείνεται (Brown, 1981) να γίνεται είτε κατά μήκος της ευθείας στην οποία υπάρχει κίνδυνος ολίσθησης, είτε χωρικά όταν δεν είναι γνωστή η διεύθυνση αυτή. Στο Σχήμα 34 παρουσιάζεται η μέθοδος χωρικής καταγραφής της τραχύτητας μιας επιφάνειας ολίσθησης για την περίπτωση που η διεύθυνση δυνητικής μετακίνησης δεν είναι γνωστή. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται δίσκοι διαφόρων διαμέτρων, συνδυασμένοι με πυξίδα Clar και κλισίμετρο, ώστε να καταγράφονται οι κλίσεις στην επιφάνεια που αντιστοιχούν σε διαφορετικές κλίμακες. Αναγνωρίζοντας την εξάρτηση της μετρούμενης τραχύτητας από το μήκος μέτρησης, οι Lee et al. (1990), χρησιμοποίησαν την κλασματική (fractal) διάσταση για τη μέτρηση της τραχύτητας των ασυνεχειών.

Στο Σχήμα 29 (Bandis et al, 1981) φαίνεται η μείωση της διατμητικής αντοχής με την αύξηση των διαστάσεων της ασυνέχειας. Στο Σχήμα 37 (Barton, et al., 1983) φαίνεται η μείωση της αντοχής με την αύξηση των διαστάσεων, καθόσον η τελευταία αποτελεί αιτία μείωσης της διόγκωσης.



Σχήμα 37. Καταστατικό ομοίωμα συμπεριφοράς διατμητικής τάσης-διατμητικής μετακίνησης και διόγκωσης-διατμητικής μετακίνησης τεμαχίων διαφορετικού μεγέθους, θεωρώντας σταθερή ορθή τάση 2MPa (Barton et al., 1983)

4 Βιβλιογραφία

Antonio E.C. (1985). “A study of discontinuity frequency in three dimensions”, MSc Thesis, Imperial College, London, 107pp.

Bandis S., Lumsden A.C., and Barton N. (1981). “Experimental studies of scale effects on the shear behaviour of rock joints”, Int. J. Rock Mechanics Min. Sci. and Geomech. Abstr., 18, 1-21.

Barton N. (1971). “A relationship between joint roughness and joint shear strength. Proc. of Int. Symp. Rock Mechanics, Nancy, Rock fracture, I, 8.

Barton N. (1973). “Review of a new shear strength criterion for rock joints”, Engineering Geology, 7, 287-332.

Barton N. (1976). “The shear strength of rock and rock joints”, Int. J. Rock Mech., Min. Sci. Geomech. Abstr. 13, 255-279.

Barton N. and Choubey V. (1977). “The Shear Strength of Rock Joints in theory and Practice”, Rock Mechanics, 10, 1-54.

Barton N. and Stephanson O. (1990). “Rock Joints”, Proc. Intrnl. Symp. on Rock Joints, Loen Norway, Balkema.

Barton N., Bakhtar K, Bandis S. (1983). “Rock joint description and modelling for prediction of near field repository performance”, TerraTek Engineering.

Barton N., Lien R., Lunde J., 1974. Engineering classification of rock masses for the design of rock support. Rock Mechanics, 6, 189-236.

Bieniawski ZT, 1973. Engineering Classification of jointed Rock Masses. Transactions of the South African Institution of Civil Engineers 15 (12), 335-344.

Brady BHG and ET Brown, 1993. «Rock Mechanics for Underground Mining», Chapman and Hall, pp. 99-101.

Brown ET ed. (1981). "Rock Characterization Testing and Monitoring, ISRM Suggested Methods", Pergamon Press.

Dearman WR, 1991. Engineering Geological Mapping. Butterworth-Heinemann Ltd, Oxford.

Deere D.U. (1963). "Technical description of rock cores for engineering purposes", Rock Mech. Eng. Geol., 1, 18-22.

Fecker E. and Rengers N. (1971). "Measurement of large scale roughnessesof rock planes by means of profilograph and geological compass". Proc. of Int. Symp. Rock Mechanics, Nancy, Rock fracture, I, 18.

Goodman R.E. (1970) "The deformability of joints", in Determination of the in-situ modulus of deformation of rock. A.S.T.M., STP 477, pp.174-196.

Goodman R.E. (1976) "Methods of Geological Engineering in discontinuous rock", St Paul: West.

Harrison J.P. (1999). "Selection of the threshold value in RQD assessments", Int. J. Rock Mechanics, 36, 5, pp.673-685.

Hoek E. (1983). "Strength of jointed rock masses", Geotechnique, 33, 3, 187-223.

Hudson J.A. (1989). "Rock Mechanics Principles in Engineering Practice", CIRIA/Butterworths, London, 72pp.

Hudson J.A. and Harrison J.P. (1997). "Engineering Rock Mechanics - An Introduction to the Principles", Pergamon.

Ladanyi B. and Archambault G. (1970). "Simulation of rock behaviour of a jointed rock mass", Proc. 11th Symp. Rock Mech., AIME, pp. 105-125.

Lee Y.H., Carr J.R., Bars D.J., & Haas C.J. (1990). "The fractal dimension as a measure of the roughness of rock discontinuity profiles", Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr. 27, 453-464.

Muller L. (1963). "Die Technische Eigenschaften des Gebirges". Schweizerische Bauzeitung 81, 125-33.

Palmstrom A. 2002. "Measurement and characterization of rock mass jointing", in Sharma VM and Saxena KR eds, "In-Situ characterization of rocks, pp49-98, Balkema AA.

Palmstrom A., 2005. "Measurements of and correlations between block size and rock quality designation (RQD)", TUST, 20, 362-377.

Patton E.D. (1966). "Multiple modes of shear failure in rock", Proc. 1st Congress of the ISRM, Lisbon, 509-513.

Priest S. D. (1993). Discontinuity analysis for rock engineering", Chapman and Hall, London, 473pp.

Roberts A., 1977. «Geotechnology». Pergamon Press.

Serafim J.L. (1964). "Rock mechanics considerations in the design of concrete dams". Proc. Intern. Conf. on State of Stress in the Earths Crust, Elsevier, pp. 611-645.

Τσουτρέλης: Χ., 1985. «Στοιχεία Μηχανικής των Πετρωμάτων», Αθήνα.