

Tema I. PROPIEDADES DE LAS ROCAS.

Dr. Ing. Roberto Watson Quesada.

Ingeniero Geólogo, Profesor del Instituto Minero metalúrgico de MOA, Cuba

Introducción

El conocimiento profundo de las propiedades de las rocas, así como los métodos para su determinación, es de gran importancia para el diseño y explotación adecuada de las explotaciones mineras, como para el buen aprovechamiento funcional del macizo rocoso.

Para el desarrollo del tema lo hemos estructurado de manera que repasemos las principales propiedades agrupadas de la siguiente forma:

- Propiedades másicas.
- Propiedades relacionadas con el agua.
- Propiedades de resistencia.
- Propiedades deformacionales.
- Propiedades tecnológicas.

Propiedades Másicas.

- **Masa Volumétrica:** Se define como la masa de un volumen de roca

$$\gamma_v = \frac{g}{v} \quad , \quad \frac{g}{cm^3} \quad , \quad \frac{kg}{m^3}$$

- **Densidad (γ)** : Masa de la unidad de volumen de la fase sólida (esqueleto mineral) de la roca.

$$\gamma = \frac{g}{v_s} \quad \frac{g}{cm^3} \quad , \quad \frac{Kg}{m^3}$$

Siempre $\gamma > \gamma_v$

- **Porosidad** : Conjunto de todos los espacios existentes entre las partículas minerales que forman la roca. Su magnitud se mide por un índice cuantitativo – la porosidad total (N) que caracteriza el volumen de poro con respecto al de roca.

$$N = \frac{V_p}{V}$$

También
$$N = 1 - \frac{\gamma_v}{\gamma}$$

El índice de poros (e) es la relación entre el volumen ocupado por los poros y el ocupado por las partículas sólidas.

$$e = \frac{V_p}{V_s}$$

e y N se relacionan por medio de la expresión.

$$e = \frac{N}{1 - N}$$

Para la determinación de γ_v en condiciones de laboratorio son usados varios métodos: Volúmetro, Pesadas hidrostáticas y otros; en tanto que para la determinación de la densidad el método más usado es el Picnométrico.

Para caracterizar volúmenes de Roca mullida (Fragmentada) se emplean varios índices, tales como: Masa Volumétrica (Peso) de la roca mullida, coeficiente de esponjamiento, composición granulométrica y ángulo de reposo natural.

Masa Volumétrica de la roca mullida γ_v' es la masa de la unidad de volumen de la roca del montón, en tanto que el peso Volumétrico mullido es el peso de la unidad de volumen en el montón.

Para poder determinar estos índices se debe definir el coeficiente de esponjamiento de las rocas (Ke).

$$Ke = \frac{V_f}{V_m} > 1$$

Relación entre el volumen de Roca en el montón y el volumen que ocupada esa misma roca en el macizo.

$$\gamma_v' = \frac{\gamma_v}{K_e} \quad y \quad \delta_v' = \frac{\delta_v}{K_e}$$

Presencia de agua en la Roca.

Las rocas siempre contienen una determinada cantidad de agua, la cual puede ser: químicamente ligada, físicamente ligada y libre.

Se llama agua químicamente ligada la que forma parte de la red cristalina de los minerales. La eliminación o transformación de esta agua provoca la destrucción del mineral.

El agua físicamente ligada esta estrechamente unida por las fuerzas moleculares de atracción a las partículas sólidas, cubriéndolas en forma de película. La cantidad de esta agua depende de la mojabilidad de la roca, es decir la *capacidad que tiene la roca de recubrirse con una película líquida*.

La mayoría de las rocas poseen buenas características de mojabilidad, lo que va ligado a su capacidad de absorción. La cantidad de agua físicamente ligada se valora por el índice de higroscopicidad y por la máxima capacidad de humedad molecular.

La higroscopicidad máxima ($W_{H \text{ Máx}}$) es la mayor cantidad de humedad que es capaz de adsorber la roca del aire cuando existe una humedad relativa del 94 % .

En tanto que la humedad molecular (W_M) es el agua retenida por fuerzas de atracción molecular, sobre la superficie de la roca, que se calcula por:

$$W_M = \frac{g_M - g_S}{g_S}$$

Donde

g_M – Masa de la roca que contiene agua molecular.

g_S – Masa de la roca secada a temperatura de 105 – 110 °C

El agua libre puede encontrarse en las rocas en forma de agua capilar retenida en los poros pequeños, por las fuerzas capilares y en forma de agua gravitacional relleno los poros grandes, la que se traslada en las rocas por la acción de la gravedad o de la presión.

La máxima cantidad de agua físicamente ligada y libre (capilar y gravitacional) que es capaz de contener una roca se caracteriza por su humedad total (W_T)

$$W_T = \frac{g_T - g_S}{g_S}$$

g_T : Masa de la roca saturada

Para caracterizar la roca en estado natural se utilizan los siguientes índices:

➤ Humedad natural (W_n) que es la cantidad de agua que contiene una roca en su estado natural.

$$W_n = \frac{g_n - g_S}{g_S}$$

➤ Coeficiente de saturación, que es la relación entre la humedad natural (W_n) y la total (W_T)

$$K_S = \frac{W_n}{W_T}$$

La capacidad de las rocas de entregar agua bajo las acciones mecánicas se caracteriza por el coeficiente de drenaje (K_D), que viene dado por

$$K_D = W_T - W_M$$

El movimiento del agua en las rocas provoca su disolución, su derrubio mecánico y otras afectaciones.

La acción estática del agua sobre la roca puede provocar su reblandecimiento, la hinchazón, la disolución y otras afectaciones.

Hinchazón – propiedad de las rocas de aumentar su volumen al saturarse de agua. Se representa por el coeficiente de hinchazón (K_M)

PROPIEDADES DE RESISTENCIA

Resistencia a compresión

Método Standard:

El ensayo se realiza con muestras cúbicas o usando testigos cilíndricos. Para el caso de muestras cúbicas, que es la variante más usada, influyen en los resultados que se obtienen, los siguientes elementos a tener en cuenta entre otros: La relación h/D, la velocidad de aplicación de la carga, las condiciones de borde de la muestra, etc.

Se recomienda realizar de 3 a 5 ensayos y dar como resultado el valor promedio.

$$R_C = \frac{P_R}{F}$$

P_R – Carga de ruptura de la muestra ; Kgf

F – Área transversal inicial de la muestra.

Ensayo puntual

El índice de resistencia que se obtiene (I_s) se define como.

$$I_s = \frac{P_R}{D^2}$$

Siendo D el diámetro del testigo

La magnitud L debe ser por lo menos 1,5D, pero no se exige ninguna preparación especial de las caras del testigo. Este método es fácil de aplicar en trabajos in Situ.

El índice I_s se relaciona con la resistencia a compresión por diferentes expresiones, por ejemplo:

$$\sigma_c = 24 I_s \text{ (Bieniawski)}$$

Otro método que permite realizar fácilmente, un gran número de ensayos, es el que se basa en el empleo de muestras irregulares.

Las muestras se preparan con cincel y martillo. Para el ensayo se emplea pedazos de roca que debe tener un volumen aproximado de 100 cm³ y las 3 dimensiones perpendiculares entre sí que no se diferencian en más de 1,5. Este método requiere que se realicen entre 15 y 25 ensayos, para obtener resultados confiables.

El índice de resistencia R se obtiene por la expresión.

$$R = P_R \left(\frac{\gamma_V}{g} \right)^{2/3}$$

Donde

g- Es el peso de cada pedazo de roca ensayada, g

γ_V – Masa Volumétrica de la roca , g/cm³

El valor del índice R obtenido se relaciona con la resistencia lineal a compresión por medio de la expresión

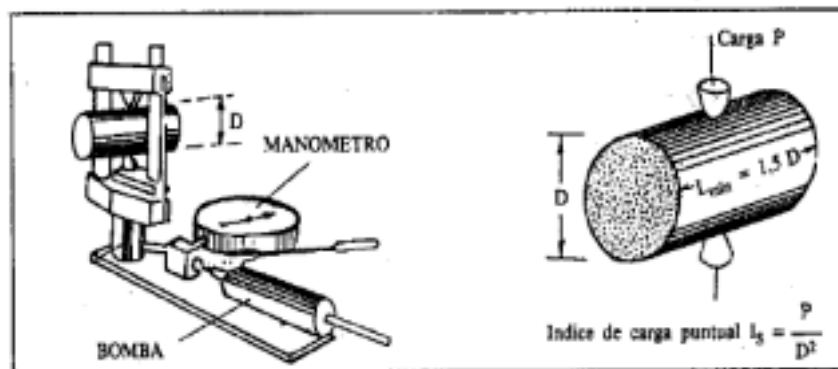
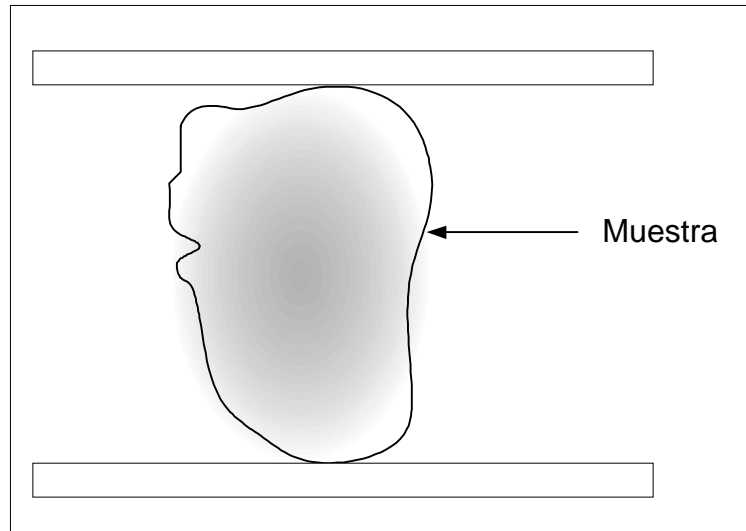
$$R = (0,16 \text{ a } 0,19) R_C$$

Según resultados obtenidos por el autor para las rocas del macizo ofiolítico presentes en la región norte de Cuba Oriental

$$R = 0,17 R_C$$

Para el ensayo a compresión existen otros métodos entre los que podemos mencionar:

- Métodos con el empleo de muestras semiregulares
- Método de los punzones axiales
- Método del martillo de Schmidt. Este método consiste en medir la resistencia al rebote de la superficie de roca ensayada y correlacionarla con la resistencia a compresión simple mediante el gráfico de Miller.



Resistencia a tracción

El método más usado es el método Brasileño que consiste en ensayar una muestra cilíndrica comprimiéndola por sus generatrices opuestas.

En este caso la longitud de la muestra (l) puede ser inferior a su diámetro (D) ; de 0,5 a 1,0. Aunque es común usar testigos de 40 a 45 mm .

Se recomienda colocar entre los platos de la prensa y la muestra alguna junta para que no se produzca concentraciones excesivas de las cargas.

La resistencia a Tracción se determina

$$R_T = \frac{2P_R}{\pi dl} = 0,637 \frac{P_R}{dl}$$

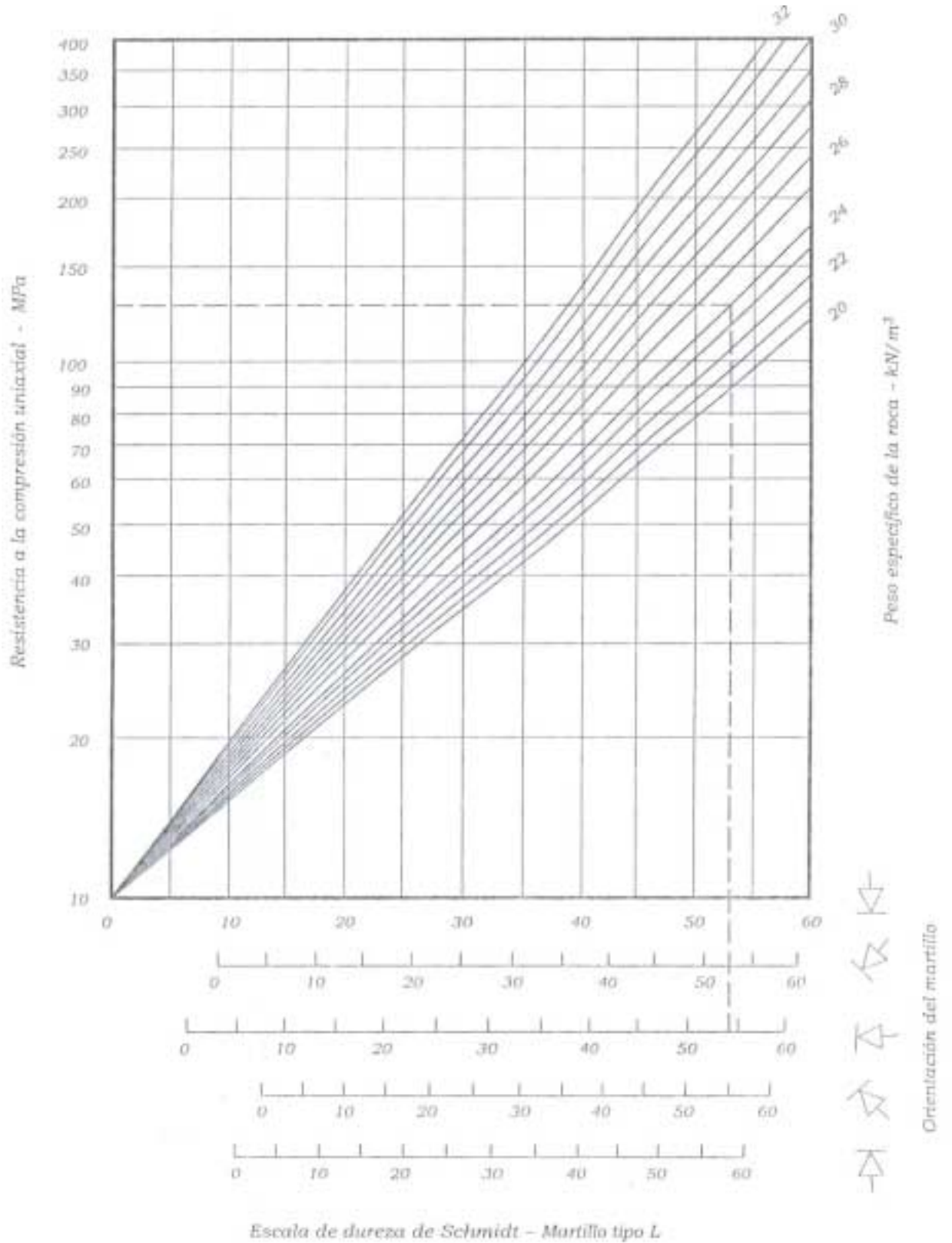
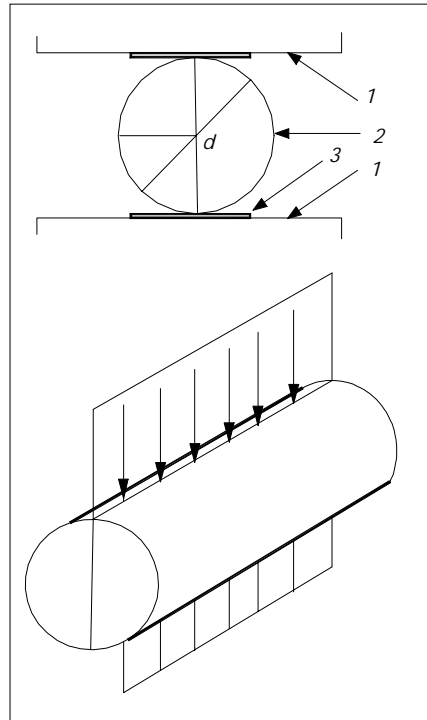
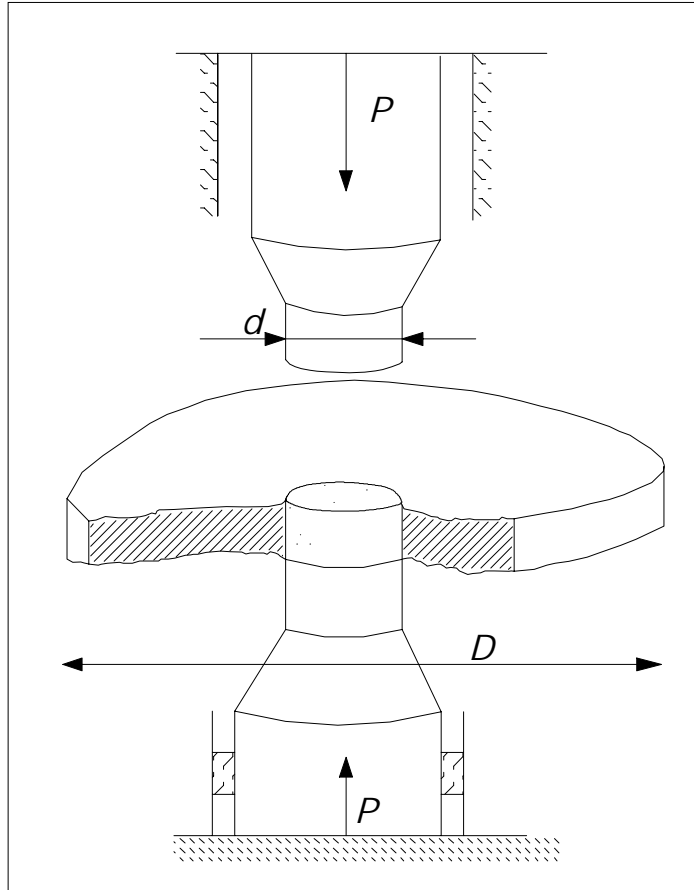


Gráfico de correlación entre el resultado del esclerómetro y la resistencia a la compresión simple (Miller, 1965)



La resistencia a tracción de las rocas puede determinarse también con muestras semiregulares, con el método de los Punzones axiales y con ensayos a Flexión.



Resistencia al cortante.

Se analiza el método conocido como corte con compresión. Se recomienda el empleo de muestras con un diámetro de 40 a 45 mm y altura de 70 mm.

Para este ensayo se utiliza una instalación que posee un juego de matrices que permite variar su ángulo de inclinación α respecto a la horizontal. Se recomienda que los valores de α oscilen de 30° a 60° , pudiendo variarse los ángulos de 5 en 5. Se toman como valores principales los de 30, 45, y 60 grados.

Las tensiones normales (σ) y tangencial (τ) se determinan:

$$\sigma = \frac{Q \cos \alpha}{S}$$

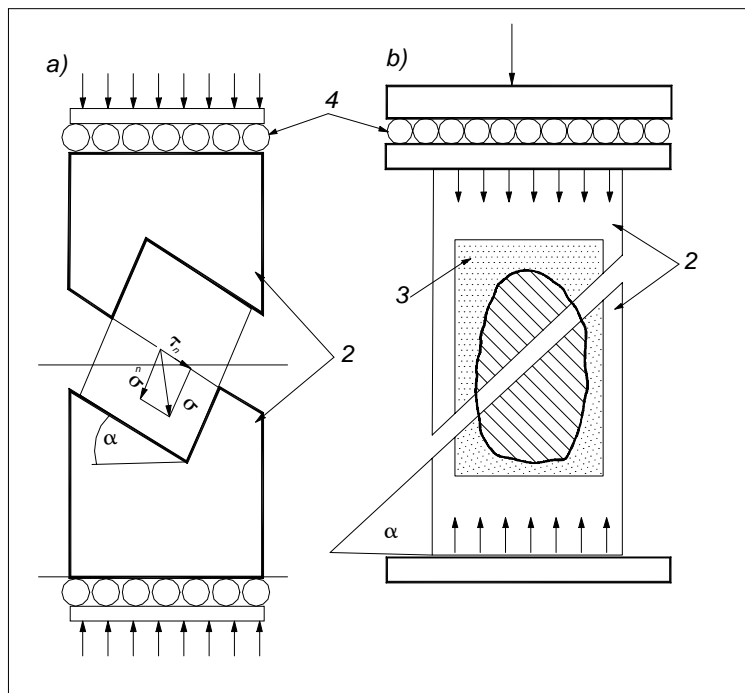
$$\tau = \frac{Q \sin \alpha}{S}$$

Siendo

Q – carga actuante , Kgf.

S – área de corte de la muestra, cm^2

El ensayo se debe realizar por lo menos 3 veces para cada valor de α elegido.



Resistencia a la flexión

Para este ensayo son empleados diferentes esquemas, los más comunes son:

- Una barra sobre 2 apoyos con una carga concentrada en el centro
- Una barra sobre 2 apoyos con dos cargas concentradas, aplicadas simétricamente con respecto a los apoyos.

Pasaporte de Resistencia

La resistencia de la roca a compresión, tracción, corte y, flexión refleja las características de las rocas en estados tensionales simples pero, como es reconocido, las rocas del macizo se encuentran en un estado tensional complejo, y esto se refleja en sus características de resistencia y de deformación. De modo que es necesario estudiar su comportamiento en dichas condiciones.

Para este fin se desarrollan las llamadas teorías de resistencia. Estas sirven para establecer criterios de resistencia que permiten estimar sus valores y hacer comparaciones entre distintos estados tensionales.

Las primeras teorías de resistencia fueron creadas por Galileo (tensión máxima) y, por Mariott (resistencia máxima) a fines del siglo XVII.

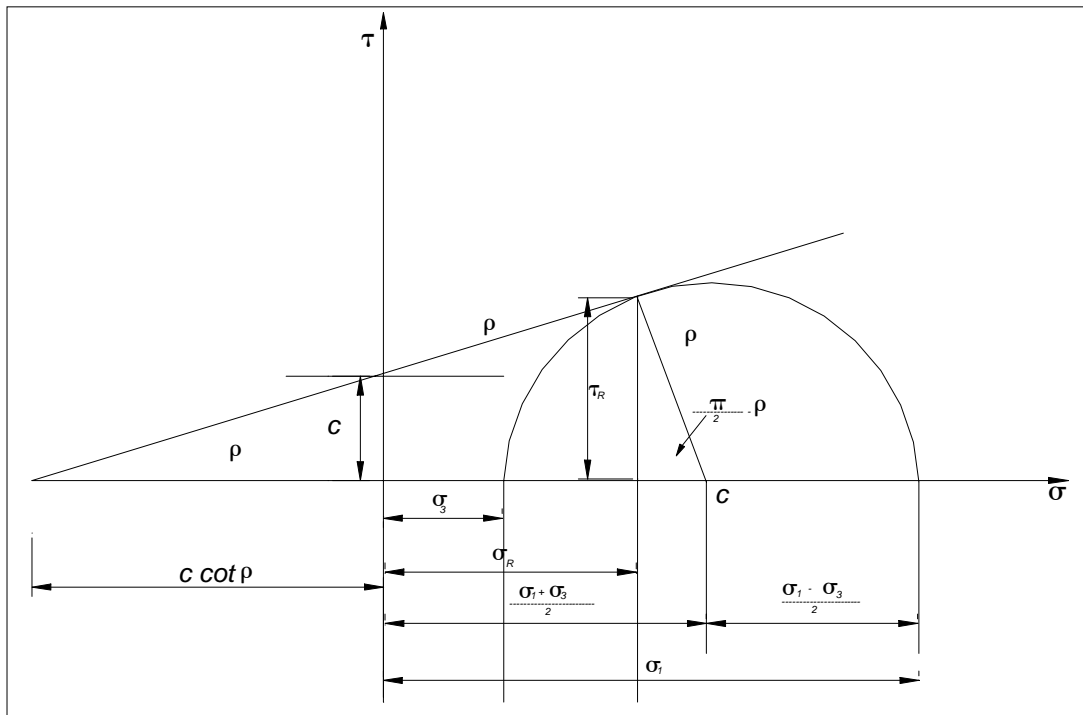
La teoría de resistencia para las rocas más usada, es la de Mohr, que plantea que la destrucción de las rocas se produce por la acción de la tensión tangencial en el plano donde tiene lugar el estado tensional límite, siendo la magnitud de la tensión tangencial función de la tensión normal que actúa en dicho plano.

Para caracterizar el estado tensional, Mohr propone construir diagramas circulares, donde σ_1 y σ_3 son las tensiones principales y τ la magnitud de las tensiones tangenciales.

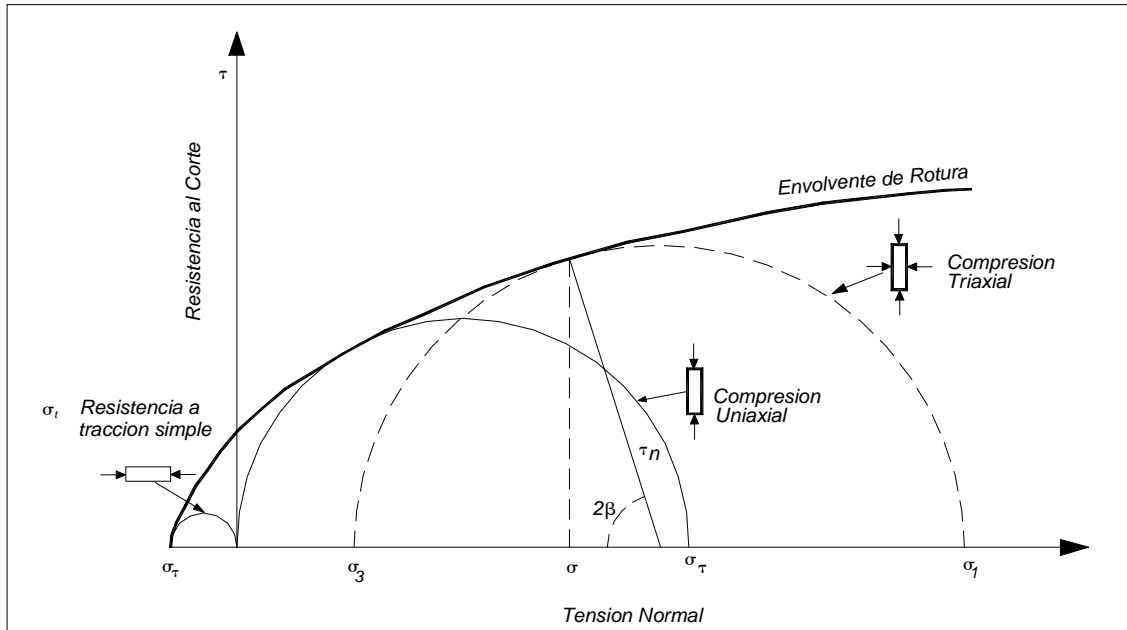
La envolvente a los círculos de tensiones caracteriza de una forma bastante completa las propiedades de resistencia de las rocas; si conocemos la ecuación de la envolvente o, tenemos su representación gráfica, podemos establecer las características de resistencia de las rocas, tanto para estados tensionales simples, como complejos. A la representación gráfica de la envolvente, se le denomina pasaporte de resistencia.

En el gráfico se representa una envolvente lineal. En la parte izquierda se representa la magnitud de la tracción y en la derecha la compresión lineal.

$$\tau = K + \sigma \tan \varphi$$



En el siguiente gráfico se representa un pasaporte más complejo.



Construcción del pasaporte.

- 1- Método a partir del ensayo triaxial
- 2- Método basado en la determinación de σ_C y σ_T (caso simple de envolvente lineal)
- 3- Método de corte con compresión

Parte del ensayo analizado de corte con compresión con el uso de las instalaciones Matriciales variando el ángulo α .

El cálculo de las tensiones σ y τ en el plano de corte se realiza bajo la suposición de que la distribución de estas tensiones en dicho plano es uniforme.

$$\tau = \frac{P}{hd} \operatorname{sen}\alpha \quad \text{y} \quad \sigma = \frac{P}{hd} \operatorname{cos}\alpha$$

Cada ensayo se debe realizar de 3 a 5 veces, graficando los resultados de la dependencia $\tau = f(\sigma)$ en un gráfico $\tau - \sigma$ para diferentes valores del ángulo α

- 4- Método de cálculo de Protodiakonov.

Parte del criterio de que existe una forma única de envolvente para todas las rocas.

$$Y = Y_{\max} \left[\frac{X^2}{X^2 + a^2} \right]$$

Siendo

$Y - \tau$ Tensión tangencial en el plano de destrucción

$X \rightarrow \sigma_T^{iii} + \sigma_C$

$Y_{Max} \approx \tau_{\max}$ Resistencia máxima de la roca al corte

a - Parámetro de forma de la envolvente

A partir de un gran volumen de trabajo experimental Protodiakonov plantea que

$$\frac{\tau_{Máx}}{a} = const \quad \text{para todas las rocas.}$$

A partir de lo que él establece su procedimiento para el ploteo de la curva envolvente a partir de la expresión dada.

Coefficiente y ángulo de fricción interna.

- $f_0 = Tan \varphi$

f_0 depende de σ_n

La magnitud de f_0 se puede determinar con el empleo del tribómetro

- Como es conocido el ángulo de fricción interna es un parámetro muy importante, ya que influye significativamente en el límite de resistencia al cortante de las rocas sueltas o desligadas

$$\tau_C = \tau_i + \sigma_n Tan \varphi$$

Siendo

τ_i - Resistencia al corte de la roca debida a la cohesión, que en este caso es muy pequeña.

Para las rocas ligadas.

$$\tau = C + \sigma_n Tan \varphi$$

- Los valores de φ y C pueden ser determinados por vía analítica usando las conocidas expresiones de resistencia de Materiales.

$$Tan \varphi = \frac{\sigma_C - \sigma_T}{2\sqrt{\sigma_C \sigma_T}} \quad C = \frac{\sqrt{\sigma_C \sigma_T}}{2}$$

- Los valores de C y φ se pueden obtener del pasaporte de resistencia.

Índices de deformación de las rocas.

En dependencia de las características en su proceso de deformación las rocas pueden considerarse elásticas y plásticas.

Propiedades elásticas.

Los principales índices que caracterizan el proceso de deformación de las rocas que poseen características elásticas son: el coeficiente que relaciona las tensiones normales (σ) con su correspondiente deformación (ϵ), el coeficiente de proporcionalidad entre las tensiones tangenciales (τ) y la correspondiente deformación de desplazamiento (δ) y el denominado coeficiente de deformación transversal [E , G , μ].

Para un estado deformacional elástico, por debajo del límite de elasticidad de la roca, E se corresponde con el modelo de Elasticidad.

$$E = \frac{\sigma}{\varepsilon}$$

y G se expresa

$$G = \frac{\tau}{\delta}$$

En el caso del estado tensional volumétrico homogéneo a la relación entre la presión $-P$ y la variación relativa de volumen $-\Delta v / v$ se le llama módulo de elasticidad volumétrico (K)

$$\mu = \frac{\frac{\Delta d}{d}}{\frac{\Delta l}{l}}$$

A la relación anterior se denomina coeficiente de Poisson, en un campo de deformación lineal y se puede considerar como una magnitud constante para cada tipo de roca. Para estados deformacionales no lineales $\mu \neq$ constante y no se denomina coeficiente de Poisson.

Las características elásticas están relacionadas entre si por lo que, conociendo dos de ellas se pueden calcular las demás.

$$G = \frac{E}{2(1 + \mu)} \quad ; \quad K = \frac{E}{3(1 - 2\mu)}$$

Para un cuerpo totalmente isótropo sometido a un estado tensional volumétrico el estado tenso - deformacional se expresa por la ley generalizada de Hoek.

$$E_x = \frac{1}{E} [\sigma_x - \mu (\sigma_y + \sigma_z)]$$

$$E_y = \frac{1}{E} [\sigma_y - \mu (\sigma_x + \sigma_z)]$$

$$E_z = \frac{1}{E} [\sigma_z - \mu (\sigma_x + \sigma_y)]$$

$$\delta_{xy} = \frac{1}{G} \tau_{xy}$$

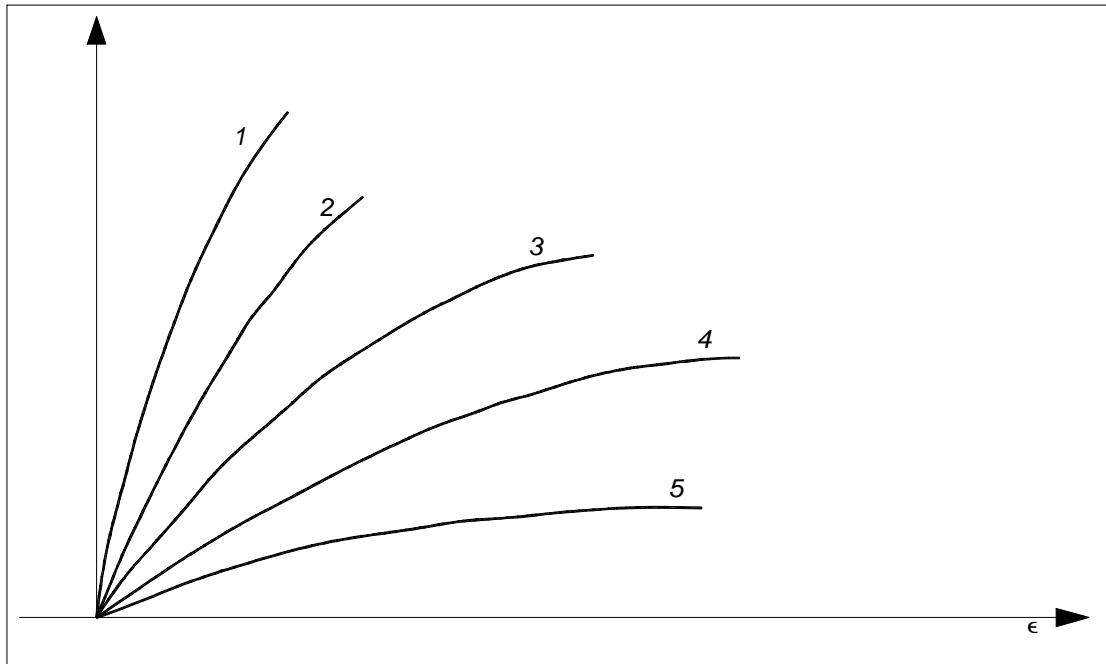
$$\delta_{yz} = \frac{1}{G} \tau_{yz}$$

$$\delta_{zx} = \frac{1}{G} \tau_{zx}$$

La relación $\frac{\sigma}{\epsilon}$ en las rocas tiene un carácter bastante complejo y en muchos casos no es lineal, ya que generalmente queda una cierta deformación remanente que aumenta a medida que crecen las características plásticas en las rocas.

El valor de E depende fundamentalmente del método de determinación empleado y del tiempo de aplicación de la carga.

Cada tipo de roca se caracteriza por una dependencia $\sigma-\epsilon$, la que recibe el nombre de curva característica de la roca.



La curva (1) del gráfico representa un material muy elástico donde las deformaciones que se producen hasta el límite de elasticidad, son muy pequeñas, y se rompen poco tiempo después de sobrepasar el mismo. A este tipo de material se le denomina frágil. *Ejemplo, cuarcita.*

La curva (2) representa los materiales elásticos que, después de sobrepasar el límite de elasticidad, se deforman algo plásticamente antes de romperse. A estos materiales se los denomina tenaces. *Ejemplo, calizas mármolizadas, mármoles.*

La curva (3) es característica de los materiales elásticos plásticos, que poseen un límite de elasticidad relativamente pequeño y que sufren deformaciones plásticas de importancia. *Ejemplo, magnesio.*

La curva (4) representa la forma de comportamiento de los materiales plásticos. Estos no tienen un límite de elasticidad preciso y, cuando son sometidos a la acción de cargas externas, se deforman plásticamente desde el mismo inicio.

La curva (5) representa a los materiales plásticos ideales.

Durante el transcurso del proceso de carga de las rocas, ellas sufren las siguientes deformaciones.

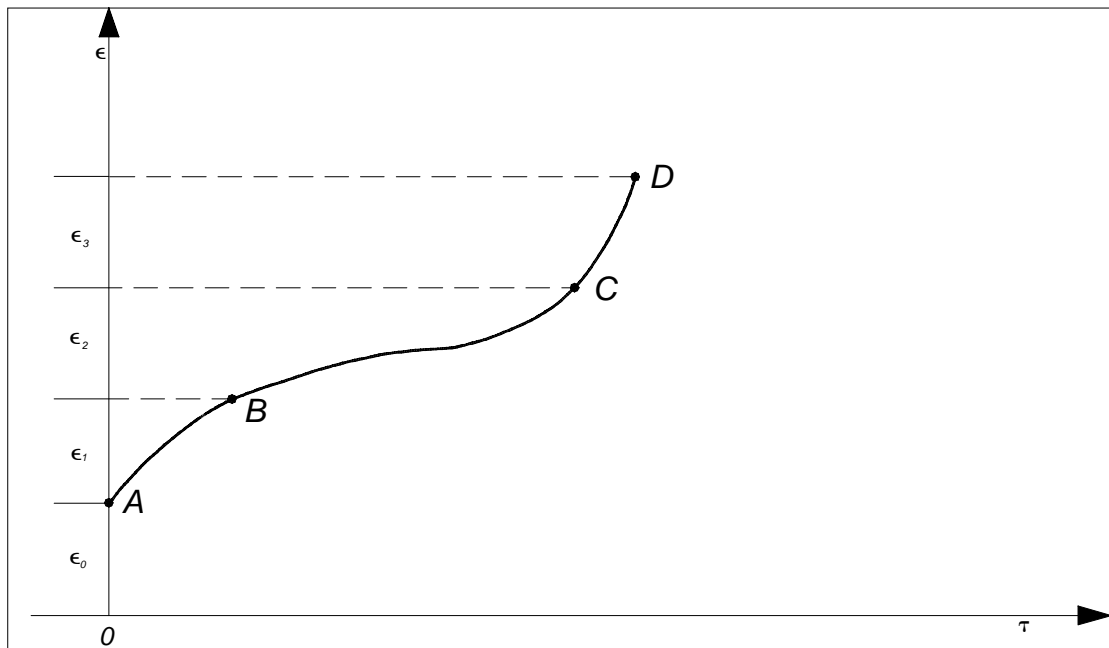
- 1) Deformaciones elásticas lineales. Se producen inmediatamente después de aplicar el esfuerzo actuante, estas deformaciones tienen un carácter reversible. Este tipo de deformación está representado en la curva (1) del gráfico anterior. Podemos calcular la velocidad de este tipo de deformación por la fórmula:

$$V = \sqrt{\frac{E g}{\gamma}}$$

2) Deformación elástica no lineal. Caracterizada por una relación curvilínea entre σ y ϵ . Esta forma de deformación corresponde a la curva (3) del gráfico anterior.

3) Deformaciones plásticas. Estas deformaciones dependen de la magnitud, tiempo que actúan y velocidad de aplicación de las cargas actuantes, así como el tipo de carga actuante. Esta forma de deformación corresponde a la curva (4).

Para un estudio integral de los diferentes estados de deformación que se pueden producir se utiliza el diagrama total de deformación.



Inicialmente se produce una deformación de 0 hasta un valor ϵ_1 , que se debe al cierre de los defectos que posee la roca (poros, grietas, etc.) debido a la acción de la fuerza exterior. Esto explica el carácter no lineal de este sector de la curva (OA). Posteriormente a esto, la roca se sigue deformando como consecuencia de la compresión elástica de su esqueleto. Este sector tiene un carácter lineal (AB). El posterior desarrollo de las deformaciones produce el agrietamiento de la roca, como resultado de lo cual tiene lugar el crecimiento gradual del coeficiente de deformación transversal, lo que conduce a la afectación de la dependencia lineal entre tensión y deformación transversal ($b'c'$).

Durante esta etapa la dependencia tensión – deformación lineal conserva su estado. Sin embargo al producirse deformaciones no lineales, el coeficiente que relaciona las tensiones y las deformaciones pierde su sentido como Modulo de Elasticidad y se debe usar el denominado Modulo de Deformación que tiene un valor algo menor que el de elasticidad.

Una vez que se alcanza una magnitud ϵ_3 de las deformaciones (que esta ligada a la resistencia a largo plazo de la roca), comienza un proceso de desarrollo, más intenso de las grietas que conduce a que se deje de manifestar el carácter lineal de la relación σ - ϵ (sectores cd y $c'd'$)

Cuando se alcanza el punto d (que corresponde al límite de resistencia de la roca) un posterior desarrollo del proceso es acompañado de un intenso crecimiento del volumen de la muestra y con la caída gradual de su resistencia.

En el punto e del diagrama tiene efecto la separación de la muestra ensayada en pedazos. A la resistencia de la roca en el punto e se le denomina mínima residual.

En resumen el diagrama de deformación total de las rocas se puede dividir en 3 sectores que caracterizan tres estadios del proceso de deformación.

- Deformación hasta el límite de resistencia (OD)
- Deformación después del límite de resistencia (de)
- Destrucción ruinoso (ek)

Influencia de los factores internos y externos en las propiedades elásticas de las rocas.

- La composición mineralógica se manifiesta más en rocas isotropas poco porosa, aunque casi nunca es significativa.
- Al pasar las rocas de ácidas a básica y ultra básica se observa un aumento de K y E.
- Con el aumento de la densidad de la roca es frecuente observar un aumento de E.
- En rocas estratificadas se observa una diferencia de las E y G según se miden \parallel o \perp a las capas. A lo largo de las capas E es mayor que \perp a ella, con una relación para la mayoría de las rocas de 1,2 a 2,0.
- Una gran influencia sobre la propiedad elásticas de las rocas ejerce la porosidad, lo cual se puede expresar por la siguiente dependencia

$$E = E_e (1 - AP)^2$$

Siendo

P - Porosidad.

E_e - Modulo de elasticidad de la parte sólida de la roca.

A = Índice de forma de los poros, que depende de la P (varia de 1.5 a 4)

$$G = G_e (1 - A^1 P)^2$$

- La humedad de las rocas porosas provoca la variación de sus propiedades elásticas; puede actuar (el agua) activamente sobre las rocas y minerales (disolución, reblandecimiento, deterioro etc.), su saturación lleva a la disminución de E y G.
- La magnitud y el tipo de carga aplicada también influyen: cuando aumenta la carga a tracción E disminuye, en tanto que a compresión aumenta. La causa de esta diferencia esta dado por el sentido y acción de la fuerza actuante sobre los granos. Por ello el módulo E determinado a compresión E_c es de 1,5 a 4,0 veces mayor que el de tracción E_T .
- El modulo E determinado con cargas dinámicas es mayor que cuando se determina con cargas estáticas. Esta diferencia es, mayor a medida que la roca es más porosa.
- El modulo de elasticidad volumétrico (K) aumenta en la mayoría de las rocas al incrementarse la carga.

Propiedades Plásticas

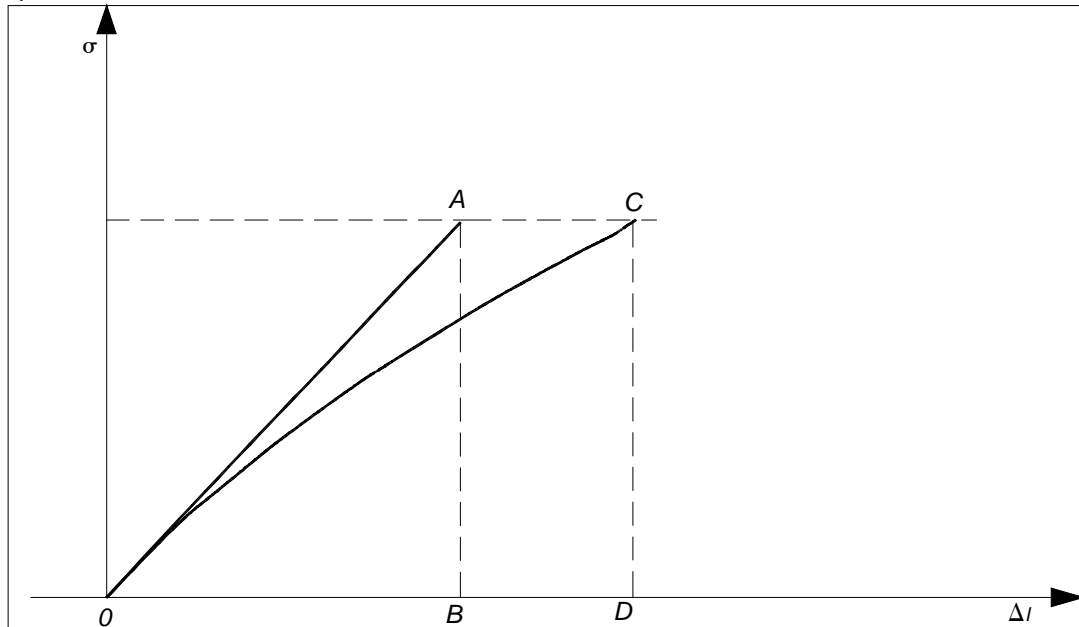
Las deformaciones plásticas ocurren por la traslación de las dislocaciones que surgen en los lugares de violación de la estructura de los cristales, que se difunden gradualmente por los planos de deslizamiento, sin destruir la estructura del elemento.

En la roca se produce además, una mutua traslación de volúmenes, compresión, aplastamiento etc, por lo que el fenómeno de plasticidad frecuentemente, no coincide con el concepto de plasticidad de la física de los cuerpos sólidos, ya que una serie de fenómenos que ocurre en la roca y, que originan deformaciones residuales traen consigo deformaciones pseudoplásticas.

Para una evaluación cuantitativa del grado de plasticidad de la roca no existe un único parámetro aceptado por todos, aunque en la mayoría de los casos, se utiliza el denominado coeficiente de plasticidad (K), que se obtiene de la relación entre el trabajo total invertido para la destrucción de la roca (A_{dest}) y el trabajo gastado en la deformación elástica (A_{elast})

$$K = \frac{A_{dest}}{A_{elast}}$$

Este coeficiente es mayor que la unidad, exceptuando el caso de rocas totalmente frágiles, en la que $K = 1$.



La existencia de características elásticas o plásticas en las rocas va a estar, en gran medida, relacionada con las condiciones en que actúa la carga. Así, por ejemplo, para una carga de acción instantánea, diferentes tipos de rocas tales como, areniscas, esquistos y otras, se destruyen en pedazos de una forma típicamente frágil.

Si la carga se aplica gradualmente, estas mismas rocas se comportan elásticamente, o sea la deformación que en ellas se produce, tendrá dependencia de la carga actuante.

Por último si el periodo de aplicación de la carga es prolongado, aparecen deformaciones residuales en las rocas, o sea aparecen características de una deformación plástica.

Es por ello que la fragilidad, elasticidad y plasticidad en las rocas tienen un carácter relativo y estos índices pueden considerarse más que, como una propiedad de la roca, como una forma de su estado.

Determinación de E y μ

- Puede realizarse en trabajos de laboratorio o " in situ ".
- En el laboratorio se ensayan a compresión fundamentalmente aunque existen ensayos a tracción y flexión
- Los valores de E_C y E_T son diferentes.
- El método más empleado en Cuba es el que se basa en el ensayo a compresión de una muestra con la medición de las deformaciones que sufre con indicadores tipo reloj (dos para medir la longitudinal y 4 para medir la transversal).
- Son empleados métodos dinámicos (acústicos) para determinar E (método el impulso y de resonancia). $E_D \neq E_C$
- Existen diferentes métodos para la determinación de E " in situ "

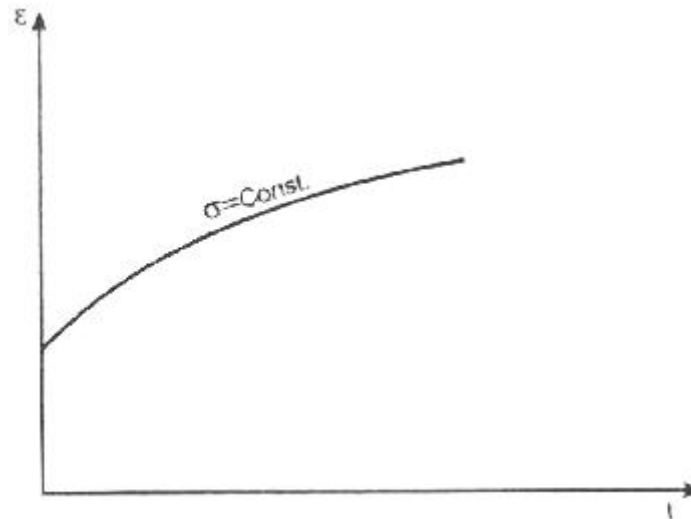
Deformación de la Roca con el tiempo. (Propiedades Reológicas)

Es conocido, en la práctica minera, que la deformación en las rocas varía con el tiempo. Por ejemplo, al saber que los desplazamientos de las rocas denudadas que contornean las excavaciones tienden a desarrollarse con el tiempo, que los desplazamientos en las rocas del techo de los frentes largos en las excavaciones de arranque dependen, entre otros factores, de la velocidad de avance del frente de trabajo y así se pueden mencionar otros ejemplos.

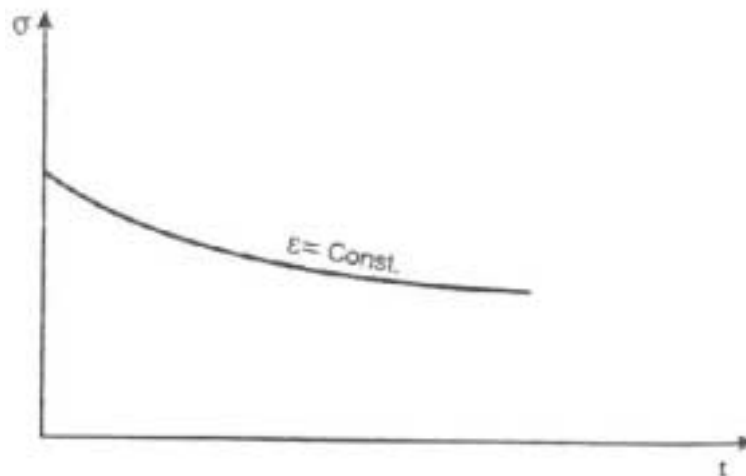
Es por ello que para resolver muchos problemas en minería y la construcción subterránea, el conocimiento de las características elásticas y plásticas de las rocas obtenidas con ensayos de cargas aplicadas en corto tiempo, resulta insuficiente y se hace necesario conocer el comportamiento de la roca bajo la acción de cargas aplicadas un largo período de tiempo.

Las propiedades reológicas son las que caracterizan el comportamiento de las rocas al deformarse con el tiempo. Para la caracterización de las propiedades reológicas de las rocas son muy utilizados los conceptos de escurrimiento de las deformaciones y relajamiento de las tensiones.

Escurrecimiento de las deformaciones. Capacidad de las rocas de deformarse con el tiempo bajo la acción de cargas constantes.



Relajamiento de las tensiones. Disminución gradual de las tensiones con el tiempo sin que varíe el estado deformacional.



En las rocas de acuerdo a su constitución, características y condiciones de yacencia pueden manifestarse, para una carga constante deformaciones con diferentes características y grado de intensidad. El escurrimiento en las rocas puede presentarse en dos formas por lo que, según esta característica, éstas se dividen en dos clases: La 1ra clase a la que pertenece la

mayoría de las rocas (areniscas, calizas, esquistos etc), se caracteriza porque las deformaciones al cabo de un tiempo cesan de aumentar, o sea tienen un carácter amortiguado. En tanto que las de la segunda clase (arcillas, margas, esquistos arcillosos) se caracterizan por presentar un carácter no amortiguado en su deformación.

En su forma más completa el carácter de deformación de rocas con el tiempo, puede ser caracterizadas por la curva de escurrimiento representada en su forma más general. En esta curva se pueden diferenciar 4 etapas de deformación.

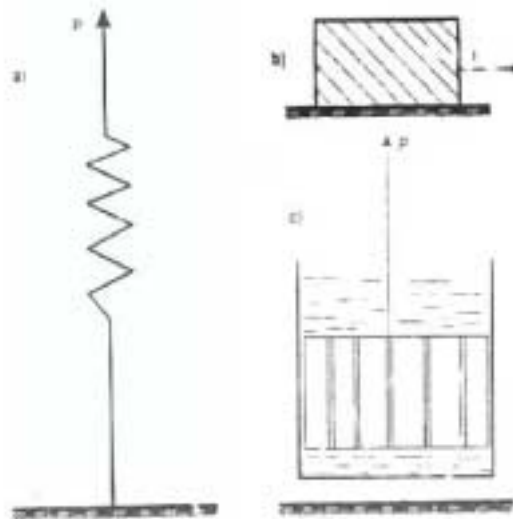
A partir de lo expuesto el escurrimiento total de las rocas en su forma más generalizada, puede caracterizarse por la siguiente expresión.

$$\epsilon = \epsilon_0 + \epsilon_1 + \epsilon_2 + \epsilon_3$$

Las relaciones entre las variables (tensiones, deformaciones, velocidad de deformación y tiempo) que conforman las ecuaciones reológicas de estado se establecen a partir del estudio de las diferentes etapas del proceso de escurrimiento de las deformaciones. En la mecánica de roca para enfrentar esta tarea son usadas diferentes teorías siendo la más difundida: **la teoría elastoplástica, la hereditaria del escurrimiento y la del envejecimiento.**

Métodos de los modelos estructurales.

Consiste en sustituir, para su estudio, a la roca por distintas combinaciones de elementos mecánicos, los cuales cada uno posee propiedades distintas: elástica, plástica y viscosa.



- Para el resorte (muelle) se cumple que $\sigma = \epsilon E$
- Para el pistón - cilindro se cumple $\sigma(t) = n \frac{d\epsilon}{dt}$ - siendo n una constante de proporcionalidad entre σ y la velocidad de deformación unitaria ($\frac{d\epsilon}{dt}$) del elemento viscoso.
- Para el elemento plástico es necesario que la σ alcance valores por encima del límite de fluidez para que se manifiesten deformaciones plásticas.

A partir de estos elementos se hace la combinación deseada, o sea el modelo estructural, buscando que, las propiedades generales del modelo, se correspondan con la de la roca que se estudia.

Como criterio para evaluar la eficiencia del modelo elegido se analiza el grado de correspondencia entre la ecuación de estado del modelo y la de la roca, valorándose el grado de convergencia que exista entre los gráficos $\varepsilon = f(\sigma, t)$ de ambos casos

Oscilaciones elásticas y Parámetros acústicos de las rocas.

Oscilaciones elásticas – proceso de difusión en las rocas de deformaciones elásticas de signo alternante.

Las frecuencias de estas oscilaciones pueden ser muy diversas en dependencia de las frecuencias del generador y de las oscilaciones propias de las rocas.

Las ondas de baja frecuencia provocadas por golpes, explosiones, sismos etc que se extinguen rápidamente al propagarse por la corteza terrestre se denominan Ondas Sísmicas.

Existen distintos tipos de onda, en dependencia del tipo de deformación; las ondas longitudinales (que se prolongan en cualquier medio, ya que toda sustancia posee resistencia a compresión), que son los que provocan el fenómeno acústico; las transversales que se producen solo en los cuerpos sólidos, ya que los líquidos y gases no poseen resistencia al corte.

Estos 2 tipos de ondas se difunden por todo el volumen de roca por lo que se denominan volumétricas. Las partículas de las rocas situadas en la superficie están en un estado especial, ya que encuentran menos resistencia a su desplazamiento hacia el lado de la superficie libre, provocando la aparición de ondas planas superficiales que caracterizan el movimiento de las partículas según una trayectoria en forma de elipse. Se producen 2 oscilaciones una paralela y otra perpendicular a la dirección en que se propaga la onda.

$$V_L = \sqrt{\frac{E}{\gamma} \frac{(1-\mu)}{(1+\mu)(1-2\mu)}}$$

$$V_T = \sqrt{\frac{G}{\gamma}} = \sqrt{\frac{E}{2\gamma(1+\mu)}}$$

$$V_S \approx 0,92V_T$$

$$\frac{V_L}{V_T} = \sqrt{\frac{2(1-\mu)}{1-2\mu}}$$

Al variar μ desde 0,1 hasta 0,45 la relación V_L / V_T aumenta desde 1,5 a 3,3.

La difusión de las ondas elásticas en las rocas, al igual que en cualquier campo, va acompañada de una disminución gradual de su intensidad a medida que se aleja de la fuente de emisión, lo que se debe:

- 1) Absorción de parte de la energía de las oscilaciones elásticas por las rocas y su transformación en calor, por la fricción entre las partículas que realizan el movimiento oscilatorio.
- 2) 2) Dispersión de la energía acústica por los defectos estructurales de la roca (poros, grietas, etc) en distintas direcciones.

La amplitud de las oscilaciones elásticas U se relaciona con la distancia x recorrida por la onda, según una dependencia exponencial.

$$U = U_0 e^{-\nu x}$$

Donde

ν – coeficiente de absorción

U_0 – amplitud inicial

El coeficiente de absorción de las oscilaciones elásticas depende tanto de las propiedades de las rocas (Propiedades elásticas) y coeficiente de fricción como de la frecuencia oscilación.

Índices Tecnológicos de las Rocas.

En la práctica de la minería son utilizados con frecuencia algunos índices que se establecen experimentalmente y caracterizan el comportamiento de las rocas al actuar sobre ellas determinados instrumentos, mecanismos y procesos tecnológicos.

Fortaleza de la Roca.

Resistencia que opone la roca a su destrucción, se utiliza para caracterizar las rocas, según su resistencia a la destrucción durante los diferentes trabajos mineros.

La medida de este índice lo da el denominado coeficiente de fortaleza (f), a partir de lo cual Protodiakonov propuso la clasificación de las rocas según f

Para la determinación de f existen muchos métodos, se hace referencia al método basado en la resistencia a compresión lineal y al método de trituración.

$$f = \frac{R_c}{100} \quad \text{ó} \quad f = \frac{R_c}{10}$$

Para rocas fuertes y muy fuertes se recomienda emplear.

$$f = \frac{R_c}{300} + \sqrt{\frac{R_c}{30}}$$

Para la obtención de f según el método de trituración se usan las torres de ensayo.

Dureza de la Roca.

Es la propiedad de la roca de oponer resistencia a la acción puntual sobre ellas (en ocasiones se define como la resistencia que ella ofrece a ser penetrada por un objeto duro). Para los minerales la dureza se evalúa por la escala de Mohs, para las rocas no se emplea esta escala. En dependencia de la forma en que se produzca la acción sobre la roca, o sea si es gradual o mediante un golpe, se diferencia la dureza estática y la dinámica.

Los métodos de determinación de la dureza estática usados para los metales (Rockwell, Brinell) son poco utilizados en la roca. Para la determinación de la dureza de las rocas habitualmente son usados métodos que se basan en la formación de huellas y hoyos en la superficie de la muestra, como son el método del estampado y el de los punzones. Con respecto a la dureza dinámica se utiliza el método de Shore.

Abrasividad

Capacidad que tienen las rocas de desgastar por fricción a los instrumentos. Se valora normalmente por la cantidad de material desgastado al contacto con la roca.