

### 3 Elasticidade, Deformabilidade e Tensões nos Maciços Rochosos.

#### 3.1.

##### Introdução.

A deformabilidade é reconhecida como um dos parâmetros mais importantes que governa o comportamento dos maciços rochosos

Vallejo (2002) define a deformabilidade como a propriedade que tem a rocha para alterar sua forma como reposta à ação das forças. Dependendo da intensidade das forças e das características mecânicas da rocha, a deformação será permanente ou elástica, neste último caso o corpo recupera sua forma original quando deixam de agir as forças aplicadas.

A elasticidade é uma propriedade ideal; na prática se um material se comporta elasticamente ou não depende fundamentalmente de três fatores: a homogeneidade, a isotropia e a continuidade.

Isotropia é uma medida das propriedades direcionais do material, onde o material possui propriedades iguais em qualquer direção. Assim, muitas rochas têm uma orientação preferencial das partículas e dos cristais, elas seriam anisotrópicas, e reagiram de maneira diferente às forças aplicadas em diferentes direções dependendo do grau de anisotropia (Vallejo, 2002).

Homogeneidade é uma medida da continuidade física do corpo, por isso em um material homogêneo os constituintes estão distribuídos de tal forma que qualquer parte do corpo tenderá as propriedades representativas de todo o material (Vallejo 2002 *et al*).

A continuidade pode ser tomada como referência para a quantidade de juntas, trincas e espaços entre poros de um corpo rochoso. O grau de continuidade afetará sua coesão conseqüentemente a transmissão da distribuição de tensões através do corpo (Obert, 1967).

Todas as rochas têm algo de anisótropas, heterogêneas e descontínuas e nenhuma delas é por esse motivo, perfeitamente elástica.

Os métodos para a avaliação da deformabilidade do maciço podem-se classificar em diretos e indiretos. No primeiro incluem-se os ensaios *in situ*, em quanto que no segundo incluem os métodos geofísicos e uma série de correlações empíricas.

Vários autores (Amadei & Stephansson (1997), Vallejo (2002) *et al*) mencionam que os métodos de determinação da deformabilidade mais adequados são os ensaios *in situ*, a pesar dos diferentes métodos não estarem suficientemente estudados para reconhecer o grau de representatividade de todos eles.

Goodman, (1989) discute a utilização do módulo de deformabilidade no lugar do módulo de elasticidade, indicando que as propriedades de deformabilidade englobam deformações recuperáveis e não recuperáveis ou elástica ou não elástica, salientando que quando calculado no trecho virgem da curva de carregamento deve ser considerado como módulo de deformabilidade o que não é feito comumente na prática, além disso, o módulo de elasticidade tem sido obtido na fase de descarregamento.

No descarregamento a inclinação do módulo de deformabilidade depende do carregamento aplicado

### **3.2.**

## **Constantes Elásticas nas Rochas**

### **3.2.1.**

#### **Elasticidade nas Rochas**

O comportamento tensão-deformação de um corpo é definido pela relação entre as tensões aplicadas e as deformações produzidas, e faz referência a como se deforma e como varia o comportamento do material rochoso durante a aplicação do carregamento.

As rochas apresentam relações não lineares entre as forças aplicadas e as deformações produzidas a partir de um determinado nível de tensões, obtendo-se diferentes modelos de curvas  $\sigma$ - $\epsilon$  para os distintos tipos de rochas.

Farmer (1968) divide o comportamento tensão deformação das rochas em três tipos: um comportamento *quase elástico*, apresentado por rochas massivas, compactas e de grão fino. Estas rochas (ígneas hipoabissais, extrusivas e algumas metamórficas de grão fino) aproximasse de certa maneira as propriedades de um material elástico frágil apresentando um comportamento tensão-deformação quase linear até o ponto de falha (ver figura 3.1.a); as rochas menos elásticas são as

rochas ígneas de grão mais grosso, e rochas sedimentares compactas de grão fino, as quais apresentam porosidade baixa e coesão em níveis razoáveis, estas rochas são chamadas de rochas *semi-elásticas*. Estas rochas apresentam uma relação tensão/deformação no qual a inclinação da curva (que seria equivalente ao módulo de deformabilidade com condições de carregamento definido) decresce com o incremento das tensões (Ver a figura 3.1.b).

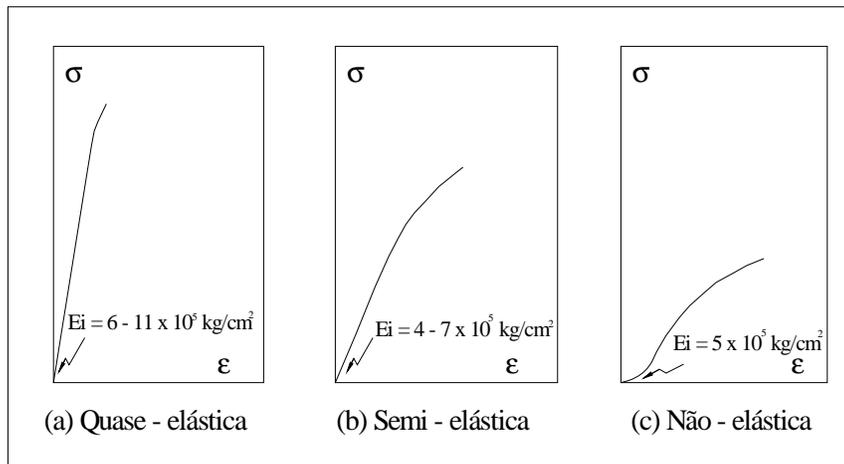


Figura 3.1 – Relações tensão-Deformação das rochas; Farmer (1968).

As *rochas não elásticas* incluem às rochas menos coesivas, com porosidade alta, como as rochas sedimentares de dureza baixa. A curva (conforme figura 3.1.c) geralmente exibe uma zona inicial caracterizada por um incremento da inclinação conforme é aumentado o carregamento o qual indica que a rocha começa passar por um processo de compactação e fechamento das fissuras, antes que ocorra alguma deformação quase linear.

Vallejo (2002), Goodman (1989), Brady & Brown (1994), *et al.* Classificam o comportamento tensão deformação das rochas a partir do que acontece quando o carregamento aplicado supera a resistência de pico (tensão máxima que uma rocha pode suportar em certas condições de carregamento) do material:

*Comportamento frágil* quando a resistência da rocha diminui drasticamente até valores inclusive próximos de zero (curva 1 da figura 3.2); este comportamento é típico de rochas duras com alta resistência. A fratura frágil implica uma perda quase instantânea da resistência da rocha através de um plano sem nenhuma ou pouca deformação plástica.

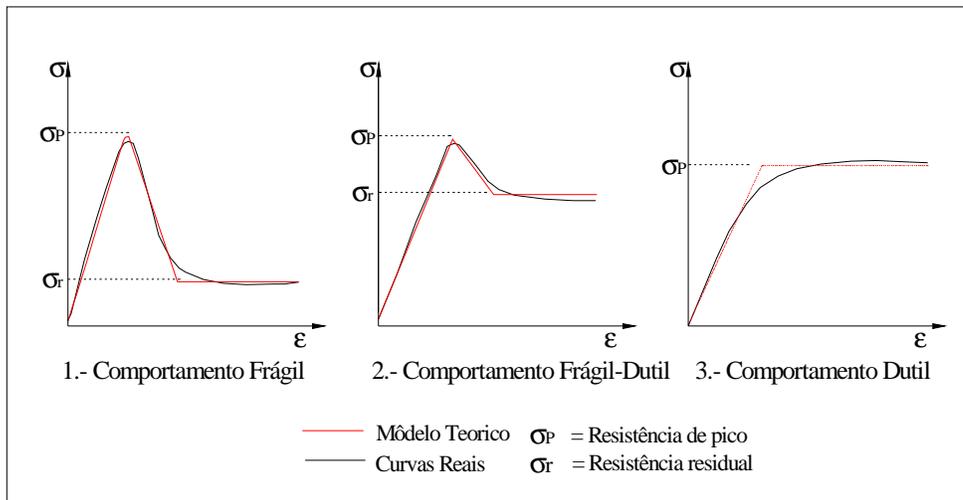


Figura 3.2 – Modelos de comportamento tensão-deformação; Vallejo (2002).

No caso de um *comportamento frágil – dúctil* ou parcialmente frágil, a resistência decresce até certo valor, depois de ter-se alcançado valores importantes de deformação (curva 2 da figura 3.2), como exemplo tem se o comportamento que apresentam as descontinuidades rochosas e materiais argilosos pré-adensados.

A deformação continua aumentando sem que aconteça perda de resistência (a resistência mantém-se constante depois de grandes deformações). Este é o caso de *comportamento dúctil* (curva 3 da figura 3.2), que se apresentam em determinados tipos de materiais brandos como os evaporitos.

Os principais comportamentos tensão/deformação das rochas podem ser generalizados na forma de uma curva com uma zona aproximadamente linear de inclinação máxima, a qual decresce progressivamente passando a ter um comportamento não linear quando são incrementadas as tensões e a resistência de pico é atingida (figura 3.3).

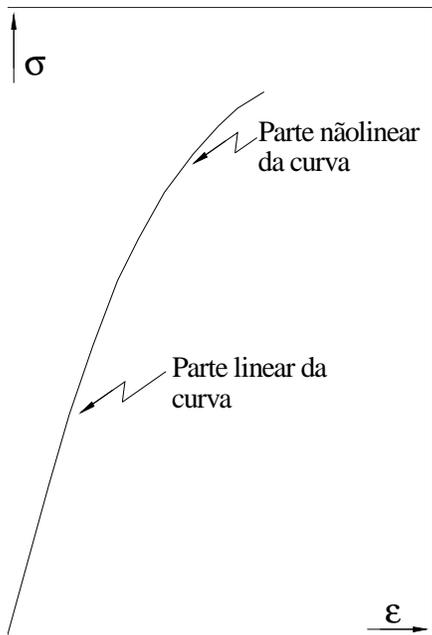


Figura 3.3 – Curva generalizada tensão – deformação para rochas; Farmer (1968).

Esta curva representa o comportamento da rocha quando é submetida a um ensaio de compressão uniaxial ou de compressão simples. No campo elástico (parte mais linear da curva) a deformação é proporcional à tensão como mostra a equação 3.1

$$E = \frac{\sigma_{axial}}{e_{axial}} \quad 3.1$$

Onde  $E$  é a constante de proporcionalidade conhecida como módulo de elasticidade,  $\sigma_{axial}$  é a tensão axial aplicada e  $e_{axial}$  é a deformação na mesma direção da força aplicada.

Embora a curva possa ser tomada como representativas da fase elástica da rocha, existem dificuldades para obter um valor satisfatório do módulo de elasticidade. O módulo pode ser obtido de três formas:

- a) **Módulo Tangente**,  $E_t$ , é a inclinação da curva tensão deformação em uma porcentagem fixa, geralmente 50% da resistência de pico.
- b) **Módulo Médio**,  $E_m$ , é dado pela inclinação média da porção linear da curva tensão deformação.
- c) **Módulo Secante**,  $E_s$ , é dado pela inclinação da linha reta que une a origem da curva tensão deformação com a resistência de pico.

No campo das deformações elásticas quando se retira a força aplicada recuperam-se as deformações voltando o material a sua configuração inicial. A

partir de um determinado nível de deformações, a rocha não pode manter o comportamento elástico, atingindo um ponto em que começam a produzir deformações dúcteis ou plásticas, e a teoria da relação linear entre a tensão e a deformação se aplica mais.

O ponto em que ocorre uma inflexão da curva tensão deformação, recebe o nome de ponto de escoamento, a resistência desse ponto é chamada de  $\sigma_y$ . A partir desse ponto, a rocha pode ainda manter deformações importantes antes de atingir ao limite da sua resistência. Em rochas frágeis os valores de  $\sigma_y$  e  $\sigma_p$  (tensão máxima que um material pode suportar antes de romper) estão muito próximos e coincidem, o que não ocorre no caso de rochas com comportamento dúctil. A diferença entre ambos valores é muito importante no estudo do comportamento de alguns tipos de rochas, pois indica a capacidade da rocha para seguir suportando cargas uma vez superado seu limite elástico e antes de atingir deformações inadmissíveis (Vallejo (2002), Jumikis (1983) *et al*).

### 3.2.2.

#### Constantes Elásticas

Para definir elasticamente um material, pelo menos duas constantes são requeridas das cinco disponíveis:  $E, \nu, I, G, K$ .

Onde  $E$  é o módulo de deformabilidade,  $\nu$  o coeficiente de Poisson,  $I$  o coeficiente de Lamé,  $G$  o módulo cisalhante e  $K$  o módulo de Bulk.

Na teoria elástica os mais convenientes são  $G, I$ , mas em problemas de engenharia onde é requerida uma medida direta de uma rocha quando uma força é aplicada,  $E$  e  $\nu$  são os recomendados. Porém em quase todas as rochas (elásticas ou semi-elásticas), todas as constantes elásticas podem ser relacionadas com um bom grau de precisão.

Vallejo (2002), tomando como base valores de constantes elásticas apresentados por diversos autores (ver tabela 3.1), fez uma compilação de valores de módulos de deformabilidade estáticos e dinâmicos (obtidos através das velocidades de ondas elásticas) e do coeficiente de Poisson para diferentes rochas. Os valores são apresentados em faixas de variação, os quais muitas vezes são amplos devido à alta variabilidade das propriedades físicas (porosidade, estrutura mineral, cimentação, etc.) e o caráter anisotrópico de algumas rochas (presença de

laminação, xistosidade, etc.). Para a maioria das rochas, o coeficiente de Poisson varia entre 0.25 e 0.33.

Tabela 3.1 – Constantes elásticas das rochas; Vallejo (2002).

Roca sã	Módulo de elasticidade estático, $E$ kg/cm <sup>2</sup> (x 10 <sup>5</sup> )	Módulo de elasticidade dinâmico, $E_d$ kg/cm <sup>2</sup> (x 10 <sup>5</sup> )	Coefficiente de Poisson, $\nu$
Andesito	3.0-4.0		0.23-0.32
Anfibolito	1.3-9.2	4.6-10.5	
Anhidrito	0.15-7.6		
Arenito	0.3-6.1	0.5-5.6	0.1-0.4 (0.24-0.31)
Basalto	3.2-1.0	4.1-8.7	0.19-0.38 (0.25)
Calcário	1.5-9.0 (2.9-6.0)	0.8-9.9	0.12-0.33 (0.25-0.30)
Quartzito	2.2-10 (4.2-8.5)		0.08-0.24 (0.11-0.15)
Diabásio	6.9-9.6	6.0-9.8	0.28
Diorito	0.2-1.7	2.5-4.4	
Dolomia	0.4-5.1	2.2-8.6	0.29-0.34
Gabro	1-6.5		0.12-0.20
Gnaisse	1.7-8.1 (5.3-5.5)	2.5-10.5	0.08-0.40 (0.20-0.30)
Xisto	0.6-3.9 (2.0)		0.01-0.31 (0.12)
Granito	1.7-7.7	1.0-8.4	0.1-0.4 (0.18-0.24)
Grauvaca	4.7-6.3	2.3-10.7	
Siltito	5.3-7.5	0.7-6.5	0.25
Foelho	0.3-2.2	1.0-7.0	0.25-0.29
Marga	0.4-3.4	1.0-4.9	
Mármore	2.8-7.2		0.1-0.4 (0.23)
Micaxisto	0.1-2.0		
Filito	0.5-3.0		
Sal	0.5-2.0		0.22
Turfa	0.3-7.6		0.24-0.29
Giz	1.5-3.6		

Valores máximos e mínimos. Valores médios entre aspas.  
 Dados selecionados a partir de Rahn (1986), Johnson e Degraff (1988), Goodman (1989), Walthan (1999), Duncan (1999).

Farmer (1968) menciona que as relações entre  $E$  e  $u$  com outras constantes elásticas e físicas tem sido analisadas por Judd e Huber. Estes concluíram que em todas as rochas ensaiadas existe uma relação linear entre o módulo de elasticidade e o módulo de cisalhamento, e entre o módulo de elasticidade e a resistência à compressão uniaxial. Algumas relações entre  $E$  e  $G$ ,  $E$  e  $K$ , ou  $I$  e  $G$  sugerem que se a rocha fosse elástica, então o valor de  $u$  deveria ser constante para todas as rochas independente do valor de  $E$ .

O gráfico que relaciona  $E$  e  $u$ , apresentado na figura 3.4 mostra que esta afirmação poderia ser aplicável em rochas com módulos de elasticidade bastante

altos, para rochas com módulos de elasticidade baixos (rochas não elásticas) le correspondem valores baixos e variáveis de  $u$ . Estas evidências sugerem que a previsão da reação da rocha não deveria basear-se somente na teoria elástica.

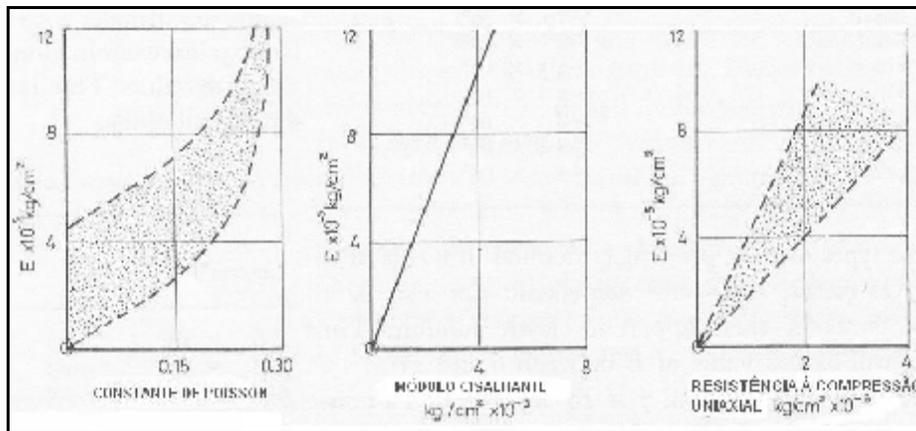


Figura 3.4 – Relação entre o módulo de elasticidade e a constante de Poisson, módulo cisalhante e resistência à compressão uniaxial; extraído de Farmer (1968).

Assim a relação estável-linear entre  $G$  e  $E$  é aproximadamente  $E = 2.5G$ , sugerindo um valor constante de  $u$  igual a 0.25. Certamente para os trabalhos que envolvem análise elástica das rochas, pode-se assumir na maioria dos casos o valor de 0.25 para o coeficiente de Poisson.

A relação linear que existe entre a resistência compressiva uniaxial da rocha ( $s_c$ ) e os módulos elásticos  $E$  e  $G$ , os quais tomam a forma aproximada de  $E = 350s_c$  e  $G = 140\sigma_c$  respectivamente (segundo os gráficos mostrados na figura 3.4) é importante porque confirma que a resistência da rocha está relacionada à rigidez (representado por  $E$  e  $G$ ) da sua estrutura interna, Farmer (1968).

### 3.3.

#### Fatores que Influenciam o Módulo de Deformabilidade das Rochas

O módulo de deformabilidade é influenciado principalmente por: defeitos na rocha (juntas, fissuras, vazios); estrutura petrográfica (resistência interna das partículas minerais individuais; resistência das ligações entre os grãos minerais na matriz rochosa); orientação e mergulho da formação rochosa e das estruturas geológicas que a afetam; grau de intemperismo e alteração da rocha; propriedades elásticas e plásticas; grau de anisotropia; direção e magnitude das cargas atuantes na rocha; grau de compressão ou decompressão; índice de vazios e porosidade; grau de saturação; tempo; estado das tensões (tensões internas) dentro do maciço rochoso. Outros fatores de caráter secundário podem ser: a temperatura; os efeitos

vibratórios; geração de juntas e fissuras produzidas pela detonação (caso escavações ou perfurações na rocha) e fatores sísmicos (Pusch (1995) *et al*).

A influência da gênese da rocha é outro fator importante mencionado por Jumikis (1983). No caso, por exemplo, das rochas intrusivas, de acordo com os valores obtidos por diferentes ensaios, conclui-se que as rochas vulcânicas de composição básica como o basalto tem um módulo de deformabilidade maior que uma rocha ácida como o granito.

Farmer (1968) cita os trabalhos em rochas feitos por Judd and Huber, estes sugeriram com base nos resultados dos testes, a relação quase linear de  $G$  e  $E$  com a densidade aparente da rocha (ver figura 3.5). Os autores concluíram que como a maioria de minerais formadores de rochas tem similar peso específico, então as propriedades elásticas das rochas são afetadas pela estrutura interna da rocha, especialmente pelo tamanho, grau de compactação e subsequente presença de espaços no interior da rocha.

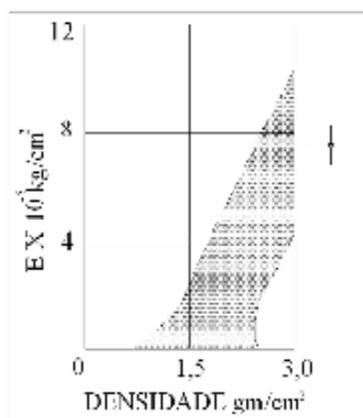


Figura 3.5 – Relação entre o módulo de elasticidade e a densidade (Judd and Huber); Farmer (1968).

O grau de intemperismo afeta de maneira direta ao módulo de deformabilidade, Sertã (1986) menciona os trabalhos feitos por Iliev em 1966 em um monzonito da Bulgária, apresentando resultados onde o módulo de elasticidade e o módulo de deformabilidade decresce com o aumento do intemperismo (Ver tabela 3.2).

Tabela 3.2 – Variação dos módulos com o intemperismo em um monzonito da Bulgária, Iliev (1966); Sertã (1986).

	Rocha Sã	Rocha Alterada
Módulo de Elasticidade (Kg/cm <sup>2</sup> )	5 X 10 <sup>-5</sup>	0.64 X 10 <sup>-5</sup>
Módulo de Deformabilidade (Kg/cm <sup>2</sup> )	4.3 X 10 <sup>-5</sup>	0.38 X 10 <sup>-5</sup>

Farmer (1968) indica que o efeito da água gera um decrescimento do módulo de deformabilidade, particularmente em rochas porosas. Obert *et al.* (1967) mostra que para rochas porosas como arenitos e calcários saturados, o valor de  $E$  decresce entre 20% e 40% que o valor em estado seco. Para foelhos e siltitos o valor se reduz de 0-5%, em quanto que no caso do granito e mármore o valor de  $E$  é incrementado em estado saturado em 30%. Porém o conteúdo de umidade é baixo para as quatro últimas rochas.

Jumikis (1983) dá uma explicação razoável para anomalias de deformação em rochas úmidas postulado por Boozer *et al.* (1962) na base do efeito Reh binder (Reh binder *et al.*, 1948). Este postula que todo fenômeno ocasionado pela pressão de poros é causado pela redução da energia da superfície livre existente entre os constituintes da rocha, esta redução é gerada pelo processo de absorção. Em outras palavras, a estrutura coesiva da rocha é enfraquecida pela presença de liquido entre os poros, e desde que os processos de deformação e falha são em grande parte influenciados pela sua coesão elas serão afetadas pela pressão do liquido presente; a resistência e o módulo de deformabilidade decrescerão e a potencialidade do fluxo se incrementará.

### 3.4.

#### **Determinação dos Parâmetros de Deformabilidade**

A caracterização de um maciço rochoso desde o ponto de vista da sua deformabilidade é um dos principais problemas que qualquer estudo geotécnico deve enfrentar caso desejam-se realizar cálculos tensão-deformação para a execução e desenho de estruturas.

Uma amostra de rocha intacta em laboratório é muito menor que um maciço rochoso que, muitas vezes contem certo número de planos de fraqueza. Devido a isso, o comportamento mecânico do maciço rochoso é bastante diferente do material ensaiado no laboratório (Galera *et al.*, 2005). Para determinar os

parâmetros que caracterizam os maciços rochosos têm-se três possibilidades a considerar: estimar os valores *in situ* dos resultados obtidos no laboratório, utilizar correlações empíricas e executar ensaios *in situ*.

Antes de fazer uma revisão das principais técnicas de medida, é necessário lembrar algumas definições básicas que são importantes no momento de escolher alguma técnica de medição.

**Matriz Rochosa:** é o material rochoso sem descontinuidades, ou blocos de rocha intacta que quedam entre elas. A matriz rochosa ou rocha são apesar de ser considerada contínua apresenta um comportamento heterogêneo e anisotrópico, ligado a sua fábrica e microestrutura mineral.

**Descontinuidade:** é qualquer plano de origem mecânico o sedimentário que separa os blocos da rocha intacta em um maciço rochoso.

Um maciço rochoso é o conjunto dos blocos da matriz rochosa ou rocha são e das descontinuidades de diversos tipos que afetam o maciço rochoso. Mecanicamente os maciços rochosos são médios descontínuos, anisotrópicos e heterogêneos (Vallejo 2002).

As descontinuidades e os blocos da matriz rochosa constituem em conjunto a estrutura rochosa, e governam o comportamento global do maciço rochoso, predominando um ou outro componente em função das suas propriedades relativas e da escala ou âmbito de estudo do maciço.

A determinação do módulo de deformabilidade da matriz rochosa é feito através de ensaios de laboratório, o mais comum e mais utilizado é o ensaio de compressão simples ou de compressão uniaxial, embora existam outros disponíveis como o teste de ressonância longitudinal, de resistência elétrica, velocidade ultrassônica, etc.

O ensaio de compressão uniaxial se realiza sobre um cilindro de rocha (geralmente testemunho de sondagem), ao que se aplica gradualmente força axial até que se produz a ruptura.

Os valores obtidos dependerão da natureza e condições da rocha (mineralogia, tamanho de grão, cimentação, microfissuração, porosidade, grau de intemperismo) e das condições do ensaio (forma e volume da amostra, preparação da mesma, conteúdo de umidade, temperatura, velocidade de carregamento, direção de aplicação de carregamento, rigidez da máquina do ensaio).

O maciço rochoso é um meio não homogêneo e sobre todo descontínuo cujas propriedades resistentes e deformacionais não podem ser medidas no laboratório já que existe uma diferença muito apreciável entre os valores que se obtém nos ensaios de laboratório e os que se obtém dos ensaios realizados *in situ*, diferença que é conseqüência do volume afetado em cada caso e que é conhecido como efeito escala. O efeito escala é a conseqüência mais importante do caráter heterogêneo e descontínuo dos maciços rochosos. Vallejo (2002) considera que a extrapolação dos resultados em escalas menores que as do maciço só pode-se considerar válida se o volume da amostra ensaiada é representativo do conjunto. Na figura 3.6 se apresenta o efeito escala nos maciços rochoso, ilustrando a variação das amostras como aumento de seu tamanho, envolvendo sucessivamente à matriz rochosa, à matriz e uma única descontinuidade, várias famílias de descontinuidades e ao maciço rochoso como um conjunto.

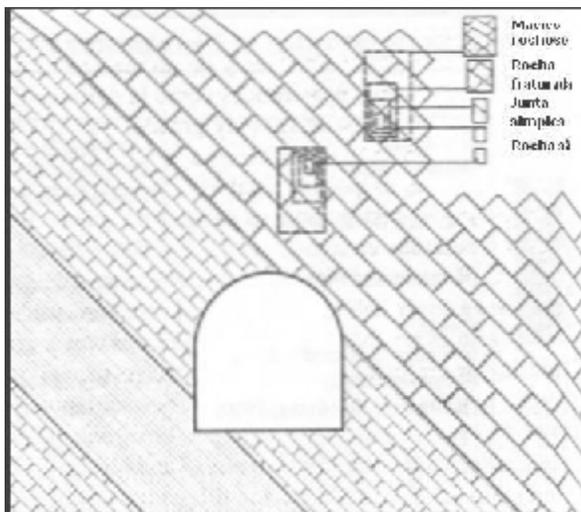


Figura 3.6 – Representação do efeito escala Cunha (1990); extraído de Galera (2005).

Ao nível do ensaio de laboratório, o efeito escala se evidencia quando ao ensaiar amostras do mesmo maciço e de diferentes tamanhos, obtém-se resultados variáveis e dispersos. Na figura 3.7, pode-se observar que a partir de um determinado volume da amostra, os resultados dos ensaios são independentes do tamanho. Este volume o menor considerado representativo do comportamento do maciço rochoso para uma determinada propriedade, é chamado de “volume elementar representativo” (VER) o qual pode variar segundo a propriedade considerada e de um maciço a outro. Na matriz rochosa, o efeito escala se deve à heterogeneidade e variabilidade mineralógica e estrutural. No caso do maciço o VER será função do espaçamento das juntas, pois conforme se considere um

maior volume do maciço rochoso, se permite às discontinuidades tomar um papel mais importante na resistência e deformabilidade (Galera, 2005).

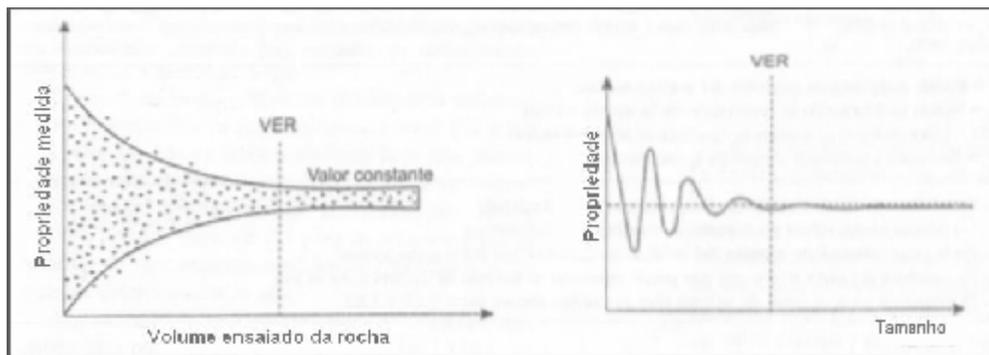


Figura 3.7 - Variação das propriedades das rochas segundo o volume considerado. Geralmente, a dispersão dos valores medidos diminui ao aumentar o tamanho; Vallejo (2005).

A dificuldade de realizar ensaios de compressão a escala real em maciços rochosos e de ensaiar volumes representativos em laboratório determinam os inconvenientes para estimar de forma direta a deformabilidade. Os métodos para a avaliação da deformabilidade do maciço podem-se classificar em diretos e indiretos. No primeiro se incluem os ensaios *in situ*, em quanto que no segundo grupo incluem-se os métodos geofísicos e uma série de correlações empíricas.

### 3.4.1.

#### Determinação Direta - Ensaios *In Situ*

Na determinação da deformabilidade *in situ*, existe uma série de inconvenientes relacionadas com a representatividade e extrapolação dos resultados obtidos, entre os que se destacam os referidos à escala do ensaio.

Na avaliação *in situ* da deformabilidade, os ensaios *in situ* podem envolver pequenos volumes como no caso na periferia de um furo de sondagem, ou grandes volumes, como é o caso dos ensaios com macacos planos de grande área (LFJ – Large Flat Jacks).

Para a determinação *in situ* dos parâmetros de deformabilidade em pequena escala, executam-se, normalmente, ensaios em furos de sondagens podendo agrupar-se em dois tipos principais, em função da forma como é aplicada a pressão nas paredes do furo (Sousa *et al.*, 2005):

- Aplicação da pressão por intermédio de uma membrana flexível completamente adaptada às paredes do furo com uma pressão rotacional simétrica como no caso dos dilatômetros. Nestes ensaios,

medem-se, habitualmente, deformações radiais ou diametrais. Englobam-se, também, os pressiômetros nos quais é medida uma deformação volumétrica global. Estes últimos são mais utilizados para rochas brandas e apresentam limitações de precisão já que medem volumes e não deslocamentos.

- Aplicação da pressão através de pratos rígidos em dois arcos de circunferência (macacos de sondagem). Correspondem a situações de carga mais complexas e, por conseqüência, a interpretação dos ensaios reveste-se de maior dificuldade.

As vantagens e desvantagens de alguns dos ensaios disponíveis no mercado são mostradas na tabela 3.3.

Tabela 3.3 – Ensaios *in situ* para determinar a deformabilidade dos maciços rochosos; Vallejo (2002).

Ensaio	Volume	Lugar	Vantagens	Desvantagens
Macaco Plano ( <i>flat jack</i> )	Alguns m <sup>3</sup>	Nas paredes de galerias e túneis, etc.	Amostras grandes. Distribuição das tensões conhecida	Custoso. Precisam-se obras especiais. Poucos ensaios.
Carga em placa	Até 1m <sup>3</sup> dependendo do tamanho da placa	Nas paredes de galerias, túneis, poços, etc.	Amostras grandes e pouco perturbadas	Distribuição das tensões mal conhecida. Tem que ser feitas muitas suposições para a interpretação. Custos. Obras especiais. Poucos ensaios.
Dilatômetro	Alguns m <sup>3</sup>	Em furos de sondagens.	Pode ser feito em profundidade. É um método bom para obter a distribuição da deformabilidade do maciço em juntas fechadas, Baixo custo.	Amostras pequenas. Distribuição das tensões desconhecida. Requer suposições adicionais.
Macaco Radial	Até 1m <sup>3</sup> dependendo do tamanho do macaco	Em galerias especiais.	Amostra grande muito adequado para galerias a pressão.	Muito custoso. Normalmente só um ensaio é feito.
Triaxial a grande escala.	Alguns m <sup>3</sup>	Perto da superfície, em galerias e túneis, etc.	Amostra grande, distribuição de tensões bem conhecida.	Muito custoso. Obras especiais. Muito poucos ensaios.
Modificado de Serrano, 1997.				

Com respeito à influência do tamanho da amostra ensaiada, na figura 3.8 se apresenta os valores de módulos de elasticidade obtidos em ensaios de laboratório e *in situ* (dilatômetro e macaco plano de grande escala). Ao tempo que aumenta o volume ensaiado, e por tanto se considera maior volume de descontinuidades, a dispersão dos resultados e o valor médio de  $E$  diminuem.

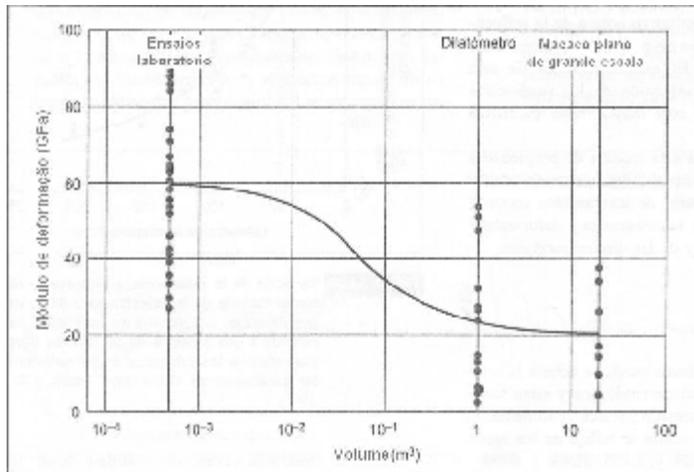


Figura 3.8 – Variação de deformabilidade do maciço rochoso em função da escala considerada; a curva tende estabilizar-se para volumes cerca ao V.E.R (Cunha, 1990); Vallejo (2002).

### 3.4.2.

#### Determinação Indireta

##### 3.4.2.1.

#### Métodos Geofísicos.

Estes métodos permitem estimar a deformabilidade dinâmica do maciço rochoso, e estão baseados nos valores da velocidade das ondas elásticas de compressão ou longitudinais,  $V_p$ , e de cisalhamento ou transversais,  $V_s$ , através do maciço rochoso. As constantes de deformabilidade estática podem se obter a partir das dinâmicas mediante correlações, as quais em geral são pouco precisas.

A velocidade de propagação das ondas longitudinais depende do tipo de material rochoso, grau de alteração e de fraturamento, do estado das tensões e das condições hidrogeológicas.

O módulo de deformação dinâmico  $E_d$  é maior que o determinado a partir de ensaios estáticos *in situ*. Galera *et al.* (2001) fez algumas correlações entre o módulo estático e o módulo dinâmico. A figura 3.9 mostra a correlação obtida por ele entre o módulo estático obtido pelo dilatômetro flexível, e o módulo dinâmico obtido por métodos dinâmicos, esta correlação é dada pela equação 3.2..

$$G_d \text{ (Mpa)} = 10.95G_E \text{ (Mpa)} + 1449 \quad 3.2$$

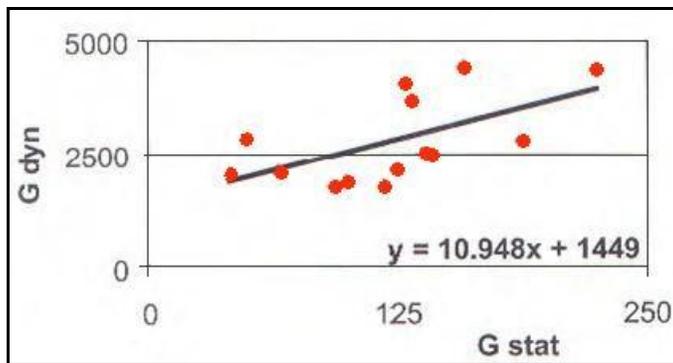


Figura 3.9 – Correlação entre o módulo cisalhante estático e dinâmico; Galera et al. 2005.

Dyskin (1999) menciona que as diferenças entre os módulos estáticos e dinâmicos possam se dever a: baixas amplitudes de onda (magnitudes de tensões baixas) as quais podem dar módulos de deformação menores, taxas de carregamento elevadas associadas com as ondas poderiam incrementar os valores do módulo, ondas ultra-sônicas de baixa amplitude poderiam incrementar os valores do módulo.

Entre as vantagens do método geofísico encontram-se: determinação dos parâmetros em áreas extensas com poucos ensaios permite avaliar as características da rocha em deformações muito pequenas (da ordem de 0,001 por cento) o qual provê informações mais reais das propriedades elásticas da rocha, o relativo baixo custo levando em conta que se podem obter informações de grandes áreas. Entre as desvantagens destacam-se o melhor funcionamento quando há bastante diferença na rigidez dos materiais ensaiados.

### 3.4.2.2.

#### Correlações Empíricas

Os ensaios de campo para determinar o módulo de deformabilidade *in situ* diretamente consomem tempo, são bastante custosos e a confiabilidade e grau de exatidão dos resultados destes testes é muitas vezes questionável.

O desenvolvimento de modelos empíricos para determinar o módulo de deformação do maciço rochoso ( $E_m$ ) tem ido evoluindo e novas propostas vêm aparecendo e sendo desenvolvidas. O primeiro critério empírico para a predição do módulo de deformação do maciço rochoso foi desenvolvido por Bienawski (1978). Depois de Bienawski, outras equações empíricas como Barton (2002), Serafim e Pereira (1983), Nicholson e Bienawski (1990), Mitri (1994) *et al.*, Hoek

and Brown (1997) and Kayabashi (2002) tem sido propostas para estimar o módulo de deformação do maciço rochoso (Tabela 3.4).

Tabela 3.4 – Lista de algumas equações empíricas sugeridas para estimar o módulo; modificado de Gokceoglu, 2003.

Equação empírica	Parâmetros requeridos	Limitações	Equação
Bieniawski	RMR	RMR > 50	$E_m = 2RMR - 100$
Serafim e Pereira	RMR	RMR ≤ 50	$E_m = 10^{(RMR-10)/40}$
Nicholsom e Bieniawski	$E_i$ e RMR	-	$E_m = E_i[0.0028RMR^2 + 0.9\exp(RMR/22.82)]$
Mitri et al	$E_i$ e RMR	-	$E_m = E_i[0.5(1 - (\cos(\pi * RMR/100)))]$
Read et al.	RMR	-	$E_m = 0.1(RMR/10)^3$
Diedrich and Kaiser	RMR	-	$E_m = 7(\pm 3)\sqrt{Q'}$ , $Q' = 10((RMR - 44)/21)$
Palmstrom e Singh	RMI	-	RMI > 0.1, $E_m = 5.6RMI^{0.375}$ 0.1 < RMI < 301, $E_m = 7RMI^{0.4}$
Kayabasi et al.	$E_i$ , RQD e WD	-	$E_m = 0.135\left[\frac{E_i(1 + RQD/100)}{WD}\right]^{1.1811}$
Gardner	RQD	-	$E_m = \alpha_E E_r$ , $\alpha_E = 0.0231RQD - 1.32 \geq 0.15$
Barton	Q	-	$E_m = 10Qc^{1/3}$ ; $Qc = Q \frac{UCS}{100}$
Sonmez et al.	$E_i$ e GSI	$E_i = 50$ Gpa	$E_m = E_i(s^a)^{0.4}$ , $s = \exp((GSI - 100)/9)$ $a = 1/2 + 1/6(\exp(-GSI/15) - \exp(-20/3))$ , GSI=RMR
Carvalho	$E_i$ e GSI	$E_i = 50$ Gpa	$E_m = E_i s^{1/4}$ , $s = \exp((GSI - 100)/9)$
Hoek and Brown	GSI e $\sigma_c$	$\sigma_c \leq 100$ MPa	$E_m = \sqrt{\frac{UCS}{100}} 10^{(GSI-10)/40}$

As equações propostas por Bienawski (1978), Serafim e Pereira (1983), Nicholson & Bienawski (1990) e Mitri (1994) *et al*, consideram o RMR (Rock Mass Rating), em quanto que a equação de Barton estima o módulo de deformação a partir do valor de Q. A equação proposta por Hoek and Brown que é uma modificação de proposta por Serafim e Pereira esta baseada no índice GSI. (Geological Strength Index), Palmstrom and Singh ademais sugeriram uma equação empírica dependente dos valores do RMI (Rock Mass Index). Kayabasi *et al*. propuseram uma das mais recentes equações empíricas considerando o módulo de elasticidade da rocha sã, o RQD (Rock Quality Determination) e o grau de intemperismo para estimar o módulo de deformação do maciço rochoso.

Ainda que as equações empíricas para a estimação indireta do módulo de deformação sejam simples e de baixo custo, estas não estão livres de apresentar

algumas incertezas (disponibilidade limitada dos dados, variabilidade do tipo de rocha, natureza heterogênea do maciço rochoso) pelo que a aplicação destas equações e os resultados obtidos devem ser discutidos, seja para ser aplicados em projetos de engenharia ou para desenvolvimentos futuros de novas correlações.

### 3.5.

#### Tensões em Maciços Rochosos

O conhecimento do estado de tensões em maciços rochosos é de fundamental importância em diversos problemas nos campos da engenharia civil, mineira e do petróleo, assim como também na geologia e geofísica. Em geral, problemas relacionados com as tensões se incrementam com a profundidade, mas escavações a pouca profundidade poderia ser problemática também devido às altas tensões horizontais ou à sua não consideração. (Amadei and Stephansson, 1997).

As tensões *In situ* podem ser divididas em tensões naturais, também chamadas primitivas ou virgens, e tensões induzidas. As tensões naturais são aquelas que existem nas rochas por efeito de algum tipo condicionante anterior, como por exemplo, efeito gravitacional, estrutural, etc. Por outro lado as tensões induzidas estão associadas com perturbações artificiais (escavação, perfuração, etc.) na figura 3.10 se mostra a influência da escavação na distribuição das tensões *in situ*.

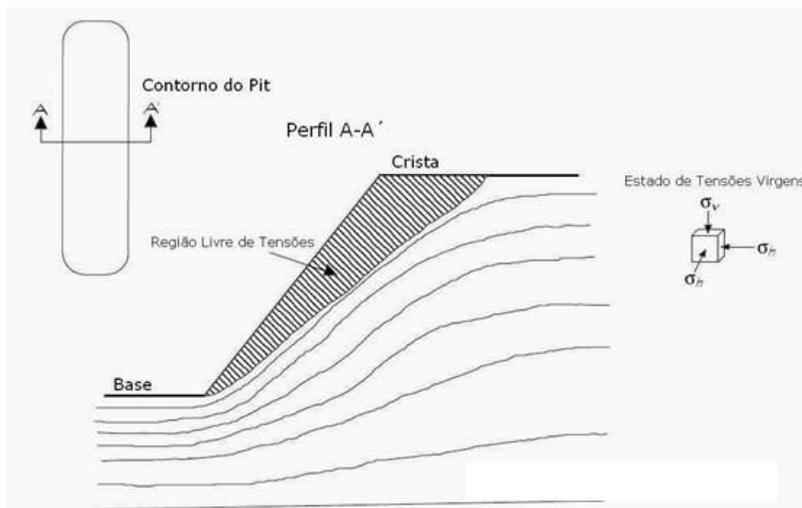


Figura 3.10 – Influência da escavação na distribuição das tensões *in situ*.

As tensões virgens podem ser divididas em tensões gravitacionais (devido ao peso da coluna da rocha sobrejacente), tensões tectônicas e tensões residuais.

As tensões gravitacionais resultam do peso da coluna da rocha sobrejacente por unidade de área em um ponto específico no maciço rochoso. A componente de tensão vertical  $\sigma_v$ , é normalmente assumida como uma função da profundidade e é definida conforme a equação 3.3.

$$s_v = gz \quad 3.3$$

Sendo  $g$  o peso específico e  $z$  a profundidade ou espessura do material, o valor do peso específico é da ordem de 0,0027 MPa/m seguindo um comportamento linear com a profundidade (Hoek & Brown, 1980).

Esta tensão compressiva vertical origina tensões laterais horizontais devido às rochas tenderem a se expandir em direções transversais com relação aos carregamentos verticais. Como já foi visto nas seções anteriores em corpos elásticos a expansão transversal pode ser expressar pelo coeficiente de Poisson  $n$  (conforme a equação 3.4)

$$u = \frac{e_t}{e_l} \quad 3.4$$

Onde  $e_t$  a deformação transversal e  $e_l$  a deformação longitudinal. Se a rocha não é livre de se expandir transversalmente ( $e_t = 0$ ) cria-se uma tensão transversal cujo valor é dado pela equação 3.5, (Vallejo, 2002).

$$s_{transversal} = s_H = \left( \frac{u}{1-u} \right) s_v \quad 3.5$$

Considerando um valor médio do coeficiente de Poisson  $n = 0,25$ , a relação  $k = s_H/s_v$  vale aproximadamente 0,33.

$$s_H = \left( \frac{u}{1-u} \right) s_v = k s_v = 0,33 s_v \quad 3.6$$

As tensões de origem tectônica estão associadas aos diversos ambientes e fenômenos que ocorrem com o movimento relativo das placas litosféricas (na suas bordas e no seu interior). As tensões tectônicas podem ser *ativas* (devido ao contínuo movimento das placas), e *remanescentes* (devido a eventos tectônicos passados os quais têm sido parcialmente ativados por processos naturais) (Amadei e Stephanson, 1997). A origem e a orientação das tensões são mostradas na figura 3.11. Finalmente, as tensões residuais são definidas como o estado de tensões que permanece no maciço rochoso ainda depois que o mecanismo original tenha deixado de existir (Hyett *et al.*, apud Hees, 1986).

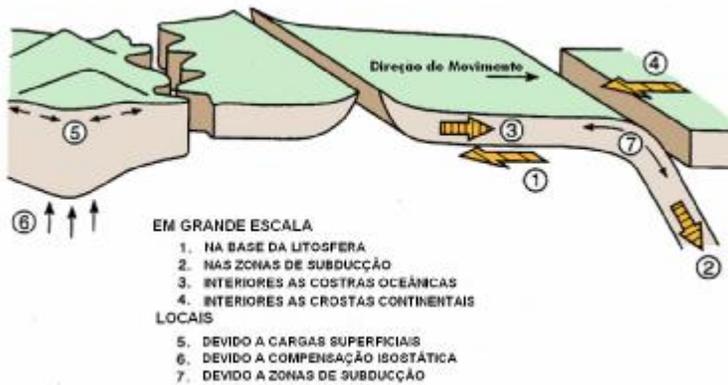


Figura 3.11 – Origem e orientação das tensões tectônicas segundo Zoback et al. (1989), extraído de Amadei (1997).

As tensões induzidas são o resultado da redistribuição das tensões primárias devido á perturbação. A perturbação pode ser natural, como por exemplo, uma mudança nas condições do meio ou causada por atividades humanas (escavação, bombeio ou extração da energia) (Jumikis, 1983).

As condições geológicas e morfológicas em uma zona podem modificar os campos tensionais gravitacionais e a direção e magnitude das tensões, originando anisotropias tensionais, ou estado de tensões anisótropas principalmente devido aos seguintes fatores: presença de falhas, dobras, diques e outras anisotropias estruturais; processos diversos de carregamento ou descarregamento de materiais como a erosão, sedimentação, processos glaciais, etc.; vales profundos e zonas de releve acidentado e processos vulcânicos (Vallejo, 2002). Na figura 3.12 são representados algumas destas condições.

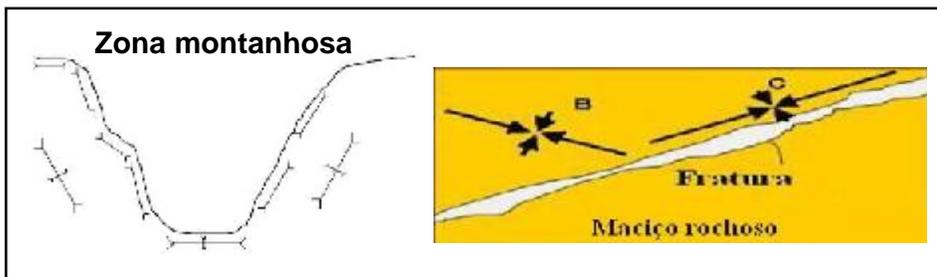


Figura 3.12 – Influência da morfologia e das estruturas geológicas no estado de tensões in situ.

As formas de medir o estado de tensões *in situ* têm evoluído com o passar dos anos começando com os métodos de alívio de tensões dos anos 40's, o método do macaco plano desenvolvido nos 50's, métodos de alívio de tensões nos furos de sondagens, e as aplicações do fraturamento hidráulico na indústria do

petróleo da década dos 70. Hoje em dia inovadores métodos são disponíveis para medir tensões nas rochas a uma profundidade de 3 ou 4 km, dentro da crosta terrestre. Entre as principais técnicas de medida temos:

### **1. Métodos baseados no princípio de fraturamento.**

- 1.1. Fraturamento Hidráulico.
- 1.2. Fraturamento Dilatométrico.
- 1.3. *Borehole Breakouts*.

### **2. Métodos baseados no princípio de alívio das tensões.**

- 2.1. Métodos de Alívio na Superfície.
- 2.2. Técnica da subescavação (*undercoring*).
- 2.3. Métodos de Alívio do Furo da Sondagem.
  - 2.3.1. Técnica da sobrescavação (*overcoring*).
    - a. Deformação das Paredes.
      - Célula de CSIR (*Council for Scientific and Industrial Research*) ou Célula de Leeman.
      - Célula CSIRO (*Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization*).
    - b. Deformação do diâmetro.
      - Célula BDG (*Borehole Deformation Gauge*) do U. S. Bureau of Mines.
    - c. Deformação dos Fundos.
      - *Célula Doorstopper*.
- 2.4. Alívio de Grandes Volumes de Rocha.
  - 2.4.1. *Under Excavation*.

### **3. Método baseado na compensação de tensões.**

- 3.1. Método do Macaco Plano.
- 3.2. Método do Macaco Cilíndrico (*Pressiômetro*).

### **4. Método baseado na recuperação de deformações.**

- 4.1. *Anelastic Strain Recovery*.
- 4.2. Análise da Curva de Deformação Diferencial (DSCA).

### **5. Método baseado na memória das rochas.**

- 5.1. Efeito Kaiser (*Acoustic Emission*).
- 5.2. Análise da Proporção da Deformação (DRA).

### **6. Método baseado nas respostas estruturais.**

- 6.1. Técnicas Ultrasônicas.

6.2. Técnicas de Refração de Raios X.

## **7. Outros Métodos.**

7.1. Análise dos Dados dos Deslizamentos das Falhas.

7.2. Estudos Sísmicos (focos de terremotos).

7.3. Inclusões em Rochas Tempo-dependente.

7.4. Medida das Tensões Residuais.

Ainda que a literatura contenha e estejam disponíveis muitos relatórios e artigos descrevendo muitos métodos de um tipo ou de outro, não há nenhum método completamente aprovado ou universalmente adotado. Isto é devido parcialmente às variedades de problemas que são encontrados.