

PREFÁCIO

O presente trabalho constitui uma colaboração ao extenso livro do Professor Victor de Mello. Encontra-se na versão final por ele revisada e aceita após frutíferos debates.

O capítulo 4 irradia a visão do professor em relação ao potencial de informação e formação da Geologia.

Geologia, esta, que evoluiu muito desde as ponderações de sua inerente imprecisão levantadas por Terzaghi na primeira metade do século passado. Pelo que entendi, da grata opinião do professor, na última vez que conversamos sobre o tema, concordamos que a Geologia, avó das Mecânicas de Solos e Rochas e da Geotecnia em geral, não era nem “Pura” e nem “de Engenharia”, mas, simplesmente, Geologia. Claro que focada no interesse apropriado a cada tema, seja este voltado à prospecção mineira, geohidrológica, construção civil, geoquímica, evolução biológica ou evolutiva do nosso ou outro planeta e tantos outros enfoques do imenso cabedal de necessidades da humanidade.

O problema, como sempre é o da Babel lingüística, onde cada especialidade tende a se refugiar e isolar no linguajar que lhe é próprio, como se não bastassem as diferenças de idiomas entre os povos. Diferenças que subsistiram no mundo ocidental apesar do intenso esforço histórico havido na procura de uma linguagem comum como o latim, hoje sendo substituído pelo inglês. Todos sabem da tentativa secular da antiga latinização universal da ciência até o final do século XIX e início do XX (que, aliás, no tempo dos romanos, era o grego), como bem expressa na obra MATEMATIKA de Gauss, ou até em doutorados defendidos em latim até na Rússia Imperial conforme me contou o meu falecido avô.

Atualmente, para compatibilizar as linguagens técnicas específicas e sua adequação a cada caso, há uma Matemática para Engenheiros (já com

tendências em se sub-compartimentar em aquela aplicada à Eletrônica e Elétrica daquela da usada em Mecânica de Estruturas Cívicas) ou uma Química para leigos. No entanto, algumas grandes universidades tem lutado muito em ir contra esta corrente visando a universalização do conhecimento e fugir, dentro do possível, de uma setorização eventualmente opaca.

Em suma, neste trabalho, almejou-se a divulgação de um conhecimento mais universal, não reducionista. Previamente e durante a sua execução, tive a dádiva, a honra e a felicidade, talvez imerecida, de ouvir e debater dentro do nosso estrito campo da Ciência, opiniões de algumas das mais ilustres mentes de nosso tempo entre as quais se destacou, de forma insofismável e por elas reconhecida, aquela do Professor Mello.

Os fragmentos do seu livro, parcialmente acabado por imposição de doença inexorável e cruel, são páginas de leitura obrigatória, que aguardamos estejam logo ao alcance dos colegas de profissão, para demarcar sua brilhante passagem entre nós. Lembremos que às vezes, as obras inacabadas como algumas sinfonias, são das melhores...

Georg Robert Sadowski

4 - ELEMENTOS BÁSICOS DE GEOLOGIA PARA ENGENHARIA CIVIL-GEOTÉCNICA

Elaborado pelo Geólogo Prof. Dr. G.R. Sadowski, com pequenas inserções nossas convidativas ao engenheiro intermediante.

4.1 Preâmbulo

Nos termos deste trabalho a Geologia se enfoca dentro de um prisma essencialmente utilitário, abrangendo, inclusive, as suas diferentes escalas de abordagem, desde que se mantenham dentro do escopo essencialmente geotécnico.

Inclue-se, naturalmente, a escala regional, incluindo estruturas geológicas com dezenas a milhares de quilômetros de extensão chegando, inclusive, até uma abrangência intercontinental, como a das placas tectônicas. E no outro extremo, fala-se de elementos de escala cristalina microscópica no estudo de agregados de cimento e por vezes submicroscópica, como a de certas argilas montmorilloníticas. Passa-se então, obrigatoriamente, de passagem, pelas escalas de dimensões métricas até de poucas centenas de metros das obras civis mais corriqueiras chegando a análises que eventualmente incorporem apenas um ou dois morros ou vales.

Dentro da escala regional preocupa-se com a situação da Obra em permeio de grandes estruturas geológicas. Alguns exemplos são: a falha ativa de San Andrés que se estende por alguns milhares de quilômetros ao longo da costa oeste dos EUA, o escudo Báltico, em processo de soerguimentoanelástico por alívio decorrente do derretimento das geleiras da última glaciação, a costa Norte da África, submersa por abatimento tectônico, etc.

Ainda no que concerne a macro - escala regional vê-se também obrigado a entender fenômenos geológicos, tais como o grau geotérmico no caso de construção de túneis profundos ou de usinas geotérmicas, a distribuição de

tensões crustais que eventualmente provoquem distorções ou fenômenos de deslocamentos em escavações, sismicidade de risco que leve a grandes terremotos, tsunamis ou então, fenômenos como o vulcanismo.

Geralmente, focaliza-se a crosta mais rasa, chegando, no máximo, a profundidades não superiores aos primeiros 5 km, sempre dentro dos limites plausíveis do domínio de atuação das obras civis ou mineiras.

Dentro do escopo de escala local, a preocupação maior está enfocada nas propriedades das diferentes litologias e relações espaciais de seus estratos e camadas e, na compreensão de suas estruturas de dimensões que raramente se estendem à escala quilométrica. Mais especificamente, visam-se propriedades físicas e químicas dos corpos geológicos e de suas descontinuidades, que sejam de importância geotécnica, utilizando, sempre que possível, parâmetros quantificáveis e suas relações equacionáveis. Os valores destes parâmetros têm sido divulgados na literatura especializada, acumulados historicamente, tanto com base em ensaios de laboratório e de campo bem como a partir de retro-análises e experiências em obras.

Nesta interação da Geologia com a Obra Civil, torna-se frequentemente mister estabelecer uma interação dinâmica multiprofissional com geólogos de diferentes especialidades, cada um com a sua forma peculiar de interpretar o terreno e seu respectivo jargão especializado.

Cresce incessantemente o interesse na otimização das investigações do subsolo via as duas componentes, macro e micro. Implica liminarmente no bom entendimento da conjugação das metas e produções do geólogo e do prosseguimento profícuo pelo engenheiro. Para o engenheiro, e principalmente numa fase de alteração de vaza para sedimento mole recomenda-se referir à Rankine Lecture do Henkel, 1982 (Ref. 1). Nela se ilustra o labor do lado do geotécnico de reconstituir os inícios da Geologia-Geomorfologia variando com o tempo e a profundidade na formação de deltas submarinos na costa, efeitos de variadas descargas de sedimentos, periódicas porosidades gasosas,

variados taludes de base e de topo de cada unidade nominal, datações importantes, instabilizações inclusive em função de ondas, etc...

Gradualmente, a Mecânica de Solos e a Mecânica de Rochas, inicialmente desenvolvidas por ilustres engenheiros pela necessidade de adaptar a Geologia às obras, foi sendo reabsorvida dentro da Geologia como fonte promissora de parte de uma abordagem quantitativa mais rigorosa da compreensão de fenômenos geológicos (Ref. 2 e 3) o que vai facilitando o diálogo entre as partes, exigindo, no entanto, também por parte do geólogo, o conhecimento de alguns rudimentos de engenharia construtiva.

Compreendeu-se neste processo a necessidade de situar o contexto Geomecânico dentro da modelagem geométrica e física propostas pela informação geológica, e vislumbra-se a possibilidade da inserção harmoniosa e mecanicamente compatível da estrutura de construção civil dentro do espaço físico do substrato.

A Geologia constitui realmente o primeiro passo inescapável, porque é e está, como embasamento no qual tudo se implanta, natural e construído, nos três níveis altimétricos de interveniência, o meteorológico-hidrológico, o da superfície topográfica, e o do "subsolo".

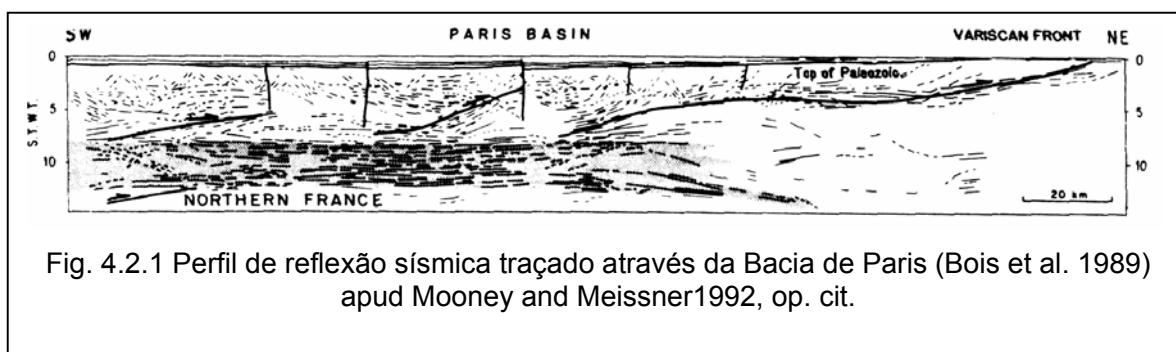
4.2 Estrutura Geral da Terra e a Física das Placas e Conseqüências Maiores.

4.2.1 Estrutura do globo. Papel das propriedades físicas dos componentes.

O conhecimento sobre a estrutura profunda do globo se baseia fundamentalmente em dados indiretos, geofísicos, destacando-se aqueles obtidos pela sismica e pela gravimetria.

A montagem de uma rede mundial de estações sismográficas (WWSN) permitiu refinar o modelo da estrutura terrestre principalmente nas décadas de 1960 e 70 através dos dados obtidos de propagação das ondas sísmicas advindas de terremotos.

Gradualmente, com a evolução cada vez mais refinada da sismica de reflexão múltipla foram executados perfis geofísicos, tanto nos oceanos como nos continentes (COCORP; BIRPS, ECORS, etc., Mooney and Meissner, 1992, Ref. 4) permitindo vislumbrar a estrutura da crosta (Fig. 4.2.1) além das raízes da mesma.



Os parâmetros elásticos médios da crosta foram obtidos indiretamente através da medida da velocidade de propagação de ondas sísmicas, usando-se frequentemente, a velocidade de propagação das ondas de massa (body waves) longitudinais e transversais. As longitudinais ou primárias (chegam primeiro)

similares às sonoras propagando-se por compressão e dilatação ao longo da trajetória e, as secundárias, mais lentas, que vibram transversalmente em relação à sua trajetória de propagação e são também designadas de cisalhamento e não se propagando, portanto, em meio líquido permitiram determinar os módulos elástico e de rigidez dinâmicos de vários segmentos crustais.

Admitindo-se conhecidas as densidades medias das rochas, e os valores médios dos coeficientes de Poisson em níveis crustais não muito profundos (~ 0,25) e considerando-se a propagação em meio elástico, a relação entre estas propriedades e a velocidade de propagação das ondas sísmicas seria:

$V_p^2 = E(1-\mu)/(\rho(1+\mu)(1-2\mu))$ para as ondas longitudinais e

$V_s^2 = E/(\rho(2(1+\mu)))$ para as ondas de cisalhamento ou transversais,

em que E é o módulo de Elasticidade dinâmico, μ o coeficiente de Poisson dinâmico e ρ a densidade do meio. Assim $V_p/V_s = [2(1-\mu)/(1-2\mu)]^{1/2} > \sqrt{2} > 1,4$, e na ocorrência de um sismo as primeiras ondas a chegar são as longitudinais. Obviamente usando estas equações pode-se, reciprocamente, determinar os módulos de elasticidade dos maciços em escala de interesse de engenharia.

Para dar uma ordem de grandeza mencionamos algumas velocidades medidas em tipos básicos de rocha intacta e sã a pressões e temperaturas baixas (apud Press em Clark (1966) Ref. 5):

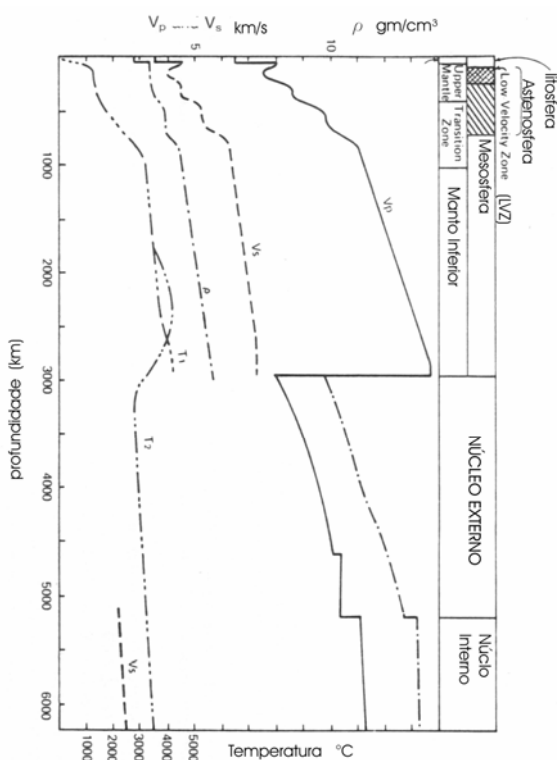
Rocha	V p (km/s)	Vs (km/s)
arenito	1,4 a 4,5	
granito	5,1 a 6,0	2,9 a 3,2
basalto	5,1 a 6,4	2,7 a 3,2
Dunito (ultrabásica)	7,4 a 8,6	3,8 a 4,4

Ensaio efetuados a pressões confinantes de até 20 kbar (Cristensen, 1966, apud Condie, 1989, Ref. 6) demonstraram um aumento da velocidade com a pressão

confinante. No caso de rochas ígneas ela é da ordem de 20 a 30% concentrado principalmente no intervalo de 0 a 1 kbar de pressão confinante crescente. Por outro lado há uma diminuição da velocidade com o aumento da temperatura (por exemplo, gradiente geotérmico) por volta de uma razão de (40 a 60) x 10⁻⁶ partes por °C de aumento (Garland, Ref. 7, entre outros).

4.2.2 Elasticidade, viscosidade efetiva e as placas tectônicas.

Em termos reológicos, a camada rígido - elástica mais superficial do globo, ou litosfera, é modelada como constituída por um conjunto de calotas esféricas ou placas de espessura da ordem de 100 milhas com viscosidades equivalentes estimadas na ordem de 10²⁶ poises, compreendendo, em termos geológicos, toda a crosta e parte do manto superior. Estas placas estariam apoiadas sobre uma



Varição de parâmetros físicos com a profundidade no globo terrestre (apud Condie, 1989, modificado)

Fig. 4.2.2 – Variação de parâmetros físicos com a profundidade no globo terrestre (apud Condie, 1989, modificado).

zona visco-plástica do manto denominado Astenosfera ou também LVZ (Low Velocity Zone) cuja viscosidade equivalente seria da ordem de cerca de 10²² poises e que com a profundidade desapareceria com o aumento gradativo deste parâmetro para valores da ordem de 10²⁶ poises (Fig. 4.2.2).

Consequentemente as placas seriam

desacopladas do seu substrato e, portanto, passíveis de serem sujeitas a movimentos horizontais relativos. Estes tem sido medidos por vários métodos sendo da ordem de alguns centímetros por ano (ex.:10 a 2 cm/ano). O deslocamento seria causado por ação gravitacional e de correntes de convecção profundas do manto.

A crosta, considerada rígida, compõe apenas a porção superior das placas sendo tipicamente oceânica (basáltica, na essência) ou continental com espessuras de 5 a 15 km nos fundos oceânicos e de 10 a 80 km nos continentes. As velocidades de propagação das ondas sísmicas longitudinais no seu interior alcançam valores pouco acima de 6 km/s, enquanto que, em contraposição, no manto, as velocidades são mais significativas com valores da ordem de 8 km/s, diferença esta que implica na existência de zonas de discontinuidade sendo a mais conhecida designada como Moho ou Descontinuidade de Mohorovicic. As densidades da crosta oceânica, predominantemente basáltica, são da ordem de mais de 2,7 a 3 g/cm³ enquanto que aquelas da crosta continental, de composição química similar à dos granitóides, exibe densidades da ordem de 2.4 a 2.65 g/cm³.

Projetos de sondagem específicos, visando detectar diretamente a natureza da Moho tem sido desenvolvidos através de sondagens especiais de grande profundidade em locais onde se supunha que a mesma estaria mais rasa, como a sondagem de 12.250 m na península de Kola, Rússia e uma de cerca de 9 km no sul da Alemanha. Os resultados indicaram a presença de uma crosta profunda transicional, onde, entre outras características curiosas, observou-se a presença de fraturas ainda abertas com circulação de fluidos quentes e mineralizados.

Como já mencionamos os levantamentos sísmicos de multireflexão e dados de tomografia sísmica, realizados nos continentes e oceanos permitiram desfazer o caráter especulativo sobre a estrutura de alguns trechos da crosta inferior, sua relação com o manto superior, e forneceram uma idéia mais precisa do modelo admitido para as placas.

4.2.3 Cinemática e estados de tensão crustais nas bordas e no interior das placas.

O deslocamento horizontal das placas ou calotas esféricas através do tempo geológico pode ser inicialmente estimado em termos quantitativos com base no estudo da distribuição e geocronologia do padrão magnético zebrado dos fundos oceânicos. A datação da idade de picos magnéticos semelhantes e simétricos em ambos os lados da cadeia meso-oceânica permitiu determinar, com base na distância entre os mesmos, algumas trajetórias e velocidades de espalhamento do fundo oceânico desde há cerca de 120 milhões de anos (Cretáceo). A solução focal e a distribuição de hipocentros de sismos ao longo de bordas de placas nos fundos oceânicos permitiu dar uma idéia da relação espacial entre os limites destas calotas e dos parâmetros dinâmicos associados a esta movimentação. Sequencialmente contribuiu na definição do estado de tensões nas bordas e interior das placas bem como melhor precisar a natureza dos seus contornos em conjunto com dados de natureza geológica.

Destarte, foram determinadas inicialmente 22 placas ou calotas esféricas com três tipos principais de limites designados como acrescional ou do tipo rift, conservativo ou transformante, e destrutivo ou de subducção. Nos limites acrescionais como a Cadeia Meso-Oceânica ou a do Leste do Pacífico, haveria crosta oceânica em formação. Nos limites de subducção, ocorreria o mergulho de uma placa litosférica sob a outra com eventual colisão dos fragmentos continentais sobrenadantes (!) às mesmas e, nos transformantes, ocorreria predominantemente o deslize lateral entre segmentos de placas paralelamente ao vetor de deslocamento.

Com o deslocamento diferencial entre as diferentes placas, muitos tremores ou sismos seriam gerados principalmente pelos processos de atrito, stick-slip e rupturas e eventualmente por propagação de tensões no seu interior além de

fenômenos de injeções e formação de rochas vulcânicas e conseqüente vulcanismo no caso dos limites de acreção e de subducção.

Dada a diminuição de rigidez ou aumento da ductilidade das rochas com a profundidade face ao aumento da pressão confinante, temperatura, etc. não seria esperado o fenômeno de ruptura elástica ou de *stick-slip* em profundidade superior a um par de centenas de quilômetros. No entanto, não são excepcionais sismos a até cerca de 700 km de profundidade nas zonas de subducção. Modelos de formação de correntes de convecção segundo extensas plumas de grandes massas circulando desde o núcleo e “avalanches” descendentes dos materiais mais frios e mais densos para o interior do globo tem sido cogitados (por ex. Schubert e Tackley, 1994, Ref. 8). Atualmente, medidas de deslocamento entre as placas vem sendo monitoradas via satélite e por métodos GPS de precisão (Fig. 4.2.3).

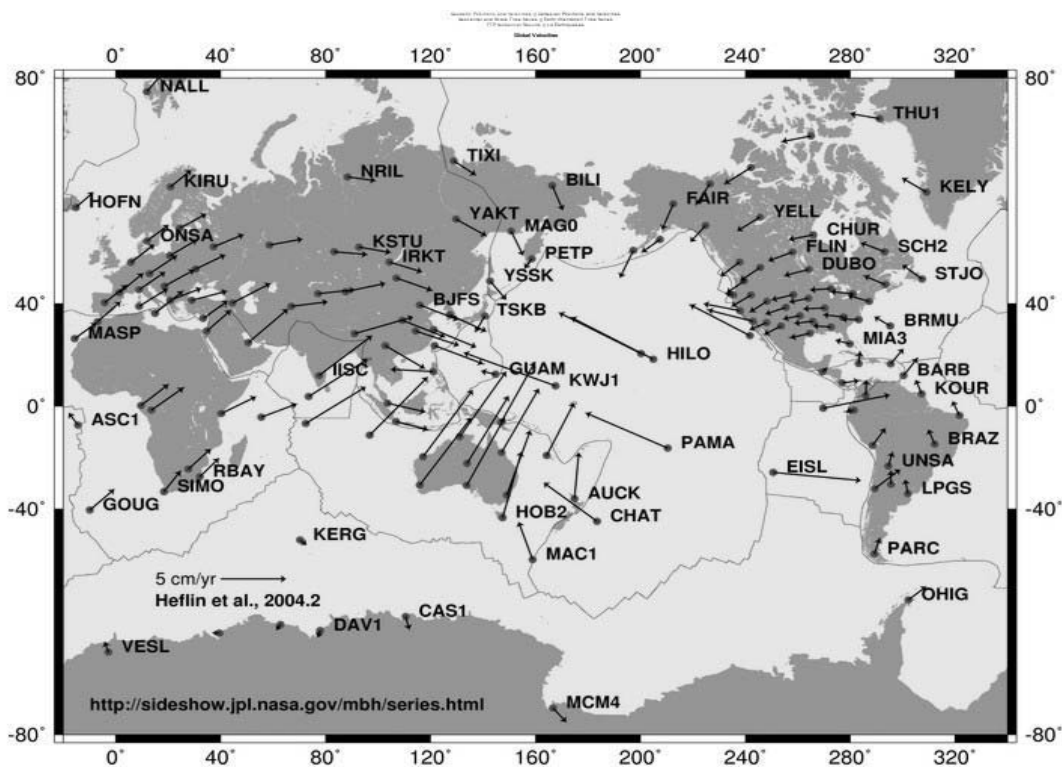


Fig.4.2.3 - Vetores de deslocamento das placas obtidos através de dados espaciais.

Fonte: www.nasa.gov.

4.2.4 Terremotos: eventos geológicos catastróficos de escala global.

4.2.4.1 Introdução

Entre as catástrofes geológicas desde que se considere como catástrofes eventos súbitos envolvendo grandes prejuízos físicos e humanos, além dos deslizamentos superficiais, as catástrofes sismológicas e vulcânicas são das mais exuberantes.

Abatimentos lentos do substrato com na margem sul do Báltico e do mar do Norte, ou mesmo aqueles associados ao adernamento da costa norte africana que submergiu portos romanos do passado, associados a movimentos ditos epirogenéticos, podem ter conseqüências de custo variável e se processam a longo prazo.

4.2.4.2 Terremotos e escalas de medição

Terremotos catastróficos são gerados principalmente nos limites entre as placas porém alguns também ocorreram em conseqüência ao estado de tensões no interior das mesmas a exemplo de sismos intra-placa como os ocorridos na Austrália e no centro-leste dos EUA.

As ondas mais destrutivas de um abalo sísmico são as ondas de superfície nas quais se distinguem dois tipos básicos, ondas Rayleigh e ondas Love, e se geram por polarização das ondas de corpo na superfície de descontinuidade entre dois meios de impedância acústica distinta (impedância acústica = velocidade de propagação no meio x sua densidade). São bastante complexas e apresentam amplitudes maiores que as ondas longitudinais e transversais sendo bem mais lentas que as últimas e com energia decrescente com o inverso da distância em vez de com o inverso do quadrado da distância.

As complexas ondas Rayleigh se produzem pela polarização de ondas longitudinais e transversais dando lugar a deslocamentos segundo o plano vertical que contém a direção de propagação e originam fenômenos de compressão e dilatação. Por sua ação, um ponto do terreno descreve, no plano vertical, uma trajetória elíptica retrógrada em relação ao sentido de propagação e sua amplitude diminui com a profundidade. As ondas Love, também complexas, são ondas transversais paralelas à superfície horizontal (SH).

A maioria dos sismos é provocada por ativação de falhas, embora haja outras causas, como explosões vulcânicas, desabamentos subterrâneos de cavernas, e fatores humanos.

A energia dos terremotos é medida pelo efeito de deslocamento que produzem em certos meios. Na tentativa de sua medição, Richter definiu a magnitude M de sismo como sendo o logaritmo da amplitude máxima, medida em microns (0,001 mm), do traço que seria registrado num sismômetro de torção padrão de período curto (período de pendulo $T_0=0,8$ s, amplificação de 2800 e fator de amortecimento $h=0,8$) a uma distância epicentral de 100 km. A curva de calibração neste caso seria da forma A (amplitude) = $3,37 - 3 \log D$ (distância). Esta magnitude é agora designada como Magnitude local, M_L .

Posteriormente Gutenberg definiu a fórmula para sismos rasos para distâncias entre 15° e 130° , a equação $M_S = \log A + 1.656 \log D + 1.818$, em que A é a componente horizontal do máximo deslocamento do substrato (em microns) perante ondas de superfície com períodos de 20 s.

A IASPEI (International Association for Seismology and Physics of the Earth's Interior) adotou oficialmente a equação:

$M_S = \log(A/T)_{\max} + 1,66 \log D + 3,3$ em que $(A/T)_{\max}$ é o máximo de todas as razões amplitude/período (velocidades de partícula) dos trens de onda de um

registro ou a amplitude da onda superficial Raleigh registrada entre 20° e 100° de distância epicentral (ângulo desde o centro da Terra, entre a estação e o epicentro do sismo, com 1° = 111 km).

Para um $T = 20$ s a equação fica idêntica à de Gutenberg, sendo aplicável para sismos rasos com profundidade hipocentral <70 km.

Uma escala de medição utilizando ondas de corpo e também utilizada pelo USGS em instrumentos de período curto da WWSSN, que exibem ondas P com períodos quase sempre da ordem de 1 s, é:

$m_b = \log (A/T) + Q$ em que Q é função da distância epicentral e da profundidade focal determinada empiricamente por Gutenberg e Richter. Além do mais o USGS requer que (A/T) seja medido nos primeiros 5 s do registro (Aki e Richards, 1980, Ref. 9).

O efeito do terremoto em superfície é medido, em termos práticos, em áreas habitadas segundo várias escalas. Atualmente a mais comumente utilizada é a Escala de Intensidade de Mercalli Modificada, IMM, com 12 graus de sensibilidade e destruição crescentes.

Em geral, o efeito na superfície depende de outros fatores além da magnitude do sismo, como da profundidade do foco ou hipocentro e das propriedades de propagação e atenuação do meio. A resultante se reflete em um espectro de resposta sísmica, que corresponde à resposta pico de uma série de osciladores harmônicos com diferentes períodos naturais quando sujeitos matematicamente a um movimento sísmico do substrato. O espectro de resposta pode ser plotado num gráfico logarítmico tri-partite exibindo a variação dos picos espectrais de a (aceleração de partícula), v (velocidade) e d (deslocamento) dos osciladores com f (frequência ou período de vibração) e amortecimento (Blume, 1970, Ref. 10)

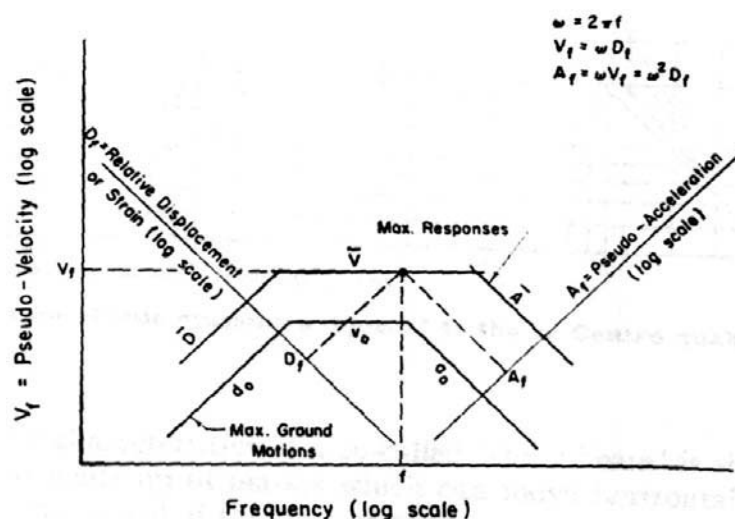


Fig. 4.2.4 - Gráfico tripartite de resposta espectral. (apud Newmark)

(Newmark, Ref. 11)

O efeito de amplificação ou atenuação do movimento do substrato face à composição geológica do mesmo foi estimado por vários autores. A título de ilustração apresentamos abaixo uma tabela, por nós adaptada, dos incrementos calculados para a porção central do Estado da Califórnia por Evernden et al (1973, Ref. 12).

Tabela de valores de redução de intensidade (apud Evernden et al, 1973, modificado)

GEOLOGIA	Incrementos relativos de intensidade
Granito	-3
Rochas sedimentares do Jurássico ao Eoceno	- 2,25
Rochas sedimentares do Terciário Superior	-1,5
Rochas sedimentares do fim do Terciário (Plioceno tardio)	-1
Sedimentos quaternários insaturados	-0,5
Aluviões ou aterros de preenchimento da baía, saturados	≥0,5

Dependendo do tipo de sedimento e grau de saturação do mesmo, podem ocorrer situações peculiares durante sismos. Exemplos de conseqüências do rápido incremento de pressões intersticiais principalmente em terrenos com areias saturadas, por exemplo, são liquefação generalizada do substrato, dobramentos e diques de areia, ou formação de pequenos “vulcões” de areia como os formados durante sismo na Baía de Corinto, na Grécia, em camadas de areia fina confinadas ou subjacentes a coberturas impermeáveis.

Outro exemplo é a grande destruição havida na baixada aluvionar perante destruição mais atenuada em construções situadas em solos residuais dos altos de São Francisco durante o terremoto de Loma Preta na Califórnia.

Deslocamentos significativos, de alguns metros, ao longo de falhas foram registrados em vários locais, aparecimento ou submersão de ilhas menores registrados em frente ao Japão e geração de maremotos ou tsunamis: são alguns outros fenômenos associados diretamente a sismos de grande intensidade.

Técnicas para distinguir *falhas capazes*, ou seja, falhas com potencial de sofrer futuros deslocamentos incluem determinar o estado de tensões crustais na região, procura de evidências geomorfológicas de deslocamentos recentes, tais como escarpas modernas, vales ou talvegues deslocados, depressões fechadas, facetas triangulares em vales, etc., procura de evidências históricas de deslocamentos, correlação de epicentros com estruturas tectônicas, relação próxima com uma falha capaz já conhecida etc.

A ênfase registrada na relação de sismos com ativação de falhamentos ou rupturas e a procura de uma escala que refletisse mais adequadamente a dimensão absoluta dos sismos levaram à adoção de uma nova escala, M_w , baseada no Momento Sísmico, M_o , em que:

$$M_w = 2/3 (\log M_o) - 6.0$$

$M_o = G D S$, em que G = módulo de rigidez da rocha falhada, D = deslocamento médio ao longo da falha, S = área da superfície de ruptura.

Zoneamentos de potencial sísmico através de mapas de isossistas (igual intensidade sísmica), feições tectônicas e de epicentros históricos ajudam a determinar o risco sísmico de uma região. Diferentes tabelas apresentam correlações com ampla dispersão entre a escala IMM com valores aproximados de aceleração de partícula ($a \sim A/T^2$), sendo a relação inicialmente utilizada, baseada somente em 31 pontos não repetidos, como estimativa grosseira: $\log a = IMM/3 - 1/2$ com uma dispersão de aproximadamente 0,5 para o $\log a$.

4.2.5 Tempo geológico e a utilidade de seu conhecimento em Geotecnia.

4.2.5.1 O período mais recente

Ao nível da atividade humana a crosta superficial da Terra é onde ocorrem as principais modificações históricas que podemos observar na Atualidade. Tais

modificações abrangem, além dos efeitos da dinâmica interna, aquelas associadas à dinâmica externa presentemente ativa, como o intemperismo, a atividade das águas, gelo, etc. e onde ainda se processam os efeitos de sedimentação e adensamento.

Perante a idade da Terra de cerca de 4,5 bilhões de anos, nossa história é quase irrelevante abrangendo as formações geológicas consideradas mais recentes, atribuíveis ao Quaternário, de 1,64 Ma.

O período Quaternário é dividido em duas épocas em função da última glaciação, Holoceno e Pleistoceno, considerando-se o Pleistoceno como o período intensamente sujeito a glaciações e com início estabelecido no topo da inversão geomagnética Olduvai ocorrida há cerca de 1,7 Ma.

A passagem para o Holoceno se daria há cerca de 8 a 10 mil anos (coincide por acaso aproximadamente com o início da atividade de pastoreio e agricultura na Mesopotâmia). A secção geológica considerada tipo para subdivisão do Quaternário é a Série Dvika, na Calábria, onde cerca de 450 m de sedimentos marinhos finos e levemente dobrados estão expostos.

4.2.5.2 Medição e escalas radiométricas e paleontológicas.

Métodos radiométricos através do cálculo de razões entre quantidades de remanescentes e produtos de decaimento isotópico de diferentes elementos ou isótopos como C14, U/Pb, K40/Ar40; Rb/Sr, U/Pb, Sm/Nd etc. tem ajudado a elucidar problemas de idade de diferentes formações rochosas e solos. Tais métodos permitiram a aferição numérica, e refinar as cronologias relativas baseadas na paleontologia e na estratigrafia através da análise da seqüência evolutiva dos restos fósseis de antigos seres atualmente extintos. Cada um deste conjunto de isótopos tem se prestado à determinação de faixas de idade distintas.

O uso do C14 apresenta restrição para idades maiores que 50.000 anos e exige restos incarbonizados, o método K/Ar permite analisar rochas ígneas, metamórficas e sedimentares e chegou a fornecer idades entre da ordem de 1 Ma a 3 b.a. enquanto o Ar/Ar chega a patamares de poucos milhares de anos. O uso do U/Th aplicado em datação de speleotemas, corais e carbonatos atinge de poucos a 700.000 anos.

O método de U/Pb em traços de zircão em rochas ígneas tem sido frequentemente utilizado por geólogos atingindo idades de > 1 Ma.

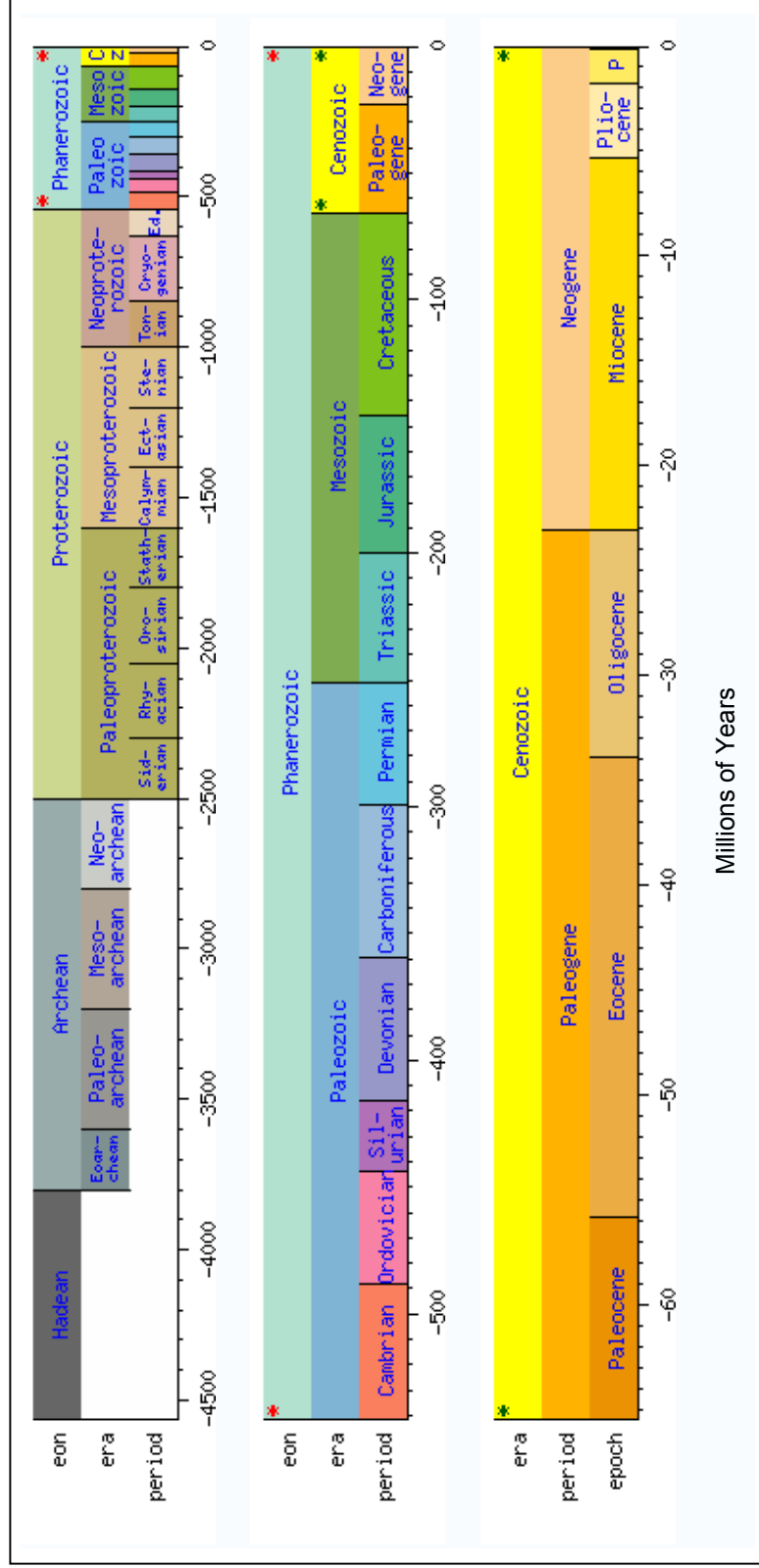
Outras técnicas radiogênicas como a análise de traços de fissão e determinação da composição isotópica cosmogênica tem sido utilizados.

Métodos paleomagnéticos, tentando determinar a posição do pólo paleomagnético de uma formação rochosa dentro de uma trajetória de idades definidas, é outro método atualmente utilizado.

Recentemente, a datação incremental praticamente de ano para ano de camadas de varve e de testemunhos de gelo tem sido desenvolvidos.

A Fig. 4.2.5 permite uma visualização da escala de tempo geológico (Ref. 13) montada em incrementos logarítmicos.

Fig. 4.2.5 - Escala de tempo Apud en.wikipedia.org/wiki/Geoch



4.3 Tectonismo e Deformação.

4.3.1 Esforços tectônicos e deformação interna e de forma dos corpos rochosos.

Os esforços tectônicos ou associados à dinâmica interna do planeta estão intimamente associados aos mecanismos da cinemática das placas e aos mecanismos associados às transformações mineralógicas e formação de massas ígneas nos diferentes níveis da litosfera. Provavelmente o motor maior é térmico, porém atua direta e indiretamente em conjunto com a gravidade, seja para o controle de movimentos verticais como dos horizontais, uma vez que o movimento horizontal das placas está de certa forma associado ao afundamento de bordas das mesmas nos limites de subducção por ação do aumento de densidade com a distância do centro de geração da crosta ou rifts de acreção.

Na análise da deformação das rochas em termos geológicos entram considerações que passam pela física dos cristais e os cálculos tensoriais pertinentes até a análises de modelos empíricos de fraturamento com o uso de diversos critérios como os de Mohr, Coulomb, Griffith, Tresca, Von Mises etc. e as diferentes variações associadas (Maclintock e Walsh, Mohr-Coulomb, Navier-Coulomb, etc.).

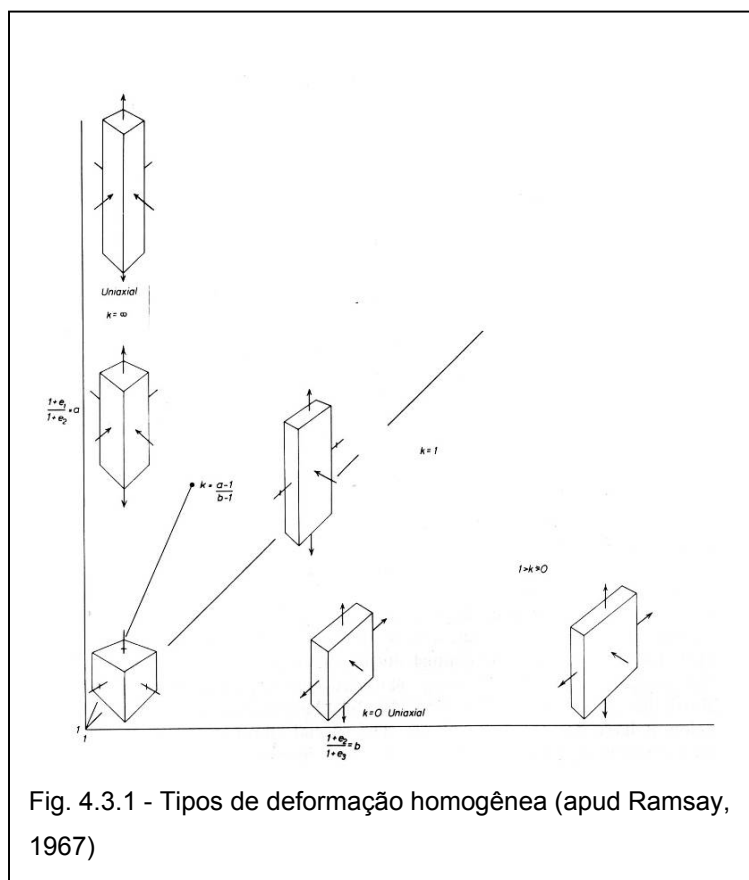
Na Mecânica de Rochas para a engenharia as ambições são mais específicas e delimitadas dentro do campo e condições físicas da atividade humana, dificilmente ultrapassando 3 a 4 km de profundidade.

No caso das estruturas geológicas, ou seja, formas e organização interna dos componentes litológicos, além da simples subdivisão entre estruturas dúcteis, dúctil-rúpteis, há ainda outra tentativa de simplificação atribuindo-as a dois campos, ou seja, o de estruturas de compressão e de distensão.

4.3.2 O conceito de ductilidade relativa, e níveis estruturais e sua importância prática.

Considerando as placas litosféricas relativamente rígidas e elásticas dentro da escala de centenas de quilômetros a transmissão dos esforços no seu interior tem sido modelada de acordo com este parâmetro. No entanto face às pressões confinantes e temperaturas crescentes com a profundidade o comportamento das rochas deixa de ser elástico passando-se a modelos reológicos mais complexos desde viscosos até elasto-plásticos. Além disso, outro fator importante regulando o tipo de deformações das rochas é o tempo de atuação de esforços na sua interação com os diferentes modelos constitutivos cogitados.

4.3.3 Formas originais e sua deformação



A modelagem básica da deformação tectônica dúctil adaptada a cada escala considera o corpo constituído inicialmente de domínios homogêneos inicialmente esféricos ou então pré-deformados em elipsóides de forma definida. Com a deformação tais elementos geram elipsóides de deformação caracterizados pela relação entre a

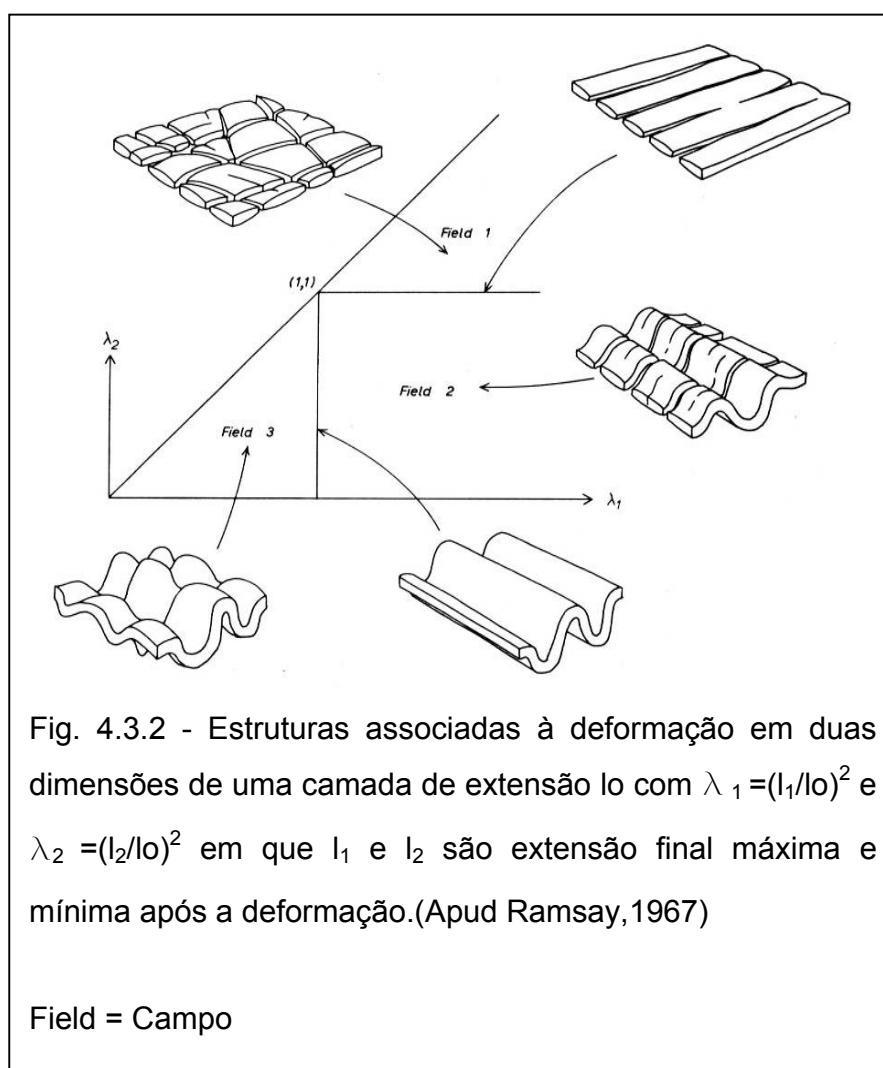
dimensão dos seus três eixos principais. Estes passam por formas como a de um elipsóide achatado simétrico (de secção circular perpendicular a um destes eixos_ (oblato) a um elipsóide simétrico de secção circular alongado (prolato) passando por um elipsóide sem deformação finita no eixo intermediário e, finalmente, elipsóides triaxiais com secções perpendiculares aos eixos principais todas elípticas (Fig. 4.3.1).

Os mecanismos básicos de deformação homogênea que levariam a tais elipsóides poderiam ser de estiramento ou estricção, achatamento, cisalhamento simples (deformação rotacional) e cisalhamento puro.

Deformações texturais dúcteis ao nível de grãos minerais nas rochas podem resultar em anisotropias como no caso de estruturas de estricção, de grãos alongados numa certa direção, designada como estrutura em lápis ou L pelos geólogos, ou de grãos achatados segundo um dado plano, gerando foliação ou estrutura em S como é o caso da xistosidade. Elementos mistos achatados e estirados passam a designações intermediárias gerando rochas tais como xistos com estrutura linear mais ou menos conspícua, por exemplo. A atitude espacial dos eixos principais de deformação de tais estruturas é freqüentemente anotadas nos mapeamentos para caracterizar o padrão de deformação regional e auxiliar na modelagem geométrica espacial dos corpos.

4.3.3.1 Flambagem, cisalhamentos puros e simples.

No caso de a deformação não se distribuir homogeneamente no corpo, passam a ocorrer distorções da forma. Se os corpos de características reológicas distintas são inicialmente planares, como no caso de certas camadas de rocha, pode ocorrer o seu espessamento ou alongamento seguido de eventual flambagem ou



outro mecanismo de dobramento com geração de dobras (campo 2 e 3 da Fig. 4.3.2, Ramsay, 1967, Ref. 14), ou então, no caso de extremo alongamento de estrição e ruptura gerando formas com pontas adelgadas (*boudinage*) (campos 1 e 2 Fig. 4.3.2).

No caso da deformação heterogênea poderão ocorrer estruturas de estiramento e de espessamento ou compressão justapostas (campo 2 da Fig. 4.3.2). Esta justaposição ou simultaneidade passa a ser objeto de debate quando se analisa deformação cisalhante ou em que os eixos de deformação extrema sofrem rotação (deformação rotacional) e, mais ainda, quando a deformação cisalhante tem distribuição concentrada em faixas ou bandas gerando cinturões ou bandas de cisalhamento dúctil ate friável freqüentemente encontradas nas rochas em diferentes escalas (Ramsay & Huber, 1983, Ref. 15 (Fig. 4.3.3)).

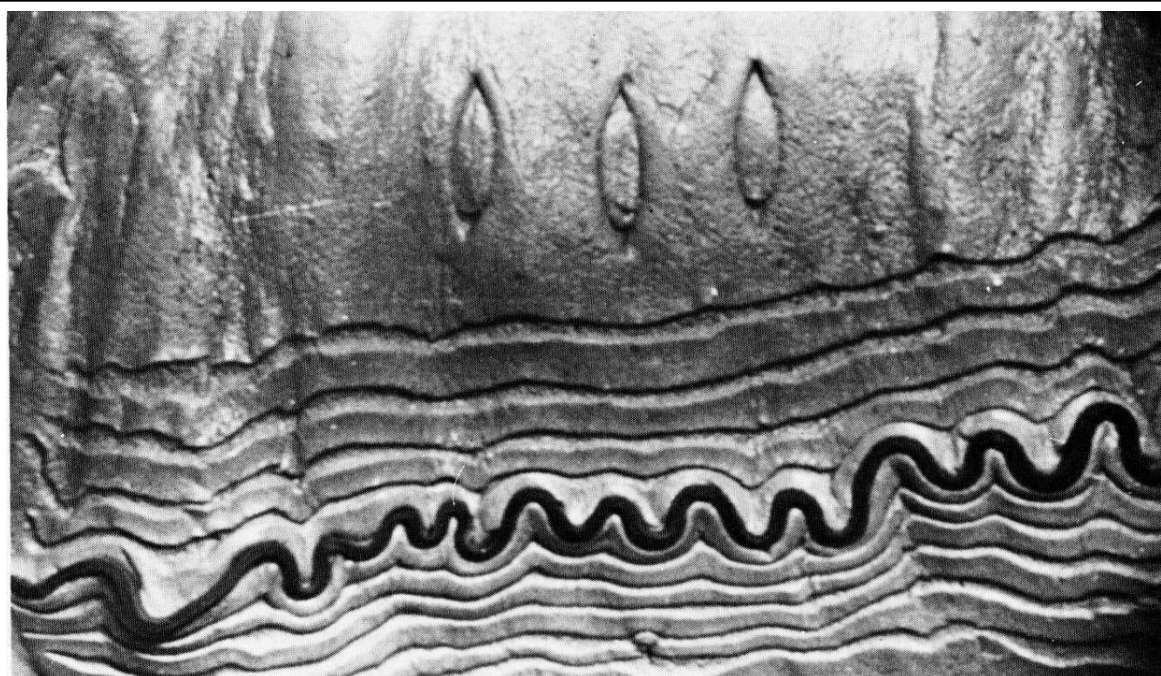
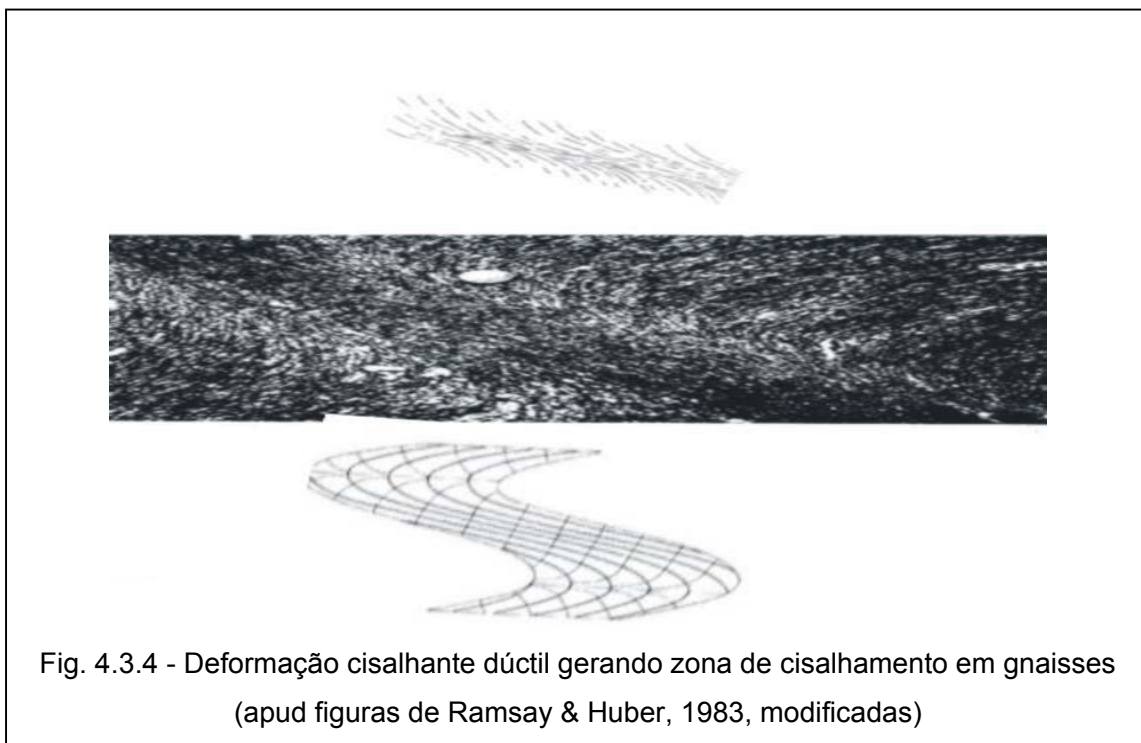


Fig. 4.3.3 - Dobras de Camada de borracha flambada em meio a massa homogênea de argila com marcos circulares deformados para elipses face à contração lateral. (apud Ramsay, 1967).



Dobras podem ser geradas por diferentes mecanismos, envolvendo deslizamentos flexurais, fluxo flexural, cisalhamento simples heterogêneo e fluxo dúctil diferenciado.

Sua forma é relativamente complexa exigindo tratamentos geométricos específicos e especializados no caso de afetarem significativamente as condições geomecânicas do meio.

4.3.3.2 Pré-cisalhamento tectônico ao longo de contatos e suas conseqüências geotécnicas.

Superfícies de contato entre camadas de competência mecânica distinta freqüentemente são ativadas durante o processo de deformação podendo ocorrer descolamento ao longo das mesmas. Tal situação também pode ocorrer ao longo

de outras feições planares dentro do maciço, que venham a ser reativadas, como xistosidades, clivagens ou eventuais fraturas.

Quando ocorrem condições de geração de deformação cisalhante, como ocorre no caso de dobramento por flambagem gerando dobramento por deslizamento flexural (similar ao que ocorre entre as cartas ao se dobrar um baralho) há fenômenos de alisamento das superfícies que resultam em perdas significativas de coesão ocasionando condição de resistências residuais ao cisalhamento. Exemplo de ruptura importante associada a tal situação foi o do deslizamento da ombreira esquerda da Barragem de Itapebi, no sul do Estado da Bahia, Brasil, durante o período construtivo, em que a superfície de contato de bandas biotito-anfibolíticas com o granito encaixante se mostraram pré-cisalhadas atribuindo valores extremamente baixos de resistência residual ao maciço.

Outras circunstâncias similares ocorrem em situações em que ocorra reativação de tectonismos afetando superfícies planares pré-existentes.

4.3.4 Complexidade geológica estrutural.

4.3.4.1 Dificuldades de integração de dados e sua representação espacial.

A Fig. 4.3.5 abaixo é um tectonograma (diagrama estrutural) de uma área do leste de Suécia (Stalhos, 1984, Ref. 16): mostra o nível eventual de complexidade que pode ser causada por sucessivas fases de dobramento numa região, e a implícita dificuldade de representação geométrica correta. Este nível de complexidade não é tão incomum de ser encontrado em regiões dobradas, e sua elucidação pode exigir campanhas de investigação demoradas.

No caso de regiões topograficamente arrasadas com espessas coberturas de solos ou vegetação pode inclusive se tornar praticamente impossível perante o nível de custo-benefício associado à instalação de uma obra civil ou mineira.

Em geral a exposição nunca é completa e exige elevado grau de conhecimento de estruturas índice e de manipulação geométrica para uma modelagem relativamente próxima da realidade a ser encontrada durante as escavações.

No manuseio dos dados, costuma-se executar uma série de secções geológicas com bom controle topográfico além de uso de interpretação por fotografias aéreas ou outros tipos de imagem além de eventual auxílio de investigações de sub-superfície. São anotadas estruturas guia que permitam prever o comportamento das estruturas em profundidade.

São elaborados mapas de contorno estrutural de superfícies de referência, seja esta certa foliação, camada ou horizonte guia. Inicialmente se mapeia a foliação mais recente para depois chegar gradualmente ao padrão de deformação das anteriores.

No estudo dos padrões e mecanismos de deformação usam-se análises espaciais de dados com auxílio de projeções estereográficas e análise petrográfica de secções delgadas.

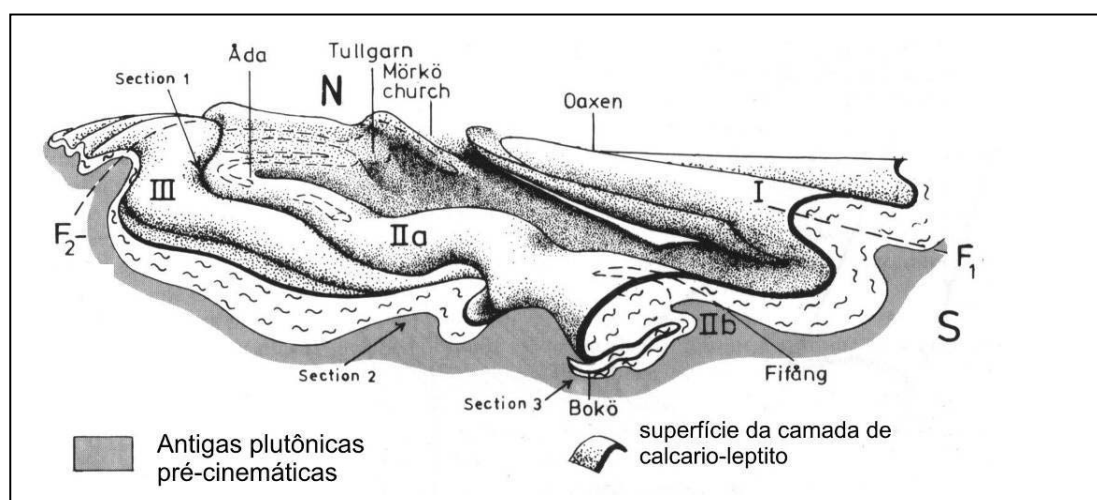


Fig. 4.3.5 - Exemplo de complexidade estrutural em gnaisses, leste da Suécia.

Na integração da grande quantidade de dados colhidos freqüentemente é necessária a reconstrução histórica da evolução das deformações na área para auxiliar na previsão de eventuais complexidades de forma a serem encontradas.

4.3.4.2 Problemas de visualização. Comunicação geólogos x geotécnico.

A presunção de que as já dificilmente obtidas representações da situação espacial de litologias e estruturas em um mapa geológico (representação no plano), além de alguns dados apresentados em projeção estereográfica e a elucidação especializada da história geológica local sejam suficientes, dificulta de sobremaneira a comunicação dos geólogos com os geotécnicos.

A diferença está na complexidade inerente a cada uma das especialidades que é freqüentemente desconsiderada por ambos os lados como sendo fator de complicação desnecessário.

O risco inicial em que se incorre em ambos os lados é o da supersimplificação do modelo geológico- geomecânico do substrato e a falta das perguntas certas no momento certo. As linguagens de cada um são diferentes tornando-se fundamental um conhecimento básico de engenharia para o geólogo e uma compreensão adequada da Geologia e suas eventuais armadilhas pelo engenheiro. A quantidade de acidentes ou situações ditas inesperadas perante riscos geológicos nas obras de grande porte bem atesta esta realidade.

O modelo geológico precisa ser claro com as relações espaciais entre os diferentes pacotes de rocha elaborados com técnicas da boa geometria, já suficientemente expostas em diferentes manuais e livros textos de Geologia e com diversas opções de tratamento computacional de estruturas muito complexas por softwares existentes no mercado. As propriedades geomecânicas a serem determinadas dentro deste quadro de suficiente complexidade não se depreendem

automaticamente, exigindo investigações e questionamentos específicos a serem levantados.

4.3.5 Anisotropia mecânica dos maciços.

As anisotropias do maciço rochoso, dentro da escala de obra, são representadas tanto por estruturas planares como lineares, podendo ser primárias ou secundárias (tectônicas) como as mencionadas em item anterior

Anisotropias associadas à estratificação diferenciada, em estratos pouco espessos, ou até lâminas observam-se em rochas como varvitos ou turbiditos distais (flisch). Também se pode apresentar em rochas ígneas na forma de lineações de fluxo.

Todavia as anisotropias associadas a tectonismo são as mais conhecidas.

Em termos de foliações, incluem basicamente cinco tipos (vide, pro ex. Hobbs et al. 1975, Ref. 17):

- a. xistosidade - orientação planar de minerais e agregados minerais;
- b. clivagem ardosiana - orientação planar de minerais dificilmente discerníveis à vista desarmada como a que ocorre em filitos;
- c. clivagem de fratura- partição de espaçamento centimétrico a poucos decímetros freqüentemente associada a mecanismos do tipo dissolução por pressão espaçada, proximidade de zonas de cisalhamento, etc..
- d. clivagem de crenulação;
- e. xistosidade de transposição, geralmente associada a mecanismos de cisalhamento.

São feições ao longo das quais a resistência ao cisalhamento tende a ser mais baixa.

Freqüentemente são chamadas de foliações plano-axiais por se alinhar de forma paralela às superfícies axiais das dobras. Freqüentemente cortam o acamamento em ângulos crescentes rumo ao ápice das dobras às quais estão associadas.

As lineações por sua vez podem ser de estiramento, interseção de foliações, corrugação, alinhamento mineral etc. Em geral a resistência ao cisalhamento paralela às lineações costuma ser menor que a transversal às mesmas.

4.3.6 Feições maiores da deformação dútil.

4.3.6.1 Falhas de pequenas e grandes dimensões versus obras.

Falhas podem ter diferentes graus de deslocamento relativo que pode ser de alguns decímetros até quilômetros. Sua extensão geralmente está relacionada com a dimensão de deslocamento havido e a sua largura ou espessura de zona afetada pode ser de centímetros a quilômetros. Extensos cavalgamentos nos Alpes em que pacotes de rocha foram deslocados sobre outros por vários quilômetros mostraram zonas de moagem de poucos decímetros.

Geralmente as falhas fazem parte de um sistema complexo de várias falhas mais ou menos extensas. Cada falha apresenta uma faixa subtabular de rochas quebradas e delimitadas por falhas de dimensões menores, de forma que o conjunto apresenta dimensão fractal.

Por conseguinte uma falha isolada seria uma zona de falhamento dentro da qual teríamos caixas de falha (faixas densas e rocha cominuída e fragmentada na escala de indivíduo) eventualmente circundando blocos de dimensão decamétrica relativamente intactos. Na caixa de falha, mantida a proporção do ser humano, teríamos, por vezes, rocha moída ao nível de pó de rocha ou “gouge” ou microbrecha. (É claro que a nível microscópico, fragmentos de rocha da brecha apresentam fissuras com pós de rocha e assim por diante.)

Há um paradoxo curioso na designação da rocha moída em zona de falha. O pó de cominuição foi inicialmente denominado, de forma acertada, a nosso ver, milonito (million = farinha), inclusive numa área típica de falhamento (falha de Moine na Escócia). Nos anos 60 descobriu-se que o termo fora inadvertidamente aplicado para rocha cominuída porém recristalizada e dura. Paradoxalmente, o termo milonito para designar o pó de rocha foi abandonado, porém, mantido para a rocha cominuída recristalizada, em vez de se criar um termo novo para a rocha recristalizada. Passou-se, então, a adotar o termo gouge para o pó de rocha. De forma que quando alguns geólogos falam em milonito estão falando em milonito recristalizado e portanto em rocha relativamente coesa e dura.

Grandes falhas como a de San Andreas, no oeste dos EUA ou como a do Tigre ao pé dos pré-Andes da Argentina, constituem linha de fraqueza crustal e podem estar sujeitas a reativação ou progressão de acordo com a orientação dos esforços regionais. Falhas obliquas à componente de tensão máxima de compressão regional podem eventualmente ser reativadas. Neste caso fala-se de falha capaz. A reativação pode ser por deslocamentos notáveis em superfície ou por deslocamentos em sub-superfície. Em ambos os casos, se houver liberação de energia elástica por efeito do tipo “stick slip”, haverá tremores ou sismos de diferentes intensidades.

No caso de haver deslocamentos em superfície, estes podem afetar obras civis, freqüentemente de formas catastróficas, como ocorreu no terremoto do Alaska em 1964 e no deslocamento de 9 m na vertical que rompeu a barragem de Shih-Kang em Taiwan, ou nos movimentos da falha de Anatólia na Turquia em 1999, com destruição de uma ponte rodoviária.

Uma falha pode ser considerada ativa se foi registrado algum deslocamento que tenha ocorrido durante o Holoceno (cerca de 11000 anos atrás). Segundo a comissão reguladora nuclear do Estados Unidos (US NRC) e o Departamento de

Recursos Hídricos da Califórnia (CDWR) uma falha capaz seria aquela que registrou um deslocamento nos últimos 35.000 anos ou uma história de atividade recorrente nos últimos 500.000 anos. O valor de 35.000 anos foi admitido por se considerar o período de 10000 anos correspondente ao Holoceno pouco representativo estatisticamente.

Além de eventuais sismos e deslocamentos, várias outras anomalias ocorrem nas proximidades de falhas ativas. Uma delas é o incremento de pressões de água intersticiais que podem chegar a valores próximos aos necessários para a ocorrência de fraturamento hidráulico.

Em geral as caixas de falha apresentam rocha debilitada no seu interior a não ser que haja percolações de fluidos mineralizantes. Nestes casos, são comuns

silicificações e veios de quartzo o que acaba reforçando a zona de falha.

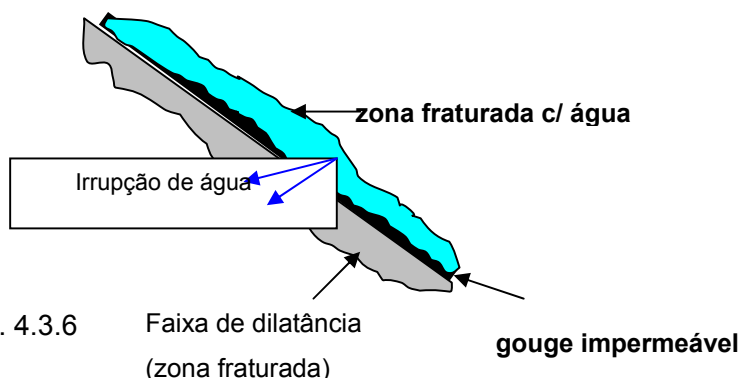


Fig. 4.3.6 Faixa de dilatação (zona fraturada)

Todavia há também o oposto com ocorrência de mineralizações de

sulfetos ou formações de argilas expansivas. Em alguns casos a zona de gouge inserida no interior de uma faixa que sofreu significativa dilatação, constitui um septo impermeável no meio de uma faixa de alta permeabilidade. A transposição deste septo pode levar à brusca irrupção de água e fragmentos de rocha (brecha) aprisionada dentro da zona mais fraturada (Fig. 4.3.6). Em caso de túneis ou galeria, sua previsão se reveste de alta importância face aos vários acidentes já ocasionados por tal ocorrência incluindo o aprisionamento de shields ou máquinas de perfuração de túneis.

4.3.6.2 Cisalhamentos dúcteis. Falhas em diferentes profundidades e suas propriedades.

Zonas de falha que atingiram profundidades em que havia certa ductilidade das rochas e condições de recristalização deixam de ter aspecto de rupturas friáveis passando a condições de transição rúptil-dúctil até dúctil com recristalização concomitante do material cisalhado.

É nestes casos que se geram os milonitos, que podem passar de gnaisses fortemente orientados a filitos podendo iludir os menos experientes. Em algumas obras chegou-se a mapear filitos justapostos a gnaisses sem atinar que se tratava de uma zona de falha dúctil e recristalizada.

Falhas ou zonas de cisalhamento dúcteis se caracterizam geralmente pela intensificação de xistosidade ou laminação da rocha acompanhada por vezes por minerais secundários tais como cloritas e aumento do teor de micas em geral (Fig. 4.3.7).

Faixas deste tipo são freqüentemente sujeitas a decomposição intempérica diferenciada gerando bandas mais argilosas ou siltosas em saprolitos mais duros e constituindo zonas de fraqueza ou de lixiviação preferencial por percolações. Uma zona de cisalhamento deste tipo foi considerada como responsável pela ruptura na ombreira da barragem de Camará, no Estado da Paraíba em 1994.

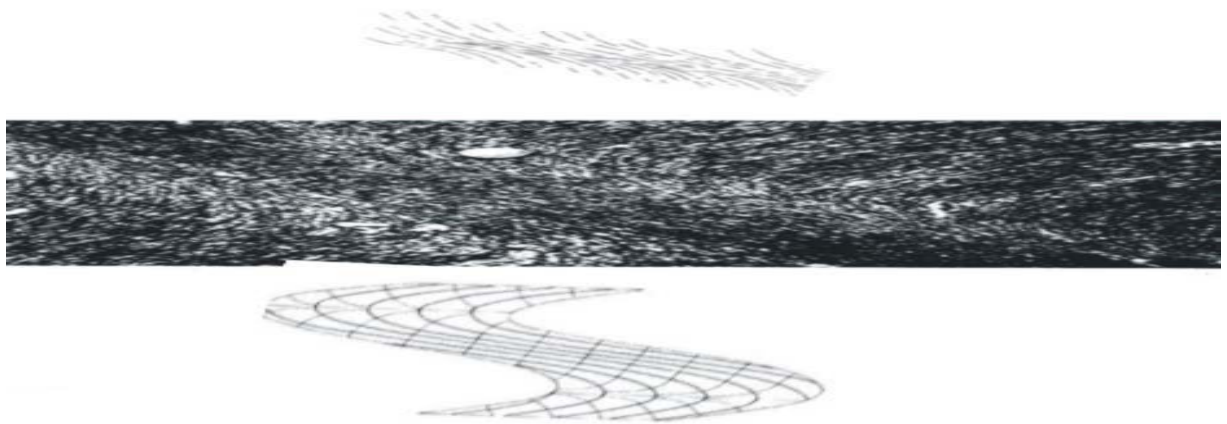


Fig. 4.3.7 - Zona de cisalhamento dúctil em rocha ígnea com intensificação da xistosidade no seu trecho médio. (apud fragmentos de imagens de Ramsay & Huber 1993, Ref. 18, modificado).

4.3.6.3 Complexidade dos problemas geométricos acompanhantes.

Embora falhas regionais sejam freqüentemente detectáveis de forma indireta, seja por exame de fotos aéreas, análise da geomorfologia ou justaposição extemporânea de tipos de litologia ou estratigrafias relativamente incompatíveis, padrões geofísicos diferenciados etc., sua caracterização espacial pode ser muito complexa, principalmente em terrenos com intensa e ampla cobertura de solos ou vegetação.

As evidências diretas do tipo de rocha como brechações, ou estruturais, como superfícies polidas e estriadas (*slickensides*) e cisalhamentos diversos, nem sempre permitem detectar com precisão sua natureza e geometria. A evidência mais cabal de sua existência é a determinação de deslocamentos relativos entre as diferentes camadas através de tentativas de justaposição de estratos ou litologias guia previamente contínuos e cuja persistência ficou interrompida por efeito do deslocamento ou rejeito entre os blocos de ambos os lados da falha.

Embora haja métodos de determinação matemática do tensor de deformação simplificado que exprima de forma resumida e praticamente *naif* a cinemática da falha, a recorrência dos movimentos no tempo geológico e a rotação de blocos no interior da zona de falha podem levar a indeterminações praticamente insolúveis. Desta forma passa-se à necessidade de executar uma campanha de investigação mais direta com uso de combinações de cartografia geológica auxiliada pela execução de galerias e trincheiras de investigação, sondagens e de geofísica específica. A estes métodos se alia o tratamento geométrico espacial consagrado na literatura.

4.3.7 Juntas e diaclases.

4.3.7.1 Modelos de formação e expectativas dos comportamentos geomecânicos.

Juntas são conjuntos de fraturas de natureza geológica ao longo de cuja superfície não houve deslocamento significativo. Foram designadas como diaclases sendo portanto distintas das paraclases ou falhas. De acordo com sua gênese podem ser primárias quando originadas durante a formação da rocha como aquelas geradas durante a retração por esfriamento de corpos ígneos, como lavas basálticas ou granitos, ou mesmo durante a diagênese de sedimentos. São designadas como secundárias se geradas posteriormente à formação da rocha, geralmente por efeitos tectônicos. Juntas de alívio por remoção erosiva poderiam ser em parte consideradas como resposta ao estado de tensão tectônica nas rochas e em parte a efeitos superficiais vinculados ao intemperismo, como congelamento, variações de temperatura, etc.

Do ponto de vista mecânico são separadas em juntas de tração e juntas de cisalhamento. As de tração geradas essencialmente por extensão e perpendiculares à componente de compressão mínima atuante na região, possuem superfícies essencialmente rugosas, por vezes com feições plumosas a concoidais. Tal característica lhes confere uma maior resistência ao deslizamento.

São, no entanto, freqüentemente mais abertas que as de cisalhamento, motivo pelo qual podem apresentar preenchimento preferencial por veios de quartzo, calcita, etc.

As juntas de cisalhamento, pelo fato de apresentarem pequeno deslizamento e se gerarem por efeitos de compressão, tendem a ser obliquas à componente de esforço máximo ou mínimo que as gerou, e tendem a ser mais lisas e planas que as de tração. Por vezes apresentam películas cloríticas associadas à alteração mineralógica de finos filmes de cisalhamento, e estrias. Por conseguinte sua resistência ao cisalhamento tende a ser menor.

As juntas se apresentam em enxames de distribuição espacial mais ou menos sistemática dando origem a famílias ou padrões de distribuição espacial características de cada tipo de litologia e ambiente de deformação tectônica. Cabe ao geólogo a sua caracterização preliminar dentro dos diferentes modelos geológicos possíveis. Um destes modelos simplificados da relação de juntas com dobras flexurais são reproduzidos na Fig. 4.3.8.

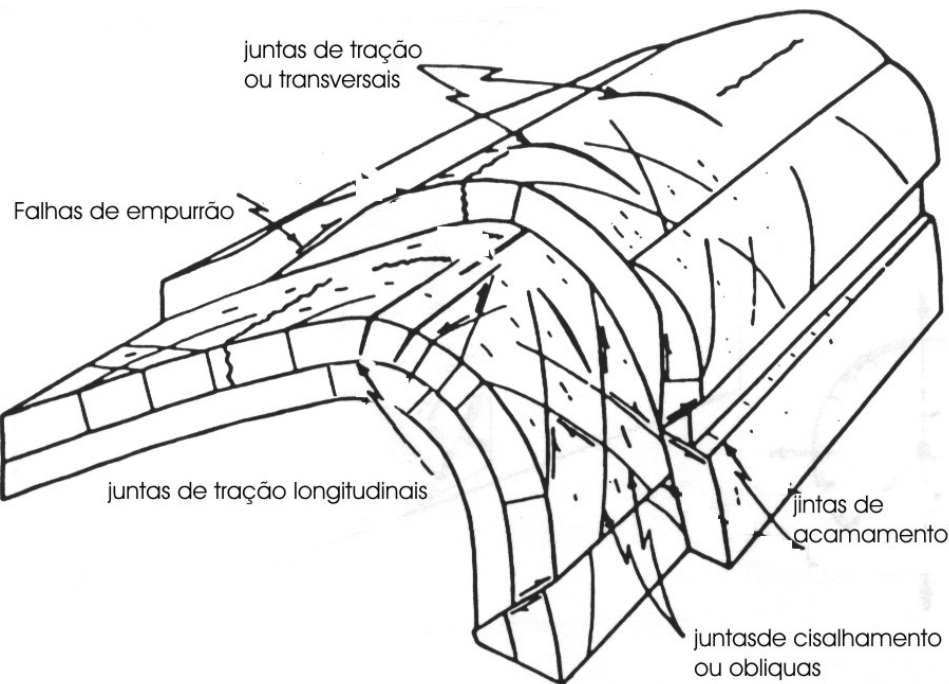


Fig. 4.3.8 - Modelo de juntas associadas à dobra flexural suave.

Algumas juntas primárias como as de acamamento, por exemplo, podem ser retomadas durante o processo de deformação de camadas e passar a se comportar como juntas de cisalhamento relacionado ao deslizamento flexural entre estratos de competência distinta.

Algumas juntas primárias podem apresentar peculiaridades dignas de atenção como aquelas formadas por esfriamento de derrames, sills e diques básicos. As feições mais conspícuas (Fig. 4.3.9) são as juntas de esfriamento colunar, que se podem distribuir espacialmente de forma por vezes curiosa, dividindo se em conjuntos, como as colunatas, separadas por trechos mais maciços ou entablaturas. Têm-se ainda as juntas de brusco esfriamento ou laminação basal e as juntas de cisalhamento por fluxo laminar diferencial dentro da massa de lava em esfriamento, estas últimas designadas no Brasil como juntas-falha (Ref. 19). Destas, as juntas de cisalhamento por fluxo diferencial e as juntas de laminação basal proporcionam faixas de baixa resistência relativa ao cisalhamento e expressiva permeabilidade nos maciços. Elas também tendem a ser susceptíveis

à decomposição, gerando bolsões ou zonas argilosas de baixa resistência relativa, susceptíveis a proporcionar eventual instabilização nas fundações de concreto.

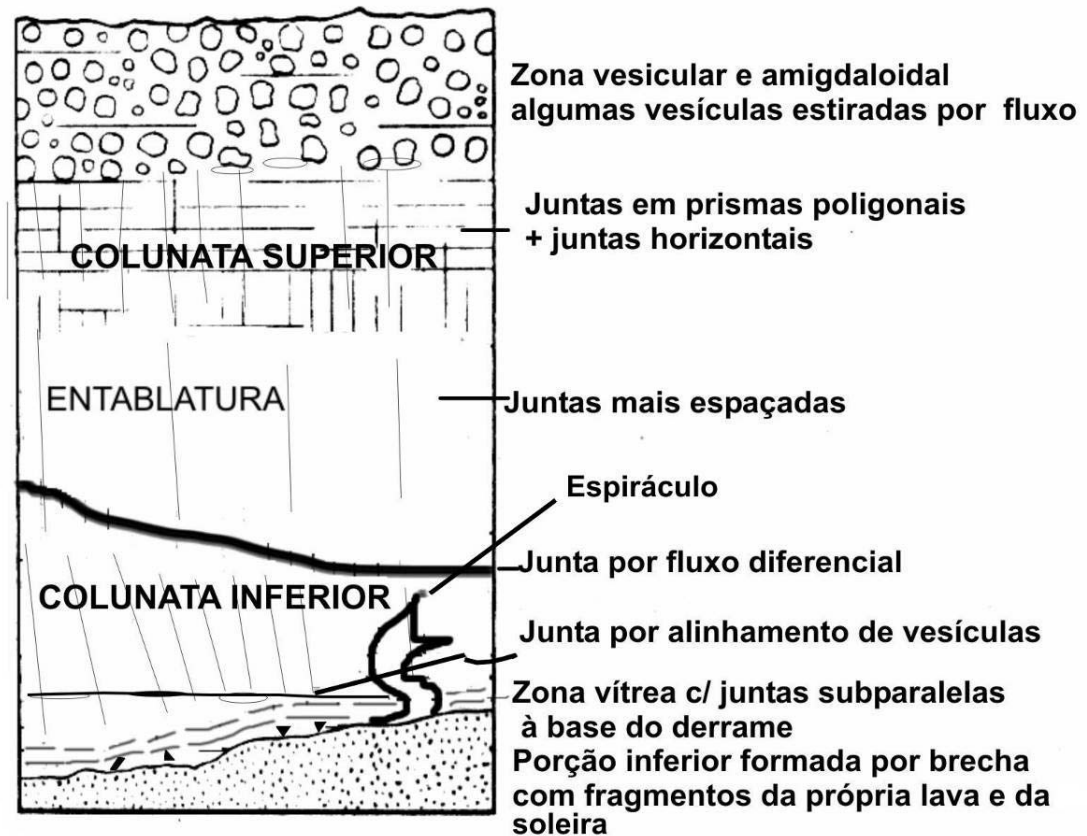


Fig. 4.3.9 - Organização do sistema de juntas do basalto. O eixo dos prismas da colunata inferior tende a ser perpendicular à superfície de resfriamento ou substrato. A entablatura é composta por basalto mais maciço.

4.3.7.2 Efeitos de alívio erosivo a longo e curto prazos e por corte.

Admite-se que a superfície constitui um dos planos principais na distribuição de tensões na crosta. A remoção da carga vertical por efeito de escavação ou erosivo, como acontece numa calha ou vale glacial ou fluvial, obriga a um rearranjo do estado de tensões que pode levar ao deslocamento do maciço rochoso por alívio dando origem às juntas de alívio erosivo sub paralelas à topografia. Tais juntas podem ser muito extensas e tendem a diminuir em

frequência conforme nos aprofundamos no substrato. Por vezes este deslocamento pode ser parcial ou se manifestar na forma de placas arqueadas por flambagem sob as quais se forma um vazio, ocorrendo por vezes durante uma escavação acompanhadas de estalos. Arqueamento de placas de alívio foi constatado, a título de exemplo, nas fundações no canyon onde se instalou a barragem de Irapé ao Norte de Minas Gerais e em pedreiras.

Outro efeito descrito inicialmente na Inglaterra (Ref. 20) é o resultante de fluxo plástico para dentro da escavação ou vale ocasionando o arqueamento do fundo do vale e numa rotação centrífuga das camadas sobrejacentes situadas na ombreira na forma de um abatimento relativo, ou então para dentro do vale rumo às ombreiras acompanhados de seu quebramento segundo sistemas de juntas e falhas menores. Os dois fenômenos conjugados foram definidos por Hollingworth e colaboradores como “bulge” e “cambering” respectivamente e posteriormente relatados por vários autores como causa de várias instabilizações de encosta (Ref. 21).

4.3.7.3 Propriedades das superfícies. Tentativas empíricas e laboratoriais.

A determinação das propriedades de resistência das superfícies de juntas passaram por vários tipos de análise. Ensaios de cisalhamento direto in situ e em laboratório em juntas naturais ou artificiais, com diferentes tipos e espessuras de preenchimentos são prolíficos na literatura técnica.

A análise das principais propriedades condicionantes passa pela da resistência das paredes, rugosidade, sinuosidade, e a eventual anisotropia destas em relação ao potencial sentido de movimento, o tipo de escalonamento (*step up por step down*), tipo de preenchimento ou natureza do material proveniente da decomposição das paredes da junta (Ref. 22 e 23).

Tentativas empíricas mais recentes tem sido apresentadas como as de Barton e Choubey (Ref. 24) e incorporadas entre as sugestões de normalização da

International Society of Rock Mechanics com a criação do Índice de Resistência de Junta ou JSC (Joint Strength Index.) que juntamente com o Índice de Rugosidade de junta ou JRC (Joint Roughness Index) oferecem uma avaliação preliminar da resistência ao cisalhamento ao longo de uma junta.

4.3.7.4 Papel individual e do conjunto nas propriedades de resistência do maciço.

Os diferentes índices de resistência aplicados a uma junta representativa tem que eventualmente ser adaptados à incógnita de sua continuidade dentro do maciço (pontos soldados com coesão efetiva) e a organização do conjunto de enxames de juntas. Neste caso as juntas podem se organizar em famílias de fraturas alinhadas porem intermitentes, em fraturas paralelas escalonadas favoravelmente ou desfavoravelmente ao movimento potencial.

Por outro lado as diferentes famílias de juntas de um sistema atuam como condutoras de água e portanto apresentam outras propriedades essenciais que são sua extensão lateral, seu grau de abertura, sua planaridade e, *last but not least*, sua interconectividade (Zhang et al, 1992, in Pio Fiori e Carmigiani, 2001, Ref. 25).

4.3.8 Representação espacial das estruturas.

4.3.8.1 Projeções ortogonais e estereográficas.

As representações de estruturas planares no espaço passam pela dificuldade de visualização espacial inerente à representação em duas dimensões.

Atitudes de planos via projeções ortogonais podem ser feitas via curvas ou retas de nível. A representação simplificada através da direção e mergulho através de dois segmentos em que um deles representa a horizontal do plano e, o outro, o

seu rumo de mergulho. Trata-se de uma convenção antiga que continua a ser aplicada (strike + dip). Quando anotada em azimute, para facilitar a notação no campo, segue as convenções de notação designadas como regra da mão esquerda ou direita (em que o polegar indica a direção e os demais dedos indicam o rumo de mergulho perpendicularmente ao polegar). Há também a notação por quadrante e a notação por rumo de mergulho/ângulo de mergulho utilizando-se a atitude da reta de maior declive do plano.

O problema principal, no entanto consiste na representação de enxames de fraturas ou juntas de forma a permitir a visualização estatística e tridimensional. Para tal se utiliza a projeção estereográfica.

A projeção estereográfica exige o uso de uma esfera pelo centro da qual fazemos passar todos os planos encontrados num certo domínio e cujos traços nesta esfera são projetados via projeção cônica rumo a foco situado num dos pólos da esfera, no seu plano equatorial sendo então designados como projeções ciclográficas dos planos (Fig. 4.3.10).

Para facilitar cálculos estatísticos e melhor visualizar a freqüência de distribuição dos planos convencionou-se utilizar os traços das normais a cada plano (também passando pelo centro da esfera) designados como pólos.

O hemisfério de projeção pode ser tanto o superior como o inferior.

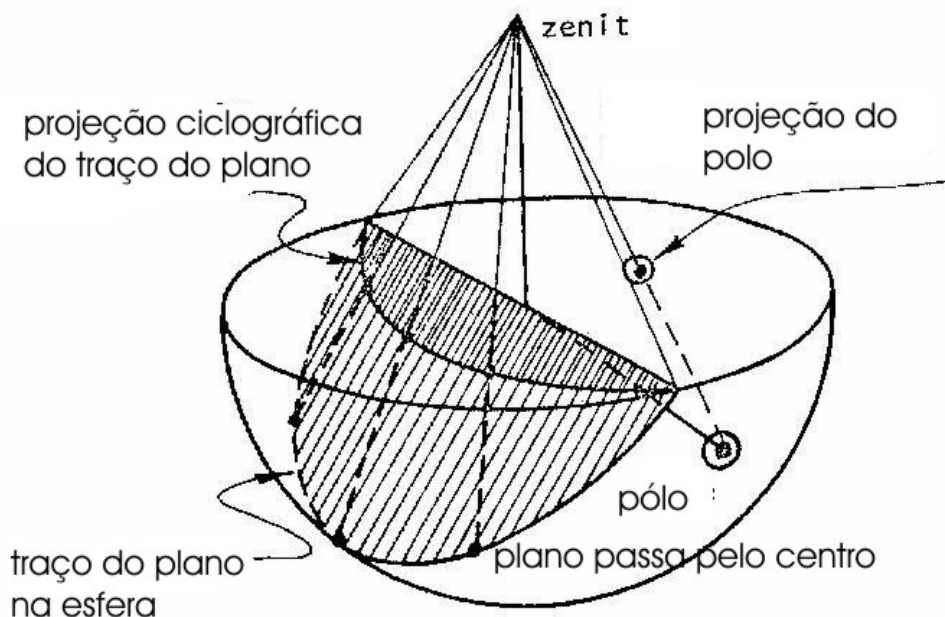


Fig. 4.3.10 - Projeção Estereográfica do plano sobre o plano equatorial da esfera de projeção. Utilizando o traço do plano e de sua normal no hemisfério inferior

4.3.8.2 Determinações estatística e conseqüências de erros crassos correntes.

Na análise estatística de juntas é necessário amostra-las segundo direções ortogonais para evitar erros de avaliação. O exemplo comum desta situação é considerar o extremo de uma sondagem, por exemplo, vertical, lançada paralelamente a um sistema de juntas verticais. Corre-se o risco de interceptar uma única junta ou então nenhuma. O caso também se repete em frentes de escavação porventura paralelas a um certo sistema ou levemente oblíquas ao mesmo. Sucede que se tem a impressão que a respectiva família não existe ou é muito rara.

Para evitar tal erro tem-se introduzido a correção de Ruth Terzaghi dividindo-se a freqüência encontrada pelo seno do ângulo entre a linha de amostragem e os planos amostrados.

Ao se efetuar esta correção, no entanto, pode-se estar criando superfícies inexistentes na prática.

4.4. Formação versus propriedades das rochas cristalinas.

4.4.1 Rochas magmáticas ácidas, básicas e intermediárias.

4.4.1.1 Dimensão, forma e estrutura interna dos corpos de acordo com a origem.

As rochas magmáticas cristalizadas em profundidade, ou plutônicas, apresentam geralmente forma irregular ao cortar estruturas geológicas regionais, indicando ter-se injetado nas mesmas após a formação destas últimas ou então em níveis crustais mais elevados. Quando são formadas ou injetadas durante a deformação das rochas, tendem a se adaptar às estruturas regionais apresentando-se, então, alongadas aproximadamente segundo a direção dos eixos de dobramentos regionais.

As rochas plutônicas, ao serem exumadas pela erosão, podem apresentar-se em afloramentos contínuos de mais de 100 km², passando conseqüentemente a ser designadas como fazendo parte de um corpo com grande volume ou batolito. Afloramentos menores serão descritos como pertencentes a stocks e apófises.

Intrusões inseridas ao longo de fraturas ou outras descontinuidades como acamamentos ou foliações, em condições menos profundas de cristalização, de esfriamento mais brusco, formam os corpos hipoabissais, que podem ser concordantes ou discordantes com as estruturas regionais. Aqueles tabulares e concordantes com as estruturas das encaixantes serão designados como sills ou soleiras e, se discordantes, serão designados como diques ou veios.

Outras formas de rochas hipoabissais, geralmente concordantes são denominadas peculiarmente como lopólitos, facólitos, lacólitos etc.

Uma forma singular de corpos de rochas hipoabissais é a das chaminés de condutos vulcânicos, com formato cilíndrico circular. São condutos vulcânicos exumados, com dimensões muito variadas podendo atingir diâmetros que

variam desde cerca de dez metros, como algumas chaminés de kimberlitos (Mina de diamante de Kimberley na África do Sul), até de dezenas de quilômetros de diâmetro, como a chaminé de Poços de Caldas em Minas Gerais ou então o gigantesco domo de Sucunduri na Amazônia.

4.4.1.2 A relação entre sua composição e velocidades de resfriamento na organização textural (resistência intacta) e estrutural, (resistência do maciço).

As rochas ígneas se classificam principalmente segundo seus teores em quartzo, tipos dominantes de feldspatos e quantidade de minerais escuros ferro-magnesianos. Na tabela anexa são exibidos os principais tipos de ígneas plutônicas seguidas logo abaixo pelo nome das correspondentes efusivas,

TABELA: Classificação simplificada de rochas ígneas ácidas a básicas

Plagioclásio%		10%	35	60	90%	
Quartzo %	20	Álcali granito <i>Riolito alcalino</i>	Granito <i>Riolito</i>		Granodiorito <i>dacito</i>	Tonalito <i>Quartzo andesito</i>
			5	Quartzo sienito	Quartzo monzonito	Quartzo diorito Quartzo andesito
	Álcali quartzo sienito	Sienito		Monzonito <i>Latito</i>	Diorito <i>andesito</i>	Gabro <i>basalto</i>
		Sienito alcalino <i>fonolito</i>	Sienito <i>traquito</i>			
% de máficos				~15%	>40% de máficos	

As rochas ultrabásicas, com praticamente 100% de máficos são mais raras e se classificam segundo o domínio relativo em volume de alguns silicatos ferro-magnesianos, como o piroxênio e a olivina:

Com a predominância de piroxênio sobre olivina temos o piroxenito;

Olivina e piroxênio em proporções similares chegando a até 90% de olivina que corresponderiam ao peridotito;

>90% de olivina: dunito.

Existem variedades menos freqüentes ainda como os carbonatitos, fontes de fosfatos, fluorita e terras raras: geralmente estão situados em chaminés vulcânicas e seus arredores. O domínio de carbonatos na sua composição além de minerais máficos as torna susceptíveis à dissolução, de forma que chegam a apresentar, por vezes, feições de karst. Este karst pode ser tanto intempérico como hidrotermal. Um exemplo é caso do carbonatito de Mato Preto no Estado do Paraná.

A maioria das rochas ígneas sãs e intactas apresenta resistência à compressão uniaxial superior a 200 MPa podendo em alguns casos ultrapassar 600 MPa. As menos resistentes correspondem a brechas ou tufos vulcânicos com matriz vítrea que inclui fragmentos de outras rochas.

Como a ruptura se inicia em geral na borda dos cristais, rochas com cristais maiores tendem a concentrar mais as tensões e proporcionar microfissuramento mais extenso em contraste com rochas com matriz cristalina fina.

As cristalinas finas tendem a apresentar valores de módulo de elasticidade mais elevado e serem mais rígidas, com exceção de corpos pegmatíticos com cristais de dimensões de vários centímetros. Nos pegmatitos e nas ígneas micro cristalinas é comum a concentração de tensões dando ensejo a rockbursts ou spalling (explosões ou deslocamentos).

Como a resistência da matriz são costuma ser bem elevada, dificilmente ela se torna um problema para a maioria das obras civis. Por conseguinte a resistência do maciço é condicionada pelo padrão de distribuição de descontinuidades ou fraturas e pela presença de zonas decompostas.

Analisando a tabela acima, pode se ter uma idéia do grau de abrasividade e dureza relativa, perante as ferramentas de perfuração, das diferentes rochas em função do seu teor em quartzo.

Nas rochas ígneas básicas e alcalinas que tendem a ser menos abrasivas, bem como em ultrabásicas, ocorrem vários minerais susceptíveis à decomposição na presença de água, incompatíveis com as condições de pressão e temperatura reinantes na superfície, como a olivina e o piroxênio podendo gerar, por hidratação, minerais expansivos. São um índice da tendência de desagregação ou susceptibilidade ao intemperismo da rocha que os contém.

Alguns outros exemplos de outros minerais e associações sensíveis deste tipo são os cristais de leucita em rochas alcalinas passíveis de criar minerais expansíveis, e a presença de vidros em efusivas vulcânicas. Nas fases finais de cristalização e esfriamento das lavas e posteriormente podem se formar minerais da família das montmorillonitas como a nontronita, conhecida pela sua tendência em provocar a desagregação de basaltos inicialmente maciços.

A presença destes vidros vulcânicos, ou de olivina, feldspatóides, e de outros minerais reativos com cimento em rochas alcalinas, básicas e ultrabásicas também é fator de atenção dada a tendência de gerarem reações adversas como a formação de géis por efeito de reação química com o aglomerante.

4.4.1.3 Experiência brasileira em derrames de basalto em barragens e obras anexas.

A singularidade geológica dos derrames da Formação Serra Geral e a construção de grandes barragens na Bacia do Paraná levou geólogos e engenheiros brasileiros a estudarem detalhadamente esta formação, tendo sido acumulada experiência significativa ainda pouco divulgada no meio técnico.

No que diz respeito à estrutura dos derrames, reconheceram-se tipos peculiares de estruturas como os maars nas proximidades da Barragem de Água Vermelha, as colunatas com sistemas de colunas de diferentes tamanhos

e posições espaciais nos arredores de Ribeirão Preto em São Paulo, a presença de juntas-falha de dezenas de metros de extensão e com parâmetros de resistência debilitados nas barragens de Ilha Solteira, Quebra Queixo entre outras.

Foi notória a presença de nontronita expansiva na barragem de Ilha Solteira e em Urubupungá, vindo a esfarelar em poucas semanas agregados provenientes de derrames considerados inicialmente maciços, ou proporcionando instabilização de fundações de ponte e de cortes em rocha.

Observou-se também a presença de faixas argilosas nas fundações de estruturas de concreto originárias da decomposição de brechas vulcânicas vítreas na interface de derrames.

Notou-se também a presença de tensões tectônicas ocasionando rupturas como “spalling” e extensas fraturas afetando inclusive o revestimento de concreto de túneis, como na barragem de Itá etc.

4.4.2 Rochas metamórficas metassedimentares e metavulcânicas em diferentes graus de transformação.

4.4.2.1 Estruturas básicas e anisotropias. Tipos de foliação versus resistências. Nível de grau de cisalhamento e achatamento.

Uma das principais características das rochas metamórficas é a presença de foliações sob diferentes formas, que vem a lhes proporcionar graus variados de anisotropia mecânica.

Os principais tipos são xistosidade, clivagens de fratura, ardosiana e de crenulação, bem como de transposição e cisalhamento.

A xistosidade que constitui-se no achatamento ou orientação planar de minerais e agregados minerais proporciona tendência a partição ou laminação

da rocha. O mesmo ocorre com as clivagens de fratura que já formam planos paralelos na forma de juntas pouco espaçadas. Em algumas clivagens há formação e orientação preferencial de bandas micáceas por vezes levemente pré-cisalhadas por efeitos de reativações tectônicas delegando ao maciço um elevado grau de potencial fissilidade. Desta forma o maciço torna-se mais facilmente deformável por esforços de compressão máxima em ângulo de cerca de 30 a 45° com a foliação uma vez que a mesma é o plano de fraqueza preferencial no maciço.

Na análise do modulo de elasticidade dos maciços xistosos percebe-se nitidamente a presença da anisotropia.

Na caracterização geomecânica do maciço tanto a classificação Q do NGI como a classificação do Geological Strength Index devem levar em conta as clivagens e a xistosidade.

Na classificação Q atribue-se à xistosidade um valor similar ou igual ao de um sistema de juntas, dependendo do grau de alívio ou de descontinuidade entre os planos, A classificação GSI clássica como recomenda o seu autor, não se presta para maciços anisótipos, mas vem sendo gradualmente implementada como já mencionado acima no que se refere à foliação de acamamento em flisch (Marinos e Hoek, op. cit.).

4.4.2.2 Filitos, xistos e gnaisses. Propriedades e exemplos de problemas.

Na escavação de filitos é comum ocorrer expansão rápida da rocha e a liberação da mesma ao longo da clivagem, ardosiana respectiva. Ocorre um alívio elástico que proporciona um comportamento tipo baralho de cartas dilatado. De forma que cortes paralelos à foliação tendem rapidamente a se desintegrar, processo este acelerado pela presença de infiltrações de água ao longo dos planos.

Em xistos ocorre algo similar, porém de forma menos intensa dependendo da sua composição mineralógica.

De qualquer forma em qualquer dos casos, a direção dos cortes em tais rochas deve sempre levar em conta o rumo de mergulho e a inclinação dos mesmos para evitar futuros descalçamentos.

Em gnaisses além da xistosidade, podem ocorrer bandamentos com concentrações de micas, geralmente biotitas. Estas estando alinhadas tendem a constituir planos de fraqueza preferencial, podendo ocasionar rupturas tanto por deslizamento em cortes como por deslocamento de abóbada em túneis. No Brasil ocorreram vários problemas associados a tais estruturas. Bandas micáceas constituem problema clássico como o descrito por Jaeger em fundações de estruturas de concreto na barragem de Kariba (Jaeger, 1983).

4.5 Rochas sedimentares

4.5.1 Origens, diagênese. Implicações texturais, cimentações.

As rochas sedimentares derivam da deposição de fragmentos de outras rochas (clásticas), de precipitações de origem química e biológica em ambiente crustal superficial. Estes materiais são posteriormente sujeitos à litificação dentro do processo designado como diagênese por ação de soterramento, densificação e cimentação, assunto que tem sido pormenorizadamente descrito e debatido na literatura especializada.

A velocidade e a distância de transporte, o volume de partículas, o tipo de mineralogia presente e o clima, são alguns dos fatores que irão determinar as características da distribuição granulométrica e arredondamento de sedimentos clásticos depositados.

Outros parâmetros ambientais adicionais, por sua vez, vigoram na formação dos depósitos de origem química e biológica, como as condições de pH, de temperatura, pressão, e concentração de solutos precipitáveis e outras variações do meio tanto físico como biológico.

O processo de densificação ou diminuição do índice de vazios geralmente ocorre por efeito do peso das camadas sobrejacentes em ambiente mais ou menos confinado lateralmente porém também pode ocorrer por recristalização. No primeiro caso entram em ação as tensões efetivas com carregamento do esqueleto sólido e expulsão concomitante dos fluidos intersticiais. Concomitantemente pode haver dissolução seguida de transporte e deposição de solutos em vazios dando origem à cimentação.

A cimentação embora possa ser contemporânea (singenética) ou penecontemporânea à densificação também ocorre secundariamente (epigenética) seja por águas conatas ou por fluidos hidrotermais de diferentes

profundidades e temperaturas que venham a percolar pela rocha posteriormente. Obstruções de filtros em barragens por cimentação como nas de Xavantes e do Rio Grande são exemplos de ocorrência do processo (Ref. 26)

A densificação mecânica pode ser extrema, eliminando praticamente espaços intersticiais e chegando a produzir indentações entre fragmentos por efeitos de dissolução por pressão, em que segmentos da rocha são dissolvidos e reprecipitados em vazios remanescentes. Formam-se nestes casos as superfícies estiliolíticas ou de dissolução parcial de certos cristais e concentração residual de outros chegando a gerar clivagens (Ref. 27). Evidências claras podem ser encontradas em seixos de conglomerados que foram soterrados a grandes profundidades através de perímetros de seixos, se impingindo em outros através da dissolução localizada destes últimos. Outras feições associadas à compressão são as estruturas de cone em cone (vide, por exemplo, Suguio, 2003, Ref. 28).

A redução do índice de vazios com a densificação, sem levar em conta fenômenos de precipitação ou cimentação intersticial pode ser elevada, como no caso de argilas depositadas coloidalmente em fundos marinhos como ilustrado por Rieke and Chilingarian, (1974) (Ref. 29).

Decrementos de porosidade de 45 a 76% são comuns. Lamas argilosas com uma porosidade inicial de 70 a 90% são densificadas para argilitos ou folhelho de porosidade da ordem de 30% por diagênese de soterramento relativamente rasa (da ordem de até 500 m), chegando inclusive a formar argilitos de porosidades menores que 10% (Singer e Mueller, apud Rieke e Chilingarian, op. cit.).

Como já mencionamos, efeitos de cimentações tendem a reduzir mais ainda a porosidade, gerando, por vezes, intercalações rochosas de elevada resistência e dureza, com no caso de camadas de canga limonítica (plintita) em sedimentos fluviais ou leitos silicificados em arenitos.

Areias cimentadas por carbonatos (sabkhas) ou mesmo arenitos calcíferos (como alguns membros da formação Bauru em São Paulo) são exemplos. A cimentação, no entanto, pode ocorrer penecontemporânea à deposição ou posteriormente à mesma, sendo neste último caso frequentemente controlada pelo transporte e deposição de solutos por ação de águas de subsuperfície. Conseqüentemente, a distribuição destes endurecimentos cimentíceos se apresenta inclusive discordante do acamamento e até se dar ao longo de fraturas ou falhas que afetem os sedimentos. Exemplos são as camadas de canga em sedimentos terciários na cidade de São Paulo ou em aluviões arenosos na área da Barragem de Porto Primavera, e a presença de leitos silicificados em arenitos Botucatu nas proximidades de derrames de basalto

O processo de cimentação e densificação que gera a litificação de um sedimento independe da profundidade de soterramento (como no caso das cimentações recém mencionadas ou então em certos fenômenos de intenso ressecamento).

4.5.2 Rochas sedimentares ou solos.

A litificação dos sedimentos pode levar a rochas extremamente duras, com resistências à compressão de mais de 200 MPa como também ser incipiente relevando-nos à indefinição do termo rocha branda ou solo sem que se trate de um solo residual ou de decomposição. Valores de SPT podem atingir índices de elevadas consistências e até de materiais impenetráveis. Solos sedimentares como os da Bacia Terciária de São Paulo da Formação Barreiras tem por vezes apresentado tal problemática. Todavia Manuel Rocha considera que a principal diferença reside no módulo de Elasticidade que é significativamente maior nas rochas, vindo a seguir a coesão. Enquanto que em rochas o Módulo apresenta valores da ordem de 10^4 kg/cm², (ex. no caso de argilitos de baixa resistência o módulo seria da ordem de 40×10^3 kg/cm² em argilas muito duras seria da ordem de 500 kg/cm²).

Mesmo em rochas ditas decompostas o módulo em relação a solos de elevada consistência apresenta-se até dez vezes maior (Rocha, 1971, Ref. 30).

4.5.3 Classificações

As rochas sedimentares são aquelas que se formam inicialmente a temperaturas e pressões similares às encontradas normalmente na superfície da terra. Geralmente são classificadas pelos geólogos segundo a sua gênese primordial. Seriam, portanto de origem clástica (ou detrítica), química e biológica podendo haver situações de gênese mista além de recorrente. Estas três famílias maiores apresentam características geomecânicas relativamente peculiares e distintas.

As rochas sedimentares clásticas ou detríticas provêm de fragmentos de outras rochas transportados por via aquática ou aérea e depositados, por vezes distantes da sua origem, em condições de decréscimo de gradiente hidrodinâmico. São frequentemente denominadas epiclásticas, e distinguidas das piroclásticas que, por seu lado, estão associadas diretamente a uma origem vulcânica.

As rochas epiclásticas frequentemente mantêm uma organização espacial peculiar de fácies característica de cada um dos diferentes ambientes de transporte e deposição.

Por conseguinte, para conhecer esta organização espacial, torna-se mister conhecer os modelos de deposição de sedimentos, deveras complexos, exigindo conhecimentos aprofundados de estratigrafia e, detalhados em textos especializados de Geologia Estratigráfica.

Exemplos bastante simplificados destes modelos ambientais com vistas à aplicação em Geotecnia por semi-leigos estão descritos em Fookes (Ref. 31), Fookes e Vaughan (Ref. 32), etc.

Quanto à petrografia, as epiclásticas classificam-se principalmente pela granulometria, arredondamento dos grãos componentes e mineralogia, mais ou menos similarmente à classificação granulométrica dos solos, o que permite designá-las preliminarmente como conglomerados, arenitos e argilitos, seguida da composição mineralógica, porosidade e tipo de cimento.

No entanto, padrões de distribuição granulométrica, tipos de cimentos, mineralogia e associações de diferentes fácies e fósseis, permitem identificá-las quanto à gênese e, sucessivamente, atribuir parâmetros estratigráficos, enquadrando-as dentro de diferentes ambientes geológicos e daí auxiliando na sua classificação geomecânica.

Maçãos de arenitos com estratificação cruzada laminar, como o caso de alguns arenitos eólicos, a exemplo dos arenitos eólicos da Formação Botucatu na Bacia do Paraná, terão comportamento geomecânico diferenciado de arenitos Caiuá depositados em ambiente aquoso continental.

Casos particulares de associações de rochas epiclásticas como o de turbiditos, diamictitos, lamitos e aglomerados de tilito, ou de rochas ciclôtêmicas (com alternações mais ou menos cíclicas de estratos) como flisch e molassas, tem que ser considerados separadamente do ponto de vista geomecânico e uma melhor inter-relação com a Geologia deve ser implementada.

Recentemente, Marinos e Hoek (Ref. 33) introduziram uma particularização na classificação geomecânica GSI para depósitos de flisch (turbiditos) havendo também adaptações para depósitos de molassas.

Massas de granulometrias extremamente heterogêneas com as de tilitos glaciais, depósitos de talus ou de melanges tectônicos tem sido consideradas particularmente (Ref. 34). Embora melanges possam ser classificados como rochas de origem tectônica e não necessariamente sedimentares tais com as

brechas de falha e gouges, enquadram-se dentro de rochas clásticas, devendo também ser tratadas de forma particular.

4.5.4 Principais tipos de rochas epiclásticas.

4.5.4.1 Conglomerados e paraconglomerados,

Conglomerados, brechas sedimentares e tilóides apresentam grande variabilidade granulométrica e grau de seleção decrescente em função do tipo de transporte a que foram sujeitos. Sua classificação está frequentemente ligada à porcentagem de matriz fina surgindo daí termos como paraconglomerados e diamictitos.

A posição de finos pode ser tardia e ligada a dupla sedimentação por fatores de bruscas quebras de gradiente hidráulico na bacia muitas vezes regidas por fatores climáticos. Nos conglomerados das cascalheiras de rios, não é incomum a presença de cimentos intersticiais compostos por granulometrias mais finas depositadas posteriormente aos seixos, em condições de menor tração.

Resultam então curvas granulométricas multimodais com picos extremos, por vezes sem transições de uma curva tipo Talbot.

4.5.4.2 Arenitos

Pettijohn (Ref. 35) subdividiu os arenitos naqueles com mais de 15% e menos de 15% de matriz detrítica fina. Neste caso gravacas pertenceriam aos arenitos com mais de 15% enquanto que os arenitos propriamente ditos seriam os detentores de menos de 15% de matriz detrítica fina.

A porcentagem relativa de feldspatos em relação ao quartzo bem como a de minerais micáceos e finos (matriz fina) costuma lhes conceder designações vinculadas à sua mineralogia.

Arenitos arcóseos seriam, portanto aqueles com mais de 25% de feldspato detrítico geralmente depositados em climas secos ou frios ou em extrema rapidez de soterramento.

Arenitos grauvacóides ou grauvaques são arenitos cinza com abundante matriz de finos (pelítica). Geralmente tem cerca de 50% de quartzo na fração arenosa e costumam ter grãos angulosos e mal selecionados com feldspato dominante sobre fragmentos líticos.

4.5.4.3 Argilitos, siltitos e folhelhos

As sedimentares clásticas finas, ou pelitos, ou rochas lutáceas, tem granulação dominante situada nos intervalos entre silte desde abaixo de 0,062 mm e argilas (<0.004 mm). Frequentemente apresentam problemas específicos em obras por apresentarem algumas peculiaridades geomecânicas como expansividade, desagregabilidade e reatividade química.

Folhelho seria uma rocha pelítica apresentando fissilidade, e argilito seria um termo mais endurecido e levemente metamorfoisado, com porosidades baixas chegando a 8%. O termo claystone seria uma argila menos litificada que o argilito.

Quanto à composição mineralógica das rochas pelíticas, considera-se que mais de 50% é proporcionada por argilo-minerais, ou seja filosilicatos aluminosos frequentemente hidratados e que não obrigatoriamente apresentam granulometria de argilas, podendo ter granulometria de siltes.

Entre os vários tipos de folhelhos existentes ocorrem os folhelhos negros ou carbonosos, que podem conter 3 a 15% de matéria orgânica em média e que são freqüentemente ricos em sulfetos. A presença de sulfetos proporciona produção de ácido sulfúrico quando sujeitos ao intemperismo ou oxidação, casos em que este ataca a rocha convertendo-a em uma rocha potencialmente expansiva

conhecida como “alum shale” ou folhelho alum rico no mineral alum (um sulfato hidratado de alumínio e potássio) (Goodman, 1993, Ref. 36).

4.5.5 Peculiaridades físicas da rocha intacta e sua importância geotécnica.

4.5.5.1 Aspectos gerais

A maioria das rochas sedimentares apresenta propriedades físicas de resistência proporcionais com o grau de litificação. A definição de grau de litificação sugere até complexidades maiores que a do grau de intemperização.

Interferem neste conceito aspectos tais com a composição dos agentes cimentíceos, que podem variar desde óxidos hidratados de ferro até sílica microcristalina duríssima, o grau de recristalização dos diferentes minerais como no caso de argilas passando a cloritas, illitas etc. e a diminuição das porosidades. Não nos detenhamos, por exemplo, no caso da recristalização de sedimentos de origem química como os diferentes sais, carbonatos etc. e os de origem biológica como diatomitos, radiolaritos, calcários orgânicos ou rochas oriundas da litificação de vazas, oozes e assim por diante, onde muitas vezes a resistência se baseia naquela do componente cristalino dominante.

Em meados do século passado (Ref. 37), na procura de uma classificação de materiais adequados para pavimentos, houve tentativas de classificação da resistência à compressão de rochas com base à frequência relativa de minerais duros tendo como base a escala de dureza Moh de resistência ao risco. Dividiu-se as rochas em duras e moles:

Duras: Granitos, sienitos, dioritos, pórfiros, basaltos, quartzitos, eclogitos, que com a exceção dos quartzitos seriam rochas ígneas.

Moles: Calcários, arenitos, dolomitos, xistos, tufos etc.

Buscou-se correlacionar esta classificação com a resistência à compressão simples passando a designar como minerais duros, aqueles com resistência ao risco acima de 5, uma vez que o aço apresenta dureza aproximada entre 5 e 5,5, e portanto, os minerais ditos duros seriam os minerais não riscáveis pelo aço, sendo os mais comuns o quartzo, com dureza 7, o feldspato com dureza 6, hornblendas e augitas componentes importantes de rochas ígneas básicas, ao redor de 6; granada (6 a 7,5); olivina (6,5).

Com base nisto sugeriu-se a seguinte classificação:

Rc média (kg/cm ²)	Teor de minerais mais duros que o aço (quartzo ou feldspato)			
	0 a 25 %	25 – 50%	50 – 75%	75 - 100
> 2.200	meio dura	dura	dura	muito dura
1800 - 2200	meio dura	meio dura	dura	dura
1400 - 1800	meio dura	meio dura	meio dura	dura
1000 - 1400	mole	mole	meio dura	meio dura
600 - 1000	mole	mole	mole	meio dura
< 600	muito mole	mole	mole	mole

Tais valores superam em muito a resistência do concreto utilizado na maioria das obras civis.

Hoje em dia, outros parâmetros tem sido utilizados como a dureza Vickers, Shore, Rockwell etc. O teor de quartzo tem sido utilizado para determinar a abrasividade relativa de rochas ou abrasividade Cerchar.

No entanto, outros fatores relativos à forma, grau de imbricamento e da proporção de matriz mais fina nestas rochas, os parâmetros de resistência podem apresentar variações extremas chegando a ter as características de agregados grosseiros de minerais duros até aquelas quase totalmente controladas pelas propriedades da matriz.

Na classificação de Deere e Miller, 1966 (apud Deere, 1968, Ref. 38) as rochas sedimentares intactas são caberiam em categorias de resistência designadas como média a alta com algumas caindo dentro das categorias muito altas e outras na de resistência baixa da sua escala.

Classificações expeditas, como a utilizada por geólogos no campo com uso de martelo e canivete, colocam as rochas sedimentares na gama de variação praticamente total, de extremamente resistentes, como os quartzitos ou ortoquartzitos compostos quase exclusivamente por quartzo e sílica microcristalina, até fracos como o giz, lamitos e carvões.

4.5.5.2 Rochas psamíticas

No caso de rochas de granulometria heterogênea como algumas rochas conglomeráticas são, a ordem de grandeza que temos de valores de resistência à compressão é de cerca de 80 a 160 MPa e com módulos de elasticidade da ordem de 78.000 MPa (Ref. 39).

Arenitos apresentam propriedades diferenciadas também controladas por seus aspectos texturais como granulometria e esfericidade dos grãos, bem como do nível de imbricamento e tipo de cimentação, além do tipo de mineralogia dos grãos.

Arenitos com 95 % de quartzo (ortoquartzitos) ou arenitos quartzíticos, tendendo a serem muito duros e abrasivos, notoriamente quando apresentam cimento silicoso, podem atingir extremos de resistências à compressão simples da ordem de 400 MPa. Por outro lado, há arenitos em que a porcentagem de grãos de areia (diâmetros entre 2 mm e 0,06 mm) é variável podendo ser acompanhada ou de fragmentos de rocha, ou arenitos líticos ou então por porcentagem variável de

finos, podendo ser classificados como arenitos argilosos ou siltosos ou então conglomeráticos até o extremo de para-conglomerados.

Por outro lado, arenitos pouco cimentados e porosos podem ser susceptíveis a desagregação quando submetidos às ferramentas usuais de escavação, passando a se desfazer em areias, o que dificulta a sua utilização como agregado. Exemplo de tal situação ocorreu, por exemplo, durante a construção da barragem de Cuevas na Venezuela em arenitos cretáceos desagregáveis.

Alguns arenitos ditos brandos como o arenito Caiuá apresentaram valores de resistência à compressão simples entre 5,4 a 24 MPa (Ref. 40). Dentro da escala proposta por Wilson, Broche & Franklin, 1977, arenitos apresentam valores de resistência extremos variando de 200 a 5 MPa, ou então em Rocha, 1977 (Ref. 41) valores de 2 a 150 MPa (para arenitos e conglomerados).

4.5.5.3 Rochas pelíticas

Quanto às sedimentares pelíticas, Lama e Vutukuri (apud Pels, Ph. J. N. 1993, Ref. 42) colocam a variação de suas resistências entre 4 e 500 MPa.

No caso de classificações geomecânicas semi empíricas os pelitos frequentemente exigem critérios diferenciados como os propostos no Japão por Kojima e Asakura (Ref. 43) na construção de túneis em NATM.

A presença potencial de argilo-minerais expansíveis e, por vezes, de sulfetos, incompetência relativa e fissilidade (no caso de folhelhos) das rochas ditas pelíticas, associadas à freqüente susceptibilidade à desagregação quando expostas em cortes (“slaking”), tem ensejado problemas de grande dimensão.

As juntas neste tipo de rocha apresentam baixo índice de resistência e tendência a apresentarem coberturas argilosas. Entre alguns dos casos históricos temos a

ruptura de talude em folhelhos durante a construção do Canal do Panamá, problemas em taludes dos arredores da cidade de Bogotá ou então no litoral da Bahia no Brasil (massapé associado a folhelhos da região de Aratú) ou problemas de fundações de barragem descritos pela TVA (Tennessee Valley Authority) nos EUA, etc.

Túneis em argilitos ou folhelhos tem experimentado problemas de instabilização por extrusão (squeezing) e deformação intensa de paredes, além de apresentarem, de vez em quando, emanações de metano ou de águas ácidas.

4.5.5.4 Algumas considerações sobre porosidades

Há relativamente pouco intercâmbio de dados entre a Geotecnia vinculada à construção civil e as informações obtidas pela indústria de petróleo. Geralmente na indústria de petróleo os interesses abrangem profundidades maiores e modelos geológicos de grande escala. Nesta, como na hidrogeologia, os conceitos de porosidade e permeabilidade são mais elaborados que na geotecnia corriqueira.

Para estudos ligados à exploração de petróleo as porosidades e permeabilidades são consideradas para as fases água, óleo e gás. As definições de porosidade, por exemplo, incluem estudos visando diferenciar porosidades primárias das ditas secundárias.

A porosidade primária seria aquela adquirida durante a formação do sedimento dependendo de vários fatores que incluem os seus arranjos e distribuição, graus de cimentação e interconexão dos vazios.

A porosidade secundária seria aquela formada após a deposição não tendo relação direta com a forma dos grãos. A porosidade secundária se geraria por no mínimo quatro mecanismos principais, em que alguns nem sempre são cogitados:

- a. Recristalização com diminuição de volume como no caso do processo de dolomitização de calcários em que a passagem de calcita para dolomita envolve diminuição de volume e geração de vazios (Ref. 44).
- b. Dissolução como no caso de percolação de carbonatos por águas ácidas.
- c. Tectonismo ao gerar dobras e juntas ou ao longo de falhas por dilatação de suas proximidades.
- d. Alívios de tensão por remoção erosiva que permite a expansão e dilatação das rochas de cobertura.
- e. Retração de volume como no caso de folhelhos ao perderem água, como nas proximidades de intrusões ígneas, e dissecação de rochas sedimentares.
- f. Outros fatores podem reduzir substancialmente a porosidade tais como dissolução por pressão em conglomerados e arenitos, recristalização de sedimentos e percolação por soluções ricas em solutos que venham a impregnar o maciço.

4.5.6 Rochas vulcanoclásticas

4.5.6.1 Introdução

As vulcanoclásticas são rochas sedimentares predominantemente de origem vulcânica. Constituem uma transição entre sedimentares e ígneas a ponto de algumas apresentarem características de ambas, como ocorre no caso de brechas aglomeráticas.

As rochas e sedimentos vulcanoclásticos mais modernos ocorrem principalmente ao longo do presente cinturão de fogo e ao redor dos principais centros vulcânicos recentes ou antigos do globo. Também há aquelas que estão relacionadas aos processos geológicos mais antigos como vulcanosedimentares dos cinturões de dobramento ou de platôs basálticos como os de Tunguska na Rússia e do rio Columbia nos EUA ou das bacias sedimentares como as

relacionadas aos derrames basálticos da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná.

As vulcanoclásticas ou piroclásticas estão frequentemente estão intercaladas ou em íntima associação com derrames de lava.

Sua formação está vinculada a vulcanismo explosivo e gasoso, em que fragmentos de cinzas e lavas são lançados até enormes distâncias, tanto verticais como horizontais. Estes fragmentos são por vezes constituídos por pedaços arrancados das rochas encaixantes ou paredes dos próprios edifícios vulcânicos. Entre os mesmos temos vidros vulcânicos, lapillis e pedras pome ou pumice.

Durante as erupções misturas de cinzas e fragmentos incandescentes, misturados com gases podem descer velozmente as encostas do vulcão na forma de nuvens ardentes incinerando e recobrimdo tudo que estiver no caminho na forma de vulcanoclásticas primárias ou então ser misturadas com águas de chuvas torrenciais ou de fusão de gelo, e descer a encosta como lahares ou fluxos de lama. Estes também podem ocorrer a partir da beirada dos vulcões por remobilização de cinzas por águas de degelo, solifluxão por efeito de terremotos e outros mecanismos de instabilização sendo aí denominadas vulcanoclásticas secundárias.

Casos clássicos de formação destrutiva de piroclásticas foram as recentes emanações do Monte Saint Helen no Estado de Oregon, EUA, os fluxos de lama do Nevado El Ruiz na Colômbia além dos eventos como a destruição parcial da cidade de Baños no Ecuador e as erupções de cinzas em ilhas do Caribe e Indonésia.

4.5.6.2 Principais tipos

Há dois grupos principais: piroclásticas primárias ou formadas diretamente pelas explosões vulcânicas e depositadas por queda geralmente subaérea (tefra) ou, secundárias, quando retrabalhadas por erosão e posterior sedimentação em ambientes e regimes de deposição variados.

Em termos texturais podemos classificá-las pela sua granulometria (classificação de Fisher, 1961) e ressaltar a diferença de soldagem na matriz.

No caso de ignimbritos ou vulcanoclásticas lançadas em fragmentos ainda fundidos e soldados durante a queda temos uma matriz mais coesa do que aquela gerada pela deposição de cinzas e outros ejetos depositados em estado já consolidado. Tem-se ainda o caso das lavas aglomeráticas e brechas constituídas por fragmentos da própria lava ou de diferentes materiais arrastados durante o derrame envolvidos pela lava vulcânica.

Tabela Classificação de piroclásticas de Fisher (1961)

Diâmetro (mm)	Piroclasto individual	Agregado inconsolidado	Rocha piroclástica
> 64	bombas e blocos	agregado de blocos e bombas	Aglomerado vulcânico
2 - 64	lapilli	agregado de lapilli	lapillito
0,062 - 2	cinzas	cinza grossa	Tufito grosseiro
0,062	pó	cinza fina	Tufito fino

Agregados vulcânicos são por vezes confundidos com brechas vulcânicas do topo dos derrames de basalto onde constituem freqüentemente zonas de decomposição preferencial.

4.5.6.3 Algumas propriedades a considerar

As piroclásticas primárias podem apresentar várias peculiaridades geotécnicas que merecem atenção tanto do ponto de vista mineralógico como textural.

A presença de vidros vulcânicos ou minerais reativos a cimento, seja nas cinzas ou nos diferentes aglomerados e tufitos podem exigir cuidados especiais na confecção de concreto.

Diferentes tipos de óxidos e sais podem estar presentes como sulfetos e sulfatos e carbonatos ou então de minerais susceptíveis à hidratação que podem afetar estas rochas quando expostas a agentes intempéricos ou quando utilizadas como agregado.

A densidade de tufos pode atingir valores muito baixos a ponto de se tornarem mais leves que a água como no caso de alguns lapilli ou pedras pôme ou pumice, o que deve ser considerado em alguns cálculos de estabilidade. Alguns valores de densidade para fins de referência são $1,38 \text{ g/cm}^3$. Ensaio de compressão triaxial, em amostra seca com densidade de $1,5 \text{ g/cm}^3$ s de tufos do Monte St. Helen forneceram resistências de pico da ordem de 40 MPa e, em amostras saturadas em ensaios não drenados com razão de deformação de 10^{-4} , valores de 12 MPa (Ref. 45).

Entre os sedimentos e rochas piroclásticas secundárias merecem atenção os lahares ou turbiditos, associados a fluxos gravitacionais (mudflows) de produtos vulcânicos por vezes associados a intensas chuvas durante o vulcanismo ou carreamento por águas de degelo na região do cone vulcânico (deslizamento do Nevado El Ruiz, na Colômbia), ou mesmo instabilizações nos arredores do cone vulcânico. Neste caso pode haver uma mistura caótica de vulcanoclásticas com epiclásticas.

4.5.7 Problemas específicos de rochas sedimentares de origens química

4.5.7.1 Rochas solúveis.

Várias rochas apresentam solubilidade expressiva perante águas relativamente ácidas. Os elementos mais comuns que proporcionam a acidez das águas naturais são o dióxido de carbono CO_2 , sulfetos, cloretos, sulfatos e os ácidos húmicos.

Condições hidrológicas específicas associadas à alta solubilidade de certas rochas e porosidade secundária bem desenvolvida proporcionam um tipo de terreno que se denomina de Karst. O termo Karst é uma germanização da palavra latina Carsus. Na Jugoslavia o termo usado era Kars e passou posteriormente a Kras, para indicar terreno rochoso rugoso, também adotado como nome próprio de um distrito na fronteira iugoslava/italiana perto de Trieste e que passou a ser considerado como clássico para os primeiros estudos científicos deste tipo de terreno.

Apesar do termo Karst estar mais frequentemente associado a terrenos carbonáticos (dolomito, calcáreo), também se aplicaria a regiões com outros tipos de rochas solúveis como evaporitos (salgema, gesso, anidrita, etc.).

O processo de karstificação ou de dissolução abrange dissolução da rocha e transporte do soluto com sua eventual redeposição. Por conseguinte depende da presença de água corrente que, por sua vez, tem o fluxo condicionado pela permeabilidade e gradiente hidráulico locais.

A permeabilidade a ser considerada é tanto a primária, que geralmente é baixa nos calcáreos, porém pode ser significativa em camadas a eles associadas (porosidade de arenitos intercalados em calcáreos), ou então, principalmente, pela permeabilidade secundária, vinculada a fraturas, juntas e falhas, presentes nas rochas.

No processo de percolação de águas agressivas, se não houver condições de redeposição do soluto nas proximidades, as fraturas da rocha são alargadas com aumento exponencial da vazão. Formam-se então cavidades distribuídas ao longo do padrão de fraturamento pré-existente, conformando, por vezes malhas complexas de vasos intercomunicantes em profundidade.

De acordo com a dimensão destas cavidades e sua intercomunicação ocorre intenso aumento da permeabilidade do substrato bem como perda de capacidade de carga inclusive dentro do tempo de vida de uma obra.

Cavernas de vários metros de diâmetro e quilômetros de extensão podem ocorrer. A dimensão de algumas chega a desafiar a capacidade de auto-sustentação do maciço, ocasionando desabamentos que, quando se propagam em superfície formam estruturas subcirculares a alongadas de abatimento.

As feições subcirculares de abatimento são designadas como dolinas. Chegam a diâmetros de algumas centenas de metros como as ocorrentes nos calcários do Sudeste da China. Podem se expandir rapidamente logo após o primeiro colapso.

Nem todas se formam por colapso direto do teto de cavernas escondidas sob a superfície do terreno. Há dolinas que se formam pelo processo de sifonamento ou “soffusion” através do carreamento de partículas (piping) da cobertura por águas de percolação rumo a cavidades subjacentes. Exemplo catastrófico de dolina por sifonamento foi a dolina de Winter Park, na Flórida, com 106 m de diâmetro e 30 m de profundidade, que se desenvolveu em 72 horas tendo tragado várias construções. Ela se formou em camadas de 30 m de espessura de areias e areias argilosas que capeavam calcários tendo sido aparentemente deflagrada catastroficamente por um rebaixamento de 6m do lençol freático (apud, Ford & Williams, 1989, Ref. 46). Aliás o processo de rebaixamento do lençol freático em terrenos kársticos frequentemente está associado a fenômenos de aceleração de abatimentos.

São inúmeros os problemas de construção suscitados pela presença de Karst. Há uma frase de uso comum no meio especializado, para quando se trata de construção em Karst - “expect the unexpected!” (espere o inesperado!) (Soderberg, 1979, Ref. 47).

No caso de barragens, os problemas são muitos, e a TVA (Tennessee Valley Authority) apresentou vários trabalhos baseados na sua vasta experiência no assunto (Ref. 48). (Journal of Soil Mechanics and Foundations da ASCE).

Embora percolação pelas ombreiras e fundações do barramento sejam muito preocupantes, a possibilidade de poder haver fugas pela borda do reservatório necessita ser investigada. (Barragens de Montjaques e de Camarasa na Espanha).

O aumento do nível de água do reservatório proporciona a aceleração das percolações e alargamento de fissuras, bem como o solapamento e lavagem de cavidades previamente preenchidas, causando variações das condições de permeabilidade e percolação sob as fundações do barramentos e bordas do reservatório.

Comparativamente com o que ocorre em fundações sobre outras litologias, os trabalhos de prospecção em terrenos susceptíveis à dissolução necessitam ser bem mais incrementados.

Sondagens acompanhadas de estudos de televisamento, métodos geofísicos (GPR, eletrorresistividade, sísmicos e de sensoriamento diverso (logging) além de diferentes tipos de ensaios necessitam ser executados.

Os tratamentos de fundação são frequentemente sofisticados e individuais: comuns são os cutoffs, acompanhados de várias linhas de injeção com diferentes ordens de espaçamento. Em casos extremos o assoalho e laterais do reservatório tem que ser selados por mantas plásticas ou até construção de muretas dentro de cavernas (China).

Injeções especiais de misturas de bentonita com óleo diesel na barragem de Dokan (Yugoslavia) ou de areia com calda de cimento e fragmentos de esponjas sintéticas para conter o processo de lavagem de caldas por água em cavidades kársticas foram relatadas.

Durante o enchimento, os piezômetros e, principalmente, potenciais fontes, deverão ser continuamente monitorados, e os operadores estarem prontos para deter o enchimento do reservatório.

A experiência mostra que medidas de saneamento de problemas após o enchimento podem ser muito mais custosas do que uma intensa campanha de injeção.

4.5.7.2 Evaporitos.

Evaporitos, por serem mais solúveis que calcários em água, apresentam o problema de karst intensificado em termos de tempo de evolução principalmente se houver aumento do gradiente hidráulico local. A barragem de McMillan, EUA, que apresentava gesso apenas nas ombreiras e na qual não tinham sido detectadas cavernas durante a construção (1893) sofreu o esvaziamento do reservatório através de cavernas no transcorrer de 12 anos. Foi estimado um volume de 50 milhões de metros cúbicos de canais de dissolução formados entre 1893 e 1942. Vênulas aparentemente inofensivas de gipso na região das fundações e ombreiras podem levar à gradual desagregação do substrato após o enchimento (Barragem de St. Francis, nos EUA, onde fissuras tendo gipso (menos de 5% em volume) levaram ao colapso da ombreira resultando na morte de centenas de pessoas. (Ford & Williams op. cit.).

Outro aspecto notável em alguns evaporitos é o seu aumento de volume com hidratação, como no caso da passagem de anidrita para gipsita que costuma ocorrer a profundidades de 40 a 100 m. O aumento de volume embora relativamente mais demorado que no caso de argilas pode chegar a 10% (Ref. 49). Pressões de inchamento da ordem de 0,8 a 1,3 MPa são os valores mais

comuns medidos no campo e em laboratório, contrariando expectativas preconcebidas da ordem de 70 MPa. Pressões atribuídas à presença de anidrita medidas em túnel na Europa Central com valores da ordem de 3,8 MPa tem sido questionadas quanto à eventual presença de argilas montmorilloníticas no maciço (Ref. 50).

4.5.7.3 Propriedades geotécnicas de carbonatos: calcários, dolomitos.

As propriedades geotécnicas das rochas carbonáticas intactas em geral deveriam estar vinculadas aos seus componentes minerais que apresentam baixa dureza relativa na escala de Moh (da ordem de 3).

Sua resistência à compressão simples, no entanto, pode variar expressivamente dependendo do tipo geológico. Pode desde chegar a valores de mais de 100 MPa situando-se na categoria de rochas de alta resistência até a valores médios a baixos de 16 MPa a 8 9 MPa. Calcários maciços de idade Carbonífera na Inglaterra apresentaram valores máximos de resistência à compressão simples da ordem de 180 MPa com comportamento predominantemente elástico com módulos de Young E_{t50} da ordem de 70 a 80 x 10³ MPa (Ref. 51) enquanto que um calcário oolítico apresentou resistência máxima de 24 MPa e E_{t50} de 16 a 28 x 10³ MPa .

Dearman (1981, op. cit.) apresentou a seguinte tabela baseada em informações de outros autores:

Rocha	Nº dados	Rc_o (MPa)	M	R²
Calcário	84	45 - 200	5.4	0.68
Dolomito	25	150 - 500	6.8	0.90
Mármore	105	50 - 130	10.6	0.90

Dolomitos, constituídos predominantemente por carbonatos magnesianos costumam ter estrutura mais maciça que os calcários por uma questão de gênese, tendendo também a ser mais resistentes.

4.5.7.4 Classificações litológicas

De uma forma geral as rochas carbonáticas apresentam inúmeras variações texturais e estruturais de acordo com a sua gênese, implicando em propriedades geotécnicas diferenciadas. Classificações visando a aplicação geotécnica foram sugeridas (Ref. 52) visando correlações associadas principalmente à granulometria, tanto dos minerais carbonáticos como de outros associados (por exemplo, arenitos carbonáticos compostos por quartzo e calcita).

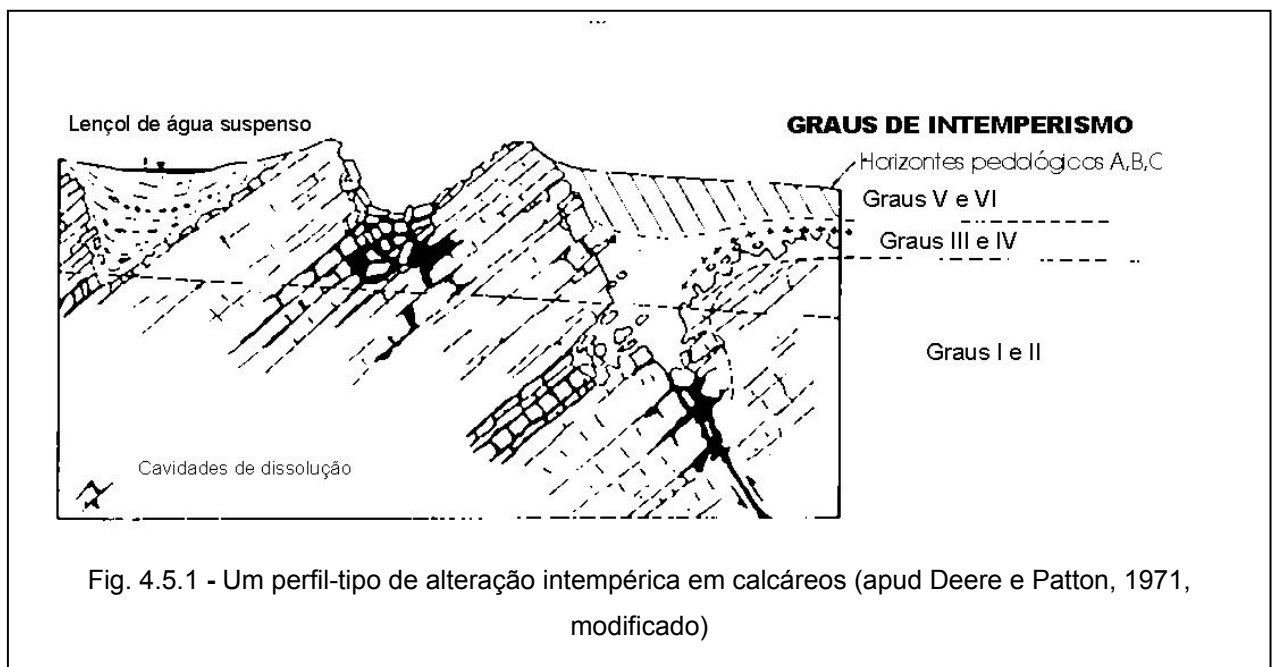
A Comissão de Mapeamento da IAEG, (Anon, 1981, apud Dearman op. cit.) propôs a tabela abaixo para auxílio na classificação de rochas carbonáticas:

Metamórfico		Sedimentar detritica	Químico/orgânica	Grupo genético			
Maciço		Acamadados		Estrutura usual			
Carbonatos		>50% grãos de carbonatos	carbonatos	composição			
Mármore	rudáceo	Mármore ss Calcáreo indifrenciado	Calciruditos	ROCHAS CALCÁREAS	Muito grossa	60	Granulometria dominante (mm)
				Calcáreo	grossa		
	arenáceo		Calcarenitos	Dolomito	média	0,06	
	Argilosos e lutílicos		Calcisiltito		fina	0,02	
			GIZ calcilutito		Muito fina		

4.5.7.5 Perfil de alteração

As rochas solúveis costumam apresentar perfis de alteração peculiares e complexos conforme já ilustrado em classificações geotécnicas, no caso de calcáreos, por Deere e Patton (1971) (Ref. 53) entre outros.

Espera-se frequentemente um perfil de alteração altamente irregular. Em climas úmidos podem ocorrer capas de argilas residuais sobre os calcários desde o nível pedológico até os graus V e VI, principalmente quando estes forem levemente margosos, o que pode levar à expectativa de um eventual tapete impermeável natural recobrendo tais rochas. Eventuais percolações crescentes nas cavidades e fraturas da rocha subjacente podem levar à destruição deste tapete a exemplo do que teria ocorrido em tapetes naturais de argilas aluvionares na Baragem de Caramassa (Espanha) e no reservatório de Perdikas (Grecia) (apud Nonweiler, 1982, Ref. 54).



4.6 Efeitos da dinâmica da superfície e desagregação das rochas.

4.6.1 Desagregação pela dinâmica de superfície. Susceptibilidade dos minerais componentes das rochas à decomposição.

4.6.1.1 Introdução

Embora a maioria das alterações em seguida mencionadas sejam demasiadamente lentas perante a vida das obras civis, é útil que os engenheiros civis tenham conhecimento destes pormenores como ferramentas de compreensão e programação investigatória da complexidade da Geologia.

4.6.1.2 Formação de óxidos e argilas.

Os processos de desagregação das rochas na superfície passam por mecanismos de natureza física, química e biológica. Os dois primeiros estão intimamente vinculados a aspectos climáticos ou intempéricos.

Em climas tropicais o intemperismo químico apresenta um papel superlativo enquanto que nos climas frios e temperados é muito dominante o intemperismo físico.

Variações sucessivas de volume por efeitos de insolação intensa intermitente com incidência de bruscos resfriamentos por chuvas, comuns em zonas tropicais também aceleram expressivamente o intemperismo físico, como primeiro passo.

A escala de susceptibilidade geoquímica dos minerais aos processos de alteração intempérica é inversa da escala de cristalização em rochas magmáticas. Os minerais que em condições de cristalização magmática se formam em condições de pressão e temperatura mais elevadas são os que tendem a se instabilizar

primeiro nas condições existentes na superfície, seguindo assim a escala de estabilidade decrescente de Goldich (1938 apud Mason, 1971, Ref. 55).

Por conseguinte, a seqüência de maior susceptibilidade comparativa à decomposição segue mais ou menos a seguinte escala, do mais para o menos estável:

Quartzo > Moscovita > Feldspato Potássico > Biotita > Plagioclásio alcalino > Plagioclásio álcali-cálcico e Hornblenda > Plagioclásio cálcico alcalino > Augita > Plagioclásio cálcico > Olivina.

Durante a desintegração de rochas matrizes formam-se dois tipos distintos de minerais: os resistentes, derivados da desintegração mecânica das rochas matrizes, e os minerais neo-formados oriundos da decomposição química dos mais instáveis, geralmente na forma de compostos hidratados.

A Fig. 4.6.1 ilustra os tipos de óxidos minerais secundários originados por efeitos de intemperismo a partir dos principais minerais ditos primários.

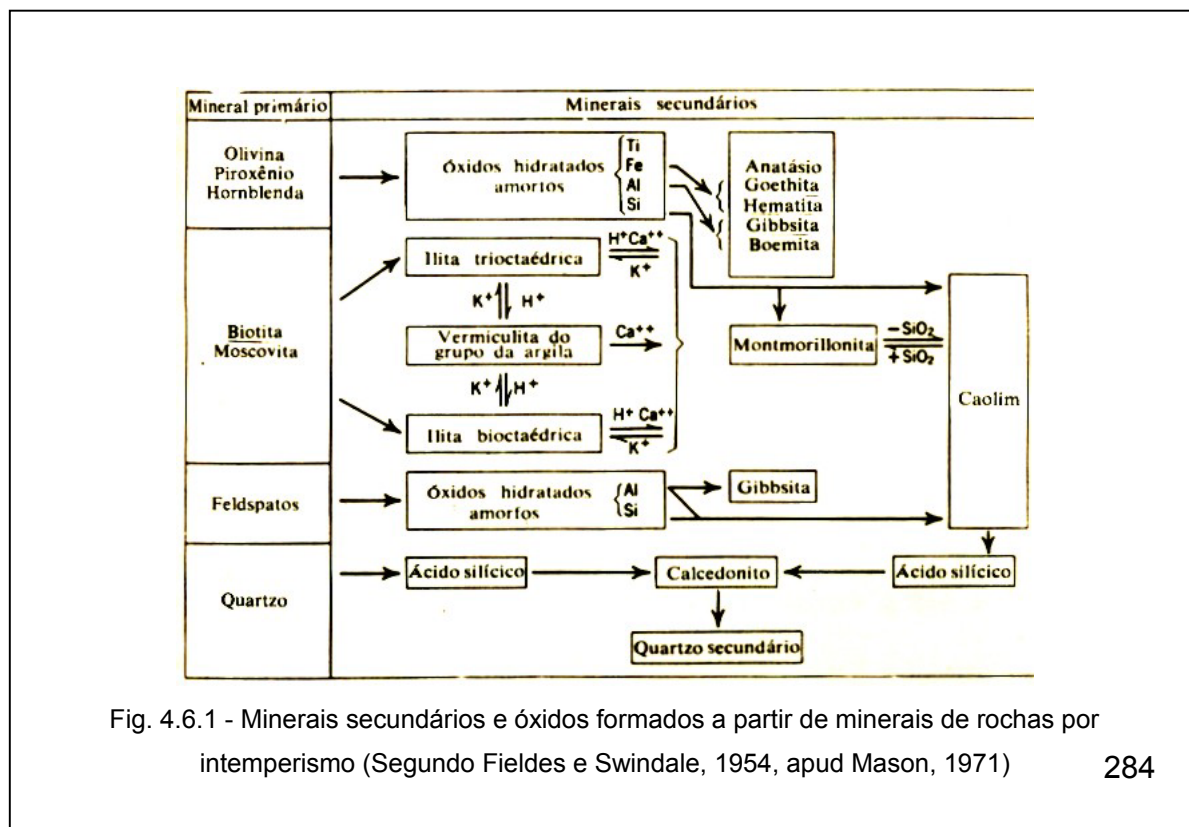


Fig. 4.6.1 - Minerais secundários e óxidos formados a partir de minerais de rochas por intemperismo (Segundo Fieldes e Swindale, 1954, apud Mason, 1971)

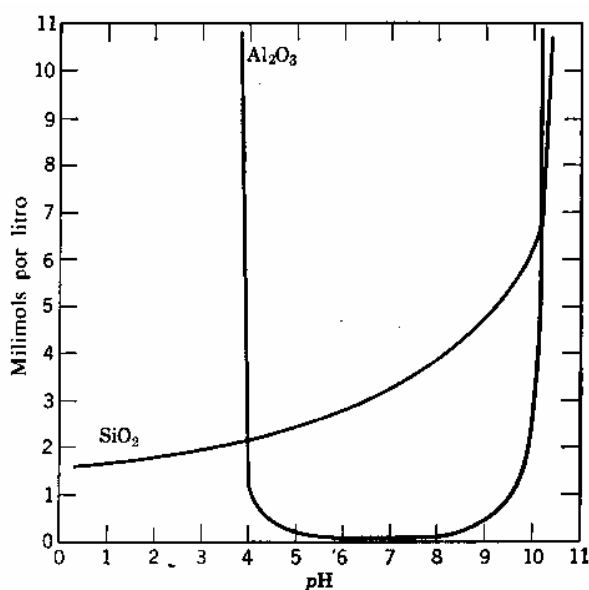
Hidrólise

A presença de água em relativa abundância favorece os mecanismos de dissolução, transporte e deposição de diferentes elementos químicos e, por conseguinte, as reações entre estes com os minerais existentes. Consigne-se ainda o papel da própria água como naturalmente dissociada, e agente de reações de hidrólise.

Na hidrólise dos minerais silicatados, dominantes nas rochas, a presença de elementos alcalinos e alcalino-terrosos tem papel importante na determinação do pH por serem básicos por excelência. Como são facilmente dissociáveis, induzem, na presença de água, a formação de soluções alcalinas em detrimento a pHs mais ácidos.

Na interface com tal solução a estrutura cristalina do mineral acaba sendo alterada com a liberação da Si e do Al. O processo pode afetar cristais mais susceptíveis dentro da rocha, ocorrendo, por exemplo, a caolinização gradual do feldspato, e, no caso, havendo remoção do soluto, o conseqüente aumento da porosidade da rocha.

Com os alcalinos e alcali-terrosos dissociados em solução, é gerada a condição



de pH mais elevado, passando a dominar o processo de hidrólise. Ao ser atingido o intervalo de pH entre 5 a 9, o alumínio, praticamente insolúvel nesta condição, se mantém enquanto a sílica apresenta solubilidade crescente (Fig. 4.6.2).

Fig. 4.6.2 - Solubilidade da Sílica e da Alumina em função do pH

Na remoção de praticamente toda a sílica e dos alcalinos e a permanência do alumínio, em situações de intensa drenagem em regiões de alta pluviosidade, minerais como o feldspato são transformados, restando um resíduo de hidróxido de alumínio denominado gibbsita.

Quanto ao ferro, a solubilidade do Fe^3 é controlada pelo pH de forma que a sua concentração em solução é proporcional ao cubo da concentração do íon hidrogênio. Com o aumento do pH (i.e. da alcalinidade) há também condições do ferro em solução se depositar. Com a presença de ferro no sistema, este permanecerá no mesmo durante a hidrólise juntamente com o alumínio.

A este processo de eliminação total de sílica conjugada à formação de óxidos-hidróxidos de alumínio e de ferro se designa de *alitização ou ferralitização*.

Durante a formação de óxidos hidratados, estes podem vir a serem percolados por entre os grãos de minerais resistentes ou então sofrerem oxidação maior ainda; óxidos-hidróxidos de Fe^2 passam para Fe^3 ao entrar num nível mais permeável ou rico em oxigênio dando origem à goethita (FeOOH).

No caso em que as condições de drenagem são menos eficientes, ocorre uma hidrólise apenas parcial, em que parte da sílica permanece e os alcalinos podem ser total ou parcialmente removidos. Neste caso, estes remanescentes reagem com o alumínio formando os argilo-minerais que, se desprovidos de alcalinos, por remoção dos mesmos do sistema, darão origem à caolinita e, caso ainda contenham alcalinos, como o sódio ou o potássio, podem dar origem a montmorillonitas. O processos de hidrólise parcial com a formação de silicatos de alumínio se designam como *sialitização*.

Observe-se que em termos de evolução para minerais de argila passa-se de illitas e vermiculitas para montmorillonitas, e dentro de uma bacia suficientemente drenada, para caolinitas.

Ao conjunto de óxidos-hidróxidos de alumínio e de ferro e caolinita denomina-se *laterita*, comum nos solos tropicais.

Acidólise

Em solos de floresta ou de climas mais frios, cobertos por vegetação, ocorre a acidólise por ação dos ácidos húmicos, que baixam o pH (<5) e tendem a solubilizar o ferro e o alumínio dando origem a sesquióxidos de alumínio e ferro.

Este ferro é então lixiviado sobrando logo abaixo da capa húmica um solo mais claro, pobre em ferro. Se permanecerem algum alumínio e cátions alcalinos, podem se formar montmorillonitas aluminosas.

Por outro lado, com a mudança do pH ou do grau de oxidação no trajeto das soluções, o mesmo ferro pode ser depositado mais adiante dando origem a incrustações.

A colmatação de filtros de barragem por ação de ferro carregado desde as águas ácidas do fundo de reservatórios e posteriormente defrontado por condições de maior aeração é um fenómeno similar ao mencionado, como se teve ocasião de mencionar alhures.

4.6.1.3 Distinção de argila e argilo-minerais. Argilas expansivas.

A fração granulométrica argila pode ser composta por minerais e colóides, envolvendo quartzo, óxidos-hidróxidos variados e filossilicatos como os argilo-minerais.

As caolinitas, halloysitas, illitas, cloritas e montmorillonitas são argilo-minerais freqüentemente componentes da fração granulométrica argila. São aluminossilicatos hidratados de estrutura cristalina folheada, própria da família dos filossilicatos. O tamanho de grão geralmente menor que 0,005 mm chegando até a dimensão de colóide, quando então o grau de cristalização pode ser imperfeito havendo dificuldade de distingui-lo dos géis amorfos.

Estes filossilicatos são constituídos essencialmente por empilhamentos de dois tipos de camadas sendo designados como argilas de duas camadas ou três camadas.

As camadas podem ser de dois tipos: a) silicosa, com grupos unidos de tetraedros de SiO_4 com o átomo Si no centro rodeado por quatro oxigênios, e b) ou de gibbsita ($\text{Al}_4(\text{OH})_6$), constituída das unidades octaédricas de alumínio hidroxila.

No primeiro tipo de camada os grupos de SiO_4 unidos, compartilham cada uma, três oxigênios com os grupos adjacentes dando origem a folhas de Si_4O_{10} .

No segundo tipo as unidades de alumínio-hidroxila apresentam íons de alumínio entre duas folhas de hidroxilas ou de oxigênio. Cada alumínio é rodeado por seis oxigênios ou seis hidroxilas.

A diferença estrutural entre os principais argilo-minerais reside no número relativo destes dois tipos de unidade, unidos ou em “lâminas” paralelas ligadas por seus oxigênios comuns e na possibilidade intrínseca de ocorrerem trocas de silício ou alumínio por outros elementos. Os argilo-minerais são então subdivididos em quatro grupos principais: grupo da caolinita, da montmorillonita, da illita e da vermiculita. Recentemente, tem se considerado o Allofânio, inicialmente considerado amorfo, como um argilo-mineral com estrutura cristalina e com propriedades geotécnicas definidas.

No grupo da caolinita, argilo-minerais com características estruturais similares, porém com formas distintas (polimorfos) são a dickita, a nacrita e a halloysita. A halloysita é um polimorfo que se apresenta em forma de tubos ou bastões, comumente vinculada a solos de origem vulcânica e tende a ter água entre as camadas. Tem a propriedade de se desidratar a 60°C o que pode ocasionar enganos durante os processos de laboratório que impliquem em secagem de amostras em fornos.

As argilas do grupo das montmorillonitas ou esmectitas frequentemente geram preocupações nos meios geotécnicos, pois a quantidade de água dentro da sua estrutura cristalina pode estar associada a expansões da mesma, passando desde uma espessura de 9,6 Å, quando desidratada a até 21,4 Å (Angstrom) quando o mineral está saturado. Daí, em parte, a percepção de se tratarem de minerais de retículos ditos expansivos.

Substituições atômicas no retículo de montmorillonitas podem implicar em comportamento muito diferenciado como no caso da substituição parcial ou total do alumínio pelo Fe³ dando origem ao argilo mineral nontronita (frequentemente responsável pela desagregação de agregados basálticos) ou então pelo elemento Mg, dando origem à saponita.

Quantidades diferenciadas de Cálcio e Sódio no retículo das montmorillonitas dão origem a comportamentos geotécnicos diferenciados. Montmorillonitas sódicas possuem alta atividade e elevado Índice de Plasticidade e teores de umidade chegando a 500%.

Outros dois grupos de argilo-minerais são os das illitas e das cloritas ou vermiculitas.

As illitas são frequentemente encontradas em sedimentos marinhos porém também são geradas pela decomposição de feldspato potássico onde o potássio

não foi totalmente removido.. As illitas são também conhecidas como hidromicas. Podem constituir argilas micáceas, com menos potássio e mais água que as micas moscovitas. Há illitas misturadas em camadas mistas com montmorillonitas ou então misturas mecânicas de moscovita e montmorillonita.

Skempton (1953) (Ref. 56) definiu uma quantidade denominada atividade da argila que seria fornecida por:

Atividade de Argila (A) = (Índice de plasticidade) / (% em peso da fração < 2 μ)

e verificou que o IP era crescente das caolinitas > Illitas > montmorillonitas, sendo expressivamente maior no caso da montmorillonitas. Calculou então um índice de atividade de A =0,38 para caolinita, A =0,9 para illita e A =7,2 para montmorillonita sódica atestando-se desta forma a maior atividade das montmorillonitas e as propriedades conseqüentes como expansividade, capacidade de adsorção, coesão, etc.

Seguiu-se uma escala de atividade em que argilas com A entre 0,75 a 1,0 foram consideradas como de atividade normal. Os valores abaixo e acima deste intervalo passaram a ser designados como pertencentes a argilas inertes e ativas, respectivamente.

4.6.1.4 Problemas com veios caolínicos, concentrações residuais de micas e solos ditos dispersivos.

Veios caolínicos podem se formar por decomposição de feldspatos de antigos veios quartzo feldspáticos ou pegmatitos por processos intempéricos, ou então serem de origem hidrotermal.

Camadas caolínicas subparalelas podem se originar da alteração de gnaisses, podendo constituir superfícies de fraqueza preferencial.

Em alguns casos, caolins podem apresentar caolinitas de granulometria de silte o que lhes confere certa erodibilidade, gerando solos passíveis de desagregação e carreamento como no caso de solos ditos dispersivos. Alguns solos dispersivos são associados à decomposição do feldspato plagioclásio sódico, associando-se a “dispersividade” à presença de sais ou de sódio (Ref. 57) frequentemente de águas represadas de barragens sem filtros. Alguns solos ditos caolínicos apresentam a variedade halloysita que frequentemente possui uma estrutura tubular e pode conter teores elevados de água.

4.6.2 Escalas propostas de graus decomposição das rochas.

4.6.2.1 Formação de saprolitos e solos residuais.

Durante o processo de decomposição/desagregação das rochas para solo residual, passa-se por vários graus de degradação ou saprolitização (sapos = podre, litos = pedra). Estes diferentes estágios de saprolitização constituiriam materiais designados como saprolitos e apresentariam propriedades geológicas e geotécnicas distintas da rocha matriz ainda subjacente.

Os saprolitos, ao contrário dos solos residuais preservam as estruturas herdadas da rocha mãe, como contornos texturais, estruturas tais como foliações e até juntas. Um comitê da ISRM tentou criar uma classificação eventualmente viável para certos tipos de rochas (Tabela a seguir).

Observe-se na classificação da ISRM a não utilização da palavra "alterada" nos termos de classificação mas do adjetivo "intemperizada" o que distinguiria tal degradação da alteração hidrotermal, ou outras, sendo palavra que liminarmente pode ir em qualquer sentido, para melhor ou para pior. Talvez o termo "decomposto" fosse mais sintético para indicar decomposição intempérica (V. de Mello, sugestão verbal). Da mesma forma não se usa o termo "matacão" ("boulder" em inglês) mas, sim, o termo "núcleo pétreo" ("corestone" do original

inglês), no caso de núcleos sãos resistentes à decomposição, *in situ*, circundados de solos.

TERMO	DESCRIÇÃO	GRAU
Sã	Sem sinal de intemperismo da rocha, talvez leve descoloração das discontinuidades maiores	I
Levemente intemperizada	Descoloração indica intemperismo do material rochoso e discontinuidades. Todo êle pode estar descolorido por intemperismo e pode estar algo mais fraco que na condição sã	II
Medianamente intemperizada	Menos que a metade do material rochoso está decomposto e/ou desintegrado em solo. Rocha sã ou descolorida está presente seja como um arcabouço descontínuo ou como núcleos pétreos	III
Altamente intemperizada	Mais do que a metade do material rochoso está decomposto ou desintegrado em solo. Rocha sã ou descolorada está presente seja como um arcabouço descontínuo seja como núcleos pétreos	IV
Completamente intemperizada	Todo o material rochoso está decomposto e ou desintegrado em solo. A estrutura da massa original está ainda extensivamente intacta.	V
Solo residual	Todo material rochoso está convertido em solo. A estrutura do massa e o fabric do material estão destruídos. Há uma grande alteração no volume, mas o solo não foi transportado significativamente	VI

TABELA: GRAUS DE DECOMPOSIÇÃO OU ALTERAÇÃO DE ROCHA DA ISRM, 1978

Esta classificação passou por vários estágios de evolução, tentando contornar e englobar as características diferenciadas nos padrões de intemperismo (decomposição) dos diferentes tipos de rocha, abordados aqui, mais adiante.

O grau VI de desagregação gerando os solos desestruturados é, por vezes, de difícil determinação, pois pode se confundir, na aparência, com solos que sofreram algum rastejo (solos coluvionares) e que tiveram sua estrutura obliterada pelo mesmo.

Alguns processos geoquímicos de decomposição de rochas e formação dos componentes minerais dos solos residuais estão descritos no item anterior.

Em condições tropicais, os solos residuais mais expressivos em termos de espessuras de desenvolvimento são os gerados pelo intemperismo avançado e total.

Vários autores, entre os quais Wesley (1988) (Ref. 58) e o Grupo de Trabalho da Geological Society, por exemplo (Fookes ed., 1997, Ref. 59), entre outros, tem se esmerado em criar uma classificação de solos residuais para fins geotécnicos. Houve varias tentativas de conciliar as classificações pedológicas com as de engenharia geotécnica. No Brasil, Nogami et. al (1985) (Ref. 60) desenvolveram uma classificação de solos tropicais para fins rodoviários que tem sido aplicada no país, sendo aplicáveis para esta condição específica de sub-bases.

Há tentativas baseadas em aspectos pedológicos, mecânicos e geológicos. Uma destas tentativas (Wesley) se baseia no balanço da relativa importância da mineralogia e das estruturas geológicas. Por exemplo, enquanto uma cinza vulcânica pode apresentar forte influência ditada pela mineralogia (presença de alfofânio), a influência da macroestrutura pode ser negligenciável e a da microestrutura poderia ser baixa a média. O inverso ocorreria num solo residual de xistos.

Entre as tentativas de identificar os tipos pedológicos de solos tropicais de interesse para a engenharia geotécnica tem se adotado três grupos principais de solos (Wesley, 1988) com nomes distintos, conforme ilustrado na tabela abaixo:

Tabela: Distintos grupos de solos tropicais de interesse geotécnico (apud Wesley, 1988)

Nomes corriqueiros	Nomenclatura pedológica formal			Argilo minerais dominantes	Características importantes
	FAO	US Soil Taxonomy	Francesa		
Lateríticos Latosóis Argilas vermelhas	Ferralsolos	Oxisolos	Solos Ferralíticos	Halloysita Caolinita Gibbsita Goethita	Grupo muito grande com ampla variação de características
Solos de cinzas vulcânicas Andosolos	Andosolos	Andepts	Solos entrópicos marrons tropicais sobre cinza vulcânica	Alofânio e Halloysita	Alto teor de umidade e mudanças irreversíveis quando secados
Solos negros de algodão Argilas negras Terras pretas tropicais Grumusolos	Vertisolos	Vertisolos	Vertisolos	Esmectita	Solos problema Alta retração e expansão, Baixa resistência

No entanto as classificações apresentam ainda e, previsivelmente por sempre, aspectos complexos e por vezes controversos quanto à sua praticidade.

Os solos residuais apresentam propriedades que os distinguem dos sedimentares. Algumas são a prática ausência de uma história remanescente de tensões, como o pré adensamento, por exemplo, (salvo aquele provido por microcimentação). Podem apresentar argilas ou minerais não comuns em solos sedimentares (alofânio). Frequentemente passam a desenvolver e a apresentar forte influência da estrutura herdada como no caso de alguns solos residuais de xistos.

4.6.2.2 *Obliteração da estrutura original e mudança de propriedades físicas.*

A estrutura original, uma vez obliterada, obviamente deixa de ter qualquer interveniência. No entanto, em alguns saprolitos mesmo avançados, ainda remanesce algum controle da estabilidade de blocos, e eventuais anisotropias de deformação. Por outro lado, a formação de minerais novos, lixiviações ou

cimentações pelos vários tipos de óxidos formados produz variações importantes nas propriedades físicas destes solos dependendo inclusive, do seu grau de maturidade físico-química.

A concentração local de óxidos e de certos sais pode levar inclusive à formação de crostas duras ou duricrostas como lateritos, cangas, ferricrete, alucrete(bauxita), calcrete etc.

4.6.2.3 Distinção básica entre os perfis de saprolitos entre rochas ígneas, metamórficas e sedimentares

As diferenças climáticas, topográficas, estruturais e do tipo de rocha resultam em perfis de decomposição intempérica diferenciados. Rochas maciças de granulometria fina apresentam perfis de alteração diferentes de rochas de granulometria mais grossa intensamente fragmentadas ou estruturadas.

Algumas das tentativas de classificação de perfis de alteração como uma proposta pela ASCE (1976) (Ref. 61) se adaptam mais a rochas granito-gnáissicas não sendo aplicáveis a outros tipos.

Deere e Patton (1971) apresentaram alguns perfis tipo de alteração (vide nosso item relativo a rochas solúveis) distinguindo o de rochas ígneas, metamórficas e de carbonatos.

Enquanto que nas rochas ígneas, o padrão de decomposição é ditado essencialmente pela distribuição espacial de juntas, e eventualmente também pela composição petrográfica, nas metamórficas e algumas sedimentares, ele é inclusive controlado pelas anisotropias das foliações incluindo bandamentos e estratificações. Utilizamos e atualizamos duas das figuras de Deere e Patton, porém readaptamos à classificação de acordo com os graus de decomposição da ISRM (Fig. 4.6.3) que foram reapreciados por De Mello, 1972 (Ref. 62). Os padrões

de decomposição de rochas sedimentares são também relativamente complexos e, isto, porque dependendo do grau de litificação as classificações em graus de decomposição podem ser controversos.

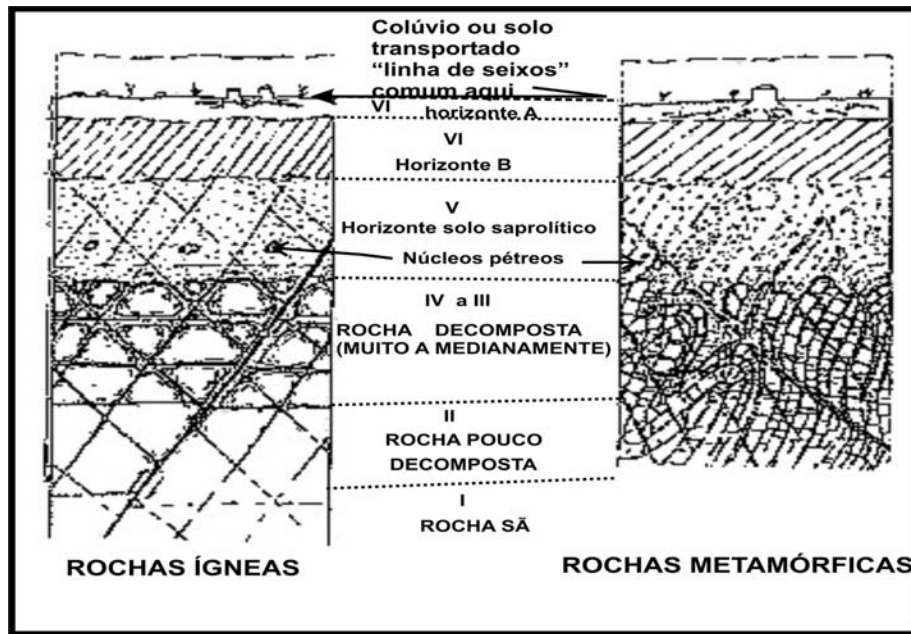


Fig. 4.6.3 - Padrões de decomposição(modificado e adaptado de Deere e Patton, 1971, reapreciado significativamente também por de Mello 1972.

4.6.2.4 Diferenças de perfis de decomposição em função do clima

Embora os perfis ilustrados acima tenham sido elaborados em climas temperados, há razoáveis semelhanças com o que se encontra em climas tropicais desde que se leve em conta a maior espessura e complexidade da camada de solo residual (VI).

As passagens de solo para rocha podem ser graduais com espessas camadas de transição como ocorre em alguns terrenos granito-gnáissicos no Sudeste do Brasil. Por outro lado elas podem ser bruscas com apenas um pequeno trecho de transição como ocorre no Nordeste árido brasileiro, por causa do intensamente diferenciado regime hidrológico, de longas secas, aumentando o ressecamento

favorável à erodibilidade, intercalado de fortes pancadas de chuvas promovendo as grandes erosões periódicas.

A espessura das zonas de transição também é função da litologia. Passagens bruscas ocorrem freqüentemente em solos de alteração de basaltos pouco fraturados ou na passagem de algumas argilas vermelhas derivadas de rocha basáltica.

Andosolos ou solos de cinzas vulcânicas basálticas também podem apresentar passagens bruscas. No que diz respeito às transições em rochas ígneas ácidas há certa unanimidade que elas costumam ser mais espessas.

4.6.2.5 Características gerais de solos sedimentares.

Os solos sedimentares apresentam características granulométricas, mineralógicas, forma de grãos e disposição espacial, fortemente vinculadas ao ambiente e forma de deposição seletivos.

Provém predominantemente da fração resistente de desagregação das rochas dominando o quartzo e, em climas frios e secos ou em ambiente vulcânico, o feldspato.

Sua classificação e organização está parcialmente descrita no item sobre rochas sedimentares.

O transporte e a deposição essencialmente se dão ou em ambientes de tração (rios, correntes marinhas, vento) ou precipitação e decantação (lagos).

Além dos processos de seleção granulométrica e de arredondamento adquiridos durante o transporte, após a sedimentação são imediatamente sujeitos à diagênese envolvendo processos de densificação e cimentação.

Solos sujeitos à deposição em ambientes trativos em meio fluido, apresentam feições peculiares como estratificação cruzada ou gradual. São solos depositados em ambientes fluviais, flúvio-glaciais e, marinhos. Os depositados em águas calmas constituem os siltes e argilas.

Tanto os solos de natureza vulcânica como as cinzas vulcânicas e os de origem glacial apresentam peculiaridades mineralógicas e estruturais complexas.

O solo de origem glacial entre os quais estão os tills tem sido estudados criteriosamente no hemisfério norte e apresentam grande variedade granulométrica. Podem apresentar ainda minerais expansivos e zonas extremamente pré-adensadas e até fortemente aplastradas por efeito da carga das geleiras.

Os de origem vulcânica apresentam alto grau de seleção, baixo arredondamento: podem apresentar minerais como o alofânio e desenvolver halloysitas e mesmo esmectitas.

4.7 Referências

- 1 – Henkel, D. J., 1982, “Geology, geomorphology and geotechnics”, *Geotechnique* 32, n°: 3, pp. 175-194
- 2 – King Hubbert, M., 1972, “Structural Geology”, Hafner Print Co., pp. 329
- 3 – Ramsay, J. G. & Lisle, R. J., 2000, “The Techniques of Modern Structural Geology.”, vol. 3: Applications of Continuum Mechanics in Structural Geology. Academic Press, pp. 701 - 1061 .
- 4 – Mooney, W.D. & Meissner, R., 1992, “Multi Genetic Origin of Crustal Reflectivity: a Review of Seismic Reflection Profiling of the Continental Lower Crust and Moho. In: Continental Lower Crust”, *Developments in Geotectonics* 23, Elsevier, pp. 45-79.
- 5 - Clark, S. P., 1966, *Handbook of Physical Constants* Memoir 97, Geological Society of America, N.Y.
- 6 - Condie, K., 1989, "Plate Tectonics and Crustal Evolution", 3rd ed. Pergamon Press. pp. 476.
- 7 - Garland, G.D., 1971, “Introduction to Geophysics “, Ed. W.B. Saunders Co, pp. 420.
- 8 - Schubert, G. and Tackley, P.J., 1994, “Mantle Dynamics: The Strong Control of the Spinel-pervskite Transition at a Depth of 600 m”, *ISUM Int. Symp. on the Physics and Chemistry of the Upper Mantle*. São Paulo, Brazil, Invited Lectures, pp. 137-150.

- 9 - Aki, K. and Richards, P.G., 1980, "Quantitative Seismology: Theory and Methods", Vol I, Freeman, W.H. & Co., N.Y., pp. 534.
- 10 - Blume, J.A., 1970, "An Engineering Intensity Scale for Earthquakes and Other Ground Motion", Bull Seismological Soc. of America, vol. 60, n.1, pp. 217- 229.
- 11 - Newmark, N.M., "Effects of Earthquakes on Dams and Embankments", 5th Rankine Lecture, Géotechnique.
- 12 - Evernden et al., 1973, "Interpretation of Seismic Intensity Data", Bulletin Seismological Soc. of America, vol. 63, pp. 399-422.
- 13 - Ludwig, KR, and Renne, PR, (2000) "Geochronology on the Paleanthropological Time Scale", Evolutionary Anthropology 2000,v. 9,Issue 2, pp. 101-110.
- 14 - Ramsay, J. G., 1967, "Folding and Fracturing of Rocks", McGraw Hill Book Co. pp. 568.
- 15 - Ramsay, J. G. & Huber, M. I., 1983, "The Techniques of Modern Structural Geology", vol. 1, Academic Press, pp. 307.
- 16 - Stalhos, G. 1984, "Svecokarelian Folding and Interfering Macrostructures in Eastern Central Sweden. In Precambrian Tectonics illustrated", Editors: Kroner, A. & Greiling, R., Schweizerbart' sche Verlagsbuchhandlung, pp. 369-375.
- 17 - Hobbs, B.E., Means, W.D & Williams, P.F., 1976, "An Outline of Structural Geology", J. Wiley & Sons, pp. 571.
- 18 - Ramsay, J. G. & Huber, M.I., 1983, "The Techniques of Modern Structural Geology Academic Press", pp. 306.

19 - Guidicini, G. e Campos, J. de O., 1968, "Notas sobre a Geomorfogênese dos Derrames Basálticos", Bol. Soc. Brasileira de Geologia, 17 (1), São Paulo, pp.15-28.

20 - Hollingworth, S.E., Taylor, J. H. and Kellaway, G..A., 1944, "Large Scale Superficial Structures in the Northampton Ironstone Field. Quart. Journal Geol. Soc. London, vol. 100, pp. 1-44.

21 - Parks, C.D., 1991, "A Review of the Mechanisms of Cambering and Valley Bulging", from Forster, A. et al. (eds.) Quaternary Engineering Geology, Geol. Soc. Eng. Geol. Spec. publ. N° 7, pp. 373 – 380.

22 - Kanji, M. A., 1974, "Unconventional Laboratory Tests for the Determination of the Shear Strength of Soil-Rock Contacts", Proc. 3rd Congr. Int. Soc. Rock. Mech. Denver, 2, pp. 241 – 247.

23 - Infanti, N. and Kanji, M.A., 1978, "In Situ Shear Strength, Normal and Shear Stiffness Determinations at Água Vermelha Project. Proc. Int. Congr. of IAEG, Buenos aires, pp. 371 – 373.

24 - Barton, N. & Choubey, V., 1977. "The Shear Strength of Rock Joints in Theory and Practice", Rock Mechanics, 10 (1 / 2), pp. 1 – 54.

25 - Pio Fiori, A. e Carmigiani, L., 2001, "Fundamentos de Mecânica de Solos e das Rochas", Ed. UFPr, pp. 548.

26 - Maciel Filho, C.L., 1982, "Estudo do Processo Geoquímico de Obstrução de Filtros de Barragens", Tese de Doutorado do Inst. de Geociências da USP, São Paulo, pp. 136.

- 27 - Sadowski, G. R., 1977, "Origem da Clivagem por Dissolução por Pressão em Quartzitos", *Anais Acad. Brasileira de Ciências*, 49 (2), pp. 275 – 280.
- 28 - Suguio, K., 2003, "Geologia Sedimentar", Ed. Edgard Bluecher, pp. 400.
- 29 - Rieke and Chilingarian, 1974, "Compaction of Argillaceous Sediments", Elsevier, Amsterdam, pp. 424.
- 30 - Rocha, M., 1971, "Mecânica das Rochas", vol 1, LNEC, Lisboa pp. 276.
- 31 - Fookes, P.G., 1991, "Quaternary Engineering Geology", In *Quaternary Engineering Geology* by Forster, A., Culshaw, M.G., Cripps, J.C., Little, J.A., & Moon, C.F., eds. *Geol. Soc. Special Publ. n° 7*, pp. 73-98.
- 32 - Fookes, P.G. & Vaughan, P. R., "A Handbook of Engineering Geomorphology", Surrey University Press.
- 33 - Marinos, P. and Hoek, E., 2001, "Estimating the Geotechnical Properties of Heterogeneous Rock Masses such as Flisch". *Bull. Eng. Geology and the Environment*. vol. 60, n°2, pp. 85-92.
- 34 - Button, E. et al, 2004, "Tunneling in Tectonic Mélanges-Accommodating the Impacts of Geomechanical Complexities and Anisotropic Rock Mass Fabrics. *Bull. Eng. Geology and the Environment*, vol. 63, n°2.
- 35 - Pettijohn, F.J., 1975, *Sedimentary Rocks*, Harper Intl. Ed. 3rd edition.
- 36 - Goodman, R., 1993, "Engineering Geology: rock in Engineering Construction". Wiley & Sons Inc. pp. 412.
- 37- L. Bendel, 1949, *Ingenieurgeologie Erster Teil* Springer Verlag, pp. 832.

38 - Deere, D.U., 1968, "Geological Considerations", *In Rock Mechanics in Engineering Practice.*, Ed. Stagg, K.G and Zienkiewicz, O.C., John Wiley and Sons, pp. 442.

39 - Carmichael, R.S., 1989, "Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals", CRC Press, Boston, pp. 741.

40 - Oliveira Campos, J., 1981, "Propriedades Geotécnicas e Comportamento Tecnológico dos Arenitos Caiuá, Tese de doutorado, IG USP, pp. 251.

41 - Rocha, M., 1977, "Alguns Problemas Relativos à Mecânica de Rochas de Materiais de Baixa Resistência, LNEC, Memória nº 491, Lisboa.

42 - Pells, Ph. J.N., 1993, "Uniaxial Strength Testing", *In Comprehensive Rock Engineering*, vol. 3 Rock Testing and Site Characterization, Pergamon Press, pp.67 – 85.

43 - Kojima, Y & Asakura, T., 1992, "Classification of Squeezing Mud Rock for NATM In Rock Mass Classification in Japan", *Japan Soc of Eng. Geology*, pp. 52.

44 - Hohlt, R.B., 1948, "The Nature of Origin of Limestone Porosity", *Colorado School of Mines Quarterly*, nº. 4, Denver.

45 - Carmichael, R. S., 1989, "Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals", CRC Press, pp. 741.

46 - Ford, D. and Williams, P., 1996, "Karst Geomorphology and Hydrology", Chapman & Hall, London, pp. 601.

47 - Soderberg, A.D., 1979, "Expect the Unexpected: Foundations for Dams in Karst", Bulletin Association Engineering Geologists, 16 (3), pp. 409-425.

48 - TVA, 1949, "Geology and Foundation Treatment", Tennessee Valley Authority Projects, Tech. Report, nº 22.

49 - Fecker, E., 1981, "Influence of Swelling Rocks on Tunnelling", Bulletin IAEG, nº 24, pp. 27-32.

50 - Apud Yuzer, E., 1982, "Engineering Properties of Evaporates and Evaporitic Formations of Turkey", Bulletin IAEG, nº 25 pp. 107-110.

51 - Bell, F.G., 1981, "A Survey of the Physical Properties of some Carbonate Rocks. Bulletin IAEG, nº 24, pp. 105-110.

52 - Dearman, W.R., 1981, Bulletin IAEG nº 24, pp. 3-17.

53 - Deere, D.U. and Patton, F.D., 1971, "Slope Stability in Residual Soils", 4th PCSMFE, Puerto Rico, ASCE, pp. 87-170.

54 - Nonveiller, E., 1982, "General Report Session 5: Treatment Methods for Soluble Rocks", Symposium on Engineering Geological Problems of Construction on Soluble Rocks, Bulletin IAEG, nº 25, pp. 165-169.

55 - Mason, B.H., 1971, "Princípios de Geoquímica", (Tradução) Ed. Polígono, São Paulo, pp. 403

56 - Skempton, A. W., 1953, "The colloidal Activity of Clays", Proc. 3d Inter. Conf. Soil Mech. Found. Eng. Suíça, Vol. I, pp. 57

57 - Bell, F. G. & Walker, D.J.H., 2000, "A further examination of the nature of dispersive soils in Natal", South Africa. Quarterly Journ. of Engineering Geology and Hydrogeology, 33: pp. 187-199.

58 - Wesley, L.D. 1988 Engineering Classification of Residual soils. In Proceedings 2d Int. conf. Geomechanics of Tropical Soils, Singapore, A.A. Balkema Rotterdam, 1: 77 – 84.

59 - Fookes, P.G. 1997 Tropical Residual Soils. Geol. Soc. Professional Handbooks.184 p.

60 - Nogami, J. S. et al. 1985 Peculiarities of Tropical Lateritic and Saprolitic Soils used as Construction Materials-Roads. In: Progress Report, Tropical, Lateritic and Saprolitic Soils.. Committee on Tropical Soils, ISSMFE 67 -84.

61 - ASCE 1976 Subsurface Investigation for Design and construction of Foundations of buildings. American society of civil engineers. Manuals and Reports on Engineering Practice, n° 56.

62 – de Mello. V.F.B., 1972, "Thoughts on soil engineering aplicable to residual soils", 3rd Southeast Asian Conference on Soil Engineering, Hong Kong, Guest Lecture, pp. 5-34

05/12/06 –16:43: ASSUNTO: item 5.1

Faço referência importante à Apresentação de Taylor, páginas 426 e 427. (Ref. Taylor 1948).

Porquanto ele considera o assunto basicamente através do Círculo de Mohr e diferença realística numa areia de cerca de 1:2 entre o ângulo de atrito de ensaios adensados rápidos e ensaios em pressões efetivas. Então acontece o seguinte: que indiretamente ele está usando um princípio de subtração da pressão neutra, que é o princípio que nós já demonstramos como sendo claramente errado, porque em pressões efetivas o que está em jogo é a perda de carga de viscosidade $i\gamma_a$ que existem na direção da percolação.

Dia 12/12/06 – 10:26: ASSUNTO:

Considerações gerais:

No meu S.O.A. do México (Ref. México, 1969) existe uma lacuna porque na época só havia dados sobre solos nórdicos sedimentares ou normalmente pré-adensados.

Bom ... Então há lacuna, ver solos saprolíticos por em parte acrescentada no Congresso de Hong Kong, (Ref. Hong Kong, 1972). Ora, no começo do S.O.A. mencionado, o primeiro ponto que eu frisei é que obviamente são infinitos os números de parâmetros que podem e devem incluir em qualquer comportamento complexo, tal como de um solo.

Importante: O problema prioritário é reconhecer que a Mecânica dos Solos convencional limitou quase tudo a parâmetros únicos, um grave erro, e segundo, que a questão de Intervalo de Confiança de qualquer solução tem que ser analisada estatisticamente para ser usada probabilisticamente. Ora, nesse mister é muito importante que se reconheça a absoluta obrigação da priorização de parâmetros que são mais ou menos influentes, e isso nunca foi questionado ou verificado.

12/12/06 – 10:36: ASSUNTO: Estatística

O segundo ponto fundamental foi e é distinguir entre estatística dos extremos que incorpora indesejáveis aberrações que procuram realmente tornar a obra específica exageradamente segura independente do efeito sobre outras obras em que possam ter na verdade.

Segundo, as estatísticas de médias, entre as quais as mais citadas são a normal, a lognormal e beta, etc. O que nossos estudos mostraram é que a

Comentários e Gravações – V.Mello

normal atende mais adequadamente porque os índices de Confiança da interferência de equações probabilísticas é muito menos importante do que o índice de confiança do segundo, ou terceiro, ou quarto parâmetro que se queira incorporar.

Um terceiro ponto, e muito importante, é que perderão sem alteração os principais dados e planos usados num dado projeto o princípio da anonimização e deslocamento de qualquer obra de um lugar para outro de modo que não seja identificado com a mesma, permite fazer repetidas análises com muito proveito a custo zero. A ênfase é de que contando com o computador, todas as hipóteses podem rapidamente ser reapreciadas com variações paramétricas, o que eu chamo de análise numérica.

12/12/06 – 11:58: ASSUNTO:

Acréscimos a todos esses critérios:

O princípio da seleção natural que impera também, tanto na sedimentologia, como na decomposição de rochas em estado intacto passando por fraturamento e com a decomposição das fraturas acabando finalmente em rochas saprolíticas.

A idéia básica é que sempre existem situações em que a sedimentação tem que ser interpretada quanto a condição calma e uniforme ou sujeitas a deposição em condição turbulenta. E no meio disso, o que acontece é que, no caso de haver alguma turbulência ocorrem solos mais fofos nas areias argilosas com argilas arenosas, dependendo de qual das componentes estabelece a estrutura dar a mencionar que o princípio da dupla sedimentação impera com uma componente criando a estrutura e a outra infiltrando nos interstícios. No depósito de areias argilosas mencionado por Peck como “eskera” que são muito variáveis, trata-se de materiais liberados no fundo da geleira derretendo e com muito pouca água para separar as componentes justificando a recomendação que o recalque máximo diferencial seja equivalente ao máximo total.

Lembrar porém que em torno de qualquer aparelho introduzido no solo para tais medidas o principal efeito é sofrido logo junto à peça instalada tal como são as redes de fluxo de poços bombeados. No caso da rocha a condição é iniciar de um material muito coeso que fratura e sofre sequência as decomposições da fratura.