2
Caracterização dos Solos Residuais: Gênese, Composição e Comportamento observado

Entende-se por solo residual ao material derivado dos processos de alteração e decomposição *in situ* de maciços rochosos, que não tem sido transportado do seu local original. O mesmo acontece na natureza em perfis de alteração, com uma gradação continua desde a rocha sã não alterada, passando por estágios de rocha branda e solo rijo conservando a estrutura da rocha de origem, até os solos de decomposição contendo depósitos secundários e sem mais semelhança direta com as características da rocha parental (Blight, 1997).

Fruto de uma gênese diferenciada, os solos residuais são compostos não apenas de grãos, mais de agregados e cristais de minerais alterados, pontes estabelecidas por cimentos depositados, grumos de argilominerais e partículas de resistência variada, com uma tendência à quebra e desarranjo quando submetidos a carregamentos. Por isto, um conhecimento aprofundado da gênese e composição de solo residual se faz necessário para uma cabal compreensão do seu comportamento mecânico. No que se segue, os aspectos relacionados aos processos de gênese, mineralogia e estrutura são abordados com o objetivo de esclarecer a história formativa destes solos, o que facilitará a compreensão do comportamento observado, que será discutido posteriormente.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

2.1.
Gênese dos solos residuais

Os processos de alteração e decomposição que os maciços rochosos sofrem quando expostos às condições atmosféricas - reunidos sob o nome de *intemperismo* - são responsáveis diretos pela gênese dos solos residuais que destes se derivam. O estudo, pois, deste fenômeno é inerente a um adequado entendimento da constituição e comportamento destes solos.

2.1.1.
Os processos intempéricos

Por *intemperismo* entende-se o conjunto dos processos de alteração ambiental atuantes no meio geológico, isto é, os diferentes fenômenos presentes na superfície terrestre responsáveis pela transformação das rochas em solos. Esta

alteração devém da exposição das rochas, formadas sob determinadas condições termodinâmicas no interior da crosta terrestre, às condições atmosféricas bem diferentes daquelas, o que provoca um reajuste termodinâmico na massa rochosa na procura por uma nova configuração de equilíbrio. Neste processo, energia interna é liberada na medida que os minerais são decompostos, produzindo-se como resultado substancias de menor energia interna, e por isso mais estáveis (Ollier, 1984; Polivanov, 1998).

Natureza do intemperismo

Os processos intempéricos podem ser agrupados de acordo com a sua natureza em três classes básicas (Mitchell, 1976):

- Os *físicos*, que conduzem à desagregação da rocha por diversos mecanismos como ser o alívio de tensões, fadiga e ruptura mecânica, acarretando a fragmentação dos seus componentes minerais sem envolver alteração química. Desta forma a rocha vai-se transformando paulatinamente em uma massa incoerente composta por grãos poliédricos com arestas vivas.
- Os *químicos*, tendo nas soluções aquosas que percolam o maciço o principal agente, alteram os minerais da rocha original nas superfícies expostas e no interior das fissuras existentes - via reações químicas, especialmente hidrólise - para formar como subprodutos os argilominerais mais estáveis.
- Os *biológicos*, levados a cabo por elementos vivos, podendo ter características de intemperismo físico (ação radicular e animal) ou químico (ação bacteriana e radicular).

Condicionantes do intemperismo

A presença e grau de atuação destes três tipos de processos intempéricos depende de quatro fatores modificadores, a saber:

a) Características climáticas locais.

Temperatura, umidade ambiente e nível de precipitações influem de forma conjunta para o desenvolvimento das características particulares de intemperismo em cada região. De uma forma geral, o intemperismo físico será proeminente em climas secos e o intemperismo químico em ambientes úmidos e quentes.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

A figura 2.1 apresenta a distribuição destes três fatores climáticos no mundo. A combinação deles em cada região controla a natureza, potencia e velocidade do intemperismo, com os seguintes efeitos (Strakhov, 1967):

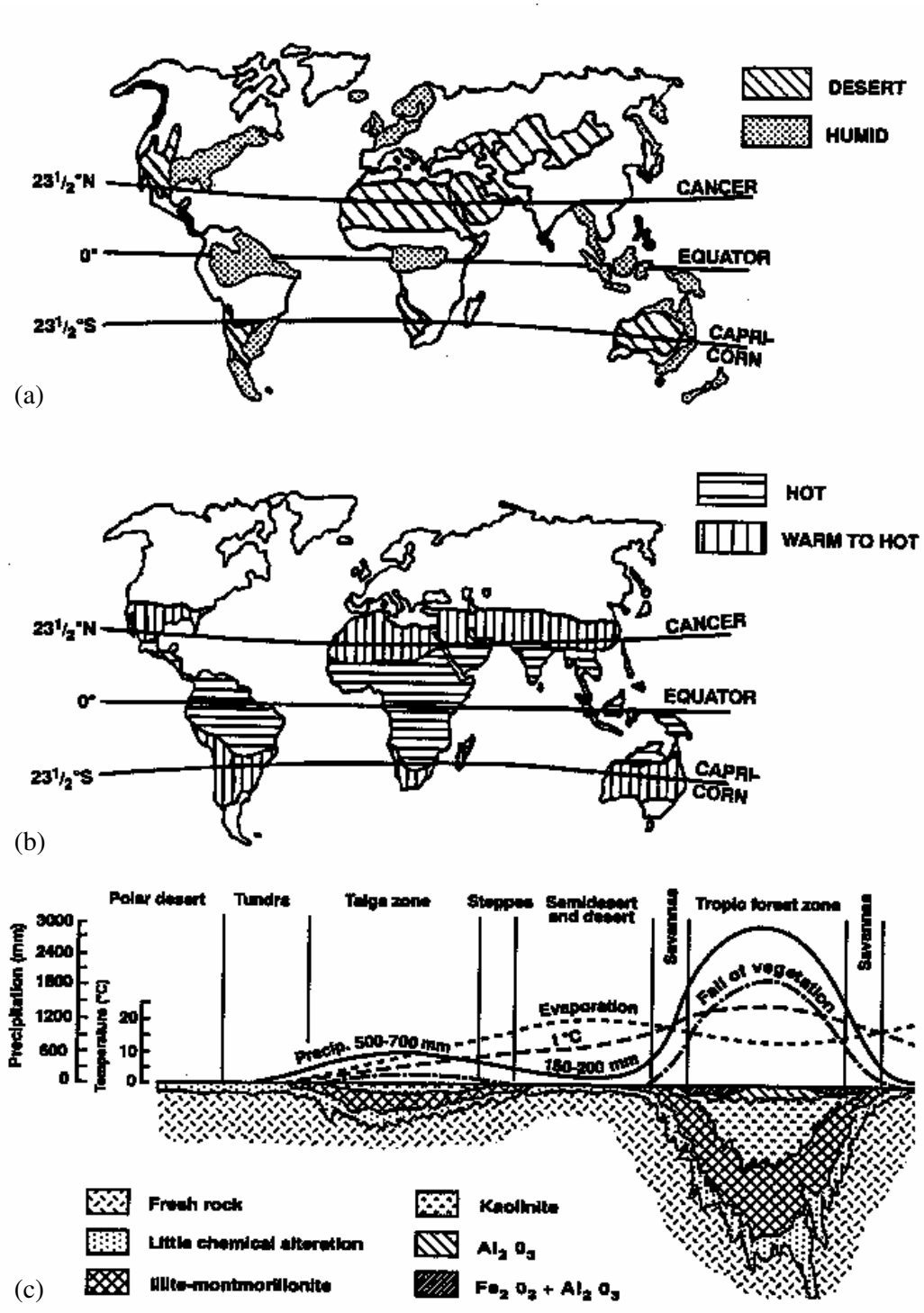


Figura 2.1: Influência do clima na formação de perfis residuais: a) Climas úmidos e desérticos no mundo; b) Regiões quentes e temperadas no mundo; c) Características dos perfis residuais para cada região climática (Strakhov, 1967).

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

- *Deserto polar e tundra.* Umidade e temperatura baixas retardam o intemperismo e a decomposição da matéria orgânica; baixas precipitações e *permafrost* inibem a lixiviação dos constituintes móveis.
- *Taiga*. Abundantes precipitações promovem lixiviação intensa; baixas temperaturas resultam num intemperismo lento e baixas taxas de decomposição da matéria orgânica.
- *Deserto e semi-deserto.* Altas temperaturas favorecem o intemperismo químico; baixas umidades inibem vegetação, crescimento de matéria orgânica e lixiviação dos constituintes móveis.
- *Savana e floresta tropical.* Elevadas temperaturas e umidades promovem um rápido intemperismo e lixiviação dos constituintes móveis.

Estes fatores climáticos também influem nos produtos de alteração. No gráfico da figura 2.2 se mostra um esquema orientador desta influência (variações locais acontecem por causa da topografia) proposto por Uehara (1982). Perto do equador, altas temperaturas e precipitações ao longo do ano favorecem a formação de caulinita e óxidos de baixa atividade. Nas regiões que se aproximam dos trópicos as precipitações diminuem e predominam as argilas ativas da classe das esmectitas. As zonas temperadas e frias, finalmente, favorecem a formação de outras classes, como vermiculitas, illitas e cloritas.

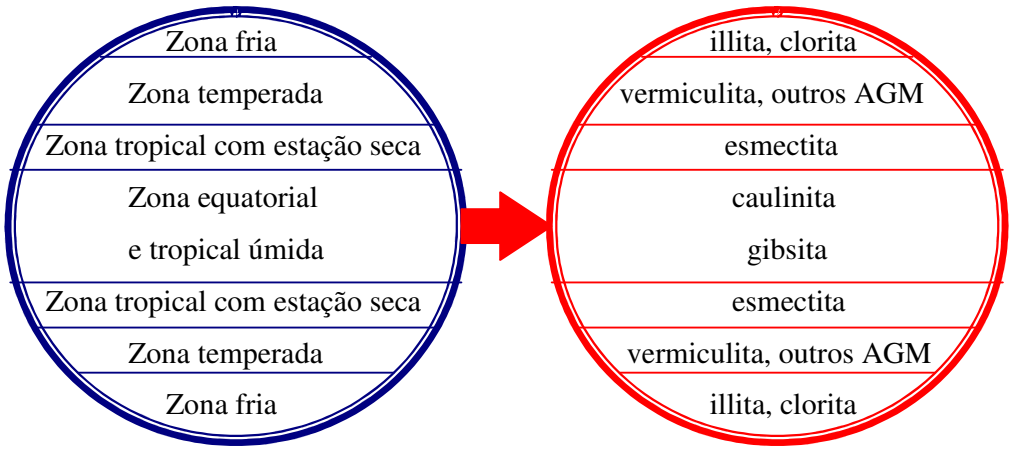


Figura 2.2: Influência do clima global na formação de argilominerais (Uehara, 1982).

b) Condições de relevo.

As topografias local e regional influem de maneira marcante no desenvolvimento do perfil residual, pelo controle que exercem sobre:

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

- A taxa de infiltração e de *run-off* das águas precipitadas, em função das características da superfície topográfica e do tipo de vegetação ali existente. Zonas de encosta favorecem o run-off superficial das águas enquanto que relevos planos e vales favorecem a infiltração.
- O regime hidráulico do maciço, isto é, a presença e nível do lençol freático, as características da zona não saturada (zona de areação), a direção do fluxo subterrâneo, as condições de drenagem interna e a taxa de lixiviação.

Van der Merwe (1965), baseado em análises de solos residuais de encostas e vales, aponta que em zonas com elevado run-off e boa drenagem interna desenvolvem-se argilominerais do tipo caulinita e vermiculita. Locais planos com boa drenagem mostram uma seqüência de alteração de argilominerais formada por clorita, vermiculita, montmorillonita e caulinita. Já em locais planos com drenagem ruim a seqüência não se completa predominando os argilominerais do tipo montmorillonítico.

Sob boas condições de drenagem, o relevo exerce controle também sobre a taxa de lixiviação. Brink & Kantey (1961) verificaram para perfis residuais de granito um crescimento quase linear do índice de vazios do solo com o nível de precipitação anual, o que mostra a correspondência direta entre precipitação, intensidade do intemperismo químico e a taxa de lixiviação.

c) Nível de fraturamento.

As descontinuidades dos maciços rochosos são também elementos que exercem influência sobre as características e intensidade do intemperismo, já que:

- Constituem os macro-caminhos de acesso para soluções aquosas, agentes do intemperismo químico.
- Facilitam a ação de elementos vivos, vegetação e animais, agentes de intemperismo biológico.
- Produzem um aumento da superfície exposta, deixando o maciço mais susceptível de ser alterado.

d) Características da rocha.

A caracterização da rocha origem marca a condição inicial a partir da qual acontecem os processos de alteração, e tem incidência direta na evolução e nas características do resultado final do intemperismo. Os aspectos que influem são:

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

- *Composição mineralógica*. As diferentes fases que compõem as rochas apresentam comportamentos (resistência mecânica, potencial REDOX, etc.) não uniformes, pelo que a alteração acontecerá com diferentes velocidades dentro da massa rochosa. Haverá também diferenciação nos produtos finais de alteração, dando lugar a solos arenosos, siltosos ou argilosos em função dos minerais parentais.
- *Permeabilidade e porosidade.* Estas duas propriedades controlam a acessibilidade e movimentação dos agentes de intemperismo químico nos núcleos rochosos, marcando assim o ritmo de alteração dos mesmos.

2.1.2. Intemperismo físico

No intemperismo físico distinguem-se claramente dois fenômenos atuantes paralelamente, o *interno*, isto é o processo de relaxação das tensões residuais existentes no maciço, e o *externo*, incluindo o conjunto de agentes que operam desde a superfície para o interior do maciço.

O fenômeno interno

Refere-se à relaxação das tensões residuais existentes no maciço rochoso, decorrentes da sua história geológica. Menezes Filho (1993) explica este processo em quatro tópicos seqüenciais detalhados a seguir:

a) Cristalização e deformação

Estes dois processos atuantes nos estágios iniciais da formação dos maciços rochosos têm efeitos contrários sobre a rede mineralógica resultante (Spray, 1969). Pela *cristalização* são formados novos minerais e outros presentes são transformados, dando lugar a uma rede termodinamicamente estável, adaptada às condições locais. Já durante os processos de *deformação* os cristais sofrem alongamentos e fraturas, pelo que a rede cristalina se descompensa energeticamente dando lugar ao surgimento de tensões residuais.

b) Campo de tensões não uniforme

Em virtude da estrutura não homogênea em termos de rigidezes, resultante dos processos citados acima, as pressões de confinamento produzem no maciço

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

um mapa de tensões complexo, não uniforme, com armazenamento desigual da energia de deformação nos diferentes minerais constituintes.

c) Mudança de ambiente e relaxamento

O estado tensional do maciço tende ao equilíbrio caso persistam as condições de pressão e temperatura elevadas próprias das grandes profundidades. A mudança das condições de pressão e temperatura pelo soerguimento do maciço até a superfície ou pela remoção das camadas superiores, porém, bloqueia este reajuste. As novas condições em superfície obrigam a uma redistribuição das tensões residuais no interior do maciço, mais, havendo incompatibilidade de deformação nos contatos entre grãos, acontece acumulo de energia nesses pontos desequilibrados até se atingir a ruptura por fissuração. Desta forma acontece a progressiva relaxação das tensões e a homogeneização do meio (De Mello, 1979).

d) Alívio de tensões e expansão

Como resultado deste processo surgem as fraturas de alívio, fruto da remoção das camadas superiores. O descarregamento conduz à conseqüente aparição de fraturas tipo "casca de cebola" acompanhando o relevo. A liberação dos contatos mais desequilibrados por fissuração produz um aumento de volume, o que altera as propriedades físicas (porosidade e peso específico) do meio.

O fenômeno externo

Incluem-se aqui os agentes intempéricos que atuam desde a superfície para o interior do maciço. Cabe citar:

a) Ciclos térmicos

Em regiões de acentuada amplitude térmica as rochas podem sofrer grandes variações diárias de temperatura. O aquecimento diurno pela radiação solar produz um gradiente de temperatura na superfície dos maciços e a conseqüente dilatação, governada pelos coeficientes de dilatação térmica de cada mineral constituinte. A expansão assim sofrida não é uniforme, o que gera tensões internas na massa rochosa. Com o esfriamento noturno o fenômeno se inverte acontecendo contração, pelo que após o ciclo térmico ficam na superfície do maciço tensões e deformações residuais.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

A repetição deste ciclo leva ao progressivo fendilhamento e desagregação dos minerais constituintes por fadiga. Adicionalmente, por diferenças na condutividade térmica da superfície rochosa respeito à massa interior mais protegida, se produzem tensões laterais que favorecem a esfoliação superficial.

b) Ciclos de gelo-degelo

Em regiões frias, a água de infiltração que penetra e preenche as cavidades e fissuras da rocha pode sofrer congelamento, aumentando o seu volume e funcionando como alavanca para abrir e expandir ditas fissuras e cavidades.

c) Ação radicular

Da mesma forma, as raízes vegetais podem penetrar nas fraturas do maciço e ao aumentarem o diâmetro e cumprimento tendem a propagá-las. No caso das árvores, quando submetidos a esforços de tração pela ação do vento, transmitem ao maciço esforços elevados, capazes de desestabilizar blocos de rocha.

d) Cristalização de sais

Em regiões marinhas principalmente, soluções salinas podem alcançar os vazios e fissuras do maciço rochoso. Sob evaporação da água, cristais de sais precipitam formando depósitos salinos de volume maior. As pressões derivadas desta cristalização podem provocar a quebra e desagregação dos minerais.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

2.1.3. Intemperismo químico

Os principais agentes do intemperismo químico o constituem a água de infiltração e os gases atmosféricos nela dissolvidos (especialmente 0_2 e CO_2). Estes percolam a rede de fissuras do maciço e reagem com os minerais (primários) expostos produzindo a *transformação* destes em novos minerais (secundários), ou dissolvem-nos para uma migração por lixiviação ou para a *neoformação* de minerais por recristalização no próprio local (Polivanov, 1998).

Há dois fatores que controlam o tipo de reação química que acontece nas interfaces entre minerais de rocha e soluções aquosas, a saber:

- *pH* (medida do nível de acidez).
- *potencial REDOX* (medida da tendência a ceder o ganhar elétrons).

Diversos processos químicos podem acontecer ou não de forma simultânea, ou até de forma seqüencial, sendo detalhados a seguir (CEDEX, 2001):

a) Hidratação

Reação básica pela qual há fixação de moléculas de água nos minerais de rocha com aumento de volume, o que pela condição confinada do mineral produz uma pressão localizada que tende a abrir micro-fissuras.

b) Dissolução e hidrólise

Consiste na solubilização dos elementos que compõem os minerais pelo contato com as soluções aquosas que percolam o maciço rochoso, cuja intensidade depende da quantidade de solução circulante e da solubilidade dos diferentes minerais. Cátions metálicos são removidos mais rapidamente do que os íons de silício, ferro e alumínio. Os silicatos, porém, serão removidos principalmente por hidrólise (reação do tipo *sal + água* → *ácido + base*), pela associação dos íons H^+ e OH^- da água com os silicatos e os cátions metálicos respectivamente, havendo assim uma substituição de íons.

Os minerais removidos são aqueles situados nas esquinas dos blocos rochosos, mais expostos, o que produz o arredondamento dos blocos característico em solos residuais. Os íons liberados são lixiviados, podendo também participar na neoformação ou transformação de outros minerais.

c) Reações REDOX

Envolvem ganho ou perda de elétrons (do tipo *forma oxidada + n^oelétrons* ←→ *forma reduzida*), segundo o potencial REDOX dos minerais presentes. Em ambientes com disponibilidade de oxigênio (condição aeróbia, especialmente a zona não saturada), este se combina com compostos ferrosos e manganosos para oxidá-los, dando a cor avermelhada dos solos tropicais. Já em ambientes redutores (condição anaeróbia, em zonas inundadas), o hidrogênio atua como agente redutor gerando minerais que dão aos solos cores cinzentas, azuladas e esverdeadas.

d) Carbonatação

Consiste na atuação do anidrido carbônico dissolvido na água para transformar óxidos em carbonatos e carbonatos em bicarbonatos, para sua posterior re-precipitação como tais, podendo liberar também água e gás carbônico.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

2.1.4.
Perfil de intemperismo

Os maciços rochosos intemperizados apresentam em geral uma seqüência de camadas que mostram o avanço da alteração em profundidade. Deere & Patton (1971) propuseram um perfil sumarizado em quatro camadas representativas (ver figura 2.3) para o caso de granito e gnaisse. Estas camadas correspondem a:

- *Rocha sã*. Setores do maciço ainda não atingidos pelo intemperismo. Os minerais apresentam-se com brilho e sem sinais evidentes de alteração.
- *Rocha alterada*. Camada onde os minerais exibem sinais evidentes de alteração (perda de brilho e cor), especialmente ao longo das juntas e falhas.
- *Solo residual jovem*. Camada de solo constituído por minerais primários e secundários, que ainda guarda características herdadas da rocha original (estrutura reliquiar). Pode conter alguns blocos rochosos na sua massa.
- *Solo maduro*. Constituído por minerais secundários (transformados e neoformados) e primários que resistiram o intemperismo, de granulação variável dependendo do tipo de rocha de origem. Trata-se geralmente de um solo homogêneo e com estrutura porosa.

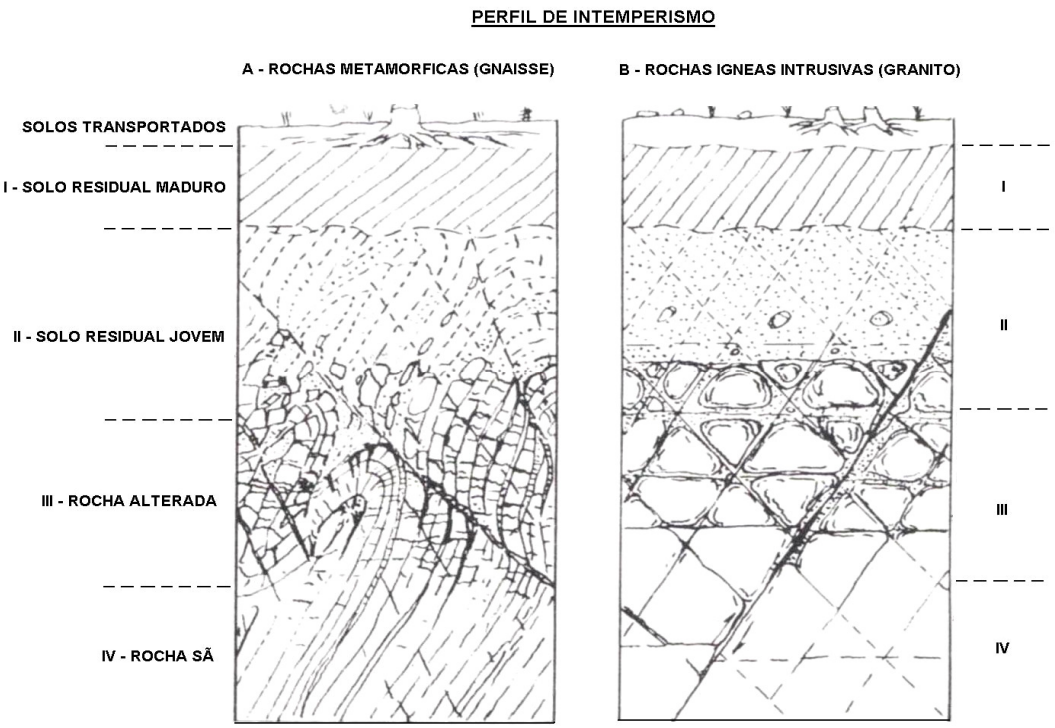


Figura 2.3: Perfil de intemperismo: a) rocha metamórfica; b) rocha ígnea intrusiva. (adaptado de Deere & Patton, 1971).

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

A ISRM (1981) também propôs uma seqüência para descrever perfis de alteração, discriminando seis estágios (ver figura 2.4) correspondentes a:

- *(I) rocha sã*
- *(II) levemente alterada*
- *(III) moderadamente alterada*
- *(IV) altamente alterada*
- *(V) completamente alterada*
- *(VI) solo residual*

Desta classificação, a zona I-II corresponde a rocha, a zona V-VI corresponde a solo, e a zona intermédia III-IV corresponde a material de alteração denominado de *saprolito* (rocha decomposta).

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

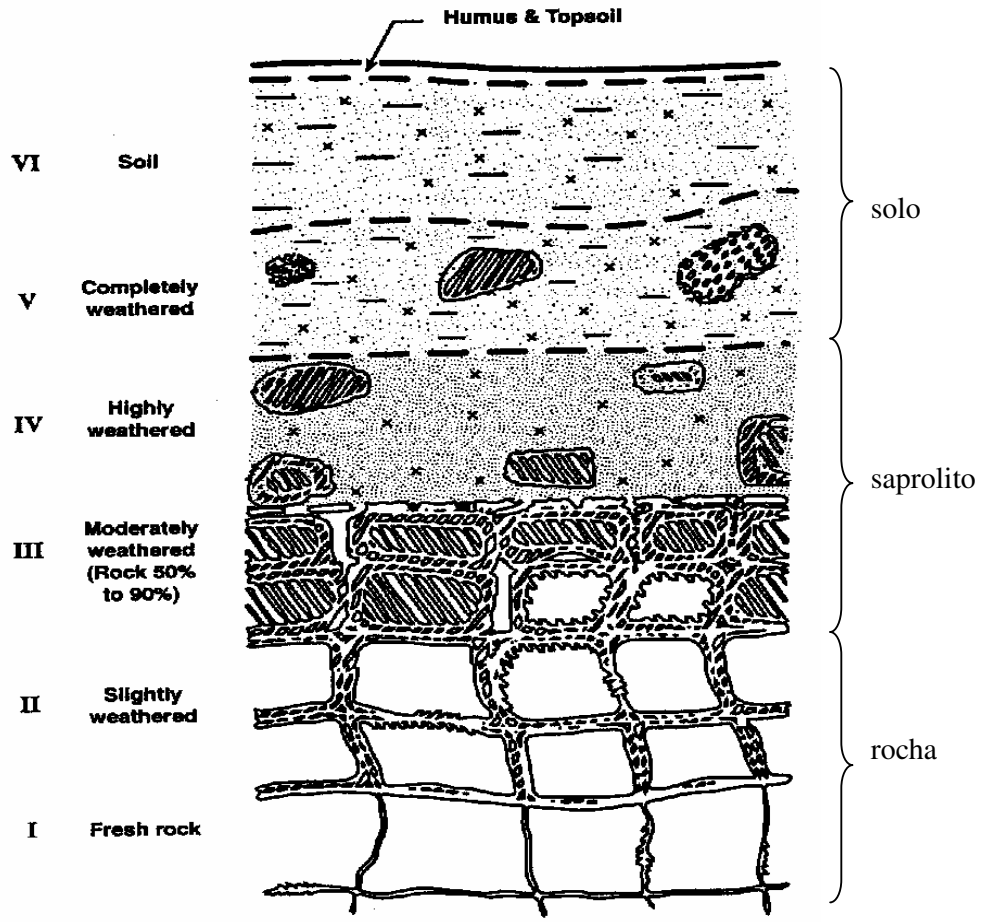


Figura 2.4: Classificação da ISRM para um perfil de alteração (Little, 1969; ISRM, 1981).

2.1.5.
Grau de intemperismo

Vários tipos de índices têm sido propostos para a quantificação do avanço do intemperismo, objetivando a identificação e comparação dos estágios intermediários situados entre a condição inicial (rocha sã) e final (solo maduro). Falcão (1984) e Souza Almeida (1987) apresentam em detalhe estes índices, baseados nas propriedades físicas, químicas e mecânicas do material em estudo:

- *Índices físicos*. Baseados nas propriedades-índice da rocha, que vão mudando com o avanço do intemperismo. Os mais utilizados são o índice de alteração, índice ultrassônico, a porosidade, peso específico, dureza e resistência de ponta.
- *Índices químicos*. Baseados em relações molares entre os diferentes elementos químicos presentes que evoluem com os processos de alteração. Podemos citar os índices molares como ser sílica/alumina, sílica/óxido de ferro e bases/alumina, fator de lixiviação β e índices de intemperismo baseados na quantidade de sílica ou alcalinos.
- *Índices petrográficos*. Formulados a partir do uso de técnicas de microscopia que permitem determinar a fábrica da rocha, os minerais primários e secundários presentes e as micro-fissuras. O índice micropetrografico calcula a proporção entre minerais primários e secundários, o índice de Lumb compara o peso específico de quartzo e feldspato, havendo também os índices de alteração do plagioclásio e dos feldspatos e o índice de microfraturas.
- *Índices mecânicos*. Baseados nas propriedades mecânicas para diferentes estados de alteração, definindo índices em função do módulo de elasticidade, resistência à compressão simples e resistência ao cisalhamento.

Estes índices podem apresentar resultados dispares dependendo do tipo de rocha analisada, o qual é reflexo da grande variabilidade do processo a ser quantificado. Em todo caso, a experiência acumulada no emprego destes índices oferece um critério de escolha dos índices mais adequado para cada tipo de rocha.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

2.2.
Composição dos solos residuais

Os solos residuais representam uma grande família, com uma ampla árvore genealógica caracterizada pela variedade das composições e matizes. Estes, ao derivar-se de rochas parentais, levam em si mesmos o DNA mineralógico que herdam delas. Mas também levam sobre si, de forma reliquiar, o caráter estrutural possuído pelos maciços rochosos dos quais procedem. Com o avanço do intemperismo estes solos jovens vão se alterando, de forma que sua composição mineralógica e estrutura sofrem grandes transformações até atingirem a maturidade. A variedade de rochas de origem e das influencias ambientais produz um amplo espectro de solos resultantes. A figura 2.5 destaca este processo.

Esta variedade de solos, no entanto, apresenta certas características básicas comuns que governam o comportamento frente às solicitações, e constituem o objeto do nosso estudo. Estas características são determinadas pela *mineralogia* e *estrutura*, dois fatores fundamentais para a cabal compreensão destes solos.

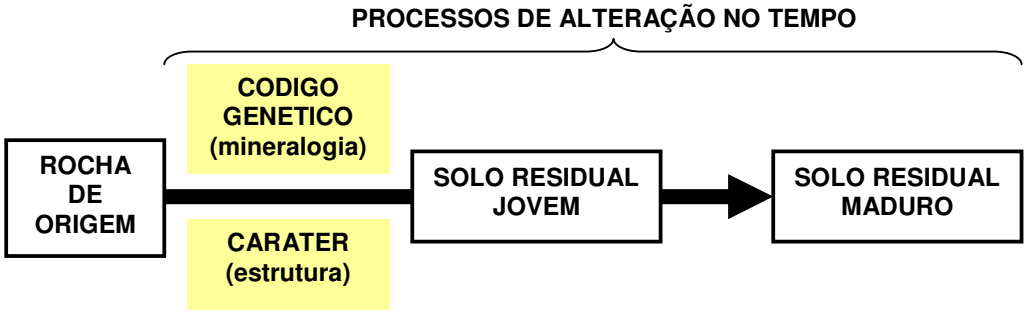


Figura 2.5: Processo de formação dos solos residuais.

A *mineralogia* do solo residual se deriva dos minerais que formam a rocha de origem (primários), que sob intemperismo sofrem diferentes decomposições e transformações para configurações mais estáveis, denominadas de minerais secundários. Granulometria, tipo e porcentagem de argilominerais, presença de materiais cimentantes e resistência dos grãos são influenciados diretamente pelas características mineralógicas.

A *estrutura* se refere à disposição física dos minerais na massa de solo. Isto inclui o arranjo dos grãos ou fábrica, a agregação e a cimentação destes, a distribuição e tamanho dos poros, e as feições reliquiares como ser foliações, fissuras ou bandas de cisalhamento.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

2.2.1.
Mineralogia dos solos residuais

A evolução mineralógica dos minerais primários pode ser descrita pelos processos de *decomposição*, *lixiviação e re-deposição*, de intensidade variável segundo as condições locais de clima e drenagem (Carvalho & Simmons, 1997).

A susceptibilidade dos minerais à ação intempérica está estreitamente ligada à energia interna associada aos mesmos, o que se deriva do processo de cristalização sofrido. Bowen (1928) analisou estes processos e propôs series de cristalização dos minerais, começando desde os que cristalizam primeiro, com temperaturas mais elevadas até os últimos a cristalizar a temperaturas mais baixas. Os primeiros apresentam energia interna mais elevada, sendo por isso os mais instáveis frente ao ataque químico. Esta relação foi comprovada por Arnold (1984) para o caso da alteração de uma andesita, como mostrado na figura 2.6.

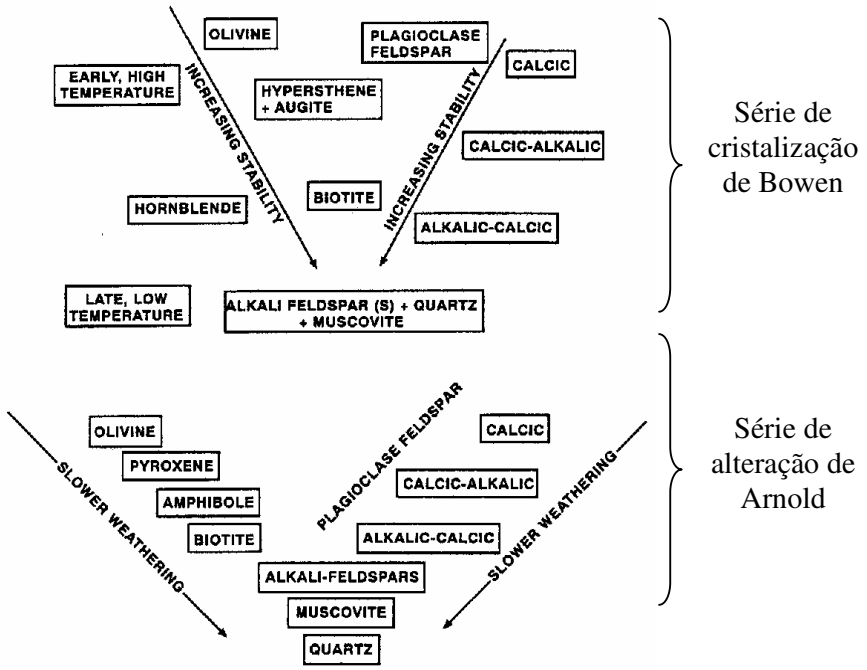


Figura 2.6: Cristalização e alteração para uma andesita (Bowen, 1928 & Arnold, 1984).

Lumb (1962) aponta quatro estágios na *decomposição* dos solos residuais de granito, durante as quais acontece alteração dos minerais feldspáticos e micáceos pela água, o que contrasta com a relativa inalterabilidade dos minerais quartzosos. A reação de alteração do feldspato potássico é apresentada de forma simplificada a seguir:

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

$$\underbrace{K_2O.Al_2O_3.6H_2O}_{\text{FELDSPATO POTÁSSICO}} + \underbrace{3H_2O}_{\text{ÁGUA}} \rightarrow \underbrace{Al_2O_3.2SiO_2.2H_2O}_{\text{CAULINITA}} + \underbrace{4SiO_2}_{\text{SILICA}} + \underbrace{2KOH}_{\text{HID. POTÁSSIO}}$$

onde a sílica e o potássio são liberados na forma de colóides que podem ser removidos por lixiviação, resultando numa perda de massa.

Os estágios de alteração apresentam as seguintes particularidades:

- *Estágio 1*. Os processos acontecem nas superfícies expostas, alterando levemente feldspatos e micas mediante reações de hidratação e hidrólise, acontecendo expansão volumétrica.
- *Estágio 2*. A periferia dos blocos rochosos continua a ser decomposta, acontecendo a rápida alteração dos feldspatos e micas, restando inalterados os minerais de quartzo. Aumenta a porosidade pela lixiviação dos colóides. A gradação é pobre no inicio (areia e pouca argila), favorecendo a erosão interna dos argilominerais formados, até a formação de grãos de areia fina e silte pela alteração dos grãos maiores de feldspato, o que melhora a gradação e cria um filtro natural contra a erosão interna. Os grãos de quartzo permanecem intactos e preservam a estrutura e feições da rocha original.
- *Estágio 3*. A massa rochosa passa a ser uma matriz areio-siltosa composta de grãos de quartzo, feldspato, mica, além de produtos de alteração. No meio a matriz ainda existem blocos rochosos sendo alterados.
- *Estágio 4*. Os últimos blocos já foram decompostos, no entanto a textura original da rocha e suas descontinuidades ainda podem ser reconhecidas, se bem que trata-se agora de uma massa altamente incoerente.

Já os processos de *lixiviação* e *re-deposição* envolvem a remoção de minerais de sílica e alcalinos, acontecendo a conseqüente acumulação de óxidos, hidróxidos e sesquióxidos. Os minerais lixiviados são transportados e re-depositados mais tarde, dependendo das condições de fluxo interno. A laterização responde a este processo, onde minerais lixiviados e re-depositados dão lugar à camadas de solos cimentados de alta resistência mecânica perto da superfície.

2.2.2. Formação da estrutura residual

A estrutura residual dos maciços intemperizados é produto da alteração da estrutura da rocha original. Inicialmente a rocha sã apresenta uma estrutura de

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

fábrica mais fechada, compacta, com baixo índice de vazios, e cruzada por famílias de descontinuidades, além de redes de micro-fissuras e outras feições particulares como ser orientações preferenciais e planos de debilidade.

O *intemperismo físico* atua basicamente na ampliação e abertura destas macro e micro-descontinuidades, fomentando a desagregação da rocha e provendo novos caminhos para o ingresso dos agentes de intemperismo químico. Esta ação resulta em um aumento do volume aparente e da porosidade, assim como na queda da resistência da massa rochosa.

O *intemperismo químico*, por sua vez, ataca a integridade mineralógica da rocha avançando de maneira diferencial desde as superfícies expostas até os núcleos. Os minerais primários se transformam em novos minerais ou são dissolvidos e migram sob a forma de solução, ou ainda precipitam como novos minerais. Estes processos induzem o aumento da porosidade, o enfraquecimento e diminuição de tamanho dos grãos, e a formação de argilominerais. A gestação de uma neo-cimentação secundária por precipitação é também comum.

Assim, a estrutura residual pode ser concebida como um esqueleto poroso de minerais parentais e agregados de partículas com cimentação variável (a macroestrutura) preenchido parcialmente por um plasma poroso formado pelos minerais secundários com estrutura própria (microestrutura).

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

2.2.3. Estrutura dupla dos solos residuais

Os solos residuais são comprovadamente possuidores de uma dupla estrutura. Carvalho & Simmons (1997) destacam estes dois níveis estruturais, a macroestrutura formada pelos diversos grãos e pacotes de partículas com os vazios intergranulares, e a microestrutura dos próprios pacotes e os seus vazios internos. Chin & Sew (2001) sublinham a importância da micro e macro-fábrica como controladoras das características de resistência e permeabilidade.

O conceito de *dupla estrutura*, ou *dupla porosidade*, foi inicialmente introduzido para explicar os níveis de micro e macro-estrutura dos solos argilosos, no intuito de fornecer uma formulação para os fenômenos de contração e inchamento destes (Gens & Alonso, 1992). Estudos diversos sobre a fábrica dos solos argilosos (Villar 2000, Cui *et al* 2001, Lloret *et al*, 2003) revelaram nestes uma marcante dupla estrutura. A figura 2.7 mostra os resultados de uma

porosimetria por intrusão de mercúrio na qual pode-se observar uma clara distribuição bimodal do tamanho de poros, que reflete os tamanhos dominantes associados aos dois níveis básicos de estrutura.

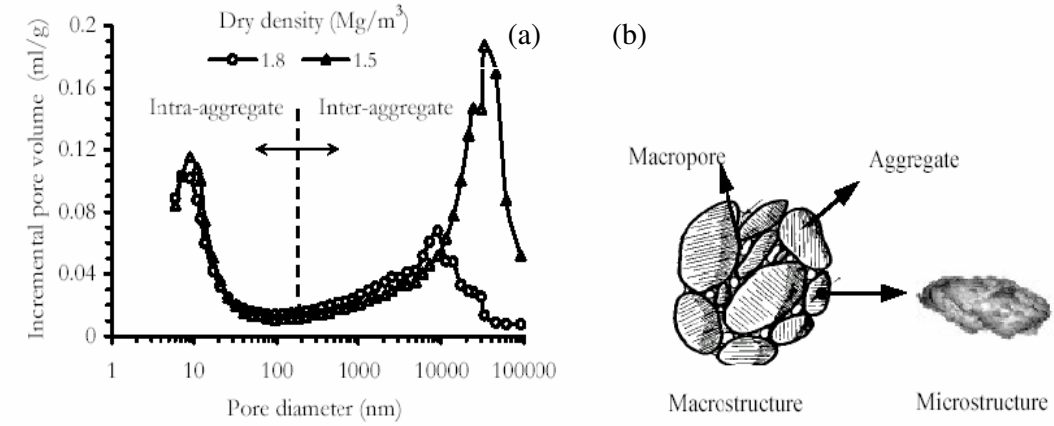


Figura 2.7: a) Distribuição do volume de poros de duas amostras de bentonita compactada (Lloret et al, 2003); b) Representação dos dois níveis estruturais.

Collins (1985) indica diferentes tipos observados para cada nível estrutural nos solos residuais (ver figura 2.8). No nível microestrutural, os minerais de argila podem se agrupar:

- *de forma dispersa* com orientação aleatória;
- *de forma paralela* com orientação preferencial;
- *constituindo grumos* que se vinculam em forma de anéis vazados;

Entretanto, as partículas de tamanho silte e areia constituem arranjos básicos com contatos limpos ou com a presença de pontes de argila.

No nível de ensamble ou macroestrutural, Collins (1985) distingue três formas básicas com nível de complexidade crescente:

- *Arranjo tipo matriz.* O arranjo elementar se faz extensivo a toda a massa de solo residual, formando uma matriz homogênea no macro-nível.
- *Arranjo tipo Agregação.* Os arranjos elementares se agrupam em pacotes que formam um esqueleto aberto de estrutura discreta.
- *Arranjo tipo Conexão.* Os arranjos elementares de argilominerais atuam como pontes materializando ligações entre os grãos de maior tamanho.

Os solos residuais em cada caso poderão apresentar alguma destas tipologias como principal, ou então uma mistura delas, podendo estes arranjos dar lugar a características heterogêneas e anisotrópicas. Estes aspectos estruturais e os mineralógicos são dinâmicos e evoluem junto aos processos de alteração.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

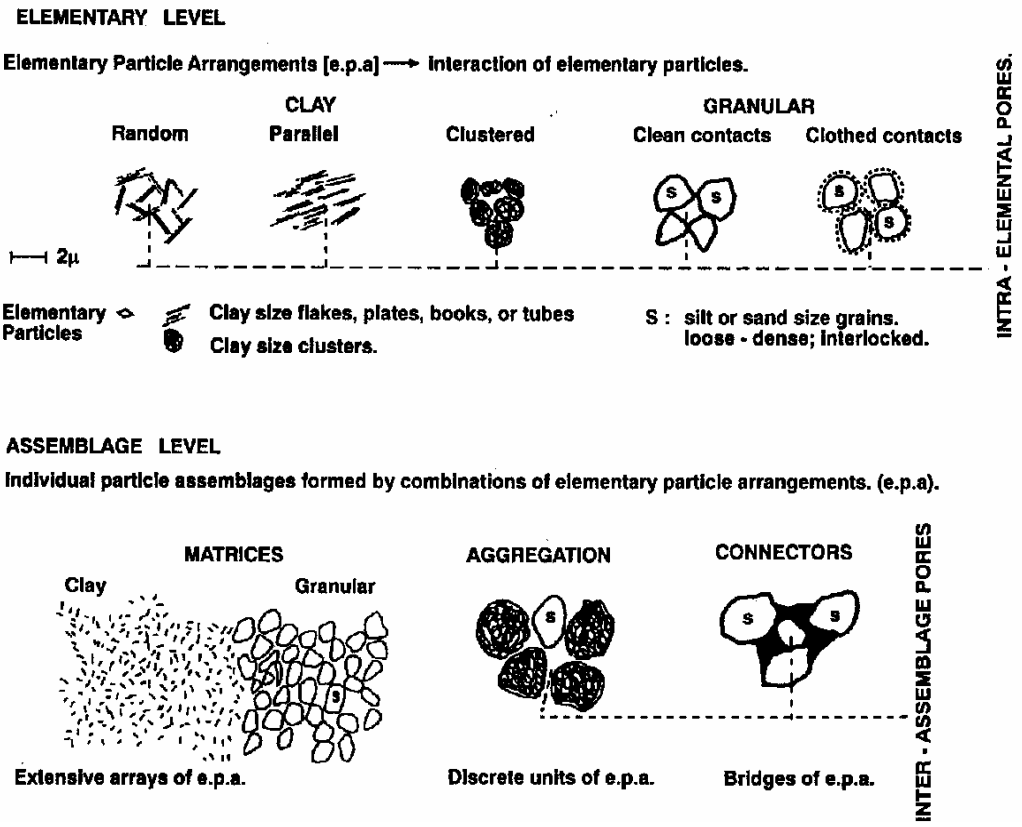


Figura 2.8: Arranjos micro e macro-estruturais (Collins, 1985).

Macroestrutura

A macroestrutura dos solos residuais, pois, apresentará de uma maneira geral as seguintes características:

- *Feições reliquiares*. Fissuras, fraturas, bandeamentos, xistosidades, e demais características estruturais da rocha original permanecendo de forma reliquiar, como cicatrizes do passado que condicionam as características da fábrica do solo em formação, transmitindo-lhe heterogeneidade, anisotropia, planos de debilidade e orientações preferenciais dos grãos.
- *Partículas de composição variada*. Uma distribuição granulométrica variada, combinando minerais primários e secundários em proporções que evoluem com o grau de intemperismo alcançado. Estas partículas variam desde cristais de quartzo não alterado, grãos de feldspato de baixa resistência em processo de alteração, acumulações orientadas de micas se alterando, até grumos e pacotes compressíveis de argilominerais.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

- *Grãos quebradiços*. Grãos não transportados e sob alteração, de resistência variável, sendo comuns os grãos fracos que se quebram ante pequenos esforços, gerando novas partículas de menor tamanho e maior resistência.
- *Cimentação*. Óxidos e minerais secundários fixados nos contatos entre partículas constituindo ligações fracas ou fortes segundo a sua origem, conferindo rigidez adicional à estrutura residual. Vaughan (1988) assinala que estes cimentos podem ter sua origem na deposição de carbonatos, hidróxidos ou matéria orgânica, na precipitação de silicatos anteriormente dissolvidos, ser um subproduto da alteração química de certos minerais, ou até fruto da soldagem fria dos contatos sob pressões elevadas.
- *Rede de macro-poros*. Como parte do esqueleto poroso, formando uma rede de macro-vazios conectados.
- *Não saturação*. Água preenchendo parcialmente os macrovazios na forma de meniscos nos contatos entre grãos, e armazenada nos pacotes e grumos de argilominerais.

Microestrutura

A microestrutura residual, por sua vez, se caracterizará por:

- *Agregação de argilominerais.* Grumos de argilominerais, presentes como grãos na macroestrutura, mas possuindo eles mesmos uma estrutura interna formada pelos minerais tamanho silte e argila, e a correspondente rede de micro-poros.
- *Rede de micro-poros.* Somada a rede de macro-poros, constituem uma estrutura de dupla porosidade, e serve para a estocagem de água.
- *Saturação.* Dentro destes grumos prevalece a condição saturada, a diferença do restante da massa do solo em que permanece na condição não saturada. Isto, porém, pode não se verificar algum solos, especialmente em zonas áridas.
- *Compressibilidade e estocagem de água.* Estes agregados ou grumos se diferenciam dos outros grãos da macroestrutura por serem altamente compressíveis e pela sua capacidade de estocagem de água, pelo que constituem micro-reservatórios que captarão ou cederão água à rede de macro-poros segundo as condições hidro-mecânicas imperantes.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

2.3.
Comportamento dos solos residuais

As características de resistência, compressibilidade e deformabilidade de um solo residual associam-se aos diversos aspectos de *constituição* e *estado* presentes na sua massa, cujas influências se vinculam para dar uma resposta global. Entre os aspectos constitutivos se incluem a estrutura residual, anisotropia e resistência dos grãos, entanto que os aspectos de estado são a compacidade, grau de saturação e grau de alteração (Brenner *et al*, 1997).

2.3.1.
Influência da estrutura residual

Para um melhor entendimento da influência comportamental da estrutura residual, convém analisá-la nos seus aspectos *micro* e *macro* separadamente. A figura 2.9 ilustra a dupla escala da estrutura residual.

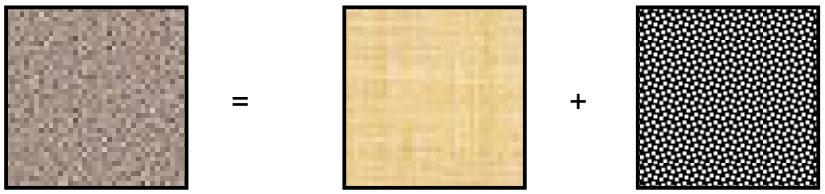


Figura 2.9: Representação esquemática dos níveis estruturais.

Microestrutura

Para modelar o comportamento de solos explicitando ambos os níveis estruturais, Alonso *et al* (1994) utilizaram o modelo BBM (Alonso *et al*, 1990) como modelo para a macroestrutura, e incluíram nele uma formulação específica para a microestrutura baseada nas seguintes assunções:

- Os fenômenos físico-químicos são reversíveis.
- A micro-fábrica não tem orientação preferencial (é isotrópica).
- As deformações na micro-estrutura são apenas volumétricas e elásticas.
- Os agregados de argila permanecem no estado saturado, o que se verifica para os níveis de sucção comuns em geotécnia.
- O princípio das tensões efetivas é válido, dada a condição de saturação.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

No modelo micro-estrutural, o comportamento volumétrico é governado pela tensão volumétrica efetiva $(p+s)$, onde p é a tensão volumétrica total e s a sucção mátrica. Define-se também uma *linha neutra* $(p+s=cte)$ no plano p-s (ver figura 2.10), tal que para trajetórias que seguem esta linha não acontecem deformações na microestrutura. Duas linhas neutras, SI (incremento de sucção) e SD (decremento de sucção), atuam como superfícies de escoamento micro-estruturais, definindo entre elas uma região elástica. Para trajetórias de tensão que atingem alguma destas superfícies acontece expansão da mesma e verificam-se deformações plásticas. Assim, haverá deformações irreversíveis de contração se atingir a linha SI, ou de inchamento caso atinja a linha SD. O endurecimento é definido cinemático e, portanto, não haverá expansão do domínio elástico inicial durante o escoamento plástico, e sim uma translação do mesmo.

A interação entre ambos os níveis estruturais acontece na lei de endurecimento (lei de expansão) da superfície de escoamento LC (loading-collapse) para a macroestrutura, onde são incluídas as deformações da micro-estrutura para acoplar as mudanças micro-estruturais na macro-estrutura. Isto se vê na figura 2.10, onde uma trajetória de secagem na micro-estrutura gera um endurecimento na macro-estrutura (deslocamento da LC).

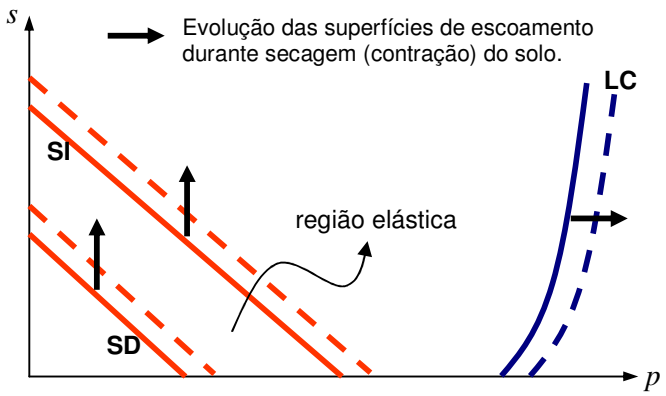


Figura 2.10: Comportamento do modelo de dupla estrutura no plano *p-s*.

A matriz argilosa que constitui a microestrutura dos solos residuais tem influência marcante no seu comportamento mecânico, dada suas características de alta compressibilidade e saturação, que contrasta com o esqueleto rígido e não saturado da macroestrutura. A presença e influência da matriz argilosa no solo residual crescem com o grau de intemperismo alcançado.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

Maccarini (1980) e Sandroni & Maccarini (1981) apresentam resultados de ensaios de cisalhamento direto e triaxiais convencionais em amostras indeformadas de uma ocorrência de solo residual gnáissico jovem do campo experimental da PUC-Rio. Blocos para a confecção das amostras foram retirados de cinco profundidades de um poço e cinco níveis de um talude. A resposta dos ensaios triaxiais apresentou basicamente dois tipos de comportamento, os quais são sumarizados na figura 2.11.

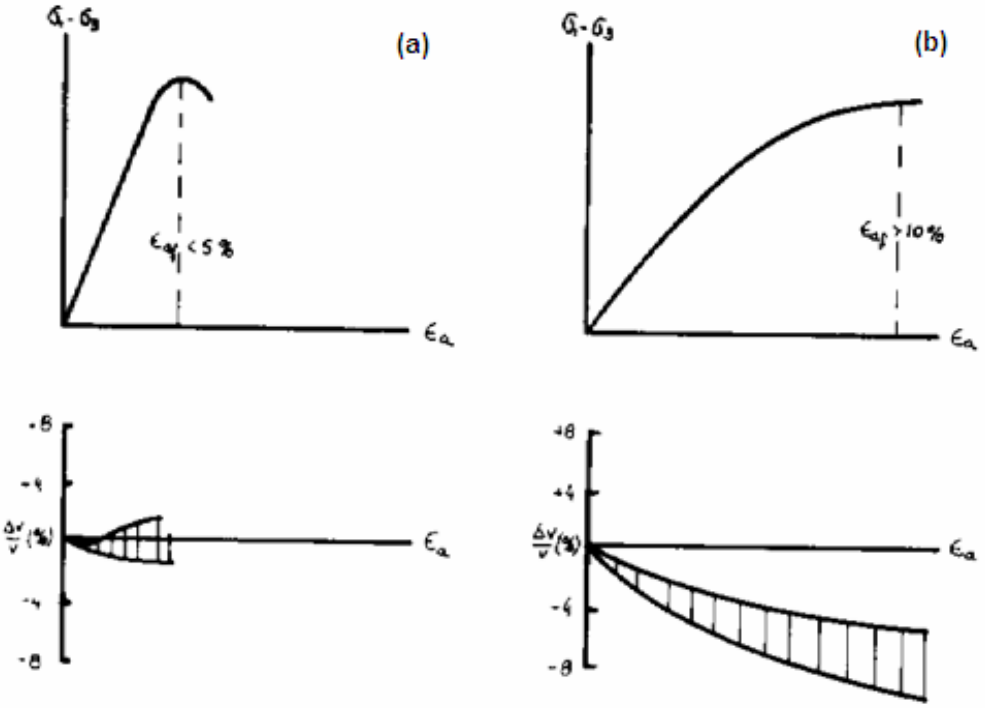


Figura 2.11: Comportamento observado de solos residuais no ensaio triaxial: a) solo jovem; b) solo maduro (Sandroni & Maccarini, 1981).

O comportamento mostrado na figura 2.11a caracteriza-se por uma relação linear entre tensão e deformação ate atingir o pico de resistência para uma deformação axial não superior ao 5%, ao qual se segue uma curva de amolecimento. As deformações volumétricas variam de contrações moderadas ate dilatações. Este tipo de comportamento verificou-se nos solos jovens ou com baixo nível de confinamento. Já o comportamento da figura 2.11b caracteriza-se por uma relação não linear entre tensão e deformação que atinge o seu valor máximo para deformações axiais maiores do que 10%. As deformações volumétricas são francamente contrativas. Este tipo de comportamento verificou-se nos solos maduros ou com alto nível de confinamento.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

A influencia da matriz argilosa, pouco presente no solo jovem e de ampla ocorrência no solo maduro, está assim relacionada com a mudança comportamental observada, de maneira que a microestrutura pode ser considerada a principal responsável pela perda de rigidez e o aumento na deformabilidade.

Futai (2002) e Futai *et al* (2004) analisaram também a resistência ao cisalhamento não saturada de um perfil de solo residual de gnaisse da região de Ouro Preto - MG. Foram estudados dois horizontes no perfil, um *saprolito* ou solo jovem (profundidade de 5 metros) e uma *laterita* ou solo maduro (profundidade de 1 metro). As características físicas e a curva de retenção de água são mostradas na figura 2.12. A analise comparativa destes solos permite visualizar a seqüência formativa da microestrutura no perfil de alteração. No solo jovem prevalecem as frações areia e silte, com pouca presença de argila. Já no solo maduro predominam as frações areia e argila, com pouco silte. Assim, enquanto o quartzo permaneceu inalterado como areia, os minerais alteráveis passam gradativamente da fração silte para argila. Este fenômeno reflete-se na curva característica, onde o caráter *bimodal* no solo maduro indica a ausência da fração silte.

a)

Tabela 1 – Características dos solos

Características	1m	5m
Areia (%)	44	38
Silte (%)	9	54
Argila (%)	46	8
w_L (%)	57	42
I_P (%)	29	19
Índice de vazios	1,3-1,5	0,8-1,0
Densidade dos grãos	2,64	2,68
Caulinita (%)	23	42
Quartzo (%)	50	44
Óxidos, hidróxidos e amorfos (%)	19	6

b)

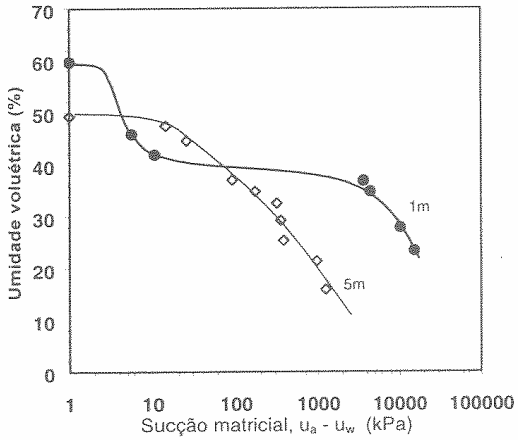


Figura 2.12: a) Características físicas de solo laterítico (1m) e saprolítico (5m); b) Curva característica dos solos (Futai *et al*, 2004).

O efeito da microestrutura também se pode apreciar nas curvas de resistência ao cisalhamento. A figura 2.13 mostra a resposta de ensaios triaxiais com sucção controlada (100kPa) para diferentes tensões de confinamento. No caso do solo maduro a matriz argilosa controlou o comportamento do solo, caracterizado pela ausência de pico na resistência e pela contração verificada nas

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

deformações volumétricas. Já no solo jovem os efeitos da microestrutura são atenuados, pelo que se observa uma maior resistência com formação de pico, juntamente com uma maior tendência dilatante. Desta forma, a microestrutura aparece atrelada ao amolecimento da massa de solo o que redunda em uma queda da resistência e rigidez, assim como um aumento da deformabilidade.

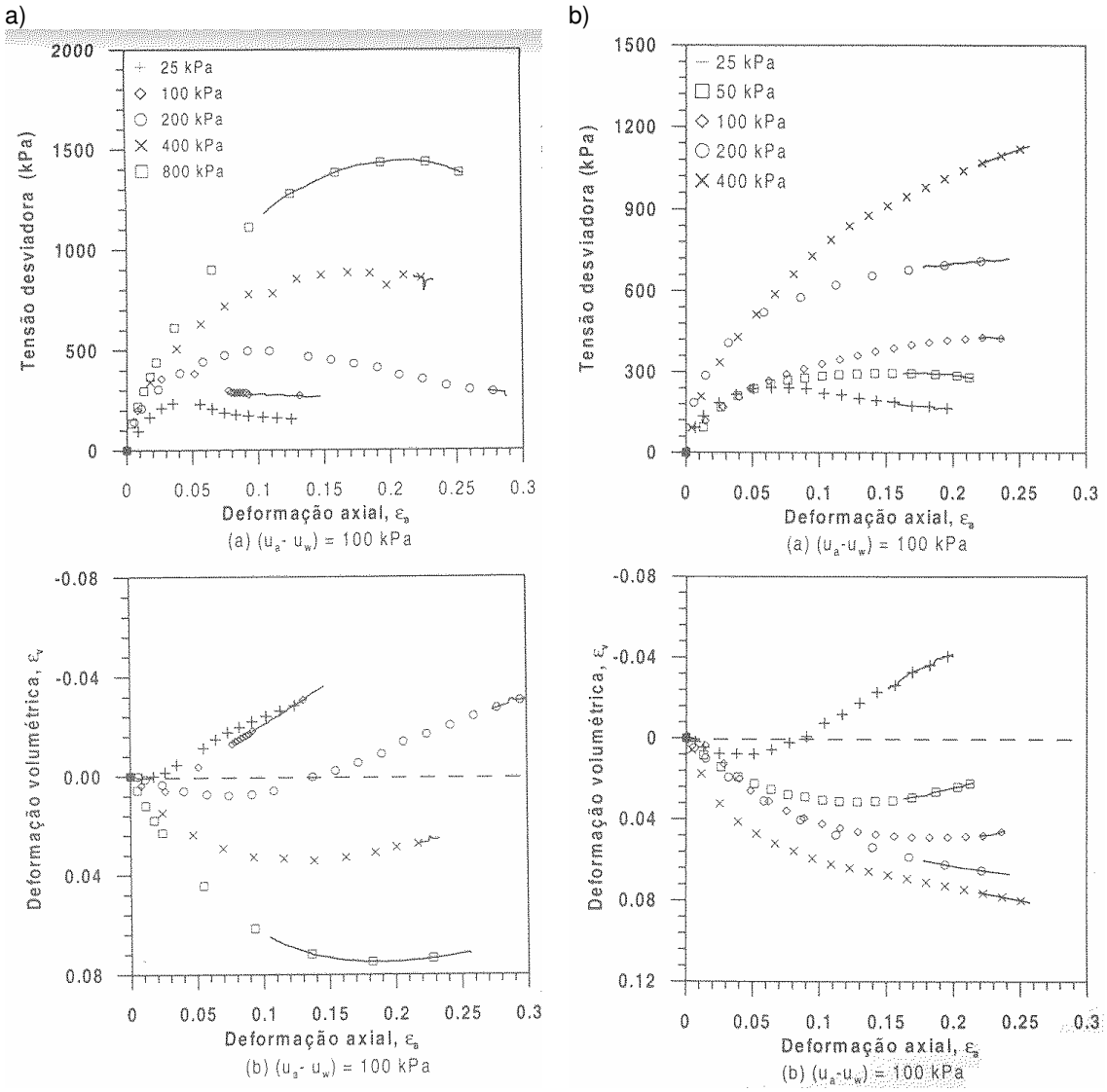


Figura 2.13: Ensaio triaxial com sucção controlada: a) solo jovem; b) solo maduro (Futai *et al*, 2004).

Macroestrutura

A influência da macro-estruturação do solo sobre a resistência, deformabilidade e compressibilidade pode ser entendida como a conjunção de dois efeitos principais, devidos à fábrica e à cimentação (Burland, 1990):

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

- *Fábrica.* Arranjo intrincado das partículas na massa residual numa organização fechada que produz um maior atrito (ver figura 2.14a).
- *Cimentação.* Ligações entre os grãos que conferem ao solo uma rigidez adicional contra as deformações (ver figura 2.14b).

Num sentido geral o conceito de estrutura está associado à variação observada no comportamento de um material no seu estado natural, intacto, em comparação com o mesmo material reconstituído, mantendo iguais os valores de porosidade, saturação e estado de tensão. A presença de estrutura neste sentido tem sido identificada também em solos transportados e rochas brandas, tratando-se sempre de processos naturais. Nesta secção, apenas os aspectos *isotrópicos* da estrutura são considerados, abordando-se a influência da anisotropia no item 2.3.2.

Leroueil & Vaughan (1990) fazem uma distinção oportuna com respeito à estrutura que pode ser induzida por efeito de tensões, através do conceito de *dano*. No caso de estruturação devido às tensões, a mesma pode ser restituída após ser danificada por uma nova aplicação de tensões, enquanto que a estrutura natural, uma vez danificada plastifica, sem poder ser reconstituída novamente.

A pesquisa sobre os efeitos da estrutura de solos tem-se desenvolvido basicamente através da comparação de amostras intactas (estruturadas) e reconstituidas (desestruturadas), assim como também de ensaios de amostras artificialmente cimentadas, variando quantidade e qualidade do cimento.

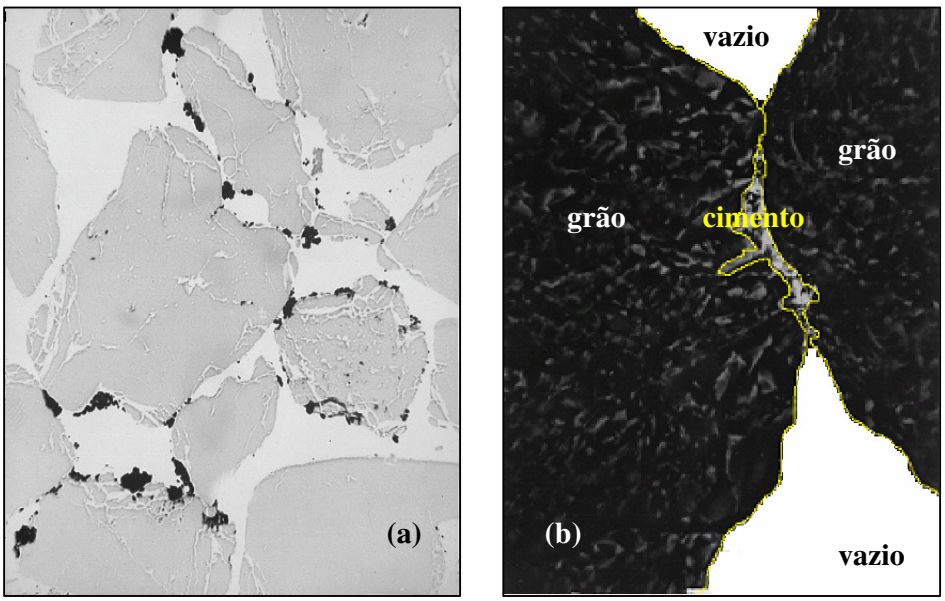


Figura 2.14: Imagem de microscopia eletrônica de uma areia cimentada: a) Arranjo dos grãos e incrustações cimentíceas; b) Detalhe de cimentação (Cuccovillo & Coop, 1997).

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

Coop & Atkinson (1993) e Cuccovillo & Coop (1993) analisaram a influência da resistência das ligações variando a quantidade de cimento adicionado a uma areia carbonática artificialmente cimentada. Sob compressão isotrópica observou-se que o cimento tornava o solo inicialmente mais rígido e elástico (ver figura 2.15). Desta forma, o comportamento elasto-plástico observado no mesmo solo não cimentado, com um escoamento gradual derivado da quebra de grãos, foi substituído por um comportamento elástico e mais rígido pela presença do cimento. Uma vez quebradas as ligações, o efeito da cimentação caiu rapidamente e o solo tendeu naturalmente para a linha de compressão isotrópica intrínseca correspondente ao solo não cimentado.

O efeito da cimentação pode então ser entendido, no marco da teoria do estado crítico, como uma tensão virtual de pré-adensamendo equivalente à resistência das ligações, que define uma superfície de escoamento inicial em cujo interior o solo se comporta elasticamente (Vaughan, 1988).

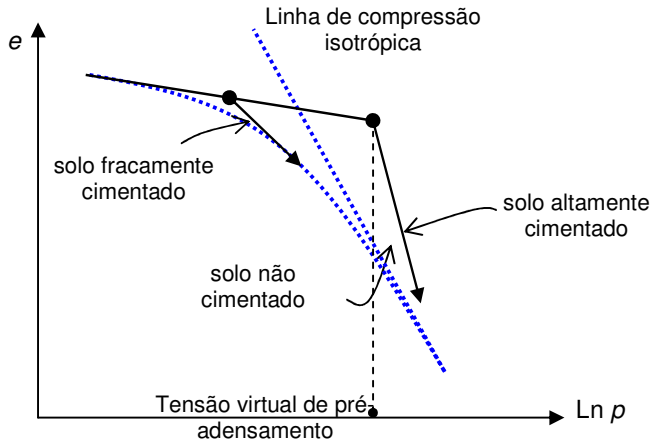


Figura 2.15: Esquema de compressão simples de solo fraca e altamente cimentado.

Sob cisalhamento, este comportamento é mostrado na figura 2.16, onde o tipo de resposta depende do confinamento inicial. Na *trajetória 1* com baixo confinamento, menor do que a resistência das ligações, o comportamento é rígido-elástico até uma ruptura de pico definida, seguida de amolecimento plástico pós-pico para atingir o estado crítico a grandes deformações. Na *trajetória 2*, para confinamentos intermédios, o escoamento acontece antes de se atingir a linha de estado crítico, pelo que não acontece pico e o atrito controla a ruptura. Na *trajetória 3* o confinamento é maior do que a resistência das ligações, que são quebradas. Assim, o comportamento é dúctil, sem influência da cimentação.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

Coop & Atkinson (1993) apontam que a quebra das ligações induze uma plastificação do material, o que também acontece quando há quebra de grãos. A figura 2.17 mostra este efeito no cisalhamento de uma calcarenita natural, onde também podem ser observados os modos de cisalhamento em função do confinamento esquematizado na figura 2.16.

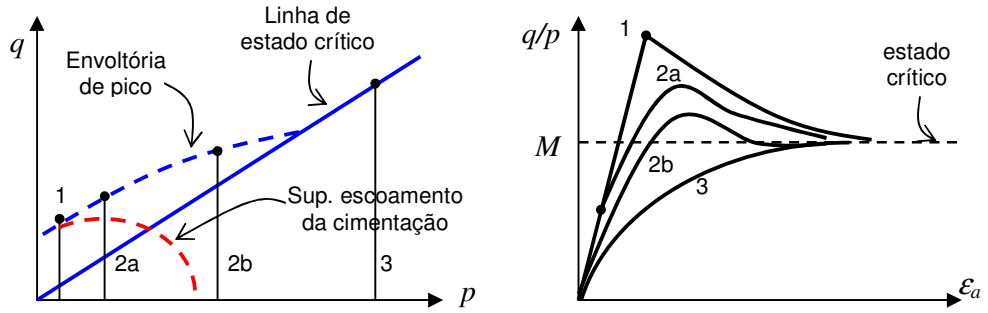


Figura 2.16: Esquema dos modos de cisalhamento de solos estruturados.

Cuccovillo & Coop (1997, 1999) estudaram no aparelho triaxial a influência da fábrica e a cimentação em areias de forma separada. Para isto empregaram uma areia carbonática cimentada com carbonato de cálcio (calcarenita), de fábrica fraca e cimentação forte, e uma areia de silício cimentada com óxido de ferro (arenito), com uma forte fábrica e fraca cimentação. Paralelamente, também foram estudadas amostras reconstituídas desses mesmos materiais. O comportamento observado está sumarizado nas conclusões deste apartado.

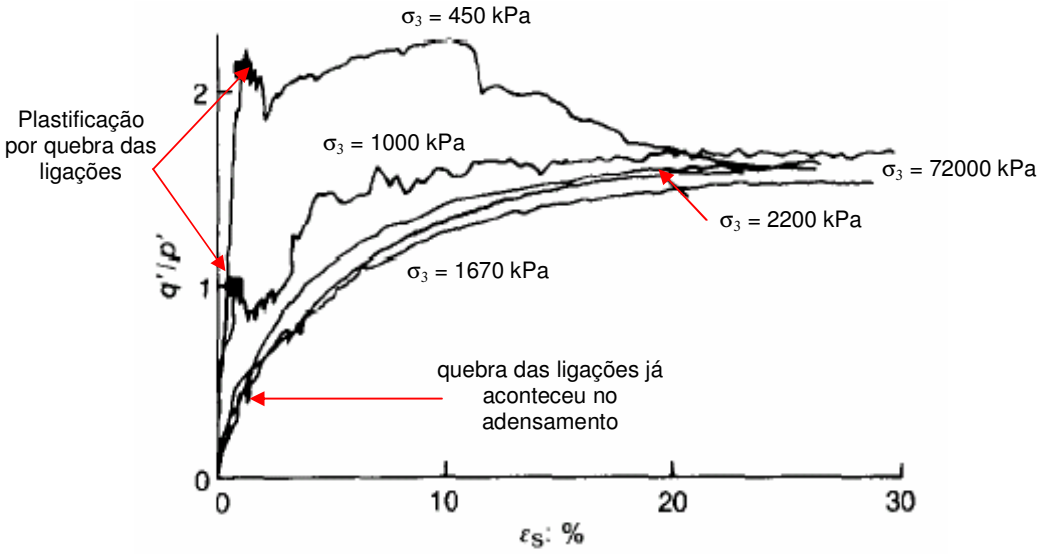


Figura 2.17: Ensaio triaxial de calcarenita natural (Coop & Atkinson, 1993).

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

A presença de estrutura é comum em solos residuais, reconhecida e pesquisada por vários autores, entre os quais cabe citar Vargas (1953), Sandroni (1981), Vaughan (1985), Maccarini (1987), Martins (1994), Aleixo (1998) e Martins (2001). Nestes casos um fator adicional de análise é a ação intempérica operando nos dois sentidos: provocando o surgimento de ligações por deposição de agentes cimentantes ou bem alterando ligações existentes. Nestas análises os solos acompanharam a tendência comportamental geral apontada nas pesquisas com areias natural e artificialmente cimentadas antes citadas.

Colapso

Vaughan *et al* (1988) ainda mostraram que solos residuais podem, em virtude da cimentação, manter uma estrutura metaestable, em estados situados fora da superfície de estado correspondente ao mesmo solo reconstituído. No caso de remoção ou quebra das ligações estes solos sofrem *colapso* reduzindo dramaticamente o seu volume. O fenômeno de colapso é abordado também no item 2.3.5. para o caso de ocorrência por saturação súbita da massa de solo.

Barksdale & Blight (1997) apontam a ocorrência de colapso em dois tipos de solos residuais:

- Solos silto-arenosos fracamente cimentados nos contatos;
- Solos com forte lixiviação e elevada porcentagem de quartzo, constituídos por areias argilosas ou siltosas com estrutura metaestável e porosa;

Knight (1961) propôs um esquema para explicar o mecanismo de colapso das areias colapsíveis (ver figura 2.18). A estrutura inicialmente é composta por grãos de areia interconectados por pontes silto-argilosos, formando anéis vazados cujo interior é preenchido parcialmente por argilominerais não consolidados.

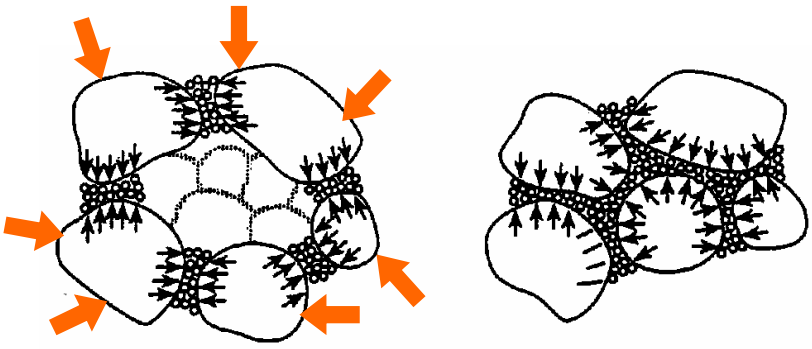


Figura 2.18: Mecanismo de colapso para areias metaestáveis (Knight, 1961).

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

Sob carregamento, os anéis entram em carga até que as pontes são progressivamente quebradas ou cisalhadas e o anel começa a transferir carga para o interior. O material do interior consolida para a carga a que é submetido, provocando novas deformações que são acompanhadas pelos anéis, que se voltam ainda mais ineficazes no suporte da carga, aumentando a transferência de carga para o interior e repetindo o ciclo até o fechamento dos anéis. Após o colapso dos anéis o solo passa a possuir uma estrutura densa que controlará o posterior comportamento mecânico do solo. As deformações envolvidas no processo podem ser em certos casos catastróficas.

Conclusões

As diferentes pesquisas citadas mostraram resultados que, além das variações relacionadas aos valores de porosidade, distribuição granulométrica, grau de saturação e resistência dos grãos, apresentaram um padrão de conduta consistente, o que permite a elaboração das seguintes conclusões de caráter geral:

- A estrutura residual pode ser entendida como a soma de três fenômenos, a atividade micro-estrutural nos bolsões argilosos, e a cimentação e fábrica da macro-estrutura.
- Os pacotes argilosos da micro-estrutura são compressíveis e saturados, e sob carregamento geram deformações volumétricas elasto-plásticas, além de ceder água à macro-estrutura. Isto torna o solo menos rígido e resistente assim como mais deformável.
- As deformações contrativas da matriz argilosa (micro-estrutura) se refletem em um endurecimento da massa do solo (macro-estrutura), aumentando a sua resistência.
- A cimentação contribui no estágio inicial do carregamento, enquanto não acontece escoamento plástico (quebra paulatina das ligações), conferindo ao solo comportamento elástico cuja rigidez independe do confinamento. A resistência é do tipo coesiva, até atingir o pico de resistência quando acontece ruptura frágil.
- A fábrica confere ao solo um forte mecanismo de resistência por atrito, induzindo o comportamento dilatante que acompanha a degradação da fábrica e que controla o amolecimento pós-pico.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

- O efeito da estrutura se dá de forma seqüencial, onde a cimentação governa o comportamento inicial do solo até que acontece a sua degradação e a fábrica passa a controlar as características do escoamento plástico.
- O escoamento plástico do solo fortemente cimentado é marcado por uma rápida queda na rigidez e progressiva deterioração das ligações, passando o atrito a governar o comportamento pós-pico.
- No escoamento plástico do solo com forte fábrica, no entanto, o efeito da estrutura sobre a rigidez persiste mesmo com a degradação da cimentação.
- A cimentação é alvo dos processos intempéricos nos estágios mais avançados, pelo qual tende a se enfraquecer e até mesmo se desintegrar ao se atingir a maturidade do solo.
- A rigidez ao cisalhamento é maior nas amostras estruturadas do que nas amostras reconstituídas.
- Em solos com estrutura metaestável a susceptibilidade da cimentação frente a variações de umidade, esforços, deslocamentos ou vibrações, dá lugar a fenômenos de colapso, consistentes em uma rápida desestruturação da massa de solo e a conseqüente contração volumétrica.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

2.3.2. Influência da anisotropia

A anisotropia inerente à própria estrutura residual dos solos influi na sua resposta, especialmente nos solos procedentes de rochas metamórficas, e em aqueles onde os minerais de mica tem forte presença. O estudo da anisotropia e dos seus efeitos no comportamento observado em solos residuais tem a ver principalmente com a análise da macroestrutura (Costa Filho e Campos, 1991). Destacam-se os seguintes fatores:

- *Anisotropia estrutural* associada à fábrica da rocha de origem, principalmente no caso de rochas metamórficas e sedimentares.
- *Feições reliquiares* herdadas do maciço originário, como ser planos de fraqueza, bandas de cisalhamento e veios de permeabilidade diferenciada.
- *Descontinuidades* polidas ou não, como ser as juntas e fissuras.
- Presença de *furos* e dutos formados por erosão interna ou atividade animal.

Estas feições anisotrópicas são mais marcantes nos solos residuais jovens, perdendo expressão em solos maduros, onde a condição isotrópica prevalece. Diversos estudos de laboratório foram realizados para analisar as características anisotrópicas dos solos residuais, de gnaisse especialmente, assim como os efeitos na resistência ao cisalhamento, deformabilidade e permeabilidade, sendo apontados a seguir alguns deles.

Maccarini (1980) analisou um solo residual jovem de gnaisse do campo experimental da PUC-Rio mediante ensaios de cisalhamento direto para umidade natural do solo e diferentes ângulos β entre o plano de ruptura e o plano de xistosidade. Os resultados mostraram pouca variação nos parâmetros de resistência, coesão e ângulo de atrito, maior tendência dilatante para $\beta = 45^{\circ}$, e menor deformação de ruptura para $\beta = 0^{\circ}$.

Costa Filho e Campos (1991) analisaram um solo residual jovem de gnaisse da região de Chapéu d´Uvas - MG mediante ensaios oedométricos e de cisalhamento direto em condição saturada e para umidade natural, e corpos de prova moldados com o seus eixos normal e paralelos ao plano de xistosidade. Também executaram-se ensaios triaxiais na condição saturada e com o plano de xistosidade horizontal e a 45^{o}, assim como ensaios de permeabilidade. Os resultados dos ensaios oedométricos e de permeabilidade não mostraram efeitos de anisotropia, e nos ensaios de cisalhamento direto e triaxial foi obtida uma variação não significativa dos parâmetros de resistência, coesão e ângulo de atrito. Assim sendo, os autores concluíram que a anisotropia estrutural não é um fator predominante em solos com avançado estágio de intemperismo (>50% de finos).

Maciel (1991) estudou um solo residual jovem de gnaisse facoidal da região de Costa Brava, município do Rio de Janeiro, executando ensaios de cisalhamento direto e triaxial com amostras indeformadas talhadas com o eixo normal e paralelo à xistosidade. Os resultados enquanto à resistência do solo não mostraram indícios de anisotropia, o que foi atribuído a destriução dos contatos entre grãos no micronível pelo intemperismo, onde a presença de uma matriz ferro-argilosa nas interfaces dos grãos tende a anular o efeito da anisotropia da macroestrutura.

Por outro lado, houve diferenciação nas características de deformabilidade nos ensaios triaxiais, onde as amostras com a tensão principal maior normal à xistosidade apresentaram menor deformação de ruptura, maior tendência dilatante

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

e maiores módulos de deformação a 2%. Efeito anisotrópico na permeabilidade só foi detectado nas amostras de solos mais jovens, onde a permeabilidade na direção da xistosidade foi 3 a 4 vezes maior do que na direção normal.

Estudos utilizando o aparelho triaxial cúbico também foram levados a cabo recentemente em solos residuais de gnaisse, sendo este equipamento mais adequado para pesquisa de anisotropia em solos porquanto permite o controle independente das três tensões principais.

Reis (1998) estudou o comportamento anisotrópico de um solo residual de gnaisse da região de Viçosa - MG, mediante ensaios de carregamentos nas três direções para umidade natural, além de ensaios de compressão hidrostática. Os resultados mostraram um comportamento isotrópico do solo em resistência, mas anisotrópico na deformabilidade, com valores dos módulos de deformação variando para cada direção do carregamento.

Aleixo (1998) analisou também o solo residual de Costa Brava, no município do Rio de Janeiro, com o equipamento triaxial cúbico, além de ensaios de compressão confinada e hidrostática. Os efeitos de anisotropia se mostraram na deformabilidade do solo residual jovem, com uma rigidez 30% maior na direção normal à xistosidade, enquanto que o solo maduro comportou-se isotropicamente. Os resultados de resistência apresentaram em todos os casos variações menores do que 10%, não se percebendo um efeito marcante de anisotropia.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

Conclusões

Estes resultados marcam tendências de comportamento dos solos residuais que são apontadas a seguir:

- Os efeitos de anisotropia no solo residual diminuem na medida que aumenta o grau de intemperismo, sendo insignificantes para o solo maduro.
- A ação intempérica nos contatos e fissuras da macroestrutura provoca a formação de uma matriz de argilominerais que desarticula as feições anisotrópicas (aumentando os graus de liberdade das partículas menos alteradas) levando a um comportamento global mais isotrópico.
- A anisotropia estrutural não influi marcadamente no valor da resistência ao cisalhamento, onde as variações não ultrapassam o 10%. É de se esperar, no

entanto, maiores variações em solos residuais de rochas com foliação mais intensa, para baixos estágios de intemperismo.

- Efeitos anisotrópicos manifestam-se na deformabilidade do solo residual jovem, onde as rigidezes são maiores no caso de carregamento normal ao plano de xistosidade, junto com uma menor deformação em ruptura e uma maior tendência dilatante.
- Feições reliquiares como ser planos de fraqueza e fissuras condicionam a resposta do solo, induzindo uma direção preferencial de ruptura.
- A permeabilidade pode variar em solos residuais jovens, com baixa porcentagem de finos, onde se favorece o fluxo na direção da foliação e das fissuras com paredes pouco intemperizadas.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

2.3.3. Influência da resistência dos grãos

Nas massas residuais é característica a presença de grãos e pacotes de grãos de resistência mecânica variada, produto da alteração de minerais primários com dispar resistência à alteração química (Blight, 1997). Assim sendo, é comum que aconteça a quebra dos grãos e pacotes fracos durante carregamento. Esta quebra de grãos provoca uma mudança na distribuição granulométrica do solo, havendo um corrimento da mesma para os finos, e uma tendência ao rearranjo das partículas com diminuição de volume (Hardin, 1985).

Vaughan *et al* (1988), analisando a composição interna de solos residuais, apontam o fato de que as partículas se apresentam geralmente amalgamadas em pequenos bolsões, e que grãos maiores podem se apresentar debilitados pela presença de micro-fissuras. Sob carregamento é comum a quebra destes grãos e agregados, o que gera um aumento na compressibilidade do solo.

Hardin (1985) quantificou a quebra de grãos num solo residual de granito pelo índice *B*, definido como a área encerrada entre as curvas granulométricas do solo antes e depois da quebra. A pesquisa mostrou que, em virtude da quebra acontecer pela ação das forças de contato, o valor de *B* é fortemente influenciado pela distribuição granulométrica, o índice de vazios inicial, a forma das partículas e a tensão aplicada. Verificou-se também uma relação única e de crescimento monotônico entre *B* e a tensão isotrópica *p* no estado crítico, que independe da trajetória de tensão seguida (ver figura 2.19). A separação das partículas

amalgamadas e o rompimento de grãos fissurados foram apontados como os principais mecanismos responsáveis pela contração plástica volumétrica durante uma compressão isotrópica ou cisalhamento (Lee & Coop, 1995).

Coop (1990) e Coop & Lee (1993), analisando areias carbonáticas e silíceas, indicaram a quebra de grãos como responsável pela deformação plástica sob compressão volumétrica para grandes tensões, devido ao elevado número de contatos em arranjos fechados. Neste caso são partículas inteiras sendo quebradas ao atingir seu limite de resistência.

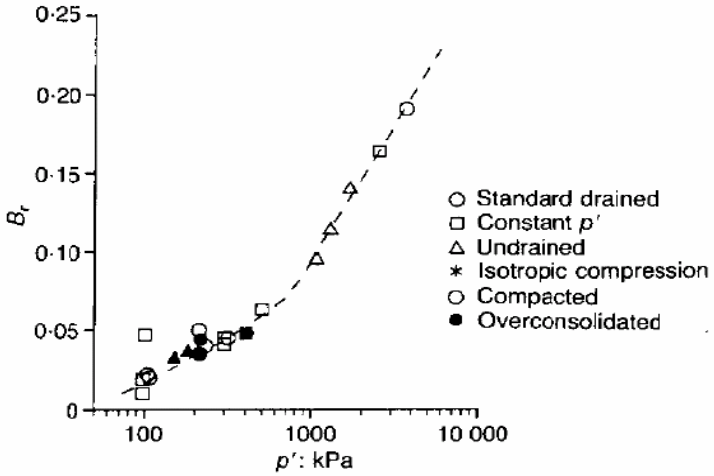


Figura 2.19: Índice *B* em função da tensão isotrópica *p* no estado crítico para um solo residual de granito (Lee & Coop, 1995).

Conclusões

A influência da resistência dos grãos pode ser sumarizada como segue:

- A quebra de grãos é governada pelas forças nos contatos.
- Em solos residuais a quebra se dá pela desagregação de amalgamas de partículas e o rompimento de grãos micro-fissurados.
- A quebra de grãos provoca uma mudança para os finos na curva de distribuição granulométrica do solo.
- A quebra de grãos provoca contração volumétrica plástica.
- Grãos com pontas angulosas são mais susceptíveis de quebra do que grãos arredondados.
- A quebra de grãos cresce com a tensão de confinamento.
- Arranjos fechados e fábrica intrincada favorecem a quebra de grãos.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

- A quebra de grãos provoca um aumento na compacidade do solo, o que resulta num endurecimento da massa do solo e o conseqüente aumento na resistência mecânica pós-quebra.

2.3.4.
Influência da compacidade

A compacidade, mensurada pela densidade ou índice de vazios, é fator com forte influencia no comportamento do solo, especialmente para casos de cimentação fraca (Brenner at al, 1997). A resistência ao cisalhamento cresce com a compacidade do solo, que diminui com o avanço do intemperismo, por causa da perda de massa. De igual forma, a compacidade tem incidência direta na magnitude das deformações volumétricas experimentadas sob carregamento.

Solos residuais jovens e maduros apresentam em geral índices de vazios elevados por causa da perda de massa, fruto dos processos de alteração e lixiviação. Conseqüentemente, contrações volumétricas devem ser esperadas sob carregamento, inclusive fenômenos de colapso se o solo é fracamente cimentado.

Howatt (1988), pesquisando solos residuais de andesita com cimentação fraca, encontrou que a resistência ao cisalhamento cresce com a densidade (ou diminuição do índice de vazios), como mostra a figura 2.20.

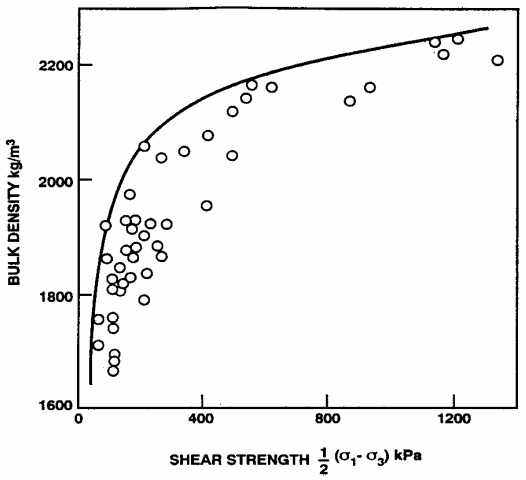


Figura 2.20: Relação entre a densidade do solo e a resistência ao cisalhamento, para um solo residual de andesita (Howatt, 1988).

Lumb (1962) explica a influência da compacidade analisando um solo residual de granito nos estados solto e denso. No estado solto, a fração grossa (areia) forma a estrutura principal do solo, com a fração fina (silte e argila)

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

ocupando, em estado fofo, parte dos vazios da macroestrutura. Este arranjo com alto índice de vazios, e apenas a fração grossa suportando carga, tem baixa resistência. No estado denso, porém, tem-se um arranjo fechado que combina ambas as frações, de baixo índice de vazios, produzindo elevados valores de resistência.

Conclusões

Sobre a incidência da densidade dos solos pode-se concluir:

- A resistência do solo aumenta com a diminuição do índice de vazios.
- O índice de vazios em solos residuais é variável e desconexo da história de tensões.
- O índice de vazios controla a magnitude das deformações volumétricas.
- Solos residuais jovens e maduros apresentam geralmente uma estrutura porosa devido à perda de massa por alteração e lixiviação.
- A magnitude do colapso potencial aumenta com o índice de vazios.
- No colapso acontece uma dramática redução do índice de vazios, pelo que o solo passa a estar num estado denso e a comportar-se como tal.

2.3.5. Influência do grau de saturação

O estado de não saturação tem uma incidência amplamente estudada no comportamento mecânico dos solos. A presença de meniscos nos contatos intergranulares submete à massa de solo a um estado de poro-pressão negativa – sucção – que exerce influencia na tensão efetiva, resistência e rigidez. Sem embargo, sucção e grau de saturação não guardam uma relação linear, mas que depende da distribuição de tamanho dos poros. No caso de solos com distribuição bimodal de poros, esta relação se torna mais complexa ainda (figura 2.22).

Segundo Khogo *et al* (1993), os mecanismos básicos pelos quais a sucção interfere no comportamento tensão–deformação–resistência podem ser entendidos a partir do estado de tensões nos contatos entre partículas de solos não saturados (figura 2.21). O menisco de água formado tem uma diferença de pressão com respeito à pressão no ar (sucção), que se equilibra com as tensões geradas na superfície do menisco funcionando como membrana à tração, tomando como

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

apóio as partículas de solo, e gerando nelas uma força de reação que, pela axisimetria do menisco, dá lugar a uma força resultante normal ao plano do contato entre as partículas ($N_{capilar}$), cujos efeitos são:

- um incremento nas tensões efetivas do solo;
- uma rigidez adicional no esqueleto sólido contra as forças *T*, que dificulta os deslocamentos relativos entre partículas;

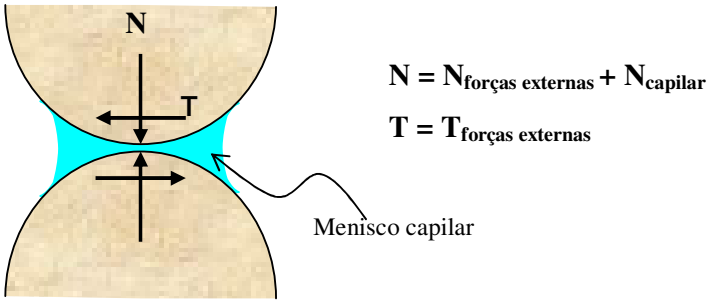


Figura 2.21: Influência da sucção no contato entre grãos de solo.

A incidência destes efeitos depende diretamente da distribuição das fases água e ar no solo. Khogo *et al* (1993) distinguem três estados de não saturação:

- *(a) Fase água descontínua.* Com baixo grau de saturação, o solo é afetado apenas pela presença das forças capilares.
- *(b) Fases água e ar contínuas.* Condição transiente onde o solo, dada a sua distribuição irregular de poros, experimenta simultaneamente as três condições - *a*, *b* e *c* - em sua massa, em função do tamanho de poros.
- *(c) Fase ar descontínua.* Com elevado grau de saturação, fase água contínua e contendo apenas bolhas de ar isoladas, o solo pode ser descrito em termos de tensões efetivas, semelhantemente ao caso saturado.

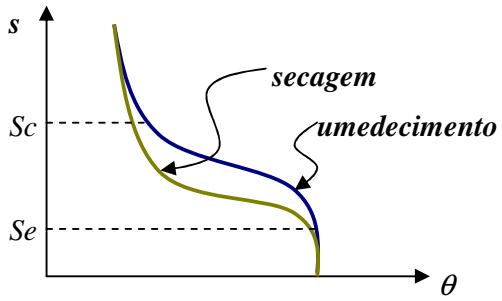


Figura 2.22: Curva característica do solo (sucção x umidade volumétrica).

Com base nesta discriminação de estados, Khogo *et al* (1993) justificam o efeito da sucção no solo para cada condição (ver figura 2.22):

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

- Para sucções menores à correspondente à entrada de ar *Se* (caso *c*) um incremento na sucção produz apenas um aumento na tensão efetiva.
- Para sucções maiores à correspondente à entrada de ar *Se* (caso *b*) um incremento na sucção contribui a um aumento da tensão de escoamento assim como torna o esqueleto sólido mais rígido, além de produzir um aumento na tensão efetiva.
- Para sucções muito maiores do que correspondente à entrada de ar *Se*, atingindo o valor crítico *Sc* (caso *a*), um incremento na sucção contribui apenas com um aumento na tensão de escoamento e rigidez do solo, sem influir na tensão efetiva.

Envoltória de resistência não saturada. Uma tentativa de modelar matemáticamemte este aumento na resistência ao cisalhamento com a sucção foi proposta por (Frendlund *et al,* 1978), se baseando no critério de ruptura Mohr-Coulomb, sem utilizar tensões efetivas mas variáveis de estado:

$$\tau = c' + (\sigma - p_a)\tan\phi + (p_a - p_w)\tan\phi_b \qquad (2.1)$$

onde p_a representa a pressão do ar, p_w a pressão da água nos poros do solo e ϕ_b um parâmetro adicional que serve como constante de proporcionalidade entre o valor da sucção (p_a - p_w) e o incremento na resistência do solo (ver figura 2.23). Os efeitos da sucção se contabilizam no aumento da coesão, agora chamada de aparente, composta pela parcela efetiva c' e o acréscimo devido à sucção:

$$\tau = [c' + (p_a - p_w)\tan\phi_b] + (\sigma - p_a)\tan\phi \qquad (2.2)$$

ou $$\tau = c_{ap} + (\sigma - p_a)\tan\phi \qquad (2.3)$$

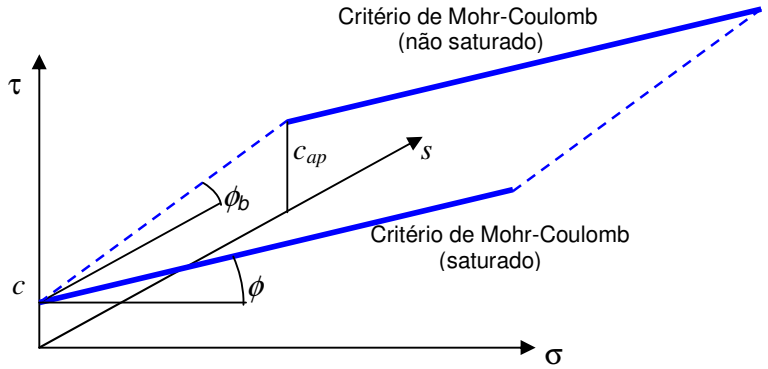


Figura 2.23: Critério de ruptura de Mohr-Coulomb no espaço (τ, σ, *s*) modificado por Frendlund *et al* (1978).

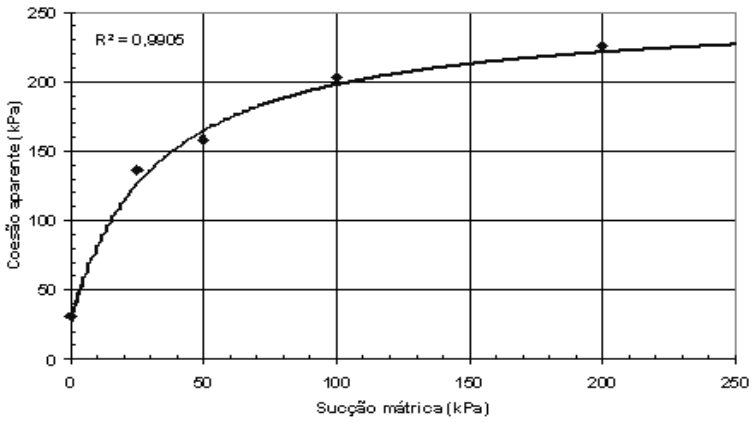
PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

Escario e Sáez (1986), porém, mostraram que a linearidade entre sucção e resistência, admitida nas relações citadas, não é verificada em alguns solos, especialmente para baixas sucções. Esta observação experimental vem a respaldar o efeito diferenciado da sucção sustentado por Khogo *et al* (1993).

Esta característica também foi confirmada por De Campos (1997) ao estudar a resistência não saturada de solos residuais do Brasil. Os resultados da pesquisa mostraram que o valor de ϕ_b observado foi igual a ϕ para baixas sucções (valendo o princípio das tensões efetivas), caindo até um valor residual para altas sucções. Lopes *et al* (2007) também obtiveram uma evolução não linear, do tipo hiperbólica, para o ganho na resistência por causa da sucção, para um solo residual de filito de Belo Horizonte-MG. A figura 2.24 mostra o crescimento hiperbólico da resistência não saturada, assim como a envoltória não linear obtida para esse solo.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

a)



b)

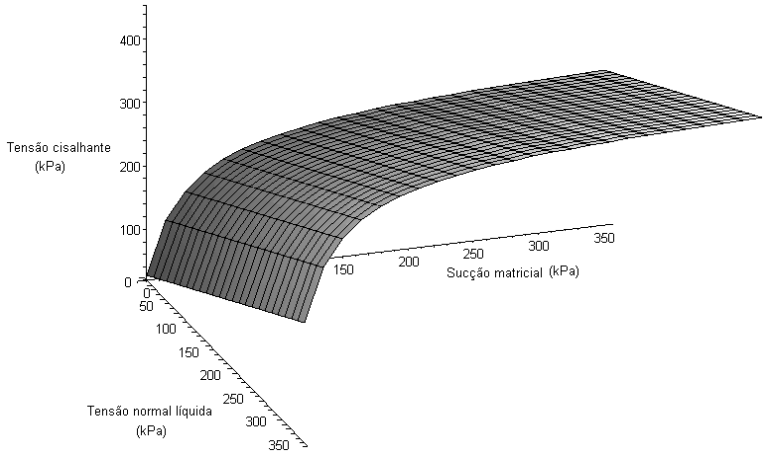


Figura 2.24: a) Evolução da coesão aparente com a sucção; b) Envoltória de resistência não linear para estados não saturados (Lopes *et al*, 2007).

Futai *et al* (2004), estudando a resistência mecânica de solos lateríticos e saprolíticos de gnaisse da região de Ouro Preto - MG, aponta similares resultados enquanto ao crescimento hiperbólico da coesão aparente com a sucção.

É importante notar que Escario e Sáez (1986) acharam una variação do ângulo de atrito com a sucção, o que é desprezado nos diversos modelos de resistência para solos não saturados. Futai *et al* (2004) também salienta este comportamento em um solo residual de gnaisse, onde ϕ cresce com a sucção até se estabilizar para sucções mais elevadas. Também os resultados obtidos por Lopes *et al* (2007) apontaram um suave crecimento no valor do ângulo de atrito com a sucção.

A sucção tem também influencia sobre a compressibilidade do solo, tornando a massa de solo mais rígida frente às forças externas, em virtude da atração entre partículas produzida pelos meniscos. Isto se vê na menor inclinação da linha de consolidação virgem, como mostra a figura 2.25, pelo que o solo sofrerá deformações volumétricas menores do que na condição saturada. Por outro lado, variações na sucção também induzirão deformações plásticas, e para alguns solos, a saturação instantânea poderá provocar colapso ou inchamento do solo.

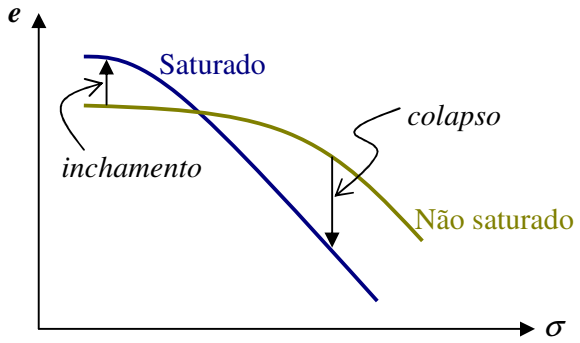


Figura 2.25: Fenômenos de inchamento e colapso sob umedecimento do solo.

Os solos não saturados tem sido estudados em laboratório por diversos autores, mediante ensaios de compressão hidrostática, oedométricos, triaxiais e de cisalhamento direto. Os valores de sucção empregados variam de zero (saturação) até valores de 1500kPa em alguns casos. Alonso *et al* (1990) fazem um resumo destas pesquisas apontando as principais características comportamentais observadas.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

Conclusões

Idéias conclusivas relativas à influência da sucção no comportamento de solos são detalhadas a seguir:

- A sucção contribui para um aumento na rigidez do solo.
- Em solos com uma estrutura porosa, uma redução na sucção (umedecimento) para uma dada tensão de confinamento poderá induzir uma compressão volumétrica irreversível (colapso).
- A resposta volumétrica depende não somente dos valores de tensão e sucção inicial e final, como também da trajetória de tensão seguida.
- Solos como areias, siltes, areias argilosas, argilas arenosas ou argilas de baixa plasticidade, quando submetidos a processos de umedecimento, tendem a expandir se a tensão de confinamento for baixa, ou a colapsar, se esta for suficientemente elevada.
- Variações nos valores da sucção, como no caso de ciclos de umedecimento e secagem, induzem deformações volumétricas irreversíveis.
- Um incremento na sucção resulta num incremento na coesão mas não afeta maiormente o ângulo de atrito efetivo ϕ' no critério de ruptura de Mohr-Coulomb. Este incremento na resistência do solo é não linear, com tendência a alcançar um valor máximo estável para valores elevados de sucção.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA

2.3.6. Influência do grau de intemperismo

A influência do grau de intemperismo sobre as propriedades índice, distribuição granulométrica, estrutura, parâmetros de resistência, deformabilidade e características de compressibilidade dos solos residuais tem sido estudada por diversos autores: Lumb (1962), Falcão (1984), Souza Almeida (1987), Menezes Filho (1993), Lee & Coop (1995), Aleixo (1998), Polivanov (1998).

A partir da análise experimental de solos residuais de diferentes origens, uma ampla variedade de respostas comportamentais foi verificada, devido aos muitos fatores atuantes que se entrelaçam para definir o tipo de resposta observada. Entretanto, algumas tendências gerais podem ser traçadas, as quais são detalhadas a seguir.

Conclusões

De todas as relações estudadas entre o grau de intemperismo e as características geotécnicas e o comportamento mecânico dos solos residuais, algumas conclusões gerais podem ser citadas:

- Verifica-se um aumento quase-linear da porosidade com o grau de intemperismo, aumentando também a sua dispersão em torno do valor médio.
- Acontece uma diminuição do módulo de elasticidade com o grau de intemperismo.
- Acontece uma diminuição da resistência ao cisalhamento com o grau de intemperismo.
- Há crescimento dos finos com o grau de intemperismo, levando à curva granulométrica a uma translação paulatina para os finos.
- Verifica-se uma tendência ao enfraquecimento da estrutura com o grau de intemperismo. A estrutura parental dá lugar à estrutura reliquiar, depois à estrutura residual (neocimentação) e finalmente acontece perda de estrutura uma vez atingida a maturidade.
- Acontece perda de massa com o aumento do intemperismo pela lixiviação, com o conseqüente aumento da porosidade, e diminuição da resistência mecânica e rigidez.
- Não se verifica uma correlação entre estrutura e história de tensões, sendo os processos intempéricos os que governam a evolução de ambas.

PUC-Rio - Certificação Digital Nº 0321280/CA