

3.1 INTRODUÇÃO

A correcta estabilização de solos com aditivos implica algum conhecimento acerca das características e comportamento dos solos, e em especial dos solos argilosos, visto que a sua reactividade ao Óxido de Cálcio permite retirar elevados benefícios de uma eventual estabilização com cal. É também importante conhecer as características do aditivo a utilizar, e que neste caso será a cal. Neste capítulo são descritos os materiais normalmente envolvidos no processo de estabilização de um solo com cal. Visto que neste trabalho se pretende conhecer a resposta dos solos residuais graníticos à estabilização com cal, são ainda abordadas algumas das principais características dos solos residuais, bem como o seu processo de formação e classificação.

No que diz respeito aos solos argilosos são descritas todas as propriedades que, de alguma forma, interferem no seu comportamento. A maioria destas propriedades devem-se à natureza mineralógica do solo, cujo entendimento é indispensável para a obtenção duma mistura solo/cal capaz de responder às solicitações impostas.

A última parte deste capítulo é dedicada à caracterização dos vários tipos de cal, disponíveis no mercado, sendo realçadas as propriedades que mais influenciam o fenómeno da estabilização. A cal hidráulica é alvo de especial atenção visto tratar-se do tipo de cal mais utilizada correntemente na estabilização de solos.

3.2 CLASSIFICAÇÃO, FORMAÇÃO E PROPRIEDADES DOS SOLOS RESIDUAIS

3.2.1 INTRODUÇÃO

O conceito de solo depende da formação científica de quem se interessa por este material e dos objectivos que se pretendem alcançar com o seu estudo. Segundo Craig (1992) o solo é, para o engenheiro civil, qualquer acumulação não cimentada ou fracamente cimentada de partículas minerais formadas a partir da decomposição das rochas. Os espaços vazios entre estas partículas estão preenchidos por água e/ou ar. Se os produtos da decomposição da rocha se mantêm no local irão constituir um solo residual. Se por outro lado

são transportados e depositados noutra local irão constituir um solo transportado, sendo que os agentes causadores deste fenómeno são a gravidade, o vento, a água, entre outros processos geológicos. Já o Vocabulário de Estradas e Aeródromos do LNEC (1962, in Nascimento, 1974), define o solo como o conjunto natural de partículas minerais que podem ser separadas por agitação na água; os vazios entre as partículas contêm água e ar, separada ou conjuntamente. As variações físicas e químicas de um solo com a profundidade dão origem aos horizontes do solo, que no seu conjunto são normalmente designados como “perfil do solo”.

A transição entre rocha e solo ocorre de forma gradual, verificando-se normalmente um comportamento misto do maciço, com características de solo e de rocha. Tal verifica-se quer durante a formação dos solos residuais, na primeira fase do processo de meteorização; quer no processo de formação dos solos aluvionares, durante a fase de diagénese.

Para uma clara compreensão dos princípios e mecanismos desenvolvidos durante o processo de estabilização de um solo é fundamental o seu conhecimento adequado. Na execução de projectos relacionados com os solos surgem problemas não encontrados em outros materiais utilizados na construção, o que se deve sobretudo à sua heterogeneidade.

Um aspecto importante para o desenvolvimento deste trabalho é o entendimento das particularidades dos solos residuais, substancialmente diferentes das características dos solos transportados. Uma definição concensual de solo residual será, segundo Blight (1997), a seguinte: “solo derivado da decomposição in situ da rocha mãe e que não foi movido do seu local de origem”. Qualquer processo de decomposição que converta rocha em solo consistirá numa transição gradual sem um ponto claramente definido em que a rocha se transforma em solo. O termo “**saprólito**” é usado com alguma frequência para descrever ou classificar solos residuais cujas características estruturais foram claramente herdadas da rocha mãe.

As características específicas dos solos residuais, que os distinguem dos solos transportados, são normalmente atribuídas à presença de minerais argilosos específicos, e/ou a particularidades da própria estrutura, como a presença de fragmentos de rocha fracamente alterada, ou mesmo intacta, descontinuidades e outras fontes de fragilidade estrutural, e ligações inter-partículas.

3.2.2 CLASSIFICAÇÃO DOS SOLOS RESIDUAIS

As características de um solo residual podem ser agrupadas nas categorias gerais de estrutura e composição. A composição refere-se ao material de que é feito o solo, e inclui o tamanho e forma das partículas e especialmente a composição mineralógica da fracção fina. A composição pode ser dividida em composição física (percentagem de rocha não meteorizada, distribuição do tamanho das partículas, entre outras) e composição mineralógica (Blight, 1997).

A estrutura refere-se às características específicas do solo no seu estado natural não perturbado e pode ser subdividido em duas grandes categorias: macro-estrutura (inclui todas as particularidades visíveis ao olho humano, como as descontinuidades e fissuras) e micro-estrutura (que inclui ligações interpartículas, agregação de partículas, tamanho e forma dos vazios) (Blight, 1997).

Existem aspectos e características especiais nos solos residuais que não são adequadamente contempladas pelos métodos convencionais de classificação de solos, como o "Sistema Unificado de Classificação de Solos", e que justificam a existência de um método alternativo para a sua classificação. Entre esses aspectos destacam-se os seguintes:

1. A mineralogia da fracção argilosa de alguns solos tropicais e subtropicais proporciona-lhes algumas características não compatíveis com aquelas normalmente associadas aos solos considerados nos sistemas de classificação mais utilizados;
2. O maciço de solo residual pode apresentar uma variação de materiais que vai de um solo puro até uma rocha mole, dependendo do grau de decomposição, o que não pode ser descrito de forma adequada através dos sistemas existentes baseados em solos transportados e em climas temperados;
3. Os métodos convencionais de classificação de solos focam sobretudo as propriedades do solo num estado remexido, o que é normalmente enganoso num solo residual, em que as propriedades são mais fortemente influenciadas pelas características estruturais, herdadas da rocha mãe ou desenvolvidas pelo processo de decomposição, e que só *in situ* podem ser correctamente avaliadas.

Além dos aspectos referidos será ainda importante referir que conceitos clássicos como a granulometria de um solo ou o tamanho de uma partícula não são aplicáveis a vários tipos de solos residuais. As partículas de um solo residual consistem frequentemente de agregados ou cristais de matéria mineral decomposta que se tornou cada vez mais fina à medida que o solo foi sendo manipulado. O que parece ser, *in situ*, um cascalho arenoso pode deteriorar-se progressivamente até se transformar num solo silto-arenoso durante as fases de escavação, mistura e compactação. Se no caso de um solo transportado, a permeabilidade pode muitas vezes ser relacionada com a sua granulometria, num solo residual, e devido aos motivos enunciados, esta relação não pode ser estabelecida (Blight, 1997).

3.2.3 FORMAÇÃO DE UM SOLO RESIDUAL

Normalmente a formação de solos residuais ocorre a partir de rochas metamórficas ou ígneas, mas não é raro encontrar solos residuais formados a partir de rochas sedimentares. Os processos químicos e físicos estão tão relacionados na formação de solos residuais, que não é verdadeiramente possível isolar a acção de um deles. Todos os tipos de rochas permitem a formação de um solo residual típico. A sua composição vai depender do tipo e composição mineralógica da rocha original. O quadro 3.1 refere alguns exemplos.

Os granitos têm famílias de diaclases onde se verifica frequentemente a percolação da água infiltrada, começando aí a alteração da rocha (Martins, 1989). Segundo Fonseca (1989), a referida percolação inicia o processo de decomposição *in situ* da rocha granítica, devida essencialmente à meteorização e lixiviação, e especialmente à meteorização dos feldspatos alcalinos e plagioclases, onde intervêm também agentes oxidantes e alguns ferromagnesianos, que dão normalmente lugar a um solo arenoso de coloração branco-amarelada.

TIPO DE ROCHA	COMPOSIÇÃO MINERAL	TIPO DE SOLO	COMPOSIÇÃO
BASALTO	PLAGIOCLASE, PIROXENAS	ARGILOSO	ARGILA
QUARTZITO	QUARTZO	ARENOSO	QUARTZO
FILITOS	SERICITE	ARGILOSO	ARGILA

GRANITO	QUARTZO, FELDSPATO, MICA	ARENO-ARGILOSO	QUARTZO, ARGILA
CALCÁRIO	CALCITE	ARGILOSO	ARGILA

Quadro 3.1: Solos residuais em função do tipo de rocha

(adaptado de Chioffi, 1979)

Os minerais assim formados vão diminuindo de tamanho, ao contrário dos mais resistentes (como os de quartzo) que permanecem inalterados, transformando-se lenta e gradualmente em silte e argila, especialmente caulinite. Numa fase avançada da decomposição podem mesmo formar-se jazigos de caulino, nos quais já não se reconhecem vestígios da rocha "mãe".

Para que um solo residual profundo se desenvolva, a evolução da taxa de decomposição no sentido da gravidade, terá de exceder a velocidade com que são removidos, através da erosão, os produtos dessa decomposição (Blight, 1997).

A topografia controla a taxa de decomposição visto determinar, em parte, a quantidade de água disponível e a velocidade com que esta se move no solo. Controla igualmente a idade do perfil de solo residual ao ser determinante na velocidade da erosão que remove o material decomposto da superfície. É pois normal que os mais profundos perfis de solos residuais se encontrem geralmente em vales ou em taludes suaves e não em terrenos elevados ou taludes bem demarcados (Blight, 1997).

Van der Merwe (1965, in Blight, 1997) levou a cabo um estudo sobre solos residuais provenientes de rochas ígneas em encostas. Numa análise de perfis de solo decomposto obtidos em três locais diferentes chegou à conclusão que os factores predominantes, para além do clima e da pluviosidade, no desenvolvimento dos minerais de argila eram a topografia local e a drenagem interna do maciço. Amostras retiradas dum local elevado apresentava caulinite e vermiculite como minerais argilosos predominantes. Um local menos elevado originou uma sequência de decomposição de clorite, vermiculite, montmorilonite e caulinite. No terceiro local, plano, com drenagem praticamente inexistente, a decomposição não pôde prosseguir até originar caulinite, sendo dessa forma a montmorilonite o mineral predominante. Este estudo indicava que uma boa

drenagem interna e uma elevada pluviosidade são favoráveis ao desenvolvimento da caulinite enquanto estratos planos e más condições de drenagem favorecem a formação de montmorilonite.

A topografia controla também a drenagem da área. Variações locais na topografia influenciam a quantidade de humidade retida e a posição e configuração do nível freático, o que realça a influência da topografia na profundidade de penetração da maioria dos processos de decomposição química. Sob condições de boa drenagem a topografia controla a extensão do processo de lixiviação, um mecanismo essencial na decomposição da rocha. Granitos residuais altamente decompostos são mais porosos, e conseqüentemente mais compressíveis, em zonas em que a precipitação anual (e conseqüentemente a lixiviação) é maior.

3.2.4 CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS SOLOS RESIDUAIS

O processo de desenvolvimento de um perfil de solo residual é extremamente complexo e difícil de generalizar. É evidente que, há excepção de algumas generalizações válidas, é difícil relacionar as propriedades de um solo residual directamente com a rocha mãe. Cada situação requer considerações próprias e raramente é possível extrapolar a partir de experiências anteriores, mesmo que a geologia da rocha original seja semelhante (Blight, 1997).

O solo residual será assim constituído essencialmente por uma estrutura peculiar de cristais, fragmentos de rocha mais ou menos alterada e uma matriz fina de maior ou menor capacidade de cimentação. Esta capacidade depende por sua vez da percentagem de partículas argilosas de características coloidais e do grau de alteração da rocha.

Quando o solo se encontra nas condições naturais essa estrutura é preservada, apresentando mesmo índices de vazios elevados. Nas estações secas a matriz coloidal seca e comporta-se como um cimento, conferindo uma elevada coesão ao solo. Com as chuvas, e o conseqüente aumento do grau de saturação, a matriz argilosa é humidificada, perdendo assim a função estabilizadora (Fonseca, 1989). O mesmo autor provou contudo que esta coesão (efectiva) se mantém mesmo em condições de total saturação do solo.

Ao longo da evolução de um solo residual a partir de uma rocha sã, verifica-se uma crescente perda de resistência e aumento da deformabilidade. É também notável a variação na granulometria devido à decomposição dos minerais mais instáveis e a estrutura de cimentação desenvolvida (Lemos e Pais, 2000).

As mutações químicas e sequências de minerais formadas durante a decomposição são extremamente complexas. Conforme já referido, Van der Merwe (1965, in Blight, 1997) mostrou que se desenvolveram solos vermelhos à base de caulinite em boas situações de drenagem, enquanto que em situações de fraca drenagem se desenvolveram, a partir da mesma rocha mãe, argilas negras à base de montmorilonite.

Como a decomposição avança a partir da superfície para o interior, a partir de juntas no maciço e outros percursos de percolação, a intensidade da decomposição reduz-se com a profundidade e com a diminuição da intensidade das fissuras. Em perfis residuais obtidos a partir de rochas ígneas, blocos de rocha sólida são muitas vezes encontrados enclausurados dentro de blocos de rocha decomposta. Tipicamente, um perfil de solo residual estará dividido em três zonas distintas, conforme ilustrado na figura 3.1.

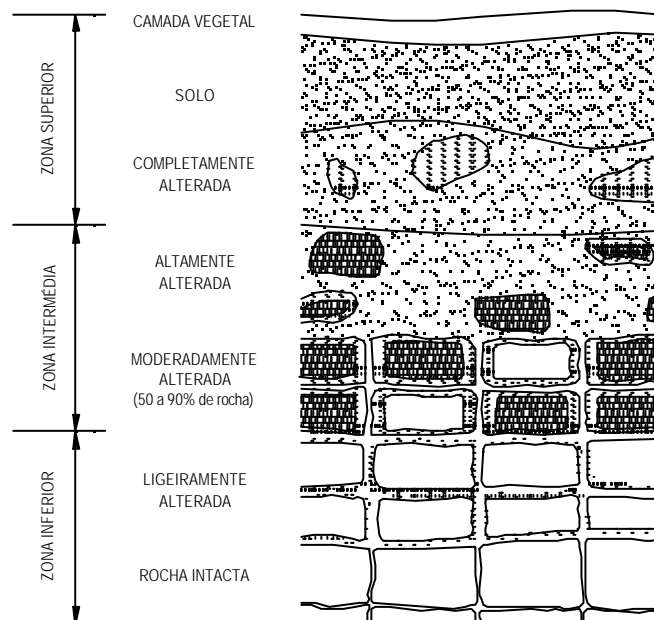


Figura 3.1: Perfil típico de um solo residual
(adaptado de Blight, 1997)

A zona superior consiste num solo altamente decomposto e lixiviado, frequentemente remexido por animais e insectos ou pelo cultivo do terreno. Esta zona estará sempre sujeita a alguns processos de transporte. A zona intermédia consiste igualmente em material altamente decomposto mas exhibe já algumas características da estrutura da rocha mãe e pode inclusive conter blocos maciços. Os solos saprolíticos possuem a resistência e consistência típicas de um solo, mas retêm parte das características físicas da rocha mãe, algo alteradas mas ainda reconhecíveis, podendo ocorrer em perfis com praticamente qualquer profundidade (Blight, 1997).

Segundo Blight (1997), designam-se por **“lateritos”** os solos residuais altamente decompostos e alterados, com baixos valores de sílica, que contêm concentrações suficientes de ferro e alumínio com algum grau de cimentação. Estes sais são resultantes do ferro ou alumínio existentes em zonas com nível freático próximo da superfície. Normalmente, e devido ao seu processo de formação, os lateritos ocorrem praticamente à superfície. Constituem ainda um óptimo material para a construção de estradas e aterros, sendo muito procurados para esse efeito. Podem igualmente formar excelentes estratos de fundação, de elevada resistência e baixa compressibilidade (Blight, 1997).

Martins (1989) considera também que se o teor em quartzo dos solos residuais graníticos for elevado, estes podem ser utilizados em aterros ou fundações. Isto porque se o grau de decomposição não for muito elevado, o “saibro” resultante será um material não plástico, que permite boas compactações. De outro modo não possuem características geotécnicas aceitáveis. Além disso, perdem resistência quando em contacto com a água, podendo no entanto atingir elevadas densidades se compactados no teor óptimo de Proctor.

3.3 PROPRIEDADES DOS SOLOS ARGILOSOS

3.3.1 INTRODUÇÃO

O termo “argila” caracteriza, do ponto de vista da engenharia geotécnica, uma massa de solo cujo diâmetro equivalente é inferior a 2 μ m. Mas as partículas de argila possuem outras particularidades, para além do

tamanho, que as distinguem de um silte ou de uma areia. De facto, as elevadas superfícies específicas e a carga negativa da estrutura à base de silicatos dos seus minerais conferem propriedades muito peculiares às argilas.

Enquanto que nas fracções granulométricas do silte e da areia a relação entre a área superficial das partículas e a sua massa é relativamente pequena, na fracção argilosa esta relação pode atingir várias centenas de m²/g. Esta particularidade das argilas resulta do efeito combinado da pequena dimensão das suas partículas e da sua morfologia planar ou fibrosa (Gillot, 1987, in Neves, 1993).

A carga eléctrica negativa associada aos minerais argilosos deve-se a imperfeições, de natureza eléctrica, da sua estrutura cristalina, originadas por fenómenos de substituição isomórfica, adsorção de iões, entre outros. Estas imperfeições são responsáveis pelo desequilíbrio eléctrico que ocorre nos cristais dos minerais de argila (Neves, 1993).

Os compostos de silício, oxigénio e alumínio constituem a base dos componentes mineralógicos dos silicatos (que constituem 99% da crosta terrestre) e, particularmente, das argilas. Segundo Neves (1993), embora sejam possíveis muitas ligações entre os átomos dos elementos, de modo a formar os minerais, algumas são praticamente inexistentes, enquanto outras são muito frequentes.

3.3.2 OS MINERAIS ARGILOSOS

As reacções obtidas quando se adiciona cal a um solo argiloso, são na sua grande maioria obtidas à custa dos minerais presentes neste tipo de solos. A identificação do tipo de mineral argiloso presente no solo constitui, no processo de estabilização, um importante factor de influência, visto que a estabilidade do volume, a coesão e especialmente a referida reacção à estabilização dele dependem directamente. Assim, o tipo de mineral constitui um diagnóstico acerca do comportamento do solo mais completo do que a plasticidade, perdendo apenas em importância para a granulometria.

3.3.2.1 UNIDADES CRISTALINAS BÁSICAS

Os minerais argilosos são normalmente silicatos de alumínio, ferro e magnésio formados por duas unidades cristalinas básicas:

- ? Unidade Tetraédrica de sílica e oxigénio, na qual um átomo de sílica está rodeado por quatro átomos de oxigénio (Figura 3.2);
- ? Unidade Octaédrica, com um átomo de alumínio ou magnésio rodeado por seis iões hidróxilo (Figura 3.3).

O exame das valências mostra que as unidades básicas referidas não podem existir isoladamente visto não serem electricamente neutras. Os tetraedros e os octaedros agrupam-se formando conjuntos planos (folhas ou lâminas), em que os tetraedros se dispõem de tal forma que os oxigénios das suas bases se encontram no mesmo plano, sendo que um destes faz parte, em simultâneo, de dois tetraedros (Figura 3.4a).

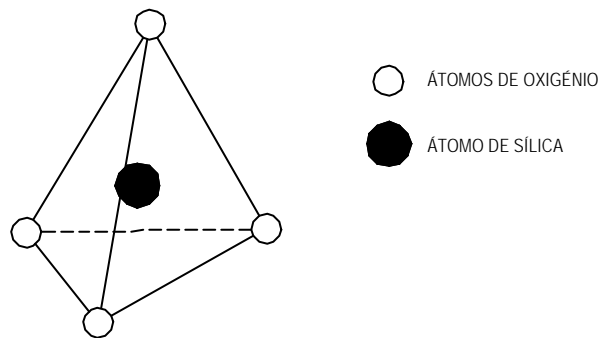


Figura 3.2: Unidade tetraédrica de sílica e oxigénio

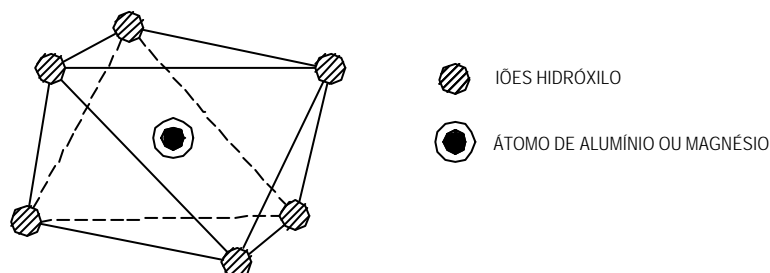


Figura 3.3: Unidade octaédrica de alumínio ou magnésio

As unidades tetraédricas combinadas formam uma folha de sílica. Cada átomo de sílica, com uma valência positiva de 4 está ligado a quatro átomos de oxigénio com uma valência negativa total de 8. No entanto, cada um dos átomos de oxigénio localizados na base da unidade tetraédrica está ligado a dois átomos de sílica, o que equilibra as cargas eléctricas na base de cada tetraedro, restando apenas o átomo de oxigénio do topo para ser equilibrado por uma carga negativa.

Já os octaedros organizam-se de forma a dividirem os iões hidróxilo (Figura 3.4b). As unidades octaédricas combinadas formam uma folha de gibsite, se o ião metálico é o alumínio. Se o ião metálico da unidade octaédrica é o magnésio, os conjuntos de unidades octaédricas designam-se por folhas de brucite (ou hidróxido natural de magnésio).

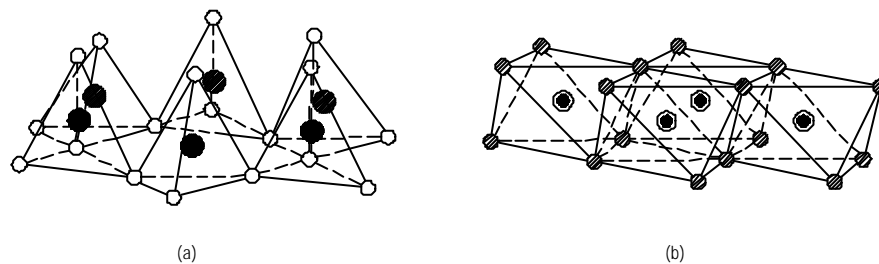


Figura 3.4: (a) Camada tetraédrica (b) Camada octaédrica

3.3.2.2 DESCRIÇÃO DOS PRINCIPAIS MINERAIS ARGILOSOS

Quando as folhas de sílica estão sobrepostas com folhas octaédricas, os átomos de oxigénio substituem os hidróxilos de modo a satisfazer as ligações de valência. Tal acontece porque as folhas de tetraedros não são electricamente neutras o que, conjuntamente com o facto dos espaçamentos entre os iões das unidades básicas serem praticamente iguais, conduz ao estabelecimento de ligações entre as folhas de tetraedros e de octaedros, formando dois tipos de estruturas típicas:

- ? Estrutura de duas camadas constituída por duas folhas (Figura 3.5), uma de tetraedros e outra de octaedros, servindo de base à formação dos minerais de camada dupla de que são exemplo a caulinite ou a haloisite; as ligações entre estas folhas duplas são de hidrogénio (quando um átomo de hidrogénio de uma molécula ou cristal ocupa uma posição adjacente a um átomo de oxigénio de outra molécula ou cristal estabelece-se uma ligação molecular entre os átomos de hidrogénio e oxigénio que se designa por ligação de hidrogénio);

- ? Estrutura de três camadas: constituída por uma folha de octaedros envolvida em duas de sílica, sendo que os minerais deste tipo mais comuns são as montmorilonites e as illites; as camadas de illite estão ligadas por átomos de potássio e a carga negativa que permite a ligação aos átomos de potássio resulta da substituição de alguns átomos de sílica por átomos de alumínio nas folhas tetraédricas, o que constitui a designada substituição isomórfica, visto tratar-se de uma substituição sem alteração da forma cristalina (Figura 3.6a); as montmorilonites possuem uma estrutura semelhante à das illites com uma importante diferença que consiste no facto das ligações não serem asseguradas por iões de potássio, o que permite a atracção de grandes quantidades de água para o espaço entre as camadas triplas, originando não só ligações mais fracas como grandes variações de volume do cristal de montmorilonite (Figura 3.6b); as ligações de hidrogénio não são possíveis nos minerais com estrutura de três camadas porque nas faces destas camadas situam-se sempre iões de oxigénio.

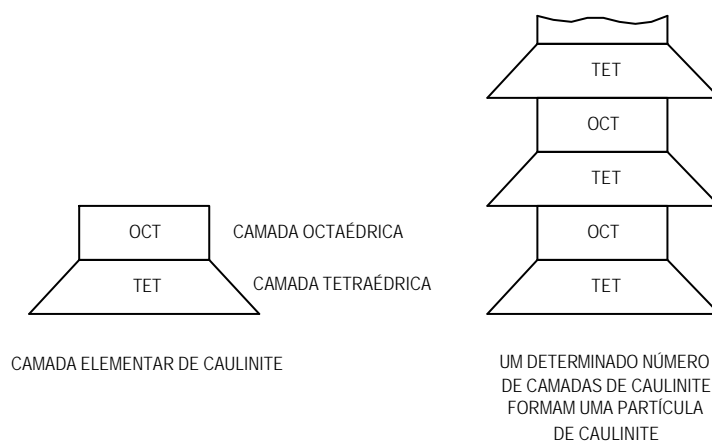


Figura 3.5: Modelo estrutural de duas camadas (estrutura simbólica para a caulinite)

As ligações entre estruturas são claramente mais frágeis do que as ligações de valência primária existentes entre os íons que formam cada uma das estruturas básicas, o que justifica a forma plana das partículas argilosas. As estruturas cristalinas destes minerais são, na prática, algo desviadas dos modelos ideais aqui descritos, sendo que estes defeitos são mais frequentes na montmorilonite ou na illite, do que num mineral mais estável como a caulinite.

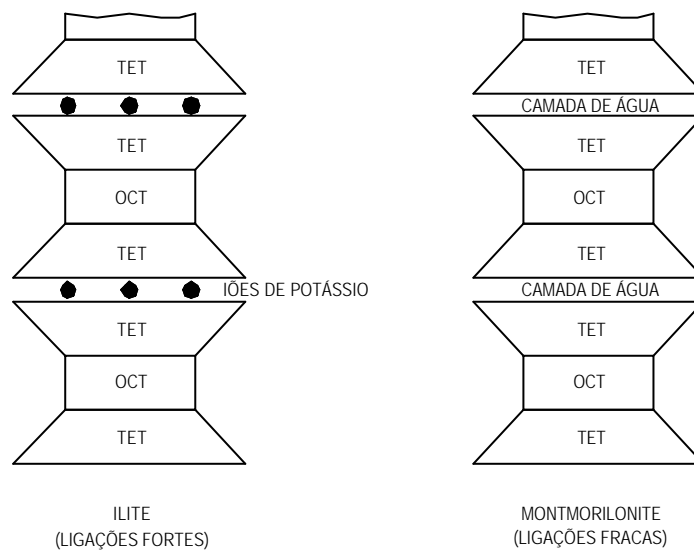


Figura 3.6: Modelo estrutural de três camadas [estrutura simbólica para a illite (a) e montmorilonite (b)]

Das várias centenas de minerais encontrados nas fracções mais finas de silte e argila dos solos, é apenas necessária a identificação de dez ou menos para propósitos de engenharia. Esta identificação pode ser feita através do método da difracção de raios x, embora em muitos casos possa ser obtida por simples observação.

Os elementos químicos mais frequentes num mineral argiloso são: oxigénio, silício, alumínio, ferro, magnésio, potássio e sódio. Estes elementos, no estado iónico, assemelham-se a esferas que se agrupam segundo 7 modelos estruturais tridimensionais. Essas esferas constituem as unidades construtoras dos minerais argilosos e o número de modelos que podem formar origina a consideração de 7 grupos diferentes nos minerais argilosos cristalinos. Cada grupo compreende várias espécies, que devem a sua multiplicidade sobretudo à substituição atómica isomórfica, muito comum nos minerais argilosos.

Seis dos sete grupos de minerais argilosos, todos silicatos, têm modelos estruturais organizados em folhas e camadas, donde a designação de filossilicatos. A estrutura do sétimo grupo tem a forma de fita e é designado por grupo dos minerais interstratificados (Gomes, 1986). Em seguida descrevem-se os três grupos mais comuns: o grupo da caulinite, o da illite e o da montmorilonite.

3.3.2.2.1 GRUPO DA CAULINITE

A difracção de raios-x revela que, neste grupo, o espaçamento entre camadas estruturais consecutivas é de 7 Å ($1\text{Å}=10^{-10}\text{m}$) e cada camada estrutural é constituída pela associação dum folha tetraédrica de sílica com uma folha octaédrica de gibsite ou com uma folha octaédrica de brucite. Existem em média 40 a 50 camadas estruturais num cristal de caulinite.

A ligação entre camadas estruturais adjacentes é feita por ligações de hidrogénio entre átomos O^{2-} e grupos de OH^- de planos atómicos justapostos. A energia de ligação é variável de espécie para espécie, mas entre 500°C e 700°C todas elas são eliminadas. A composição química teórica dum cristal de caulinite é a seguinte: 39.8% de Al_2O_3 , 46.3% de SiO_2 e 13.9% de H_2O .

Micrografias de caulinites obtidas por Gomes (1986), com o microscópio electrónico, revelam cristais lamelares de dimensão média entre 0.5 e $1\mu\text{m}$, geralmente com formas regulares pseudo-hexagonais. Existem contudo certas caulinites em que o diâmetro dos seus cristais individuais pode ser bastante superior ou inferior a estes valores. Em média a relação diâmetro/espessura dos cristais de caulinite é próxima de 25.

3.3.2.2.2 GRUPO DA ILITE

O modelo estrutural correspondente a este grupo compreende duas folhas tetraédricas de sílica com uma folha octaédrica no meio cujo íão pode ser de Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} ou Mg^{2+} . Os minerais do grupo da Ilite são os mais frequentes nas argilas. As suas estruturas assemelham-se às das micas macroscópicas, das quais em regra derivam por divisão física e alteração química. A morfologia evidencia lamelas de forma alongada e bordos geralmente irregulares, com diâmetros que normalmente se situam entre 0.1 e 2 μm . O espaçamento entre camadas estruturais consecutivas é de 10 Å, e as camadas estão ligadas umas às outras, em regra, por íões de potássio (Gomes, 1986).

3.3.2.2.3 GRUPO DA MONTMORILONITE

Este grupo também é conhecido por grupo da esmectite, por forma a evidenciar a estrutura esméctica ou lamelar. As esmectites compreendem várias espécies distribuídas por dois subgrupos: um dioctaédrico, ao qual pertence a montmorilonite, e outro trioctaédrico. A estrutura das esmectites é constituída por duas folhas tetraédricas de sílica que limitam uma folha octaédrica em que o catião coordenado é normalmente o Al^{3+} ou o Mg^{2+} . Os cristais de montmorilonite são de dimensões muito reduzidas (em média 0.15 μm), têm espessura muito mais fina do que a ilite e a caulinite, e limites muito irregulares.

Entre as camadas estruturais existem moléculas de água com arranjos orientados e regulares, coordenando catiões permutáveis, podendo dar lugar a certas moléculas orgânicas. A ligação entre camadas é devida às forças de Van der Waals (Capítulo 3.2.2.11). O espaçamento entre camadas estruturais adjacentes pode assim variar entre 10 e 17.5 Å.

As moléculas de água situam-se particularmente no espaço entre camadas estruturais, e ou hidratam os catiões de troca, ou estão adsorvidas nas superfícies internas e externas dos cristais, podendo ser eliminadas a temperaturas entre 120-300°C. A ligação frouxa entre as camadas estruturais e a natureza e o grau de

substituição isomórfica tornam fácil a clivagem em meio líquido dos pequenos cristais de montmorilonite (Gomes, 1986).

3.3.2.3 IDENTIFICAÇÃO DE MINERAIS ARGILOSOS POR DIFRACÇÃO DE RAIOS X

Esta técnica permite uma análise não destrutiva, rápida e com vários modos de preparação de espécimes de ensaio. Fornece informações precisas e detalhadas quanto à caracterização, qualificação e quantificação dos minerais presentes numa argila, não permitindo porém a análise de minerais não cristalinos ou fracamente cristalinos (Gomes, 1986).

A difracção consiste no espectro que os diferentes planos estruturais, pertencentes a outros tantos tipos de minerais argilosos, desenvolvem quando bombardeados por raios x. Como cada mineral possui a sua estrutura própria, e cada uma destas estruturas responde de forma diferente aos raios emitidos, é possível comparar o perfil obtido com os picos já identificados para cada um dos minerais conhecidos. Mesmo uma complexa mistura de minerais diferentes não inibe a identificação de cada mineral. Porém, a questão da representatividade das amostras analisadas pode ser complicada, pelo que devem ser respeitados os procedimentos já estabelecidos (Gomes, 1986).

Antes de analisadas, algumas amostras necessitam de pré-tratamentos destinados a melhorar a definição dos difractogramas. Entre esses tratamentos inclui-se a extracção de matéria orgânica, de óxidos e hidróxidos de ferro ou carbonatos.

A radiação K_{α} Cu, monocromatizada por filtro de Ni ou por cristal, é utilizada na obtenção da difracção de raios x. A velocidade de rotação do goniómetro ($V_g = 1^\circ$ ou $2^\circ/\text{min}$), a velocidade do papel onde é feito o registro ($V_p = 600$ ou 800mm/h), os factores de escala e a constante tempo são ajustáveis consoante a sensibilidade pretendida no registro gráfico (Gomes, 1986).

A difracção é obtida através da incidência de raios x sobre a amostra de argila, que pode estar numa das seguintes situações: seca e moída; diluída em água, dispersa mecanicamente, passada no peneiro ASTM

400 e então seca; ou ainda sobre a fracção inferior a 2 μ m. A interpretação dos diagramas obtidos na difracção pode ser feita recorrendo às diversas publicações sobre o assunto. A identificação dos minerais nem sempre é imediata, sendo por vezes necessário tratar as amostras para voltar a registar a difracção.

A determinação das quantidades dos minerais presentes, quer sejam argilosos ou não argilosos, baseia-se na relação entre as intensidades de certos máximos de difracção de cada espécie mineral e os teores das mesmas. Devido aos efeitos que certas deficiências estruturais podem ter no registro dos picos de difracção, será mais correcto medir as áreas sob os picos e não a sua altura. Para efectuar uma análise em termos de quantidades são medidos os valores das áreas de alguns dos máximos mais significativos, que são depois divididas pelos respectivos potenciais de reflexão. O resultado é depois transformado em percentagem, sendo que o somatório de todas elas resulta num valor igual a 100% (Gomes, 1986).

Em estudos como o comportamento geotécnico dos sedimentos e/ou rochas sedimentares, entre outros, a quantificação dos minerais presentes é pelo menos tão importante como a sua identificação. Também neste aspecto a difracção de raios x assume um papel fundamental, porque embora não permita chegar a um valor exacto, constitui o método analítico mais rápido e fiável para obter uma boa aproximação. Existe uma relação entre a intensidade da difracção de um mineral e a sua proporção em peso na mistura com outros minerais, embora esta relação seja na prática difícil de determinar. Existem dois métodos para a determinação desta relação. Um deles utiliza misturas de minerais padrões, podendo estes ser os próprios minerais existentes nas amostras, extraídos por processos químicos; e o outro recorre a métodos independentes para determinar a composição mineral de amostras representativas do material a estudar (Gomes, 1986).

Na realidade a estrutura idealizada de um cristal, em que cada átomo se situa no local certo da rede cristalina, não se verifica. Os cristais apresentam normalmente desvios à sua posição mais correcta bem como imperfeições conhecidas como defeitos estruturais. Estes referidos defeitos podem ser prejudiciais ou não às propriedades que se esperam obter destes minerais, havendo inclusive a possibilidade de provocar alguns tipos de defeitos estruturais ao material com o intuito de melhorar o seu desempenho em alguns aspectos previamente definidos. Os minerais argilosos são dos que mais defeitos estruturais apresentam, o que se deve às condições em que ocorreu a sua formação (Gomes, 1986).

3.3.2.4 SUPERFÍCIE ESPECÍFICA DOS MINERAIS DE ARGILA

O termo superfície específica refere-se à relação entre a área da superfície e a unidade de massa. Considerando várias partículas de argila com a mesma massa, verifica-se uma maior área superficial naquela cujo tamanho for menor. No caso de uma esfera teríamos:

$$S_i = 4\pi r^2$$

em que S_i representa a superfície da esfera de raio r , e cujo volume (V) vale:

$$V = \frac{4}{3}\pi r^3$$

a massa da esfera (M) pode ser obtida através do produto do seu volume (V) com a massa específica ρ :

$$M = V\rho = \frac{4}{3}\pi r^3\rho$$

a superfície específica S_{esp} da esfera é igual à razão entre a sua superfície (S_i) e a sua massa (M):

$$S_{esp} = \frac{S_i}{M} = \frac{4\pi r^2}{\frac{4}{3}\pi r^3\rho} = \frac{3}{r\rho}$$

Ou seja, quanto maior o raio menor a superfície específica, o que significa que esta é inversamente proporcional ao tamanho da partícula. No quadro 3.2 indicam-se as superfícies específicas típicas de alguns minerais argilosos.

MINERAL	SUPERFÍCIE ESPECÍFICA (m ² /g)
CAULINITE	10 – 20
ILITE	80 – 100

MONTMORILONITE	800
----------------	-----

Quadro 3.2: Valores típicos da superfície específica de alguns dos principais minerais argilosos
(adaptado de Lambe, 1969)

3.3.2.5 SOLUÇÕES COLOIDAIS E SUSPENSÕES DE ARGILA

Ao dispersar em água um certa quantidade de argila fina obtém-se uma solução, como se em vez de argila se tratasse de um sal solúvel. Observando o líquido contra uma fonte luminosa este irá parecer perfeitamente límpido, mas observado contra um fundo escuro já apresenta alguma turvação. Este efeito óptico é denominado efeito Tyndall, e observa-se nas chamadas soluções coloidais, que não são mais do que dispersões de partículas extremamente finas que difundem, em todas as direcções, parte da luz incidente (Castro, 1974).

Estas partículas estão em constante movimento em todas as direcções, o que normalmente se denomina por movimentos Brownianos, devidos ao choque entre as moléculas de água e as partículas de argila. Uma dispersão nestas condições chamar-se-á **solução coloidal** (ou simplesmente sol), no caso da dimensão das partículas ser de tal forma pequena, que não permite o seu depósito em tempo razoável. No caso das partículas serem maiores, e levarem assim menos tempo a depositar, a dispersão será denominada **suspensão** (Castro, 1974).

Contudo, e segundo Castro (1974) a distinção entre suspensões e soluções coloidais é perfeitamente arbitrária, uma vez que respeitam ambas o mesmo princípio. O limite de separação dos dois conceitos é pois controverso e é normalmente admitido para o efeito o raio esférico equivalente, ou raio de Stokes, de 1 micron. As dispersões de argilas naturais englobam partículas de diferentes tamanhos, sendo normalmente classificadas como suspensões, embora em alguns casos fosse mais correcto designa-las por sol.

A química coloidal ocupa-se dos sistemas constituídos por uma fase homogénea contínua na qual se encontra dispersa uma outra fase, descontínua, constituída por unidades cinéticas. Estas unidades cinéticas, ou colóides, podem ser pequenas partículas sólidas, macromoléculas, pequenas gotas de líquido ou

pequenas bolhas gasosas, e classificam-se em liofílicos e liofóbicos. Os colóides liofílicos são estáveis e viscosos e adsorvem o meio envolvente, sendo também denominados colóides hidrofílicos visto apresentarem elevada afinidade para a água. Os colóides liofóbicos são menos estáveis e viscosos e não adsorvem o meio envolvente, sendo também conhecidos por colóides hidrofóbicos, o que não constitui uma designação muito feliz uma vez que apresentam capacidade de adsorver uma ou mais camadas monomoleculares à sua superfície. É no grupo dos colóides hidrofóbicos que se inserem as argilas coloidais (Castro, 1974).

As partículas dispersas, devido aos movimentos Brownianos, colidem umas com as outras e separam-se após a colisão. Adicionando porém uma pequena quantidade de um determinado tipo de sal, adequado à argila dispersa, já não há separação das partículas após colisão, mas sim a formação de flocos que vão sedimentar mais rapidamente. A este fenómeno chama-se floculação ou coagulação e a solução coloidal ou suspensão diz-se floculada, coagulada ou instável, sendo o fenómeno inverso conhecido como desfloculação, peptização ou estabilização e as soluções coloidais ou suspensões correspondentes conhecidas como desfloculadas, peptizadas ou estáveis (Castro, 1974).

3.3.2.6 NATUREZA ELÉCTRICA DAS PARTÍCULAS DE ARGILA

Se a uma solução coloidal de argila se aplicar um campo eléctrico as partículas dirigem-se para o lado positivo, o que demonstra que as partículas se encontram carregadas negativamente. Embora as partículas se comportem como se estivessem carregadas negativamente, a sua natureza anfotérica, demonstrada pela capacidade de adsorverem catiões e aniões, permite considerar que estas contêm também cargas positivas. Contudo, às superfícies aplanadas das partículas lamelares de argila estão normalmente associadas cargas negativas. Isto porque embora no interior das partículas as cargas estejam em equilíbrio, junto à superfície os iões não encontram, para o lado exterior, outros iões que os equilibrem.

Os cristais dos minerais argilosos possuem também uma carga eléctrica global negativa, o que pode ser originado, segundo Gillot (1987, in Neves, 1993), pela quebra de continuidade da estrutura ou por imperfeições relacionadas com cargas eléctricas não equilibradas, que por sua vez surgem através de substituições isomórficas na estrutura cristalina, da adsorção física ou química de iões em radicais activos e

da adsorção de íons na estrutura da partícula. Embora em teoria estas cargas devessem estar uniformemente distribuídas pela superfície exterior da partícula verifica-se que, no caso das argilas, tal não acontece.

Os bordos das partículas surgem quando ocorre a rotura das folhas estruturais tetraédricas e octaédricas, o que expõe catiões (Si^{4+} , Al^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , etc) ou aniões (O^{2-} , OH^-). Olphen (1963, in Neves, 1993) concluiu que para valores baixos do pH (meio ácido) os bordos das folhas octaédricas são electropositivos enquanto os das folhas tetraédricas são neutros ou ligeiramente negativos. Já para valores elevados do pH (meio alcalino) os bordos são electricamente negativos quer nas folhas octaédricas quer nas tetraédricas.

Segundo Thiessen (in Castro, 1974), que observou ao microscópio a fixação das partículas electronegativas nos bordos das partículas lamelares de caulinite, é de admitir que as faces se encontram carregadas positivamente nos bordos e negativamente nas faces, com predominância da carga negativa uma vez que a área das faces é consideravelmente superior à dos bordos.

3.3.2.7 PERMUTA IÓNICA

De modo a equilibrar as cargas negativas que, conforme já referido, predominam nas faces das partículas de argila, estas tendem a atrair íons carregados positivamente que se encontram nos sais dissolvidos na água intersticial, e que se mantêm ligados à superfície das partículas por ligações débeis, podendo assim ser facilmente substituídos por outros (Lemos, 1999). Estes íons designam-se por íons permutáveis, podendo ser classificados no que diz respeito à facilidade com que são atraídos, o que depende, por sua vez, da sua valência. Ou seja, em reacções de permuta iónica, quando estão presentes íons de diferentes valências, são normalmente preferidos os íons de valência superior. Isto porque os íons menos hidratados têm uma maior capacidade de substituição, ou seja, quanto maiores os íons mais difícil será a sua permuta. No que respeita à valência, os íons podem ser classificados, por ordem decrescente, da seguinte forma:



Qualquer ião à esquerda pode substituir iões situados à sua direita, processo ao qual se denomina permuta de catiões. A capacidade de permuta de catiões de uma argila, definida pela quantidade de iões permutáveis em miliequivalentes (m.e.) detidos em 100 g de argila seca, não é mais do que a quantidade de catiões permutáveis detidos nas partículas, que por sua vez é igual à quantidade de cargas negativas. O número de catiões permutáveis que são substituídos depende do nível de concentração de iões na solução envolvente (Lemos, 1999).

No quadro 3.3 estão indicados alguns valores da capacidade de permuta de catiões dos minerais argilosos mais comuns. Os catiões permutáveis mais frequentes nas argilas são o cálcio e o magnésio, seguindo-se o potássio e o sódio. Nos solos ácidos predominam o alumínio e o hidrogénio.

MINERAL	CAPACIDADE DE TROCA (mE / 100g)
CAULINITE	10 – 20
ILITE	80 – 100
MONTMORILONITE	800

Quadro 3.3: Capacidade de troca catiónica de alguns dos principais minerais argilosos
(adaptado de Lambe, 1969)

As reacções de permuta aniónica consistem na substituição de aniões contidos na solução micelar por outros aniões presentes na solução intermicelar (Capítulo 3.3.2.9). O mecanismo de permuta aniónica dá-se geralmente nos grupos de hidróxidos da superfície das partículas argilosas, estando condicionado pela relação entre a geometria do anião e a unidade estrutural do cristal de argila. Assim, se os aniões tiverem um tamanho e geometria que não lhes permita integrarem-se no interior das folhas tetraédricas, não serão adsorvidos (Jeremias, 1991 in Neves, 1993).

A menor importância da permuta aniónica nas argilas leva a que este tema esteja menos estudado do que a permuta catiónica. Em alguns minerais argilosos a capacidade de permuta aniónica é inclusive muito inferior

à capacidade de permuta catiónica. É o caso por exemplo das montmorilonites. Nas caulinites a capacidade de permuta entre aniões e entre catiões é semelhante.

3.3.2.8 ACTIVIDADE DAS ARGILA

Na realidade os solos dificilmente constituem argilas puras, possuindo em geral extensas granulometrias em que apenas uma parte é argila. Contudo, muitos destes solos são designados por argilas, visto que basta uma pequena fracção deste material "activo" para influenciar o comportamento do solo. Um solo com 20 ou 30% de argila exibirá um comportamento típico de argila, embora atenuado pela presença das fracções mais grosseiras. Surge assim a necessidade de quantificar a influência da fracção argilosa no comportamento do solo. A forma de proceder a essa quantificação foi sugerida por Skempton em 1953 (in Neves, 1993), quando este introduziu a noção de actividade coloidal (A_c), dependente do índice de plasticidade (I_p) do solo e da sua percentagem de fracção argilosa, e definida por:

$$A_c = \frac{I_p}{\% \text{ argila}}$$

De notar que este conceito está directamente relacionado com a superfície específica do material que constitui a fracção argilosa, na medida em que um solo pode ter uma pequena percentagem de argila mas, no caso de possuir uma elevada plasticidade (que se deve à grande superfície específica dos seus constituintes), será um solo bastante activo. Sendo assim, é natural que as partículas argilosas mais activas sejam as montmorilonites (maior superfície específica), seguidas das ilites e das caulinites.

Contudo, a actividade de um solo não depende apenas da superfície específica das suas partículas, mas também do nível e tipo de matéria orgânica, da textura e da história geológica (Neves, 1993).

3.3.2.9 NATUREZA DA ÁGUA PRESENTE NAS ARGILAS

As moléculas de água são dipolares, uma vez que os átomos de hidrogénio não se colocam simetricamente em torno dos átomos de oxigénio. Isto significa que uma molécula de água funciona como uma barra com cargas positivas num lado e cargas negativas no lado oposto. Existem três formas possíveis de atrair estas moléculas de água em direcção à superfície das partículas de argila (Lemos, 1999):

1. Atracção entre a face da partícula de argila carregada negativamente e o lado positivo do dipolo;
2. Atracção entre os catiões presentes da camada dupla e os lados dos dipolos carregados negativamente, sendo que neste caso os catiões serão por sua vez atraídos pelas cargas negativas na face da partícula de argila;
3. Os átomos de hidrogénio nas moléculas de água são compartilhados, através de uma ligação de hidrogénio, pelos átomos de oxigénio das partículas de argila e os átomos de oxigénio das moléculas de água.

Se as partículas de argila estiverem submersas em água tanto as superfícies dos minerais como os iões permutáveis irão absorver água, ou seja, ficarão hidratados, o que implica um aumento de volume dos iões permutáveis. Os catiões presentes na água são atraídos para um mineral de argila devido à carga negativa na superfície deste mas ao mesmo tempo tendem a afastar-se uns dos outros visto possuírem cargas com o mesmo sinal. O efeito resultante consiste na concentração de catiões em redor do mineral, formando assim uma película envolvente (Lemos, 1999).

A concentração de catiões vai dispersando há medida que aumenta a distância à superfície da partícula (aumento esse que se dá devido à sobreposição dos catiões em torno da partícula), até que iguala a quantidade de catiões verificada quando a água se encontra em situação normal nos vazios.

À junção das cargas eléctricas carregadas negativamente situadas na superfície da partícula com a camada de catiões dispersos, electricamente atraídos pela superfície da partícula, denomina-se dupla camada eléctrica de água ou dupla camada iónica difusa. Na figura 3.7 está representada uma dupla camada eléctrica., à qual se devem as propriedades plásticas dos solos argilosos, tais como a expansibilidade, a plasticidade e a hidratação.

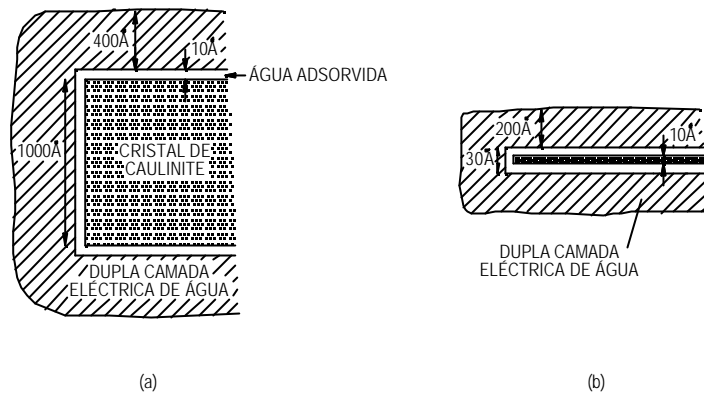


Figura 3.7: A água nas argilas. (a) Partícula de caulinite (b) Partícula de montmorilonite
(adaptado de Lemos, 1999)

Uma vez que a camada mais próxima da face da partícula de argila está fortemente ligada a esta, é classificada de camada adsorvida e a sua remoção pode ser bastante difícil. A espessura da camada de cationes depende sobretudo da valência e concentração dos cationes presentes na água (adsorvida ou não): um aumento na valência (devido à troca de cationes) ou na concentração resulta numa diminuição na espessura da camada, visto que serão em maior número as cargas negativas neutralizadas na superfície da partícula.

A temperatura afecta igualmente a espessura na medida em que um aumento de temperatura implica uma diminuição da espessura da camada (Lemos, 1999). A água junto à partícula aparenta uma elevada viscosidade, que vai diminuindo com o aumento da distância entre a superfície da partícula e a fronteira que separa a camada de água adsorvida da camada de água "livre". As moléculas de água adsorvida podem mover-se livremente paralelamente à superfície da partícula estando restrito o movimento perpendicular a esta (Neves, 1993).

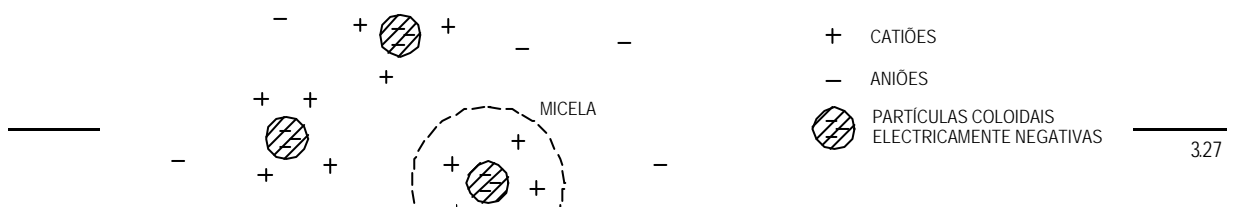


Figura 3.8: Esquema de uma solução coloidal
(adaptado de Gillot, 1987, in Neves, 1993)

Designa-se por micela o conjunto da partícula coloidal e da dupla camada (Figura 3.8), e à solução que contém os iões da dupla camada chama-se solução micelar. À solução exterior que contém os iões livres chama-se solução intermicelar (Castro, 1974).

3.3.2.10 EXPANSIBILIDADE

Segundo Cardoso, Bueno, Lima e Fontes (1994) define-se expansão de um solo como o seu aumento de volume aquando da absorção de água. Este fenómeno está associado praticamente apenas a solos com uma elevada fracção argilosa, aos quais altera o comportamento, introduzindo tensões no interior da sua massa, podendo provocar, entre outros, movimentos diferenciais das camadas de base e sub-base de pavimentos rodoviários, aumentos nas tensões horizontais que actuam em estruturas de suporte, levantamentos do fundo das escavações, etc. A secagem do solo produz o fenómeno inverso: a retracção; sendo esta inversamente proporcional à expansão.

A expansibilidade constitui um fenómeno essencialmente físico-químico, podendo no entanto estar também associado a causas mecânicas (Neves, 1993), e tem sido explicada com base nas forças existentes entre

partículas e entre camadas estruturais. Os mecanismos de expansibilidade físico-químicos podem ser intercrystalinos ou intracrystalinos e osmóticos.

São geralmente admitidas duas fases no processo de expansibilidade osmótica de um solo (Olphen, 1963, in Castro, 1974a). Na primeira, as moléculas de água penetram entre as camadas estruturais das argilas ou entre as superfícies planas das partículas adjacentes, tendendo a separá-las. As forças envolvidas nesta fase são as forças de Van der Waals; interação electrostática entre as superfícies e os cátions dispersos; e a energia de adsorção das moléculas de água. Esta última é a mais importante e é da ordem de vários milhares de atmosferas para a primeira camada de água, decrescendo rapidamente com a adição das camadas seguintes.

Na segunda fase, as superfícies das partículas estão já separadas por distâncias superiores a 4 camadas monomoleculares de água, sendo por isso a energia de adsorção já relativamente reduzida, o que permite que a energia de repulsão da dupla camada eléctrica se sobreponha. Com a continuação da adsorção de moléculas de água a referida distância tende a aumentar, e com ela as forças de repulsão.

A natureza dos cátions permutáveis influencia a expansibilidade, sendo que as argilas em que o cátion permutável é sódio expandem muito mais do que as argilas em que esta particularidade é assumida pelo cálcio. Isto porque os cátions monovalentes e em fraca concentração originam pressões de expansão superiores devido à formação de duplas camadas eléctricas mais extensas. Sendo assim, um dos processos para diminuir a expansibilidade das argilas é a adição de produtos à base de cálcio, dos quais a cal é o mais utilizado (Castro, 1974a).

Segundo Olphen (1963, in Castro, 1974a), a expansibilidade osmótica é responsável pelas maiores variações volumétricas observadas, podendo inclusive levar, em condições particulares de confinamento, a grandes pressões de expansibilidade (também denominada pressão osmótica).

A expansibilidade intercrystalina ocorre quando a absorção de água se faz através das superfícies externas dos cristais dos minerais argilosos e dos vazios entre esses cristais (Neves, 1993), ou seja, quando é possível a absorção de água no interior dos cristais, ou entre as camadas estruturais. A água absorvida forma

sucessivas camadas monomoleculares sobre as partículas dos minerais argilosos, afastando as unidades estruturais e as próprias partículas. Segundo Gillot (1987, in Neves, 1993) a expansão intra-cristalina é justificada pelo desequilíbrio entre as forças atractivas que ligam as camadas estruturais (inferiores) e as forças atractivas responsáveis pela absorção de água.

As montmorilonites são as argilas que apresentam maiores variações volumétricas por absorção de água, o que se entende ser justificado pelo seguinte: Quando uma partícula de montmorilonite é posta em contacto com a água as moléculas de água penetram entre as camadas estruturais fazendo aumentar o espaçamento basal para valores que podem ir de 12.5 a 20 Å, originando um aumento de volume – expansibilidade intra-cristalina – que pode, no máximo, duplicar o volume da partícula (Castro, 1974a).

As ilites são argilas menos expansivas do que as montmorilonites, o que se explica pela ausência de expansibilidade intra-cristalina. Com efeito, embora possuindo uma estrutura semelhante, nas ilites as ligações entre camadas estruturais são feitas por iões potássio, o que possibilita uma forte atracção electrostática capaz de impedir a entrada de moléculas de água (Castro, 1974).

As caulinites são argilas normalmente não expansivas, o que se explica através do facto da reduzida distância entre camadas estruturais impedir a entrada de água e também do fraco potencial eléctrico deste tipo de argila, que leva a uma fraca adsorção superficial. Se nas caulinites ocorrer expansão, esta será de origem mecânica.

Segundo Cardoso, Bueno, Lima e Fontes (1994), o propósito do conhecimento da expansão de um solo é identificar e classificar o seu potencial de expansão (entenda-se variação volumétrica específica) e a sua pressão de expansão (ou pressão a ser aplicada a uma amostra, que já sofreu expansão, para que o seu volume retorne ao valor inicial), de modo a permitir ao engenheiro uma avaliação quantitativa dos problemas que possam advir da sua utilização como material de construção.

3.3.2.11 FORÇAS ENTRE PARTÍCULAS ARGILOSAS

Existem dois tipos de forças a actuar entre as partículas de argila submersas em água: as forças de atracção e as forças de repulsão. Para um dado solo as cargas eléctricas que se estabelecem na superfície das partículas estão em relação directa com as áreas daquelas superfícies e, por outro lado, a influência daquelas cargas sobre o comportamento das partículas está directamente relacionada com a superfície específica. Ou seja, quanto maior a superfície específica, maior a tendência para o comportamento das partículas ser controlado pelas forças superficiais em detrimento das forças mássicas.

A atracção entre partículas deve-se sobretudo às forças de curto alcance de Van der Waals, que são forças que se fazem sentir entre todas as moléculas de água adsorvidas numa partícula, e também entre as moléculas de água adsorvidas pelas superfícies de duas partículas vizinhas. A força atractiva total entre partículas é a soma das forças de atracção entre as suas moléculas. A grandeza desta força depende, como já foi referido, do tamanho e geometria das partículas, sendo independentes das características da camada dupla e inversamente proporcionais à distância entre partículas.

Assim, para distâncias pequenas, as forças de Van der Waals variam inversamente com o cubo da distância, e para distâncias maiores, variam inversamente com a quarta potência. Apesar da pequena energia desenvolvida nestas ligações moleculares, a sua importância para a formação da resistência estrutural dos minerais argilosos é considerável, possuindo um raio de acção da ordem dos milhares de Å (Neves, 1993).

As forças de repulsão são essencialmente de natureza eléctrica, ocorrendo entre cargas do mesmo sinal. Estas forças são originadas pela interpenetração das camadas difusas de cada uma das partículas, dependendo a sua intensidade da espessura dessas camadas. Assim, a intensidade das forças de repulsão diminui com a espessura das respectivas camadas difusas. Se o espaçamento entre as partículas for inferior a 15 Å não será possível a formação de uma camada difusa em torno de cada uma das partículas, o que permite um aumento na intensidade das forças atractivas de Van der Waals. Quando o espaçamento excede os 15 Å já é possível que cada superfície forme a sua camada difusa, que ao sobrepor-se à camada difusa vizinha vai provocar um excesso de concentrações de catiões entre as duas superfícies, em relação à solução exterior. Desta forma, a água passa a mover-se por actividade osmótica e é atraída pela superfície das partículas, originando forças repulsivas. A intensidade destas forças depende, para além da distância entre

partículas, da valência, concentração e tamanho dos iões permutáveis, da carga superficial da partícula, da constante dieléctrica do líquido e da temperatura (Castro, 1974a).

3.3.2.12 FLOCULAÇÃO E DISPERSÃO DAS PARTÍCULAS DE ARGILA

O comportamento global das partículas de argila em suspensão é facilmente perceptível na figura 3.9. Assim, considere-se uma suspensão de partículas de argila em água. As partículas apresentam um movimento Browniano (movimento livre), atingindo a determinada altura distâncias suficientemente pequenas para que as forças interpartículas se tornem activas. Contudo, as forças atractivas e repulsivas fazem-se sentir a distâncias diferentes.

Dependendo da distância entre duas partículas, se o valor das forças repulsivas for superior ao das forças atractivas, haverá repulsão. Neste caso, as partículas de argila assentam individualmente e formam uma camada densa, ficando contudo separadas das partículas vizinhas. A este tipo de arranjo denomina-se estrutura aleatória (Mineiro, 1981, in Neves, 1993). Por outro lado, se o resultado global for favorável às forças atractivas, formam-se flocos, o que origina a chamada estrutura floculada. De referir que este conceito considera duas partículas lamelares ideais, apenas carregadas nas faces e desprezando as cargas positivas situadas nos bordos. Admite-se ainda que as partículas vão flocular em posição de paralelismo entre as respectivas faces (Castro, 1974).

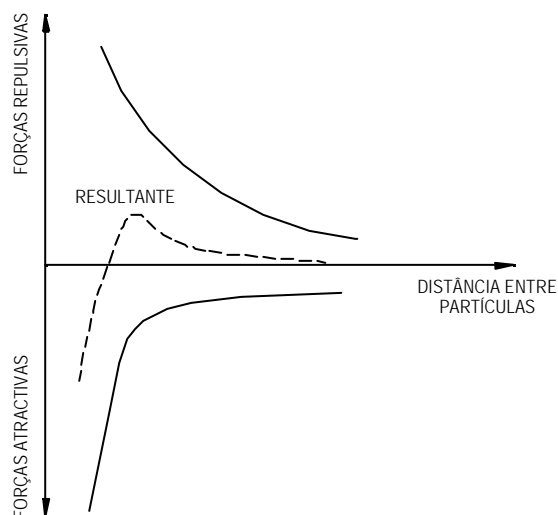


Figura 3.9: Relação entre a distância entre partículas e as forças de atracção e repulsão
(adaptado de Castro, 1974)

Segundo Olphen (in Castro, 1974), numa estrutura floculada podem ocorrer três tipos de arranjo estrutural entre partículas: face-com-face (FF), bordo-com-face (BF) e bordo-com-bordo (BB). A interacção das forças eléctricas é diferente em cada um destes casos. Dos três casos referidos, apenas os tipos BB e BF levam ao que normalmente se designa por "flocos". Da associação FF resultam partículas mais espessas normalmente designadas por agregação (Castro, 1974), e que originam a estrutura orientada (Mineiro, 1981, in Neves, 1993). Sendo assim, o termo desfloculação é apenas empregue no processo de destruição das associações do tipo BB e BF, enquanto que o processo de destruição das ligações FF designa-se por dispersão.

Em argilas naturais o arranjo estrutural pode ser extremamente complexo. A estrutura aleatória (Mineiro, 1981), ou interacção entre partículas minerais de argila isoladas, é rara, embora ocorra em argilas activas e com um elevado índice de vazios, que não sofreram fortes tensões de compressão. A tendência será contudo para a formação de agregados de partículas, normalmente com uma orientação de tipo face-face. Por sua vez estas agregações elementares tendem a combinar-se para formar conjuntos maiores, cuja estrutura é influenciada pelo ambiente em que estão depositadas. Na figura 3.10 estão representados os vários modos de associação de partículas.

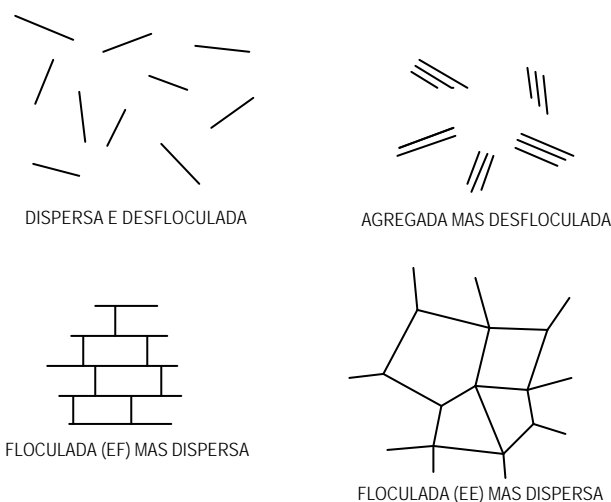


Figura 3.10: Formas de associação das partículas numa suspensão argilosa

(adaptado de Gillot, 1987, in Neves, 1993)

Resumindo, os modelos estruturais fundamentais das argilas podem classificar-se num destes três tipos: estrutura floculada, estrutura orientada e estrutura aleatória.

3.3.2.13 POTENCIAL DE SUCÇÃO

A água retida no solo acima do nível freático encontra-se sob uma pressão inferior à pressão atmosférica, designada por sucção da água no solo ou sucção do solo. A sucção do solo representa a força com que este retém a água, assumindo valores desde zero, para uma situação de saturação, até centenas de milhares de KPa para solos secos em estufa (Castro, 1974a).

Nos solos residuais é grande a incidência das condições não-saturadas o que, aliado ao facto de se tratar do tipo de solo com o qual são constituídos a maioria dos maciços terrosos, e tratando-se além disso de um material dominado por respostas constitutivas diferentes das verificadas nos solos transportados, leva a que este tipo de solos seja objecto de uma crescente preocupação (Fonseca, 1998).

Devido à dimensão do intervalo entre os limites mencionados, foi proposto por Schofield (in Castro, 1974a), para maior comodidade, a utilização duma escala logaritmica na caracterização desta grandeza, introduzindo assim o conceito de potencial de sucção (pF). Este não é mais do que o logaritmo decimal da sucção, que é expressa pela altura, em centímetros, de uma coluna de água capaz de exercer uma pressão equivalente, mas de sinal contrário. De facto, e utilizando a terminologia da mecânica dos solos, a sucção é conhecida por pressão neutra negativa. Um valor de pF igual a zero corresponde assim a um valor de sucção equivalente a 1 cm de água, enquanto que uma sucção nula implica $pF = ?$.

Cada solo possui uma relação própria entre a sucção desenvolvida e o correspondente teor em água, o que permite a definição das chamadas curvas de sucção. Contudo, e devido a um fenómeno de histerésis, a um valor do pF não corresponde apenas um valor do teor em água, mas sim dois, obtidos durante a fase de molhagem ou de secagem. De facto, quando um solo húmido é submetido a um processo de secagem, apresenta num determinado ponto um valor para o teor em água superior aquele que apresentaria caso estivesse inicialmente seco e absorvesse água. A explicação para esta particularidade reside no facto de que no processo de secagem de um solo húmido os capilares mais finos retêm água, não podendo contudo absorvê-la durante o processo de molhagem visto estarem separados da água livre pelos capilares mais grossos.

A quantidade de água retida no solo para um determinado valor de pF é função da natureza deste. O teor em água de uma argila é muito superior ao de uma areia, para o mesmo valor de pF, o que significa que, reduzindo o teor em água da argila para o mesmo valor daquele registado na areia, teríamos um pF muito elevado. Assim, as variações de sucção são mais importantes para uma argila do que para um silte ou para uma areia. Mesmo a natureza da argila influencia muito o pF: o teor em água de uma montmorilonite é muito superior, em condições idênticas de potencial de sucção, ao de uma caulinite. Numa argila o valor da sucção pode atingir valores altos devido aos fenómenos de capilaridade, de adsorção de água pelas partículas sólidas e ainda devido à menor dimensão das partículas constituintes (Fonseca, 1988).

Outro aspecto importante a considerar é a maior ou menor uniformidade granulométrica do solo. Nos casos com elevada uniformidade granulométrica existe um patamar perfeitamente definido na curva de sucção. Até ao início do patamar os poros conseguem conter a água, e a partir dessa fase o aumento do teor em água vai

diminuir o potencial de sucção do solo, mas enquanto que em solos de granulometria extensa os vazios mais pequenos são ocupados inicialmente, havendo portanto uma evolução progressiva na diminuição da sucção, em solos uniformes os vazios a ocupar pela água têm todos mais ou menos o mesmo tamanho, o que significa que enquanto a água não envolve toda a área de contacto entre as partículas, o valor do potencial de sucção mantém-se, conforme representado na Figura 3.11.

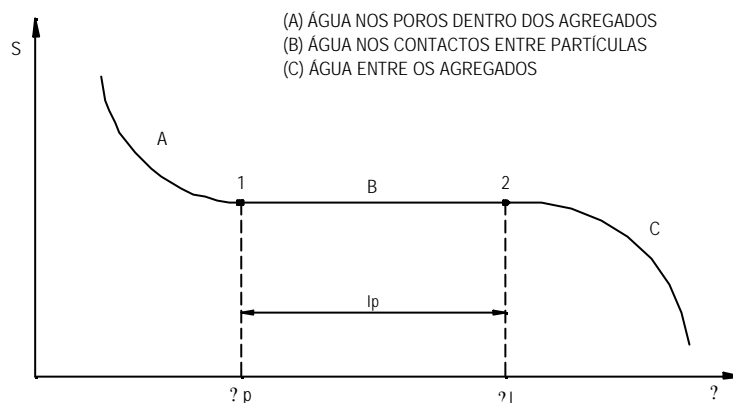


Figura 3.11: Evolução da curva de sucção com a quantidade de água e sua relação com os limites de consistência
(adaptado de Fonseca, 1989)

A partir destas considerações é possível, segundo Fonseca (1988), estabelecer relações entre os limites de consistência do solo e a forma da sua curva de sucção. O limite de liquidez corresponde a um valor do teor em água que permite a separação das partículas, e encontra correspondência no ponto 2 da curva de sucção da figura 3.11. O limite de plasticidade representa o limite de água que o solo pode conter, sem que haja uma redução nas forças de atracção entre as partículas, e equivale ao ponto 1 da referida curva de sucção. A região entre os dois pontos de inflexão, que traduz a quantidade de água que é possível existir nas superfícies de contacto entre as partículas, corresponde assim ao índice de plasticidade. Estes dois pontos serão tanto mais definidos quanto mais argiloso for o solo (Fonseca, 1988).

A água tende a mover-se dos pontos com sucção inferior para os pontos em que a sucção atinge valores mais elevados, terminando esta percolação quando se atinge um equilíbrio nos valores de sucção ao longo da massa de solo. Notar contudo que este fenómeno é independente do nível do teor em água, conforme demonstrado pelas curvas de sucção. Considerando dois pontos separados na vertical por uma distância h , só se verificará uma ascensão na massa de água quando a sucção no ponto mais alto exceder em h a sucção no ponto mais baixo (Castro, 1974a).

3.3.2.14 INFLUÊNCIA DOS MINERAIS ARGILOSOS NAS PROPRIEDADES DOS SOLOS

As propriedades dos solos influenciadas pelas características dos minerais argilosos são, entre outras de menor importância para o presente estudo, a permeabilidade, a resistência ao corte e a deformabilidade.

Como a água adsorvida dificilmente se separa das partículas minerais de um solo argiloso, os vazios disponíveis para a circulação da água apresentam um volume inferior, o que implica uma menor permeabilidade. Alterações à espessura da camada de água adsorvida, devidas por exemplo à permuta iónica, alteram a permeabilidade do solo.

A resistência ao corte dos solos aumenta com a diminuição da distância entre partículas, quer através de um aumento do ângulo de atrito quer através dum aumento na intensidade das ligações, visto que as forças atractivas tendem a superiorizar-se às forças repulsivas com a diminuição da distância entre partículas. Contudo, este aumento na resistência não é imediato, visto que a nova posição das partículas após a aplicação da carga está dependente da expulsão da água intersticial, processo que nos solos finos é normalmente bastante moroso, podendo inclusive não chegar a ocorrer, na totalidade, a expulsão do líquido, o que levaria à não alteração da referida distância média entre partículas. Na prática, isto significa que as forças exteriores que se somaram às forças atractivas foram compensadas por pressões neutras que se somaram às forças repulsivas.

Visto que é a distância média entre partículas que imediatamente determina a resistência ao corte (Folque, 1974) depreende-se que não existe uma relação linear entre a tensão total e a resistência ao corte. Porém, se

neste raciocínio for utilizada a tensão efectiva, resultante da subtracção da tensão neutra à tensão total, é já possível estabelecer uma correspondência bi-unívoca com a distancia média entre partículas. Resulta assim que a relação entre a tensão total e a resistência ao corte se estabelece através da tensão efectiva.

Aumentando a tensão aplicada a um solo argiloso e permitindo-se a drenagem da água sob efeito do aumento da pressão neutra obtém-se o aumento da área de contacto entre as partículas, a redução da espessura da camada de água adsorvida e o rearranjo das partículas. Se este incremento for retirado e a água retornar ao solo haverá lugar à expansão do volume visto que a camada adsorvida retoma a sua espessura inicial. Contudo, e partindo do princípio de que parte da água sob efeito da pressão neutra em excesso foi expulsa aquando do carregamento efectuado, houve uma alteração da posição relativa das partículas, que passaram a ocupar espaços anteriormente ocupados pela água. Ora, essas partículas não vão retomar a sua posição inicial, pelo que se conclui que uma importante parcela da deformação é irreversível.

As características de compressibilidade e expansibilidade dependem também da natureza dos minerais argilosos e da natureza e nível de concentração dos cationes da dupla camada eléctrica instalada entre as partículas sólidas. Nos solos com significativas quantidades de montmorilonite ocorrem consideráveis variações de volume com as variações de tensão aplicada. Isto porque a estrutura deste mineral argiloso consiste em camadas de gipsita e sílica separadas por camadas de água, o que implica a existência de uma maior quantidade de água neste mineral. Ora, conhecendo-se a susceptibilidade que a água apresenta às variações de volume, conclui-se que existe nas montmorilonites uma maior tendência para sofrer variações de volume.

3.4 CARACTERIZAÇÃO DOS VÁRIOS TIPOS DE CAL UTILIZADOS NA ESTABILIZAÇÃO DE SOLOS

3.4.1 EVOLUÇÃO HISTÓRICA

A cal era já utilizada como material ligante, misturada ou não com outros produtos, antes mesmo dos Romanos terem desenvolvido a sua técnica de aplicação. De facto, os primeiros vestígios de produção industrial de cal surgem no Egipto, cerca de 3000 anos aC, quando as pirâmides foram construídas com

blocos de calcário ligados entre si por um ligante constituído por uma mistura de cal e gesso. Contudo, foram os Romanos que desenvolveram as primeiras grandes aplicações da cal em geotecnia, nomeadamente na secagem de terrenos e na fixação das lajes de algumas das suas estradas às plataformas.

As utilizações tecnicamente evoluídas introduzidas pela civilização Romana mantiveram-se praticamente inalteráveis até meados da Idade Média, altura em que foram descobertas outras aplicações para a cal, como a projecção, por parte dos soldados franceses, de cal viva sobre os seus inimigos na guerra de 1217. Contudo, foi preciso esperar até ao século 18 para se assistir a uma abordagem científica e a uma exploração industrial da cal: o químico inglês Joseph Black escreveu as reacções que ocorrem durante a fabricação da cal, e mais concretamente na expulsão do dióxido de carbono. Este trabalho foi completado no século 19 por Vicat e Debray, quando foram identificadas todas as propriedades físico-químicas do produto, bem como todos os tipos de cal e suas utilizações. No fim do século 19 e início do século 20, o considerável desenvolvimento industrial favorece a criação de vários centros de produção na Europa e nos Estados Unidos.

Em Portugal, a situação da produção industrial de cales aéreas é descrita por Castro e Serafim Luís (1974) da seguinte forma: "...a produção de cal, embora existam bastantes fornos, não está ainda convenientemente industrializada nem normalizados os diversos tipos...". Esta caracterização da indústria de produção de cales aéreas corresponde à realidade do sector na época mas apenas no que diz respeito à produção para comercialização, já que as unidades produtoras de pasta de papel, uma das fábricas da Siderurgia Nacional (Seixal), e uma importante unidade da indústria química, todos auto-consumidores, estariam, à época, já equipados com instalações industriais de produção de cal.

O mercado utilizador sofreu, nas décadas de oitenta e noventa, uma profunda evolução, tanto quantitativa como qualitativa; as aplicações de natureza industrial (siderurgia, minas, química, tratamento de águas, tratamento de efluentes líquidos e gasosos, papel, inertização de resíduos industriais, geotecnia, etc.), com requisitos de qualidade e consistência de características cada vez mais rigorosos.

Do ponto de vista tecnológico, o sector teve uma evolução profunda na década de oitenta, com a instalação e entrada em funcionamento de algumas novas unidades de produção, equipadas com modernos fornos contínuos, tendência que se acentuou nos anos noventa (tecnologias suíça, italiana e francesa). Esta

tendência evolutiva acentuou-se, sobretudo, durante a década de noventa, podendo afirmar-se que operam hoje, em Portugal, unidades industriais que ombreiam com as mais modernas da Europa, em co-existência com alguma produção artesanal de cal, nalguns casos de boa qualidade, mas cujas operações têm uma dimensão extremamente limitada, e cujo mercado vocacional se confina à construção civil quase em exclusivo.

Não existe ainda em Portugal um normativo genérico para a caracterização das cales aéreas como acontece em alguns países europeus, onde existem normas internas de caracterização das cales para certas aplicações. No que diz respeito a outras actividades industriais, os produtos são especificados pelos utilizadores, sendo os parâmetros controlados por métodos analíticos, esses sim, objecto de normalização (ASTM, ISO ou DIN, havendo, em certos casos outras referências).

3.4.2 FORMAÇÃO, CLASSIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA CAL

Existem dois grandes tipos de ligantes: os ligantes hidráulicos, que fazem presa quando em contacto com a água; e os ligantes aéreos, que fazem presa em contacto com o ar. No primeiro grupo inclui-se a cal hidráulica e os cimentos, enquanto no segundo inclui-se o hidróxido de cálcio resultante da reacção do óxido de cálcio com a água.



Figura 3.12: Aspecto geral do calcário

A matéria prima a partir da qual são originários todos os produtos à base de cal é a pedra de calcário (Figura 3.12), composta quase exclusivamente por carbonato de cálcio (CaCO_3) e por um certo número de outros constituintes em quantidade variável. A cal é obtida através da calcinação do calcário (Figura 3.13) a temperaturas superiores a 900°C , ocorrendo neste processo a transformação do carbonato de cálcio em óxido de cálcio e a libertação de anidrido carbónico.



Figura 3.13: Aspecto geral do calcário após a calcinação

Se forem utilizadas temperaturas superiores a 1200°C na calcinação do calcário e as impurezas argilosas contidas na rocha ultrapassarem os 5%, obtém-se cal hidráulica, dotada de uma estrutura cristalina e com baixa porosidade. Se a temperatura durante a calcinação se mantiver entre os 900° e os 1200°C o produto final corresponde ao que correntemente se designa por cal aérea, com estrutura romboédrica e elevada porosidade.

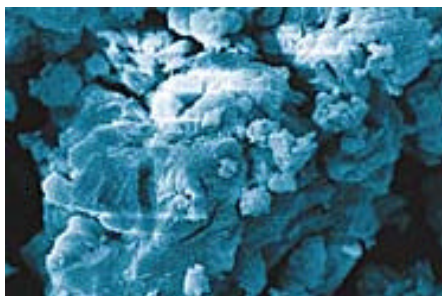


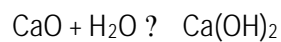
Figura 3.14: Observação microscópica da cal aérea hidratada

A cal aérea (Figura 3.14) é normalmente classificada em cal viva ou cal apagada, em função da sua susceptibilidade à água. Assim, a cal viva reage com a água formando cal apagada ou extinta, transformando-se o óxido de cálcio em hidróxido de cálcio, podendo este apresentar-se sob a forma de pasta, pó muito fino (Figura 3.15a) ou de leite de cal (Figura 3.15b). De facto, no seu sentido restrito, o termo cal refere-se ao óxido de cálcio (CaO) ou ao hidróxido de cálcio (Ca(OH)₂), embora seja geralmente utilizada para designar qualquer produto derivado ou associado ao óxido de cálcio. As equações que traduzem as referidas reacções são:

Cal Viva



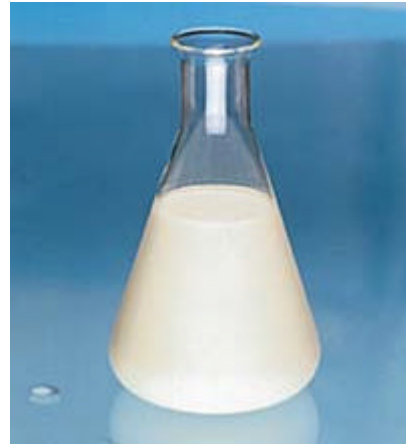
Cal Apagada



Obtém-se desta forma cal com um elevado teor em cálcio, designada por “cal calcítica”. Fazendo variar os parâmetros da reacção durante o processo industrial, de forma controlada e reprodutível, obtém-se diferentes graus de óxido de cálcio. Trata-se de um material que pode apresentar-se sob a forma de pó, com várias granulometrias, ou em pedra, quando proveniente de processos de fabrico artesanais (Castro, 1970).



(a)



(b)

Figura 3.15: O produto final (a) Cal em pó (b) Leite de cal

Quando a rocha original é constituída, em quantidades equimoleculares, por carbonato de cálcio e por carbonato de magnésio denomina-se dolomite ou calcário dolomítico, e a sua calcinação origina a chamada cal dolomítica. Este outro tipo de cal é constituído por idênticas quantidades de moléculas de óxido de cálcio e óxido de magnésio.

A calcinação de calcários dolomíticos impuros (designados por calcários magnesianos) conduz a cales com diferentes proporções de óxido de cálcio e óxido de magnésio. Fossberg (in Castro, 1970), apresenta a seguinte classificação de cales baseada no teor em óxido de magnésio:

- ? cal de cálcio: teor em MgO entre 0 e 5%;
- ? cal magnésiana: teor em MgO entre 5 e 20%;
- ? cal dolomítica: teor em MgO entre 20 e 30%.

Tanto a cal calcítica como a dolomítica são obtidas a partir da cal aérea, e ambas constituem portanto cal viva. Contudo, a cal calcítica reage muito mais rapidamente com a água do que a cal dolomítica, em que o óxido de magnésio reage mais lentamente com a água, sendo que parte não chega sequer a hidratar. Assim, a cal hidratada que se obtém a partir da cal dolomítica é designada por cal dolomítica hidratada normal ou

monohidratada, havendo contudo a possibilidade de obter cal dolomítica altamente hidratada (alta percentagem de óxido de magnésio transformado em hidróxido) utilizando técnicas de hidratação sob pressão desenvolvidas nos Estados Unidos a partir do início de 1940. A cal assim obtida também se designa por dihidratada (Castro, 1970).

Notar que a cada uma das designações, cal viva ou cal apagada, corresponde uma gama de diferentes quantidades de óxido de cálcio e de hidróxido de cálcio, respectivamente. Esta diferença na quantidade origina vários produtos com propriedades físico-químicas específicas que os tornam propícios para determinadas aplicações em detrimento de outras. O quadro 3.4 sintetiza a questão da classificação dos vários tipos de cal:

A classificação de uma cal em calcítica ou dolomítica pode ser obtida através da relação molecular Ca/Mg. Assim, na cal calcítica pura esta relação é igual a infinito, enquanto na cal dolomítica pura é igual à unidade.

MODO DE OBTENÇÃO	COMPOSIÇÃO DO CALCÁRIO DE BASE		
	QUASE PURO	15 A 20% DE ARGILA	PRESENÇA DE CARBONATO DE MAGNÉSIO
CALCINAÇÃO	CAL AÉREA VIVA CALCÍTICA	CAL HIDRÁULICA	CAL AÉREA VIVA DOLOMÍTICA
CALCINAÇÃO + HIDRATAÇÃO	CAL AÉREA APAGADA	CAL HIDRÁULICA APAGADA	CAL DOLOMÍTICA MONOHIDRATADA OU CAL DOLOMÍTICA HIDRATADA SOB PRESSÃO

Quadro 3.4: Classificação dos vários tipos de cal

De acordo com a designação C 5-59 da ASTM (1968, in Castro, 1970), a cal viva pode ser classificada, em função da rapidez com que hidrata, em “rápida” – hidratação começa menos de 5 minutos após adição de cal; “média” – entre 5 e 30 minutos; e “lenta” – mais de 30 minutos.

A facilidade com que a cal é apagada depende da sua composição química e da temperatura de calcinação. Os carbonatos de cálcio decompõe-se a temperaturas da ordem dos 900°C e os carbonatos de magnésio a

cerca de 550°C. Temperaturas demasiado elevadas dão origem a um produto sobrecalcinado cuja hidratação é muito morosa devido ao aumento da cristalinidade dos óxidos. As cales dolomíticas são mais afectadas pela sobrecalcinação, diminuindo a sua reactividade de tal forma que o produto resultante se designa por “dolomite calcinada inactiva” (Castro, 1970).

A cal viva, tratando-se de uma ligante aéreo, ao ser exposta ao ar apaga-se e combina com o anidrido carbónico do ar originando um produto pulverulento não activo designado por “cal apagada ao ar”. A cal hidratada, ao combinar com o dióxido de carbono do ar tende a recarbonatar-se. Segundo a ASTM os máximos teores em anidrido carbónico admitidos para a cal viva e para a cal apagada são respectivamente 10 e 7% (Castro, 1970).

A partir da cal aérea é possível obter ainda um outro produto: o leite de cal. É constituído por uma suspensão de cal aérea hidratada, com teores entre 30 e 150 g/l, podendo ser obtido a partir de cal viva ou de cal hidratada. A obtenção de leite de cal a partir de cal hidratada apresenta a vantagem de não desenvolver calor durante a reacção, visto a cal hidratada se apresentar já na forma de pó. A obtenção de leite de cal, a partir da cal viva, é conseguida adicionando uma quantidade de água muito superior à que seria necessária para satisfazer toda a sua afinidade química em relação à água. O leite de cal obtido desta forma apresenta características que, segundo Neves (1993), dependem das características da cal viva original e da qualidade da água.

Conforme já referido, as rochas calcárias com considerável quantidade de partículas argilosas (entre 8 a 20%), quando calcinadas a temperaturas superiores a 1200°C originam cal hidráulica. Estas rochas contêm geralmente um teor em carbonato de cálcio entre 40 e 95% (Neves, 1993).

A cal hidráulica pode, segundo Castro (1970), ser considerada como um produto intermédio entre a cal e o cimento, visto que para além de manter algumas das propriedades da cal ganha presa com a água. Contudo, a cal hidráulica nunca foi muito utilizada na estabilização de solos. No quadro 3.5 apresentam-se algumas propriedades das cales actualmente comercializadas.

ANÁLISE QUÍMICA (VALORES TÍPICOS)	ÓXIDO DE CÁLCIO	HIDRÓXIDO DE CÁLCIO
--------------------------------------	-----------------	---------------------

Ca (OH) ₂		? 94%	-		
Mg (OH) ₂		? 1%	-		
CO ₂		? 1%	? 2.5%		
CaSO ₄		? 0.5%	-		
SiO ₂		? 0.2%	? 0.15%		
Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃		? 0.2%	-		
CaO total		-	? 92%		
CaO livre		-	? 90%		
IDENTIFICAÇÃO QUÍMICA	NOME	ÓXIDO DE CÁLCIO	ÓXIDO DE MAGNÉSIO	HIDRÓXIDO DE CÁLCIO	HIDRÓXIDO DE MAGNÉSIO
	FÓRMULA	CaO	MgO	Ca (OH) ₂	Mg (OH) ₂
SISTEMA CRISTALINO		CÚBICO	CÚBICO	HEXAGONAL	HEXAGONAL
PONTO DE FUSÃO		2570°C	2800°C	-	-
PONTO DE DECOMPOSIÇÃO		-	-	580°C	345°C
PONTO DE EBULIÇÃO		2850°C	3600°C	-	-
CALOR DE DISSOLUÇÃO A 18°C		+18.33Kg-cal	-	+2.79Kg-cal	-
PESO MOLECULAR		16.09	40.32	74.10	58.34
DENSIDADE		3.40	3.65	2.34	2.40

Quadro 3.5: Algumas propriedades das cales actualmente comercializadas

Choquet (1972, in Neves, 1993) classificou a cal em função dos teores em óxido de cálcio (cal aérea) e hidróxido de cálcio (cal hidráulica); teores que por sua vez dependem do nível de carbonato de cálcio da rocha original, e que a seguir se indicam:

- ? Cal quimicamente pura: teor em CaO superior a 97% e teor em Ca(OH)₂ superior a 97%
- ? Cal gorda: teor em CaO entre 85% e 97% e teor em Ca(OH)₂ entre 85% e 96%
- ? Cal magra: teores em CaO e Ca(OH)₂ inferiores a 85%

ÓXIDO DE CÁLCIO (CaO)	HIDRÓXIDO DE CÁLCIO (Ca(OH) ₂)	CALCITE (CaCO ₃)
2.78	4.90	3.86
2.41	3.10	3.04
1.70	2.63	2.29
-	1.93	2.10

Quadro 3.6: Medida dos principais minerais da cal pura (em Angströms)

Os minerais constituintes da cal podem ser identificados segundo as mesmas técnicas utilizadas na identificação dos minerais argilosos, nomeadamente a técnica de difracção de raios X. Os principais são a calcite, o óxido de cálcio e o hidróxido de cálcio, estando as distâncias reticulares em Angströms, que os identificam nos difractogramas, indicadas no quadro 3.6.

3.4.3 IDENTIFICAÇÃO DAS PROPRIEDADES DA CAL MAIS IMPORTANTES NA ESTABILIZAÇÃO

O conhecimento das peculiares propriedades físico-químicas da cal é fundamental para a sua utilização como estabilizante de solos. As especificações mais importantes relativas à cal, resumidas a partir das recomendações e directivas oficiais publicadas pelas autoridades francesas, estão indicadas no quadro 3.7.

A granulometria constitui um factor influente noutras características da cal, como a velocidade de hidratação e o peso volúmico. É também importante para a homogeneidade da mistura quando a cal é utilizada na estabilização de solos. A granulometria é condicionada, segundo Choquet (1972, in Neves, 1993), pela granulometria da rocha calcária; pelo processo de calcinação utilizado; pelo produto final obtido (cal viva ou cal apagada); e por eventuais moagens adicionais justificadas pela utilização que se pretende dar à cal.

	CAL VIVA	CAL HIDRATADA
CRITÉRIOS RELATIVOS A GRANULOMETRIA	FRACÇÃO GRANULOMÉTRICA 0/2 mm	-
	MATERIAL PASSADO NO PENEIRO DE DIMENSÃO 0.2 mm ? 90%	-
	MATERIAL PASSADO NO PENEIRO DE DIMENSÃO 80?m ? 50%	MATERIAL PASSADO NO PENEIRO DE DIMENSÃO 80?m ? 90%
CRITÉRIOS RELATIVOS A COMPOSIÇÃO QUÍMICA E	TEOR EM CaO LIVRE ? 80%	TEOR EM CaOH ₂ LIVRE ? 50%
	TEOR EM CaOH ₂ < 5%	-

A REACTIVIDADE	TESTE DE REACTIVIDADE À ÁGUA: TEMPERATURA FINAL > 60°C OBTIDA EM MENOS DE 25 MINUTOS	TEOR EM ÁGUA LIVRE ? 2%
----------------	--	-------------------------

Quadro 3.7: Resumo das especificações constantes na norma francesa NFP 98-101 (Julho 1991)

Normalmente a cal obtida em fornos verticais possui uma granulometria mais grosseira. A cal hidratada apresenta também uma granulometria mais fina do que a cal viva, o que se justifica pelo processo de hidratação.

Relativamente às características químicas da cal, será de referir que o teor em cálcio é sem dúvida a mais importante. Este pode aparecer na cal sob a forma livre (ou não combinada), originando o óxido de cálcio na cal viva ou o hidróxido de cálcio na cal hidratada; ou de forma combinada, nas seguintes condições:

- ? Carbonatos, em que o calcário original não foi completamente dissociado, ou no caso de se dar a recarbonatação da cal quando em contacto com o ar. O cálcio assim combinado pode ser considerado como inerte em relação às aplicações na estabilização de solos;
- ? Silicatos e Aluminatos e, embora mais raramente, outros sais, como os sulfatos ou os fosfatos.

A soma do cálcio livre e combinado representa a quantidade total de cálcio. O teor em magnésio é também importante, podendo este aparecer também sob a forma livre ou combinada.

Distinguem-se normalmente na literatura dois tipos de densidade para a cal. A densidade do material puro e a densidade aparente. No primeiro caso verifica-se uma dependência da porosidade, estado de agregação e temperatura de calcinação (registando-se um aumento do peso volúmico com a temperatura de calcinação).

O valor do peso específico da cal viva encontra-se normalmente entre os 3200 a 3300 Kg/m³ e o da cal apagada entre os 2200 a 2300 Kg/m³. Verifica-se uma diminuição na densidade da cal viva com a presença de impurezas, enquanto para a cal apagada essas mesmas impurezas provocam um aumento do peso volúmico. O segundo caso referido, a densidade aparente da cal, define-se como a massa por unidade de

volume presente quando esta se encontra pronta para utilização, ou seja, já embalada e pronta para ser comercializada. Esta característica da cal depende de vários factores como a origem da cal e das formas de manutenção e armazenamento. A densidade aparente da cal viva e da cal apagada comercial situa-se normalmente entre os 700 e 1200 Kg/m³ e os 300 e 600 Kg/m³ respectivamente.

A solubilidade das cales comerciais constitui um parâmetro importante para a sua utilização em soluções aquosas (Quadro 3.8). Depende sobretudo da temperatura e da composição, sendo a cal apagada ligeiramente mais solúvel do que a cal viva e a cal dolomítica menos solúvel do que a cal calcítica.

TEMPERATURA EM °C	QUANTIDADES EM GRAMAS POR 100g DE SOLUÇÃO SATURADA	
	CAL VIVA	CAL APAGADA
0	0.140	0.185
10	0.133	0.176
20	0.125	0.165
40	0.106	0.140
60	0.088	0.116
80	0.070	0.092
100	0.054	0.071

Quadro 3.8: Valores típicos da solubilidade das cales aéreas em função da temperatura

O conhecimento da superfície específica da cal é importante pois pode constituir uma forma de medir o grau de homogeneização e de reacção da cal com o solo e com a água. Isto porque misturas mais equilibradas se obtêm com maiores superfícies de contacto. A estrutura porosa das partículas da cal permite que a superfície que entra em contacto com a água não seja apenas a exterior. De facto, e através de fenómenos de absorção e adsorção, parte da sua superfície interior é também envolvida pela água.

A reactividade define a rapidez de acção da cal após aplicação e exprime a eficiência da sua acção estabilizante. Este parâmetro permite ao utilizador prever a duração das reacções e, no caso destas serem exotérmicas, a elevação de temperatura produzida. As principais reacções químicas que ocorrem com o uso

da cal são a hidratação da cal viva e a carbonatação da cal apagada. A reacção de hidratação é exotérmica: a 25°C libertam-se 275 KiloCalorias por Kg de cal viva. No caso da cal viva a reactividade depende do calcário de origem e da temperatura de calcinação. A reactividade da cal apagada é adequada a praticamente todos os tipos de utilização, à excepção de alguns casos de más condições de armazenamento que originam uma recarbonatação.

Os métodos para avaliar a reactividade da cal viva baseiam-se na medição da temperatura em condições bem definidas. No caso da cal hidratada, visto já não ocorrer a reacção de extinção em presença da água, são realizados outros ensaios, como o da capacidade de neutralização em função do tempo, quando em presença dum ácido. Segundo Choquet (1972, in Neves, 1993), os principais factores que influenciam a intensidade e rapidez da reacção de hidratação da cal viva são: grau de pureza do óxido de cálcio, estado de conservação e idade da cal, granulometria, estado de compacidade, superfície específica, presença de sais estranhos e o processo de medição da reacção.