

# AULA I

## ORIGEM E NATUREZA DOS SOLOS

### 1.1 *A Mecânica dos Solos na Engenharia Civil*

Todas as obras de Engenharia Civil assentam-se sobre o terreno e inevitavelmente requerem que o comportamento do solo seja devidamente considerado. A Mecânica dos Solos, que estuda o comportamento dos solos quando tensões são aplicadas, como nas fundações, ou aliviadas, no caso de escavações, ou perante o escoamento de água nos seus vazios, constitui uma Ciência de Engenharia, na qual o engenheiro civil se baseia para desenvolver seus projetos. Este ramo da engenharia, chamado de Engenharia Geotécnica ou Engenharia de Solos, costuma empolgar os seus praticantes pela diversidade de suas atividades, pelas peculiaridades que o material apresenta em cada local e pela engenhosidade frequentemente requerida para a solução de problemas reais.

Trabalhos marcantes sobre o comportamento dos solos foram desenvolvidos em séculos passados, como os clássicos de Coulomb, 1773; Rankine, 1856; e Darcy, 1856. Entretanto, um acúmulo de insucessos em obras de Engenharia Civil no início do século XX, dos quais se destacam as rupturas do Canal do Panamá e rompimentos de grandes taludes em estradas e canais em construção na Europa e nos Estados Unidos, mostrou a necessidade de revisão dos procedimentos de cálculo. Como apontou Terzaghi em 1936, ficou evidente que não se podiam aplicar aos solos leis teóricas de uso corrente em projetos que envolviam materiais mais bem definidos, como o concreto e o aço. Não era suficiente determinar em laboratório parâmetros de resistência e deformabilidade em amostras de solo e aplicá-los a modelos teóricos adequados àqueles materiais.

O conhecimento do comportamento deste material, disposto pela natureza em depósitos heterogêneos e de comportamento demasiadamente complicado para tratamentos teóricos rigorosos, deveu-se em grande parte aos trabalhos de Karl Terzaghi, engenheiro civil de larga experiência, sólido preparo científico e acurado espírito de investigação, internacionalmente reconhecido como o fundador da Mecânica dos Solos. Seus trabalhos, por

identificarem o papel das pressões na água no estudo das tensões nos solos e a apresentação da solução matemática para a evolução dos recalques das argilas com o tempo após o carregamento, são reconhecidos como o marco inicial dessa nova ciência de engenharia.

Apesar de seu nome, hoje empregado internacionalmente, a Mecânica dos Solos não se restringe ao conhecimento das propriedades dos solos que a Mecânica pode esclarecer. A Química e a Física Coloidal, importantes para justificar aspectos do comportamento dos solos, são parte integrante da Mecânica dos Solos, enquanto que o conhecimento da Geologia é fundamental para o tratamento correto dos problemas de fundações.

A Engenharia Geotécnica é uma arte que se aprimora pela experiência, pela observação e análise do comportamento das obras, para o que é imprescindível atentar para as peculiaridades dos solos com base no entendimento dos mecanismos de comportamento, que constituem a essência da Mecânica dos Solos.

Os solos são constituídos por um conjunto de partículas com água (ou outro líquido) e ar nos espaços intermediários. As partículas, de maneira geral, encontram-se livres para deslocar-se entre si. Em alguns casos, uma pequena cimentação pode ocorrer entre elas, mas num grau extremamente mais baixo do que nos cristais de uma rocha ou de um metal, ou nos agregados de um concreto. O comportamento dos solos depende do movimento das partículas sólidas entre si e isto faz com que ele se afaste do mecanismo dos sólidos idealizados na Mecânica dos Sólidos Deformáveis, na qual se fundamenta a Mecânica das Estruturas, de uso corrente na Engenharia Civil. Mais que qualquer dos materiais tradicionalmente considerados nas estruturas, o solo diverge, no seu comportamento, do modelo de um sólido deformável. A Mecânica dos Solos poderia ser adequadamente incluída na Mecânica dos Sistemas Particulados (Lambe e Whitman, 1969).

As soluções da Mecânica dos Sólidos Deformáveis são frequentemente empregadas para a representação do comportamento de maciços de solo, graças a sua simplicidade e por obterem comprovação aproximada de seus resultados com o comportamento real dos solos, quando verificada experimentalmente em obras de engenharia. Em diversas situações, entretanto, o comportamento do solo só pode ser entendido pela consideração das forças transmitidas diretamente nos contatos entre as partículas, embora essas forças não sejam utilizadas em cálculos e modelos. Não é raro, por exemplo, que partículas do solo se quebrem quando este é solicitado, alterando-o, com conseqüente influência no seu desempenho.

## ***1.2 As partículas constituintes dos solos***

### **A origem dos solos**

Todos os solos originam-se da decomposição das rochas que constituíam inicialmente a crosta terrestre. A decomposição é decorrente de agentes físicos

e químicos. Variações de temperatura provocam trincas, nas quais penetra a água, atacando quimicamente os minerais. O congelamento da água nas trincas, entre outros fatores, exerce elevadas tensões, do que decorre maior fragmentação dos blocos. A presença da fauna e flora promove o ataque químico, através de hidratação, hidrólise, oxidação, lixiviação, troca de cátions, carbonatação, etc. O conjunto desses processos, que são muito mais atuantes em climas quentes do que em climas frios, leva à formação dos solos que, em consequência, são misturas de partículas pequenas que se diferenciam pelo tamanho e pela composição química. A maior ou menor concentração de cada tipo de partícula num solo depende da composição química da rocha que lhe deu origem.

### Tamanho das partículas

A primeira característica que diferencia os solos é o tamanho das partículas que os compõem. Numa primeira aproximação, pode-se identificar que alguns solos possuem grãos perceptíveis a olho nu, como os grãos de pedregulho ou a areia do mar, e que outros têm os grãos tão finos que, quando molhados, se transformam numa pasta (barro), e não se pode visualizar as partículas individualmente.

A diversidade do tamanho dos grãos é enorme. Não se percebe isto num primeiro contato com o material, simplesmente porque todos parecem muito pequenos perante os materiais com os quais se está acostumado a lidar. Mas alguns são consideravelmente menores do que outros. Existem grãos de areia com dimensões de 1 a 2 mm, e existem partículas de argila com espessura da ordem de 10 Angstroms (0,000001 mm). Isto significa que, se uma partícula de argila fosse ampliada de forma a ficar com o tamanho de uma folha de papel, o grão de areia acima citado ficaria com diâmetros da ordem de 100 a 200 m.

Num solo, geralmente convivem partículas de tamanhos diversos. Não é fácil identificar o tamanho das partículas pelo simples manuseio do solo, porque grãos de areia, por exemplo, podem estar envoltos por uma grande quantidade de partículas argilosas, finíssimas, ficando com o mesmo aspecto de uma aglomeração formada exclusivamente por uma grande quantidade dessas partículas. Quando secas, as duas formações são muito semelhantes. Quando úmidas a aglomeração de partículas argilosas se transforma em uma pasta fina, enquanto a partícula arenosa revestida é facilmente reconhecida pelo tato.

Denominações específicas são empregadas para as diversas faixas de tamanho de grãos; seus limites variam conforme os sistemas de classificação. Os valores adotados pela ABNT – Associação Brasileira de Normas Técnicas – são os indicados na Tab. 1.1.

Diferentemente da terminologia adotada pela ABNT, a separação entre as frações silte e areia é frequentemente tomada como 0,075 mm, correspondente à abertura da peneira nº 200, que é a mais fina peneira correntemente usada nos laboratórios. O conjunto de silte e argila é denominado como a fração de finos do solo, enquanto o conjunto areia

e pedregulho é denominado fração grossa ou grosseira do solo. Por outro lado, a fração argila é considerada, com frequência, como a fração abaixo do diâmetro de 0,002 mm, que corresponde ao tamanho mais próximo das partículas de constituição mineralógica dos minerais-argila.

**Tab. 1.1**  
**Limites das frações de solo pelo tamanho dos grãos**

Fração	Limites definidos pela ABNT
Matacão	de 25 cm a 1 m
Pedra	de 7,6 cm a 25 cm
Pedregulho	de 4,8 mm a 7,6 cm
Areia grossa	de 2 mm a 4,8 mm
Areia média	de 0,42 mm a 2 mm
Areia fina	de 0,05 mm a 0,42 mm
Silte	de 0,005 mm a 0,05 mm
Argila	inferior a 0,005 mm

### Constituição mineralógica

As partículas resultantes da desagregação de rochas dependem da composição da rocha matriz.

Algumas partículas maiores, dentre os pedregulhos, são constituídas frequentemente de agregações de minerais distintos. É mais comum, entretanto, que as partículas sejam constituídas de um único mineral. O quartzo, presente na maioria das rochas, é bastante resistente à desagregação e forma grãos de siltes e areias. Sua composição química é simples,  $\text{SiO}_2$ , as partículas são equidimensionais, como cubos ou esferas, e apresentam baixa atividade superficial. Outros minerais, como feldspato, gibsitita, calcita e mica, também podem ser encontrados nesse tamanho.

Os feldspatos são os minerais mais atacados pela natureza e dão origem aos argilominerais, que constituem a fração mais fina dos solos, geralmente com dimensão inferior a 2 mm. Não só o reduzido tamanho mas, principalmente, a constituição mineralógica faz com que essas partículas tenham um comportamento extremamente diferenciado em relação ao dos grãos de silte e areia.

Os argilominerais apresentam uma estrutura complexa. Uma abordagem detalhada desse tema foge ao escopo deste livro e pode ser encontrada em livros clássicos, como o pioneiro do Prof. Ralph Grim, da Universidade de Illinois, de 1962, ou o do Prof. James Mitchell, da Universidade da Califórnia, de 1976. Uma síntese do assunto, que permite compreender o comportamento dos solos argilosos perante a água, é apresentada a seguir, com o exemplo de três dos minerais mais comuns na natureza (a caulinita, a ilita e a esmectita), que apresentam comportamentos bem distintos, principalmente na presença de água.

Na composição química das argilas, existem dois tipos de estrutura: uma estrutura de tetraedros justapostos num plano, com átomos de silício ligados a quatro átomos de oxigênio ( $\text{SiO}_2$ ) e outra de octaedros, em que átomos de alumínio são circundados por oxigênio ou hidroxilas  $[\text{Al}(\text{OH})_3]$ . Essas estruturas ligam-se por meio de átomos de oxigênio que pertencem simultaneamente a ambas.

Alguns minerais-argila são formados por uma camada tetraédrica e uma octaédrica (estrutura de camada 1:1), que determinam uma espessura de aproximadamente 7 Å (1 Angstrom =  $10^{-10}$  m), como a caulinita, cuja estrutura está representada na Fig. 1.1. As camadas assim constituídas encontram-se firmemente empacotadas, com ligações de hidrogênio que impedem sua separação e a introdução de moléculas de água entre elas. A partícula resultante fica com uma espessura da ordem de 1.000 Å, e sua dimensão longitudinal é de cerca de 10.000 Å.

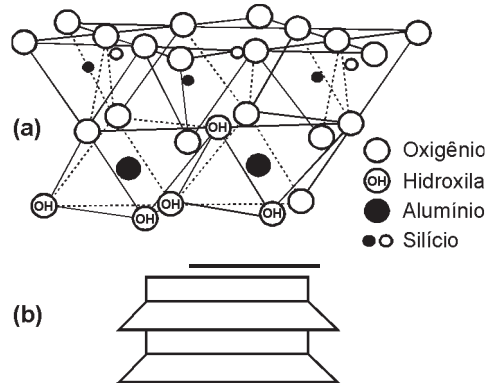


Fig. 1.1

**Estrutura de uma camada de caulinita; (a) atômica, (b) simbólica**

Noutros minerais, o arranjo octaédrico é encontrado entre duas estruturas do arranjo tetraédrico (estrutura de camada 2:1), com uma espessura de cerca de 10 Å. Com essa constituição estão as esmectitas e as ilitas, cujas estruturas simbólicas são apresentadas na Fig. 1.2. Nesses minerais, as ligações entre as camadas ocorrem por íons  $O^{2-}$  e  $O^{2+}$  dos arranjos tetraédricos, que são mais fracos do que as ligações entre camadas de caulinita, em que íons  $O^{2+}$  da estrutura tetraédrica se ligam ao  $OH^-$  da estrutura octaédrica. As camadas ficam livres, e as partículas, no caso das esmectitas, ficam com a espessura da própria camada estrutural, que é de 10 Å. Sua dimensão longitudinal também é reduzida, ficando com cerca de 1.000 Å, pois as placas se quebram por flexão.

As partículas de esmectitas apresentam um volume  $10^{-4}$  vezes menor do que as de caulinita e uma área  $10^{-2}$  vezes menor. Isto significa que, para igual volume ou massa, a superfície das partículas de esmectitas é 100 vezes maior do que das partículas de caulinita. A *superfície específica* (superfície total de um conjunto de partículas dividida pelo seu peso) das caulinitas é da ordem de  $10 \text{ m}^2/\text{g}$ , enquanto que a das esmectitas é de cerca de  $1.000 \text{ m}^2/\text{g}$ . As forças de superfície são muito importantes no comportamento de partículas coloidais, e a diferença de superfície específica é uma indicação da diferença de comportamento entre solos com distintos minerais-argila.

O comportamento das argilas seria menos complexo se não ocorressem imperfeições na sua composição mineralógica. É comum um átomo de alumínio ( $Al^{3+}$ ) substituir um de silício ( $Si^{4+}$ ) na estrutura tetraédrica e, na estrutura octaédrica, átomos de alumínio serem substituídos por outros átomos de menor valência, como o magnésio ( $Mg^{++}$ ). Essas alterações são definidas como *substituições isomórficas*, pois não alteram o arranjo dos átomos, mas as partículas ficam com uma carga negativa.

Para neutralizar as cargas negativas, existem cátions livres nos solos, por exemplo cálcio,  $Ca^{++}$ , ou sódio,  $Na^+$ , aderidos às partículas. Esses cátions atraem camadas contíguas, mas com força relativamente pequena, o que não impede a entrada de água entre as camadas. A liberdade de movimento das

placas explica a elevada capacidade de absorção de água de certas argilas, sua expansão quando em contato com a água e sua contração considerável ao secar.

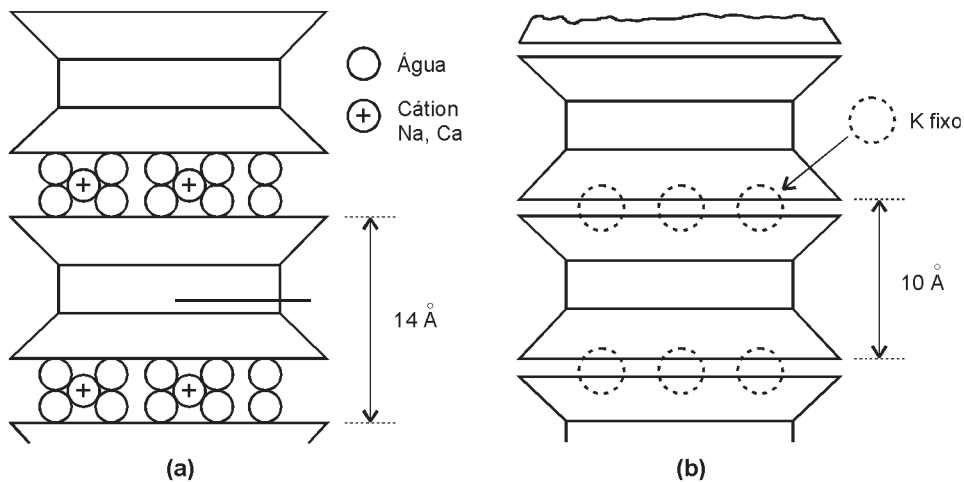


Fig. 1.2

**Estrutura simbólica de minerais com camadas 2:1: (a) esmectita com duas camadas de moléculas de água, (b) ilita.**

As bordas das partículas argilosas apresentam cargas positivas, resultantes das discontinuidades da estrutura molecular, mas íons negativos neutralizam essas cargas.

Os cátions e íons são facilmente trocáveis por percolação de soluções químicas. O tipo de cátion presente numa argila condiciona o seu comportamento. Uma argila esmectita com sódio adsorvido, por exemplo, é muito mais sensível à água do que com cálcio adsorvido. Daí a diversidade de comportamentos apresentados pelas argilas e a dificuldade de correlacioná-los por meio de índices empíricos.

### 1.3 Sistema solo-água

A água é um mineral de comportamento bem mais complexo do que sua simples composição química (H<sub>2</sub>O) sugere. Os dois átomos de hidrogênio, em órbita em torno do átomo de oxigênio, não se encontram em posições diametralmente opostas, o que resultaria num equilíbrio de cargas. Do movimento constante dos átomos resulta um comportamento para a água que poderia ser interpretado como se os dois átomos de hidrogênio estivessem em posições que definiriam um ângulo de 105° com o centro no oxigênio. Em consequência, a água atua como um bipolo, orientando-se em relação às cargas externas.

Quando a água se encontra em contato com as partículas argilosas, as moléculas orientam-se em relação a elas e aos íons que circundam as partículas. Os íons afastam-se das partículas e ficam circundados por moléculas de água. No caso das esmectitas, por exemplo, a água penetra entre as partículas e forma estruturas como a indicada na Fig. 1.2 (a), em que duas camadas de moléculas de água se apresentam entre as camadas estruturais, elevando a distância basal

a 14 Å. Uma maior umidade provoca o aumento dessa distância basal até a completa liberdade das camadas.

As ilitas, que apresentam estruturas semelhantes às das esmectitas, não absorvem água entre as camadas, pela presença de íons de potássio, provocando uma ligação mais firme entre elas, como mostrado na Fig. 1.2 (b). Em consequência, seu comportamento perante a água é intermediário entre o da caulinita e o da esmectita.

Com a elevação do teor de água, forma-se no entorno das partículas a conhecida *camada dupla*. É a camada em torno das partículas na qual as moléculas de água são atraídas a íons do solo, e ambos à superfície das partículas. As características da camada dupla dependem da valência dos íons presentes na água, da concentração eletrolítica, da temperatura e da constante dielétrica do meio.

Devido às forças eletroquímicas, as primeiras camadas de moléculas de água em torno das partículas do solo estão firmemente aderidas. A água, nessas condições, apresenta comportamento bem distinto da água livre, e esse estado é chamado de água sólida, pois não existe entre as moléculas a mobilidade das moléculas dos fluidos. Os contatos entre partículas podem ser feitos pelas moléculas de água a elas aderidas. As deformações e a resistência dos solos quando solicitados por forças externas dependem, portanto, desses contatos.

Nota-se que os átomos de hidrogênio das moléculas de água não estão numa situação estática. Ao contrário, encontram-se em permanente agitação, de forma que a sua orientação é uma situação transitória. Em qualquer momento, uma molécula de água pode ser substituída por outra, no contato com as partículas argilosas. Esse fenômeno interfere na transmissão de forças entre as partículas e justifica a dependência do comportamento reológico dos solos ao tempo de solicitação, como será estudado nas Aulas 11 e 15.

Quando duas partículas de argila, na água, estão muito próximas, ocorrem forças de atração e de repulsão entre elas. As forças de repulsão são devidas às cargas líquidas negativas que elas possuem e que ocorrem desde que as camadas duplas estejam em contato. As forças de atração decorrem de forças de Van der Waals e de ligações secundárias que atraem materiais adjacentes.

Da combinação das forças de atração e de repulsão entre as partículas resulta a estrutura dos solos, que se refere à disposição das partículas na massa de solo e às forças entre elas. Considera-se a existência de dois tipos básicos de estrutura: *floculada*, quando os contatos se fazem entre faces e arestas, ainda que através da água adsorvida; e *dispersa*, quando as partículas se posicionam paralelamente, face a face.

As argilas sedimentares apresentam estruturas que dependem da salinidade da água em que se formaram. Em águas salgadas, a estrutura é bastante aberta, embora haja um relativo paralelismo entre partículas, em virtude de ligações de valência secundária. Estruturas flocculadas em água não salgada resultam da atração das cargas positivas das bordas com as cargas negativas das faces das partículas. A Fig. 1.3 ilustra esquematicamente os três tipos de estrutura. O conhecimento das estruturas permite o entendimento

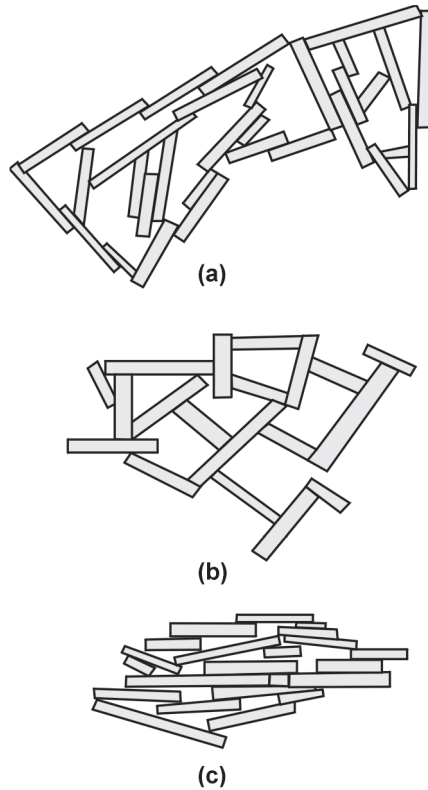


Fig. 1.3

**Exemplo de estruturas de solos sedimentares:**  
**(a) flocoada em água salgada, (b) flocoada em água não salgada, (c) dispersa (Mitchel, 1976).**

de diversos fenômenos notados no comportamento dos solos, como, por exemplo, a sensibilidade das argilas.

O modelo de estrutura mostrado é simplificado. No caso de solos residuais e de solos compactados, a posição relativa das partículas é mais elaborada. Existem aglomerações de partículas argilosas que se dispõem de forma a determinar vazios de maiores dimensões, como se mostra na Fig. 1.4. Existem microporos nos vazios entre as partículas argilosas que constituem as aglomerações, e macroporos entre as aglomerações. Esta diferenciação é importante para o entendimento de alguns comportamentos dos solos como, por exemplo, a elevada permeabilidade de certos solos residuais no estado natural, ainda que apresentem considerável parcela de partículas argilosas, como se estudará na Aula 6.

Observa-se que, em solos evoluídos pedologicamente, principalmente em

climas quentes e úmidos, aglomerações de partículas minerais se apresentam envoltas por deposições de sais de ferro e de alumínio, um aspecto determinante para seu comportamento.

### 1.4 Sistema solo-água-ar

Quando o solo não se encontra saturado, o ar pode se apresentar em forma de bolhas oclusas (se estiver em pequena quantidade) ou em forma de canalículos intercomunicados, inclusive com o meio externo. O aspecto mais importante com relação à presença do ar é que a água, na superfície, se comporta como se fosse uma membrana. As moléculas de água, no contato com o ar, orientam-se em virtude da diferença da atração química das moléculas adjacentes. Esse comportamento é medido pela *tensão superficial*, uma característica de qualquer líquido em contato com outro líquido ou com um gás.

Em virtude desta tensão, a superfície de contato entre a água e o solo nos vazios pequenos das partículas

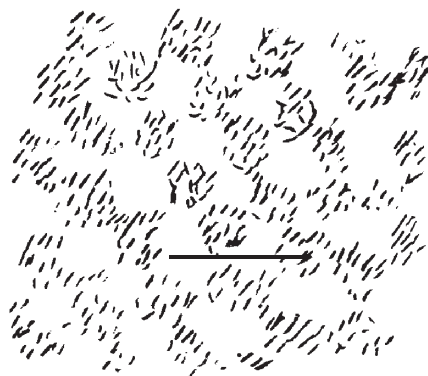


Fig. 1.4

**Exemplo de estrutura de solo residual, com micro e macroporos.**

apresenta uma curvatura, indicando que a pressão nos dois fluidos não é a mesma. Essa diferença de pressão, denominada *tensão de sucção*, é responsável por diversos fenômenos referentes ao comportamento mecânico dos solos, entre eles a ascensão capilar, que será objeto da Aula 5, e o comportamento peculiar dos solos não saturados quando solicitados por carregamento ou submetidos a infiltração de água, objeto da Aula 16.

### 1.5 Identificação dos solos por meio de ensaios

Para a identificação dos solos a partir das partículas que os constituem, são empregados dois tipos de ensaio: a análise granulométrica e os índices de consistência.

#### Análise granulométrica

Num solo, geralmente convivem partículas de tamanhos diversos. Nem sempre é fácil identificar as partículas, porque grãos de areia, por exemplo, podem estar envoltos por uma grande quantidade de partículas argilosas, finíssimas, com o mesmo aspecto de uma aglomeração formada exclusivamente por essas partículas argilosas. Quando secas, as duas formações são dificilmente diferenciáveis. Quando úmidas, entretanto, a aglomeração de partículas argilosas se transforma em uma pasta fina, enquanto que a partícula arenosa revestida é facilmente reconhecida pelo tato. Portanto, numa tentativa de identificação tátil-visual dos grãos de um solo, é fundamental que ele se encontre bastante úmido.

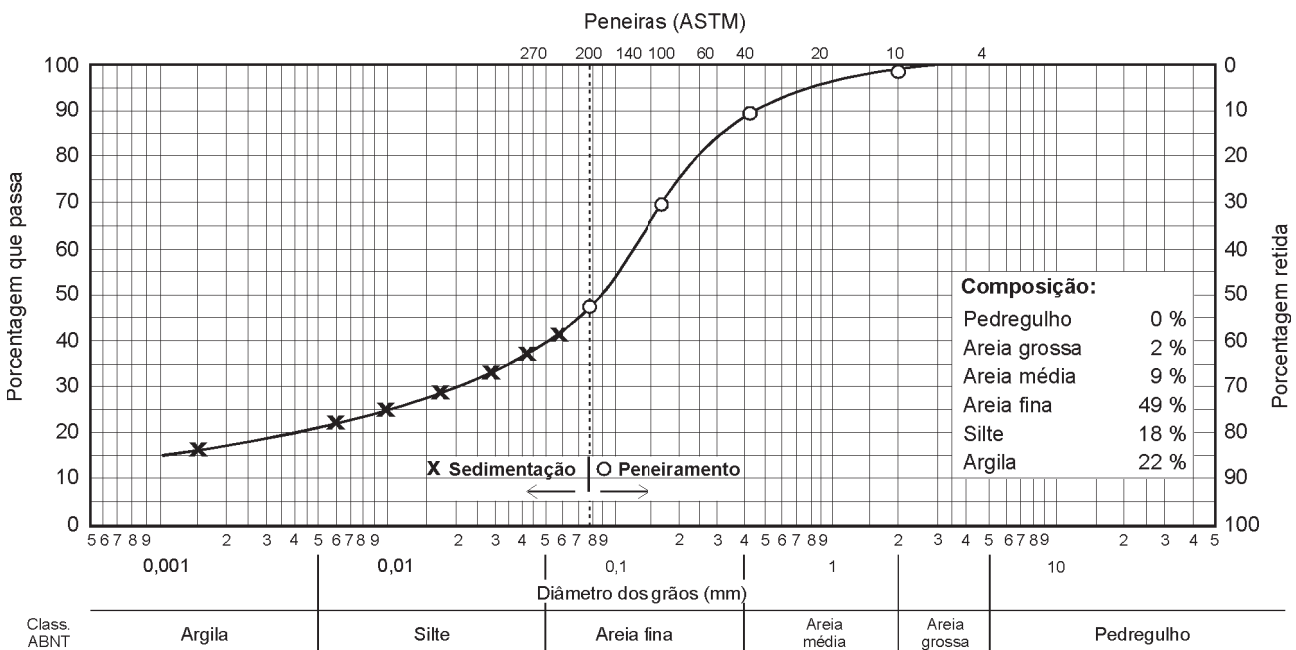


Fig. 1.5 Exemplo de curva de distribuição granulométrica do solo

Para o reconhecimento do tamanho dos grãos de um solo, realiza-se a análise granulométrica, que consiste de duas fases: peneiramento e sedimentação. O peso do material que passa em cada peneira, referido ao peso seco da amostra, é considerado como a “porcentagem que passa”, e representado graficamente em função da abertura da peneira, em escala logarítmica, como se mostra na Fig. 1.5. A abertura nominal da peneira é considerada como o “diâmetro” das partículas. Trata-se de um *diâmetro equivalente*, pois as partículas não são esféricas.

A análise por peneiramento tem como limitação a abertura da malha das peneiras, que não pode ser tão pequena quanto o diâmetro de interesse. A menor peneira costumeiramente empregada é a de nº 200, cuja abertura é de 0,075 mm. Existem peneiras mais finas para estudos especiais, mas são pouco resistentes e por isto não são usadas rotineiramente. Esta, aliás têm aberturas muito maiores do que as dimensões das partículas mais finas do solo.

Quando há interesse no conhecimento da distribuição granulométrica da porção mais fina dos solos, emprega-se a técnica da sedimentação, que se baseia na Lei de Stokes: a velocidade de queda de partículas esféricas num fluido atinge um valor limite que depende do peso específico do material da esfera ( $\gamma_s$ ), do peso específico do fluido ( $\gamma_w$ ), da viscosidade do fluido ( $\mu$ ), e do diâmetro da esfera (D), conforme a expressão:

$$v = \frac{\gamma_s - \gamma_w}{18 \cdot \mu} \cdot D^2$$

Ao colocar-se uma certa quantidade de solo (uns 60g) em suspensão em água (cerca de um litro), as partículas cairão com velocidades proporcionais ao quadrado de seus diâmetros. Considere-se a Fig. 1.6, na qual, à esquerda do frasco, estão indicados grãos com quatro diâmetros diferentes igualmente representados ao longo da altura, o que corresponde ao início do ensaio. À direita do frasco, está representada a situação após decorrido um certo tempo. Se a densidade da suspensão era uniforme ao longo da altura no início do ensaio, não o será após certo tempo, pois numa seção, a uma certa profundidade, menos partículas estão presentes.

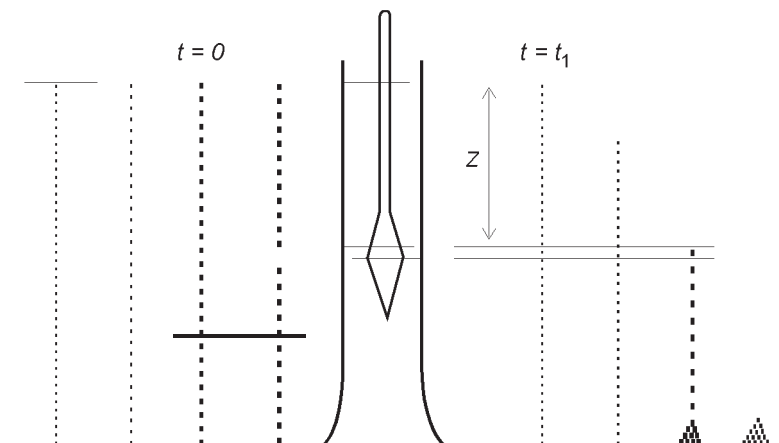


Fig. 1.6  
Esquema  
representativo  
da sedimentação

Consideremos uma seção genérica, a uma profundidade  $z$ , decorrido um determinado tempo  $t$ . Nessa seção, a maior partícula existente é aquela que se encontrava originalmente na superfície e que caiu com a velocidade  $v = z/t$ . Partículas maiores não podem existir, porque sedimentam com maior velocidade. Por outro lado, nessa seção estão partículas de menor tamanho, na mesma proporção inicial, pois, à medida que uma sai da seção, a que se encontrava acima ocupa a posição. O diâmetro da maior partícula presente na seção pode ser obtido pela Lei de Stokes.

No instante em que a suspensão é colocada em repouso, a sua densidade é igual ao longo de toda a profundidade. Quando as partículas maiores caem, a densidade na parte superior do frasco diminui. Numa profundidade qualquer, em um certo momento, a relação entre a densidade existente e a densidade inicial indica a porcentagem de grãos com diâmetro inferior ao determinado pela Lei de Stokes, como se demonstrou no parágrafo anterior.

As densidades de suspensão são determinadas com um densímetro, que também indica a profundidade correspondente. Diversas leituras do densímetro, em diversos intervalos de tempo, determinarão igual número de pontos na curva granulométrica, como se mostra na Fig. 1.5, complementando a parte da curva obtida por peneiramento.

Nesse caso, o que se determina é um diâmetro equivalente, pois as partículas não são as esferas às quais se refere a Lei de Stokes. Diâmetro equivalente da partícula é o diâmetro da esfera que sedimenta com velocidade igual à da partícula.

O ensaio envolve vários detalhes que deverão ser desenvolvidos em aula de laboratório. Deve-se frisar que uma das operações mais importantes é a separação de todas as partículas, de forma que elas possam sedimentar isoladamente. Na situação natural, é frequente que as partículas estejam agregadas ou floculadas. Se essas aglomerações não forem destruídas, determinar-se-ão os diâmetros dos flocos e não os das partículas isoladas. Para essa desagregação, adiciona-se um produto químico, com ação defloculante, deixa-se a amostra imersa em água por 24 horas e provoca-se uma agitação mecânica padronizada. Mesmo quando se realiza apenas o ensaio de peneiramento, a preparação da amostra é necessária, pois, se não for feita, ficarão retidas agregações de partículas muito mais finas nas peneiras.

Para diversas faixas de tamanho de grãos, existem denominações específicas, como definidas na Tab. 1.1. Conhecida a distribuição granulométrica do solo, como na Fig. 1.5, pode-se determinar a porcentagem correspondente a cada uma das frações anteriormente especificadas. A Fig. 1.7 apresenta exemplos de curvas granulométricas de alguns solos brasileiros.

Embora solos de mesma origem guardem características comuns, é frequente que apresentem uma razoável dispersão de constituição. As curvas granulométricas apresentadas na Fig. 1.7 devem ser consideradas somente como exemplos, pois espera-se que, numa mesma formação, ocorram variações sensíveis de resultados, embora algumas características básicas se mantenham.

Deve-se notar que as mesmas designações usadas para expressar as frações granulométricas de um solo são empregadas para designar os próprios solos. Diz-se, por exemplo, que um solo é uma *argila* quando o seu comportamento é o de um solo argiloso, ainda que contenha partículas com diâmetros

correspondentes às frações silte e areia. Da mesma forma, uma *areia* é um solo cujo comportamento é ditado pelos grãos arenosos que ele possui, embora partículas de outras frações possam estar presentes.

No caso de argilas, um terceiro sentido pode ser empregado: os “minerais-argila”, uma família de minerais cujo arranjo de átomos foi descrito na seção 1.3. Em geral, esses minerais apresentam-se em formato de placas e em tamanhos reduzidos, correspondentes – predominantemente, mas não exclusivamente – à fração argila. São esses minerais que conferem a plasticidade característica aos solos argilosos.

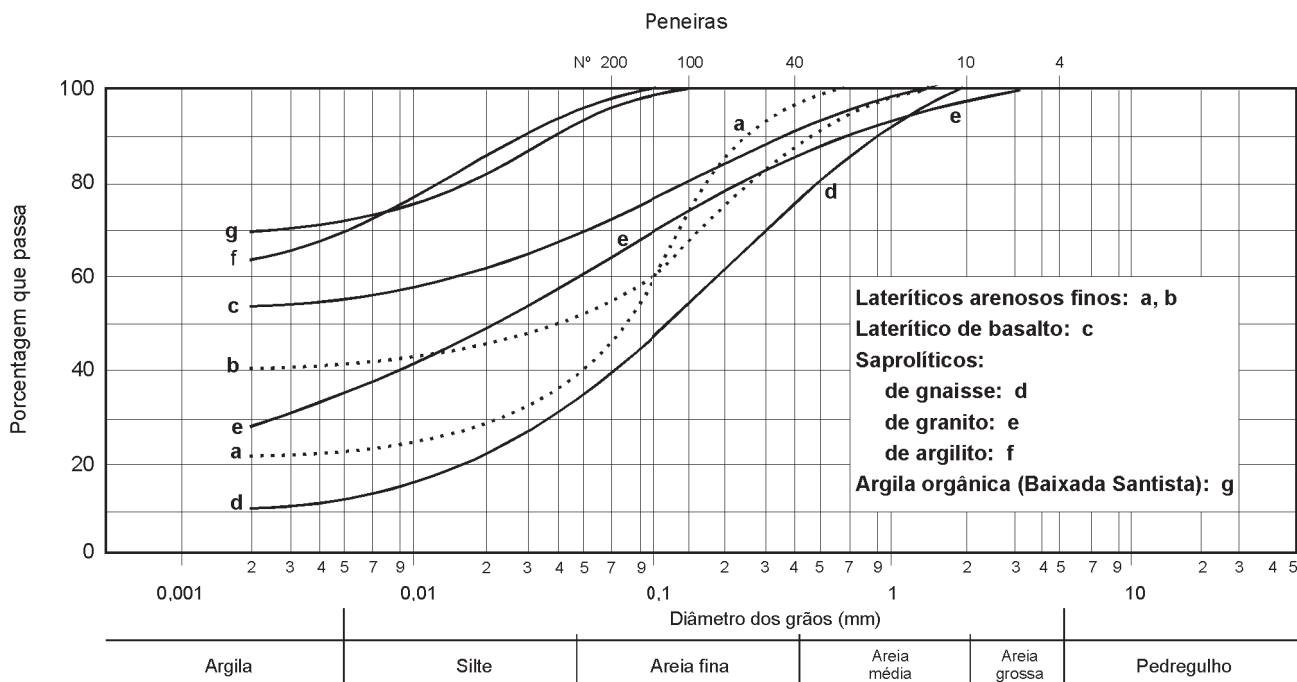


Fig. 1.7 **Curvas granulométricas de alguns solos brasileiros**

### Índices de consistência (Limites de Atterberg)

Só a distribuição granulométrica não caracteriza bem o comportamento dos solos sob o ponto de vista da Engenharia. A fração fina dos solos tem uma importância muito grande nesse comportamento. Quanto menores as partículas, maior a superfície específica (superfície das partículas dividida por seu peso ou por seu volume). Um cubo com 1 cm de aresta tem 6 cm<sup>2</sup> de área e volume de 1 cm<sup>3</sup>. Um conjunto de cubos com 0,05 mm (siltes) apresentam 125 cm<sup>2</sup> por cm<sup>3</sup> de volume. Certos tipos de argilas chegam a apresentar 300 m<sup>2</sup> de área por cm<sup>3</sup> (1 cm<sup>3</sup> é suficiente para cobrir uma sala de aula).

O comportamento de partículas com superfícies específicas tão distintas perante a água é muito diferenciado. As partículas de minerais argila diferem acentuadamente pela estrutura mineralógica, bem como pelos cátions adsorvidos, como visto nas seções 1.3 e 1.4. Desta forma, para a mesma

porcentagem de fração argila, o solo pode ter comportamento muito diferente, dependendo das características dos minerais presentes.

Todos esses fatores interferem no comportamento do solo, mas o estudo dos minerais-argilas é muito complexo. À procura de uma forma mais prática de identificar a influência das partículas argilosas, a Engenharia substituiu-a por uma análise indireta, baseada no comportamento do solo na presença de água. Generalizou-se, para isto, o emprego de ensaios e índices propostos pelo engenheiro químico Atterberg, pesquisador do comportamento dos solos sob o aspecto agrônomo, adaptados e padronizados pelo professor de Mecânica dos Solos, Arthur Casagrande.

Os limites baseiam-se na constatação de que um solo argiloso ocorre com aspectos bem distintos conforme o seu teor de umidade. Quando muito úmido, ele se comporta como um líquido; quando perde parte de sua água, fica plástico; e quando mais seco, torna-se quebradiço. Esse fato é bem ilustrado pelo comportamento do material transportado e depositado por rio ou córrego que transborda e invade as ruas da cidade. Logo que o rio retorna ao seu leito, o barro resultante se comporta como um líquido: quando um automóvel passa, o barro é espirrado lateralmente. No dia seguinte, tendo evaporado parte da água, os veículos deixam moldado o desenho de seus pneus no material plástico em que se transformou o barro. Secando um pouco mais, os veículos não penetram no solo depositado, mas sua passagem provoca o desprendimento de pó.

Os teores de umidade correspondentes às mudanças de estado, como se mostra na Fig. 1.8, são definidos como: Limite de Liquidez (LL) e Limite de Plasticidade (LP) dos solos. A diferença entre esses dois limites, que indica a faixa de valores em que o solo se apresenta plástico, é definida como o Índice de Plasticidade (IP) do solo. Em condições normais, só são apresentados os valores do LL e do IP como índices de consistência dos solos. O LP só é empregado para a determinação do IP.

O Limite de Liquidez é definido como o teor de umidade do solo com o qual uma ranhura nele feita requer 25 golpes para se fechar numa concha, como ilustrado na Fig. 1.9. Diversas tentativas são realizadas, com o solo em diferentes umidades: anota-se o número de golpes para fechar a ranhura e obtém-se o limite

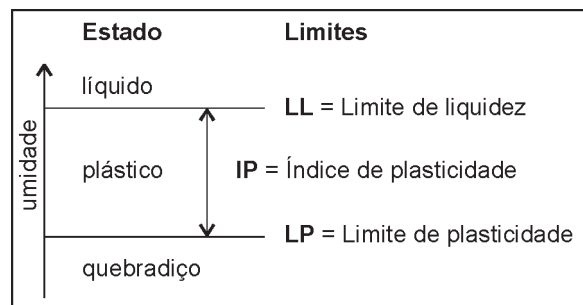


Fig. 1.8

**Limites de Atterberg dos solos**

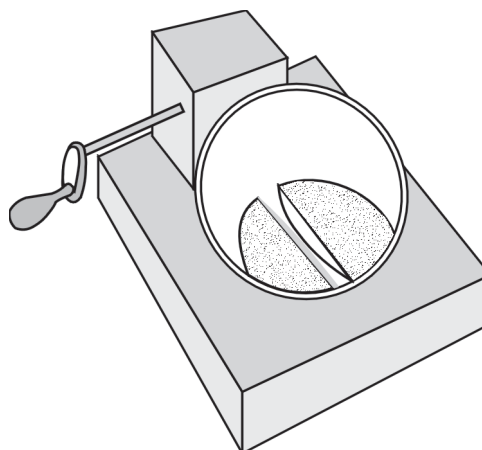


Fig. 1.9

**Esquema do aparelho de Casagrande para a determinação do LL**

pela interpolação dos resultados. O procedimento de ensaio é padronizado no Brasil pela ABNT (Método NBR 6459).

O Limite de Plasticidade é definido como o menor teor de umidade com o qual se consegue moldar um cilindro com 3 mm de diâmetro, rolando-se o solo com a palma da mão. O procedimento é padronizado no Brasil pelo Método NBR 7180.

Deve-se notar que a passagem de um estado para outro ocorre de forma gradual, com a variação da umidade. A definição dos limites anteriormente descrita é arbitrária. Isso não diminui seu valor, pois os resultados são índices comparativos. O importante é a padronização dos ensaios, que é praticamente universal. Na Tab. 1.2, são apresentados resultados típicos de alguns solos brasileiros.

Solos	LL %	IP %
Residuais de arenito (arenosos finos)	29-44	11-20
Residual de gnaisse	45-55	20-25
Residual de basalto	45-70	20-30
Residual de granito	45-55	14-18
Argilas orgânicas de várzeas quaternárias	70	30
Argilas orgânicas de baixadas litorâneas	120	80
Argila porosa vermelha de São Paulo	65 a 85	25 a 40
Argilas variegadas de São Paulo	40 a 80	15 a 45
Areias argilosas variegadas de São Paulo	20 a 40	5 a 15
Argilas duras, cinzas, de São Paulo	64	42

Tab. 1.2

**Índices de Atterberg, de alguns solos brasileiros**

### Atividade das argilas

Os Índices de Atterberg indicam a influência dos finos argilosos no comportamento do solo. Certos solos com teores elevados de argila podem apresentar índices mais baixos do que aqueles com pequenos teores de argila. Isto pode ocorrer porque a composição mineralógica dos argilominerais é bastante variável. Pequenos teores de argila e altos índices de consistência indicam que a argila é muito ativa.

Mas os índices determinados são também função da areia presente. Solos de mesma procedência, com o mesmo mineral-argila, mas com diferentes teores de areia, apresentarão índices diferentes, tanto maiores quanto maior o teor de argila, numa razão aproximadamente constante. Quando se quer ter uma ideia sobre a atividade da fração argila, os índices devem ser comparados com a fração argila presente. É isso que mostra o índice de atividade de uma argila, definido na relação:

$$\text{Índice de atividade} = \frac{\text{índice de plasticidade (IP)}}{\text{fração argila (menor que 0,002 mm)}}$$

A argila presente num solo é considerada normal quando seu índice de atividade situa-se entre 0,75 e 1,25. Quando o índice é menor que 0,75, considera-se a argila como inativa e, quando o índice é maior que 1,25, ela é considerada ativa.

## Emprego dos índices de consistência

Os índices de consistência mostram-se muito úteis para a identificação dos solos e sua classificação. Dessa forma, com o seu conhecimento, pode-se prever muito do comportamento do solo, sob o ponto de vista da Engenharia, com base em experiência anterior. Uma primeira correlação foi apresentada por Terzaghi, resultante da observação de que os solos são tanto mais compressíveis (sujeitos a recalques) quanto maior for o seu LL. Com a compressibilidade expressa pelo índice de compressão (Cc), estabeleceu-se a seguinte correlação:

$$C_c = 0,009.(LL-10)$$

De maneira análoga, diversas correlações empíricas são apresentadas, muitas vezes com uso restrito para solos de uma determinada região ou de uma certa formação geológica.

Os Índices de Atterberg são uma indicação do tipo de partículas existentes no solo. Dessa forma, eles representam bem os solos em que as partículas ocorrem isoladamente, como é o caso dos solos transportados.

Solos saprolíticos apresentam significativa influência da estrutura da rocha-mãe. Solos lateríticos, por sua vez, apresentam aglomerações de partículas envoltas por deposições de sais de ferro ou alumínio. Os ensaios de limites são feitos com a amostra previamente seca ao ar e destorroadada e amassada energeticamente com uma espátula durante a incorporação de água. Tais procedimentos alteram a estrutura original do solo. Dessa maneira, é de se esperar que as correlações estabelecidas com base em comportamento de solos transportados não se apliquem adequadamente a solos saprolíticos e lateríticos, que ocorrem em regiões tropicais. Correlações específicas a esses solos devem ser estabelecidas.

## Aula 1

### Origem e Natureza dos Solos

27

## Exercícios resolvidos

**Exercício 1.1** Calcule a superfície específica dos seguintes sistemas de partículas, expressando-as em  $m^2/g$ . Admita que a massa específica das partículas seja de  $2,65 g/cm^3$ :

- areia fina: cubos com 0,1 mm de aresta;
- silte: esferas com 0,01 mm de diâmetro;
- argila caulinita: placas em forma de prismas quadrados com  $1\mu$  de aresta e  $0,1\mu$  de altura;
- argila esmectita: placas em forma de prismas quadrados com  $0,1\mu$  de aresta e  $0,001\mu$  de altura.

**Solução:** Os cálculos estão na tabela abaixo:

Partículas	Volume de uma partícula (mm <sup>3</sup> )	Massa de uma partícula (g)	Superfície de uma partícula (mm <sup>2</sup> )	Número de partículas em 1 g (cm <sup>2</sup> /g)	Superfície específica (m <sup>2</sup> /g)	
Areia fina	10 <sup>-3</sup>	2,65 x 10 <sup>-6</sup>	6 x 10 <sup>-2</sup>	3,8 x 10 <sup>5</sup>	230	0,023
Silte	5,24 x 10 <sup>-7</sup>	1,38 x 10 <sup>-9</sup>	3,14 x 10 <sup>-4</sup>	7,2 x 10 <sup>8</sup>	2.260	0,22
Caulinita	10 <sup>-10</sup>	2,65 x 10 <sup>-13</sup>	2 x 10 <sup>-6</sup>	3,8 x 10 <sup>12</sup>	76.000	7,6
Esmectita	10 <sup>-14</sup>	2,65 x 10 <sup>-17</sup>	2 x 10 <sup>-8</sup>	3,8 x 10 <sup>16</sup>	7.600.000	760

**Exercício 1.2** Considerando que uma molécula de água tem cerca de 2,5 Å (= 2,5 x 10<sup>-8</sup> cm) e que, envolvendo as partículas, a camada de água tem pelo menos a espessura de 2 moléculas, portanto 5 Å, estime a umidade de solos constituídos de grãos como os referidos no Exercício 1.1, quando eles estiverem envoltos por uma película de água de 5 Å.

**Solução:** Multiplicando-se a superfície específica pela espessura da película de água, tem-se o volume de água. Para o caso da areia fina, 1 g de solo será envolvido por 230 x 5 x 10<sup>-8</sup> = 1,15 x 10<sup>-5</sup> cm<sup>3</sup> de água. A massa dessa água é de 1,15 x 10<sup>-5</sup> g. Sendo de 1 g a massa do solo, a umidade é de 0,00115%.

Análise semelhante para os outros solos dão os seguintes resultados:

- silte:  $w = 0,0113\%$ ;
- argila caulinita:  $w = 0,38\%$ ; e
- argila esmectida:  $w = 38\%$ .

Observa-se como a finura das partículas é importante no relacionamento com a água.

**Exercício 1.3** Na determinação do Limite de Liquidez de um solo, de acordo com o Método Brasileiro NBR-6459, foram feitas cinco determinações do número de golpes para que a ranhura se feche, com teores de umidade crescentes, e obtidos os resultados apresentados a seguir. Qual o Limite de Liquidez desse solo?

Tentativa	Umidade	Nº de golpes
1	51,3	36
2	52,8	29
3	54,5	22
4	55,5	19
5	56,7	16

Com a mesma amostra, foram feitas quatro determinações do limite de plasticidade, de acordo com o Método Brasileiro NBR-7180, e obtiveram-se as

seguintes umidades quando o cilindro com diâmetro de 3 mm se fragmentava ao ser moldado: 22,3%, 24,2%, 21,9% e 22,5%. Qual o Limite de Plasticidade desse solo? Qual o Índice de Plasticidade?

**Solução:** Os teores de umidade são representados em função do número de golpes para o fechamento das ranhuras, este em escala logarítmica (Fig. 1.10). Os resultados, assim representados, ajustam-se bem a uma reta. Traçada essa reta, o Limite de Liquidez é obtido e definido como a umidade correspondente a 25 golpes. No exemplo apresentado, isso ocorre para uma umidade de 53,7%. Não se justifica muita precisão, razão pela qual o valor registrado como resultado do ensaio é arredondado:  $LL = 54\%$ .

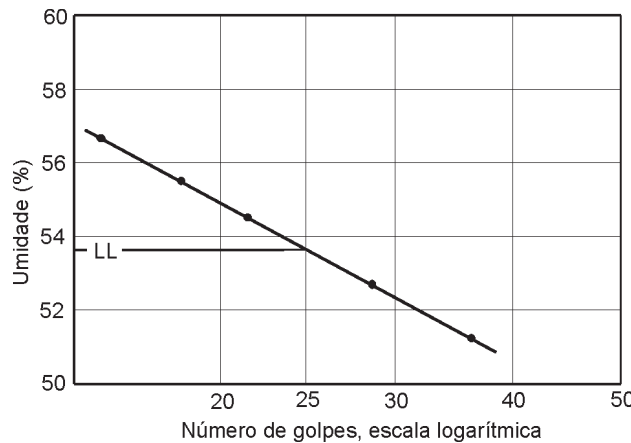


Fig. 1.10

A média das quatro determinações do limite de plasticidade é  $(22,3+24,2+21,8+22,5)/4 = 22,7$ . Como o resultado 24,2 se afasta da média mais do que 5% de seu valor  $[(24,2-22,7)/22,7 = 6,6\% > 5\%]$ , esse valor é desconsiderado. A média dos três restantes  $(22,3+21,8+22,5)/3 = 22,2$  é adotada como o resultado do ensaio, pois todos os três não diferem da nova média mais do que 5% dela ( $0,05 \times 22,2 = 1,1$ ). Segundo recomendação da norma, o valor é arredondado:  $LP = 22\%$ . O índice de plasticidade é:  $IP = 54 - 22 = 32\%$ .

**Exercício 1.4** Com os índices de Atterberg médios da Tab. 1.2, estime qual das argilas – a argila orgânica das baixadas litorâneas ou a argila orgânica das várzeas quaternárias dos rios – deve ser mais compressiva, ou seja, apresenta maior recalque para o mesmo carregamento.

**Solução:** Ensaio têm mostrado que quanto maior o Limite de Liquidez mais compressível é o solo. Pode-se prever, portanto, que as argilas das baixadas litorâneas, com  $LL$  da ordem de 120, são bem mais compressíveis que as das várzeas ribeirinhas, com  $LL$  em torno de 70. De acordo com a expressão empírica proposta por Terzaghi, pode-se estimar que o índice de compressão (cujo significado numérico será exposto na Aula 9) é de  $C_c = 0,009 (120-10) = 1,0$  para as argilas marinhas, e de  $C_c = 0,009 \times (70-10) = 0,54$  para as argilas orgânicas das várzeas quaternárias.

**Exercício 1.5** Para fazer a análise granulométrica de um solo, tomou-se uma amostra de 53,25 g, cuja umidade era de 12,6%. A massa específica dos grãos do solo era de  $2,67 \text{ g/cm}^3$ . A amostra foi colocada numa proveta com capacidade de um litro ( $V = 1.000 \text{ cm}^3$ ), preenchida com água. Admita-se,

neste exercício, que a água é pura, não tendo sido adicionado defloculante, e que a densidade da água é de  $1,0 \text{ g/cm}^3$ . Ao uniformizar a suspensão (instante inicial da sedimentação), qual deve ser a massa específica da suspensão? E qual seria a leitura do densímetro nele colocado?

**Solução:** A massa de partículas sólidas empregadas no ensaio é:

$$M_s = \frac{53,25}{1+0,126} = 47,29 \text{ g}$$

O volume ocupado por esta massa é de:

$$V_s = \frac{47,29}{2,67} = 17,71 \text{ cm}^3$$

O volume ocupado pela água é:

$$V_w = 1.000 - 17,71 = 982,29 \text{ cm}^3$$

A massa de água é:

$$M_w = 1,0 \times 982,29 \text{ g}$$

A massa específica da suspensão é:

$$\rho_{\text{susp}} = \frac{M_s + M_w}{V_s + V_w} = \frac{47,29 + 982,29}{1.000} = 1,02958 \text{ g/cm}^3$$

A leitura do densímetro indica quantos milésimos de  $\text{g/cm}^3$ , com precisão não maior de um décimo de milésimo, a densidade é superior à da água. Portanto, a leitura seria:  $L = 29,6$

Outro procedimento para esse cálculo seria o estabelecimento de uma equação genérica para a densidade da suspensão. A concentração de partículas é uniforme ao longo de toda a proveta. Num volume unitário, a massa de partículas sólidas é:  $m_s = M_s / V$

e o volume de sólido é:  $v_s = M_s / (\rho_s V)$

O volume de água é:  $v_w = 1 - \frac{M_s}{\rho_s V}$

e a massa de água é:  $m_w = \rho_w \left( 1 - \frac{M_s}{\rho_s V} \right)$

Com volume unitário, a massa específica da suspensão é a soma das massas das partículas sólidas e da água. No presente caso:

$$\rho_{\text{susp}} = 1,0 + \frac{47,29}{1.000} \cdot \frac{2,67 - 1}{2,67} = 1,02958 \text{ g/cm}^3$$

**Exercício 1.6** No caso do ensaio descrito no exercício anterior, 15 minutos depois da suspensão ser colocada em repouso, o densímetro indicou uma leitura  $L = 13,2$ . Em relação à situação inicial, quando a suspensão era homogênea, qual porcentagem (em massa) de partículas ainda se encontrava presente na profundidade correspondente à leitura do densímetro?

**Solução:** À leitura  $L = 13,2$  corresponde uma massa específica de  $1,0132 \text{ g/cm}^3$ . Chamando de  $Q$  a porcentagem referida, tem-se que a massa presente na unidade de volume é  $Q \cdot M_s / V$ , expressão que pode ser levada à equação determinada para a densidade da suspensão no Exercício 1.5, a qual fica com o seguinte aspecto:

$$\rho_{\text{susp}} = \rho_w + \frac{QM_s}{V} \left( \frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_s} \right)$$

De onde se deduz a seguinte expressão:

$$Q = \frac{\rho_s}{\rho_s - \rho_w} \frac{(\rho_{\text{susp}} - \rho_w)V}{M_s}$$

Aplicando-se ao presente caso, tem-se:

$$Q = \frac{2,67}{2,67 - 1,0} \frac{(1,0132 - 1,0) \times 1.000}{47,29} = 0,446 = 44,6\%$$

Nos ensaios, emprega-se um defloculante; portanto, a densidade do meio em que a sedimentação ocorre não é mais a da água. No numerador, a diferença a ser considerada é a diferença entre a densidade da suspensão e a da água com defloculante. A leitura do densímetro da água com defloculante, menos a leitura do densímetro com água pura,  $L_{\text{def}}$ , deve ser corrigida da leitura feita no ensaio. Aplicada essa correção, a leitura corrigida,  $L_c = L - L_{\text{def}}$ , é mil vezes a diferença entre a densidade da suspensão e a do meio em que a sedimentação ocorre. Como a diferença é multiplicada pelo volume da suspensão, que é igual a  $1.000 \text{ cm}^3$ , tem-se:

$$(\rho_{\text{susp}} - \rho_w)V = \{(1 + L/1000) - (1 + L_{\text{def}}/1000)\} \times 1000 = L - L_{\text{def}} = L_c$$

A equação anterior pode ser substituída pela seguinte, que é a normalmente empregada nos laboratórios:

$$Q = \frac{\rho_s}{\rho_s - \rho_w} \frac{L_c}{M_s}$$

A porcentagem de material presente num volume unitário é diretamente proporcional à densidade da suspensão. Se a sedimentação ocorrer em água, a densidade tenderá a  $1 \text{ g/cm}^3$ , quando todas as partículas já tiverem caído. Dessa forma, a porcentagem poderia ser estimada diretamente da seguinte relação:

$$Q = \frac{1,0132 - 1,000}{1,0296 - 1,000} = \frac{13,2}{29,6} = 0,446 = 44,6\%$$

onde 1,0132 é a leitura para a qual se faz o cálculo e 1,0296 corresponde à leitura inicial, como visto no Exercício 1.5.

Como no ensaio é empregado o defloculante, a massa específica final não é  $1 \text{ g/cm}^3$ , e os cálculos requerem a equação anterior.

**Exercício 1.7** No ensaio descrito anteriormente, a leitura de densímetro acusava a densidade a uma profundidade de 18,5 cm. Qual o maior tamanho de partícula que ainda ocorria nessa profundidade? Considerar que o ensaio foi feito a uma temperatura de  $20^\circ\text{C}$ , na qual a viscosidade da água é de  $10,29 \times 10^{-6} \text{ g}\cdot\text{s/cm}^2$ .

**Solução:** O tamanho da partícula que se encontrava na superfície e que, após 15 minutos, se encontrava na profundidade de 18,5 cm pode ser determinada pela Lei de Stokes. Partículas com maior diâmetro teriam caído com maior velocidade e não estariam nessa profundidade. Partículas menores, certamente, ainda se encontram na posição analisada. Aplicando-se a Lei de Stokes:

$$v = \frac{\rho_s - \rho_w}{18\mu} D^2$$

$$\text{de onde se tem: } D = \sqrt{\frac{18,5}{15 \times 60} \frac{18 \times 10,29 \times 10^{-6}}{2,67 - 1,00}} = 0,0015 \text{ cm} = 0,015 \text{ mm}$$

Com esse valor e a porcentagem determinada no Exercício 1.8, determina-se um ponto da curva granulométrica.

**Exercício 1.8** Quando se deseja conhecer a distribuição granulométrica só da parte grosseira do solo (as frações areia e pedregulho), não havendo portanto a fase de sedimentação, pode-se peneirar diretamente o solo no conjunto de peneiras?

**Solução:** Não, porque se assim fosse feito, agregações de partículas de silte e argila ficariam retidas nas peneiras, dando a falsa impressão de serem partículas de areia. Ainda que não se queira determinar as frações argila e areia, o solo deve ser preparado com o defloculante, agitado no dispersor e, a seguir, pode ser diretamente lavado na peneira nº 200 (0,075 mm), dispensando-se a fase de sedimentação. Naturalmente, os pesos retidos em cada peneira devem se referir ao peso seco total da amostra. Somente quando o material é uma areia evidentemente pura, o ensaio é feito diretamente pelo peneiramento.

**Exercício 1.9** Na Fig. 1.11, são apresentados os resultados de dois ensaios de granulometria por peneiramento e sedimentação de uma amostra do solo: um realizado de acordo com a norma NBR-7181 e o outro sem a adição de defloculante na preparação da amostra. Como interpretar a diferença de resultado? Esse tipo de comportamento é comum a todos os solos?

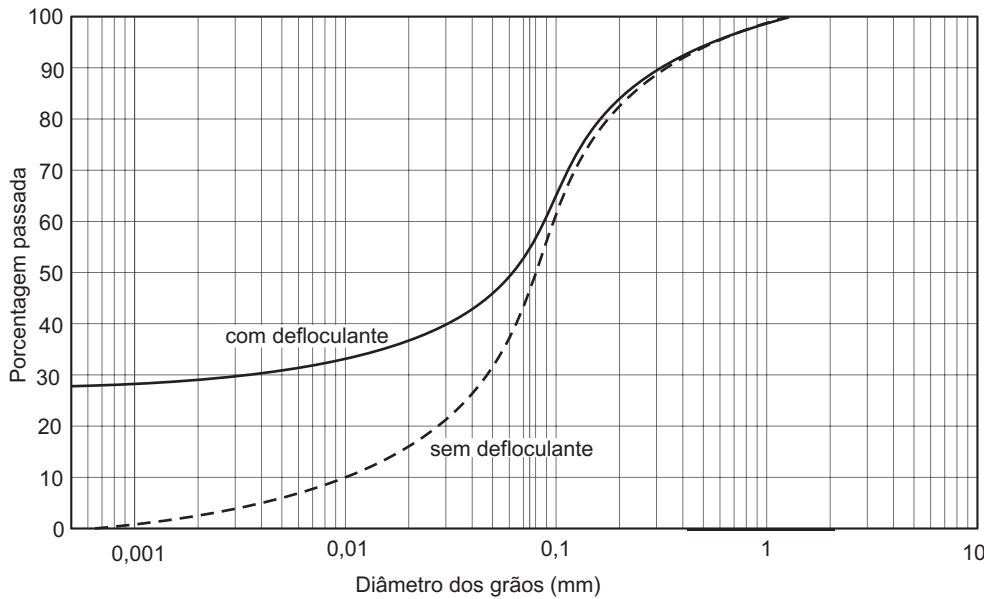


Fig. 1.11

**Solução:** A diferença de resultados mostra a importância do defloculante para a dispersão das partículas. No ensaio feito de acordo com a norma NBR-7181, as partículas sedimentaram-se isoladamente, e pode-se detectar seus diâmetros equivalentes. No ensaio sem defloculante, as partículas agrupadas, como se encontravam na natureza, sedimentaram-se mais rapidamente, indicando diâmetros maiores, que não são das partículas, mas das agregações.

Nem todos os solos mostram o mesmo tipo de comportamento. No caso apresentado, a diferença entre os dois resultados é muito grande e mostra que esse solo apresenta uma estrutura floculada. Outros solos, entretanto, apresentam naturalmente estrutura dispersa, sem muita diferença entre os resultados de ensaios com ou sem defloculante. Para estes, seria até desnecessário o emprego do defloculante; entretanto, ele é sempre usado por questão de padronização. Existe uma Norma Brasileira, NBR-13602, que prevê a avaliação da dispersibilidade de solos por meio dos dois ensaios de sedimentação descritos. Para os resultados apresentados, a referida norma indicaria uma *porcentagem de dispersão*, definida como a relação entre as porcentagens de partículas com diâmetro menor do que 0,005 mm pelos dois procedimentos, igual a  $6/31 = 19\%$ .