

Capítulo 4

PROPRIEDADES QUÍMICAS, MINERALÓGICAS E ESTRUTURAIS DE SOLOS NATURAIS E COMPACTADOS

José Camapum de Carvalho
Maria Claudia Barbosa
Rose Mary Gondim Mendonça
Wisley Moreira Farias
Fabrício Bueno da Fonseca Cardoso

DEDICATÓRIA

Os autores sentem-se honrados em dedicar esse capítulo *in memoriam* ao Professor João Batista Queiroz de Carvalho, Professor Titular na Universidade Federal de Campina Grande, por suas contribuições ao estudo das propriedades químicas e mineralógicas dos solos tropicais, voltado para a estabilização química dos solos. Nesta edição, os autores estendem sua dedicatória, *in memoriam*, ao Professor José Henrique Feitosa Pereira, pelos estudos que realizou e orientou sobre solos não saturados, e ao Prof. Franklin Antunes, por sua grande contribuição em pedologia e em geologia de engenharia, e que colaborou generosamente com uma revisão crítica na primeira edição do capítulo.

1. INTRODUÇÃO

Este capítulo apresenta aspectos relacionados à química, à mineralogia e à estrutura dos solos, os quais são relevantes em estudos, projetos, execução e manutenção de obras sobre ou em solos no estado não saturado ou mesmo parcialmente saturados, lembrando que, nos solos profundamente intemperizados contendo agregações microporosas em umidades superiores à de entrada de ar nos microporos, os agregados se mantêm saturados.

O comportamento hidromecânico dos solos, seja no estado saturado, seja no estado não saturado, está diretamente associado à composição químico-mineralógica e às características estruturais que apresentam.

A retenção de água no solo também se encontra diretamente associada às propriedades físico-químicas dos minerais, o que coloca em evidência a importância da mineralo-

gia no estudo das propriedades e do comportamento hidromecânico dos solos não saturados. Nos minerais mais granulares e menos ativos, como o quartzo, a retenção de água assume natureza predominantemente física, dando origem ao denominado efeito capilar. Já nos minerais menores e mais ativos, como os argilominerais, de um modo geral, a retenção de água assume natureza predominantemente química, com energia de adsorção significativa, o que dá origem à sucção propriamente dita. Nos solos, o efeito da capilaridade ocorre nas texturas arenosas e argilosos ou siltosos devido às forças intermoleculares da água por meio das pontes de hidrogênio que aderem às superfícies dos minerais, formando o menisco capilar no meio poroso. No entanto, nos solos de textura arenosa, além da característica inerte do quartzo, o efeito da capilaridade é menor devido ao tamanho de partícula ser maior, favorecendo a uma menor área superficial de contato e a uma maior dimensão dos poros. Entretanto, em solos de textura argilosa e siltosa, por conterem partículas menores, argilominerais e óxidos e hidróxidos de Fe e Al, as quais possuem uma área superficial maior, que aumenta consideravelmente as interações com as moléculas de água, a capilaridade é ampliada. Além do aspecto físico da maior área superficial, há um maior efeito da natureza químico-mineralógica dessas finas partículas de argila ou silte, que advém da maior contribuição das cargas positivas e negativas superficiais de natureza química que contribuem para uma maior influência na sucção. Assim, nos solos, de um modo geral, coexistem os efeitos capilar e de sucção, sendo ambos os termos frequentemente adotados indistintamente, embora, saber distingui-los assume, muitas vezes, grande relevância. Neste capítulo, no entanto, como serão discutidos os minerais isoladamente, buscar-se-á enfatizar os dois conceitos, sempre que couber.

Para exemplificar a importância da estrutura e da composição químico-mineralógica dos solos, apresenta-se, na Figura 1, uma questão que foi aplicada como avaliação acadêmica, objetivando verificar os conhecimentos adquiridos pelos alunos sobre os fenômenos da expansão, do colapso estrutural e do adensamento dos solos. Nesse exemplo, são apresentadas três pequenas casas existentes em um determinado assentamento urbano, que passaram a apresentar trincas (linhas tracejadas) logo após início de suas ocupações em consequência de vazamentos ocorridos nas respectivas redes de esgoto. Foi solicitado, aos alunos, que associassem as trincas aos processos de colapso, adensamento e expansão conforme a provável origem do problema. Ao analisar a questão, os leitores conhecedores da química, mineralogia e estrutura dos solos já têm em mente as associações existentes; os demais, certamente, chegarão a elas à medida que avançarem na leitura do texto.

É importante salientar que as obras de engenharia, de um modo geral, poderão ter que conviver com qualquer dessas situações, o que requer, para maior eficiência e acerto nos estudos, projetos, execução e manutenção da obra, o conhecimento e entendimento do conteúdo deste capítulo. Por exemplo, um corte realizado em um perfil de solo pouco intemperizado, cuja estrutura do solo é semelhante à da imagem (a), requer cuidados nos estudos e projetos distintos daqueles que seriam necessários se a estrutura do solo fosse a imagem (b), e cada um deles requereria, ainda, atenção direcionada para a mineralogia que apresentasse. Além disso, tem-se que ambas as estruturas requereriam cuidados distintos dos que seriam adotados se a estrutura do solo fosse a da imagem (c). Se o problema fosse a possibilidade de recalques devido à construção de um aterro rodoviário ou de um edifício, o problema seria muito distinto caso a estrutura do solo de fundação fosse a

da imagem (c) ou se fosse a da imagem (d), e a química e a mineralogia do solo, por intervirem na estabilidade estrutural e no comportamento dessas estruturas sob o efeito de carregamento, teriam, também, grande relevância.

Com o olhar voltado para os aspectos químico-mineralógicos e estruturais, e de modo a ilustrar que a maior ou menor relevância de cada um deles depende do nível de intemperização do solo, assim como do tratamento a ele dispensado, cita-se o artigo publicado por Camapum de Carvalho e Gitirana Jr (2021). Nesse artigo, os autores exemplificam agregações presentes em solos profundamente intemperizados que apresentam grãos de quartzo, certamente quartzo neoformado (Senaha, 2019), e um solo pouco intemperizado contendo pacotes de filossilicatos. Em ambos os casos, as propriedades e os comportamento dos solos guardarão pouca ou nenhuma relação com esses minerais neles presentes. Contudo, mesmo essas situações não retiram a importância da composição químico-mineralógica, pois elas se associam ao nível e às consequências da intemperização, apontam para a origem dos minerais e indicam como os solos estão evoluindo.

Portanto, esse mero exercício acadêmico tem importante relação com o que os geotécnicos se deparam no dia a dia dos projetos e execução das obras de engenharia, e coloca em evidência a importância, para eles, dos conhecimentos sobre a química, a mineralogia e a estrutura dos solos, temas objeto deste capítulo.

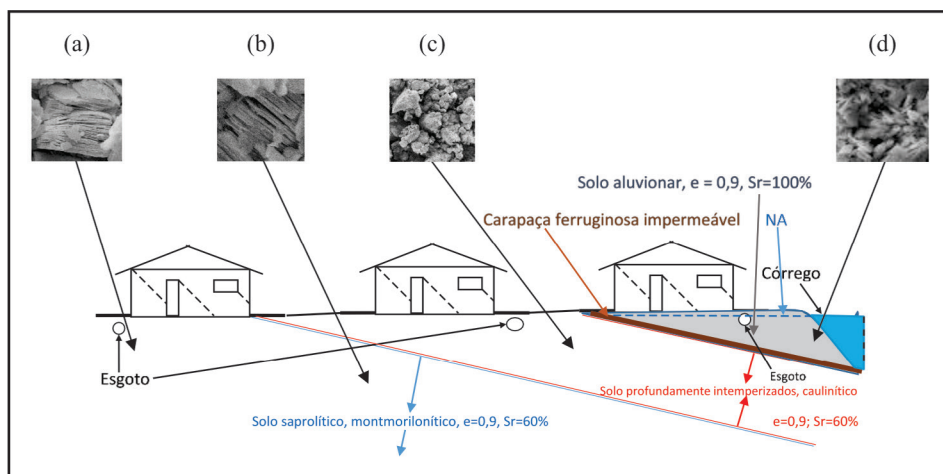


Figura 1 – Trincas em casas assentes em diferentes tipos de solo

2. MINERALOGIA

A mineralogia é o principal fator controlador do tamanho, da forma e das propriedades físicas e químicas das partículas do solo, intervindo diretamente em suas propriedades e em seu comportamento hidromecânico. Alguns minerais têm particular relevância para o entendimento das propriedades e do comportamento hidromecânico dos solos na condição saturada e não saturada, pela frequência com que estão presentes e pela influên-

cia que exercem sobre esse comportamento, mesmo não sendo os minerais predominantes na composição do solo. Em perfis de solos desenvolvidos em ambiente tropical, como grande parte dos solos brasileiros, a questão mineralógica assume ainda maior importância devido à sua diversidade ao longo desses perfis, diversidade que influi diretamente nas propriedades físico-químicas e no comportamento hidromecânico do solo.

Os constituintes minerais do solo quanto à origem são classificados em minerais primários e secundários. Entre os minerais primários, apresentam maior relevância o quartzo, os feldspatos e as micas, sendo os dois primeiros os mais abundantes. Outros minerais primários, como os piroxênios, anfibólios, olivinas e rutilo, podem ser encontrados em solo em condições especiais de clima, sendo o rutilo mais frequente. Esses minerais são utilizados como indicadores do grau de evolução do perfil de solo. Em regiões tropicais, de elevada precipitação e temperatura, as rochas sofrem intemperismo caracterizado pela rápida decomposição dos feldspatos e dos minerais ferromagnesianos (olivinas, piroxênios e anfibólios), com a remoção parcial de sílica e bases (Na_2O , K_2O , MgO) (Mitchell, 1976) e, em situações de fluxo capilar marcante, pode-se dar o enriquecimento de modo absoluto de óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio. O paralelismo entre o teor de quartzo e o teor de gibsitita ao longo de um perfil de solo do Distrito Federal, estudado por Rodrigues (2017), citada por Camapum de Carvalho e Gitirana Jr. (2021), aponta para a possibilidade de neoformação do quartzo durante o processo de intemperização em condições climáticas tropicais, ou seja, o quartzo não pode ser visto apenas como um mineral primário com maior resistência ao intemperismo.

Os minerais secundários são, geralmente, reunidos em grupos. Neste capítulo, no entanto, não se buscará tratar cada grupo de modo completo, mas apenas dar destaque aos minerais mais frequentes nos solos ou que podem levar a mudanças de comportamento ou propriedades do solo em função do seu estado. As micas, mineral primário, será tratada neste texto, conjuntamente com a illita, como argilomineral no grupo intitulado “grupo da mica”. Millot (1964) também considera o grupo da mica como minerais de argila. Alguns autores preferem tratar isoladamente a mica como mineral primário e remeter para os argilominerais apenas a illita ou a illita conjuntamente com a mica muscovita, como o faz Santos (1989). Millot (1964) considera a illita uma mica muito pequena, na qual existe um déficit de íons potássio que são substituídos por água, aspecto que conduz alguns autores a tratá-la como mica hidratada. Visto que tanto as micas como a illita são filossilicatos lamelares, intervindo, embora não com a mesma intensidade, de forma semelhante na estrutura e no comportamento dos solos saturados e não saturados, optou-se por discutir o conjunto, micas e illita, no item que versa sobre argilominerais, relegando-se a um segundo plano a origem em detrimento das características físicas e estruturais dos minerais.

Os óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio são muito frequentes nos solos brasileiros e influem na estrutura, nas propriedades e no comportamento hidromecânico desses solos, mesmo que não sejam predominantes na composição.

Esse item tratará apenas dos principais minerais primários e secundários e dos óxidos e hidróxidos metálicos mais frequentes nos solos tropicais. O item envolvendo esses minerais está dividido em minerais primários e secundários, ou seja, argilominerais e óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio.

2.1 Minerais primários

2.1.1 Quartzo

Apesar de a sílica ocorrer na natureza em diferentes minerais, o quartzo, mineral, em geral, primário, é o mais comum, presente em rochas ígneas de caráter ácido intermediário e metamórficas e sedimentares, e em solos como mineral residual podendo, no entanto, ser neoformado (Senaha, 2019). O quartzo (SiO_2) tem hábito prismático, mas, geralmente, ocorre nas rochas como uma massa granular compacta e possui densidade relativa frequentemente adotada como igual a 2,65. Sua estrutura permite a entrada de impurezas e, assim, apresenta elementos traço intersticiais variados. É naturalmente incolor, mas as impurezas podem conferir várias cores recebendo, às vezes, outra denominação, como é o caso, por exemplo, da ametista.

A ligação Si-O-Si é parcialmente iônica e covalente, não apresenta pontos fracos e tem, assim, uma cinética de reação lenta, sendo persistente nos solos, apesar de que termodinamicamente seria esperado que ele se dissolvesse (McBride, 1994). A solubilidade durante o processo intempérico depende de pH, tamanho da partícula, composição química e da presença de irregularidades superficiais, sendo muitas dessas irregularidades desenvolvidas no próprio processo de intemperização (Cardoso, 1995). Segundo a literatura, a solubilidade do quartzo é essencialmente constante entre os limites de pH de 2 a 8,5, aumentando significativamente para pH superior a 9. A sílica solubilizada pode precipitar no interior dos poros do solo como amorfo, com eventual efeito cimentante ou, ao encontrar condições favoráveis, recristaliza-se progressivamente até atingir a condição de quartzo.

O mineral quartzo apresenta pouca substituição isomórfica na estrutura e baixa proporção de quebras de ligação na superfície. Em consequência, em geral, tem baixa carga de superfície, área superficial específica (ASE) e capacidade de troca catiônica (CTC), e baixo valor do ponto de carga zero (PCZ) (Kämpf *et al.*, 2009). Tais particularidades têm, por consequência, no que se refere aos solos não saturados, a ocorrência da sucção matricial devido ao efeito capilar com natureza mais física que eletroquímica. Sendo de natureza física, a capilaridade dependerá da distribuição granulométrica e da porosidade e, conseqüentemente, da distribuição de poros, que varia entre uniforme e bem graduada, podendo, evidentemente, ser aberta com presença apenas de poros maiores e de poros menores, sem poros intermediários. Por essa razão, os métodos de estimativa da curva característica de retenção de água que se fundamentam na textura oferecem melhores resultados para os solos contendo baixo teor de argilominerais.

Nos solos naturais, o quartzo está associado, principalmente, a partículas granulares, ocorrendo, também, na faixa de silte e integrando agregados e microagregados. Esse fator, em conjunto com sua característica de baixa atividade físico-química, faz com que participe de forma pouco significativa na retenção de umidade, dando maior dinâmica às variações de sucção em função da interação solo-atmosfera.

2.1.2 Feldspatos

Os feldspatos são minerais silicatados em que houve substituição parcial do silício pelo alumínio e a introdução de metais alcalinos (K, Na) e alcalino terrosos (Ca, Ba) para contrabalançar o excesso de carga negativa resultante. Eles ocorrem em rochas ígneas e metamórficas e, de modo mais raro, nas rochas sedimentares, como cristais tabulares ou massas granulares e possuem densidade, geralmente, compreendida entre 2,56 e 2,63. Os feldspatos mais comuns em solos são os feldspatos potássicos, mais estáveis, e os plagioclásios. Eles se fazem abundantes nas frações de areia e silte dos solos pouco intemperizados (solos saprolíticos ou residuais jovens). A persistência dos feldspatos nos solos está relacionada à natureza desse mineral (tamanho, composição química, irregularidades na superfície do cristal) e às condições de intemperização, como clima, geomorfologia, ação biológica e de complexos orgânicos. Com o processo de intemperização, eles dão origem a minerais secundários.

Devido à existência de certo grau de substituição iônica entre os elementos potássio, sódio e cálcio, os feldspatos têm maior atividade físico-química em relação ao quartzo e podem participar da capacidade de retenção de umidade em termos de energia de adsorção e, por consequência, atuar fisicamente sob a ótica da capilaridade e, quimicamente, sob a ótica da sucção, sendo esse entendimento relevante no estudo do comportamento dos solos não saturados contendo esse mineral.

2.2 Argilominerais

2.2.1 Conceitos básicos

Antes de tratar dos argilominerais, cabe apresentar alguns conceitos básicos que poderão ajudar no entendimento do tema:

- Planos atômicos – são arranjos constituídos por átomos distribuídos coplanarmente.
- Folhas estruturais – são arranjos constituídos por átomos pertencentes a mais de um plano atômico, formando retículos laminares dos tipos tetraédrico (SiO_4) e octaédrico ($\text{Al}_2(\text{OH})_6$ ou $\text{Mg}_3(\text{OH})_6$).
- Camadas estruturais – são arranjos constituídos pelo agrupamento de folhas estruturais.
- Celas unitárias ou unidades estruturais – correspondem ao menor volume do cristal limitado por três pares de lados paralelos e com simetria igual à do cristal como um todo. Elas são constituídas pelas camadas estruturais e pelos espaços intercamadas.
- Tipos de estruturas – as formas de empilhamento das camadas estruturais dão origem às estruturas 1:1 (uma folha tetraédrica e uma folha octaédrica), 2:1 (uma folha octaédrica entre duas folhas tetraédricas) e 2:1:1 (uma camada 2:1 mais uma camada de brucita, $(\text{Mg}, \text{Al})_6(\text{OH})_{12}$). A estrutura com unidade cristalográfica 1:1 é formada pelo empilhamento de uma lâmina de tetraedros de si-

lício e uma lâmina de octaedros de alumínio, unidas por ligação iônica entre o oxigênio apical da lâmina de tetraedros e o alumínio da lâmina octaédrica, formando as camadas. A junção entre as camadas, nessa estrutura, ocorre por meio de pontes de hidrogênio entre o oxigênio da camada tetraédrica e a hidroxila da camada octaédrica, sendo essa ligação considerada polar e forte o suficiente para conferir características de não expansibilidade e inexistência de troca iônica na superfície entre as unidades 1:1. Já as estruturas com unidade cristalina 2:1 são formadas por uma lâmina octaédrica de alumínio entre duas lâminas tetraédricas de silício unidas por ligações iônicas dos oxigênios apicais presos aos silícios, dos tetraedros, com o alumínio da lâmina dos octaedros como nas unidades 1:1. Como a junção entre camadas se dá por meio de lâminas iguais, ela é considerada não polar. Em função dessa particularidade, minerais com essa estrutura podem expandir mineralogicamente quando umedecidos, como a esmectita e a vermiculita, ou não expandir, como é predominante na clorita e na illita. A expansão depende da força das ligações entre as unidades estruturais: na illita, as ligações se dão através dos íons potássio, que são, em geral, suficientemente fortes para impedir a entrada de moléculas de água ou outros líquidos polares; nas esmectitas e na vermiculita, as ligações, através de forças de Van der Waals e dos cátions adsorvidos, são muito fracas, permitindo a entrada de moléculas de água entre as camadas, as quais promovem a hidratação dos cátions e a expansão, cabendo aqui destacar que essa variação do teor de água não interfere ou interfere pouco na sucção matricial, não devendo ser incluída como umidade ou porosidade do solo (Camapum de Carvalho e Gitirana Jr. 2021).

- Distância interplanar basal – espaço compreendido entre o topo de duas camadas sucessivas.
- Espaços intercalares – espaços entre as camadas e que são ocupados por cátions e moléculas de água.
- Ligações químicas prevaletentes nas regiões intercalares e exemplos de minerais que as apresentam:
 - O-O no talco e pirofilita;
 - OH-O (ligação de hidrogênio) na caulinita, antigorita e clorita;
 - H₂O-O na haloisita (10 Å);
 - Cátion trocável molécula de H₂O-O nas esmectitas e vermiculitas;
 - K⁺ ou Na⁺-O nas illitas.

As cargas elétricas ocorrem nos planos basais e na superfície lateral da partícula e são originárias de substituições isomórficas nas camadas tetraédricas ou octaédricas e da quebra das cadeias. De modo geral, essas cargas são positivas nas bordas e negativas nas faces dos argilominerais, o que favorece a floculação no caso dos solos pouco intemperizados e o processo de agregação durante a intemperização.

Antes de dar início ao estudo dos argilominerais, cabe fazer a distinção entre fração argila, que se refere ao tamanho da partícula, e argilomineral ou mineral de argila, que se refere à natureza mineralógica da partícula de solo.

2.2.2 Grupo da caulinita

A gênese do grupo da caulinita está associada à decomposição de uma série de minerais primários silicatados pela remoção parcial dos cátions básicos e silício em clima quente e úmido.

A fórmula estrutural da cela unitária da caulinita é $\text{Si}_4\text{Al}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$, sendo a composição percentual: 46,54 % de SiO_2 , 39,5 % de Al_2O_3 e 13,96 % de H_2O (Santos, 1989). Esse grupo se caracteriza pela não expansividade com distância interplanar basal de aproximadamente 7,2 Å, com partículas variando de 0,1 a 0,5 µm e densidade relativa igual a 2,6 para a caulinita. Já a haloisita é menos estável do que a caulinita e marca um intemperismo fraco, sendo menos frequente no Brasil, embora presente em muitos solos. Elas podem se encontrar na forma menos hidratada para a qual apresentam a mesma fórmula estrutural da cela unitária da caulinita, ou na forma mais hidratada intitulada haloisita- $4\text{H}_2\text{O}$, para a qual a fórmula estrutural da cela unitária passa a $\text{Si}_4\text{Al}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ devido à presença das quatro moléculas de água interlamelar. A haloisita não apresenta substituições isomórficas e a sua estrutura cristalina é eletricamente neutra.

Embora o grupo da caulinita seja constituído por minerais estáveis em presença de água, ou seja, não são mineralogicamente expansivos, cabe abrir um parêntese sobre o comportamento das haloisitas hidratadas, haloisita $4\text{H}_2\text{O}$, que apresenta distância interplanar basal igual a 10,1 Å e, quando totalmente desidratada, essa distância cai para aproximadamente 7,2 Å. Essas haloisitas, quando submetidas à secagem, desidratam-se e sua desidratação é irreversível. Logo, as curvas características de retenção de água definidas em laboratório ou mesmo os estudos do comportamento mecânico atrelados a teores de umidade quando realizados a partir de amostras secas, mesmo que ao ar, não representam a situação de campo em que a haloisita hidratada se faz presente, como exemplifica Camapum de Carvalho (2022). Outro aspecto relevante diz respeito à forma, pois, enquanto o argilomineral caulinita apresenta-se na forma de placa, a haloisita pode apresentar-se na forma tubular ou esférica, o que interfere diretamente no grau de anisotropia que o solo pode apresentar.

A característica não expansiva da caulinita e das haloisitas, decorrente das pontes de hidrogênio entre as camadas da estrutura cristalina, impede a exposição da superfície específica interna, manifestando, assim, na sua borda lateral, as cargas permanentes e variáveis positivas e nas faces cargas negativas.

O grupo da caulinita apresenta baixas densidade de carga superficial, capacidade de troca iônica (CTC e CTA), acidez trocável, área superficial específica (ASE), plasticidade e pegajosidade. Estes argilominerais não sofrem expansão nem contração mineralógica, no entanto, estruturalmente, a caulinita, devido à sua forma de placas, poderá, na interação interpartículas, sofrer contração ou expansão quando submetida a variações de energia, como tensão aplicada (energia externa) e sucção (energia interna). Assim, quando se analisa o comportamento hidromecânico dos solos ricos em caulinita ou quando se define a curva característica de retenção de água, faz-se necessário considerar a possibilidade de variação da porosidade. No entanto, se a caulinita encontra-se compondo estruturas agregadas, tanto a contração quanto a expansão tendem a não ocorrer ou a serem mínimas.

As interações entre a caulinita e os óxidos de ferro e alumínio são importantes na agregação e definição das características físicas dos solos altamente intemperizados (Melo e Wypych, 2009). A carga negativa presente na face dos argilominerais e a positiva recobrando os oxi-hidróxidos de ferro e alumínio favorecem o fenômeno da agregação, assim como a interação entre agregados, cabendo destacar, porém, que, ao se alterarem as condições do meio, por exemplo, com a adição de cal ou infiltração de água de esgoto, esses oxi-hidróxidos podem ser solubilizados, propiciando o colapso estrutural do solo ou afetando a sua resistência e deformabilidade. A característica agregada do solo resulta em curvas características designadas bimodais, marcadas pela microporosidade no interior do agregado e macroporosidade entre os agregados, e influem, também, diretamente em propriedades como a plasticidade (Cardoso, 2002) e no comportamento hidromecânico. Camapum de Carvalho e Gitirana Jr. (2021) colocaram em destaque a necessidade de o volume de vazios e da umidade contida nos agregados não serem contabilizados quando se analisam as propriedades e os comportamento dos solos contendo agregações.

2.2.3 Grupo da mica

A presença de minerais micáceos nos solos tem estreita relação com a sua presença na rocha de origem, fazendo-se presente em rochas ígneas ácidas e básicas, pegmatitos, metamórficas e sedimentares e se constituem em fonte de potássio e magnésio nos solos. O grupo da mica, aqui estabelecido, engloba as micas, minerais primários, e a illita, mineral secundário, sendo o conjunto tratado como minerais de argila, à semelhança do que fez Millot (1964).

Os minerais desse grupo são do tipo 2:1, com camadas formadas por uma folha octaédrica entre duas tetraédricas. Como exemplo de fórmula estrutural da cela unitária, tem-se para a muscovita e para a biotita, respectivamente, $K_2Al_2O_5[SiO_5]_3Al_4(OH)_4$ e $K_2Al_2O_5[SiO_5]_3(Mg,Fe)_6(OH)_4$.

Segundo Santos (1989), os minerais do grupo das micas podem ser divididos em bem cristalizados, compreendendo as micas ígneas e as micas metamórficas, e em argiláceas, compreendendo as illitas e os argilominerais interestratificados, possuindo illita em sua composição. São exemplos de micas bem cristalizadas a muscovita, dioctaédrica, com alumínio ocupando os sítios octaédricos e possuindo densidade relativa geralmente situada entre 2,76 e 2,88, e a biotita, trioctaédrica, com magnésio e ferro ocupando os sítios octaédricos e quase sempre apresentando densidade relativa entre 2,8 e 3,2. A illita é uma partícula de pequena dimensão e difere das micas bem cristalizadas por ter menor substituição de silício tetraédrico por alumínio, menor carga estrutural, menos potássio interlamelar e menor regularidade no empilhamento das camadas.

Apesar de a biotita ser mais abundante nas rochas, ela é mais suscetível a processos intempéricos quando comparada com a muscovita. Assim, nos solos, a muscovita predomina nas frações silte a areia grossa, enquanto que a biotita, quando presente, encontra-se na fração mais grossa. As partículas de mica apresentam-se negativamente carregadas, com capacidade de adsorção de cátions para atingir a neutralidade elétrica.

As micas têm forma de placas ou são tabulares e sua orientação no solo é dependente da formação da rocha ou do solo, bem como das tensões atuantes. A orientação prefe-

rencial das placas de minerais micáceos no solo gera uma estrutura orientada e propicia a ocorrência de um comportamento anisotrópico em resposta a solicitações hidromecânicas.

A illita, também conhecida como mica argilácea ou hidromica, encontra-se em solos provenientes de intemperismo de rochas ígneas e metamórficas ricas em muscovita e denota estágios intermediários de intemperismo desse mineral (Juo e Franzluebbbers, 2003). A estrutura cristalina do argilomineral illita é semelhante à da montmorilonita tendo, porém, uma maior substituição do silício tetra por alumínio, o que confere uma maior carga à estrutura cristalina, que tem por cátion neutralizante o potássio e torna o argilomineral, geralmente, não expansivo, com distância interplanar basal, como nas demais micas, aproximadamente igual a 10,1 Å.

As illitas, geralmente, apresentam-se em forma de lamelas alongadas com bordos irregulares e diâmetro equivalente variando entre 0,1 e 2 µm. Destaca-se que, segundo León Rodriguez (2007), já foram identificadas illitas com hábito fibroso. Sua densidade relativa costuma variar entre 2,6 e 2,9.

A illita apresenta plasticidade e CTC superior ao grupo da caulinita e inferior ao das esmectitas, geralmente variando entre 10 e 40 meq/100g. Com tais especificidades, a illita constitui-se em argilomineral no qual predomina a energia de adsorção, tornando-se relevante a sucção em detrimento da capilaridade. Cabe ainda destacar que, em solos do Distrito Federal, tem sido observada a floculação da fração argila quando do uso do defloculante hexametáfosfato de sódio em solos pouco intemperizados contendo o argilomineral illita.

2.2.4 Grupo da esmectita

O grupo das esmectitas é do tipo 2:1 e inclui a montmorilonita propriamente dita e outros argilominerais, como a beidelita, a nontronita, a saponita, sauconita e a hectorita. Não raro, os dois termos, montmorilonita e esmectita, são usados com o mesmo significado, ou seja, alguns autores se referem ao grupo como da montmorilonita.

O grupo das esmectitas se distribui em dois subgrupos, o dioctaédrico, ao qual pertence a montmorilonita propriamente dita, e o trioctaédrico, ao qual pertence a saponita, a sauconita e a hectorita.

O grupo das esmectitas apresenta a fórmula teórica $\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, na qual a quantidade de moléculas de água é variável, implicando em distâncias interplanares baixas que, geralmente, variam entre 10 Å e 40 Å. A partir de 40 Å, as camadas se separam, gerando estruturas com 10 Å de espessura. Segundo Santos (1989), os argilominerais naturais sempre apresentam fórmulas que diferem dessa fórmula teórica devido a substituições isomórficas no reticulado cristalino e nos cátions trocáveis. Morfologicamente, as esmectitas são lamelares, com dimensões que variam entre 0,1 µm e 2 µm e, em média, igual a 0,5 µm. Encontram-se, portanto, na fração argilosa do solo, apresentam valores elevados de área de superfície específica (ASE) e contribuem para a baixa permeabilidade do solo. Devido, principalmente, às variações da condição de hidratação, as esmectitas apresentam densidades relativas geralmente variando entre 2 e 2,7.

As esmectitas, quanto à origem, podem ser herdadas de rochas sedimentares argilosas ou calcárias, produtos da transformação de minerais primários e secundários ou neoformadas a partir de soluções com silício, alumínio, magnésio e ferro (Kämpf *et al.*,

2009). As condições favoráveis à sua formação são a abundância de sílica, meio alcalino com alta concentração eletrolítica (disponibilidade de cátions trocáveis), presença dominante de cátions divalentes (Ca^{+2} , Mg^{+2}) em relação aos cátions monovalentes (Na^+ , K^+), evaporação maior do que a precipitação e más condições de drenagem.

As esmectitas são argilas de alta acidez trocável e atividade físico-química e, quando presentes, aumentam a CTC do solo, tornando-o mais sensível à composição da solução intersticial. Elas apresentam alta plasticidade e elevada capacidade de expansão e contração. Por apresentarem alta afinidade com a água, aumentam a capacidade de retenção de água do solo e dificultam a saída da água sob compressão. Em consequência da elevada CTC, a estrutura dos solos contendo esmectitas responde a mudanças da composição da água dos poros, floculando ou dispersando, conforme explicado na Teoria da Dupla Camada, e também pela influência do pH da solução.

Sua influência sobre o comportamento hidráulico e mecânico do solo é significativa mesmo que presente em pequena quantidade. Por esse motivo, a bentonita, argila constituída predominantemente por argilominerais do grupo das esmectitas, é usada, frequentemente, em misturas com solos naturais, em fração de 2% a 5%, em massa seca para conferir baixa permeabilidade sem, no entanto, causar redução significativa na resistência e aumento da compressibilidade.

Ao analisarem-se as propriedades e o comportamento hidromecânico dos solos contendo esmectitas, faz-se necessário considerar suas variações de densidade e volume em função do grau de hidratação. Assim, nesses solos, parte das variações volumétricas registradas se deve a variações da distância interplanar basal, não podendo ser consideradas como variação no volume de vazios. Estudos realizados por Campos *et al.* (2008) mostraram que, ao se considerar as variações de volume verificadas para o solo durante o ensaio de determinação da curva característica de retenção de água por meio da técnica do papel filtro (variação de volume global) como variações do índice de vazios (Δe_{global}), obtinham-se curvas características transformadas ($e.pF$, onde pF é o logaritmo da sucção em centímetros de coluna de água), que contrariavam o esperado, conforme a proposta de Camapum de Carvalho e Leroueil (2004), Figura 2a. Os resultados foram obtidos para duas bentonitas brasileiras, uma proveniente do estado de Minas Gerais (MG) e outra do estado da Paraíba (PB). No entanto, ao corrigir-se o volume de vazios ($e_{\text{corrigido}}$), deduzindo-se da variação de volume total aquela oriunda das variações da distância interplanar basal estimada, chegou-se ao modelo de comportamento esperado (Figura 2b). A Figura 2c apresenta os valores de índice de vazios obtidos experimentalmente, considerando-se a densidade real inicial do solo (G_s) e os volumes medidos, em função do teor de umidade, e a Figura 2d foi determinada considerando-se os G_s em função da hidratação do argilominerais e os valores de volume de vazios obtidos, deduzindo-se, das variações de volume globais, as variações de volume de vazios devido a alterações na distância interplanar dos minerais. Observa-se, na Figura 2d, que, ao se deduzir da variação do volume de vazios global, as variações devido à modificação da distância interplanar basal, a curva assume o formato esperado com um certo limite de contração.

De modo a realçar a importância de não se considerar como integrantes do volume de vazios e da umidade do solo as variações de volume e de umidade que ocorrem em consequência da hidratação ou desidratação dos argilominerais expansivos, como é o ca-

so das esmectitas, serão apresentados mais dois exemplos. No primeiro, Camapum de Carvalho *et al.* (2019) mostraram para uma bentonita oriunda do estado da Paraíba, em que a continuidade entre a parte da curva granulométrica oriunda do peneiramento com a proveniente do ensaio de sedimentação só seria possível se fosse adotada na análise do ensaio de sedimentação uma densidade relativa menor calculada nela, incluindo a água intercadas. No segundo exemplo, Camapum de Carvalho e Gitirana Jr. (2021) fizeram uma releitura dos resultados de curva de compactação e expansão apresentados por Consoli *et al.* (2020), mostrando a relevância de não se considerarem as variações volumétricas e de umidade oriundas da hidratação dos argilominerais expansivos quando se analisa o comportamento dos solos expansivos. Com o olhar voltado para o simples, Camapum de Carvalho (2022) apresenta um modelo físico que ajuda no entendimento de que essas variações de volume e umidade dos argilominerais expansivos não devem ser considerados quando se analisam as propriedades e o comportamento hidromecânico dos solos contendo argilominerais expansivos.

Os exemplos elencados realçam a importância de não se levar em consideração as variações volumétricas que ocorrem pelas modificações da distância interplanar basal quando se estudam as propriedades e o comportamento hidromecânico dos solos contendo esmectitas.

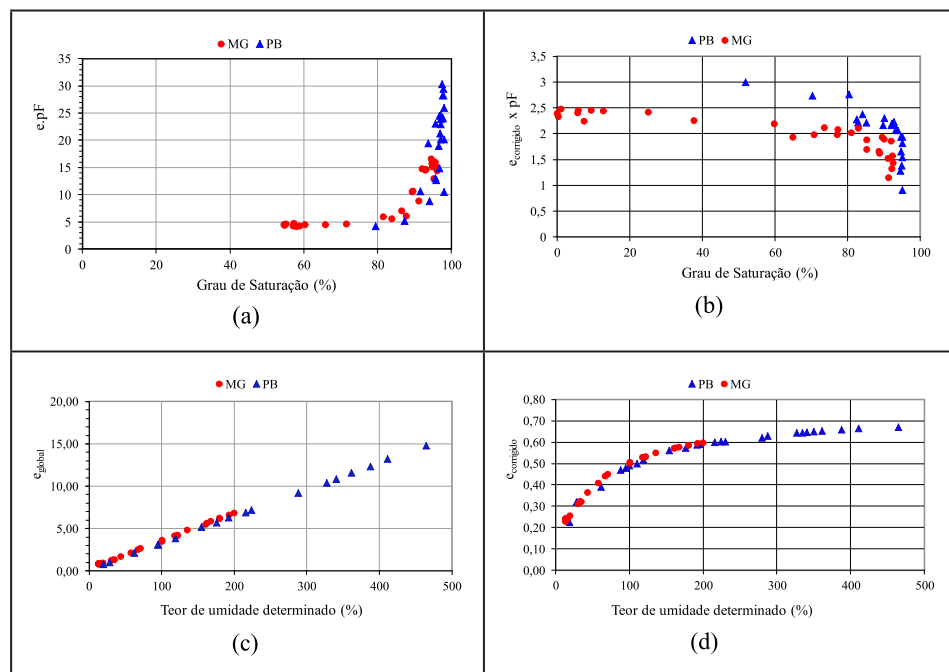


Figura 2 – Curvas características transformadas por e_{global} (a) e $e_{corrigido}$ (b) e variação do e_{global} (c) e do $e_{corrigido}$ em função do teor de umidade determinado (modificado, Campos *et al.* 2008)

2.2.5 Grupo da vermiculita

A vermiculita ocorre em rochas máficas e ultramáficas, gnaisses, xistos, mármore e rochas graníticas e, em solos, forma-se a partir da alteração da mica predominantemente e clorita (Kämpf *et al.*, 2009). Nesse mineral, do grupo 2:1, a carga líquida negativa da estrutura, produto da substituição do silício pelo alumínio na camada de tetraedros, é alta, sendo neutralizada por cátions hidratados, que estão nos interplanos. Devido à densidade de carga, a vermiculita não se expande à vontade, apresentando valores menores do que a esmectita (Juo e Franzluebbers, 2003), e sua distância interplanar basal varia entre 10 Å e 15 Å. Apresenta forma lamelar, densidade relativa, geralmente, variando entre 2,3 e 2,7 e capacidade de troca catiônica superior à ilita e inferior à esmectita; uma característica importante é que apresenta dimensões de 0,1 a 0,5 µm semelhantes à caulinita, mas sua superfície específica total é semelhante à da esmectita (Leóne Rodriguez 2007). Apresenta a fórmula estrutural da cela unitária $\text{Mg}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_6(\text{SiAl})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_{4.n}(\text{H}_2\text{O})$.

As vermiculitas não tendem a ser argilominerais dominantes nos solos brasileiros, mas são comuns em vertissolos (Azevedo e Vidal-Torrado, 2009).

2.2.6 Grupo da clorita

Nos solos, as cloritas são minerais primários herdados de rochas metamórficas de baixo a médio grau ou de rochas ígneas, ou secundários, como produto da alteração de minerais ferromagnesianos (Sposito 2008). A estrutura cristalina das cloritas é formada por camadas estruturais do tipo da mica, intercaladas com camadas de brucita. As camadas tipo mica apresentam a fórmula estrutural da cela unitária $(\text{Si}, \text{Al})_8(\text{Mg}, \text{Fe})_6\text{O}_{20}(\text{OH})_4$ e a brucita $(\text{Mg}, \text{Al})_6(\text{OH})_{12}$, sendo que sua forma varia conforme o tipo de empilhamento dessas camadas. Devido à sua composição estrutural, alguns autores as consideram como argilominerais do tipo 2:1 e outros, devido à presença da brucita interlamelar, como argilominerais do tipo 2:1:1.

Nas cloritas, o magnésio da camada de brucita é parcialmente substituído por íons férrico ou alumínio, fornecendo, assim, a carga positiva necessária para neutralizar as substituições do silício por alumínio nas folhas tetraédricas e conduzindo à distância interplanar basal de 14 Å. Não ocorrendo tais substituições, a neutralização é feita por meio de cátions trocáveis, tornando a ligação mais fraca e possibilitando sua expansão para distâncias interplanares basais superiores a 14 Å.

As cloritas apresentam forma lamelar, densidade relativa, geralmente variando entre 2,6 e 3,3, área superficial similar à das micas finas e capacidade de troca catiônica comumente variando entre 10 e 40 meq/100g.

Comparando entre os grupos de argilominerais, pode-se afirmar que a clorita apresenta tamanho de partícula, carga negativa e área superficial semelhante à ilita.

2.2.7 Grupo da paligorskita e da sepiolita

A paligorskita e a sepiolita se formam em ambiente marinho e em solos com altas concentrações de silício e magnésio. São minerais raros, com elevada capacidade de troca catiônica e superfície específica e, geralmente, empregados como adsorventes. A paligorskita e a sepiolita são filossilicatos 2:1, com hábito fibroso, apresentando, porém, a particularidade da estrutura cristalina apresentar-se na forma de fitas que se ligam longitudinalmente entre si por meio das arestas, formando uma estrutura porosa similar a calhas colocadas paralelamente ao comprimento, alternando concavidades para cima e para baixo. Essas fitas são mais largas na sepiolita que na paligorskita. As posições octaédricas são predominantemente ocupadas por magnésio com pequena substituição por alumínio e, às vezes, por ferro, havendo menor substituição do magnésio na sepiolita (Santos, 1989).

A paligorskita apresenta fórmula estrutural ideal da cela unitária $\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_2(\text{OH}_2)_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ e a sepiolita $\text{Mg}_8\text{Si}_{12}\text{O}_{30}(\text{OH})_4(\text{OH}_2)_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. As fibras, nesses minerais, apresentam, geralmente, tamanho variando entre 2 μm e 4 μm , com distância interplanar basal de aproximadamente 12 Å.

2.2.8 Argilominerais interestratificados

Os argilominerais interestratificados correspondem a modelos estruturais mistos e constituídos por camadas de dois ou mais argilominerais. Eles correspondem, muitas vezes, a estados metaestáveis ou de transição, que se verificam, normalmente, na evolução ou transformação de um mineral.

A identificação dos argilominerais interestratificados é feita determinando-se os tipos de camadas estruturais constituintes (por exemplo: caulinita + ilita + ...), o grau de regularidade da interestratificação (por exemplo: 2 camadas de caulinita + 1 de ilita + 2 de caulinita + 1 de ilita + ...), a proporção de cada um dos constituintes (no exemplo anterior: 2 de caulinita / 1 de ilita) e o modo como se dá o empilhamento na interestratificação (regular ou ao acaso).

2.3 Óxidos e hidróxidos

Esses minerais, quando secundários no solo, apresentam baixa cristalinidade associada à rapidez com que são formados em comparação com os argilominerais 1:1 e 2:1 e também à disponibilidade de cátions metálicos, conferindo uma diversidade cristalina (Costa e Bigham, 2009). Nos solos formados em clima tropical, em especial nos solos brasileiros, esses minerais têm presença significativa e influenciam em suas propriedades e em seu comportamento hidromecânico. Por exemplo, os óxidos e hidróxidos de ferro geralmente contribuem para o aumento de sua plasticidade e agregação (Cardoso 2002). Dada a elevada densidade relativa desses compostos, eles geralmente exercem significativa influência no peso específico aparente seco dos solos profundamente intemperizados, sendo relevante, nesse caso, fazer as análises de comportamento hidromecânico em função da porosidade ou do índice de vazios.

O atual Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006) utiliza o teor de óxido de Fe determinado no extrato sulfúrico para diferenciação das classes de solo: hipoférrico ($\text{Fe}_2\text{O}_3 < 80 \text{ gkg}^{-1}$); mesoférrico ($80 \leq \text{Fe}_2\text{O}_3 < 180 \text{ gkg}^{-1}$); férrico ($180 \leq \text{Fe}_2\text{O}_3 < 360 \text{ gkg}^{-1}$) e perférrico ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \geq 360 \text{ gkg}^{-1}$). Valores dos índices K_i e K_r , Equações 1 e 2, são usados para diferenciar as famílias de solos caulíníticos ($K_r > 0,75$) e oxídicos ($K_r \leq 0,75$), e também como atributos para descrever algumas classes de solo pela EMBRAPA (2006): $K_i = 1,0 - 3,3$ para os Argissolos; $K_i > 2,2$ para os Cambissolos; $K_i < 2,2$ e, em geral, com valores extremamente baixos para os Latossolos.

$$K_i = \frac{(\% \text{SiO}_2 \times 1,70)}{\% \text{Al}_2\text{O}_3} \quad (\text{Eq. 1})$$

$$K_r = \frac{(\% \text{SiO}_2 / 0,60)}{[(\% \text{Al}_2\text{O}_3 / 1,02) + (\% \text{Fe}_2\text{O}_3 / 1,60)]} \quad (\text{Eq. 2})$$

A composição química (Fe, O, H), associada às características da estrutura dos óxidos de Fe, conferem, a esses minerais, atributos químicos, físicos e mineralógicos distintos, que resultam em: elevados valores de densidade, cores características de cada espécie mineral, dureza intermediária entre as espécies de minerais, caráter magnético em virtude da presença do Fe em sua estrutura e baixa solubilidade na faixa de pH comumente presente no solo (Costa e Bigham, 2009; Sposito, 2008). Destaca-se, no entanto, que aditivos químicos e fluidos com pH distintos daqueles normalmente encontrados nos solos podem migrar ou percolar através do maciço, gerando solubilização desses minerais e carreamento dos elementos que os compõem. São exemplos de aditivos químicos incorporados ao meio e suscetíveis de alterarem o pH do solo a cal, o cimento e os insumos agrícolas. Como exemplo de fluidos modificadores do pH do meio citam-se as águas servidas e a própria água da chuva, que tem seu pH afetado pelas condições químicas da atmosfera, pela matéria orgânica e atividade microbiológica no solo, favorecendo reações de dissolução, complexação e precipitação dos óxidos de ferro. Outro fator a ser considerado é a mudança de valência do ferro em virtude da condição de oxirredução do meio.

Nos principais minerais oxídicos, o ferro aparece sob a forma de íon férrico (Fe^{+3}), mas se houver condições, ele pode ser reduzido, por exemplo, pela atividade biológica a íon ferroso (Fe^{+2}), que é uma forma bem mais solúvel de ferro.

Os óxidos de ferro podem ocorrer dispersos na matriz do solo, com cristalinidade variada, como partículas individuais finas. Eles formam também microagregados, concreções, nódulos (Cardoso, 1995), plintita, ferriretes, entre outros (Costa e Bigham, 2009).

Embora seja grande a quantidade dos minerais oxídicos na natureza, aqui, serão apresentados apenas os mais frequentes nos solos brasileiros.

A hematita é um dos óxidos de ferro mais comumente encontrados na natureza. Com frequência, está presente nos solos profundamente intemperizados, dando-lhes a cor vermelha. Apresenta estrutura composta pela fórmula Fe_2O_3 e suas partículas exibem forma de placas hexagonais ou romboédricas. Sua densidade relativa é, geralmente, igual a 5,26.

A goethita é o hidróxido de ferro mais estável, ocorre em vários ambientes (Ker, 1997), sendo, no Brasil, mais frequente em solos lateríticos, e lhes conferem cores amare-

las e bruno-amareladas. Para sua formação, requer ambiente mais úmido, com teores elevados de matéria orgânica, contrapondo-se à hematita, que necessita, para sua formação, condições opostas (Kämpf *et al.*, 2009). Exibe estrutura com composição dada pela fórmula FeOOH , assumindo a forma de agulhas e ripas (placas alongadas) e formando agregados fibrosos. Sua densidade relativa varia, geralmente, entre 4,26 e 4,37.

A ferrihidrida é um óxido de Fe mal cristalizado que apresenta diferentes graus de ordenamento estrutural e que, dependendo das condições do meio, pode transformar-se em diferentes óxidos de ferro. Pode precipitar-se abioticamente de soluções em solos oxidicos, com o pH próximo da neutralidade, mas sua formação tende a ser condicionada por bactérias em pH ácido ou em condições anaeróbicas que reduzem significativamente a oxidação do Fe (Sposito, 2008). Tem fórmula $\text{Fe}_{10}\text{O}_{15} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ e ocorre na forma de esferas individuais ou agregadas e sua densidade relativa, geralmente, varia entre 3,8 e 3,96.

A magnetita, mineral magnético que, normalmente, aparece como mineral acessório em algumas rochas ígneas e em rochas metamórficas (Souza *et al.*, 1995); nos solos, tem origem associada a processos bióticos e abióticos (Sposito, 2008). Sua estrutura apresenta a fórmula Fe_3O_4 , tem forma cúbica, densidade relativa igual a 5,18 e sua propriedade magnética facilita a sua identificação.

Os óxidos e hidróxidos de alumínio são minerais comuns em vários solos, com ocorrência associada a condições climáticas diversas, porém, principalmente, quente e úmida (Bigarella *et al.*, 1996). O diásporo, a bohemita, a gibbsita e a bauxita constituem os principais oxi-hidróxidos de alumínio, sendo a gibbsita o mais comum presente nos solos tropicais.

A gibbsita, $\text{AlO}(\text{OH})_3$, também conhecida como hidroargilita, ocorre em grande escala em solos sujeitos a profundo intemperismo químico de minerais aluminosos sob intensa lixiviação em climas quentes e úmidos. Possui, geralmente, densidade relativa compreendida entre 2,3 e 2,4 e seus cristais costumam ter forma lamelar a tabular, com contornos pseudo-hexagonais geralmente herdados da caulinita quando dela proveniente.

Os óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio apresentam, geralmente, elevada área superficial específica, ponto de carga zero (PCZ) alto, o que confere uma carga positiva em faixas normais de pH no solo. Possui sítios superficiais para sorção química de vários cátions e de ânions orgânicos e inorgânicos (Goldberg *et al.*, 1996). Sua característica de carga pH dependente, cristalinidade e adsorção específica se reflete em sua CTC e CTA. Nos solos desenvolvidos em clima tropical, em especial nos solos brasileiros, esses minerais têm presença significativa e influenciam suas propriedades e comportamento hidromecânico.

2.4 Argilas silicatadas não cristalinas

Os principais constituintes no solo não cristalinos são a alofana e a imogolita. A alofana é um silicato de alumínio hidratado, pouco cristalizado, em camada octaédrica de Al-Si, com elevada superfície específica (Juo e Franzluebbers, 2003). Possui grupo funcional Si-OH em sua estrutura interna e Al-OH na estrutura externa. A hidrólise do grupo funcional é dependente do pH, gerando carga negativa em pH elevado e positiva em pH baixo (Yong *et al.*, 2012). A imogolita é um produto de um estado mais avançado de in-

temperismo do que a alofana (Brady e Weil, 2013), tem composição química mal definida e é oriunda de rochas ácidas e metamórficas ricas em sílica (Souza *et al.*, 1995).

2.5 Considerações sobre a mineralogia dos solos

A Figura 3a apresenta o perfil mineralógico de um manto de intemperismo tropical, indo de solos profundamente intemperizados na superfície até a zona de transição para o solo saprolítico, situado a partir da profundidade de 10 m (Carvalho 1995; Guimarães 2002). Esse perfil de solo residual é oriundo de uma rocha metamórfica sílico-argilosa do tipo ardósia. Essa figura objetiva mostrar que, na natureza, os minerais estão em constante processo de transformação em função das condições climáticas, de drenagem e do próprio tipo de rocha. Se observados os perfis ao longo da profundidade referentes à gibbsita, caulinita e ilita, percebe-se que a ilita deu origem à caulinita, e essa, à gibbsita, sendo que a soma dos três argilominerais é, aproximadamente, constante ao longo da profundidade. Verifica-se, também, que o somatório dos teores de hematita e goethita é, aproximadamente, igual a uma constante estando a goethita presente apenas na zona superficial mais ativa, ou seja, sua existência está ligada à melhor condição de hidratação superficial.

Comparando-se a Figura 3b à Figura 3a, é possível deduzir que as transformações mineralógicas ocorridas ao longo do perfil de solo impactaram na porosidade e na própria distribuição de poros. Destaca-se que, nesse local, não foi encontrado nível d'água freático até a profundidade de 12 m.

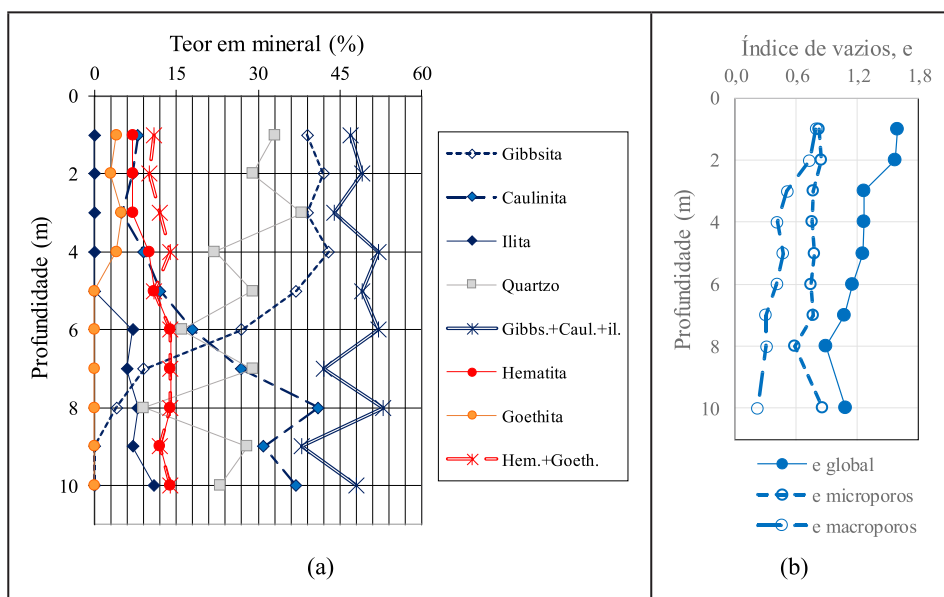


Figura 3 – Variações mineralógicas (a) e de índice de vazios ao longo de um perfil de solo (modificado, Guimarães 2002)

A mineralogia, a porosidade e a distribuição de poros exercem influência direta nas propriedades e nos comportamentos dos solos não saturados. Essa influência pode, portanto, ser de natureza física ou relacionada à mineralogia do solo. A Figura 4 ilustra a influência de ordem física (a) e a influência relacionada à mineralogia do solo e à distribuição de poros (b).

A Figura 4a foi criada para exemplificar amostras de areia constituídas pelo mineral quartzo, mineral de baixa atividade. A amostra 1 corresponde a uma areia com certa graduação na distribuição de poros, enquanto a amostra 2 corresponde a uma areia com o mesmo índice de vazios da areia 1, apresentando, porém, poros de tamanho uniforme, o que faz sobressair, da comparação, uma curva horizontalizada para a areia 2, com poros uniformes e uma curva com certa inclinação para a areia 1, com poros com certa graduação. A areia 3 é a mesma areia 2, apresentando poros uniformes, porém, com índice de vazios inferior ao da areia 2, tornando as sucções mais elevadas. Essas comparações objetivaram mostrar que a capilaridade, que é um fenômeno predominantemente físico, é função da porosidade e de sua distribuição no solo.

A Figura 4b foi desenvolvida com o objetivo de mostrar a influência da natureza mineralógica na forma da curva característica. Embora a curva característica representativa da caulinita (argila) seja, nesse caso, meramente ilustrativa, paralela à obtida para o quartzo (areia), ela apresenta, para o mesmo índice de vazios inicial, sucções mais elevadas, refletindo a contribuição das forças de adsorção presentes na caulinita.

Comparando-se, agora, a curva desenvolvida para a caulinita com aquela criada para a montmorilonita, verifica-se que, apesar da provável maior porosidade inicial desta ela se coloca acima da obtida para a caulinita. Teoricamente, a partir das umidades referentes à saturação dos dois materiais, poderia dizer-se que o índice de vazios da montmorilonita é superior ao da caulinita. No entanto, há que se considerar que, se a umidade tiver sido determinada pelo método da estufa, ela pode corresponder tanto à água presente nos vazios da montmorilonita como, mesmo que parcialmente, à água presente entre suas camadas. Mas independentemente disso, a sobreposição da curva obtida para a montmorilonita em relação à obtida para a caulinita mostra que, nela, as forças de adsorção são maiores. Comparando-se, ainda, as duas curvas, verifica-se que, no trecho médio, a curva desenhada para a caulinita é praticamente linear, o que não ocorre para a montmorilonita. Na montmorilonita, à medida que aumenta a sucção, tende a reduzir a distância interplanar basal, impondo, ao longo do ensaio, variações do volume de vazios além daquelas registradas no processo de contração até atingir a entrada de ar no solo. Logo, conclui-se que, nos solos expansivos, as curvas características obtidas são, geralmente, representativas de diferentes porosidades, pois esta varia com a sucção imposta.

Finalmente, a Figura 4b apresenta a curva de um latossolo com composição semelhante à do solo a 3 m de profundidade na Figura 2, ou seja, ele representa um material predominantemente gibbsítico, contendo, ainda, areia em quantidade significativa, e caulinita, hematita e goethita em menor escala. O gráfico desse latossolo mostra que, nos perfis de intemperismo, além da mineralogia, da porosidade, a distribuição de poros condiciona a forma da curva característica de retenção de água. Nesse gráfico, o primeiro trecho horizontalizado, com sucções variando entre 5 kPa e 7 kPa, corresponde à zo-

na de macroporosidade, e o segundo trecho horizontalizado corresponde à zona de microporosidade com sucções, nesse caso, variando entre 10.000 kPa e 11.000 kPa. Entre as zonas de macroporosidade e microporosidade, estão distribuídos os poros de tamanho intermediário.

As discussões apresentadas nesse item mostram a importância de se considerar a mineralogia e, com ela, a química do solo, assim como a porosidade e sua distribuição em propriedades e comportamento dos solos.

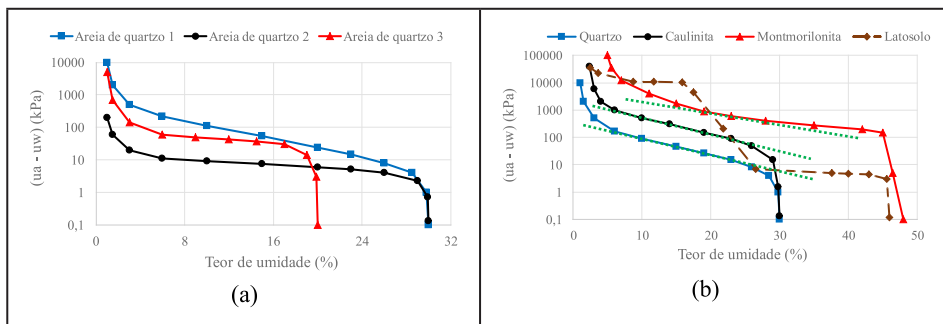


Figura 4 – Curvas características desenhadas para diferentes porosidades, distribuições de poros e mineralogias

3. PROPRIEDADES FÍSICO-QUÍMICAS

Do ponto de vista do comportamento dos solos na condição não saturada, os parâmetros físico-químicos de maior interesse são o pH, o potencial redox (Eh), a superfície específica, o ponto de carga zero (PCZ), a atividade físico-química expressa pelas capacidades de troca catiônica (CTC) e aniônica (CTA), a capacidade tampão e a estabilidade dos agregados do solo. Destes, os dois primeiros (pH e Eh) são características ambientais influenciadas pela composição mineralógica do solo e pelo teor e composição química da água do solo. Os demais são diretamente condicionados pela mineralogia. No Brasil, a principal referência para a determinação dessas propriedades é o Manual de Métodos de Análise de Solos do Centro Nacional de Pesquisa de Solos (CNPS) da EMBRAPA (2017). A Tabela 1 apresenta uma síntese dessas propriedades para alguns minerais mais frequentes em solos brasileiros.

Tabela 1 – Propriedades físico-químicas de alguns minerais mais frequentes em solos brasileiros

Minerais presentes no solo	ASE (m ² g ⁻¹)	Tamanho (μm)	Fração do solo ^{3,7}	Carga negativa ⁶			CTC cmol kg ⁻¹	CTA cmol kg ⁻¹	PCZ ⁸
				% constante	% pH dependente				
Quartzo	1,0 – 3,6 ³		Areia, silte e argila				0,6 – 5,3 ³	– ³	2,0 – 3,0 ³
Feldspato	0,0 – 2,0 ³		Areia e silte				0,2 ³	– ³	2,0 – 2,4 ³
Mica (Muscovita e Biotita)	70 – 120 ³		Areia, silte e argila	80	20		5 – 15 ³	– ³	7,5 ³
Caulinita	10 – 30 ¹	0,5 – 5,0 ¹	Argila	5	95		3 – 15 ³	0,74 – 4 ³	4,0 – 5,0 ³
Vermiculita	550 – 700 ¹	0,1 – 5,0 ¹	Argila	95	5		100 – 210 ³	– ³	– ³
Esmectita	620 – 770 ¹	0,01 – 1,0 ¹	Argila	95	5		80 – 150	– ³	2,5
Clorita	70 – 100 ¹	0,1 – 2,0 ¹	Silte e Argila	80	20		1 – 2,5 ³	– ³	– ³
Ferrihidrita	100 – 400 ²		–						8,1 ⁵
Goethita	8 – 200 ²	<0,1 ⁶	Variável	0	100		0 – 6 ³	4 – 19 ³	7,0 – 8,0 ³
Hematita	2 – 90 ²		Argila, silte e areia				0 – 6 ³	– ³	8,0 – 8,5 ³
Magnetita	4 – 100 ²		–						6,5 – 9,9 ⁴
Gibbsita	~50 ³	<0,1 ⁶	Argila, silte e areia	0	100		0,2 – 3 ³	7,2 ³	8,0 – 9,0 ³
Alofana	900 – 1100 ³	<0,1 ⁶	Argila, silte e areia	10	90		10 – 40 ³	5 – 30 ³	7,0 – 8,5 ³

Fonte: ¹ Azevedo e Vidal-Torrado (2009) adaptado de Brady e Weil (1996); ² Costa e Bigham (2009), modificado de Cornell e Schwertmann (1996) para óxidos de ferro sintético; ³ Feldman *et al.* (2008); ⁴ Milonjic *et al.* (1983); ⁵ Tan (2012); ⁶ Brady e Weil (2013) a pH 7; ⁷ Sequência de tamanhos dada na tabela representa a sequência de abundância no solo. Micras abundantes em todas as frações, excetuando illita. Óxidos estão presentes como agregados ou nódulos em solos altamente intemperizados; ⁸ Valor de diferentes fontes que usaram diferentes métodos.

3.1 Parâmetros ambientais – Eh e pH

3.1.1 Descrição e valores mais frequentes em solos brasileiros

O potencial redox (Eh) representa o potencial elétrico desenvolvido por uma reação de oxirredução em uma célula eletroquímica, medido em relação a um eletrodo padrão de hidrogênio. O valor de Eh (Volts), conforme Equação 3, é obtido através da medição com um eletrodo inerte de platina (E_{medido}) contra um eletrodo padrão de potencial conhecido (E_{ref}).

$$Eh = E_{\text{medido}} + E_{\text{ref}} \quad (\text{Eq. 3})$$

A presença de agentes redutores diminui o valor de Eh, e a presença de agentes oxidantes aumenta o valor de Eh. Assim, valores de Eh = +0,3V a +0,8V são, em geral, indicativos de solos óxicos, e valores de Eh = -0,4V a +0,1V, de solos anóxicos. No entanto, como o valor medido é muito sensível à composição da solução do solo e da fase gasosa, não existem valores de referência, como no pH, para classificar o meio, e a medição é muito sensível a variações pela alteração do ambiente em contato com a amostra. Assim, esse parâmetro deve ser preferencialmente medido no campo para caracterizar um perfil de solo, e a amostragem para análise em laboratório requer cuidados adicionais de preservação para evitar o contato da amostra com o ar.

O pH é um parâmetro bem mais simples de se medir e usar como referência para a caracterização do solo: quando o pH < 7, o solo é ácido, quando o pH > 7, o solo é básico, para valores de pH medidos em suspensão solo: água na proporção 1:2,5 (pH H₂O) (EMBRAPA, 2017). Também, é importante determinar o pH do solo em solução de KCl 1N na mesma proporção, que é indicador da presença de alumínio (Al⁺³) e constitui um dos atributos para a classificação pedológica através do valor em si mesmo (pH KCl) e da diferença entre os dois valores ($\Delta\text{pH} = \text{pH KCl} - \text{pH H}_2\text{O}$) (EMBRAPA, 2006).

O valor do pH pode variar com o grau de diluição da suspensão, diminuindo com o aumento da razão solo: solução (Vogel, 1994), daí a importância de se padronizar essa razão no procedimento experimental. Coloides formados por argilas 1:1, óxidos e hidróxidos e por matéria orgânica apresentam hidroxilas OH⁻ expostas à água circundante que interagem com os prótons H⁺ disponíveis, influenciando a sua liberação. Quando é feita a medida com solução salina, como KCl 1N, em solos com predominância de minerais do tipo 2:1, os coloides podem trocar o íon hidrogênio adsorvido à superfície pelos íons potássio, e o pH medido por esse procedimento será menor do que utilizando água destilada, ou seja, o valor ΔpH será negativo ou nulo. No entanto, no caso das argilas 1:1 e dos óxidos e hidróxidos, os prótons adsorvidos serão liberados com maior dificuldade no ensaio com solução salina, podendo resultar em valores positivos para ΔpH . Como a presença desses minerais em solos tropicais está ligada, em geral, ao grau de intemperismo, essa diferença pode ser usada como um indicador de solos mais ou menos intemperizados, em conjunto com outras características.

Os solos brasileiros são frequentemente ácidos, podendo-se encontrar valores de pH entre 3,5 e 5,5. Essa acidez decorre da combinação da composição mineralógica com a

lixiviação das bases (elementos alcalinos e alcalinos terrosos), como cálcio, sódio, potássio e magnésio. A lixiviação é mais intensa em climas tropicais devido à intensidade e frequência das chuvas e às temperaturas mais elevadas, sendo favorecida por uma boa condição de drenagem local.

3.1.2 Diagramas de equilíbrio Eh-pH

O diagrama de equilíbrio Eh-pH é muito útil para avaliar as possibilidades de ocorrência das formas químicas solúveis e insolúveis de um elemento em cada condição redox de interesse, mas deve ser usado apenas como referência porque são calculados termodinamicamente com base em banco de dados para cada elemento. Além disso, representam as condições de equilíbrio químico e solubilidade para cada elemento em função da combinação desses dois parâmetros, ou seja, indicam as formas químicas estáveis de ocorrência daquele elemento em cada condição de Eh e pH da solução aquosa e dependem da temperatura e da composição da solução aquosa, já que as constantes de equilíbrio químico das espécies são função da atividade química da solução. Existem várias publicações que apresentam os diagramas para uma diversidade de elementos.

3.2 Superfície específica

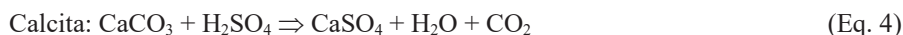
Arthur *et al.* (2013) relatam que a superfície específica governa a adsorção de contaminantes, a agregação do solo e a atividade microbiana. A área de superfície específica expressa a razão entre a área da superfície da partícula e o seu volume, portanto, quanto menor a partícula, maior a área superficial específica (ASE). A ASE do solo é função da composição das partículas, que condiciona seu tamanho, conteúdo de água e CTC, e apresenta, também, estreita relação com a quantidade de argila. A superfície específica é, muitas vezes, representada pela relação entre a área da superfície da partícula e a sua massa, cabendo destacar que essa forma de apresentação sofre a influência da densidade real dos grãos e pode levar a comparações imprecisas entre solos, por exemplo, dois solos com a mesma granulometria e composição mineralógica, exceto o fato de um deles ser rico em gibbsita (Gs entre 2,3 e 2,4) e o outro em goethita (Gs igual 4,27), mas de tamanhos semelhantes, conduzirão a superfícies específicas distintas em função da grande diferença de densidade existente entre os dois hidróxidos.

Segundo Brady e Weil (2013), a área da superfície específica total é a resultante da soma de duas parcelas: área de superfície específica interna (entre as camadas) e externa (na lateral da partícula). Pode variar de $10 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ (para argilominerais que apresentam possibilidade de medida somente da superfície externa, por exemplo, a caulinita) a mais de $800 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ (para argilominerais com possibilidade de medida de extensas superfícies internas, por exemplo, a montmorilonita). Nos solos tropicais, como ocorre significativa variação da densidade real das partículas em função da mineralogia, faz-se necessário em análises comparativas que se leve em consideração esse parâmetro, trabalhando-se, por exemplo, com avaliações em m^2cm^{-3} . Cabe destacar que, em técnicas nas quais o solo é submetido à presença de água em abundância, como é o caso da superfície específica determinada pela técnica do azul de metileno, a hidratação de argilominerais expansivos,

quando presente, requer que se considere esse efeito da hidratação no valor de superfície específica determinado.

3.3 Capacidade tampão

Essa propriedade representa a capacidade do solo de resistir à variação do pH e depende da capacidade dos minerais presentes no solo de consumir a acidez ou a alcalinidade através de reações químicas. O interesse maior é, geralmente, na capacidade de neutralizar a acidez. Os minerais de maior capacidade de neutralização da acidez são os carbonatos, como a calcita e a dolomita, porque as reações de consumo da acidez e a dissolução do mineral são bastante rápidas (Equações 4 e 5).



A estequiometria e a rapidez das reações permitem que a quantidade de carbonatos minerais seja determinada pelo ataque com ácido sulfúrico em laboratório.

No caso de aluminossilicatos em contato com o ácido, as reações de neutralização possíveis são o consumo do ácido e a degradação do mineral, produzindo outros minerais argílicos como subproduto e a adsorção dos prótons (H^+). No entanto, essas reações são mais lentas do que as dos carbonatos minerais e podem não ser suficientes para a neutralização completa.

A capacidade tampão do solo é definida como o número de moles de H^+ ou OH^- que precisa ser adicionado ao solo para elevar ou diminuir o pH do solo em uma unidade. Essa propriedade é determinada por titulação de uma suspensão solo: água com um ácido ou uma base forte. A título de referência, a caulinita tem reconhecidamente baixa capacidade tampão.

3.4 Atividade físico-química e sorção

A atividade físico-química de um solo expressa o grau de interação dos seus constituintes com a água e com os íons presentes.

O grau de interação com a água influencia uma série de propriedades e comportamentos geotécnicos do solo, como plasticidade, comportamento expansivo, compressibilidade, permeabilidade, compressão secundária, sensibilidade, tixotropia, retenção de água e desenvolvimento de potencial mátrico e osmótico na medida em que o solo passa da condição saturada para a condição não saturada. A plasticidade é a propriedade indicadora do grau de interação do solo com a água, e os limites propostos por A. M. Atterberg (1846-1916) (limite de contração w_c , limite de plasticidade w_p , e limite de liquidez w_L), determinados empiricamente em ensaios padronizados (NBR7183:1982; NBR7180:2016; NBR6459:2016), são utilizados para representá-la. Cabe destacar que a NBR7183:1982 da ABNT foi cancelada. A Carta de Plasticidade desenvolvida por Arthur Casagrande (1902-1981) e utilizada no SUCS (Sistema Unificado de Classificação

de Solos) oferece indicativo de diferentes tipos de solo a partir da relação entre o limite de liquidez e o índice de plasticidade ($I_p = w_L - w_p$). Por exemplo, Barbosa *et al.* (1995) apresentam os valores obtidos para uma argila sedimentar contendo caulinita, illita interstratificada e montmorilonita na fração fina e com 5% de teor de matéria orgânica, os quais se distribuem na Carta de Plasticidade ao redor da Linha A, que define a fronteira empírica entre argilas inorgânicas de alta plasticidade e argilas orgânicas, ou seja, para esse solo, em particular, os argilominerais e a matéria orgânica têm papel equivalente na determinação da plasticidade.

Camapum de Carvalho e Gitirana Jr. (2021) exemplificam situações em que solos tropicais agregados apresentam-se distribuídos abaixo da linha A, no entanto, ao se remover dos teores de umidade a água contida no interior dos agregados, e que efetivamente não contribuem para os limites de liquidez e plasticidade, os pontos se deslocam para a esquerda, posicionando-se acima da linha A. Nas análises feitas pelos autores, a horizontalidade na linha de deslocamento dos pontos indicam ter sido considerada a mesma porosidade interna dos agregados no limite de liquidez e de plasticidade, porém, esse é um aspecto a ser melhor analisado. Essa abordagem feita pelos autores aponta para a necessidade de maiores observações e cuidados quando se analisa as propriedades e comportamento dos solos não saturados.

A interação com os íons inorgânicos e orgânicos presentes na água tem grande influência sobre as partículas minerais e, conseqüentemente, sobre a estrutura do solo, através de diferentes mecanismos, como troca iônica, adsorção específica e não específica, e reações químicas, como solubilização, precipitação e reações redox. O termo sorção é utilizado para expressar genericamente o processo de transferência de massa de íons, moléculas e compostos da fase aquosa para a fase sólida do solo, e o termo dessorção designa o processo inverso. Com isso, são incluídas as reações químicas além do fenômeno da adsorção. A seguir, são explicados, brevemente, os mecanismos de adsorção, sua origem, e os parâmetros utilizados para representá-los.

3.4.1 Cargas nas partículas de solo e mecanismos de adsorção

A origem dos mecanismos de adsorção reside na presença de cargas elétricas não balanceadas na superfície e, em alguns argilominerais, no espaço interlamelar, das partículas dos minerais e da matéria orgânica do solo, destacando-se, porém, que o termo adsorção se refere a retenções de superfície, diferentemente do termo absorção, em que o volume do mineral absorve as espécies químicas.

A origem das cargas na fração inorgânica está associada à substituição isomórfica ou imperfeições na estrutura e à protonação ou desprotonação pelos grupos funcionais do tipo Al-OH, Si-OH ou Fe-OH nas bordas laterais dos argilominerais e óxidos ((Sposito, 2008). De acordo com Brady e Weil (2013), o húmus pode ser considerado uma estrutura coloidal semelhante à argila. Admite-se que as cargas negativas da matéria orgânica são provenientes da dissociação de grupos carboxílicos, enólicos (álcoois) e fenólicos das unidades centrais de tamanho e complexidade variada (Fontes *et al.*, 2001). Para contrabalançar as cargas elétricas da partícula mineral ou orgânica, sejam negativas (predominantes) ou positivas, íons presentes na solução são adsorvidos pela partícula.

A adsorção pode ser “específica”, de origem química ou física (ligações de Van der Waals), e “não específica”, de origem física por ligações eletrostáticas.

A adsorção não específica é uma reação heterogênea, de superfície, rápida e, geralmente, reversível. Esse mecanismo resulta na troca iônica, que é a troca de íons hidratados móveis de um sólido por íons de mesma carga total em solução. Por exemplo, a troca de x mols de um íon divalente do sólido por $2x$ mols de um íon monovalente em solução e vice-versa. Quando envolve íons positivos, o processo é conhecido como troca catiônica, e quando envolve íons negativos, como troca aniônica. Por serem reações rápidas, são tratadas como reações de equilíbrio, em que vale a lei de ação de massas, e a seletividade ou ordem de preferência é governada pela valência, com prioridade na adsorção de íons de maior número de oxidação, pelo raio iônico hidratado, em que os menores tendem a deslocar os maiores, e pela abundância relativa de cada íon tanto na fase sólida (composição do complexo trocável do solo) quanto na fase aquosa (concentração). Em geral, íons presentes em maior quantidade no complexo trocável do solo serão mais facilmente trocados por outros íons em solução, e quanto maior a concentração de um íon na solução, maior será a preferência na adsorção. Essas são, no entanto, regras de tendência que nem sempre são fielmente reproduzidas na realidade. A velocidade da reação também varia com o tipo de argila. Em geral, a reação é mais rápida para a caulinita (argilominerais 1:1), mais lenta para as esmectitas e vermiculita, e ainda mais lenta para a illita e a clorita (Grim, 1968). O autor explica essas diferenças pelo maior ou menor grau de dificuldade de penetração dos íons para alcançar as posições trocáveis em cada argilomíneral. Assim, aparentemente, a ocupação das posições trocáveis nas extremidades da partícula é rápida, e essa é a forma predominante nas caulinitas. Já a penetração dos íons no espaço interlamelar das esmectitas e da vermiculita requer um tempo bem maior. No caso da illita, parte das posições trocáveis se situa entre as superfícies basais, que estão fortemente ligadas pelos íons potássio não trocáveis, dificultando a penetração dos íons, que se dá, então, lentamente. Destaca-se que as trocas iônicas não alteram a estrutura cristalina do mineral, embora interfira diretamente em suas propriedades físico-químicas, no potencial de retenção de água do solo e em seu próprio comportamento hidromecânico.

A adsorção específica é uma reação heterogênea, porém, mais lenta e não totalmente reversível, porque a massa dessorvida é inferior à adsorvida. A adsorção específica de origem química ou quimissorção se refere à elevada afinidade de adsorção de um íon presente na fase líquida e um íon na superfície do mineral, passando, essas espécies, a formar um composto químico de superfície não hidratado, por meio de ligação covalente. Os íons adsorvidos quimicamente têm a capacidade de alterar o potencial de superfície da partícula mineral, o que não ocorre com a adsorção não específica. Ocorrem, ainda, os processos de adsorção específica: (i) a adsorção de cátions para contrabalançar as cargas negativas geradas pela ionização (desprotonação) das hidroxilas nos planos de quebra de partículas em argilominerais 1:1 e óxidos e hidróxidos de ferro, alumínio ou manganês; (ii) a adsorção de ânions para contrabalançar as cargas positivas geradas pela protonação do oxigênio na superfície das partículas de argilominerais 1:1 e óxidos e hidróxidos de ferro, alumínio ou manganês; (iii) a adsorção de metais pela matéria orgânica, que tendem a formar complexos com os grupos funcionais da matéria orgânica (Meurer *et al.*, 2000).

Em todos eles, há uma variação da carga líquida da partícula e todos são dependentes do pH do meio, ou seja, da disponibilidade de prótons para as reações. O processo de desprotonação das hidroxilas e de protonação do oxigênio são mostrados esquematicamente na Figura 5.

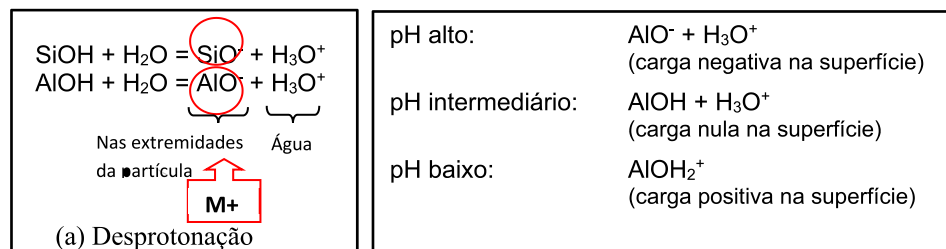


Figura 5 – Representação esquemática dos processos de desprotonação das hidroxilas e de protonação do oxigênio em argilominerais 1:1 e óxidos minerais de alumínio

Os minerais apresentam cargas tanto negativas quanto positivas, mas, em geral, há predominância das cargas negativas, e, por esse motivo, nos solos, a troca catiônica é mais relevante do que a troca aniônica. No entanto, nos argilominerais 1:1 e nos óxidos e hidróxidos de ferro, alumínio, titânio e manganês, devido aos processos descritos anteriormente, a carga líquida é variável com o pH da solução aquosa. As cargas relacionadas a essas fontes são, então, ditas “variáveis”, enquanto as cargas decorrentes de substituição isomórfica na estrutura mineral independem do pH e são identificadas como cargas “constantes”. Os minerais podem apresentar uma combinação dos dois tipos de cargas de superfície.

3.4.2 Parâmetros CTC, CTA e PCZ

Para identificar o comportamento esperado de um solo quanto aos processos de adsorção, são utilizados os parâmetros capacidade de troca catiônica (CTC), capacidade de troca aniônica (CTA) e ponto de carga zero (PCZ). Os valores de CTC, CTA e PCZ para os minerais mais frequentes em solos brasileiros foram apresentados na Tabela 1.

A capacidade de troca catiônica (CTC) representa a capacidade máxima de adsorção de cátions pelo solo, e a capacidade de troca aniônica (CTA), a capacidade máxima de adsorção de ânions. Para determiná-las, são utilizadas as propriedades da reação de adsorção de ser tanto maior quanto maior a concentração do íon na solução e a preferência por íons de maior valência. Assim, os métodos consistem em provocar a troca dos íons adsorvidos originalmente no solo por íons presentes em soluções simples (um único sal) em concentrações relativamente altas.

A CTA é determinada por troca compulsiva, saturando o solo com uma solução de BaCl_2 e, posteriormente, promovendo a troca com uma solução de MgSO_4 (EMBRA-PA, 1997). A quantidade de íons Cl^- medida na solução final representa a CTA do solo, já que não estava presente inicialmente, tendo sido trocada pelos íons SO_4^{2-} adicionados. No mesmo ensaio, pode ser medida, pelo mesmo motivo, a CTC, utilizando-se os dados

de Ba^{+2} encontrados na solução final. O procedimento recomenda realizar as determinações no pH do solo e concentrações eletrolíticas próximas às da solução do solo original.

Para a CTC, existe ainda outro procedimento, também descrito pela EMBRAPA (2017). Pode-se fazer a extração e determinação das bases trocáveis presentes no solo – valor S (cmol_e/kg) = $\Sigma (\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2} + \text{Na}^+ + \text{K}^+)$, determinar a acidez trocável ($\text{H}^+ + \text{Al}^{+3}$) e calcular a CTC efetiva como a soma do valor S com a acidez trocável. Este é um procedimento interessante para os solos brasileiros, que frequentemente apresentam prótons e íons de alumínio no complexo trocável. Embora não seja explicitado nos procedimentos, é importante observar que, em solos cuja solução intersticial tenha concentração eletrolítica significativa, como em solos salinos, é recomendável realizar a determinação da CTC e da CTA em amostras previamente lavadas com água deionizada para remover todos os íons em solução. Caso contrário, com a secagem ao ar, os íons em solução irão se precipitar na amostra e serão incluídos nas análises químicas como se fossem provenientes da troca iônica.

Existem diferentes definições para o ponto de carga zero dos solos. Será adotada a definição mais comum, em que o PCZ representa o valor do pH, em que a carga elétrica líquida do conjunto das partículas é nula, ou seja, a carga total positiva é igual à carga total negativa. Esse valor pode ser obtido por medição direta do potencial de superfície (potencial zeta) em diferentes valores de pH, com equipamentos que utilizam a mobilização por eletroforese das partículas carregadas e relacionam a velocidade e direção do movimento com o potencial de superfície.

O método de determinação do PCZ mais usado é o da titulação potenciométrica, baseado na titulação da amostra com ácido e base a diferentes concentrações de eletrólitos, determinando-se o ponto de cruzamento de três ou mais curvas de titulação (EMBRAPA, 1997). Essa é uma medição indireta, e obtém-se, na verdade, o ponto de efeito salino nulo (PESN). Contudo, segundo Uehara e Gillman (1980), em solos compostos por minerais com predominância de cargas variáveis, como ocorre nos solos tropicais muito intemperizados, o valor de PESN seria próximo do PCZ, e o método é adequado.

A estimativa do ponto de carga zero pode ser feita utilizando-se a Equação 6 (Keng e Uehara, 1974), considerando-se os valores de pH medidos em KCl 1 mol/L^{-1} e em água.

$$\text{PCZ} = 2 \text{ pH}_{\text{KCl}} - \text{pH}_{\text{H}_2\text{O}} \quad (\text{Eq. 6})$$

De modo geral, as partículas tendem a flocular em meio mais ácido ou próximo do PCZ, e a se dispersar em meio mais alcalino do que o PCZ. Os solos tropicais com pH inferior ao correspondente ao PCZ tendem a se desagregar quando o pH se eleva passando pelo correspondente ao de carga zero, sendo essa característica relevante quando se efetua a estabilização química do solo conforme mostrado por Rezende (2003).

3.5 Influência da atividade físico-química sobre a estrutura dos solos

A atividade físico-química dos solos exerce uma grande influência sobre a estrutura do solo. Como é a fração coloidal que tem a maior atividade, a aplicação da Teoria da Dupla Camada, de Gouy-Chapman, proposta em 1910/1913 para um sistema heterogêneo de suspensões coloidais, é válida. No modelo desenvolvido, existem três camadas iônicas junto à superfície da partícula coloidal carregada (negativamente): a camada de íons

hidratados fortemente ligados à superfície (Stern), a dupla camada difusa (DC) dos íons hidratados ligados eletrostaticamente à superfície, e a água livre, onde os íons se distribuem em concentrações equivalentes de cargas elétricas opostas. Os íons se movem entre as diferentes camadas por difusão. A distribuição da concentração de íons em cada camada é decorrente da hipótese de que o potencial elétrico decresce exponencialmente com a distância à superfície carregada.

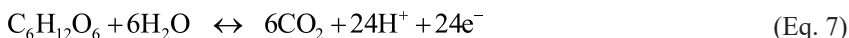
Por essa teoria, a espessura da DC varia não apenas com o potencial da superfície, mas também com a valência dos íons presentes e com a concentração eletrolítica e a constante dielétrica (ou permissividade elétrica relativa) da água livre. A DC é tanto menor quanto maior a valência dos íons, maior a concentração eletrolítica da solução aquosa e menor a constante dielétrica (lembrando que a água é o líquido de maior constante dielétrica).

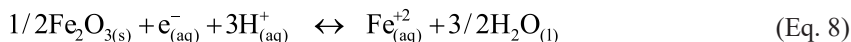
A espessura da DC controla o equilíbrio entre as forças de atração e repulsão entre partículas adjacentes. Se a DC se contrai, as forças de repulsão diminuem e as partículas se aproximam. Se a DC se expande, ocorre o inverso e as partículas se afastam. A aproximação das partículas resulta em floculação, e o afastamento, em dispersão. Assim, os processos de troca iônica ou adsorção não específica podem alterar a estrutura do solo, causando floculação quando o solo adsorver cátions de maior valência (troca de Na^+ por Ca^{+2} , por exemplo), e dispersão na situação inversa. A mudança da composição química e iônica da fase aquosa (água livre), por processos de lixiviação ou de ingresso de novos compostos, também pode causar a mudança do arranjo estrutural do solo. Por exemplo, o ambiente salino tende a provocar a formação de estrutura floculada, em comparação com ambiente de água doce, que tende ao efeito contrário. Se um solo formado em um ambiente é submetido à mudança do ambiente para outra condição, ele apresentará a mudança da estrutura correspondente. Os mecanismos de adsorção específica não apenas influenciam a estrutura através da adsorção de íons de diferentes valências, como também pela alteração da carga de superfície e, portanto, do potencial.

Diante dessas particularidades, as mudanças atmosféricas impactando na qualidade da água da chuva devem ser vistas com mais atenção, pois podem contribuir para ocorrência de fenômenos como os escorregamentos de encostas e subsidências. Também merecem maior atenção os procedimentos de infiltração das águas servidas e o uso de defensivos e insumos agrícolas que terminam migrando para o interior do maciço ou deslocando-se na superfície do terreno por meio do fluxo superficial provocado pelas precipitações pluviométricas.

3.6 Estabilidade dos agregados e o comportamento do Fe

As reações de dissolução, complexação e precipitação dos óxidos de ferro controlam a disponibilidade do ferro em solução, mas a reação só é possível na presença de uma fonte de elétrons disponível (Costa e Bingham, 2009), e a principal fonte no ambiente natural é o excedente de elétrons produzido pela atividade biológica na oxidação da matéria orgânica, sobretudo na ausência de oxigênio. A sequência da reação descrita acima pode ser representada pelas Equações 7 para a matéria orgânica e 8 para a dissolução da hematita.





O carbono também é capaz de reduzir os óxidos de ferro, e a presença de matéria orgânica no solo é um fator importante, sobretudo se associada a bactérias e condições redutoras, com pouco oxigênio, como sob alagamento. Não raro, o ferro solubilizado e carregado para sistemas de drenagem é responsável por sua colmatção. Os dois processos são catalisados e acelerados pela ação biológica.

4. CONSIDERAÇÕES SOBRE A INTERAÇÃO SOLO – ÁGUA NOS SOLOS TROPICAIS

Nos solos tropicais, em especial nos profundamente intemperizados, solos lateríticos, a parte sólida é, geralmente, composta por matéria orgânica e oxi-hidróxidos de ferro (hematita, goethita), alumínio (gibbsita), formando aglomerados. A parte líquida do solo é composta pela água, que, por ser um solvente, promove a solubilização de íons aderidos à superfície dos minerais constituintes do solo, além de dissolver gases oclusos nos poros. O solo pode apresentar-se constituído da fase gasosa, cuja origem pode estar atrelada ao contato com a atmosfera ou ser oriunda de reações e transformações ocorridas no solo. Nesse aspecto, há que se destacar, ainda, a relevante presença de microrganismos, como fungos e bactérias, que desenvolvem importante papel na formação e transformação dos solos.

Dessa forma, por possuir gases e sais dissolvidos, advém o termo solução do solo; no entanto, muitos utilizam a expressão água do solo com o mesmo significado (Kiehl, 1979), abarcando o fluido como um todo.

Nos solos não saturados, a alteração de umidade gera modificação na capilaridade e/ou na sucção intervindo nas propriedades e nos comportamentos.

4.1 Tensão capilar atuante no solo

Cabe, inicialmente, abrir um parêntese para relembrar que o potencial de retenção de água no solo é função de suas características físico-químicas (capilaridade) e químico-mineralógicas (sucção), sendo a capilaridade função da formação de meniscos nos poros do solo e a sucção função das forças de adsorção provenientes da natureza químico-mineralógica do solo.

A tensão capilar no solo não saturado é responsável pela atração entre uma partícula e outra, gerada pela tensão superficial da água e a superfície das partículas, formando uma membrana contrátil. As forças de interações intermoleculares (forças de Van der Waals) são responsáveis pelo efeito contrátil em conjunto com a pressão e a evapotranspiração do meio.

O solo, ao perder umidade, passa por um processo de contração devido à atuação da capilaridade por meio da membrana contrátil que se forma em sua superfície. Essa contração cessa nos minerais não expansivos com a entrada de ar no solo. No entanto, no caso dos minerais expansivos, ela continua, pois a perda de umidade gera a necessidade de equilíbrio de energia entre a parte externa e a interna ao mineral, o que implica em varia-

ções da distância interplanar basal, que impactam nas variações volumétricas e de umidade como um todo. Nessa fase, torna-se muito relevante a atuação das forças de adsorção solo-água. Nos solos agregados, como é o caso dos solos tropicais profundamente intemperizados, podem, também, ocorrer variações volumétricas dos agregados para sucções elevadas, mas por efeito capilar de superfície, quando se dá a entrada de ar em seus interiores. Nesse momento, o grau de saturação global já é bem menor que 100%, embora os agregados continuem saturados, dando azo para a expressão solo parcialmente saturado. Portanto, essa discussão inicial mostra a relevância da capilaridade para o entendimento das propriedades e do comportamento dos solos.

No processo de atuação da energia capilar, uma partícula é puxada contra a outra, gerando um aumento das tensões efetivas no contato, portanto, embora se coloque, muitas vezes, na literatura, que a capilaridade gera uma coesão aparente, o fenômeno tem natureza mais física, impondo tensões que refletem no atrito. É evidente que os aspectos químico-mineralógicos da interação fluido-mineral são, também, relevantes, mas, no caso da capilaridade, predomina o aspecto físico.

Entretanto, outras forças atrativas são responsáveis pela coesão e promovem a sua ampliação nos solos quando da perda de umidade e redução do grau de saturação, como a própria energia de adsorção que se amplia com o déficit de água no solo. Também, a atuação sobre a coesão no solo de cimentos, das pontes de argila, das interações entre elementos químicos (Fe, Al, Mn, Si) e da matéria orgânica são impactados pelas variações de umidade.

Voltando à questão relativa à capilaridade, após a entrada de ar no solo, dando continuidade ao processo de desidratação, o raio dos meniscos diminui, ampliando a pressão (energia) no contato. Essa energia interativa no contato será tanto maior quando menor o tamanho do poro (efeito físico) e pode ser expressa pela Equação 9, que permite calcular, por analogia com o fenômeno atuante em tubo capilar, a pressão capilar (p_c) correspondente à pressão no lado côncavo do menisco menos a pressão no lado convexo do menisco, a partir do coeficiente de tensão superficial na água (T), do cosseno do ângulo θ que se forma entre o menisco e a superfície de contato do mineral (por analogia, o tubo) e do raio do menisco (R):

$$p_c = \frac{2T\cos\theta}{R} \quad (\text{Eq. 9})$$

A tensão superficial depende da temperatura, que, levando em consideração a água pura, é de 0,0756 N/m para 0° C, 0,0728 N/m para 20° C e 0,0589 N/m para 100° C. Desde que o solo tenha poros com variação de tamanho, a água será deslocada, primeiramente, dos poros maiores em detrimento dos poros menores. Entretanto, isso pode não ser verdade quando há uma rápida infiltração da água, e o ar pode ficar ocluso, submetendo-se, inclusive, a pressões positivas. Aqui, merece um parêntese de cunho prático: sempre que houver recobrimento de uma superfície de solo não saturado ou mesmo de um agregado, a infiltração da água se dará por efeito da sucção/capilaridade, submetendo a fase ar à pressão positiva capaz, dentre outros, de atuar desagregando o solo ou deflagrando processos erosivos.

Com a continuidade da desidratação do solo em um determinado poro, ocorrerá a redução do raio do menisco, ampliando a pressão capilar apresentada na Equação 9. Quando o solo apresenta poros com tamanhos variados, os raios dos meniscos se ajustarão às duas dimensões de modo a se adequarem à energia disponível tida como única. Essa particularidade desfaz a ideia da necessidade de dessaturar os poros maiores para que se formem meniscos nos poros menores quando esses compreendem uma mesma massa interconectada. Esse não é o caso da presença dos agregados nos solos tropicais, pois, nesse caso, a dessaturação dos macroporos independe dos microporos presentes no interior dos agregados.

Com base no exposto, verifica-se que, quando predomina, no solo, o efeito capilar, as forças interpartículas dependem da distância entre partículas (tamanho dos poros), do raio do menisco capilar (energia disponível), da tensão superficial (função da temperatura e da qualidade do fluido) e do ângulo de contato (função das propriedades dos minerais).

A medida que o solo se desidrata, aumenta a pressão capilar, no entanto, desidratações excessivas podem levar ao desaparecimento do menisco em certos pontos e, por consequência, ao seu efeito sobre as tensões interpartículas, o que explica, por exemplo, a perda de resistência de uma areia ao passar do estado úmido para o seco. A mesma perda de resistência ocorrerá quando o raio do menisco tender para infinito, o que corresponde à situação de uma areia saturada.

4.2 Potencial solo-água

Inicialmente, destaca-se que o tema deste item é discutido em detalhe no Capítulo 5 deste livro (Machado & Vilar 2022), sendo aqui abordados apenas alguns aspectos mais relevantes para o entendimento deste Capítulo.

No solo, a água pode estar nos poros na condição livre ou adsorvida ou contida na estrutura cristalina dos minerais. A água de cristalização dos minerais não está disponível. A evaporação de uma molécula de água se dá quando sua energia cinética supera o trabalho oriundo da tensão superficial. Por isso, a evaporação amplia com o aumento da temperatura e com a redução da tensão superficial, o que se dá com o aumento da pressão de vapor. Logo, a água dos poros pode ser liberada em condições de temperatura que vão da temperatura ambiente a 100 °C, temperatura de evaporação da água. Já a água de cristalização ou lamelar, em termos de temperatura, pode ser removida a temperaturas de 100° C, em alguns minerais, até 400° C, em geral (Kiehl, 1979). Destaca-se, porém, que a água existente intercamadas pode ser removida por atuação de outras formas de energia, como a de compressão.

O nome dado de água de cristalização ou água congelada na intercamada das esmectitas e haloisitas deve-se à orientação hexagonal da monocamada de água formada nos espaços interlamelares. A forma hexagonal das moléculas de água é típica do gelo, daí ser também chamada de água congelada. A forma tetraedral da água ocorre na água livre.

A água aderida ao mineral na monocamada da superfície da dupla camada elétrica de Stern está rigidamente ligada a ele pelas pontes de hidrogênio. Na caulinita, a monocamada não exhibe orientação preferencial, existindo uma distorção das ligações de hidrogênio. A monocamada de cobertura do sistema caulinita/água é limitada ao redor do mineral a 1 nm de espessura, sendo que, acima dessa espessura, a água está em um estágio

de entropia maior, atingindo multicamadas com espessura de 3 nm, quando a partícula de caulinita está suspensa no meio aquoso (Sposito, 1984). A pressão necessária para retirar a monocamada pode ser maior que 400 MPa (Van Olphen, 1977).

O potencial capilar no solo é definido como sendo o trabalho necessário para a remoção de uma unidade de massa de água do solo. As diferenças de potencial de um ponto para outro no solo determinam a direção, o fluxo e o trabalho necessário para provocar esse fluxo, sendo que a tendência da água é atingir o equilíbrio com menor energia. O potencial total (ξ_T) de água no solo, Equação 10, é dado pela soma das componentes mais relevantes: potencial de pressão (ξ_P) ou potencial hidrostático, importante em solos saturados ou muito próximos da saturação, onde há tensões positivas; potencial gravitacional ($\xi_G = g \cdot z$), em que g é a aceleração da gravidade e z a altura com relação ao nível de referência; potencial osmótico (ξ_O), atua na solução coloidal do solo por conter íons livres hidratados ou adsorvidos na superfície dos minerais em constante troca com o meio e interação com a água, devido a sua polaridade, sendo definido como o trabalho necessário para deslocar a água desses íons (Figura 6); potencial matricial (ξ_M) da água no solo, deve-se à força de adsorção ou ao efeito capilar:

$$\xi_T = \xi_P + \xi_G + \xi_O + \xi_M \quad (\text{Eq. 10})$$

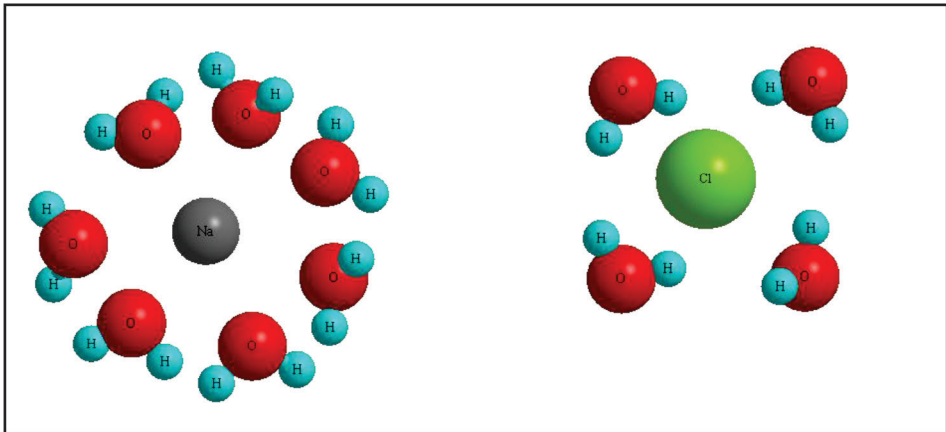


Figura 6 – Íons solvatados por moléculas de água que geram a pressão osmótica

A parcela referente ao potencial osmótico é considerada desprezível quando o meio está saturado ou quando a solução do solo apresenta baixa concentração salina. Entretanto, muitos solos contaminados ou naturais, ricos em íons em solução que elevam a CTC e CTA, geram incremento que pode ser expressivo nessa parcela referente ao potencial osmótico. Tem-se, ainda, que solos sob a influência da água do mar ou de outras soluções diluídas ricas em íons podem, quando submetidos à secagem nos períodos mais secos ou por efeito de drenagem, aumentar a concentração de íons elevando, assim, o potencial osmótico.

A sucção no solo pode, então, ser influenciada pelo estado de tensões a que o solo está submetido, pela granulometria e seu arranjo estrutural, pela mineralogia, pela porosi-

dade total e pela distribuição dos poros (Klute, 1986; Sousa, 2006). Apesar de a influência da matéria orgânica na curva característica ser pouco estudada em solos tropicais, sua influência tem sido relatada na literatura. Thomas e Moodie (1962) e El-Swaify e Henderson (1967) têm mostrado essa influência na retenção de água pela sua natureza hidrofílica e, indiretamente, pela modificação da matriz do solo pela sua presença. Na matriz do solo, o nível de agregação e o tipo de granulometria podem levar a curvas características diferenciadas (Brady e Weil, 2008), e a matéria orgânica exerce significativa influência sobre a agregação.

Portanto, conforme exposto neste item, a composição químico-mineralógica, a porosidade e o arranjo estrutural exercem grande influência sobre as propriedades e os comportamentos dos solos saturados e não saturados, e a sucção osmótica, embora geralmente relegada a segundo plano, assume, muitas vezes, grande relevância.

5. ESTRUTURA DOS SOLOS

A estrutura dos solos pode estar ligada à sua origem, ao processo de intemperização ou ser imposta por ações antrópicas, como a compactação. Nos solos granulares, as estruturas mais comumente encontradas então ilustradas na Figura 7. Nessa ilustração, a Figura 7a mostra uma imagem real de uma areia de quartzo e as demais figuras apresentam imagens criadas com o objetivo de explicar os tipos de estrutura que podem estar presentes nesses solos. Nos solos granulares, como as partículas são relativamente equidimensionais, a estrutura formada é, geralmente, do tipo simples (Figuras 7a e 7b) e, em casos específicos, pode formar-se a estrutura alveolar (Figura 7c). Materiais granulares com partículas lamelares mantêm a estrutura simples, podendo, porém, apresentar os grãos distribuídos ao acaso (Figura 7d) ou de modo orientado (Figura 7e). A tendência é os grãos se orientarem durante o processo de compactação ou sob o efeito de outra energia externa. Em certas obras, como as estruturas de pavimento, a ação continuada do tráfego tende a ampliar essa orientação, inclusive na camada de revestimento asfáltico. Embora essa orientação afete o comportamento hidromecânico dos solos granulares em função do nível de orientação, ela o faz de modo muito menos relevante, no que tange à imposição de anisotropia, que no caso dos solos sedimentares argilosos e dos solos residuais pouco intemperizados. Nos solos granulares não saturados, como os mostrados na Figura 7, independentemente da estrutura, a água nos poros geralmente atuará por capilaridade.

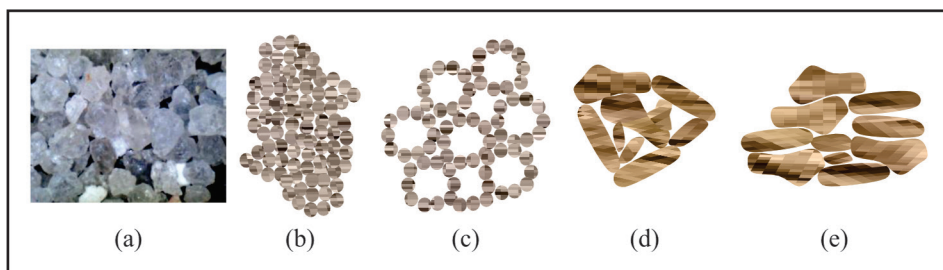


Figura 7 – Estruturas dos solos granulares

A Figura 8, foi aqui introduzida para ilustrar em escala macroscópica que essas estruturas classicamente apresentadas na literatura são pouco adaptadas aos perfis de solos tropicais e outros materiais. A Figura 8a apresenta uma concreção oriunda do Vesúvio, concreção de cor avermelhada, e as demais concreções formadas em ambiente marinho, na orla nordestina brasileira. A Figura 8b apresenta concreções oriunda do Distrito Federal, e a Figura 8c contém uma imagem de solo tropical argiloso do Distrito Federal ampliada 6.000 X na visualização por meio do microscópio eletrônico de varredura (MEV). Em situações semelhantes às mostradas nessas figuras, os arranjos estruturais apresentados na literatura clássica perdem relevância, sendo importante considerar a distribuição de poros. Nas três figuras (a,b e c), o estado concrecionado dos materiais apresentando poros internos e externos às agregações faz com que só os poros externos às agregações, assim como a sucção neles atuantes quando o material encontra-se em estado não saturado ou parcialmente saturado, sejam relevantes para o comportamento hidromecânico. Cabe destacar, em relação ao interior das agregações, que, na Figura 8a, os macroporos predominam nos poros internos; na Figura 8b, referente a concreções lateríticas, os poros internos se distribuem indo de macro a microporos; e na Figura 8c, cuja imagem foi obtida para um solo laterítico argiloso, os microporos predominam no interior das agregações. Diante dessas constatações, as considerações a seguir merecem destaque:

1) Nesses materiais, a forma das partículas minerais isoladas que compõem as agregações, por se encontrarem bloqueadas, não interferem no grau de anisotropia dos materiais, e, como essas agregações são predominantemente equidimensionais, o comportamento tende a isotrópico.

2) As análises químico-mineralógicas globais tornam-se menos relevantes, pois, quando integrantes das agregações, interferem pouco nas propriedades e no comportamento hidromecânico, exceto na estabilidade das próprias agregações.

3) Os poros internos às agregações apresentando dimensões menores que os externos fazem com que esses materiais possam se encontrar em “estado parcialmente saturado”, embora a literatura dê preferência ao termo “não saturado”.

4) Embora, geralmente, o comportamento mecânico dos materiais melhore com o aumento da sucção mátrica, nesses casos mostrados, quando ela passa a atuar de modo predominante nos poros internos dos agregados, deixando de atuar em pontos externos dos contatos entre as agregações, passa a ocorrer um comprometimento do comportamento mecânico, como exposto em Camapum de Carvalho e Gitirana Jr. (2021).

5) As propriedades e comportamento hidráulico e mecânico de materiais agregados dependem, de modo marcante, dos poros interagregados, perdendo relevância a porosidade global e ampliando a importância da distribuição de poros, como mostra Camapum de Carvalho (2017).

6) Alterações na química do meio e esforços mecânicos estáticos e dinâmicos aplicados aos materiais podem afetar a estabilidade das agregações, dependendo de suas características cimentantes.

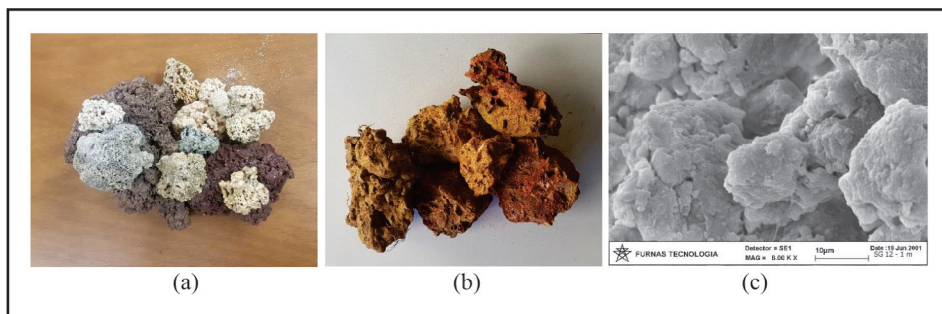


Figura 8 – Porosidade em materiais agregados: a) concreções marinhas e do Vesúvio; b) concreções lateríticas; c) microagregações em um solo laterítico

Os solos argilosos, quando em estado natural, apresentam, quando pouco intemperizados, e os solos sedimentares, estrutura fortemente influenciada pela rocha de origem, podendo ir de floculada à orientada. Contudo, antes de tratar sobre a estrutura dos solos argilosos, faz-se necessário apresentar as formas mais comuns de partículas de argila. Os argilominerais se apresentam, na grande maioria, na forma de placas em que o comprimento e a largura são muito maiores que a espessura. A título de exemplo, uma partícula de caulinita, cuja forma é, predominante, em placa hexagonal, (Camapum de Carvalho, 1981), possuindo diâmetro equivalente igual a $2\ \mu\text{m}$ e apresentando sua estrutura composta por 10 camadas com distância interplanar basal igual a $7,15\text{\AA}$, terá o diâmetro igual a 280 vezes a sua espessura, o que implica, nesse caso, em elevada anisotropia de comportamento hidromecânico quando o solo apresentar as partículas em estado orientado. Destaca-se, no entanto, que outras formas de partícula se fazem presentes entre os argilominerais, como é o caso da haloisita, que assume a forma tubular ou a forma esférica, e da pargolita e da sepiolita, que possuem forma fibrilar. É evidente que tais formas também podem ocasionar o surgimento de anisotropia de comportamento hidromecânico, no entanto, geralmente, não no mesmo nível que as partículas em forma de placa. Os minerais primários lamelares vão se comportar estruturalmente como os argilominerais, guardadas as proporções entre as geometrias das partículas. No caso de as partículas integrando a fração argila se encontrarem agregadas (Figura 8c), a forma e orientação das partículas individualizadas deixam de ser relevantes, assumindo importância a forma dos agregados.

Ainda tratando-se das argilas presentes nos solos sedimentares e nos solos residuais pouco intemperizados, ou seja, em estado não agregado, quando esses solos são submetidos ao processo de compactação, as partículas de argila podem ou não se orientarem segundo a energia e umidade de compactação (Lambe, 1958).

Os solos considerados profundamente intemperizados formados em regiões de clima tropical possuem, em sua matriz, materiais sólidos como matéria orgânica, minerais bem cristalizados e amorfo e oxihidróxidos de ferro e alumínio. Essa característica, aliada a condições favoráveis de pH, propicia a formação de agregados nanoestruturados com presença de microporos em seu interior e macroporos entre eles (Farias *et al.*, 2011). Destaca-se que, entre a zona de macroporos e de microporos, vai ocorrer uma distribuição de poros mais ou menos graduada, dependendo do solo e, nessa graduação, passa-se por

poros intermediários, os mesoporos que, em certos casos, também se fazem presentes no interior de agregados e microagregados. Os poros podem ser ocupados por ar e solução eletrolítica de água ou, quando saturados, apenas por esta última. Cardoso (1995), estudando a micromorfologia por meio de microscopia ótica e eletrônica de varredura (MEV) de solos tropicais colapsíveis, concluiu que a porosidade dos solos está associada à agregação de partículas, que se conectam por meio de pontes de argila (Figura 9). O autor comenta, também, que o potencial de colapso dos solos está associado a uma inexpressiva ação cimentante dos oxi-hidróxidos de ferro e a bioturbação de alguns solos que podem formar importantes vazios que influenciam na colapsibilidade.

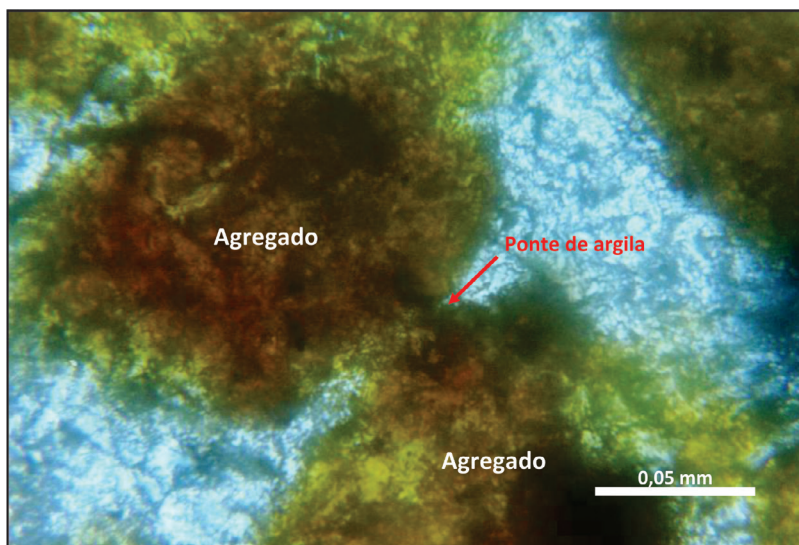


Figura 9 – Ponte de argila entre dois agregados de um Latossolo Vermelho. (MOt, N//). Aumento: 600X (Cardoso, 1995)

As características estruturais e de composição químico-mineralógica desses solos tropicais profundamente intemperizados assumem, devido à sua maior ou menor sensibilidade, grande relevância em situações de alteração da composição química do meio, seja ela oriunda de produtos químicos usados em estabilizações e melhoria das propriedades e/ou do comportamento do solo ou proveniente de contaminações. Em função da composição do solo e da alteração do meio, podem ocorrer agregações e desagregações nos solos, sendo que as desagregações não correrão necessariamente de forma rápida, pois elas dependerão da penetração dos elementos e compostos químicos no interior das agregações.

Nos solos, não há, necessariamente, uma separação espacial clara e bem definida entre poros pequenos e grandes, no entanto, classificações considerando o diâmetro dos poros são postuladas na literatura (Richards, 1965; Kiehl, 1979; Luxmoore, 1981; Klein e Libardi, 2002). A distribuição de poros é também avaliada considerando-se o modelo bimodal, no qual os poros são classificados em interagregados e intra-agregados (Othmer *et al.*, 1991). Os interagregados correspondem ao arranjo dos diferentes grãos e grumos e sua re-

de. Os intra-agregados são formados na matriz argilosa do solo, composta pelo aglomerado de minerais e suas interações, podendo, nessa matriz, estar envolvidos minerais primários, como o quartzo. Faz-se relevante admitir que podem ocorrer solos com distribuição de poros com mais de duas concentrações de tamanho de poros, como é o caso dos solos com distribuição de poros bimodal. Essa possibilidade deve ser admitida devido ao fato de que não só agregações ou aglomerações de partículas existentes no material de origem resistiram ao processo de intemperismo e apresentam porosidade bem definida e distinta como também porque as formações dos agregados existentes no solo se deram em condições distintas, gerando porosidade interna diferenciada. Uma terceira situação pode ocorrer, mas agora já em um material antropizado, é aquela em que ao solo com características bimodais se acrescenta um terceiro material com porosidade interna distinta, por exemplo, RCD. Também no caso dos solos estabilizados quimicamente e de estabilizações químicas de misturas com outros materiais agregados, mesmo com a brita, pode-se introduzir, respectivamente, uma distribuição de poros trimodal e mesmo quadrimodal.

Para melhor entendimento sobre a distribuição de poros, recorrer-se-ão a análises de porosidade feitas por meio da técnica da adsorção física de N_2 a 77 K. A classificação dos poros utilizando-se a técnica de adsorção física por N_2 considera os limites, que são os seguintes: microporos – 3 Å a 20 Å; mesoporos – 20 Å a 500 Å; macroporos – 500 Å a 4000 Å, sendo que esta última faixa ainda trabalha com os poros que estariam intra-agregados. Já os macroporos, considerados poros interagregados, estariam na faixa de 4000 Å a 950 µm e não são determinados pela adsorção física do N_2 a 77 K. Para ilustrar essa distribuição dos poros completa (Figura 10), envolvendo os micro, meso e macroporos, inclusive os presentes interagregados, recorreu-se à porosimetria por adsorção de N_2 e a curva característica de retenção de água determinada por meio de centrifuga.

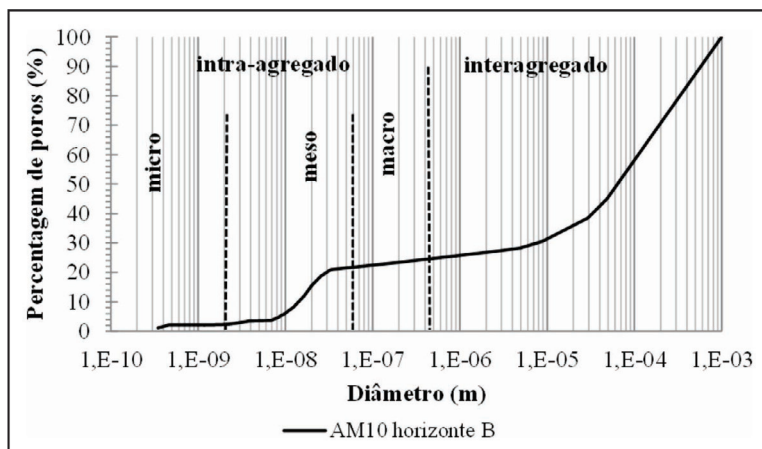


Figura 10 – Distribuição completa dos poros (Farias, 2012)

Essa distribuição completa dos poros foi obtida para um solo laterítico em estado natural, situado no horizonte B, classificado como Latossolo Vermelho, de textura média, caráter distrófico, ou seja, com saturação de bases menor que 50%, e acidez alta. Pe-

las classificações geotécnicas dos sistemas SUCS (Sistema Unificado de Classificação de Solos), AASHO (American Association State Highway Officials) e MCT (M - Miniatura, C - Compactação, T - Tropical) expedita, o solo foi classificado, respectivamente, como CL-ML, A-4 e LA'-LG'. Nota-se, nessa distribuição de poros, a característica de maior quantidade de mesoporos que microporos no interior dos agregados, enquanto os macroporos constituem a porosidade interagregados.

Nesses solos, a fase ar só penetra nos poros intra-agregados para valores elevados de sucção (1.000 kPa a 10.000 kPa), fazendo com que, na natureza, eles quase sempre se encontrem em estado saturado, e essa é uma característica que torna recomendável, seja ela considerada na secagem prévia desse tipo de solo na fase de preparação de amostras para a realização de diferentes tipos de ensaios. Cabe destacar que, como a sucção interfere nas tensões atuantes interpartículas, tais secagens podem contribuir para a destruição de agregações ou suas fragilizações, por exemplo, por meio de geração de microfissuras.

Farias (2012) encontrou que os nanoporos estão diretamente associados à mineralogia da fase coloidal dos solos, reforçando a ideia de poros nanoestruturados pela mineralogia. Cabe ressaltar que, em um solo natural indeformado, grande parte dos comportamentos que envolvem fluxo hidráulico advectivo e o fenômeno de colapsibilidade são diretamente controlados pela macroestrutura interagregados.

Atualmente, no meio geotécnico, tem se realçado a importância da microestrutura dos solos naturais e compactados. Aplicando-se a técnica de adsorção de N_2 , aliada à determinação da curva característica de retenção de água pela técnica do papel filtro, determinou-se a distribuição completa dos poros em um solo laterítico classificado como LG', compactado na energia do Proctor Normal. Nota-se, na Figura 11, que quase 60% dos poros que constituem a estrutura desse solo compactado são constituídos por mesoporos. Observa-se que, em um determinado trecho, os resultados obtidos pelas duas técnicas se sobrepõem.

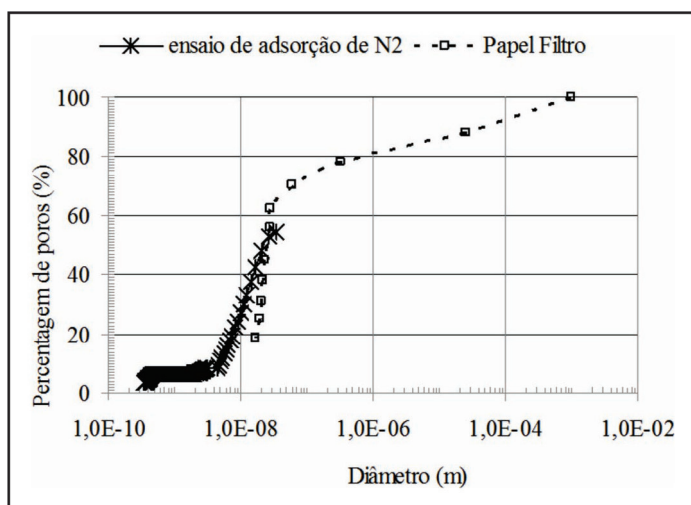


Figura 11 – Gráfico da distribuição dos poros da amostra compactada na energia Proctor normal (Farias *et al.*, 2011)

Comparando-se a Figura 11 à Figura 10, observa-se que os mesoporos presentes na estrutura do solo laterítico compactado aumentam em detrimento da macroporosidade, que é drasticamente reduzida, o que interfere diretamente no comportamento hidromecânico do solo. Nesse contexto, a qualidade e a quantidade dos poros intra-agregados, mais especificamente dos mesoporos, podem contribuir para melhorar as propriedades mecânicas do solo.

Os micros e mesoporos dos solos tropicais profundamente intemperizados têm outra peculiaridade importante quanto ao seu comportamento mecânico, que é diferenciado diante de carregamento e tensões aplicadas em relação aos solos não tropicais e aos tropicais pouco intemperizados. Diferentemente dos macroporos, que sofrem uma redução dos vazios, em muitos casos, drástica, os micros e mesoporos praticamente não se modificam diante das tensões normalmente aplicadas em solos. Um exemplo desse comportamento diferenciado é mostrado na Figura 12 para um solo laterítico argiloso, compactado nas condições ótimas das energias Proctor normal, intermediária e modificada. Os resultados obtidos para a distribuição dos poros nessas três condições de energia são praticamente idênticos, mostrando que, para esses tamanhos de poros, não houve alteração. No mesmo sentido, Mascarenha (2008), em estudo sobre porosidade de uma argila siltosa utilizando a técnica de porosimetria por intrusão de mercúrio (MIP), verificou que a distribuição dos poros da microestrutura não sofreu modificações em relação ao estado natural quando o solo foi submetido a um aumento de sucção e, em seguida, a uma tensão de compressão seguida, após consolidação, da redução da sucção. Igualmente, não houve variação quando se reduziu a sucção e, depois, aplicou-se uma tensão de compressão. No entanto, cabe aqui um parêntese relevante quando se estudam as propriedades e os comportamentos dos solos não saturados: hoje, a conjugação das técnicas de observação da porosidade conjuntamente com a atuação da sucção ainda é geralmente insuficiente, sendo possível que variações da microporosidade ocorram quando conjugada às variações de sucção.

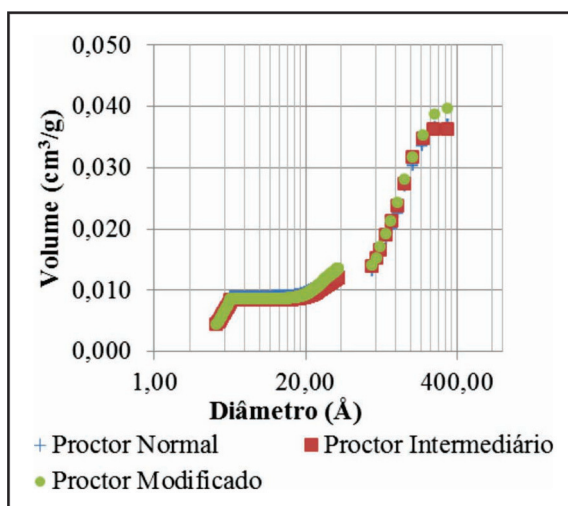


Figura 12 – Distribuição do volume de poros nas energias de compactação (Farias *et al.*, 2011)

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os aspectos mineralógicos, químicos e estruturais abordados neste capítulo colocam em evidência a necessidade de considerá-los quando se trabalha no domínio dos solos saturados e não saturados.

A resposta à questão colocada na introdução comprova essa necessidade. As casas mostradas na Figura 1, apresentando trincas, embora localizadas próximas umas das outras, apresentam-se apoiadas em tipos de solo com características estruturais e mineralógicas distintas. A primeira casa, a da esquerda, está apoiada em um solo residual contendo o argilomineral expansivo montmorilonita e apresentando grau de saturação (S_r) inicial igual a 60%. O detalhe estrutural mostra partículas orientadas apoiadas umas sobre as outras. Nesse caso, provavelmente, as trincas estão associadas ao fenômeno da expansão, que pode ser de cunho mineralógico e/ou estrutural.

A segunda casa, a do meio, encontra-se apoiada em um solo profundamente intemperizados, rico em caulinita, e possuindo as mesmas características de índice de vazios (e) e de grau de saturação que o solo de fundação da primeira casa. No entanto, nesse caso, embora o solo de fundação apresente o mesmo índice de vazios do solo existente sob a primeira casa e o mesmo grau de saturação inicial, nem a mineralogia, nem a estrutura são as mesmas. Enquanto, no primeiro caso, verifica-se a presença de argilomineral expansivo, e a distribuição de poros tem forte tendência a ser uniforme ou bem graduada, no segundo caso, devido a intemperismo e transformações pedogenéticas sofridas ao longo do processo de formação, a composição mineralógica é rica em caulinita, e a distribuição dos poros é certamente bimodal, com presença predominante de micro e de macroporos, o que confere a esse solo características estruturais favoráveis à ocorrência do colapso estrutural, em consequência, nesse caso, do aumento de umidade e da química do fluido oriundo da rede de esgoto.

A terceira casa, a da direita, está assente sobre uma aluvião com nível d'água quase na superfície, logo, é provável que, nesse caso, a alteração das propriedades químicas do fluido de saturação em função do vazamento registrado na rede de esgoto constitui a origem das trincas ocasionadas por recalque ou mesmo expansão, tudo depende da mineralogia. Esse exemplo mostra a relevância de se conhecer a química, a mineralogia e a estrutura dos solos quando se atua ou se pretende atuar na área geotécnica, conhecimento esse cujas bases iniciais foram dadas neste capítulo. No entanto, só ela não basta e o próprio exemplo mostra isso, faz-se necessário, além do conhecimento, a observação, a reflexão e a definição com base nesses elementos do que se entendeu e de quais procedimentos recomendar ou adotar.

A curva característica de retenção de água é função da estrutura do solo, mas depende, em igual grau, de sua composição química e mineralogia, que evolui com a história do solo, com a atuação do processo de intemperismo. Não menos relevante são os fatores antrópicos nele introduzidos, como adições químicas e as alterações das águas oriundas de precipitações pluviométricas ou de simples infiltrações de águas poluídas.

Do mesmo modo, o comportamento hidráulico e mecânico do solo dependem de sua estrutura e de sua composição química e mineralógica, encontre-se o solo no estado natural ou compactado. Aliás, a própria efetividade da compactação depende dessas caracte-

rísticas do solo. Nesse caso, se poderia dizer, mas a estrutura não intervém no processo de compactação, pois é a compactação que a define. Isso, em certos casos, é verdade, mas, em outros, não, pois, na engenharia, tudo depende de vários fatores. Por exemplo, um solo fino a ser usado no núcleo de uma barragem pode ou não, exceto no que diz respeito à porosidade e distribuição de poros, ter sua estrutura afetada pela condição de compactação. Se for um solo pouco intemperizado, provavelmente a condição de compactação poderá conduzir o solo a um comportamento hidráulico e mecânico muito anisotrópico, o que interferirá diretamente no projeto. No entanto, se for um solo profundamente intemperizado, a forma equidimensional que predomina nos agregados e os próprios resultados apresentados mostram que tal anisotropia não seria gerada.

Foi dado o exemplo de uma barragem, mas poderia ser dado o exemplo de uma rodovia onde os solos compondo os aterros e cortes passam por diferentes condições químico-mineralógicas e estruturais, tornando de grande relevância considerar as questões tratadas neste capítulo.

Ampliando os exemplos, poderiam ser citadas as fundações em solos tropicais, pois dependendo da composição químico-mineralógica e das características estruturais do perfil de solo em que se encontram inseridas, elas poderão passar por deslocamentos com origens distintas. Poderão se deslocar devido à expansão mineralógica e/ou estrutural do solo, quando assentes em solos mais jovens, pouco intemperizados, ou devido à ocorrência de colapso quando implantadas em solos profundamente intemperizados. Percebe-se, porém, que nesses casos, os condicionantes químico-mineralógico e estruturais dos deslocamentos podem, para provocar o deslocamento, se associarem a atuação de uma fonte externa de energia, por exemplo, sobrecarga/alívio de carga ou vibração, ou a uma fonte interna de energia, a variação de sucção/capilaridade, com reflexos diretos no comportamento dos solos não saturados, tema central desse livro. Não menos relevante no caso dos solos tropicais agregados não saturados e mesmo saturados quando do uso de fundações concretadas *in situ* é a possibilidade de fragilização das agregações a médio e longo prazo devido à penetração de agentes químicos nas agregações (Ayala, 2020; Wanderley Neto, 2020).

Entretanto, no que tange à questão dos solos não saturados, a química, a mineralogia e a estrutura poderiam ter suas influências no comportamento dos solos, facilmente visualizadas? Por certo que sim, basta dar uma olhada nas curvas características mostradas na Figura 3, onde aparece a importância da mineralogia e da estrutura, e, se a curva característica muda, altera-se, também, o comportamento hidromecânico do solo em função da sucção ou capilaridade. Ainda assim restaria a questão da química. Ora, se a química altera a interação solo-água e, com isso, as forças de adsorção, é evidente que também interferirá na curva característica e, por consequência, no comportamento hidromecânico. Grim (1962) mostra vários exemplos de influência da mineralogia e dos cátions trocáveis nas propriedades e comportamento de solos com diferentes mineralogias. Rezende (2003) mostrou, ao estudar a estabilização de dois solos tropicais profundamente intemperizados, que um se desagregava com a incorporação de cal e o outro não. Ela associou o fato ao PCZ, considerando que, se o pH do solo é inferior ao do ponto isoelétrico, o solo se desagregava com a elevação do pH com a adição de cal, pois passava-se pelo ponto de carga zero. Porém, quando o pH do solo era superior ao de carga zero, isso não ocorria, pois o pH correspondente à carga zero não era atingido.

Dando continuidade a essa discussão, a partir dos resultados obtidos por Lima (2003), é possível verificar que os teores de agregados totais (Agregados totais A.T. = % argila com defloculante – % argila sem defloculante) presentes nos solos tropicais por ela estudados, quando relacionados ao consagrado coeficiente de atividade (A_c) proposto por Skempton (1953) para avaliar-se a atividade dos solos ($A_c = \text{Índice de plasticidade } IP / \% \text{ de argila}$), apresentou grande dispersão (Figura 13a). No entanto, quando o teor de agregados totais é relacionado com o coeficiente de atividade apresentado pela EMBRAPA (2006), dado pela relação entre a CTC ($\times 100$) dividido pela porcentagem de argila (Figura 13b), surge uma clara tendência de relação entre os dois parâmetros, cabendo destacar que, para se compatibilizar a ordem de grandeza entre os dois métodos, a CTC não foi, aqui, multiplicada por 100, conforme a proposta original. Os resultados apresentados por Grim (1962) fazem sobressair a importância da mineralogia e da química nas propriedades de solos não estruturados; já os resultados obtidos por Rezende (2003) e os oriundos de Lima (2003) colocam em evidência a importância da química para a estrutura dos solos tropicais profundamente intemperizados, estruturados.

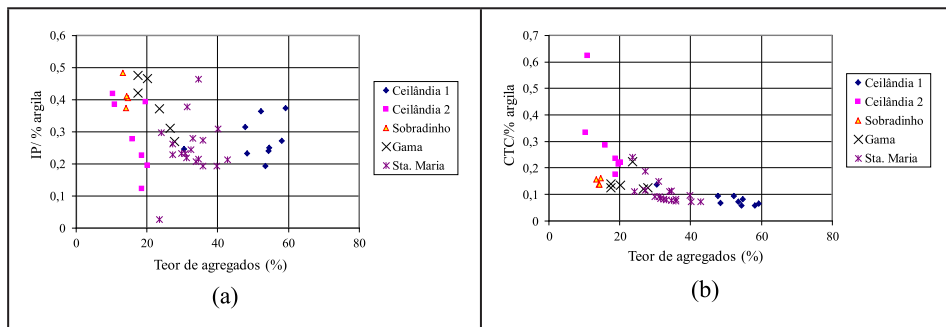


Figura 13 – Relação entre o teor de agregado e (a) o coeficiente de atividade de Skempton (1953) e (b) o coeficiente de atividade apresentado pela EMBRAPA (2006)

Portanto, em regiões tropicais como o Brasil, onde os perfis de solos naturais e os solos compactados se encontram predominantemente, em grande parte, em condição não saturada, conhecer as propriedades e comportamento dos solos nesse estado é fundamental para a segurança e otimização de projetos e para a execução e vida útil das obras, e por consequência, assume grande importância se conhecerem os aspectos que afetam as propriedades e os comportamentos dos solos não saturados, a saber: a química, a mineralogia e a estrutura.

AGRADECIMENTO

Os autores agradecem ao Prof. Franklin dos Santos Antunes (*in memoriam*), professor emérito da PUC-Rio e professor de Pedologia e de Geologia de Engenharia, durante muitos anos, na PUC-Rio e na UFRJ (Instituto de Geociências), pela leitura e pelos comentários enriquecedores sobre este capítulo.

REFERÊNCIAS

ARTHUR, E.; MARKUS, T.; MOLDRUP, P. & JONGE, L.W. (2013). Rapid and fully automated measurement of water vapor sorption isotherms: new opportunities for vadose zone research. *Vadose Zone Journal*, 19(1): 1-7.

AYALA, R.J.L. (2020). Melhoria de solos com fibras provenientes da indústria avícola. Brasília: Tese de Doutorado, G.TD-159/2020, Programa de Pós-Graduação em Geotecnia, Universidade de Brasília, 272 p.

AZEVEDO, A.C. & VIDAL-TORRADO, P. (2009). Esmectita, vermiculita, minerais com hidróxi entrecamadas e clorita. Melo, V.F. & Alleoni, L.R.F. (eds). *Química e Mineralogia do solo*, Parte I, SBSC, Viçosa, pp. 391-426.

BARBOSA, M.C., ALMEIDA, M.S.S, EHRLICH, M. (1995). Characterization of an organic saline clay for geotechnical and environmental purposes. *Solos e Rochas*, 19(2): 137-148.

BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D. & PASSOS, E. (1996). *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais*. Editora da UFSC, v. 2, 875 p.

BRADY, N.C & WEIL, R.R. (1996). *The Nature and Properties of Soils*, 11. ed., Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 740 p.

BRADY, N.C & WEIL, R.R. (2008). *The nature and properties of soils*. 14th ed. Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 975 p.

BRADY, N.C & WEIL, R.R. (2013). *Elementos da natureza e propriedades dos solos*, 3. ed., Bookman, Porto Alegre, 684p.

CAMAPUM DE CARVALHO, J. (1981). Influência das energias térmica e mecânica em propriedades de engenharia selecionadas de alguns solos lateríticos do Norte e Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Campina Grande, 184 p.

CAMAPUM DE CARVALHO, J. (2017). Solo como material de Construção. In *Materiais de Construção Civil e Princípios de Ciência e Engenharia de Materiais*. Ed. G.C. Isaia, 3. ed. São Paulo, IBRACON. Vol. 1, 538-574.

CAMPAPUM DE CARVALHO, J. & GITIRANA JR., G.P.N. (2021). Unsaturated soils in the context of tropical soils. In: *Soils and Rocks*, 44(3). www.soilsandrocks.com

CAMAPUM DE CARVALHO, J. & LEROUEIL, S. (2004). Curva característica de sucção transformada. *Solos e Rochas*, (27)3: 231-242.

CAMPOS, I.C.O.; GUIMARÃES, E.M.; CAMAPUM DE CARVALHO, J. (2008). Busca de entendimento da curva característica de materiais expansivos. XIV COBRAMSEG, Búzios, pp. 1-8.

CARDOSO, F.B.F. (1995). Análise química, mineralógica e micromorfológica de solos tropicais colapsíveis e o estudo da dinâmica do colapso. Dissertação de Mestrado, G.D-M-026A/1995, Programa de Pós-Graduação em Geotecnia, Universidade de Brasília, DF, 142 p.

CARDOSO, F.B.F. (2002). Propriedades e comportamento mecânico de solos do Planalto Central brasileiro. Brasília: Tese de Doutorado, G.TD-009A/2002, Programa de Pós-Graduação em Geotecnia, Universidade de Brasília, 407 p.

CARVALHO, M.N. (1995). Análise mineralógica de um perfil de solo do Distrito Federal através de raios X. Seminário sobre Geotecnia dos Solos Tropicais. Universidade de Brasília. pp. 1-7.

CONSOLI, N.C.; ARAÚJO, M.T.; FERRAZZO, S.T.; RODRIGUES, V.L. & ROCHA, C.G. (2020). Increasing density and cement content in expansive soils stabilization: conflicting or complementary procedures for reducing swelling. Canadian Geotechnical Journal. Vol. 58, 866-878.

CORNELL, R.M. & SCHWERTMANN, U. (1996). The iron oxides. VHC Publication, Weinheim, 573 p.

COSTA, A.C.S. & BIGHAM, J.M. (2009). Óxidos de Ferro. Melo, V.F. & Alleoni, L.R.F. (eds), Química e Mineralogia do solo, Parte I, SBCS, Viçosa, pp. 505- 572.

EL-SWAIFY, S.A. & HENDERSON, D.W. (1967). Water retention by osmotic swelling of certain colloidal clays with waring ionic composition. J. Soil Sci. 18:223-232.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. (2017). Manual de Métodos de Análise de Solo. Brasília: Teixeira, P.C.; Donagemma, G.K.; Fontana, A. & Teixeira, W.G. (Editores), 3. ed., 574 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. (2006). Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, 2. ed., CNPS (Rio de Janeiro), Brasília, 306 p.

FARIAS, W.M. (2012). Processos Evolutivos de Intemperismo Químico e sua Ação no Comportamento Hidromecânico de Solos do Planalto Central. Brasília: Tese de doutorado. Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, DF, 263 p.

FARIAS, W.M.; CAMAPUM DE CARVALHO, J.; SILVA, G.F.; CAMPOS, I.C.O.; SANTOS NETO, P.M. (2011). Influência da Compactação nos Micro e Mesoporos Nanoestruturados e na Área Superficial Específica de um solo Laterítico. VII Simpósio Brasileiro de Solos Não Saturados, v. 1, Pirenópolis - GO, Kelps, pp. 169-175.

FELDMAN, S.B.; SHANG, C. & ZELAZNY, L.W. (2008). Soil Mineralogy. Chesworth, W. (eds), Encyclopedia of soil science: Encyclopedia of earth sciences series. Springer, Dordrecht, pp. 678-686.

FONTES, M.P.; CAMARGO, O.A. & SPOSITO, G. (2001). Eletroquímica das partículas coloidais e sua relação com a mineralogia de solos altamente intemperizados. Scientia Agricola [on line], 58(3): 627-646.

GOLDBERG, S.; DAVIS, J.A. & HEM, J.S. (1996). The surface chemistry of aluminum oxides and hydroxides. Sposito, G., The environmental chemistry of aluminum, 2nd ed., Lewis Publishers, Boca Raton, pp. 271-331.

GRIM, R.E. (1962). Applied clay mineralogy. McGraw-Hill Book Company, New York, 422 p.

GRIM, R.E. (1968). Clay Mineralogy. 2^a edição, International Series in the Earth and Planetary Sciences. McGraw-Hill Book Company, New York., 596 p.

GUIMARÃES, R.C. (2002). Análise das propriedades e comportamento de um perfil de solo laterítico aplicada ao estudo do desempenho de estacas escavadas. Brasília: Dissertação de Mestrado G.DM. – 090A/02, Programa de Pós-Graduação em Geotecnia, Universidade de Brasília, 183 p.

JUO, A.S.R. & FRANZLUEBBERS, K. (2003). Tropical soils: properties and management for sustainable agriculture. Oxford University Press, New York, 281 p.

KÄMPF, N. & CURI, N. (2003). Argilominerais em solos brasileiros. CURI, N.; MARQUES, J.J.; GUILHERME, L.R.G.; LIMA, J.M.; LOPES, A.S. & ALVAREZ, V.V.H. (eds), Tópicos em ciência do solo, vol. 3, SBCS, Viçosa, pp.1-54.

KÄMPF, N.; CURI, N. & MARQUES, J.J. (2009). Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo. Melo, V.F.& Alleoni, L.R.F. (eds), Química e Mineralogia do solo, Parte I, SBCS, Viçosa, pp. 333-380.

KENG, J.C.W. & UEHARA, G. (1974). Chemistry, mineralogy and taxonomy of Oxisols and Ultisols. Proceedings Soil and Crop Science Society of Florida, 33: 119-126.

KER, J.C. (1997). Latossolos do Brasil: uma revisão. Geonomos, 5(1): 17-40.

KIEHL, E.J. (1979). Manual de Edafologia: relações solo-planta. Ed. Agronômica Ceres, São Paulo, SP, 262 p.

KLEIN, V.A. & LIBARDI, P.L. (2002). Condutividade hidráulica de um Latossolo Roxo, não saturado, sob diferentes sistemas de uso e manejo. *Ciência Rural*, Santa Maria, 32(6): 945-953

KLUTE, A. (1986). Water retention: Laboratory methods. In A. Klute (ed), *Methods of soil analysis*. Part 1. 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI. pp. 635-662.

LAMBE, T.W. (1958). The structure of compacted clay. *ASCE, J. Soil Mech. Found. Div.* 84(2): 1654/1-1654/34.

LEÓN, M.I.C. & RODRIGUEZ, M.P. (2007). Mineralogia aplicada: Saúde e meio ambiente. Thomson. 406 p.

LIMA, M.C. (2003). Degradação físico-química e mineralógica de maciços junto às voçorocas. Brasília: Tese de Doutorado G.TD – 017A/03, Universidade de Brasília. 336 p.

LUXMOORE, R.J. (1981). Micro, meso and macroporosity of soil. *Soil Science Society American Journal*, Madison, 45:671-672.

MACHADO, S.L. & VILAR, O.M. (2022). Potenciais da água no solo. São Paulo: ABMS. Solos não saturados no contexto geotécnico, 2. ed., capítulo 5.

MASCARENHA, M.M.A. (2008). Influência da microestrutura no comportamento hidromecânico de uma argila siltosa não saturada incluindo pequenas deformações. Brasília: Tese de Doutorado, G.TD – 056A/08, Programa de Pós-Graduação em Geotecnia, Universidade de Brasília, 158 p.

McBRIDE, M.B. (1994). *Environmental chemistry of soils*, Oxford University Press, Oxford, 406 p.

MELO, V.F. & WYPYCH, F. (2009). Caulinita e haloisita. Melo, V.V.E. & Alleoni, L.R. (eds), *Química e mineralogia do solo*, Parte I, SBCS, Viçosa, v. 1, pp. 427-504.

MEURER, E.J.; RHENHEIMER, D. & BISSANI, C.A. (2000). Fenômenos de superfície. Meurer, E.J. (eds), *Fundamentos de química do solo*, Genesis, Porto Alegre, pp. 77-108.

MILONJIC, S.K., KOPECNI, M.M. & ILIC, Z.E. (1983). The point of zero charge and adsorption properties of natural magnetite. *Journal of Radioanalytical Chemistry*, 78(1): 15-24.

MITCHELL, J.K. (1976). Fundamentals of soil behavior. John Willey & Sons, New York, 422 p.

OTHMER, H., DIEKKRUGER, B. & KUTILEK, M. (1991). Bimodal porosity and unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Science*, Baltimore, 152(3):139-150.

REZENDE, L.R. (2003). Estudo de comportamento de materiais alternativos utilizados em estruturas de pavimentos flexíveis. Brasília: Tese de doutorado G.TD - 014A/03, Universidade de Brasília, 372 p.

RICHARDS, L.A. (1965). Physical conditions of water in soil. BLACK, C.A. (ed), *Methods of soil analysis*. Madison, American Society for Testing and Materials, p. 128-152.

RODRIGUES, S.M. (2017). Caracterização Mineralógica e microestrutural de um perfil intemperizado de Brasília. Anápolis: Universidade Estadual de Goiás, 133 p.

SANTOS, P.S. (1989). Ciência e tecnologia de argilas. São Paulo: Editora Edgard Blücher Ltda., 2. ed., 498 p.

SENAHA, S.C.F. (2019). A quartzilização em perfis de intemperismo tropical. Brasília: Dissertação de Mestrado G.DM. – 332/2019, Programa de Pós-Graduação em Geotecnia, Universidade de Brasília, 159 p.

SOUZA, J.S.I.; PEIXOTO, A.M. & TOLEDO, F.F. (1995). Enciclopédia agrícola brasileira: I M, v. 4, EDUSP, Piracicaba, 508 p.

SOUZA, P.S. (2006). Comportamento mecânico e hidráulico de um solo residual do granulito-gnaiss de Salvador e sua aplicação no estudo de mecanismos de instabilização de taludes. Dissertação de mestrado, Engenharia Ambiental Urbana, Escola Politécnica da Universidade da Bahia, Salvador, BA. 187p.

SKEMPTON, A.W. (1953). The colloidal activity of clays. *Proc. Third International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*. I, pp. 57-61.

SPOSITO, G. (1984). *The Surface Chemistry of Soils*. Oxford University Press. New York, 234 p.

SPOSITO, G. (2008). *The chemistry of soils*, 2nd ed., Oxford University Press, New York, 329 p.

TAN, K.H. (2012). *Environmental soil science*. CRC Press, Boca Rota, 600 p.

THOMAS, G.W. & MOODIE, J.E. (1962). Chemical relationships affecting the water – holding capacities of Clays. *Soil Sci Soc. Am.*, 33:645-651.

UEHARA, G. & GILLMAN, G.P. (1980). Charge characteristics of soils with variable and permanent charge minerals: I. Theory. *Soil Science Society of America Journal*, 44(2): 250-252.

VAN OLPHEN, H. (1977). *An Introduction to Clay colloid chemistry*, John Wiley & Sons, 2. ed., New York, 318 p.

VOGEL, A.W. (1994). Compatibility of soil analytical data: determinations of cation exchange capacity, organic carbon, soil reaction, bulk density, and volume percent of water at selected PF values by different methods. Working Paper 94/07, ISRIC, Wageningen 37 p.

WANDERLEY NETO, R.V. (2020). Estudo experimental de interfaces solo-concreto no contexto de solos não saturados. Brasília: Dissertação de Mestrado G.DM. – 344/2020, Programa de Pós-Graduação em Geotecnia, Universidade de Brasília, 183 p.

YONG, B.N.; NAKANO, M. & PUSH, R. (2012). *Environmental soil properties and behaviour*. CRC Press, Boca Raton, 435 p.