

2

Descrição de Alguns Aspectos do Problema

2.1

Introdução

Uma representação de como pode ser o ciclo de processos experimentados por uma camada de resíduos finos lançados sob forma de lama foi feita através da Figura 2.1. Foi admitido a ocorrência de 6 fases ou estágios, cujas características gerais são mencionadas na própria figura. O problema completo, na realidade, ainda consistiria de mais estágios, como os apresentados na Figura 2.2, resultantes do lançamento de novas camadas de rejeitos. Estes novos lançamentos são defasados entre si, e por conta dessa defasagem, as camadas dispostas experimentam processos diferenciados, o que gera a possibilidade de estarem em consistências bastante diversas dentro do reservatório. Enquanto umas ainda adensam por peso próprio, outras já poderão estar fissuradas pelo ressecamento provocado por uma exposição prévia à atmosfera. Dificuldades adicionais surgem se ainda for considerado o efeito do contorno do depósito no comportamento dos resíduos próximos, o efeito do vento no processo de evaporação, a chuva e a conseqüente infiltração, alterando o balanço hídrico, o que dá uma dimensão da complexidade do problema.

Para efeito de simplificação, será analisado neste trabalho somente o caso de uma camada exposta a uma única trajetória de secagem, sem que haja variação do teor de sólidos ao longo deste período. Além disso, será considerado também uma situação unidimensional, ou seja, uma camada com grande área de exposição em relação à sua espessura.

Pelo exame da Figura 2.1, pode ser verificado que os processos que mais interferirão nesta fase selecionada para análise serão os de sedimentação e adensamento, o efeito do ciclo hidrológico do reservatório e o ressecamento da camada. Por tanto, o objetivo deste capítulo é fazer uma breve revisão dos conceitos e aspectos que envolvem cada um destes processos.



1º estágio:

Lançamento da primeira camada de resíduos com baixo teor de sólidos: envolve processos de sedimentação e adensamento por peso próprio.



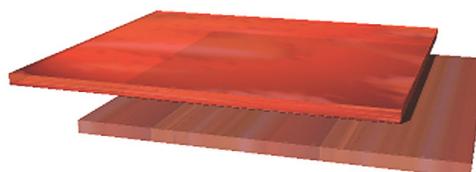
2º estágio:

Resíduo adensa, formando camada de líquido sobrenadante. O adensamento prossegue, bem como a evaporação dos fluidos.



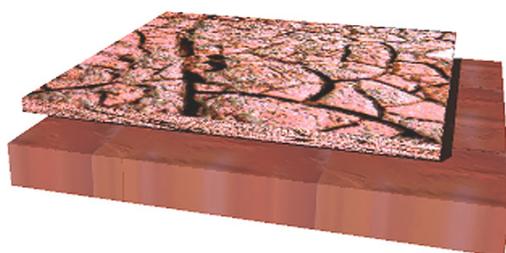
3º estágio:

O adensamento e evaporação avançam. Camada inferior com grau de adensamento diferente da superior.



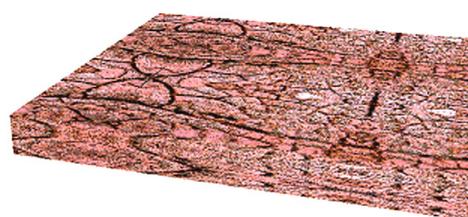
4º estágio:

O adensamento e evaporação avançam. Líquido superior evaporado. Resíduo inicia secagem: contração



5º estágio:

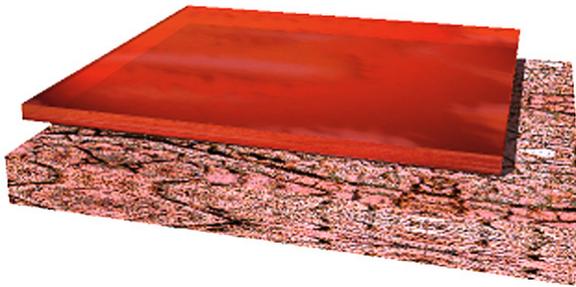
O adensamento e evaporação continuam. Camada superior resseca e trinca.



6º estágio:

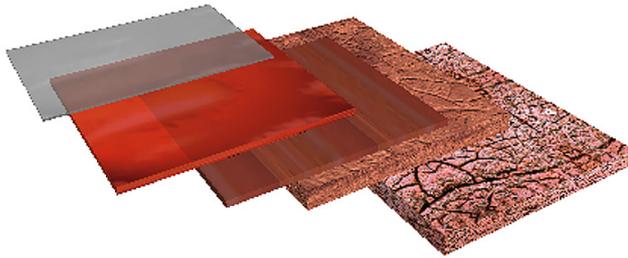
Avanço do ressecamento. Camada toda fissurada. Trecho superior não saturado, enquanto inferior continua saturado.

FIGURA 2.1: Ciclo Experimentado por Uma Única Camada de Resíduo Exposta ao Ressecamento Solar.



7º estágio:

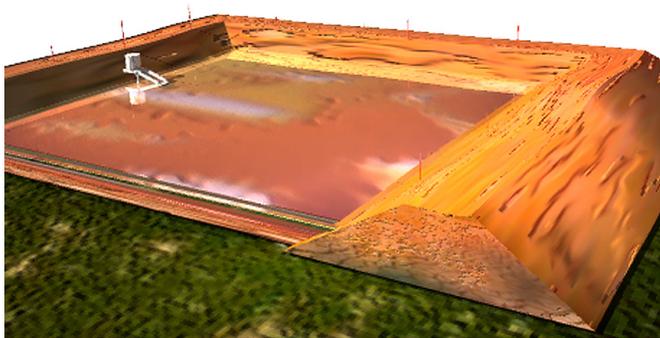
Lançamento de uma nova camada e reinício do processo. Esta nova camada pode ser disposta antes do ressecamento da inferior.



8º estágio:

Chega um momento em que há quatro materiais diferentes. Eles estarão experimentando ao mesmo tempo processos como o de adensamento por peso próprio e ressecamento.

FIGURA 2.2: Ciclo Total Experimentado por Reservatórios de Disposição de Resíduo Expostos ao Ressecamento Solar.



Problema Adicional:

Efeitos do contorno das paredes do reservatório no comportamento do resíduo próximo a ele.

FIGURA 2.3: Efeito das Condições de Contorno Impostas Pelas Paredes do Reservatório ao Resíduo.

2.2

Sedimentação e Adensamento

Devido às características da forma de transporte e estocagem que está sendo analisada, via úmida e deposição em diques ou barragens, a concentração de sólidos dos resíduos tem que ser bastante baixa. Isto, junto à granulometria

destes materiais que geralmente é fina, os levam a passar invariavelmente pelos processos de sedimentação e de consolidação para a formação do novo tipo de solo. Uma seqüência da formação das camadas pode ser como proposto por Imai, 1981 (rever a Figura 1.3), onde se destaca:

1. zona de deposição livre dispersa: não há interação entre partículas, nem floculação;
2. zona de deposição livre floculada: formação de flocos, mas sem ocorrência de interface marcante com o líquido sobrenadante;
3. zona de deposição: sedimentação uniforme, com formação de interface marcante com o fluido;
4. zona de consolidação: flocos individuais não são mais visíveis. A mistura se deposita como um todo, sofrendo adensamento.

A maioria dos trabalhos publicados sobre o comportamento de misturas líquido-sólidos é dividida em fases distintas entre sedimentação das dispersões e a consolidação do sedimento formado. Durante muito tempo, portanto, foi focalizada a atenção na dedução de teorias que descrevessem os processos isoladamente. É sabido, porém, que eles podem ocorrer simultaneamente e novos estudos vem sendo direcionados para fazer a sua ligação.

A distinção entre sedimentação e consolidação é feita, usualmente, em termos de ocorrência ou não de tensões efetivas. Quando não há contato entre grãos, quem controlaria a taxa de deposição seriam as teorias de sedimentação (*McRoberts & Nixon, 1976*). A ocorrência das tensões efetivas seria o marco entre o fim da sedimentação e o início do que é chamado de adensamento.

No problema em questão, o elemento de solo se desloca no espaço, além de que, o contorno não é fixo. Assim, para a descrição do problema, ou seja, para o caso de reservatórios ou barragens sendo enchidos com lama por uma seqüência qualquer de despejo, dois tipos de sistemas de coordenadas são interessantes, e normalmente são utilizadas na apresentação desta teorias. São os sistemas de coordenadas Euleriano e o Lagrangeano.

Na descrição Euleriana, também chamada espacial, uma determinada região do espaço é fixada, sendo que a distância desta região a um nível de referência, também pré-fixado, não varia. As partículas sólidas e líquidas passam por esta região, e as variáveis independentes são a posição \underline{x} do espaço e o tempo t . Na Lagrangeana, cada partícula é acompanhada em seu movimento, sendo as variáveis independentes a posição inicial da partícula (em $t = 0$) e o tempo t . Aqui, se inicialmente for delimitada uma região do espaço por planos em relação a um nível de referência pré fixado, ela será definida como contendo sempre as mesmas partículas sólidas. Após algum tempo, o mesmo elemento, com a mesma quantidade de partículas sólidas, estará delimitado por planos localizados em outras distâncias do nível de referência. Ou seja, todo o elemento ou região é considerado estar deslocando. Alves (1992) apresenta uma revisão sobre o tema.

Além destes tipos de coordenadas já mencionados, outros também são usados para facilitar ainda mais a modelagem do problema. Por exemplo, para simplificar a solução devido ao contorno superior móvel, decorrente do fato das grandes deformações provocadas pelo adensamento por peso próprio, é introduzida uma nova variável independente, z , chamada coordenada reduzida. Ela identifica um ponto do esqueleto formado pelo volume de sólidos $z_{(a)}$ que existe em um prisma de seção transversal unitária localizado entre o nível de referência e o ponto em questão. Se não há novos lançamentos no reservatório, o volume de sólidos não varia mais, o contorno superior passa a ser representado por uma coordenada fixa, independente do tempo. A coordenada reduzida mexe só com volume de sólidos, enquanto a Lagrangeana lida com volume total.

Na prática, a deposição é contínua e a análise deve ser feita para camadas cujo volume de sólidos aumenta com o tempo, em decorrência dos novos lançamentos. Desta forma, mesmo utilizando as coordenadas reduzidas, volta-se a ter um problema cuja condição de contorno superior é variável. Para fixá-lo, usa-se o conceito de coordenada reduzida adimensional ou reduzida normalizada de uma partícula, $y_{(z,t)}$. Esta coordenada é definida como sendo o volume de sólidos entre a partícula e um nível de referência, Z , dividido pelo volume total de sólidos em um tempo t , $h_z(t)$, que no caso vem a ser a altura total de sólidos, já que a seção é unitária:

$$y(z, t) = \frac{z}{h_z(t)} \quad (2.1)$$

- t = tempo;
- z = coordenada reduzida;
- $h_z(t)$ = altura total de sólidos no tempo t , contido à partir de um nível de referência z .

A coordenada reduzida adimensional varia, para um dado tempo t , entre zero na base de uma coluna e 1 na interface lama-líquido sobrenadante. Já a coordenada reduzida $z_{(a)}$ varia entre zero na base da coluna e $h_z(t)$ na interface. Volta-se, assim, a ter um contorno fixo para o problema com lançamento contínuo.

2.2.1

Influência da Sedimentação

Não existe um estudo conclusivo ligando aspectos de estudo geológico como morfologia, formação de camadas de solo e deposição, com suas propriedades físicas e mecânicas. Mitchell (1991) alertou que o estudo das características de uma camada de solo exigiria não só a percepção do que é o material mas também de como ele atingiu o presente estado, o que requereria considerações sobre a forma de deposição e sedimentação, se a referida camada tivesse sido formada por estes processos. Amirsoleymani (1995) considera que a introdução da deposição como um parâmetro novo nas teorias de adensamento e mesmo resistência auxiliaria nos julgamentos a respeito de solos formados decorrentes deste processo, como é o caso do que resulta dos reservatórios de disposição de resíduos lançados sob forma de lama.

Geólogos têm alertado que formações rochosas originadas à partir de grandes áreas de deposição de sedimentos, por eles chamadas de *turbiditos*, têm suas propriedades estruturais e mecânicas fortemente dependente da forma de deposição destes grãos. Esta forma de deposição, por sua vez, é função do tipo de fluxo que sofreram. Os solos, de uma maneira geral, podem ser de origem eólica,

aluvial ou residual. Em todos eles, naturais ou não, é difícil se encontrar uma estrutura homogênea ou uniforme. Como resultado das variações na intensidade e forma de deposição, algumas regiões da camada podem se tornar mais densas do que outras, em função do tipo de grão que ali se concentrou. Variações nas micro propriedades de camadas de solos, tais como tamanho das partículas, forma e orientação dos poros, tendem a ser uma característica dos reservatórios de disposição de resíduos, como vai ser visto mais detalhadamente no Capítulo 03. Há uma tendência a se considerar que os efeitos de distribuição das propriedades físicas da estrutura de um solo sejam tão essenciais quanto os valores médios considerados para a avaliação de seu comportamento mecânico (*Amirsoleymani, 1995*).

O tipo de deposição parece ter uma grande influência na variação do índice de vazios dentro da estrutura do solo. Kolbuszewski (1961), citado por Amirsoleymani (1995), mostrou que os índices de vazios em solos granulares depositados são influenciados pela intensidade e forma de deposição. Deposições turbulentas tenderiam a provocar a formação de maiores índices de vazios.

As deformações volumétricas de uma massa de solo não são atribuídas só a colapso ou formação de grandes vazios, mas também devido à contração e expansão de zonas inteiras de estruturas mal compactadas, formadas por micro vazios. Em função disto, Amirsoleymani (1995) acha que a formação destes macro poros seja a ligação entre a deposição ou sedimentação e a deformação volumétrica ou adensamento de solos. Estas suposições devem ter alguma importância no comportamento dos reservatórios aqui estudados, apesar de não serem levadas em consideração de uma forma geral. A influência da forma de lançamento dos resíduos nos reservatórios de disposição será brevemente discutida no Capítulo 03, especialmente no aspecto ligado à segregação das partículas.

2.2.2

Adensamento Em Condições Saturadas

Adensamento é o processo que descreve o ganho de tensão efetiva devido a dissipação do excesso de poropressão do solo ao longo do tempo. As teorias que lidam com ele o fazem em função do conjunto parte sólida mais líquida, ao contrário das teorias de sedimentação, que são formuladas, na sua maioria, com base na continuidade da fase líquida, admitindo a conservação da massa de sólidos. O excesso de poropressão gerado pela variação do estado de tensão, Δu , é definido de duas maneiras. Terzaghi & Peck (1943) chamam-no da diferença entre a poropressão e a pressão hidrostática, enquanto Lambe e Whitman (1968) o definem como o excesso de pressão no fluido além da condição estacionária. As duas definições se tornam idênticas quando a condição estacionária corresponder a uma situação em que não há fluxo.

Outra consideração importante a ser feita é em relação à lei de fluxo associado ao adensamento. No caso da condição estacionária, em que não há variação do N.A. e o excesso de poropressão é definido, a lei que rege o fluxo é a postulada por Darcy. A velocidade aparente de fluxo seria uma relação entre a vazão e a área total de uma seção transversal do material.

Ao considerar grandes deformações, tem que se levar em conta a existência de movimento relativo entre as fases que compõe o meio. As forças de percolação que atuam no esqueleto sólido são função tanto da velocidade de fluxo do fluido como da velocidade relativa entre as duas fases ($v_w - v_s$). Neste caso, é utilizada uma generalização da Lei de Darcy, a Lei de Darcy-Gersevanov:

$$n(v_w - v_s) = -\frac{k_\xi}{\gamma_w} \frac{\partial u}{\partial \xi} \quad (2.3)$$

- v_w = velocidade de fluxo do fluido;
- v_s = velocidade da parte sólida.

Durante o processo de ressecamento, o NA não será mais constante, variando em função da taxa de evaporação. O solo, após um determinado período,

não estará mais saturado, não apresentando mais a continuidade da fase fluida. A partir daí, uma nova lei de fluxo deverá ser usada.

A primeira teoria consistente para a previsão dos recalques de solo devido ao processo de adensamento se deve a Terzaghi (1923), e a Ortenbläd (1930), esta, quase em total esquecimento. Terzaghi inicialmente desenvolveu sua proposta em termos de propriedades constitutivas lineares e deformações finitas, mas a restringiu a deformações infinitesimais em um trabalho posterior (*Terzaghi, 1943*). Esta teoria foi considerada a base matemática da Engenharia Geotécnica. Porém, ela tem mostrado discrepâncias significativas com as observações práticas, principalmente quando aplicada a solos muito moles, em virtude das hipóteses simplificadoras adotadas. Ortenbläd, em sua teoria apresentada em 1926, e publicada em 1930, considerava, no caso da estrutura dos sedimentos, dois casos: um sedimento de material homogêneo e um em que existe uma fina espessura de material menos permeável dentro da camada. Durante o adensamento do depósito de lama, ele analisou as deformações devido ao peso próprio; devido ao peso de uma sobrecarga no topo, podendo ser um aterro muito permeável ou a evaporação que provocasse ressecamento equivalente e, por último, por efeitos de drenagem. Em todos os casos, foi assumido base horizontal e impermeável, não havendo restrições quanto à magnitude das deformações.

Mesmo expandida para o caso tridimensional, a proposta de Terzaghi (1943) equivale a admitir que as tensões totais permanecem constante no interior do solo, à medida que a consolidação ocorre. Biot (1941) propôs uma nova formulação tridimensional considerando a variação das tensões totais durante o processo de adensamento, mas ainda admitindo um comportamento elástico-linear para o esqueleto sólido. Com o seu modelo, Biot conseguiu representar aspectos não descritos pela teoria de Terzaghi, como o efeito Mandel-Cryer, que consiste em um acréscimo de poropressões maior que o das tensões provocadas por uma variação no estado de tensões totais.

Gibson (1958) tentou considerar a variação da espessura da camada de solo com o tempo para aplicação na construção de barragens de terra. Ele admitiu a elevação de poropressões nestas barragens como um problema de contorno variando uni dimensionalmente, para levar em consideração a dissipação de

poropressões durante o período de construção. O valor dos incrementos na tensão principal maior foram aproximados pelo equivalente à espessura de solo adicionada. Portanto, a geração e dissipação de poropressões foram tratadas separadamente da geração de tensão total, que foi assumida ser função somente da carga aplicada. A massa específica total foi admitida constante durante o processo e a equação não é de solução analítica simples.

Os solos muito moles, como os formados pela deposição de rejeitos saturados, apresentam deformações consideráveis, mesmo devido ao seu peso próprio. Isto levou ao desenvolvimento de teorias de consolidação com grandes deformações e também considerando as mudanças na compressibilidade e permeabilidade durante o processo, tanto devido a efeitos de drenagem ou a sobrecargas adicionais. Dentre estas, cita-se a de Mikasa (1963) e a de Gibson et al. (1967), que na verdade é uma extensão da primeira.

A descrição do processo pela Teoria de Deformações Infinitesimais apresenta problemas tanto quando feita na forma Euleriana quanto na forma Lagrangeana, justamente devido à hipótese de pequenas deformações. A forma mais comum de descrição deste caso é a primeira, ou seja, Euleriana. Já na teoria de Gibson et al. (1967), os próprios autores acham mais conveniente utilizar a descrição Lagrangeana (*Alves, 1992*).

Na análise do comportamento de resíduos, há situações em que a teoria que considera deformações infinitesimais fornece resultados satisfatórios, simplificando e barateando o projeto (*Bromwell, 1984*). Na maioria das vezes, porém, é aquela que não restringe as deformações é que conduz às melhores previsões (*Schiffman et al., 1984*). Contudo, não existem, ainda, condições bem definidas que indiquem quando a primeira é suficiente ou não. Nos dois casos, quase sempre é considerada uma aproximação uni dimensional, partindo-se do fato que a área da região dos despejos é bem maior que a sua profundidade. E os resultados de análises em reservatórios de resíduos depositados sob forma de lama tem mostrado que a análise com deformações finitas proporciona resultados de elevação média da superfície da camada marcadamente maiores que aquela com deformações infinitesimais, se aproximando mais dos valores reais medidos no campo (*Schiffman et al., 1984; Cargill, 1984*).

2.2.3

Ligação entre Sedimentação e Adensamento

Com o lançamento de resíduos na forma de lama a partir de um densidade muito baixa, ou seja, baixo teor de sólidos, há a ocorrência de sedimentação e adensamento simultaneamente nos reservatórios. Não são muitos os trabalhos que procuram descrever isto. Pode-se citar os de Somasundaram (1981); Tiller (1981), Pane (1985), Toorman (1996). O primeiro fez seus estudos à partir de observações experimentais. Tiller procurou ajustar as condições de contorno na interface entre as fases sólida e líquida. Pane, por sua vez, sugere a ligação entre os dois processos por meio de um princípio modificado de tensões efetivas, estendendo o conceito de permeabilidade ao estado disperso. Ele também admite que o comportamento da mistura como um todo é governado pelas mesmas propriedades físicas durante os dois processos. Esta teoria foi a utilizada por Alves (1992).

Na sua proposta, Toorman (1996) obtém os perfis de concentração à partir de uma solução da equação de equilíbrio de massa da fase sólida. Esta solução expressa que uma variação de concentração é causada por um fluxo sedimentar efetivo (o produto da concentração dos sedimentos e a velocidade). A velocidade das partículas é calculada pela equação de equilíbrio de força da partícula – a equação generalizada de Darcy-Gersevanov – que também inclui forças termodinâmicas. A sua teoria permite incorporar efeitos de sedimentação diferencial devido à várias formas de dispersividade e arraste de grãos devido ao deslocamento de fluido. A segregação de partículas, por sua vez, poderia ser simulada resolvendo separadamente as equações de equilíbrio de massa das frações com tamanhos de partículas diferentes. Segundo ele, a sua teoria tem se mostrado consistente com a equação de Gibson et al. (1967).

2.2.4

Variação de Volume na Fase Não Saturada

Os efeitos do ressecamento solar não podem ser previstos em uma teoria convencional de adensamento a grandes deformações. Em geral, estas últimas

partem da consideração do meio estar saturado e, com o avanço da perda de umidade por evaporação, chega-se a um momento em que o solo não mais estará com 100% de saturação. Assim, serão necessárias teorias que analisem o adensamento admitindo a não saturação do meio. Uma revisão sobre várias destas teorias, bem como sobre os conceitos envolvidos neste tipo de análise, é apresentada por Fredlund & Rahardjo (1993). Segundo eles “variação de volume em um solo não saturado pode ser expresso em termos do movimento relativo de suas fases”. Seria necessário, contudo, estabelecer variáveis de estado de deformação que sejam consistentes com os princípios da mecânica de meios multifásicos.

São muitos os estudos que estão sendo conduzidos nesta área, como poderá ser verificado pela referência citada anteriormente. Quase todos levam em consideração a possibilidade de ocorrer três classes diferentes de comportamento com base na continuidade das fases do fluido que podem estar compondo um solo não saturado: (a) para graus de saturação mais elevados, as fases de água contínua e de ar descontínua; (b) para graus de saturação mais baixos, as fases de ar e água contínuas e de ar contínua e de água descontínua. A análise, portanto, deveria ser conduzida seguindo uma aproximação específica para cada uma delas (*Ausilio et al., 2002*). Por exemplo, quando o solo está próximo da saturação, o ar contido nos poros está ocluso e não pode fluir como um fluido contínuo. Nestas circunstâncias, as bolhas de ar e a água dos poros se comportam como um fluido compressível e homogêneo. Para análise desta fase, existem propostas como a de Olson (1986) e a de Vaziri e Christian (1994), que fazem uma aproximação da teoria unidimensional de Terzaghi para aplicação em solos próximos à saturação (80% para cima).

Para valores mais baixos de saturação o problema se torna mais complexo, uma vez que tanto o ar como a água fluem separadamente pelo solo. Este caso foi estudado por Fredlund & Hasan (1979) e Lloret & Alonso (1980). A formulação é baseada em duas equações de continuidade, uma para a fase de água e outra, para a de ar, que têm de ser resolvidas simultaneamente. Swarbrick (1995) propôs uma teoria para meios não saturados submetidos à grandes deformações que modelasse o adensamento por peso próprio de uma camada de solo não saturada devido ao ressecamento. Ela é baseada na formulação de adensamento a grande deformações

para solos saturados, estendida para incluir os efeitos da saturação parcial pela incorporação da equação de Richards (1931) para fluxo não saturado. Ele a considerou adequada para a análise de reservatórios de disposição de resíduos sob forma de lama, inclusive tendo calibrado-a para estes materiais. Kim et al. (1999) também fazem a proposição de um modelo para descrever a deformação de solos submetidos ao ressecamento e posteriormente, à infiltração. Ausilio et al. (2002) também apresentam uma proposta para lidar com a situação em que ar e água estão em fase contínua no solo, onde a solução é expressa em termos de parâmetros adimensionais como o recalque e o grau de adensamento.

Vários equipamentos especiais para checar propriedades de adensamento de solos não saturados por meio de ensaios de laboratório também têm sido desenvolvidos. Por exemplo, há os propostos por Rahardjo & Fredlund (1995) e Pérez-Garcia & Córtez-Ochoa (2002). Estudos experimentais sobre o comportamento da variação de volume de solos ressecados têm sido apresentados há muito tempo, como pode ser atestado, por exemplo, pelo trabalho de Sridharan & Allam (1982), no qual é feita uma associação dos resultados obtidos dos testes com comportamentos não conhecidos dos argilo-minerais presentes no meio, e provavelmente provocados por ligações surgidas decorrentes do ressecamento.

Com a exposição à secagem, o comportamento dos resíduos podem apresentar efeitos da variação de temperatura, já que gradientes de mais de 20°C podem acontecer entre dia e noite, dependendo da região de localização do depósito. Para citar apenas alguns dos autores que estudaram este problema, relaciona-se Demars & Charles (1982); Towhata et al. (1993); e Delage et al. (2000).

2.3

Ciclo Hidrológico do Reservatório

No projeto de áreas de deposição de resíduos industriais e de mineração expostas ao ressecamento, a idéia é eliminar o líquido superficial de modo que o

material possa secar, permitindo maiores deformações devido a contração e aumentando a capacidade de armazenamento. A camada ressecada e extensivamente fissurada aumenta a velocidade e magnitude da consolidação dos rejeitos localizados em maiores profundidades, já que as paredes das fissuras também se tornam caminho de drenagem. O problema passa a ser determinar o recalque para o resíduo lançado não só como função do tempo e efeitos de deformação por peso próprio, mas também considerando os efeitos advindos da formação da crosta devido à secagem.

Com o material tendo depositado e o líquido sobrenadante evaporado, tem-se o solo exposto ao ressecamento, em uma situação mais ou menos como a representada pelo 4º estágio em diante na Figura 2.1 e também exemplificado na Figura 1.4. Nesta ilustração especialmente, percebe-se o balanço hídrico que deve ser previsto pela modelagem numérica, com os vários estágios a que o solo pode ser submetido e que podem ocorrer até simultaneamente: enquanto em uma profundidade ele não é mais saturado, em outra ele pode ainda estar adensando com elevado teor de umidade.

Nesta seção é feita uma descrição geral, quase que só conceitual, do ciclo hidrológico por que passa um reservatório de disposição. Será este ciclo que deverá ser representado por métodos numéricos, na tentativa de incorporar seus efeitos na previsão da vida útil e geometria final da área de contenção. Como se inicia de lançamento por via úmida, sob forma de lama, o primeiro processo a ser considerado é o da evaporação do líquido sobrenadante, processo que também se aplicará ao fluido intersticial quando o solo já estiver exposto. Nesta situação de exposição à atmosfera, o solo estará sujeito a infiltração de água de chuvas, que realimenta o fluxo evaporativo. Infiltração e movimento de água pela camada não saturada são também superficialmente discutidos. São apresentados conceitos, definidas algumas variáveis e descritas umas poucas observações de comportamentos de solos em geral quando em processo de ressecamento feitas por outros pesquisadores.

2.3.1

Evaporação

É o processo pelo qual água é convertida de líquido para vapor pela aplicação de energia. Também pode ser chamado de vaporização, sendo governado por vários fatores intercorrelacionados e considerado quase que impossível de se medir diretamente. Para um determinado grupo de condições de contorno, a evaporação ocorrerá de uma superfície de água livre ou de um solo em uma temperatura T na proporção da diferença entre a chamada pressão de vapor de saturação da superfície de água, ou daquela de onde a massa líquida estiver contida, e a pressão de vapor do ar acima desta superfície. As moléculas de água continuarão a sair até que estas pressões se igualem. Apesar das trocas contínuas de moléculas de água para e da atmosfera existirem sempre, a definição hidrológica de evaporação é restrita à taxa efetiva do transporte de vapor para a atmosfera.

Pressão de vapor, normalmente expressa em milibars, é a pressão exercida pelas moléculas de vapor. Em qualquer mistura de gases, cada um exerce uma pressão parcial, independente da dos outros. A do vapor de água é a chamada de pressão de vapor, sendo igual à diferença entre a pressão exercida pelo ar úmido e o ar seco. É mais comumente utilizada na Meteorologia e na Hidrologia para indicar a pressão parcial do vapor de água na atmosfera. A pressão de vapor de saturação é a pressão de vapor máxima em um espaço saturado, sendo função só da temperatura. Isto equivale a dizer que a quantidade máxima de vapor de água que pode existir em qualquer espaço é uma função só da temperatura, independente da coexistência de outros gases. A pressão de vapor de saturação é, para fins práticos, considerada a pressão máxima para uma temperatura pré determinada.

Em um espaço em contato com uma superfície de água, condensação e vaporização sempre ocorrem simultaneamente. Se o espaço não é saturado, a taxa de vaporização excederá a de condensação, resultando em uma evaporação efetiva, que em Hidrologia é chamada simplesmente de evaporação. Se o espaço é saturado, as taxas de evaporação e condensação se compensam, sendo as

temperaturas da água e do ar iguais. A vaporização remove calor do líquido, enquanto a condensação adiciona.

O processo evaporativo consome energia. A 20°C, umas 585cal de calor são necessárias para evaporar uma grama de água (*Rodda et al., 1976*). A fonte desta energia pode ser radiação solar, o calor captado pelo contato com a atmosfera ou o calor armazenado no próprio corpo da água. A energia cinética aumenta e a tensão superficial diminui à medida que a temperatura aumenta, o que faz com que a taxa de evaporação aumente com a temperatura.

Muito da discussão resultante sobre os fatores meteorológicos que influenciam a evaporação são baseados na análise do fluxo evaporativo à partir de uma superfície de água livre. A radiação é considerada como o mais importante destes fatores. Experimentos tem confirmado que a taxa de evaporação da água em uma temperatura especificada é também proporcional à velocidade do vento e altamente dependente da pressão de vapor do ar sobrejacente. Além disso, varia com a latitude, estação do ano, hora do dia e condição do céu, mais a pressão atmosférica, qualidade da água, o tamanho, a forma e a profundidade do corpo de água.

A evaporação pode ocorrer à partir de um solo úmido. A taxa de fluxo evaporativo partindo de uma superfície de solo saturado é aproximadamente a mesma de uma superfície de água livre adjacente, na mesma temperatura (*Linsley et al., 1978*). Desta forma, os métodos desenvolvidos para estimar evaporação de reservatórios são aplicáveis, com alguns ajustes e critérios de julgamento, à superfícies de solos.

A água no solo apresenta uma concentração mais elevada de sais minerais. Um dos efeitos da salinidade ou sólidos dissolvidos na água aparece na redução da pressão de vapor da solução. Por exemplo, a pressão de vapor da água do mar (35.000 p.p.m de sais dissolvidos) é em torno de 2% menor que da água pura na mesma temperatura. Porém, a redução na evaporação é menor que a indicada pela mudança na pressão de vapor. Isto porque, com a evaporação reduzida, existe um aumento na temperatura da água que parcialmente compensa a redução da pressão de vapor, de modo que efeitos de salinidade podem ser desprezados na estimativa da evaporação (*Rodda et al., 1976*).

Qualquer material estranho que tende a selar a superfície da água ou mudar sua pressão de vapor ou sua reflectividade, afetará o fluxo evaporativo, numa proporção que deverá ser pesquisada localmente. A reflectividade da superfície é tomada para a faixa solar ou visível de radiação. Ela é a razão da quantidade de radiação eletromagnética (dentro de uma faixa especificada de comprimento de onda) refletida por um corpo em relação àquela que incide sobre ele. A reflectividade (em %) é menor para as superfícies de solo úmidas que para as secas e tendem a serem menores para altitudes solares altas que para baixas. Varia de 10 a 25 para solos expostos e que são escuros quando secos, e de 5 a 20 quando estão úmidos ou molhados (*Linsley et al., 1978*).

2.3.2

Métodos para Estimativa de Evaporação

Há muitos métodos para a determinação indireta da quantidade de água perdida por evaporação para a atmosfera. Alguns são baseados em teoria física, outros são altamente empíricos ou ainda uma mistura dos dois. Invariavelmente, dependem da medição de outros fatores, feitos em estações climatológicas. As aproximações consideradas mais diretas envolvem a manutenção de um balanço hídrico, ou caem em uma aproximação por balanço energético, ou ainda, em uma aproximação aerodinâmica (fluxo de vapor). Blight (1997) apresenta uma breve revisão sobre a determinação de evaporação em solos.

2.3.2.1

Aproximação por Balanço Hídrico

O balanço hídrico por um período de tempo especificado de um perfil de solo pode ser calculado, de uma maneira geral, como a precipitação total menos: o escoamento superficial, a evaporação total, incluindo a eliminação de água para a atmosfera pelas plantas e a variação na umidade do solo. No caso de reservatórios, considera-se a precipitação total menos a evaporação da água e possíveis vazamentos e/ou drenagens. Porém, a estimativa destes fatores são difíceis,

principalmente em regiões submetidas a condições climáticas variadas, precisando ser levado em conta muitas variáveis (intensidade de precipitação, topografia, tipo de vegetação, propriedades físico-químicas do solo etc). E ainda, é preciso admitir o acoplamento da evaporação às condições atmosféricas locais, tais como períodos prolongados de seca, que podem levar a uma dessaturação de todo o perfil.

Assumindo que as quantidades mencionadas acima sejam conhecidas ou possam ser medidas, a evaporação com base no balanço hídrico pode ser estimada por:

$$E = S + I + P - O - O_z \quad (2.4)$$

- E = evaporação;
- S = líquido estocado ou armazenado;
- I = infiltração superficial;
- P = precipitação;
- O_z = vazamentos ou percolação sub-superficial;
- O = vazamentos ou escoamentos superficiais

É uma aproximação simples na teoria, mas sua aplicação não produz resultados muito confiáveis, já que todos os erros na medição de vazamentos, infiltrações e armazenamento são refletidos diretamente no valor da evaporação calculada. Destes fatores, a percolação subsuperficial é, usualmente, a mais difícil de ser avaliada, uma vez que precisa ser estimada indiretamente de medições do NA, permeabilidade do solo etc. Se o valor da percolação se aproxima ou excede o valor da evaporação, o método não deve ser aplicado (*Linsley et al., 1978*).

Nesta formulação, a determinação da precipitação não é tida como sendo um dado difícil de se obter. Dificuldades sim podem surgir se a topografia for de relevo elevado ou para o caso de lagos com superfícies muito grandes, que modificam o clima local, fazendo com que os dados de chuvas devam ser obtidos de medições diretas na região. A expansão e/ou contração da água estocada no reservatório ou perfil de solo devido a grandes variações de temperatura também podem conduzir a erros apreciáveis. O efeito relativo dos erros na determinação

da infiltração e expulsão de água superficiais varia de lago para lago, de acordo com as condições locais.

2.3.2.2

Aproximação por Balanço Energético:

Neste caso, a equação que tem a evaporação como incógnita é resolvida para a quantidade de energia exigida para estabelecer o fluxo evaporativo. Emprega-se uma equação de continuidade e a vaporização é calculada como o resíduo exigido para se manter um equilíbrio energético. Apesar desta equação de continuidade ser de energia, uma aproximação do balanço hídrico é também exigida, já que infiltração, vazamento e armazenamento de água representam valores de energia que têm de ser considerados juntamente com as suas respectivas temperaturas. Um balanço é fixado entre a entrada e o gasto de energia, para qualquer tipo de superfície natural.

A aplicação desta aproximação em situações específicas, selecionadas para minimizar o efeito de termos que não são facilmente avaliados, tem sido tentada por vários pesquisadores. Mas é, todavia, recomendada de não ser usada em larga escala, a não ser que a instrumentação empregada para se obter os dados necessários seja de boa precisão (*Villela & Matos, 1975*).

O equilíbrio energético para um lago ou reservatório pode ser expresso como:

$$Q_N = Q_h - Q_e = Q_\theta - Q_v \quad (2.5)$$

- Q_N = radiação efetiva, englobando todos os comprimentos de onda, absorvida pela massa de água;
- Q_h = transferência de calor por contato para a atmosfera;
- Q_e = energia usada para a evaporação;
- Q_θ = aumento de energia armazenada na massa de água;
- Q_v = energia advectada na massa de água (seria o teor de energia efetiva devido a água que infiltra ou vaza. A energia advectada é aquela transmitida por movimento de massa no plano horizontal).

OBS: todas em cal/cm²

Chamando de H_v o calor latente de vaporização e de R o coeficiente de perda de calor por condução em relação à perda de calor por evaporação (chamado de coeficiente de Bowen), esta equação se torna:

$$E = \frac{Q_N + Q_v - Q_\theta}{\rho H_v (1 + R)} \quad (2.6)$$

- E = evaporação em cm;
- ρ = densidade da água;
- H_v = calor latente de vaporização;
- $R = 0.61 \frac{T_o - T_a}{p v_{T_o} - p v_a} \frac{p}{1000}$ (2.7) (Coeficiente de Bowen)
- p = pressão atmosférica;
- T_a = temperatura do ar;
- $p v_a$ = pressão de vapor do ar;
- T_o = temperatura da superfície da água;
- $p v_{T_o}$ = pressão de vapor de saturação correspondente à temperatura T_o ;

OBS: temperaturas em °C e pressões em milibars.

Calor latente é a quantidade de calor absorvida por uma substância numa transição isotérmica de seu estado atual para um menos condensado. Corresponde ao calor absorvido quando uma substância muda de estado. O calor latente de vaporização (H_v) é a quantidade de calor necessária para vaporizar um líquido puro, sob pressão constante.

Na aplicação da equação 2.6, é importante que o valor de Q_N , a troca de radiação efetiva, seja avaliada com precisão. É recomendado o uso de radiômetros, aparelhos específicos para a medição de radiação, capazes de detectar ondas longas e curtas, para a obtenção deste valor. O coeficiente de Bowen é uma tentativa de se eliminar o termo de transferência de calor por contato para a atmosfera (Q_h), já que ele é difícil de ser estimado. O valor 0.61 não é fixo, sendo determinado por um aparelho chamado psicrômetro, que mede a umidade relativa de um gás mediante a diferença de temperatura de dois

termômetros, um dos quais tem o bulbo seco e o outro, molhado. É objeto de muita discussão e Bowen encontrou valores limites de 0.58 e 0.66, de acordo com a estabilidade da atmosfera, concluindo que 0.61 era aplicável para condições ditas normais.

Penman (1956) descreve o balanço calórico (H) como:

$$\text{ganho: } H = R_c(1 - r) - R_B \quad (2.8)$$

$$\text{gasto: } H = E + K + (S + C + M) \quad (2.9)$$

- H = balanço calórico;
- R_c = radiação de onda curta chegando à superfície;
- r = coeficiente de reflexão da superfície;
- R_B = radiação de ondas longas emanadas da superfície;
- E = energia usada na evaporação (calor latente);
- K = energia usada para aquecer o ar (calor de contato);
- S = transferência de calor para a superfície (calor de contato);
- C = calor conduzido para dentro ou fora da superfície (calor de contato);
- M = energia usada para derreter neve (calor latente ou potencial).

De acordo com o autor, termos para energia que são utilizados em fotossíntese, a energia líquida de entrada em uma plantação, e qualquer transferência de calor lateral não precisam ser normalmente considerados. Para a maioria dos casos práticos (excluindo a estimativa de evaporação de reservatórios bem monitorados), os termos S, C e M podem ser também desprezados (S menos freqüentemente que os outros).

Na equação 2.8, os valores de r podem ser obtidos por meio da Tabela 2.1. Eles variam de acordo com o ângulo do sol e condições do tempo. Esta variação com o ângulo do sol é mais acentuada naqueles dias considerados claros, podendo chegar a 100% (a reflectividade é maior ao nascer do sol, reduzindo ao meio dia e tornando-se a se elevar no final). Em dias nublados, quase não se percebe a variação no valor de r.

TABELA 2.1 - Valores do Coeficiente de Reflexão de Superfície (r) Obtidos de Medições com Solarímetro (*Rodda e outros, 1976*)

SUPERFÍCIE	r
Gramados, pastos, cereais verdes	0.20 - 0.28
pastos com gramas altas, irregulares e restos de colheitas	0.16 - 0.24
Capinzais e arbustos	0.16 - 0.24
Floresta de coníferas	0.15 - 0.20
casas	0.15 - 0.17
água	0.05 - 0.10

Já os valores de R_c são recomendados de serem computados por meio de uma equação, conhecida como equação de Angström:

$$R_c = R_a \left(a + b \frac{d_i}{N} \right) \quad (2.10)$$

- R_a = radiação solar total, que teria sido registrada no mesmo local, porém no vácuo;
- d_i = duração de raios intensos de sol (horas);
- N = duração máxima possível dos raios de sol (horas);
- a e b = constantes do lugar. Por exemplo, estes parâmetros são considerados entre $0,08 \leq a \leq 0.22$ e $0.69 \leq b \leq 1.04$ na Inglaterra.

Os valores de a e b são obtidos por meio de medição de valores de R_c e substituídos na equação acima. A medição da radiação solar total é feita por radiômetros.

Os valores de R_B podem ser obtidos pela equação:

$$R_B = \sigma T_a^4 (0.56 - 0.09 \sqrt{p v_r}) (1 - 0.09 m) \quad (2.11)$$

- σT_a^4 = radiação de corpo negro teórico na temperatura média do ar, T_a (°K);

- p_{v_T} = pressão de vapor real do ar (mm de Hg) em uma altura pré determinada;
- m = fração do céu coberto por nuvens.

2.3.2.3

Aproximação por Balanço Aerodinâmico:

A evaporação depende de dois fatores: energia suficiente para proporcionar o calor latente de vaporização e um meio para remoção do vapor produzido. Métodos aerodinâmicos (fluxo de vapor) lidam com o segundo. Muitas fórmulas empíricas têm sido desenvolvidas com base nesta aproximação, expressando a evaporação como uma função de elementos atmosféricos. As mais empíricas são da forma $E = (p_{v_0} - p_{v_a})(a + bv)$, onde \underline{a} e \underline{b} são coeficientes de ajuste de curva; p_{v_0} é a pressão de vapor de saturação da superfície e p_{v_a} é a pressão de vapor do ar em alguma altura pré fixada acima da superfície; e \underline{v} é a velocidade média do vento nesta mesma altura fixada.

Muitos autores desenvolveram métodos à partir de técnicas envolvidas com a transferência turbulenta de vapor de água, a uma pequena distância (z) acima do terreno. O fluxo de vapor de água ($\text{gcm}^{-2}\text{s}^{-1}$) neste caso, é dado por:

$$E = -\rho tr_w \frac{\partial q}{\partial z} \quad (2.12)$$

- ρ = densidade do ar;
- tr_w = coeficiente de transferência aleatória, em correntes circulares, para o vapor de água;
- q = umidade específica, usualmente utilizável para o cálculo da água precipitável na atmosfera, e é a razão dada pela densidade do vapor de água e a densidade do ar úmido (*Villela & Matos, 1975*).

São várias as hipóteses envolvidas no uso desta aproximação. É assumido que, dentro de um metro ou dois acima da superfície do terreno, os efeitos laterais

e de armazenamento de energia são desprezíveis. Também é assumido que esta parte da atmosfera está em estado adiabático, ou seja, não transmite calor, e as condições horizontais são uniformes. Rodda et al. (1976) apontam, ainda, outras condições: o local deveria ser cercado por um "fetch" suficientemente largo e uniforme, podendo-se definir "fetch" como o espaço de circulação da massa de ar na região; as condições locais devem ser constantes e uniformes e deve-se fazer uso de boa instrumentação (termômetros com precisão de 0.01°C e velocidades de vento, com 1%).

2.3.3

Estimativa de Evaporação por Tanques

O tanque é o instrumento mais utilizado para a estimativa da evaporação de reservatórios reais. Apesar das muitas críticas sobre a base teórica deste método, a relação da evaporação reservatório-para-tanque (o chamado coeficiente de tanque) é bem consistente quando se leva em consideração bases anuais, não existindo, assim, muita variação neste valor de região para região (*Linsley et al., 1978*). Muitos dos modelos desenvolvidos para a previsão de ressecamento em solos tomam o coeficiente de tanque como ponto referencial ou dado de entrada. Uma alternativa para o tanque seria um equipamento conhecido como atmômetro. Ele é disponível em uma grande variedade de tamanhos e formas, consistindo, quase sempre, de algum material poroso simulando a superfície evaporando, com um reservatório de água destilada por trás dele.

O tanque padrão de classe A, do "Weather Bureau", é o mais usado. Ele é de ferro galvanizado, não pintado, de 122cm de diâmetro por 25,4cm de altura, e é colocado para exposição em cima de uma estrutura de madeira, tipo um estrado, para permitir que o ar circule por baixo. Ele é enchido até uma altura de 20cm, sendo reabastecido toda vez que o NA desce para 18cm. Este NA é medido diariamente por meio de instrumentação especial, e a evaporação é calculada como a diferença entre os níveis observados, fazendo-se os ajustes para compensar qualquer precipitação que tenha ocorrido, e que é medida por um pluviômetro instalado nas imediações. Além do pluviômetro, utiliza-se, usualmente, anemômetros para se determinar a velocidade do vento sobre o

tanque e termômetros de máxima e mínima, para a medição da temperatura da água e do ar.

Existem três tipos básicos empregados para a exposição dos tanques: a enterrada, a flutuante e a superficial. Não há consenso sobre qual a melhor. Enterrar o tanque tende a eliminar efeitos negativos de contorno, tais como radiação nas paredes laterais e troca de calor entre a atmosfera e o próprio tanque. Porém, desta forma estarão mais suscetíveis a receber lixo, são difíceis de instalar, limpar ou fazer manutenção; os vazamentos não são detectados facilmente e a altura da vegetação adjacente pode ser um fator crítico de influência nos resultados. Além do mais, pode ocorrer troca de calor apreciável entre o recipiente e o solo, dependendo de fatores como o tipo de solo, teor de umidade e cobertura vegetal. Caso não haja um bom isolamento das paredes, estas trocas de calor com o solo produzirão uma grande variação no coeficiente do tanque, principalmente para os menores.

A evaporação de um tanque flutuando em um lago se aproxima mais do valor real do reservatório do que uma instalação em terra, mas, mesmo assim, os efeitos de contorno são também apreciáveis. As dificuldades de observação também continuam, bem como são caras a instalação e a manutenção.

Tanques expostos sobre o terreno experimentam uma maior evaporação que os enterrados, principalmente devido à radiação interceptada pelas paredes laterais, fazendo com que a troca de calor entre ele e o meio produza efeitos irreais que precisam ser considerados. Isto pode ser minimizado com o isolamento das paredes. As principais vantagens deste tipo de instalação são economia, facilidade de colocação, operação e reparos. Em alguns locais é necessário proteger a instalação para eliminar perda de água devido a pássaros e animais, devendo se ter em mente que esta proteção certamente interferirá no coeficiente (Linsley et al., 1978, relatam uma redução de 14% no valor do coeficiente devido ao uso de uma malha metálica instalada ao redor do tanque).

Segundo Rodda et al. (1976), tanques e reservatórios sofrem de algumas desvantagens comuns, tais como corpos estranhos, crescimento de algas, interferência de pássaros e animais, vazamentos não detectados, ondas que podem alterar os registros. Para eles, estes problemas tenderiam a ser maiores em

instrumentos enterrados que elevados, mas os enterrados apresentariam menor perturbação pelo fluxo de ar e possuiriam regimes térmicos que se aproximam mais dos lagos reais.

Observações nos coeficientes de tanques instalados em várias partes do mundo, em dados também relatados por Linsley et al. (1978), mostram uma variação de apenas 12% entre si, com os cálculos feitos em termos anuais. Coeficientes calculados em base não anuais variam mais, devido à armazenagem de energia no reservatório, que pode ser bem diferente durante um período de tempo considerado do que o comportamento apresentado a médio e longo prazo. As mudanças na armazenagem de calor provocam variações acentuadas em valores estimados mensalmente, as maiores % de erros devido à má avaliação das temperaturas.

Experiências práticas tem demonstrado que a transferência de calor por contato através do tanque pode ser considerável, podendo fluir em ambas direções, dependendo das temperaturas do ar e da água. Advecção (transmissão de calor por movimento de massa no plano horizontal) por meios de água adicionada ao tanque não é normalmente considerada de ser muito importante, mas a advecção de calor por contato através das paredes é suficiente para produzir uma variação moderada no coeficiente sob regimes climáticos instáveis (*Villela & Matos, 1975*).

2.3.4

Evaporação em Solos

Como já dito, a evaporação pode ocorrer à partir da superfície de um solo úmido, em taxas próximas às de reservatórios de água livre. Por isso, é de se esperar que os métodos desenvolvidos para a estimativa de taxas evaporativas destes reservatórios sejam aplicáveis na análise da vaporização de líquidos à partir de solos, com as devidas correções. 75 a 90% da evaporação do solo ocorre durante o dia e existe pouca dúvida que a sua taxa de transferência de líquido para a atmosfera, sob condições meteorológicas fixas, diminui quase que exponencialmente com o tempo. Se a superfície é coberta por plantas, a vegetação

transporta água para a atmosfera, principalmente através das folhas, um processo conhecido como transpiração. Quando o solo começa a secar e o fluxo evaporativo diminui, a sua temperatura aumenta para manter o balanço energético. O processo termina desde que não haja mecanismos efetivos para transporte de água à partir de profundidades muito grandes. Assim sendo, pode-se dizer que a taxa de evaporação é limitada pela disponibilidade de água. Prevedello (1996), dentre outros, faz uma exposição sobre tema.

Quando o solo está mantendo toda a água que ele pode contra a força da gravidade, um estado atingido uns dois a três dias após ter sido saturado por chuva pesada, ele está em uma escala de umidade disponível conhecida como capacidade de campo. Esta capacidade seria definida como a quantidade de água mantida no solo, após o excesso de água gravitacional ter sido drenado. A amostragem no 3º dia após a chuva ter saturado o perfil, permite a sua determinação.

Os fluxos evaporativos em solo são de difícil previsão, já que, neste caso, é um processo acoplado, que depende tanto das condições atmosféricas quanto das propriedades do solo, tais como o potencial de água na superfície do terreno, condutividade hidráulica e condições de água subterrânea. Existem numerosos métodos para calcular evaporação em solos. A grande maioria fornece somente uma estimativa da vaporização potencial, sendo que a taxa real de superfícies de solo, principalmente quando não saturado, é muito menor que o potencial de evaporação (*Wilson et al., 1993*). Daamen & Simmonds (1996) apresentam um revisão sobre métodos de previsão de evaporação de superfícies de solo, bem como técnicas para a sua medição.

Um trabalho muito citado nesta área de estudos sobre secagem de solos é o de Gardner & Hillel (1962). Eles caracterizaram o processo de transferência de água do solo com ocorrendo em dois estágios. Durante o segundo estágio, esta taxa diminuiria continuamente com o tempo e o teor de umidade do solo, e este, por sua vez, também decresceria. Eles afirmam que durante o estágio inicial de secagem, a evaporação acumulativa de um solo se aproximaria de uma quantidade constante, que seria independente da taxa em que a vaporização se processou. Após um tempo suficientemente longo, a taxa de evaporação se tornaria

independente do potencial de evaporação e dependente somente da distribuição do teor de umidade e das propriedades de transmissão de água do solo. Também concluíram que, a longo e médio prazo, evaporação de campo sob taxas que variam ao longo do dia, seriam semelhantes àquelas sob condições constantes, mostrando que adição de pequenas quantidades de água superficial a um solo não teriam efeitos a longo prazo no cálculo da perda acumulativa de água.

Brown & Thompson (1977), citados por Cargill (1985), estudaram o material dragado de cursos de rios que eram depositados e deixados secar sob influência de radiação solar, aplicando uma abordagem semi-empírica. Concluíram que a evaporação de água destes materiais depositados também ocorreria em dois estágios. Durante o primeiro, teria-se água livre suficiente na superfície do material, de modo que o fluxo evaporativo ocorreria em seu potencial máximo, isto é, a eficiência de evaporação C_E seria igual a 1,0. No segundo estágio, o processo de secagem ocorreria em alguma fração desta taxa, ou seja, $C_E < 1,0$, diminuindo ainda mais, à medida que a profundidade da crosta seca aumentasse. Eles definiram, por análise estatística, o teor de umidade abaixo do qual a água não poderia mais ser retirada do material por meio de fluxo evaporativo, $w = 2.53 LL_T$, onde LL_T é o limite de liquidez de amostras que foram secas e reconstituídas antes do teste. O ponto que dividiria o primeiro e segundo estágios de secagem foi definido como sendo quando os 2cm superiores da crosta atingissem um teor de umidade de $w = 1.86 LL_T$. Segundo os autores, a camada não saturada avançaria até uma certa profundidade, por eles observada como ficando em torno de 120cm, e o teor de umidade cresceria uniformemente de $1.86LL_T$ no topo até $2.53LL_T$ na base. Além deste segundo estágio, a evaporação ocorreria em uma taxa sempre decrescente, com a água sendo perdida da camada inteira devido ao fissuramento. A superfície continuaria secando até uma fração do limite de plasticidade do material, enquanto que abaixo de profundidades de 5 a 10cm, o material estaria entre o limite de plasticidade e o de liquidez.

Hayden (1978) e Haliburton (1978) também propuseram métodos para a estimativa de recalques em aterros formados por material dragado e que levam em consideração o ressecamento. Pelas observações deste último, a perda de água do solo depositado provocada por evaporação seria um processo em três estágios. O primeiro seria caracterizado pelo fluxo evaporativo da água livre superficial na

taxa potencial. O segundo seria governado pelo potencial de reabastecimento capilar do solo, e ocorreria em uma taxa um pouco inferior à potencial. A secagem de materiais depositados, em condições por ele ditas *normais*, seria essencialmente controlada por esta etapa. O primeiro estágio seria um período que ele define como de fluxo livre, e terminaria quando o teor de umidade do topo da crosta atingisse 1.8LL. No segundo, a crosta secaria até $w = 1.2LP$ (LP = limite de plasticidade). Para o cálculo dos efeitos de ressecamento, ele assume que inicialmente a profundidade inteira do aterro existe em uma umidade de 1.8LL e que a evaporação a reduziria para 1.2LP em taxas de $0.35E_p$ para um ambiente salino e $0.5E_p$ para água fresca. E_p é definido como a taxa potencial de vaporização. Não são previstos limites nas profundidades nas quais estas taxas não seriam mais efetivas.

Pesquisas de laboratório de vários autores, citadas por Cargill (1985), sugerem uma confirmação de que taxas de evaporação em solos durante o primeiro estágio de secagem, seriam realmente alguma fração constante da taxa potencial ambiental, esta sendo normalmente tomada com base na taxa de tanque de classe A. As taxas cairiam exponencialmente a uma quantia negligenciável durante o que seria o segundo estágio, à medida que o NA também vai descendo, obedecendo o modelo da Figura 2.4.

De acordo com Cargill (1985), para material granular depositado, como resíduos de mineração ou resultante de dragagem, $C_E < 1.0$. Algumas vezes, a eficiência de evaporação pode até ser maior que 1.0, como no caso de materiais em água fresca. Pela Figura 2.4, tem-se:

$$C_E = C'_E \quad \text{para } 0 \leq t \leq t_1 \quad (2.13)$$

$$C_E = C'_E \exp(-ct) \quad \text{para } t > t_1 \quad (2.14)$$

- C'_E = eficiência de evaporação máxima para um tipo de solo;
- t_1 = término do primeiro estágio de evaporação;
- c = coeficiente dependente das condições do solo e do meio ambiente.

Também segundo Cargill (1985), há evidências de que durante o segundo estágio de secagem, a C_E varie com a profundidade do NA, conforme mostrado na Figura 2.5. A relação exponencial nesta figura seria descrita por:

$$C_E = C'_E \exp(-c_1 h_{wt}) \quad (2.15)$$

- c_1 = coeficiente dependente das condições do solo e do meio;
- h_{wt} = profundidade do NA abaixo da superfície.

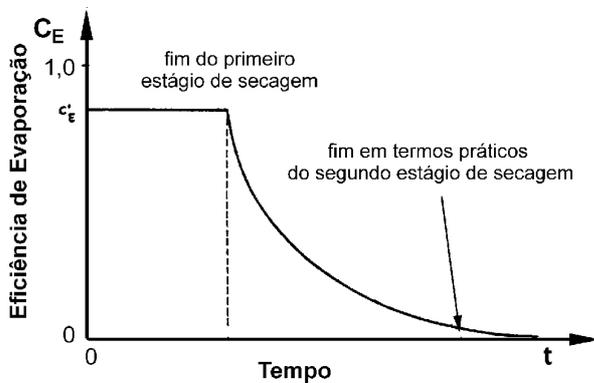


FIGURA 2.4: Eficiência de Evaporação em Solo em Função do Tempo (*adaptado de Cargill, 1985*)

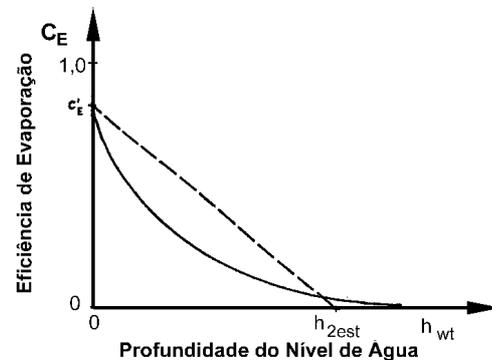


FIGURA 2.5: Eficiência de Evaporação em Solo como Função da Profundidade do NA (*Cargill, 1985*)

As fórmulas 2.13 a 2.15 foram obtidas por meio de ensaios de laboratório, sob condições de evaporação constante. As características dos solos ensaiados não foram relatadas. Devido a várias incertezas, a expressão exponencial é recomendada de ser simplificada para uma linear:

$$C_E = C'_E (1 - h_{wt}/h_{2est}) \quad \text{para } h_{wt} \leq h_{2est} \quad (2.16)$$

- h_{wt} = profundidade do NA;
- h_{2est} = profundidade máxima afetada pelo segundo estágio de evaporação.

Algumas pesquisas sobre o fluxo evaporativo após a taxa deixar de ser a potencial, que tem sido definido como o segundo estágio de evaporação, como as de Idso et al. (1979), Black et al. (1969), mostraram que a perda de água acumulativa neste período é aproximadamente proporcional à \sqrt{t} , o que foi inclusive observado experimentalmente no caso de rejeitos de mineração depositados por via úmida (Swarbrick & Fell, 1992).

2.3.5

Transpiração e Evapotranspiração

Para a recuperação da área de disposição dos resíduos e sua reintegração ao meio ambiente, muitas vezes é feito a restauração do capeamento de vegetação natural que ali existia anteriormente, submetendo o material depositado a uma sobrecarga extra. A eliminação de líquido dos rejeitos depositados irá continuar, sendo que agora ele passa a ser captado não só pelo sistema de drenagem do lago, mas também pelas plantas deste capeamento. Este processo pelo qual as plantas eliminam vapor de água para a atmosfera é conhecido como transpiração. Somente uma pouca parte da água absorvida pelo sistema de raízes da plantas permanecem em sua estrutura. Quase tudo é descarregado para a atmosfera como vapor através da transpiração, sendo este o principal mecanismo pelo qual a chuva caindo na Terra, retorna à atmosfera.

Enquanto a folha transpira, ela desenvolve uma sucção que tem o efeito de movimentar a água através da planta, movimento este que é iniciado pela absorção através das raízes. À medida que o solo seca, a taxa de liberação de água diminui até que, finalmente, seu teor de umidade é tão pequeno e a força retendo esta água se torna tão grande, que a planta não pode mais absorvê-la. Este teor de umidade limite é importante dentro da hidrologia, sendo conhecido como "*wilting point*" ou "ponto de murchamento".

No estado de capacidade de campo do solo, a força exercida pela planta para absorver água por suas raízes é mínima e a eficiência de transpiração pode ser máxima. A cobertura vegetal tem um suprimento abundante de umidade e sua taxa de perda de água para a atmosfera é governada só por condições climáticas. Esta

taxa é conhecida como taxa de evapotranspiração potencial ou transpiração potencial e é considerada de ser independente do tipo de cobertura vegetal. Ela seria correspondente à perda de água que ocorreria se em momento algum houvesse deficiência no suprimento de água do solo para a vegetação. Evapotranspiração, na realidade, seria a consideração da evaporação total da água livre, solo e vegetação, simultaneamente. O conceito de evapotranspiração potencial é utilizado na hipótese de que qualquer redução na evapotranspiração devido a uma deficiência de umidade do solo seja independente das condições meteorológicas.

Quando a umidade do solo se torna limitada, a transpiração ocorre em uma taxa real ou atual ao invés da potencial, mas não se sabe exatamente em que estágio no processo de secagem do solo isto ocorre. Alguns pesquisadores consideram que estas taxas (real e potencial) são iguais até se atingir o chamado "wilting point", enquanto outros acham que a diferença começa imediatamente após o solo secar abaixo da capacidade de campo (*Rodda et al., 1976*).

A evapotranspiração normal pode ser calculada com base nos mesmos princípios usados no cálculo da evaporação simples, como por exemplo, através da aproximação por balanço hídrico. Os dados necessários para se estabelecer este balanço podem ser assumidos como os valores médios de registros efetuados a longo prazo. O método de balanço hídrico pode também ser aplicado para períodos curtos de tempo, porém, neste caso, os erros podem ser grandes (*Villela & Matos, 1975*). Registros antigos podem ajudar a fazer os ajustes sazonais devido a grandes tempestades ou secas.

Já no caso de se utilizar a aproximação por balanço energético, ao invés de se preocupar com armazenamento de calor em uma massa de água, deve-se agora calcular aquele armazenado em um perfil de solo. O calor específico de um solo varia em torno de 0.2 a 0.8cal/cm³, dependendo do seu teor de umidade e tipo, precisando ser conhecido o calor específico e a temperatura por todo perfil. A única exigência adicional é a área em análise ter água suficiente todo o tempo.

Algumas técnicas empíricas tem sido desenvolvidas para se estimar evapotranspiração potencial com base em dados climatológicos obtidos rotineiramente. Destas, as que se baseiam só na temperatura como único índice

para se estimar o suprimento de energia, negligenciando a quantidade de nuvens, umidade, vento e outros fatores, são tidos como os mais suscetíveis a erros (*Villela & Matos, 1975*). De acordo com Linsley et al. (1978), ao invés da temperatura, um melhor índice para estimar a evapotranspiração potencial seria a taxa de evaporação de água livre, mesmo com as diferenças na rugosidade da superfície, reflectividade e outros fatores que possam estar envolvidos.

Muitas das observações sobre evapotranspiração também são feitas em recipientes de solo, conhecidos como tanques, evapotranspirômetros, lisímetros ou caixas de secagem. Os dois primeiros termos se aplicam mais a recipientes com base selada, enquanto o último tem sido empregado para bases permeáveis ou com um mecanismo para manutenção de pressão negativa (sucção) na base. A evapotranspiração é calculada pela manutenção de um balanço hídrico do dispositivo, fornecendo, como no caso dos tanques de evaporação de água livre, um índice.

Lisímetros ou caixas de secagem são usados para estimar a evaporação de solos com ou sem cobertura vegetal, cobertura esta que pode ser grama ou outras plantações, até mesmo árvores. É instalado de modo que sua borda fique nivelada com o terreno. Tenta-se enchê-lo com o solo menos perturbado possível. Porém, é mais simples e mais usado tentar substituir o solo indeformado por uma reconstrução numa seqüência o mais aproximada do real possível e compactá-lo. Uma descrição mais detalhada sobre lisímetros pode ser encontrada, por exemplo, em Tucci (1993). Resultados experimentais têm indicado que medições confiáveis de evapotranspiração podem ser feitas com grandes lisímetros de 5m ou mais de diâmetro, desde que aplicada uma sucção na base comparável àquela do perfil de solo natural (*Rodda et al., 1976*). Se uma cobertura vegetal for testada, o crescimento das raízes não pode ser inibido.

Swarbrick & Fell (1992) relatam o uso de caixas de secagem em laboratório para a estimativa de fluxo evaporativo em resíduos de lavagem de bauxita, e que também foram consideradas de ser lisímetros. Estas caixas que eles utilizaram tinha 0.5 por 0.5 metros, com os lados ajustáveis para permitir medições de perda de água bruta. Um simulador de luz solar é montado, consistindo de uma estrutura rígida de luzes suspensas sobre a caixa, emitindo radiação para a superfície do

rejeito. Todo equipamento é apoiado em duas seções de aço, deixando-o a aproximadamente 0.4m acima do chão. Uma estrutura de aço leve fecha a caixa, simulador e colunas, para permitir a suspensão da emissão de radiação e proporcionar uma proteção de seus raios intensos.

Para o acompanhamento do processo, são medidas a massa total, de onde se obtém a umidade média, e a altura que o material recalca. Tensiômetros e termômetros medem a sucção e a temperatura. Amostradores com diâmetro de 50mm, de parede fina, bi partidos, são usados para extrair amostras para medição do teor de umidade, sucção e densidade. As medições de sucção são feitas utilizando papéis filtro calibrados para medir poro pressão da ordem de 100kPa.

Para simular a variação natural da radiação solar, são aplicados segmentos de 8hrs de intensidade total de radiação, controlado por um regulador de tempo. A intensidade aplicada é de 95% da do pico de radiação natural equivalente, assumindo que ela siga uma distribuição semi senoidal. O pico de radiação natural é obtido da taxa potencial média de evapotranspiração diária multiplicada por π .

Através deste equipamento, Swarbrick & Fell (1992) obtiveram curvas de evaporação acumulada contra o tempo para os resíduos de lavagem de bauxita. Verificaram que eles exibem os padrões clássicos de evaporação de um meio poroso homogêneo, sem cobertura. Por isto, acham que as mesmas teorias usadas para estimativa do fluxo evaporativo à partir de água livre podem também ser aplicadas a este material.

Swarbrick (1994) e Koupai et al. (1995) relatam também o uso de mini lisímetros para a estimativa da permeabilidade não saturada de resíduos de mineração.

2.3.6

Alguns Modelos para Cálculo de Fluxo Evaporativo

No caso específico da evaporação, o desenvolvimento de métodos que utilizam registros meteorológicos rotineiros tem sido muito procurado. Esta foi uma maneira encontrada para contornar a necessidade de usar muita

instrumentação como apoio na aplicação destas aproximações teóricas. Estes métodos são, na sua maioria, empíricos ou semi-empíricos. Uma revisão sobre o assunto é apresentada por Pereira et al. (1999).

Os modelos mais comuns que são empregados no cálculo da taxa real de transferência de água para a atmosfera tomam como base os métodos que estimam a taxa potencial de evaporação ou evapotranspiração. Esta taxa seria um limite superior, assumindo que a água é livremente disponível na superfície. Porém, a taxa real de evaporação de um solo depende da disponibilidade de água aí existente. Assim, em muitos casos, estes métodos baseados na taxa potencial acabam por fornecer uma superestimativa da evaporação real, principalmente quando aplicados a uma superfície não saturada (*Wilson et al., 1993*). Não há ainda, mesmo no caso de solo saturado, um consenso entre os hidrologistas de quando a taxa real de evaporação se diferenciaria da potencial.

Um dos modelos mais utilizados na estimativa de evaporação é o de Penman (1948). É uma aproximação obtida pela solução simultânea das equações de balanço energético e aerodinâmico, apresentadas no capítulo anterior, e combinadas de modo a eliminar a necessidade de medições da temperatura na superfície que está evaporando, dado exigido pelos dois métodos quando aplicados separadamente. A formulação é baseada na hipótese de que a pressão de vapor na superfície do terreno se iguala à pressão de vapor de saturação da água. Em outras palavras, a superfície é admitida de ser uma superfície de água livre, ou seja, saturada. O método é essencialmente um processo de dois estágios, envolvendo o cálculo da evaporação de uma superfície hipotética aberta de água (E_0) e depois a sua conversão para a evaporação de solo (E_T) pela aplicação de uma constante obtida por meio de um lisímetro ou caixa de secagem. Porém, pode resultar em uma apreciável superestimativa da evaporação sob condições calmas e úmidas e uma correspondente subestimativa para condições secas e com muitos ventos. Ele é considerado mais preciso quando aplicado a superfícies abertas de água, tais como lagos e reservatórios (*Linsley et al., 1978*).

Outros métodos bastante difundidos são os de Thornthwaite (1948); Turc (1954) e Crowe (1957). Wilson et al. (1993) propuseram uma modificação no método de Penman, para fazer previsão de fluxos evaporativos de solos reais. A

formulação modificada calcula a evaporação com base na pressão de vapor real da superfície do solo e em processos de transferência de massa e calor acoplados no perfil abaixo do contorno atmosfera-solo. O método foi desenvolvido com o objetivo de projetar um sistema de cobertura para rejeitos usando solo, minimizando o fluxo de água neles ou mesmo para criar barreiras para evitar a difusão de gases. Segundo os autores, é indicado para o cálculo da taxa real de evaporação de superfícies de solos sem cobertura vegetal e não saturados. O método é considerado ainda muito sensível ao valor da condutividade hidráulica e características de retenção de umidade do perfil de solo. Condições antecedentes de umidade, eventos de precipitação e níveis de água subterrânea também são considerados importantes.

Wilson et al. (1993) aplicaram seu método na avaliação do fluxo evaporativo da superfície de rejeitos de mineração depositados por via úmida, para comparar com os resultados fornecidos pelo método de Penman e também com os medidos in situ. Os valores fornecidos pelo método tradicional de Penman foram considerados como um limite superior da evaporação. O método modificado pelos autores passaria a corresponder à evaporação real do solo, concordando melhor com os valores medidos. A superestimativa feita pelo método de Penman seria devido principalmente à hipótese de que a superfície do solo é sempre saturada. Wilson et al. (1993) verificaram, porém, que a pressão de vapor real na superfície dos rejeitos é, na verdade, muito menor que os valores correspondentes à saturação de água.

2.4

Movimento de Água Pela Zona Não Saturada

Com o solo exposto à evapotranspiração contínua, chega-se a um ponto em que ele perde a saturação. Para completar a análise de seu ciclo hidrológico, apresenta-se, agora, uma visão de como seria o movimento de água por esta camada não saturada. Assim, pode se ter uma noção qualitativa de, por exemplo,

no caso de chuvas, como poderia ser o processo de ressaturação e a redistribuição de umidade pelo perfil. Uma revisão sobre o assunto é apresentada por Wang & Benson (1995) e Prevedello (1996), dentre outros.

No solo acima do NA, a água pode ocorrer em todas as três fases, sendo que na fase líquida, ela é apenas uma solução fraca de sais e substâncias orgânicas. A água, nos solos não saturados, preenche parcialmente os vazios, sendo o restante ocupado por vapor de água e de ar. Ela passa a ser classificada em função da força crescente em que é encontrada na matriz: água gravitacional, água capilar e umidade higroscópica. Também existe a água que é quimicamente combinada com os minerais do solo, mas que é ignorada para propósitos hidrológicos.

O movimento de água pela zona não saturada ocorre devido tanto à forças de gravidade quanto capilares. O potencial total em qualquer ponto é uma soma das duas forças (gravitacional e capilar) e a água move-se de áreas de maior para menor potencial. Enquanto a gravidade não for a força dominante, a água pode se mover em qualquer direção. O movimento ascensional de água mais marcante é assumido de poder ocorrer dentro da franja capilar, imediatamente acima do NA, dentro da zona onde também poderão estar as raízes. A evaporação de solos úmidos sem nenhuma cobertura ocorreria como um resultado deste movimento ascensional que acontece por ação capilar.

Os principais fatores que controlam a percolação de água pela zona não saturada são a evaporação e a transpiração. A infiltração também tem um papel importante, mas não estará sendo considerada num primeiro momento. A condutividade hidráulica não saturada, às vezes referida como condutividade capilar, é a propriedade do solo mais relevante no processo de movimentação de água, e por sua vez, depende do teor de umidade. Em geral, quanto menor um, também menor é o outro, com os valores máximos sendo atingidos próximo à saturação. Esta propriedade do solo depende ainda de outros fatores, tais como o tamanho dos poros e sua interligação, grau de compactação do meio e sua textura. Uma queda no teor de umidade faz cair rapidamente a condutividade hidráulica não saturada.

A água é retida no solo principalmente devido às forças de tensão superficial. Nas camadas que absorvem a água mais prontamente, uma força

adesiva é desenvolvida como resultado do ângulo de contato muito baixo entre a água e a superfície. A ocorrência de sais podem causar forças osmóticas, que também podem ser significativas. À medida que o teor de água do solo diminui, pode ser imaginado que a curvatura do menisco ar-água entre duas partículas de solo aumenta. Esta curvatura aumentando significaria uma diminuição na energia livre das moléculas de água, fazendo com que poucas continuem escapando para atmosfera, reduzindo o fluxo evaporativo, além ocasionar um rebaixamento na pressão de vapor para aquela temperatura.

Existem várias maneiras de se expressar esta diminuição na energia livre, mas a mais freqüente, em termos da Hidrologia, é considerá-la como a elevação capilar que seria necessária para reproduzir a tensão de tração umidade-solo existente (*Wang & Benson, 1995*). Por conveniência, esta elevação capilar é tomada como sendo o logaritmo da força de sucção (h), em cm de água, com a qual a umidade do solo está em equilíbrio. Esta força é chamada de pF do solo, onde:

$$pF = \log h \quad (2.17)$$

Um dos processos responsável pela ressaturação do solo é a infiltração. Ela é definida como sendo o processo pelo qual a chuva entra no solo devido a combinação de forças capilares e gravitacionais, elevando o seu teor de umidade. Quando o solo não pode mais aceitar água, surgem as poças, seguidas pelo fluxo superficial até o canal de drenagem mais próximo. No caso estudado, ela poderá ocorrer quando uma nova camada de lama for disposta sobre uma outra já seca, como mostra a Figura 2.2, estágio 07.

Para os hidrólogos, não existe uma distinção clara entre infiltração e percolação. Usualmente, eles consideram que a primeira é relacionada com a entrada de água na interface ar-solo e a última, com o movimento de água em direção à zona saturada, através do perfil de solo. O fluxo interno causado por diferenças de permeabilidade vertical de alguns horizontes, presença de fissuras, influência de forças capilares e inclinação do terreno, é tido como um movimento lateral da água e que terminaria em canais naturais e/ou drenos.

Inicialmente, quando a chuva cai na superfície de uma camada de solo ressecado, as forças capilares são dominantes, mas a influência da gravidade aumenta com o tempo. A distribuição da umidade no perfil de solo, à medida que a água se move penetrando na camada, tem sido dividida pelos hidrologistas em quatro zonas: zona de saturação; zona de transmissão; zona de umedecimento ou molhagem; frente de molhagem.

A zona de saturação é tomada como uma camada superficial fina (~15mm de espessura, segundo Linsley et al., 1978) que é saturada com água. Ela passa para a zona de transmissão com uma acentuada queda de umidade, que, então, se torna razoavelmente uniforme. Se a infiltração continua, a frente de molhagem desce, tornando a zona de transmissão maior. Quando ela para, a água é redistribuída no perfil. As zonas superiores começam a drenar e a água continua a descer até que todas as zonas atinjam a capacidade de campo.

A taxa máxima que um solo pode absorver chuva, ou mesmo qualquer outro líquido lançado sobre sua superfície em uma dada condição, é chamada como sua capacidade de infiltração. As taxas de infiltração são basicamente influenciadas por dois fatores: capacidade de armazenagem nas camadas mais superficiais e a taxa em que a água desce pela zona não saturada. Se a taxa em que a infiltração está ocorrendo é menor que a capacidade de infiltração do solo, então haverá escoamento superficial. Para qualquer período de chuva, a taxa de infiltração vai diminuindo com o tempo, tendendo a um valor mínimo, que representaria a taxa de infiltração de equilíbrio do perfil. Esta taxa de equilíbrio, obtida em um tempo determinado, depende de vários fatores, incluindo natureza física do solo, por exemplo. Quando a chuva cessa ou não mais existir camada sobrenadante, a evaporação começa a secar a camada superficial. A água subirá no perfil quando as forças capilares excederem as gravitacionais, tentando repor perdas causadas por percolação e transpiração.

A velocidade de descida das moléculas de água não é a mesma ao longo de toda a zona não saturada, podendo ocorrer ao longo dela, valores diferentes da que ocorrem na frente de molhagem. Em um meio onde o fluxo intergranular predomina, o movimento é como se fosse por deslocamento, isto é, uma gota de água adicionada no topo da camada, desloca a água por toda a coluna, um

mecanismo de movimento referido como "fluxo de pistão". Mas, a velocidade do fluxo de água através dos poros de diferentes tamanhos não é uniforme e também tem-se que considerar fissuras e rachaduras, que permitem com que a água se mova mais rapidamente para camadas mais profundas (Rodda *et al.*, 1976).

Quanto maior o volume de infiltração, mais rápido o NA responde. De acordo com Smith *et al.* (1970), com a presença de fissuras no solo, o fluxo de líquido infiltrado passaria a ocorrer preferencialmente através delas desde que também houvesse contribuição de água pelo perfil de solo saturado. Estes autores observaram este processo de fluxo preferencial pelas fissuras com o uso de substâncias fluorescentes e rastreadores. De acordo com os seus ensaios, a proporção final de contribuição para o armazenamento da água subterrânea feita por fluxo direto através das fissuras foi, em geral, relativamente pequena. E nestes mesmos ensaios, eles também observaram que a infiltração medida foi, na realidade, maior que a calculada pelo método de balanço hídrico usual.

2.5

Alguns Métodos Para Estimativa da Influência do Ressecamento no Adensamento

Estes são os modelos que tentam resolver o problema que está sendo analisado e foi ilustrado na Figura 2.1 e 2.2. Quando camadas sucessivas de sedimentos transportados hidraulicamente são depositados periodicamente dentro de uma área de contenção, pode ocorrer um processo de adensamento e ressecamento simultaneamente. Cada período de tempo durante o qual os sedimentos são depositados pode ser chamado de um ciclo, e a espessura incremental da camada no fim de cada ciclo será proporcional à quantidade de sólidos lançada.

Ao final de cada ciclo, existirá na área de contenção uma camada completamente saturada. Após um certo tempo, o líquido sobrenadante evapora e o topo da camada começa a ressecar. Este ressecamento, junto a vazamentos e drenagens existentes no reservatório, promove o rebaixamento do NA, elevando o

peso do sedimento que compõe a camada devido à perda da submersão e provocando a diminuição da espessura total. Este processo de ressecamento, drenagem e adensamento continua até o início do próximo ciclo, quando a região é novamente inundada.

Durante o segundo ciclo, uma camada adicional é lançada. Se este processo de lançamento é relativamente contínuo, pode ser assumido que a espessura da camada aumentará linearmente e a taxa de elevação da pressão nas camadas depositadas anteriormente será aproximadamente constante (*Casteleiro et al., 1981*). A localização da interface entre as zonas saturadas e não saturadas estará sempre se movendo, dificultando a descrição matemática da situação, principalmente devido ao desconhecimento da posição do NA com o tempo, influência das condições meteorológicas e pouca informação sobre o comportamento não saturado.

Dentre os métodos que tentam resolver este problema, pode ser citado o de Casteleiro (1975). Este autor apresentou um modelo capaz de prever recalques da mesma ordem de grandeza dos medidos no campo, considerando tanto efeitos de adensamento como de ressecamento. Ele é baseado na teoria de adensamento com deformações infinitesimais, para aplicação tanto nas camadas saturadas como nas não saturadas, considerando a evapotranspiração. Johnson (1976), por sua vez, desenvolveu um modelo matemático para previsão de adensamento de material dragado também com base na teoria de adensamento a pequenas deformações e incluindo cálculos de sedimentação. Posteriormente, este mesmo modelo foi modificado por Palermo et al. (1981) para incluir uma forma empírica para o cálculo do ressecamento. Krizek & Casteleiro (1977) propuseram um método para a previsão do teor de umidade de uma camada de sedimentos dragados após sua disposição, bem como sua taxa de adensamento. De acordo com os autores, este método auxiliaria a avaliar as diferentes técnicas que poderiam ser utilizadas no campo para acelerar os recalques, entre elas, o ressecamento.

Casteleiro et al. (1981) apresentaram um modelo matemático onde o problema de valores de contorno governante é definido em termos de poropressões, por meio de duas equações de campo, uma para o domínio saturado e outra para o não saturado; uma condição de contorno de drenagem, uma de

evapotranspiração e uma série de condições de continuidade nas interfaces entre as diferentes camadas. Um método de diferenças finitas em conjunto com uma técnica de linearização foi usada para a resolução. Encontraram que, apesar da condição de drenagem na base da camada sedimentada ter uma influência marcante na taxa de adensamento durante o período de deposição, durante o ressecamento esta influência é quase desprezível devido ao fato de que a dissipação do excesso de poropressão é atribuído principalmente ao potencial de evapotranspiração. Por isso, passaram a achar que não era justificável investir na melhoria das características de drenagem de fundo, a não ser que os períodos de liberação de líquido devido à deposição de material novo fossem muito longos ou freqüentes. Já o valor da taxa de transpiração teria um efeito importante na de adensamento durante os estágios iniciais de ressecamento, efeitos estes que tenderiam a desaparecer à medida que o NA atingisse uma posição de equilíbrio e levaria à diminuição da transpiração.

Colombera (1983) verificou que enquanto a lama ainda estivesse saturada, o fluido atingiria a superfície em uma taxa governada pela evaporação livre, com a sucção sendo desenvolvida só quando esta taxa de evaporação excedesse aquela na qual a umidade está sendo transportada para a superfície via drenagem hidráulica. Esta sucção provocaria um aumento de densidade no solo na mesma lei de compressibilidade do adensamento (lama saturada). Cooling (1985) tentou adaptar o modelo de adensamento com grandes deformações para incorporar o ressecamento de lamas vermelhas. Ele utilizou ensaios de laboratório para investigar o efeito da evaporação no mecanismo de transporte de água.

Cargill (1985) desenvolveu um modelo para análise de materiais de granulometria fina, que eram dragados de cursos de águas navegáveis e lançados em áreas de deposição. É baseado na teoria de adensamento à grande deformações, considerando propriedades não lineares do solo, sendo admitida a uni-dimensionalidade devido à grande extensão de área de deposição em relação à profundidade. Se baseia em uma abordagem empírica e bem simplificada do processo de ressecamento, ajustando observações prévias feitas em solos convencionais e em materiais depositados. Discutindo a interação dos processos de adensamento e ressecamento, ele propõe um tratamento matemático que é resolvido pelo método das diferenças finitas, com um algoritmo explícito para a

solução do adensamento e ajustes na condição de contorno do topo feitos de acordo com a quantidade de ressecamento ocorrida. Não é considerado o processo de sedimentação, com a justificativa de que ele é completado em poucas horas ou dias após o lançamento do material, e, portanto, não teria efeito na capacidade de armazenamento do reservatório a longo prazo. A evaporação é definida como sendo uma função da taxa média de evaporação de tanque de classe A. O autor acha que apesar de misturar o empirismo com um modelo mais ou menos sofisticado como o de adensamento a grande deformações, a confiabilidade do cálculo global dos recalques deve aumentar, já que a maioria dos erros acumulativos devem ficar limitados só à etapa de cálculo do ressecamento.

Swarbrick & Fell (1992) descrevem um modelo unidimensional de sedimentação e ressecamento, desenvolvido especialmente para rejeitos de mineração com alto teor de fração argila depositados ao ar livre. A aproximação é semi-empírica e prevê a densidade média e o teor de umidade de uma camada de rejeitos durante a sedimentação/adensamento, evaporação de 1^o e 2^o estágios, e durante este último, ocorrendo o ressecamento. O método emprega princípios tanto geomecânicos como físicos do solo, permitindo variar a evaporação, chuva e altura inicial de sólidos. O modelo permite, ainda, que os efeitos de diferentes profundidades de camada inicial, teores de umidade iniciais e potenciais de evaporação disponíveis sejam comparados com o tempo de secagem total. Eles definem sedimentação como a descida dos flocos até um estado onde a interação entre partículas se torna significativa e já se desenvolvem tensões efetivas consideráveis. Como as teorias que incorporam a interação fluido-partícula exigiriam muito esforço computacional, não compatível com muitas situações práticas, consideram uma outra aproximação para o cálculo da sedimentação, baseando-se em observações experimentais no material pesquisado.

Para a estimativa do primeiro estágio de evaporação, Swarbrick & Fell (1992) assumem a teoria desenvolvida por Gardner & Hillel (1962) como sendo válida para os rejeitos. Admitem que a evaporação acumulada durante o 2^o estágio segue aquela dada pela solução teórica de Gardner (1959). Pela forma como o método foi apresentado, considerando os dois de estágios de evaporação ocorrendo logo após ao que eles classificaram como "sedimentação", é de se esperar que o adensamento por peso próprio esteja também incluído nesta fase. O

modelo foi comparado com medições de campo e foi considerado de dar bons resultados.

Abu-Hejleh & Znidarcic (1995) também apresentaram uma nova teoria de ressecamento para análise de efeitos de adensamento e secagem de resíduos de granulometria fina. A teoria inclui quatro segmentos consecutivos que corresponderiam cronologicamente às fases que uma camada de solo mole é submetida no campo após a disposição: adensamento sob compressão unidimensional; ressecamento sob contração unidimensional; propagação de fissuras verticais e alívio de tensões de tração e, por fim, ressecamento sob contração tridimensional. A teoria foi validada por ensaios em centrífuga apresentados por Oliveira Filho (1998).