

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**HIDROGEOLOGIA URBANA: QUANTIFICAÇÃO DA
RECARGA PARA SUBSIDIAR UMA EXPLORAÇÃO
SUSTENTÁVEL**

Ingo Wahnfried

Orientador: Prof. Dr. Ricardo César Aoki Hirata
Co-Orientador: Marcos Mondin

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2003/31)

SÃO PAULO
2003

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



**HIDROGEOLOGIA URBANA: QUANTIFICAÇÃO DA
RECARGA PARA SUBSIDIAR UMA EXPLORAÇÃO
SUSTENTÁVEL**

Ingo Wahnfried

Orientador: Prof. Dr. Ricardo Hirata
Co-orientador: Marcos Mondin

Monografia do Trabalho de Formatura
(TF-2003/31)

SÃO PAULO
2003



DOAÇÃO Seção

Graduação-16c

Data: 06 / 05 / 2004

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900014509



HIDROGEOLOGIA URBANA: QUANTIFICAÇÃO DA RECARGA PARA SUBSIDIAR UMA EXPLORAÇÃO SUSTENTÁVEL

INGO WAHNFRIED

Monografia de Trabalho de Formatura

Banca Examinadora

Prof. Dr. Ricardo César Aoki Hirata

Prof. Dr. Gianna Maria Garda

Prof. Dr. José Domingos Faraco Gallas

São Paulo

2003

TF
W137
I. L



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOLOGIA

METODOS PARA A DETERMINAÇÃO DA
REACÇÃO PARA A DETERMINAÇÃO DA
REACÇÃO

REACÇÃO

Metodologia de laboratório de geologia

Reação experimental

Prof. Dr. [illegible]
[illegible]
[illegible]

Índice

RESUMO.....	v
ABSTRACT.....	vi
AGRADECIMENTOS	vii
1. INTRODUÇÃO	1
2. METAS E OBJETIVOS	2
3. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA	2
3.1. HIDROGEOLOGIA LOCAL	2
3.2. O PROCESSO DE RECARGA	4
3.3. FATORES QUE INFLUENCIAM A RECARGA	6
3.4. RECARGA EM ÁREAS URBANIZADAS	10
3.5. MÉTODOS PARA ESTIMAÇÃO DE RECARGA DE AQUÍFEROS	11
3.6. DESCRIÇÃO DOS MÉTODOS A SEREM APLICADOS	14
3.6.1. <i>Variação do Nível d'Água (VNA)</i>	14
3.6.2. <i>Balanço Hídrico</i>	20
3.6.3. <i>Estimativas Darcynianas</i>	29
3.7. PRECISÃO DAS MEDIDAS.....	30
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	31
4.1. VARIÇÃO DO NÍVEL DE ÁGUA.....	31
4.2. BALANÇO HÍDRICO	31
4.3. APROXIMAÇÕES DARCYNIANAS.....	32
5. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO.....	32
5.1. SELEÇÃO DE ÁREA EXTERNA À USP	33
5.2. SELEÇÃO DA ÁREA NA USP	34
5.3. Perfuração dos Poços na USP	35
5.4. AQUISIÇÃO DE DADOS.....	37
5.4.1. <i>Clima</i>	37

5.4.2. <i>Nível freático</i>	37
5.5. DIFICULDADES ENFRENTADAS	38
6. RESULTADOS OBTIDOS	40
6.1. TIPOS DE RECARGA PRESENTE	40
6.2. QUANTIFICAÇÃO DA RECARGA	40
6.2.1. <i>Modelo conceitual</i>	40
6.2.2. <i>Variação do nível de água</i>	41
6.2.3. <i>Balanço hídrico</i>	45
6.2.4. <i>Estimativas darcynianas</i>	46
7. INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS	48
8. CONCLUSÕES	48
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	49
10. ANEXOS	53

Índice de figuras

Figura 1 – Entorno da Raia Olímpica da USP – área de estudo para a avaliação da recarga	2
Figura 2 – Variação da recarga em função do tempo (a), comparação entre a recarga estimada e os valores de pluviosidade (b) e dispersão dos valores obtidos (c) (De Vries & Simmers 2002).....	5
Figura 3 – Comparação da recarga medida na profundidade do NA com lisímetros (linha contínua) e calculada em computador (linha pontilhada) em diferentes espessuras de zona não saturada: a) 1,5 m; b) 3,0 m; c) 4,5 m e d) 5,0 m (Wu <i>et al.</i> 1996)	9
Figura 4 – Escalas de espaço adequadas para as técnicas de estimativa de recarga (Scanlon, Healy & Cook 2002)	13
Figura 5 – Escalas de tempo adequadas para as técnicas de estimativa de recarga (Scanlon, Healy & Cook 2002)	13
Figura 6 – Avaliação da variação do NA para estimativa da recarga (Healy & Cook 2002)	15
Figura 7 – Efeito <i>Lisse</i> (Todd 1980).....	18
Figura 8 – Ciclo hidrológico completo – movimento da água no estado líquido é indicado pelas linhas cheias e o vapor de água, pelas pontilhadas (Fetter 2001).....	21
Figura 9 – Localização da área experimental implantada na USP – Raia e CRUSP	35
Figura 10 – Localização dos poços ao lado da Raia e do CRUSP	37
Figura 11 – Potenciometria e linhas de fluxo no entorno da Raia Olímpica – USP, em épocas de estiagem e chuva (Iritani 1993).....	41
Figura 12 – Medições manuais de NA durante os meses de setembro e outubro de 2003	43
Figura 13 – Precipitações diárias registradas na estação do IGc em setembro e outubro de 2003	43
Figura 14 – Variação do nível de água corrigido pela pressão atmosférica.....	44
Figura 15 – Evolução da VNA sem correção barométrica.....	44

Índice de tabelas

Tabela 1 – Fatores que influenciam a recarga	7
Tabela 2 – Valores de S_y	19
Tabela 3 – Valores de incidência de radiação solar	27
Tabela 4 – Atividades desenvolvidas.....	32
Tabela 5 – Processo de seleção da área externa à USP	33
Tabela 6 – Dificuldades enfrentadas	38
Tabela 7 – Características da CUASO	40
Tabela 8 – Cálculo da recarga pela VNA.....	42
Tabela 9 – Cálculo do Balanço Hídrico (Dados IAG)	46
Tabela 10 – Cálculo do Balanço Hídrico (Dados IGc).....	46
Tabela 11 – Condutividades hidráulicas nos poços.....	47

Índice de anexos

Anexo 1 – Perfis esquemáticos dos poços de monitoramento	53
--	----

Resumo

Localizada na porção ENE do estado de São Paulo, a BAT está sobreposta pela Região Metropolitana de São Paulo. Sua vasta ocupação urbana causa grande demanda de água, que em parte é suprida pelo uso do recurso hídrico subterrâneo. Não existem, porém, dados de recarga para toda a extensão da BAT que permitam estimar sua exploração máxima.

Este trabalho teve por objetivo comparar três métodos de estimativas de recarga - Variação do Nível de Água, Balanço Hídrico e Aproximações Darcynianas em uma área com baixo índice de ocupação, o *Campus* da USP na capital, posteriormente contrapesando-as com os resultados de uma zona densamente urbanizada.

Foram instalados poços de monitoramento multinível ao lado da Raia Olímpica, e uma estação meteorológica no Instituto de Geociências. Dados climáticos e variações do nível de água foram coletados durante os meses de setembro e outubro de 2003. O IAG forneceu Informações climáticas anuais, usados para a estimativa da recarga por Balanço Hídrico. Através deste método um valor de recarga de 303 mm/ano foi estimado, ocorrendo entre janeiro e março. Por Darcy a recarga anual é de 164 mm. Ambas as técnicas são apropriadas para uso em escalas anuais e grandes áreas, como a Cidade Universitária. Mas a recarga causada por um evento de precipitação de 46 mm durante a época de estiagem só foi captado pelo método da Variação do Nível de Água, demonstrando ser o mais preciso. Durante os meses de estiagem as possíveis recargas não são captadas pelos outros métodos.

Abstract

The *Alto Tietê* Basin is located in the northeastern part of São Paulo state, overgrown by the metropolitan area of São Paulo city. The city's vast population demands huge water quantities, partly drawn from the groundwater units. Their exploitation limits are not known, since there are no recharge values valid for the whole area.

Three recharge estimates are hereby compared: Water Table Rises, Water Balance and Darcian Approaches. They were first applied on a low urbanisation site, the USP *Campus*, for later comparison in and with a typical urban location.

Three monitoring wells and a Weather Station were installed nearby the *Raia Olímpica* and the Geosciences Institute, respectively. Climatic and water level data were collected from september to october 2003, and annual weather information was supplied by IAG for issuing the annual Water Balance. Thereby a recharge of 303 mm was estimated. Darcian Approache had a fairly smaller value: 164 mm/a. Both are good for long term, large scale estimates, but not for a single 46mm rain event in the dry season, which caused the water level to rise. Water Table Rises are sensible for this kind of event, even in the dry season, and are also good for long term estimates.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, pelo óbvio motivo da gênese, porém ainda mais pela forma simples de sempre estar ao lado, quase despercebidamente, para só estender a mão quando era necessário.

Ao meu orientador, Ricardo Hirata, antes de mais nada um ótimo Professor, sempre disposto a ensinar, por mais atarefado que esteja e seja.

A todos que me influenciaram e deram a chance de aprender, eu gostaria de agradecer. As lembranças, vivas ou meio apagadas, sempre estarão presentes para lembrar como são afortunados aqueles que tentam explicar com palavras escalas quase infinitas de tempo e espaço, resumindo-as em um único termo: geologia.

Aos colegas da geologia, companheiros de tantas viagens, trabalhos e aventuras: Sfincter, Sagüi, Samar, Kleinchêra, Tracejo, Traveko, Delano, Chibata, Jonas, Cofrinho, Medusa, Koró, Passivo, Escroto, Urtiga, Boi, Prepúcio, Guga, Horácio, Rosa, Fêchera, Hereta, Plascenta, Krusty, Lesma, Melado, Basei... enfim, a todos.

Aos colegas de laboratório, Jozéka (grande co-orientador), Clau, Kollah, Alexandra Coxinha e Luiz, que mesmo no escuro não desanimam.

Ao Sergio Salum, do IAG, pela dados meteorológicos fornecidos.

Termina mais uma fase, a saudade já se anuncia. De mãos dadas com a tristeza das coisas que deixamos para trás; e com a alegria, daquilo que agora nos espera.

1. INTRODUÇÃO

Estima-se que existam mais de 10.000 poços tubulares de abastecimento privado na Bacia Hidrográfica do Alto Tietê (BAT), dos quais 7.000 estejam ativos e extraíndo mais de 7,9 m³/s (249 Mm³/ano) (Hirata *et al.* 2002). Esta vazão permite abastecer uma população equivalente a 2,5 milhões de pessoas. Embora de grande importância para o gerenciamento sustentável do recurso hídrico, não se sabe qual seria a exploração máxima que os sistemas aquíferos Sedimentar e Cristalino suportariam, uma vez que se desconhece a sua recarga (Hirata & Ferreira 2001).

O interesse no manejo sustentável deste recurso motivou a criação de um projeto de parceria entre o Instituto de Geociências da USP e o *Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement* (CEREGE - França), intitulado "Os Impactos da Urbanização nas Águas da Bacia Hidrográfica do Alto Tietê, São Paulo", com a aprovação e financiamento do acordo USP/COFECUB e da Fapesp sob nº 02/07202-3. Uma equipe multidisciplinar de pesquisadores das duas instituições está estudando novos métodos para analisar os impactos das atividades antrópicas em aquíferos urbanos, que ocorrem devido ao complexo uso do terreno. Neste contexto insere-se o presente Trabalho de Formatura.

2. METAS E OBJETIVOS

O objetivo deste Trabalho de Formatura é estimar a recarga em uma área da BAT com baixa densidade de ocupação, utilizando as técnicas hidráulicas de variação piezométrica do aquífero, balanço hídrico e medição de fluxo pela lei de Darcy. Pelo fato do trabalho estar inserido em um projeto maior, outras técnicas também serão utilizadas para a mesma área: geofísicas (eletrorresistividade multieletrodo de imageamento); hidroquímicas (íons maiores, menores e traços) e geoquímica isotópica (isótopos estáveis e radiogênicos), e aplicados a outra área com alto índice de ocupação, confrontando os resultados.

Desta forma, as técnicas de estimação de recarga empregadas serão comparadas, determinando-se qual melhor se adequa a uma área urbana com grande variação de tipos de ocupação, e através da aplicação de sensoriamento remoto em imagens Ikonos os resultados serão extrapolados para toda a extensão da Bacia. Os resultados servirão

de complemento ao projeto mencionado acima o qual, por sua vez, dará subsídio científico à gestão do recurso hídrico subterrâneo.

3. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Hidrogeologia Local

A área experimental (Figura 1) está localizada na zona de recarga do Aquífero São Paulo da Bacia do Alto Tietê. Este aquífero, juntamente com o Resende, forma o Sistema Aquífero Sedimentar (1.452 km²). Circundando este sistema, encontram-se as rochas pré-cambrianas do embasamento cristalino (4.238 km²), que comportam o Sistema Aquífero Cristalino, sendo formado por dois aquíferos, o de Rochas Metamórficas e o de Rochas de Composição Granítica.



Figura 1: USP – Entorno da Raia Olímpica da USP: área de estudo para a avaliação da recarga.

O Aquífero São Paulo está associado à formação homônima (Grupo Taubaté) e que é descrita por Riccomini *et al.* (1992) como constituída por depósitos de sistema fluvial meandrante, incluindo arenitos médios a grossos, por vezes conglomeráticos, e chegando a siltitos e argilitos.

O modelo de circulação hídrica regional aceito mostra que as águas das chuvas recarregam os aquíferos em toda a sua extensão não impermeabilizada. Outra importante recarga ocorre pelas fugas da rede pública de abastecimento de água e de coleta de esgoto. Uma vez ingressando no aquífero, as águas fluem em direção às drenagens superficiais, suas áreas de descarga. O rio Tietê representa, junto à soleira de Barueri (710 msnm), o ponto de menor potencial hidráulico do aquífero, para onde todas as águas drenadas dos dois sistemas aquíferos fluem. Com o regime de bombeamento apresentado hoje na BAT, são várias as regiões onde os novos níveis dos aquíferos modificam o traçado natural das linhas de fluxo.

Poucos trabalhos tentaram quantificar a recarga dos aquíferos da BAT até o momento. O projeto pioneiro foi o do DAEE (1975), que, analisando os hidrogramas de alguns rios, definiu valores de 355 mm/ano ($0,355 \text{ Mm}^3/\text{km}^2/\text{ano}$) para áreas não-ocupadas e indistintamente da geologia. Este valor representa 24% da precipitação total anual de 1520 mm e 62% do excedente hídrico da BAT.

Iritani (1993), estudando a hidrogeologia do *campus* universitário da USP, utilizou o método de "estimativa baseada na lei de Darcy" para avaliar a recarga em 250 mm/ano. Posteriormente, Menegasse-Velázquez (1996), tratando dados de uma área residencial de classe média, determinou a recarga em 60 mm/ano, através do método de variação do nível de água.

Hirata *et al.* (2002) defendem que devem ser acrescentados à recarga natural na BAT outras não-intencionais, associadas à perda das redes públicas de água e de esgoto. Isto representaria $15,8 \text{ m}^3/\text{s}$ dos $64 \text{ m}^3/\text{s}$ distribuídos para a área da Bacia do Alto Tietê, divididos em 19,7% do total do abastecimento de perdas físicas na distribuição de água e 5% da rede de esgoto, somando $498 \text{ Mm}^3/\text{ano}$. Nas áreas onde não há rede de esgoto, entende-se que as águas servidas são infiltradas no solo através de fossas sépticas e negras, ou lançadas precariamente nas drenagens próximas. Considerando esses valores de recargas natural e antrópica, Hirata *et al.* (2002) estimaram que estas sejam de 410 mm/ano em áreas urbanizadas da BAT. Estes valores são semelhantes àqueles obtidos em estudos de outras localidades na América Latina e Ásia, de acordo

com Foster *et al.* (1999). Segundo estes autores, a recarga total média devida à urbanização varia de 300 a 700 mm/ano, independentemente da situação climática.

3.2 O Processo de recarga

A recarga é definida pelo fluxo descendente que alcança o nível de água, sendo adicionada à reserva existente (Lerner *et al.* 1990, De Vries & Simmers 2002). Um dos mecanismos é a percolação descendente de água como excesso da umidade do solo e da evapotranspiração, denominada excesso de infiltração (De Vries & Simmers 2002). Esta definição é bastante simplificada e possui restrições. Uma zona de baixa condutividade no caminho vertical da água a desviará para alguma depressão ou local onde ela possivelmente sofrerá evaporação, impedindo-a de chegar ao aquífero. Outro problema que pode ocorrer em aquíferos rasos é uma descarga intermitente, causada pelo aumento do nível de água, o que diminui a recarga em relação ao fluxo vertical. Até mesmo a evapotranspiração d'água que já alcançou o aquífero raso pode ocorrer. Estes fatores são interrompidos quando o nível de água abaixa, e normalmente não ocorrem em aquíferos situados bem abaixo da zona das raízes. Ascensão de zonas mais profundas só costuma ocorrer em regiões áridas e semi-áridas. Fica clara então a importância de se fazer a distinção entre a quantidade potencial d'água disponível na zona de solo para recarga e a recarga efetiva que alcança o nível de água. O termo cunhado para diferenciar os conceitos, *recarga potencial*, foi introduzido por Rushton (1988 *apud* De Vries & Simmers 2002).

Em escala regional e períodos mais longos, quando não ocorrem os problemas acima mencionados, a recarga é equivalente à descarga.

A interação dos fatores clima, geologia, morfologia, condições do solo e vegetação determina o processo de recarga. Esta é muito mais suscetível a fatores de, e próximos à, superfície em regiões de clima árido e semi-árido do que em regiões de clima úmido. Percolação profunda nestas regiões é controlada preponderantemente pela diferença entre precipitação, evapotranspiração, capacidade de infiltração do solo e a capacidade de transporte e armazenamento das unidades em sub-superfície (De Vries & Simmers 2002).

De forma simplificada: uma parte da precipitação retorna para a atmosfera por processos variados, outra corre em superfície e o restante se torna recarga (Lerner *et al.* 1990), conforme representado pela equação (1):

$$\text{Recarga} = \text{Precipitação} - \text{Escoamento Superficial} - \text{Evapotransp. Efetiva} \pm \text{Mudança de Armazenamento} \quad (1)$$

Para não ter de considerar todos os pequenos e numerosos movimentos da água, é adotada uma divisão pragmática dos tipos de recarga em função do local onde ela ocorre (Lloyd 1986 *apud* Lerner *et al.* 1990, Custódio 1998):

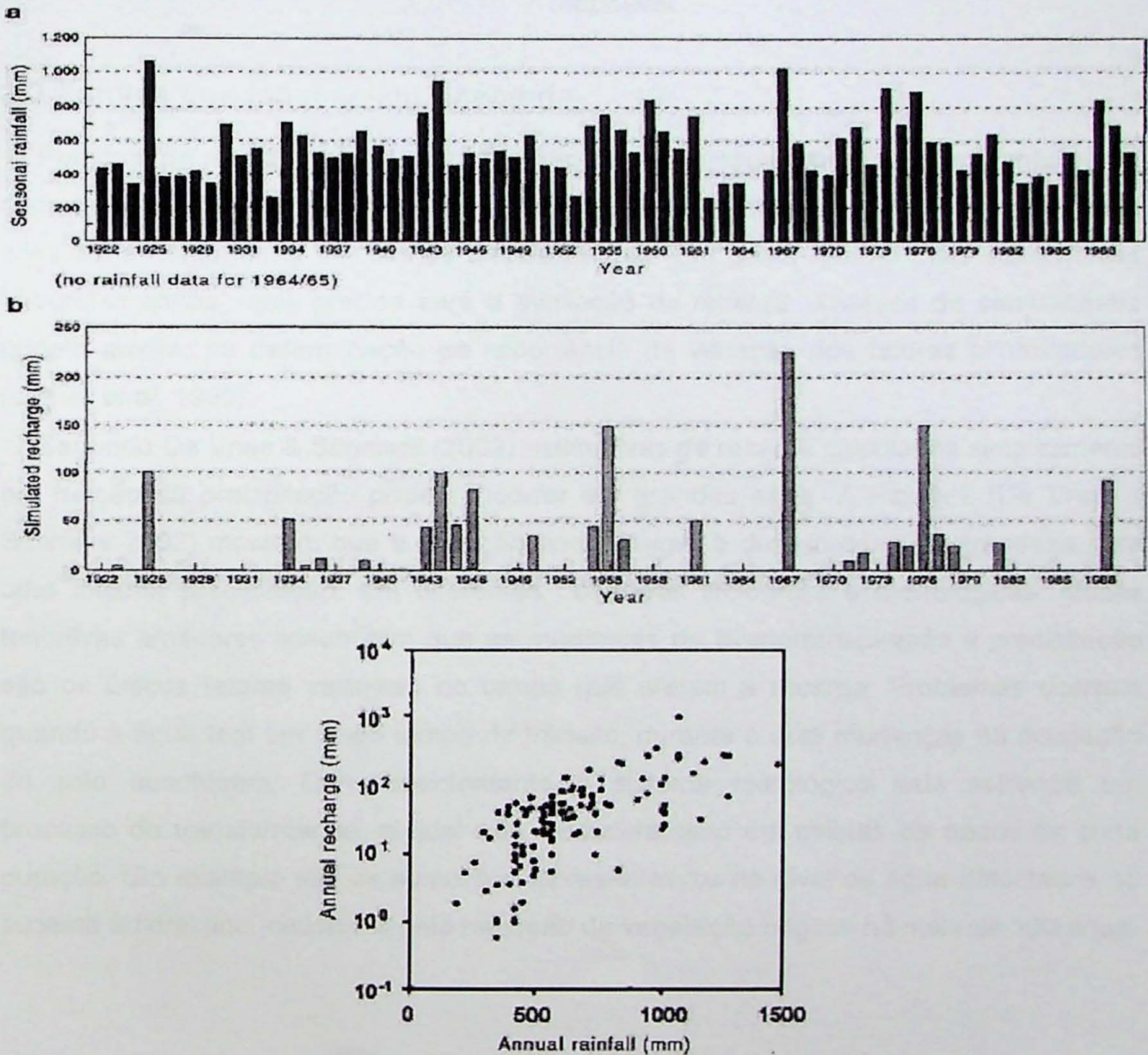


Figura 2: Variação da recarga em função do tempo (a); Comparação entre a recarga estimada e os dados de pluviosidade (b); Dispersão dos valores obtidos (c) (De Vries & Simmers 2002).

<i>Recarga direta (ou difusa):</i>	recarga no ponto de impacto da precipitação, sem escoamento superficial;
<i>Recarga indireta (ou preferencial):</i>	recarga ao longo de um curso de água mapeável;
<i>Intermediária:</i>	algum transporte em superfície ocorre antes da recarga, porém não em curso de água mapeável.

3.3 Fatores que influenciam a recarga

Pelo fato da recarga ser um processo não linear, é impossível usar valores médios de cada fator controlador para derivar uma recarga média. Esta deveria ser calculada para cada zona homogênea em termos destes fatores. Em geral, quanto mais subdivididas são estas zonas, mais precisa será a avaliação da recarga. Análises de sensibilidade podem auxiliar na determinação da importância da variação dos fatores controladores (Lerner *et al.* 1990).

Segundo De Vries & Simmers (2002) estimativas de recarga calculadas simplesmente em função da precipitação podem incorrer em grandes erros. A Figura.2 (De Vries & Simmers 2002) mostram que a variação pode chegar a duas ordens de grandeza para uma mesma precipitação, em diferentes condições litológicas e morfológicas. Muitas tentativas anteriores assumiram que as mudanças de evapotranspiração e precipitação são os únicos fatores variantes no tempo que afetam a recarga. Problemas ocorrem quando a água tem um longo tempo de trânsito, durante o qual mudanças na ocupação do solo acontecem. Conseqüentemente o sistema hidrológico está sofrendo um processo de transformação, o qual não será detectado em coletas de dados de curta duração. Um exemplo são os aumentos representativos no nível de água detectados no sudeste australiano, causados pela remoção da vegetação original há mais de 100 anos.

A Tabela 1 (adaptada de Lerner *et al.* 1990) sugere alguns fatores que controlam a recarga:

Tabela 1: Fatores que influenciam na recarga (Lerner *et al.* 1990).

Fator	Esquema de classificação e exemplos de valores
Tipo de Precipitação	Tempestade/verão/inverno etc.
Quantidade de precipitação	20% de aumento entre zonas diferentes
Evapotranspiração potencial	Aumento de 20% (calculado através de Penman modificado) entre zonas
Litologia geral	aluvião/arenito/argila/
Classificação do solo	capacidade de infiltração/profundidade/capacidade de armazenamento de umidade
Cobertura do solo	grama/pasto/floresta/urbana
Geomorfologia	planície de inundação/morros/
Nível de água ou franja capilar	na profundidade das raízes/na profundidade do solo/ evaporação direta possível

Lerner *et al.* (1990) mencionam três escalas espaciais que influenciam na recarga localizada:

- Micro escala: locais de concentração de fluxo em intervalos centimétricos a decimétricos, como gretas de contração, raízes de plantas e buracos feitos por animais;
- Meso escala: locais de concentração de fluxo separados por metros ou dezenas de metros, como variações da topografia e litologias locais;
- Macro escala: locais de concentração de fluxo separados por algumas centenas ou mais de metros, causados por diferenças em feições topográficas maiores, como sumidouros em terrenos cársticos e bacias de *playa*.

Em pequena escala mesmo ondulações suaves, por exemplo de um metro de altura por dez de largura, influenciam na recarga (Gieske *et al.* 1990, *apud* De Vries & Simmers 2002). Locais de fluxo preferencial, também para observações em pequena escala, podem ter grande influência na recarga e, se ignorados, podem levar a resultados imprecisos (Gee & Hillel 1988).

Os problemas relacionados com recarga local devem sempre ser observados com cuidado, principalmente quando são feitas estimativas em áreas limitadas. Nesta

situação, múltiplas investigações pontuais são apropriadas, tendo como pré-requisito a identificação do fluxo preferencial de contribuição de água para a recarga. Muitos dos estudos conduzidos obtiveram êxito devido a fatores locais, e não podem ser extrapolados para outras áreas sem adaptações. O principal critério para todos os modelos de estimativa é representar as características essenciais do mecanismo de fluxo. A recarga não é só altamente dependente de fatores climáticos, mas também das condições superficiais e sub-superficiais, os quais são determinados pela história geológica, como paleoclima e evolução paleohidrológica, sendo geralmente únicas para uma dada região.

A influência da profundidade do NA foi testada por Wu *et al.* (1996), com o uso de lisímetros em profundidades de 1,5; 3; 4,5 e 5 metros. Os autores demonstraram que nas pequenas profundidades ocorrem respostas de recarga em eventos episódicos de precipitações. Já nas profundidades maiores a recarga ocorre dispersa ao longo de um período maior de tempo, e com picos bem menos pronunciados (Figura 3 – Wu *et al.* 1996).

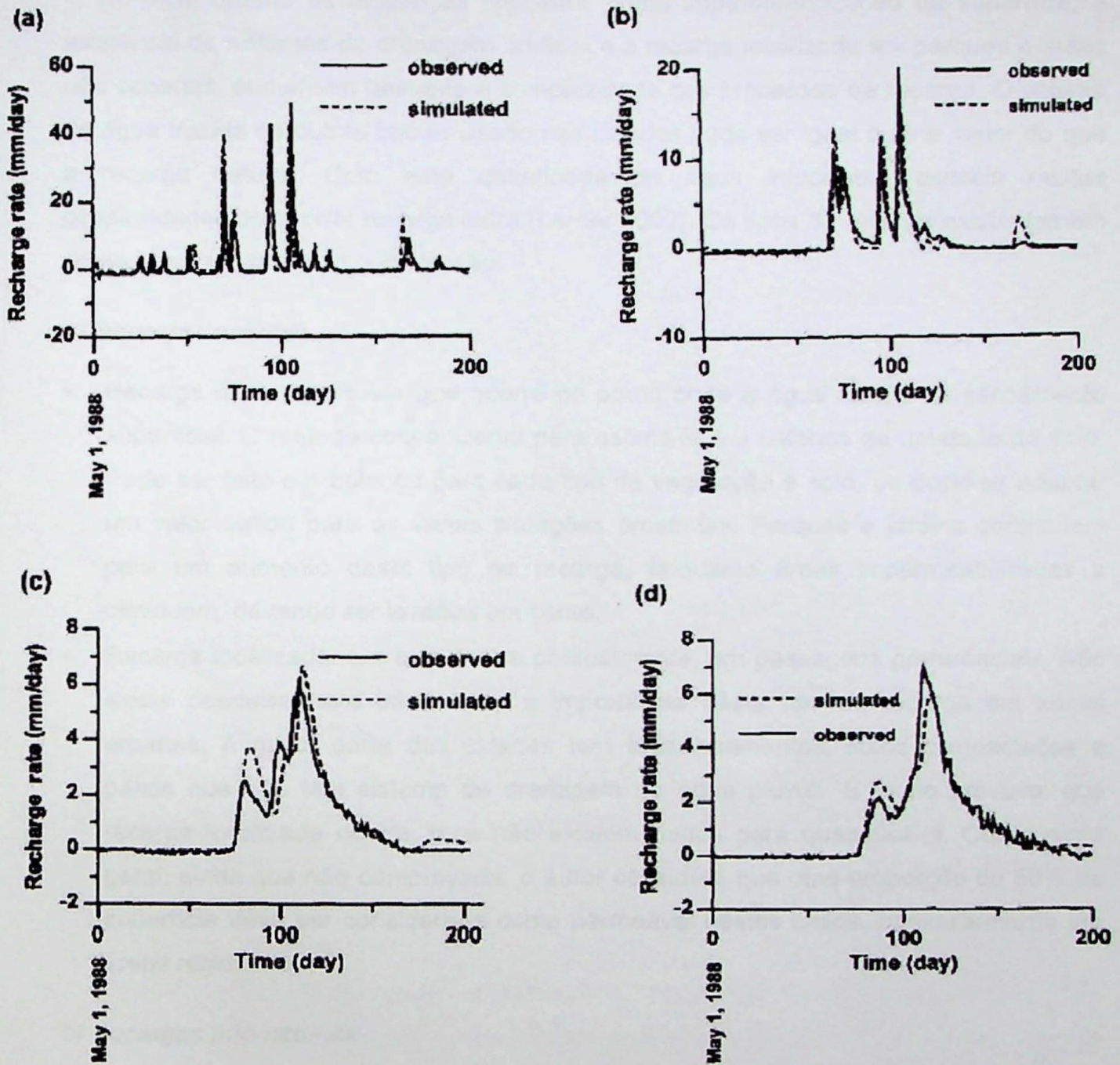


Figura 3: Comparação da recarga medida na profundidade do NA com lisímetros (linha contínua) e calculada em computador (linha pontilhada) em diferentes espessuras de zona não saturada: a) 1,5 m; b) 3,0 m, c) 4,5 m e d) 5,0 m (Wu et al. 1996).

3.4 Recarga em áreas urbanizadas

No meio urbano as mudanças impostas, como impermeabilização da superfície, a existência de sistemas de drenagem artificial e a recarga localizada em parques e áreas não cobertas, aumentam bastante a complexidade dos processos de recarga. O volume de água trazida de outras bacias usado nas cidades pode ser igual ou até maior do que a recarga natural. Com esta quantidade de água importada, existem muitas possibilidades de ocorrer recarga extra (Lerner 2002). Os tipos de recarga existentes em áreas urbanas, segundo o autor, são:

a) *Recargas naturais*

- Recarga direta: é aquela que ocorre no ponto onde a água caiu, sem escoamento superficial. O método convencional para estimá-la é o balanço de umidade do solo. Pode ser feito um balanço para cada tipo de vegetação e solo, ou pode-se adaptar um valor obtido para as várias situações presentes. Parques e jardins contribuem para um aumento deste tipo de recarga, enquanto áreas impermeabilizadas a diminuem, devendo ser levados em conta.
- Recarga localizada: é a que ocorre pontualmente, em passagens preferenciais. Não existe pesquisa para demonstrar a importância deste tipo de recarga em zonas urbanas. A maior parte das cidades tem estacionamentos, solos compactados e pátios que não têm sistema de drenagem de água pluvial. É muito provável que recarga localizada ocorra, mas não existem dados para quantificá-la. Como regra geral, ainda que não comprovada, o autor considera que uma proporção de 50% da superfície deva ser considerada como permeável nestes casos, particularmente em áreas residências.

b) *Recargas não-naturais*

- Sistemas de águas pluviais: o principal fator que determina recarga nestes sistemas é sua profundidade em relação ao nível de água (também observado por Yang *et al.* 1999). Quando estão abaixo do NA, se tornam coletores, e não fornecedores de água para recarga. Via de regra são menos significantes para recarga do que as redes de abastecimento, mas podem ser importantes fontes de poluição. Balanços hídricos nestes sistemas são muito difíceis, mas nenhum outro sistema satisfatório de

estimativa é conhecido. Portanto este deve ser aplicado em conjunto com dados empíricos.

- Sistemas de esgoto: Vazamentos de sistemas de coleta de esgoto contribuem para a recarga, mas se estes não existem, o caminho mais importante são as fossas negras e tanques sépticos. Nestas situações a maior parte da água fornecida recarrega o aquífero.
- Sistemas de fornecimento de água: Taxas de vazamento entre 20-25% são comuns, chegando até a 50% (Lerner 1986a). Mas localizar as tubulações e vazamentos, e ainda quantificá-los, é uma enorme e difícil tarefa em qualquer cidade.

No caso de Nottingham, Reino Unido, Yang *et al.* (1999) descrevem como fontes de recarga mais importantes a precipitação, os vazamentos da rede de fornecimento de água e os vazamentos do sistema de esgotos (97% das residências têm sistema de coleta de esgoto, mesmo em zonas rurais). Apenas 5% da recarga se deve a perdas de água em sistemas de coleta de água pluvial. Outros processos importantes de recarga são as captações dos telhados, as quais são conduzidas para locais permeáveis, com a intenção de reduzir o volume de águas pluviais nos sistemas coletores. Lerner (2002) os denomina, incluindo sistemas em maior escala, coletores de águas de tempestade. Também é relevante a irrigação de parques e áreas públicas, pelo fato da água normalmente não ser paga, costumando ser feita em quantidades excessivas.

Antes de quantificar a recarga, o hidrogeólogo deve identificar quais das fontes mencionadas estão presentes. Em escala local, esta tarefa inclui identificar a existência de rede de fornecimento de água e esgoto, sistema de coleta de água pluvial, tanque séptico, fossa, sistema de irrigação e área impermeabilizada, e encontrar todos os pontos de recarga associados a eles (Lerner 2002).

No caso de São Paulo não há grande quantidade de parques ou praças que tenham sistemas de irrigação, ou que possibilitem recarga direta. A água pluvial captada pelos telhados é, na maior parte dos casos, conduzida para a rede de coleta de esgotos. Espera-se que os processos mais importantes de recarga sejam a precipitação, as fugas da rede de abastecimento de água e sistemas de esgoto.

3.5 Métodos para estimação de recarga de aquíferos

As técnicas de estimativa da recarga usadas em regiões áridas são as mais facilmente determinadas conceitualmente, e formam a base para as técnicas aplicadas

no uso comum. Poucos estudos de recursos hídricos em regiões de clima úmido se preocuparam estritamente com a recarga. De acordo com De Vries & Simmers (2002) a estimativa de recarga é um processo iterativo, no qual deve ser levado em conta:

- Estimativas realísticas dependem primeiramente da identificação de feições importantes que influenciem na recarga para a área de estudo e de seus mecanismos de fluxo prováveis;
- A aplicação de diferentes métodos para comparação é sugerida;
- O desenvolvimento de modelos é muitas vezes visto como alternativa aos trabalhos de campo. Nestes casos as condições usadas devem ser compatíveis com as características reais da área.

Quanto maior o número de técnicas aplicadas, maior será a precisão da estimativa. Em muitos casos técnicas diferentes se complementam, refinando o modelo conceitual do processo de recarga (Scanlon *et al.* 2002). As Figuras 4 e 5 demonstram as escalas de tempo e espaço para as quais cada técnica é apropriada:

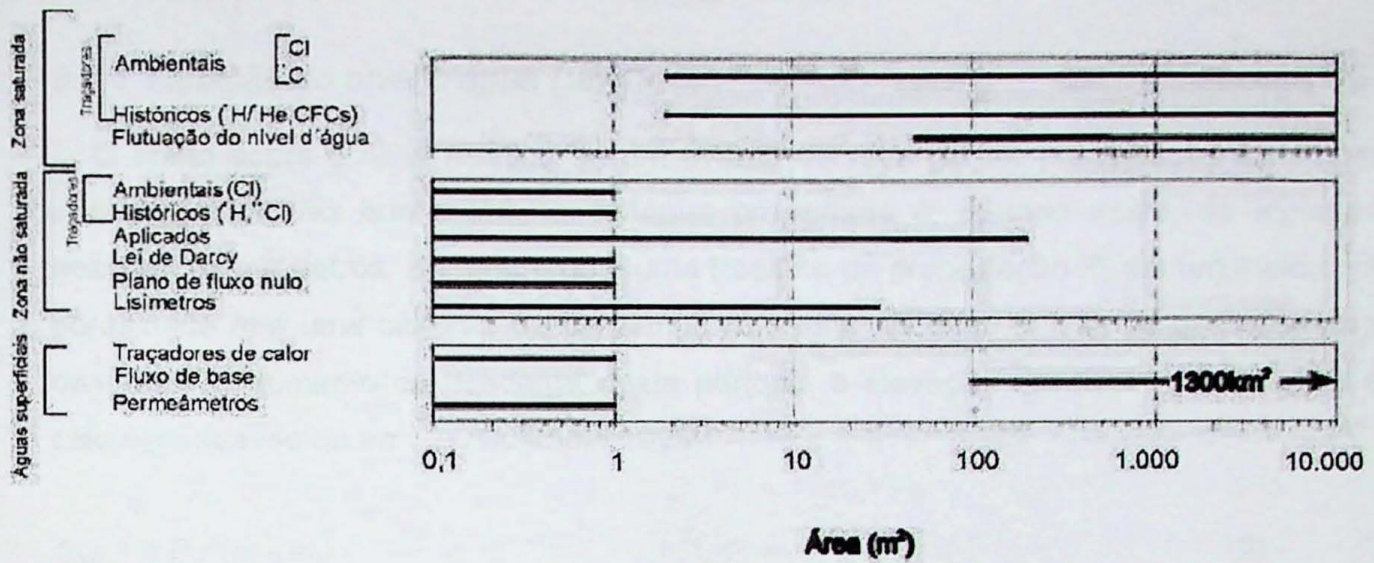
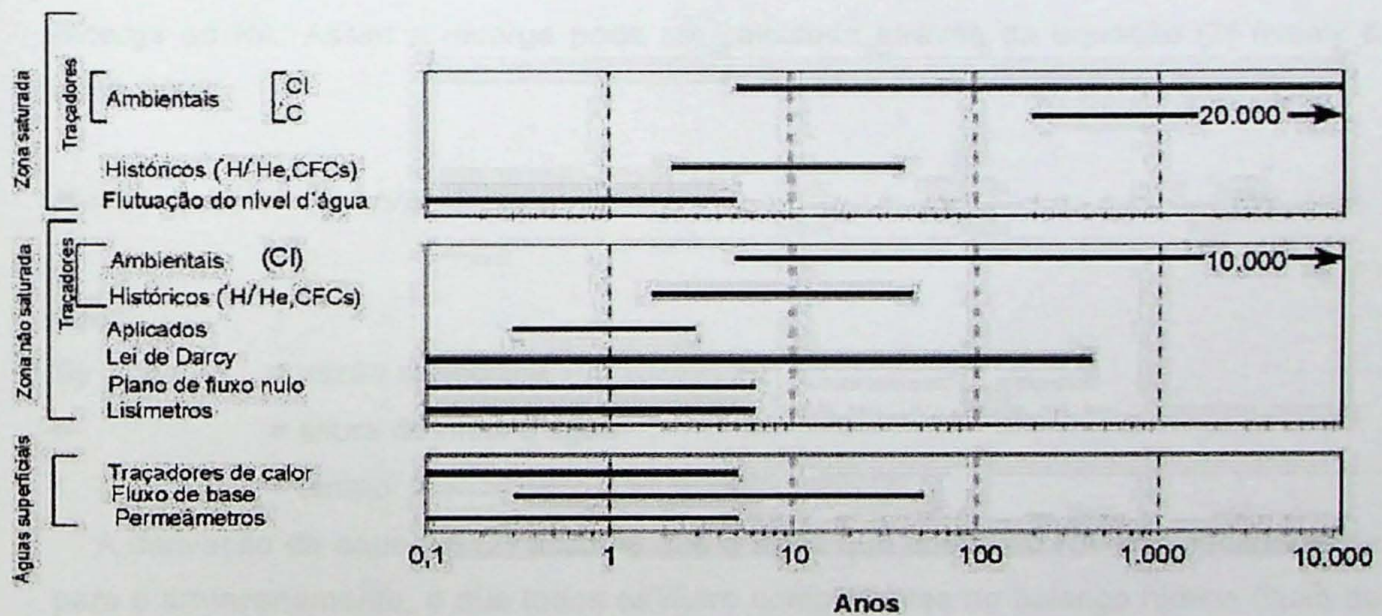


Figura 4: Escala de espaço adequada para as técnicas de estimativa de recarga (Scanlon et al. 2002).



Figuras 5: Escala de tempo adequada para as técnicas de estimativa de recarga (Scanlon et al. 2002).

3.6 Descrição dos métodos a serem aplicados

3.6.1 Variação do nível d'água (VNA)

O efeito sobre o nível freático de um evento de recarga por precipitação é sempre pequeno, uma vez que a lâmina de água precipitada é, quando muito, de algumas dezenas de milímetros. Se a recarga é uma fração α da precipitação P , em um meio com porosidade m e uma capacidade de campo m_r , partindo da premissa de que se possa desprezar o aumento de descarga neste período, a elevação do nível freático (Δ_{NA}) é calculada através da eq. (2) (Custódio 1998):

$$\Delta_{NA} = \alpha P / (m - m_r) \quad (2)$$

O método de variação do nível de água (VNA) é baseado na premissa de que o aumento do nível da água (NA) subterrânea é causado pela chegada de água de recarga ao NA. Assim a recarga pode ser calculada através da equação (3) (Healy & Cook 2002):

$$R = S_y dh/dt \cong S_y \Delta h/\Delta t \quad (3)$$

onde:

S_y = vazão específica
 h = altura do nível d'água
 t = tempo

A derivação da equação (2) assume que a água que chega ao NA vai imediatamente para o armazenamento, e que todos os outros componentes do balanço hídrico (fluxo de base, evapotranspiração de água subterrânea, fluxo líquido em sub-superfície, incluindo bombeamento) são iguais a zero durante o período de recarga. Sempre existe uma diferença de tempo entre o evento de recarga e a redistribuição da água para os outros componentes do balanço hídrico. Se o método é aplicado durante este intervalo de tempo, toda a água que vai para a recarga pode ser considerada. Tal suposição é válida em períodos curtos de tempo (horas ou dias), sendo o intervalo de tempo essencial para o sucesso do cálculo. Se a água sofre outro transporte em taxa maior do que a da recarga, o método será de pouca valia.

Para calcular o valor da recarga "bruta", a equação (3) deve ser aplicada a cada aumento individual de NA. Para a obtenção de mudanças de armazenamento de água, a equação pode ser aplicada sobre períodos de tempo mais longos, como meses ou anos. Este valor recebe o nome de recarga "líquida". Para estimar a recarga bruta, a VNA é considerada a diferença entre o pico no aumento do NA e o ponto mais baixo na extrapolação da curva do rebaixamento anterior ao aumento, no mesmo instante em que o máximo do aumento ocorre (Figura 6 - Healy & Cook 2002).

A realização da extrapolação é um pouco subjetiva. Se existirem registros de um período maior de tempo, um padrão de curva de recessão deve ser criado. A maior vantagem do método de VNA é sua simplicidade. Não é necessário considerar os mecanismos de transporte que regem a passagem de água na zona não saturada, o que permite desconsiderar, por exemplo, a existência de caminhos preferenciais de fluxo. E como o nível medido em um poço é representativo para uma área de pelo menos alguns metros quadrados à sua volta, o método pode ser encarado como uma técnica mais integrada do que as medições pontuais dos dados obtidos na zona não saturada (Healy & Cook 2002). Os autores mencionam, porém, as seguintes limitações do método:

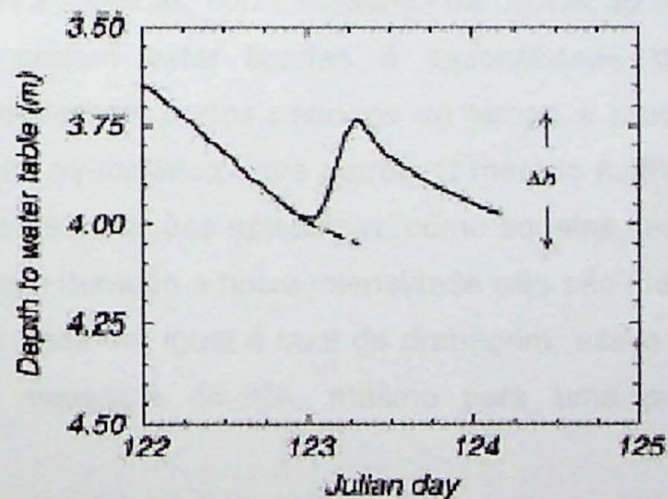


Figura 6: Avaliação da variação do NA para estimativa da recarga (Healy & Cook 2002).

- Os melhores resultados são obtidos em áreas com níveis d'água rasos, os quais sofrem fortes elevações e rebaixamentos. Aquíferos profundos tendem a não ter uma grande variação uma vez que nestes as frentes de molhamento tendem a se dispersar. No caso do aquífero Azul, Província de Buenos Aires – Argentina, os níveis de água são rasos. Assim, qualquer água em excesso que entre no sistema

produz uma subida quase instantânea do NA, mas por causa de gradientes muito pequenos a água que entra não pode fluir, saturando o solo e muitas vezes formando poças e conseqüentemente aumentando a taxa de evaporação (Varni *et al.* 1999).

- Taxas de recarga tendem a variar bastante em uma mesma bacia, devido a mudanças de elevação, geologia, gradiente topográfico e vegetação, entre outros. Os poços de monitoramento devem ser posicionados em locais com níveis de água representativos da captação como um todo.
- O método não registra recargas contínuas como fugas de rede de água e esgoto, uma vez que estas não causam variação no NA.
- Dificuldades também podem aparecer para descobrir qual a causa da variação do NA e para calcular o S_y (vazão específica).

a) Causas da variação do NA em aquíferos livres

Vários fenômenos diferentes causam variações no NA, em diferentes escalas de tempo. Variações ao longo de décadas podem estar relacionadas a alterações naturais do clima e atividades antrópicas, como mudança na ocupação e uso do solo. No período de um ano elas podem estar ligadas à sazonalidade da evapotranspiração e precipitação, e variações em curtos períodos de tempo à precipitação, bombeamento, mudanças de pressão atmosférica entre outros. O método melhor se aplica para estimar a recarga em função de variações episódicas, como aquelas causadas por tempestades. Precipitações de longa duração e baixa intensidade não são ideais, pois o fluxo lento de percolação de água pode ser igual à taxa de drenagem, assim causando uma elevação menor do que se esperaria do NA, mesmo para uma precipitação de pequena intensidade.

O método requer o estabelecimento da relação entre a variação do nível de água e precipitação, o que pode não ser uma tarefa fácil. A seguir são dados detalhes dos outros mecanismos que podem causar variação do NA (Healy & Cook 2002):

Evapotranspiração

Níveis rasos de água apresentam freqüentemente variações diurnas, sofrendo rebaixamento durante o dia, como resposta à evapotranspiração. White (1932) *apud* Healy & Cook (2002) considerou a evapotranspiração como sendo igual a zero entre

meia noite e quatro horas da manhã, quando ocorria o maior aumento do nível de água. Extrapolando este aumento para um período de 24 horas e calculando a diferença entre este e o aumento real no mesmo instante, têm-se a diferença correspondente à evapotranspiração.

Pressão atmosférica

O nível de água em poços de monitoramento pode sofrer variação de vários centímetros com mudanças da pressão atmosférica ao longo do dia ou mesmo durante bruscas mudanças climáticas, pelo fato desta se mover muito mais rápido pela abertura do poço do que pelo meio poroso. Ou seja, é mais uma variação do nível observável do que do efetivo.

Aprisionamento de ar (ou efeito Lisse)

Em aquíferos livres pode ocorrer o aprisionamento de ar entre o NA de uma frente de molhamento que avança para baixo. Dificilmente é identificado, uma vez que só ocorre como resposta a precipitações, e desta forma é facilmente confundido com recarga. É causado quando o solo em superfície se satura, ficando impermeável à saída de ar (Figura 7). O fenômeno pode ser identificado pelo aumento do NA ser mais rápido e maior do que aquele previsto, causado pela precipitação, seguido de rápido rebaixamento (em questão de horas ou dias o ar aprisionado consegue escapar). O fenômeno diminui a passagem de água no solo, aumentando o escoamento em superfície. Outros métodos para sua identificação incluem a medição da saturação do solo e da pressão de gás na zona não saturada.

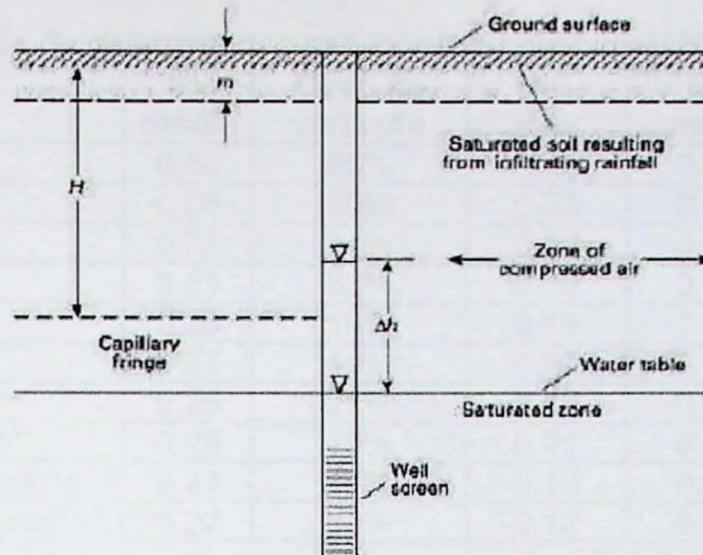


Figura 7: Efeito Lisse (Todd 1980)

b) Cálculo da vazão específica (S_y)

O vazão específica é a razão entre o volume de água que é drenado de um meio saturado, devido à ação da gravidade, e o volume total da rocha (Meinzer 1923 *apud* Healy & Cook 2002), sendo equivalente à porosidade efetiva. Ela pode ser calculada através de:

$$S_y = \Phi - S_r \tag{4}$$

onde:

Φ =porosidade total

S_r =retenção específica (volume de água retido pela rocha por unidade de volume desta).

Teoricamente o S_y é considerado o termo de liberação instantânea de água, o que não corresponde à realidade. Principalmente em sedimentos finos a liberação pode demorar bastante. Existem muitos valores de S_y determinados em laboratório. A Tabela 2 mostra alguns valores de referência compilados de 17 estudos por Johnson (1967 *apud* Healy & Cook 2002):

Tabela 2: Valores de S_y determinados por Johnson (1967 apud Healy & Cook 2002):

Material	S_y médio	Coef. de variação	S_y mín.	S_y máx.	Número de determinações
Argila	0,02	59%	0.0	0.05	15
Silte	0.08	60%	0.03	0.19	16
Areia argilosa	0.07	44%	0.03	0.12	12
Areia fina	0.21	32%	0.10	0.28	17
Areia média	0.26	18%	0.15	0.32	17
Areia grossa	0.27	18%	0.20	0.35	17
Areia com seixos	0.25	21%	0.20	0.35	15
Conglomerado "fino"	0.25	18%	0.21	0.35	17
Conglomerado "médio"	0.23	14%	0.13	0.26	14
Conglomerado "grosso"	0.22	20%	0.12	0.26	13

Os métodos de determinação da vazão específica incluem:

Métodos laboratoriais

A vazão específica é obtida em laboratório pela medição da porosidade e da retenção específica, depois aplicando-se a equação (4). Geralmente resulta em valores superiores aos obtidos em campo.

Métodos de campo

- testes de aquíferos: são feitos bombeamentos em poços com filtros ao longo de toda a zona saturada, com medições de NA em poços de monitoramento no entorno. A curva de rebaixamento em função do tempo é adaptada a curvas teóricas existentes, e um ponto comum dos dois gráficos é usado para calcular, a partir dos valores de rebaixamento e tempo, T (transmissividade) e S_y ;
- balanço de volume: combina o teste de aquífero com balanço de massa do cone de depressão;
- balanço hídrico: para determinação de S_y pelo balanço hídrico é usada a seguinte equação

$$S_y = (P + Q_{on} - Q_{off} - ET - \Delta S^{sw} - \Delta S^{uz}) / \Delta h / \Delta t, \quad (5)$$

- métodos geofísicos: Healy & Cook (2002) mencionam dois métodos - medições de gravidade e uso de sonda de neutrons para quantificar o teor de água presente no meio

3.6.2 Balanço Hídrico

O balanço hídrico consiste na aplicação do princípio da conservação de massa. Durante o período de tempo em que se realiza o balanço, a diferença entre o total de entradas e saídas deve ser igual à mudança da quantidade de água armazenada, sendo portanto necessário conhecer cada um dos fatores para fazer o cálculo. A Figura 8 apresenta um ciclo hidrológico completo.

Os componentes do balanço são medidos *in situ* ou estimados de forma indireta. Habitualmente só a precipitação é medida de forma direta. As outras componentes são estimadas indiretamente através de fórmulas semi-empíricas. Isto se aplica para as evapotranspirações potencial e real. Tais balanços são normalmente realizados periodicamente, por exemplo diariamente ou mensalmente, no local onde os processos de evapotranspiração são mais superficiais (Samper Calvete 1998). A escala mais adequada para a realização dos balanços é a duração de cada episódio de recarga (Lerner *et al.* 1990, Samper Calvete 1998). Posto que os processos de recarga não são lineares, a recarga em períodos grandes de tempo deve ser obtida integrando os valores correspondentes a cada um dos episódios superficiais (Samper Calvete 1998). O autor coloca como vantagens do método:

- a disponibilidade de dados;
- a facilidade e rapidez da aplicação;
- o custo reduzido de aplicação;
- o fato de poderem ser consideradas todas as componentes, fontes e sumidouros de água;
- a sua aplicabilidade para todos os tipos de fontes de recarga.

Entre as limitações, são mencionadas:

- a dificuldade de medição e incertezas associadas a alguns parâmetros (principalmente a vazão específica e a evapotranspiração real);
- a grande diferença numérica entre os parâmetros que constituem o balanço e a recarga, fazendo com que pequenos erros nos primeiros se transformem em variações significativas desta.

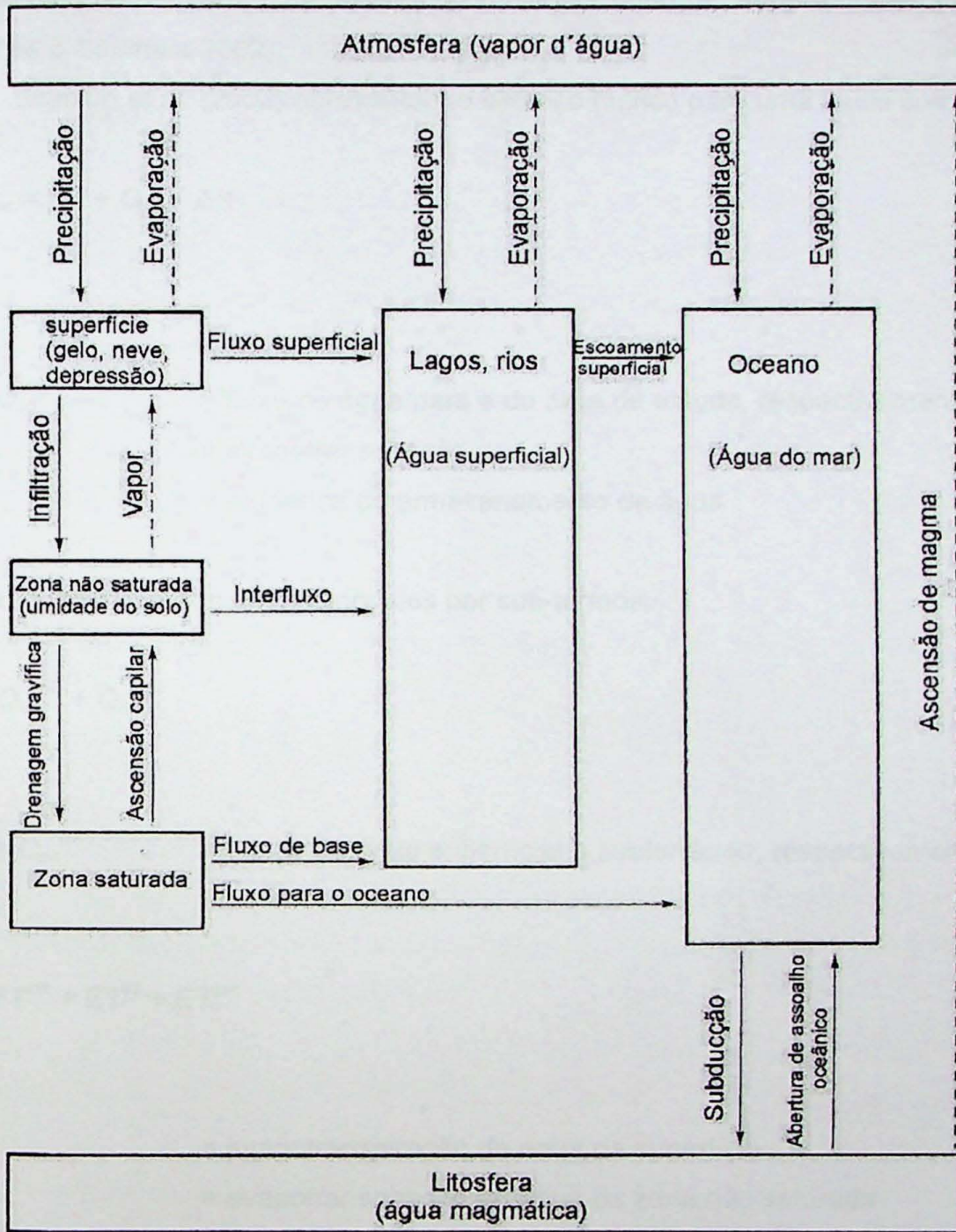


Figura 8: Ciclo hidrológico completo - movimento da água no estado líquido é indicado pelas linhas cheias, e do vapor de água pelas pontilhadas (Fetter 2001).

A incerteza da estimativa pelo balanço hídrico em zonas de climas úmidos é suficientemente pequena face ao total da recarga, sendo um método bastante confiável (De Vries & Simmers 2002).

Scanlon *et al.* (2002) apresentam o balanço hídrico para uma bacia como:

$$P + Q_{on} = ET + Q_{off} + \Delta S \quad (6)$$

onde:

- P = precipitação
- Q_{on} e Q_{off} = fluxo de água para e da área de estudo, respectivamente
- ET = evapotranspiração
- ΔS = mudança de armazenamento de água

Os termos são, por sua vez, compostos por sub-termos:

$$Q_{on} = Q_{on}^{sw} + Q_{on}^{gw} \quad (7)$$

onde:

- Q_{on}^{sw} e Q_{on}^{gw} = fluxos de água superficial e subterrânea, respectivamente, para a área considerada;

$$ET = ET^{sw} + ET^{uz} + ET^{gw} \quad (8)$$

onde:

- ET^{sw} = evapotranspiração de água da superfície
- ET^{uz} = evapotranspiração de água da zona não saturada
- ET^{gw} = evapotranspiração da água subterrânea.

$$Q_{off} = R_o + Q_{off}^{gw} + Q^{bf} \quad (9)$$

onde:

- R_o = escoamento superficial para fora da área de estudo
- Q_{off}^{gw} = fluxo subterrâneo para fora da área de estudo

Q^{bf} = fluxo de base, para fora da área de estudo

$$\Delta S = \Delta S^{sw} + \Delta S^{uz} + \Delta S^{gw} \quad (10)$$

onde:

ΔS^{sw} = variação de armazenamento de água superficial

ΔS^{uz} = variação de armazenamento de água na zona não saturada

ΔS^{gw} = variação de armazenamento de água na zona saturada

Reescrevendo a equação (6), teremos:

$$P + Q_{on}^{sw} + Q_{on}^{gw} = ET^{sw} + ET^{uz} + ET^{gw} + R_o + Q_{off}^{gw} + Q^{bf} + \Delta S^{sw} + \Delta S^{uz} + \Delta S^{gw} \quad (11)$$

A recarga pode ser escrita como (Schicht & Walton 1961, *apud* Scanlon *et al.* 2002):

$$R = Q_{off}^{gw} - Q_{on}^{gw} + Q^{bf} + ET^{gw} + \Delta S^{gw} \quad (12)$$

A equação propõe que toda a água chegando ao NA ou vem de fora da bacia na forma de água subterrânea, sai dela como descarga na superfície, é evapotranspirada ou retida como armazenamento. Substituindo esta equação em (11), tem-se a seguinte versão para o cálculo do balanço hídrico:

$$R = P + Q_{on}^{sw} - R_o - ET^{sw} - ET^{uz} - \Delta S^{sw} - \Delta S^{uz} \quad (13)$$

A maneira mais comum de se fazer o balanço hídrico é o cálculo residual ou indireto, no qual todas as variáveis, à exceção da recarga, são medidas ou estimadas, sendo R o residual da equação. Pelo fato do balanço hídrico não ter nenhum de seus componentes de cálculo dependentes de mecanismos de controle, ele pode ser usado em várias escalas de tempo e espaço (de centímetros e segundos a quilômetros e séculos). Mas a precisão do resultado está diretamente relacionado à precisão das medidas de cada fator da equação. Além disso, quanto maior a magnitude dos valores dos outros componentes do balanço face à recarga, principalmente no caso da evapotranspiração,

mais crítica fica a limitação. Por isso a utilização do método foi criticada por alguns autores (e.g. Lerner *et al.* 1990 e Hendrickx & Walker 1997).

Na comparação entre os métodos balanço de umidade do solo, balanço de massa do íon cloreto e modelamento para cálculo da recarga, Varni *et al.* (1999) encontraram valores muito baixos de evapotranspiração, conseguidos a partir da equação de Thornthwaite, uma vez que os valores de recarga através do balanço de umidade do solo são incompativelmente altos em relação ao esperado. Isto ocorre pois o balanço de massa de Thornthwaite e Mather (1957, *apud* Varni *et al.* 1999) considera que toda a água em excesso recarregue o aquífero.

Em alguns casos a existência de vazamentos de sistemas de abastecimento de água e coleta de esgotos pode ser detectada através do balanço hídrico. Taxas de vazamento da ordem de 25% são um componente perceptível no balanço. Mas não funciona quando a recarga é um item pequeno entre os componentes do balanço, e quando as incertezas de cada item são muito grandes (Lerner 2002 e Yang *et al.* 1999).

A seguir será apresentado, com mais detalhes, o cálculo de cada componente do Balanço Hídrico:

a) Evapotranspiração

Para estimar a evapotranspiração de uma grama verde, baixa, com bom fornecimento de água, Lerner *et al.* (1990) indicam o uso da fórmula:

$$et_t = s H + g E_a / l(s + g) \quad (14)$$

onde:

$$E_a = a_3 (a_1 + a_2 u_2)(e_a - e_d) \quad (15)$$

et_t = evapotranspiração de um gramado verde, baixo, com boa disponibilidade de água ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)

a_1, a_2, a_3 = constantes

e_a = pressão de vapor saturado à temperatura do ar (mBar)

e_d = pressão de vapor na altura do filtro (mBar)

γ = constante psicrométrica, cujo valor é 0,485 mm de Hg / °C

H = energia disponível (radiação líquida – fluxo de calor do solo – armazenamento de energia na vegetação) (W m^{-2})

- l = calor latente de vaporização ($J\ kg^{-1}$)
 s = gradiente da curva de pressão de vapor saturado ($mbar\ K^{-1}$)

Apesar de serem tão essenciais quanto dados de precipitação, medidas de evapotranspiração raramente estão disponíveis, devendo em geral ser calculada a partir de dados meteorológicos. Para tanto define-se o conceito de evapotranspiração de um cultivo de referência. Entre as diferentes fórmulas existentes para o cálculo da evapotranspiração real destaca-se a de Penman-Monteih, a qual é considerada a mais apropriada para aplicação em zonas úmidas.

Para realizar o cálculo da evapotranspiração para um cultivo de referência (ET_0) pelo método de Penman é necessário conhecer a latitude e altitude da área de estudo, a altura do anemômetro, temperatura média, número real de horas de sol, velocidade do vento, umidade relativa e relação entre a velocidade do vento durante o dia e a noite.

A equação de Penman, modificada pela FAO (*Food and Agriculture Organisation*, órgão das Nações Unidas) é escrita:

$$ET_0 = C [wR_n + (1 - w) f(u) (e_a - e_d)] \quad (16)$$

onde:

C = fator de ajuste para compensar os efeitos de variação do clima entre dia e noite

$f(u)$ = função da velocidade do vento (u) medida a 2 m de altura do solo, em km/d, calculada como:

$$f(u) = 0,27(1 + u/100) \quad (17)$$

$(e_a - e_d)$ = diferença entre a pressão de saturação de vapor à temperatura do ar e à temperatura saturante de vapor, em mBar, determinada em função da temperatura média e da umidade relativa média (HR, em %):

$$e_d = e_a (HR/100) \quad (18)$$

w = fator de ponderação do termo energético wR_n , em função da temperatura e da altitude, calculado como:

$$w = \Delta / \Delta + \gamma \quad (19)$$

onde:

Δ = gradiente da curva de saturação para a temperatura média diária do ar

γ = constante psicrométrica

R_n = radiação líquida disponível no nível do solo, produzindo a transpiração a partir das plantas, evaporação a partir do solo, aquecimento do ar e solo. É calculado pela diferença entre a radiação incidente R_i e a radiação refletida, tanto de onda curta (R_{rc}) quanto de onda longa (R_{rl}):

$$R_n = R_i - R_{rc} - R_{rl} \quad (20)$$

a radiação refletida de onda curta se obtém através de:

$$R_{rc} = \alpha R_i \quad (21)$$

sendo α o coeficiente de albedo. A radiação incidente é calculada através de:

$$R_i = (0,25 + 0,5 n/N) R_A \quad (22)$$

onde:

n = número real de horas de insolação diária

N = número máximo de horas de insolação diária

R_A = intensidade teórica de radiação incidente (Tabela 3 - Custodio e Llamas 1976)

A radiação refletida de onda longa é função da temperatura, umidade relativa do ar e do número real de horas de insolação:

$$R_{rl} = f(T) g(e_d) h(n/N) \quad (23)$$

onde:

$$f(T) = \sigma T_k^4$$

$$g(e_d) = 0,34 - 0,044 \sqrt{e_d}$$

$$h(n/N) = 0,1 + 0,9 n/N$$

onde:

σ = constante de Stephan-Bolzman ($0,826 \cdot 10^{-10} \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1} \text{ K}^{-4}$)

T_k = temperatura em K

Tabela 3: Valores de incidência de radiação solar em função da latitude no hemisfério norte (em $\text{cal/cm}^2 \cdot \text{dia}$) (Custodio & Llamas 1976).

Mes Lat.	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun
0°	858	888	890	862	816	790	804	833	875	880	860	842
5°	809	855	882	878	851	832	842	857	874	855	814	789
10°	759	821	873	894	885	873	879	880	872	830	767	735
15°	701	777	854	898	908	904	905	891	858	793	712	673
20°	642	732	834	902	930	934	930	902	843	755	656	610
25°	575	678	799	891	940	954	942	896	815	708	593	539
30°	508	624	764	880	950	972	955	891	788	658	528	469
35°	436	559	719	856	947	979	957	874	749	597	459	395
40°	364	495	673	833	944	985	958	858	710	536	390	323
45°	293	427	616	798	932	984	948	829	658	470	317	251
50°	222	360	560	764	920	983	938	800	607	404	246	180
55°	155	288	496	720	900	977	923	764	547	333	179	118
60°	88	215	432	676	880	970	908	728	487	262	111	56

b) Cálculo do fluxo superficial

Em solos menos permeáveis uma proporção significativa da precipitação pode se transformar em fluxo superficial. Isto é normalmente calculado como uma proporção empiricamente observada (Lerner 1990):

$$q = f p \tag{24}$$

ou um limite pode ser incluído:

$$q = f (p - p_t) \tag{25}$$

caso $p > p_t$

$$q = 0 \tag{26}$$

caso $p < p_t$

A proporção de fluxo superficial também pode ser relacionada ao déficit de umidade do solo:

$$q = f p (1 - smd / C) \quad (27)$$

onde:

q = fluxo superficial em um certo período de tempo (L/T)

f = fator empírico (<1)

p = precipitação (L)

p_t = valor limite de precipitação, abaixo do qual não há fluxo superficial

smd = deficit de umidade do solo

C = constante empírica

Os fatores f , p_t e C são definidos por calibração em função de fluxo superficial medido, por exemplo de uma drenagem com este tipo de controle.

Como método alternativo pode-se calcular a capacidade de infiltração do solo e comparar o resultado com precipitações de pequena duração. Para tanto são necessários dados de pluviômetros e medições de taxas de infiltração em função do tempo. A análise é demorada e complexa se um conjunto de dados de eventos de fortes precipitações deve ser levados em conta.

c) Variação de armazenamento

Samper Calvete (1998) demonstra que o volume de água armazenado em adição ao valor inicial (antes da recarga) está relacionado à variação do nível de água através da porosidade efetiva do aquífero por :

$$\Delta V_a = m \Delta h \quad (28)$$

onde:

ΔV_a = variação do volume de água armazenada

m = porosidade drenável do meio

Δh = variação do nível de água do aquífero

O balanço de volume no aquífero se realiza tendo em conta a entrada da percolação e a saída por descarga subterrânea, no caso de esta ocorrer durante o intervalo de tempo escolhido para calcular a variação da armazenamento. Entrada e saída são consideradas proporcionais à variação do volume de água armazenado:

$$Q_s = \alpha_s \Delta V_a \quad (29)$$

onde:

Q_s = saída por descarga

α_s = coeficiente de esgotamento do fluxo subterrâneo

O termo α_s está relacionado à difusividade hidráulica do meio, e é calculado por:

$$\alpha_s = a T/S\lambda^2 \quad (30)$$

onde:

T = transmissividade do aquífero

S = armazenamento

λ^2 = distância percorrida pela água

Desta forma o volume de água armazenado no fim do período I determinado (um dia, por exemplo) é obtido por:

$$V_a (I) = V_a (I - 1) + (Q_p - Q_s) \Delta t \quad (31)$$

onde:

Q_p = entrada de água por percolação

Δt = intervalo de tempo do balanço

3.6.3 Estimativas Darcynianas

O fluxo da água subterrânea é controlado pela lei de Darcy:

$$q = K i \quad (32)$$

ou

$$Q = K i A \quad (33)$$

onde:

q = fluxo (L/T - distância por tempo, em escalas variadas)

K = condutividade hidráulica (L/T)

i = gradiente hidráulico (-dh/dx)

sendo h = carga hidráulica (L)

x = componente horizontal (L)

Q = vazão (L³/T)

A = área da seção do aquífero (L²)

A lei de Darcy é usada para calcular o fluxo de água através de uma seção do aquífero livre ou confinado. O método assume fluxo constante e ausência de extração de água. O fluxo de água em sub-superfície (q) é calculado multiplicando-se a condutividade hidráulica pelo gradiente hidráulico. Este deve ser estimado ao longo de um tubo de fluxo, em ângulos retos com a direção das linhas equipotenciais. A vazão através de uma seção do aquífero (A) é igual à taxa de recarga (R) multiplicado pela superfície da área que contribui para o fluxo (S):

$$qA = RS \quad (34)$$

A seção do aquífero usada deve estar alinhada com uma equipotencial. O método é fácil de usar quando existem dados sobre o gradiente hidráulico e a condutividade hidráulica efetiva. Porém tem um alto grau de incerteza devido à variabilidade da condutividade hidráulica (Scanlon *et al.* 2002).

Para a aplicação das aproximações Darcynianas com base em dados de campo, normalmente assumem-se condições de *steady-state*, assim sendo somente necessários dados de carga hidráulica e condutividade para aplicar a eq. (30) (Darcy inicial). A principal vantagem deste método é o fato de ele representar o fluxo de água, que é o princípio físico no qual se está realmente interessado. As escalas de tempo para aplicação das aproximações Darcynianas podem variar entre episódicas, para eventos de precipitação com variação de cargas, até sazonais, para percolação de água entre aquíferos (Lerner 1990).

3.7 Precisão das medidas

Lerner (1990) apresenta os seguintes vetores de erros nas estimativas:

Modelo conceitual: É o mais sério e o tipo mais comum de erro. Ocorre quando o processo de recarga não é totalmente compreendido, ou quando suposições simplificadas são feitas. Por exemplo, quando se considera em um caso específico, em que a recarga é causada por excesso de irrigação em um parque. A presença de uma camada impermeável, porém, impede a chegada da água ao aquífero. O autor menciona que é impossível descrever todos os modos pelos quais ocorre recarga, mas, para diminuir ao máximo a possibilidade de erros, todas as

evidências disponíveis devem ser consideradas, e o sistema deve ser compreendido.

Variabilidade temporal e espacial: A maior parte dos processos de recarga não são lineares em função do tempo. Precipitações de baixa intensidade podem não causar recarga por causa de altas taxas de evapotranspiração em certas situações. Se a mesma precipitação ocorrer em um curto intervalo de tempo, saturando o solo, pode haver recarga. Erros podem ser causados pelo uso de médias mensais ou anuais.

Erros de medidas: São relativos à precisão dos equipamentos utilizados para fazer as medidas. Podem ser estimados experimentalmente, e tratados matematicamente.

Erros de cálculo: Podem ser evitados tratando os dados com atenção e checagem, principalmente em relação às unidades de medida.

A análise de erros, ou da sensibilidade por diferenciação, mostrará quais variáveis em uma equação contêm os maiores erros, sendo possível concentrar nelas maiores esforços para aumentar a precisão. Lerner (1990) enfaticamente recomenda a aplicação de mais de um método de estimativa de recarga, proporcionando uma checagem independente.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Revisões bibliográficas foram recorrentes, e comuns a todos os métodos aplicados. Abaixo são discriminados os materiais e informações necessários para cada técnica aplicada:

4.1 Variação do nível de água

- listagem de poços ativos: informações com órgãos responsáveis
- implantação de poços de monitoramento: *direct push* e *hollow stem auger*
- monitoramento do nível de água: poços de monitoramento, medidor de nível manual e transdutores de pressão

4.2 Balanço hídrico

- monitoramento dos dados meteorológicos: estação meteorológica automática

- determinação de infiltração e escoamento superficial: análise de proporção de área impermeabilizada
- determinação da capacidade de campo: revisão bibliográfica

4.3 Aproximações Darcynianas

- determinação da condutividade hidráulica: *slug-tests*
- determinação dos gradientes hidráulicos: medição dos níveis de água nos poços de monitoramento

Scanlon *et al.* (2002) mencionam que aproximações darcynianas e controle da variação do nível de água são apropriados para estimar a recarga em zonas de clima úmido, embora Lerner (2002) apresente algumas restrições ao uso de técnicas de flutuação do nível de água do aquífero para estimar a recarga em áreas urbanizadas, uma vez que a fuga contínua da rede de água e esgoto pode dificultar a interpretação.

A técnica de balanço hídrico usada é a definida por Thornthwaite (1948), modificada na estimação de evapotranspiração potencial, com o método Penman modificado pela FAO.

Para a determinação da recarga pela técnica de flutuação do nível de água no aquífero, foi usada a metodologia definida por Lerner (2002).

5. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

Abaixo estão listados os trabalhos executados para o desenvolvimento do trabalho (Tabela 4):

Tabela 4: Atividades desenvolvidas

Atividade	Execução (Mês)										
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Revisão bibliográfica	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Seleção de área externa à USP	Etapa de escritório		X	X				X	X		
	Etapa de campo				X		X	X	X		
Amostragens com <i>direct push</i> (USP e fora)				X	X			X			
Perfuração dos poços – USP				X	X	X	X		X		
Estação Meteorológica	Instalação					X					
	Monitoramento						X	X	X	X	X
Instalação de 4 transdutores de pressão										X	
Monitoramento dos poços								X	X	X	

5.1 Seleção de área externa à USP

Para a escolha do campo externo à USP foram usados mapas topográficos em escala 1:10.000, mapa geológico em escala 1:50.000 e guias de ruas para determinar um local cuja morfologia descrevesse uma microbacia, cuja geologia fosse compatível com aquela existente na Raia Olímpica e a ocupação superficial fosse densa, em um bairro de classe média-baixa. Diversos locais com condições físicas aparentemente ideais foram descartados por informações verbais, como a existência de poços no local (Lapa, Brooklin), tipo de ocupação diferente da desejada (Santo André, Guarulhos), nível freático muito profundo (Lapa, Brooklin), existência de espessas lentes de argila (Brooklin) entre outros. Após a primeira seleção foram feitas visitas aos 10 locais restantes, com trado manual, para investigação da geologia, determinação do nível freático, constatação do tipo de ocupação. Os resultados são apresentados na Tabela 5, na qual foram atribuídas "notas" para cada parâmetro, até se obter a mais apropriada (maior nota):

Tabela 5: Processo de seleção da área externa à USP

Área	Nível Raso?	Geologia compatível ?	Boa impermeab ?	Acesso p/ máquinas?	Ocupação	Segurança	Somatória
Osasco	1	-1	1	1	1	1	4
Erm. Matarazzo	-	0	1	1	0	-1	1
Vila Eutália	1	1	0	1	1	1	5
Vila Formosa	-1	-1	1	1	1	1	2
Pq. São Lucas	1	0	1	0	1	1	4
Vila Matilde (trado)	-1	0	1	1	1	1	3
V. Matilde (trinch.)*	0	-1	1	1	1	1	3
Sto. André II	-1	0	1	0	1	1	2
Vila Maria	1	1	-1	1	-1	1	2
Vila Califórnia	1	-1	1	1	1	1	4

Atribuição: 1=bom 0=médio -1=ruim - = desconhecido

* Foi encontrada uma trincheira aberta pela equipe de manutenção da Sabesp

Outra fonte importante de informações foram moradores que já tiveram ou têm poços, equipes de manutenção da rede de abastecimento público de água, geólogos ou engenheiros em construções, e barrancos com nível freático aflorante. A área inicialmente escolhida, no Jaguaré, tem todos os requisitos iniciais exigidos. Mas foram necessárias as informações de quatro furos com *direct push* em diferentes cotas para determinar uma incompatibilidade geológica em relação à USP – nas porções mais altas

da microbacia o embasamento cristalino é pouco profundo, coberto por solo de alteração argiloso. A investigação só foi conduzida em julho, data determinada como limite para o início das perfurações, postergadas pela demora de três meses (usualmente são seis) na concessão de autorização de execução da obra pela a Convias. Tal documento foi emitido em agosto, quando a segunda área já havia sido descartada.

5.2 Seleção da área na USP

Para instalar a área experimental na Cidade Universitária, todos os aspectos do projeto Fapesp tinham de ser levados em conta. O que mais exigiu atenção foi a investigação geofísica, para a qual não poderia haver cabos elétricos ou outros objetos enterrados, ou aterro alterando a geologia original da área. Tal característica foi encontrada dentro das dependências do CEPEUSP, ao lado da Raia Olímpica, e no gramado entre a Av. Prof. Mello Moraes e o bloco A do CRUSP (Figura 9). O modelo conceitual de fluxo é conhecido, descrito por Iritani (1993): a zona de descarga, tanto no período de seca quanto de estiagem, é a Raia, sendo a direção de fluxo perpendicular ao eixo maior desta nos locais de implantação dos poços. Os estratos superficiais são solos argilosos, mas a partir de 2 m de profundidade há areia fina com granocrescência descendente, com conglomerado na base, em cerca de 7 m. Uma camada de argila de aproximadamente 2 m separa esta seqüência de uma semelhante, cuja base está situada a 15 m de profundidade .

Não há poços em funcionamento na proximidade da raia atualmente, o que garante inexistência de influência de bombeamento no nível freático.



Figura 9: Localização da área experimental implantada na USP – Raia e Crusp.

5.3 Perfuração dos poços na USP

A American Drilling do Brasil Ltda, empresa contratada para a perfuração dos poços, iniciou os trabalhos na USP no dia 07/05/03.

Os métodos usados na perfuração dos poços foram

a) *Geoprobe (ou direct push)*

O sistema consiste na inserção direta no solo, através de atuadores hidráulicos, de um tubo oco de metal com um amostrador de material plástico transparente (*liner*), o qual retém a amostra. Os amostradores têm 1,2 m de comprimento, e fazem amostragem contínua. São funcionais para granulometria podendo coletar de argila a areia grossa, mesmo que contenha seixos esparsos. Causa pouco impacto na superfície, uma vez que não traz material de escavação, e tem uma taxa de perfuração alta (1,5 a 8 metros por minuto) (Aquifer Drilling & Testing, Inc. 1999). Permite a instalação de poços de monitoramento de até uma polegada e, dado o tamanho reduzido do equipamento, requer pouco espaço para operação.

b) *Hollow-Stem Auger*

Neste caso uma coroa de corte com uma tampa (*plug*) é acoplada a hastes ocas com uma espiral na parte externa, em diversos diâmetros, dependendo da aplicação e potência do equipamento. A perfuração é rotativa, trazendo amostras deformadas até a superfície. Amostras indeformadas também podem ser conseguidas, usando-se um *plug* que possa ser retirado por dentro dos tubos, e com um amostrador inserido por dentro destes. Normalmente os *plugs* usados são retirados inserido-se hastes por dentro dos tubos do *Hollow*, forçando-o para fora da coroa e assim ficando dentro da perfuração. Ao contrário do *direct push*, o conjunto não precisa ser removido do furo a cada colocação de nova haste, o que permite perfurações profundas e instalação de poços reduzindo o risco de fechamento do furo.

Os filtros foram instalados com os seguintes diâmetros e profundidades (em relação à superfície), conforme os perfis construtivos apresentados no anexo 1:

- PM-1R 1" - de 3,5 a 4,5 m
1" - de 6,5 a 7,5 m
2" - de 12,5 a 13,5 m
- PM -2R 1" - de 3,65 a 4,65 m
1" - de 6,33 a 7,33 m
2" - de 12,5 a 13,5 m
- PM-3R 1" - de 3,65 a 4,65 m
- PM-1C 1" - de 3,35 a 4,35 m
1" - de 6,5 a 7,5 m
- PM-2C 1" - de 3,35m a 4,35m
1" - de 6,5m a 7,5m

PM-R = poço de monitoramento localizado ao lado da Raia Olímpica;

PM-C = poço de monitoramento localizado ao lado do Crusp).

Atualmente três poços estão em funcionamento: PM1R, PM3R e PM2R (Figura 10). O nível de 7,5 m do poço PM3R, porém, teve rompimento de filtro, permitindo a entrada de sedimentos e inutilizando-o para medição de nível de água.

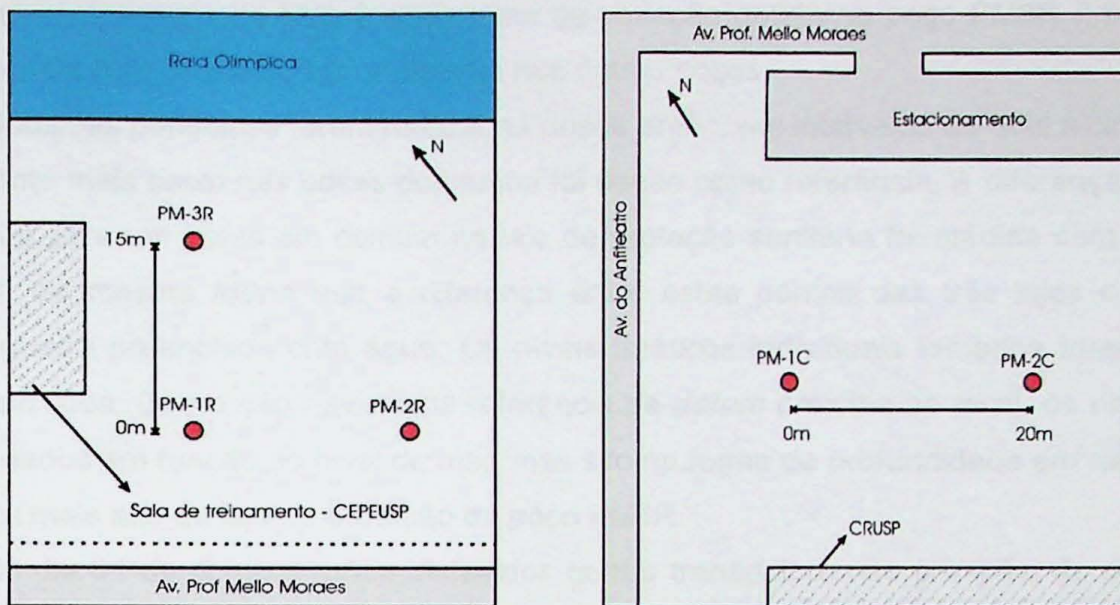


Figura 10: Localização dos poços ao lado da Raia e do CRUSP.

5.4 Aquisição dos dados

5.4.1 Clima

Foi adquirida uma estação meteorológica da marca *Davis Instruments*, modelo *Vantage Pro*. Medições de umidade e temperatura do ar, radiação solar e UV, velocidade e direção do vento, e precipitação são enviadas por ondas de rádio (868,35 MHz) para um console, o qual mostra os dados em tempo real e os registra em um *datalogger*. Deste as informações podem ser passadas a um microcomputador, pela porta serial. O *software* para interpretação das entradas realiza o cálculo da evapotranspiração através do método de Penman modificado pela FAO, apresentado acima.

5.4.2 Nível Freático

Aparelhos de medição manual de nível de água da marca *Hidrosuprimentos*, modelo HS-300, foram usados nesta tarefa. As medições foram iniciadas assim que os poços foram desenvolvidos, ou seja, dia 04 de setembro do corrente. O desenvolvimento consiste em bombear o poço até que a maior parte dos sedimentos soltos presentes em seu fundo e no pré-filtro tenham sido retirados. Melhor passagem de água para dentro do filtro é garantida, o que reflete variação do N.A. concomitante no aquífero e dentro do poço. Um exemplo do que acontece quando não há correto desenvolvimento ou quando

ocorre rompimento de filtro é a resposta de variação obtida no poço PM3R 7,5 m, sem coerência com as medições realizadas nos outros poços.

Medições periódicas foram realizadas desde então, em intervalos de dois a cinco dias. O ponto mais baixo nas bocas dos tubos foi usado como referência. A diferença de cota destes para um ponto em comum na laje de proteção sanitária foi medida com régua e nível, da mesma forma que a diferença entre estes pontos das três lajes com uma mangueira preenchida com água. Os níveis freáticos individuais tomados foram assim equalizados. Como não havia uma referência de *datum* próxima ao local, os níveis não são dados em função do nível do mar, mas sim na forma de profundidade em relação ao ponto mais alto da laje de proteção do poço PM1R.

No dia 31 de outubro foram instalados quatro transdutores de pressão, da marca *In-Situ*, modelo *Minitroll* (30 psi, ou 21 m de coluna d'água de pressão máxima, com precisão de 5%), para registro de altura da coluna d'água a cada meia hora, com o intuito de obter informações detalhadas do comportamento dos níveis de água, principalmente durante eventos de precipitação.

5.5 Dificuldades enfrentadas

Ao longo de seu desenvolvimento várias dificuldades alteraram o plano inicial de execução. Na Tabela abaixo detalha-se o planejamento inicial, as dificuldades encontradas e as soluções dadas aos problemas enfrentados (Tabela 6):

Tabela 6: Dificuldades enfrentadas no desenvolvimento do trabalho.

Data	Trabalho	Método	Dificuldades	Solução
07/05	Amostragem com <i>Liners</i>	<i>Geoprobe</i>	Em 3,7 m de prof. uma areia média a grossa impede recuperação de grande parte das amostras;	Relatar o acontecido em caderneta e considerá-lo na confecção do perfil
07/05	Amostragem com <i>Liners</i>	<i>Geoprobe</i>	A cada retirada do amostrador, material das partes superiores do furo se desprende, entrando no amostrador	Relatar o acontecido em caderneta e desconsiderar as porções referentes no perfil
07/05	Perfuração de poço	<i>Hollow Stem Auger</i>	Ao retirar as hastes para inserir o revestimento do poço, o furo fechou	Abandono do furo e abertura de novo pelo método percussivo
07/05	Perfuração de poço	<i>Geoprobe</i>	Camada de areia grossa com seixos impede o avanço do amostrador além dos 3,7 m	Instalação somente dos níveis mais rasos dos três poços, e uso de <i>Hollow</i> de maior diâmetro para instalar o poço dentro das hastes

Tabela 6: Dificuldades enfrentadas no desenvolvimento do trabalho (cont).

Data	Trabalho	Método	Dificuldades	Solução
09/05	Medição dos níveis de água nos poços instalados	Medidor de nível de água	Os níveis d'água medidos nos poços e verificados na Raia Olímpica da USP são muito próximos, o que abre a possibilidade de esta estar recarregando o aquífero	Mudança de planos: instalar somente dois poços multiníveis no local, e dois outros em local mais afastado da raia
13/05	Perfuração de poço	<i>Hollow Stem Auger</i>	Máquina não consegue passar de 10,5 m por falta de potência	Parar o trabalho e trazer o equipamento mais potente no dia seguinte
19/05	Perfuração de poço	<i>Hollow Stem Auger</i>	Na instalação do revestimento de 2" a bentonita em <i>pellets</i> trava entre este e a haste do trado, não descendo até o ponto desejado	Perfurar com diâmetro maior (no dia seguinte)
20/05	Perfuração de poço	<i>Hollow Stem Auger</i>	Entrada de grande quantidade de sedimentos ao retirar o <i>plug</i> do trado	Retirar todas as hastes e refazer o furo com novo <i>plug</i>
20/05	Perfuração de poço	<i>Hollow Stem Auger</i>	Sondador deixa cair chave de boca dentro do furo ao desmontar hastes	Como a chave ficou na porção selada com bentonita, não deve mudar os resultados das análises; o ocorrido só foi anotado em caderneta
05/06	Perfuração de poço ao lado do Crusp	<i>Hollow Stem Auger</i>	Por falta de hastes não é possível furar além dos 12m	Trazer mais hastes no dia seguinte
06/06	Perfuração de poço ao lado do Crusp	<i>Hollow Stem Auger</i>	Sondador deixa cair lâmina de serra dentro do furo ao serrar o revestimento do poço	Fechar furo até 7,5 m, isolando a parte onde está a serra
06/06	Perfuração de poço ao lado do Crusp	<i>Hollow Stem Auger</i>	Entrada de grande quantidade de sedimentos ao retirar o <i>plug</i> do trado	Fazer nova tentativa de perfuração
26/06	Desenvolvimento dos poços na raia	<i>Bailer</i> e mangueira com válvula	Entrada de grande quantidade de sedimentos através do pré filtro e filtro, "assoreando" 2 poços	Refazer o desenvolvimento dos poços
17/09	Amostragem de 10 pontos na Vila Eutália com <i>liners</i>	<i>Direct Push (Baby)</i>	Perfuradores foram chamados para preparar outro serviço – faltaram 2 pontos	Retorno na semana seguinte para terminar a amostragem
24/10	Perfuração dos dois poços mais profundos no Crusp	<i>Hollow Stem Auger</i>	Selo de bentonita pouco espesso.	Execução de novo poço, uma vez que o material extraído do poço foi inserido por cima da bentonita, impossibilitando inserção de mais desta.
24/10	Perfuração dos dois poços mais profundos no Crusp	<i>Hollow Stem Auger</i>	Tubos não desciam ao fundo do furo quando o <i>plug</i> era retirado – na tentativa de forçar a descida com a máquina, o filtro quebrou.	Não foi possível fazer outra tentativa por falta de material de construção de poço.

Ainda não houve disponibilidade de equipe da empresa para desenvolver os poços PM1 e 2C, o que impediu a medição de variação do NA através deles até o momento.

6. RESULTADOS OBTIDOS

6.1 Tipos de recarga presentes

Na cidade Universitária apenas uma pequena parte da recarga é captada por edificações e outras áreas impermeabilizadas, sendo coletada pelo sistema de água pluvial. O fato fica evidente pela área construída na Cidade Universitária Armando Salles de Oliveira, frente a área total, apresentada na Tabela 7:

Tabela 7: Características da CUASO.

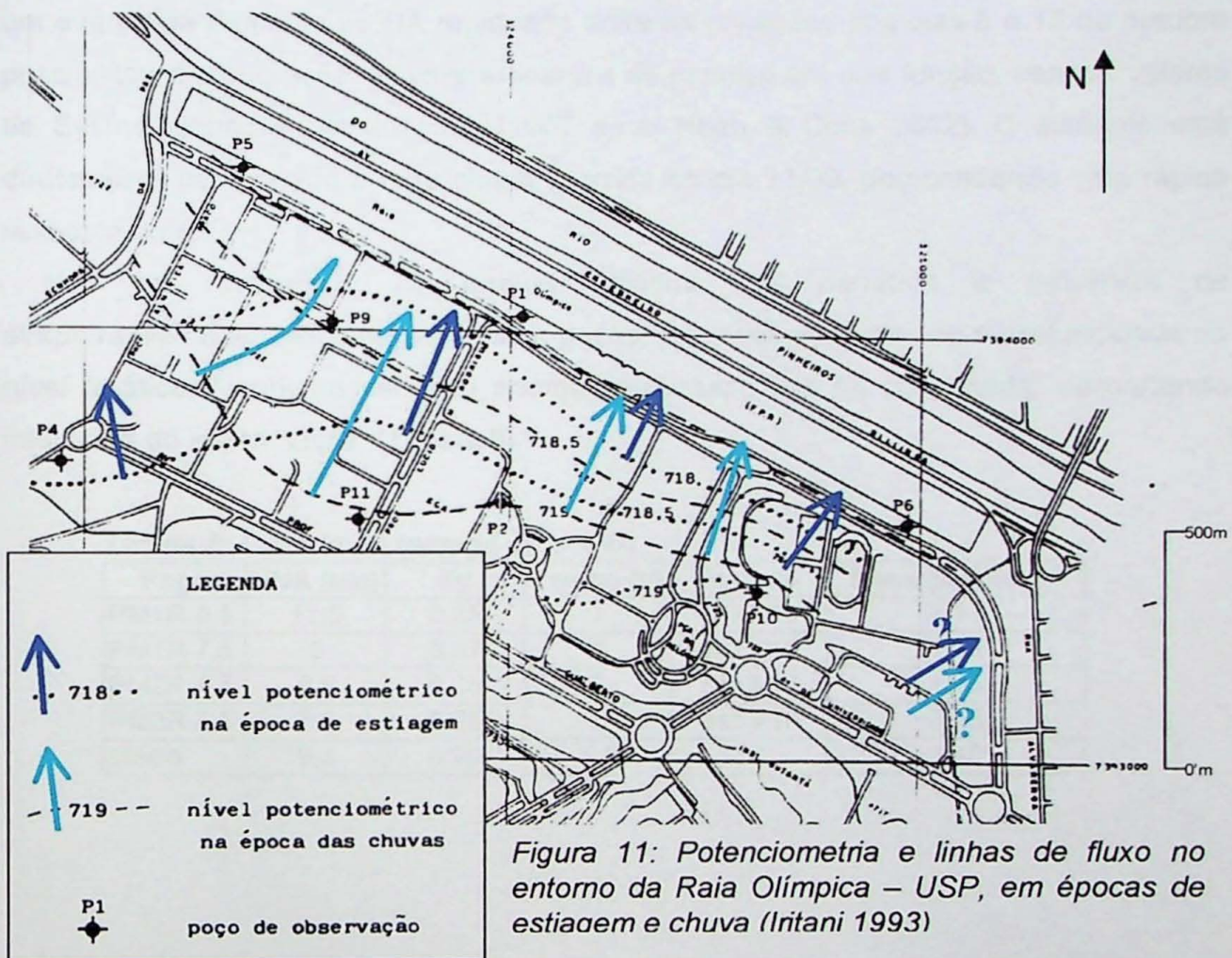
Características gerais da USP (CUASO)	
Área do terreno	3.700.000 m ²
Área construída	740.000 m ²
Número de edifícios	cerca de 250
Período de construção dos edifícios	Décadas de 60 e 70 (maioria)
Unidades de Ensino e Pesquisa	19 (diversos cursos)
População	58.546
Ligações de água	122
Consumo médio de água	95.000 m ³ /mês

6.2 Quantificação da recarga

6.2.1 Modelo conceitual

O fluxo de água de praticamente toda a Cidade Universitária tem como zona de descarga a Raia Olímpica, considerando as linhas potenciométricas apresentadas por Iritani (1993) (Figura 11). Saídas diretas para o Rio Pinheiro podem ocorrer a SE e NW do corpo d'água (o último principalmente na época de estiagem), mas devem ser bastante reduzidas, dada a pequena extensão que os espaços mencionados representam frente à sua extensão.

Fluxos subterrâneos ou superficiais para dentro da USP, com conseqüente passagem pela área experimental foram descartados, uma vez que a topografia não os favorece. Interceptação de água nos edifícios e áreas impermeabilizadas como avenidas e outras superfícies construídas ocorre, favorecendo a evaporação direta da água ou sua captação para o sistema de coleta de águas pluviais.



6.2.2 Variação do Nível de Água

A semelhança entre a curva de variação do nível de água ao longo do tempo nos filtros mais rasos do poço PM1-R evidencia uma conexão hidráulica entre o nível de 4,5 m e o de 7,5 m de profundidade. Uma diferença potenciométrica entre estes níveis indica um fluxo ascendente de água gradiente entre os poços PM1-R 4,5 / 7,5 e o PM3-R 4,5, observável pela diferença de cota presente em todas as medições executadas. A resposta à recarga, porém, é exatamente a mesma, representada pela concomitância

das inflexões da curva de variação do N.A. É causada pela característica do aquífero, livre e raso, captado nos três casos (Figuras 12 e 13).

Não foram observadas poças no local, o que indica uma boa absorção da água precipitada, impedindo sua evaporação direta. Foram somente levados em conta, para o cálculo por este método, as variações episódicas de nível, uma vez que ainda não há dados de períodos maiores para a elaboração de um padrão de curva de recessão, mas um evento de aumento do NA registrado entre as medições dos dias 8 e 13 de outubro possibilitou a elaboração de uma estimativa de recarga em sua função, usando valores de S_y mencionados por Johnson (1967 *apud* Healy & Cook 2002). O aumento está diretamente relacionado à forte chuva ocorrida no dia 11/09, demonstrando uma rápida resposta do NA.

Não há recorrência de padrões diários que denotem a influência de evapotranspiração neste ou nos outros poços, provavelmente devido a profundidade do nível freático. Nenhuma variação anormal ou inesperada foi constatada, descartando influência do efeito "Lisse" (Tabela 8).

Tabela 8: Cálculo da recarga pela VNA.

Poço	VNA (cm)	S_y	Tempo (d)	Período	Recarga (mm/d)
PM1R 4,5	11,5	0,25	7	8a15/10	4,11
PM1R 7,5	9	0,07	5	8a13/10	1,26
PM2R 4,5	9,5	0,25	5	8a13/10	4,75
PM3R 4,5	7,5	0,25	5	8a13/10	3,75
Média	9,4	0,20	5,5		3,46

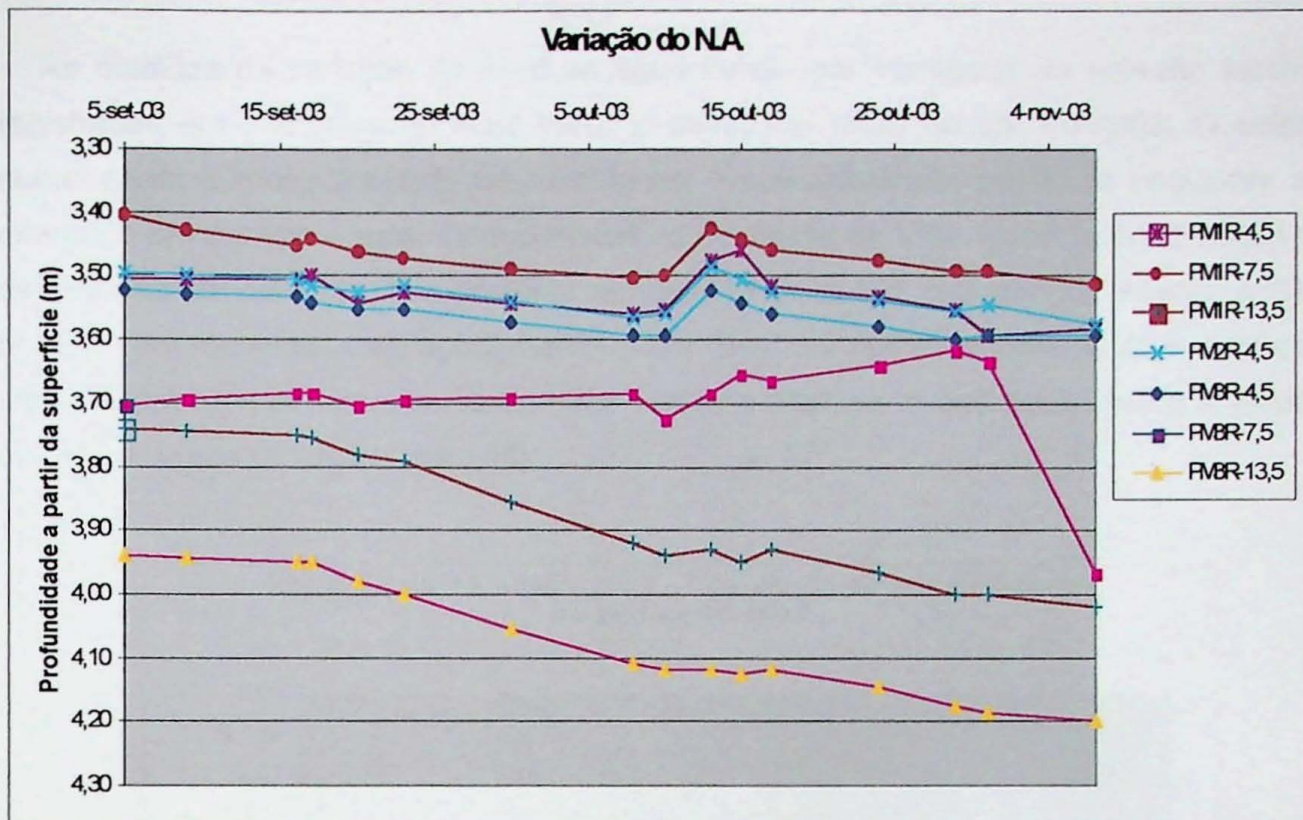


Figura 12: Medições manuais de NA feitas durante os meses de setembro e outubro de 2003.

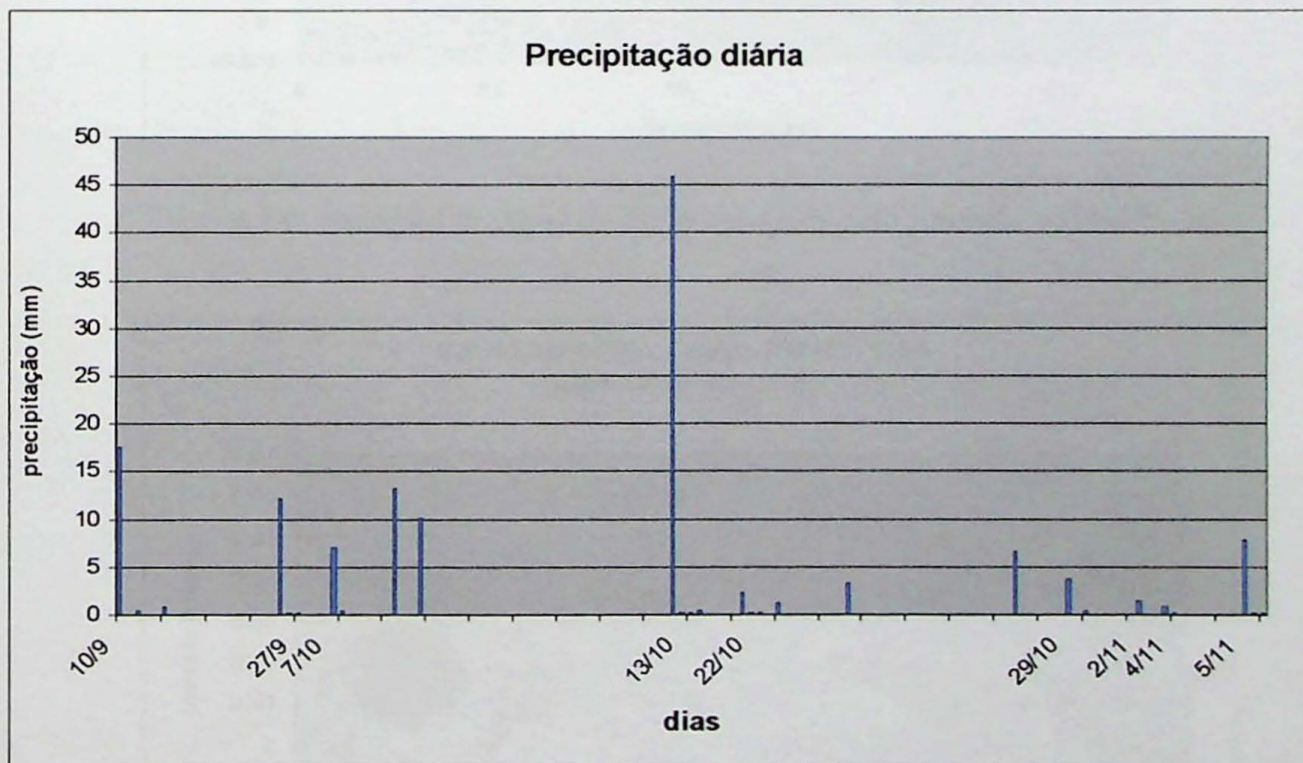


Figura 13: Precipitações diárias registradas na estação do IGc em setembro e outubro de 2003.

As medidas de variação do nível de água feitas com transdutor de pressão foram registradas em intervalos de meia hora, iniciadas às 16:30 do dia 31/10/03. O valor numérico da primeira medição foi considerado como referência, sendo as seguintes a diferença em relação a esta. Concomitante às medições de VNA foram feitas medições de pressão atmosférica para posterior correção (Figura 14). Em período inferior a 24 horas foram registradas variações de até 3 cm. Sem correção barométrica as variações ultrapassam os 4 cm, com curva de VNA bastante alterada, o que pode induzir a erros na estimativa da recarga (Figura 15).



Figura 14: Variação do nível de água corrigido pelo pressão atmosférica.

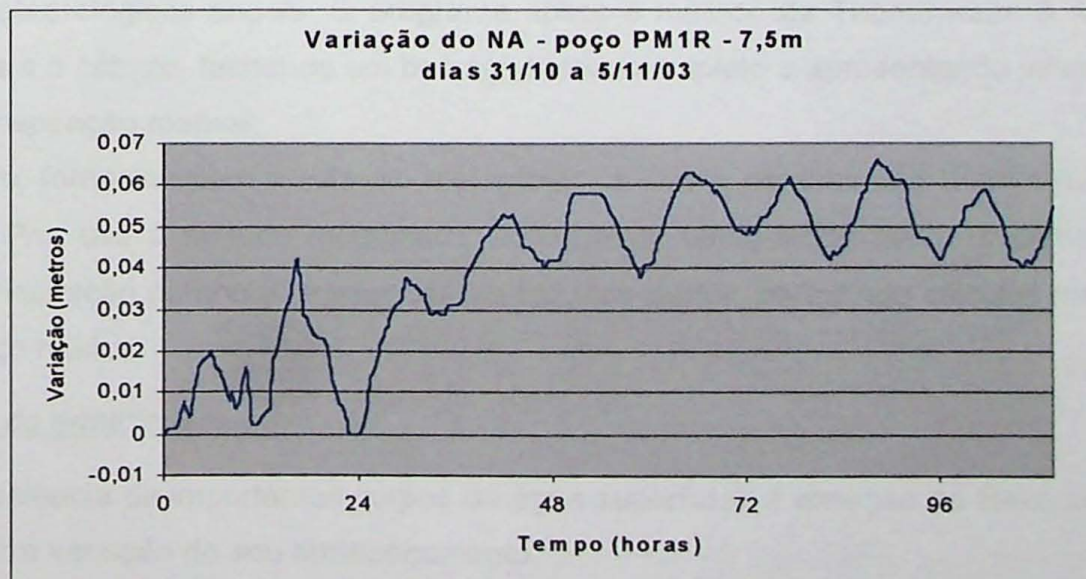


Figura 15: Evolução da VNA sem correção

6.2.3 Balanço Hídrico

Para o cálculo do Balanço Hídrico será usada equação (6), a qual tem os termos componentes avaliados abaixo:

Precipitação

Nos meses de setembro e outubro foi medida através da estação meteorológica instalada no IGc. Dados para os anos de 2002 e 2003 foram fornecidos pelo IAG.

Fluxos de entrada e saída da área de estudo

Como considerado no modelo conceitual, fluxos superficiais ou subterrâneos para dentro do *Campus* não devem ocorrer.

O escoamento superficial causado pela impermeabilização foi subtraído da precipitação como uma fração desta, proporcional à relação entre área construída e área total do *Campus*.

O escoamento superficial causado por fatores inerentes ao tipo, inclinação e cobertura do solo foram calculados através da equação (24). Para tanto é necessária a determinação do fator f , que estipula a proporção de água pluvial precipitada que efetivamente infiltra. Para um solo argiloso, com declividades entre 2 e 7% e o fator é 0,33 durante a estiagem, e 0,43 durante a estação chuvosa (CETESB 1985).

Evapotranspiração potencial

Dois *softwares* foram usados para obter valores mensais de evapotranspiração. Um nacional, desenvolvido por Pinto e Zullo Junior (s/d) denominado Balasc, necessita de dados meteorológicos anuais. O programa aplica o método de Thornthwaite & Mather (1955) para o cálculo, fechando um balanço hídrico completo e apresentando valores de evapotranspiração mensal.

O outro, fornecido com a estação meteorológica *Davis*, denominado *WeatherLink for Vantage Pro*, usa o método modificado de Penman, tendo como saída unicamente a evapotranspiração potencial. Porém realiza cálculos diários, permitindo cálculos mensais de balanço hídrico.

Variação do armazenamento

A inexistência de importantes corpos de água superficial, à exceção da Raia, permite desprezar a variação do seu armazenamento.

O armazenamento na zona não-saturada é dado pela diferença entre a capacidade de campo do solo e seu ponto de murchamento, função do tipo e espessura do solo. Para os cálculos será usado um valor de 200 mm (CETESB 1985). Nos meses de estiagem a água presente no solo é gradativamente retirada por evapotranspiração, porém não de forma linear. A saída é função de seu tipo e espessura, da sua umidade residual, e da diferença entre a precipitação e a evapotranspiração. Para que ocorra saída é necessário que o último valor seja um número negativo, que é acumulado durante a estiagem. Os valores de umidade residual são apresentados por CETESB (1985).

Tabela 9: Cálculo do Balanço Hídrico (Dados IAG).

Parâmetro (mm)	Meses (ano de 2002)											
	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
ET _{Pot.}	107,0	85,0	109,0	87,0	60,0	61,0	39,0	64,0	51,0	98,0	93,0	112,0
P	349,7	172,0	161,8	48,5	70,4	5,6	40,1	57,9	66,8	125,8	217,8	136,3
F	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4
Q _{off}	28,6	14,1	13,2	3,0	4,4	0,4	2,5	3,6	4,2	7,9	17,8	11,1
I	321,1	157,9	148,6	45,5	66,0	5,2	37,6	54,3	62,6	117,9	200,0	125,2
I-ET _{Pot.}	214,1	72,9	39,6	-41,5	6,0	-55,8	-1,4	-9,7	11,6	19,9	107,0	13,2
ΣNEG(I-ET _{Pot.})	0,0	0,0	0,0	-41,5	0,0	-55,8	-57,2	-66,9	0,0	0,0	0,0	0,0
S _{uz}	200,0	200,0	200,0	164,0	170,0	124,0	78,0	25,0	36,6	56,5	163,5	176,7
ΔS _{uz}	23,3	0,0	0,0	-36,0	6,0	-46,0	-46,0	-53,0	11,6	19,9	107,0	13,2
ET _{uz}	107,0	85,0	109,0	81,5	-164,0	-179,8	-79,4	-34,7	-25,0	-36,6	-56,5	-163,6
ΔS _{gw}	190,9	72,9	39,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Total anual: 303,4												

Tabela 10: Cálculo do Balanço Hídrico (Dados IGc).

Mês	ET _{Pot.} (mm)	f	P (mm)	Q _{off} (mm)	I (mm)	I-ET _{Pot.} (mm)	ΔS _{gw} (mm)
Set.	57,40	0,4	31,43	10,12	21,31	-36,09	0,0
Out.	69,98	0,4	96,14	30,96	65,18	-4,80	0,0

Para o cálculo com os dados da estação do IGc não foi possível fazer a correção de saída de umidade do solo, mas em climas úmidos a diferença tende a ser pequena.

Em ambas as estimativas apresentadas (Tabelas 9 e 10) não há recarga durante os meses de setembro e outubro. Os dados indicam recargas somente de janeiro a março.

6.2.4 Estimativas Darcynianas

A condutividade hidráulica do meio foi determinada para a aplicação da lei de Darcy através de *Slug Tests*, os quais consistiram em inserir tarugos feitos de tubos de PVC

fechados nas pontas e preenchidos com areia. O aumento do nível de água causado pelo tarugo foi medido com os transdutores de pressão, monitorando a recuperação do nível ao longo do tempo. Com auxílio do software *Aquifer Test for windows*, v.2.52, da *Waterloo Hydrogeologic, Inc.*, através do método de Hvorslev, foram determinadas as seguintes condutividades hidráulicas (Tabela 11):

Tabela 11: Condutividades hidráulicas dos poços.

Poço	Condutividade (m/s)
PM1R4,5	$1,21 \times 10^{-5}$
PM1R7,5	$7,78 \times 10^{-6}$
PM1R13,5	$1,96 \times 10^{-8}$
PM2R4,5	$1,23 \times 10^{-5}$
PM3R4,5	$2,45 \times 10^{-5}$
PM3R13,5	$1,58 \times 10^{-6}$

Estes valores estão próximos daqueles obtidos por Iritani (1993), os quais variam de 10^{-5} a 10^{-8} m/s.

Aplicando a equação (32) obtém-se uma recarga variando entre $1,27 \times 10^{-4}$ e $6,10 \times 10^{-7}$ mm/mês para setembro, $8,36 \times 10^{-5}$ e $4,91 \times 10^{-5}$ mm/mês para outubro de 2003.

Usando valores de condutividade e gradiente hidráulico em situações de estiagem e chuva de Iritani (1993), para os poços P-6 e P-10 (próximos à área experimental instalada na Raia, o valor da recarga fica entre $1,56 \times 10^{-4}$ e $1,05 \times 10^{-7}$ mm/mês para a seção do aquífero compreendida pela extensão da Raia e profundidade dos sedimentos. Multiplicando estes valores (transformados para metros/s) pela espessura média do aquífero, de 40 m, e uma extensão de 2.500 m de zona de descarga, obtém-se a vazão, por segundo, de água que flui para fora do *Campus*. Aplicando-o para um ano, e para a área total permeável da Cidade Universitário, chega-se a um valor que varia de 0,1 a 164 mm/ano de recarga.

Este método é mais apropriado, porém, para escalas maiores de tempo (anos ou mais) e espaço. Por esta razão a recarga calculada por ele é tão pequena

7. INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

- Para o período no qual foram coletados dados (meses de setembro e outubro de 2003), o único método a captar recarga foi a estimativa pela VNA;
- Os níveis rasos (filtros de 3,5 a 4,5 m e de 6,5 a 7,5 m de profundidade) responderam a uma precipitação total de 46 mm durante o dia 11 de outubro, através da qual foi calculada uma recarga média de 3,46 mm no período de 5 dias e meio pelo método da VNA, duração da elevação dos níveis. Não é possível extrapolar este valor para períodos maiores de tempo sem dados de VNA;
- Pelas estimativas Darcynianas foi obtido um valor mais baixo de recarga, variando de 0,1 a 164 mm/ano para a área da USP;
- Pelo método do Balanço Hídrico não foi registrada recarga para o período estudado, usando os dados da Estação do IGc para a área total do *Campus*. Somente com o uso dos dados do IAG para o ano de 2002 foi registrada recarga, de 303 mm/ano. Fica evidente que este método não deve ser aplicado a pequenas escalas de tempo ou espaço.

O rápido aumento do nível freático após precipitação de 46mm no período de 24 horas denota o caráter do aquífero, raso e livre. O NA mais elevado no poço PM1R-7,5 indica fluxo tanto ascendente como descendente, a partir da camada captada por ele. A direção de fluxo, em direção à Raia Olímpica, foi confirmada pela existência de gradientes perpendiculares a ela, corroborando o modelo conceitual proposto.

8. CONCLUSÕES

O trabalho desenvolvido compreendeu todas as fases de um estudo detalhado de avaliação de recarga, desde a procura de uma área ideal, instalação dos equipamentos e comparação de três métodos distintos.

Para o tempo limitado disponível o Balanço Hídrico e a estimativa Darcyniana se mostraram inadequados, motivo pelo qual foram coletados dados anuais e da bibliografia para demonstrar sua correta aplicação. O método da VNA é sensível para eventos episódicos de recarga, mas ainda é possível aumentar sua precisão tendo curvas padrão de recessão, havendo dados disponíveis em escala maior de tempo.

O Balanço Hídrico calculado com dados da estação meteorológica do IAG para o ano de 2002 aponta a existência de recarga somente nos meses de janeiro a março,

confirmando o cálculo feito a partir dos dados coletados pela estação instalada no IGC para os meses de setembro e outubro, apesar da escala de tempo reduzida.

Com os poços instalados no Crusp e na Raia será possível levar adiante as medições, refinamento os resultados.

Não é difícil desenvolver um trabalho de grande precisão para estimativas de recarga na USP. Recomenda-se para tanto a instalação de poços rasos espalhados estrategicamente pelo *Campus*, de forma a registrar com medições manuais de nível de água em intervalos de 3 dias, os quais se mostraram suficientes para o presente trabalho. Assim é possível aplicar o método da VNA em um período mais longo de tempo, com respostas de recarga individuais para cada evento de forte precipitação. A somatória destas respostas resulta no total de recarga, em diferentes escalas. A simplicidade do método, após a instalação dos poços, e seu funcionamento mesmo em épocas de estiagem são as principais vantagens que este trabalho pode apontar.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

<http://www.pura.poli.usp.br/objetivos.htm> – última atualização em 16/10/2002.

CETESB. 1985. Resíduos sólidos industriais. CETESB/ASCETESB. São Paulo. 182p.

Aquifer Drilling & Testing, Inc., 1999, Descrição de métodos de perfuração em site da empresa, endereço eletrônico: <http://www.aquiferdrilling.com/>.

CUSTÓDIO, E. & LLAMAS, M.R. 1976. Hidrogeologia Subterrânea. v.1, 2ª ed., Tomos I e II, Barcelona, Ediciones Omega. 2289 p.

CUSTÓDIO, E., 1998, Recarga a los acuíferos: aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre, Boletín geológico y Minero, Madrid, vol 109-4, p13-29.

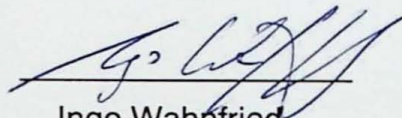
DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA (DAEE), 1975, Estudo de Águas Subterrâneas, Região Administrativa 1 – Grande São Paulo. São Paulo. SOMA. 3 vol.

DE VRIES, J.J. & SIMMERS, I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *In: Hydrogeology Journal*, vol 10, nr. 1, february 2002. Springer-Verlag, Berlin. p. 5-17.

- FETTER, C.W. 2001. Applied Hydrogeology. 4^a. ed. Prentice Hall, Inc. Upper Saddle River, New Jersey. 598p.
- FOSTER, S., MORRIS, B.; CHILTON, J. 1999. Groundwater in urban development – a review of linkages and concerns. In: Ellis J.B. (ed) Impacts of urban growth on surface water and groundwater quality. IAHS Publ. 259:3-12.
- GEE GW, HILLEL D (1988) Groundwater recharge in arid regions: review and critique of estimation methods. Hydrol Process 2, p.255–266.
- HIRATA, R., FERRARI, L.C.K.M, FERREIRA, L., PEDE, M. 2002. La explotación de las aguas subterráneas en la cuenca hidrográfica del Alto Tietê: cronica de una crisis anunciada. Boletim Geológico Minero. Madrid, Espanha. v. 113(3) p.273-282.
- HIRATA, R.C.A., FERREIRA, L.M.R. 2001. Os Aqüíferos da Bacia Hidrográfica do Alto Tietê: Disponibilidade hídrica e vulnerabilidade à poluição. Revista Brasileira de Geociências. v.31, no.1, p.43 – 50.
- HEALY, R.W., COOK, P.G., 2002, Using groundwater levels to estimate recharge In: Hydrogeology Journal, v.10(1), february 2002, Springer-Verlag, Berlin, p91-109.
- HENDRICKX, J., WALKER, G., 1997, Recharge from precipitation. In: Simmers I (ed.) Recharge of phreatic aquifers in (semi-) arid areas. AA Balkema, Rotterdam, p19-98.
- IRITANI, M.A. 1993. Potencial Hidrogeológico da Cidade de São Paulo. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado. 108p.
- LERNER, N.D., 1986a, Leaking pipes recharge groundwater. Groundwater 24(5), p654-662.
- LERNER, D., ISSAR, A., SIMMERS, I. 1990. Groundwater Recharge. A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge. International Association of Hydrogeologists. Vol. 8. Heise, Hannover. 345p.

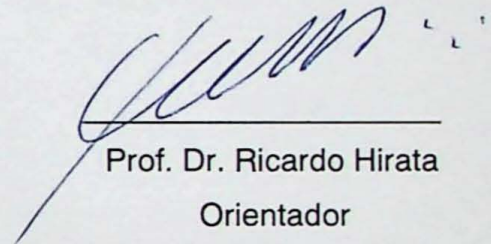
- LERNER, D.N. 2002. Identifying and quantifying urban recharge: a review. *Hydrogeology Journal* 10:143-152.
- MENEGASSE-VELÁSQUEZ, L.N. 1996. Efeitos da Urbanização Sobre o Sistema Hidrológico: Aspectos da Recarga no Aquífero Freático e o Escoamento Superficial. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. Tese de Doutorado. 124 p.
- PINTO, H.S., ZULLO JUNIOR, J. Balasc. CEPAGRI – Centro de Ensino e Pesquisa em Agricultura - Unicamp. Campinas.
- RICCOMINI, C., COIMBRA, A.M., TAKIYA, H. 1992. Tectônica e Sedimentação na Bacia de São Paulo. Seminário: "Problemas Geológicos e Geotectônicos na Região Metropolitana de São Paulo". Anais... ABAS/ABGE/SBG. São Paulo. p.44-59.
- SAMPER CALVETE, F.J., 1998, Evaluación de la recarga por la lluvia mediante balances de agua: utilización, calibración e incertidumbres, *Boletín Geológico y Minero*, Madrid, vol. 109-4, p31-54.
- SCANLON, B.R., HEALY, R.W., COOK, P.G. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *In: Hydrogeology Journal*, vol 10, nr. 1, february 2002. Springer-Verlag, Berlin. p.18-39.
- VARNI, M., USUNOFF, E., WEINZETTEL, P., RIVAS, R., 1999, Groundwater recharge in the Azul aquifer, Central Buenos Aires Province, Argentina, *Phys. Chem. Earth (B)*, Vol 24 (4), p349-352.
- WU, J., ZHANG, R., YANG, J., 1996, Analysis of rainfall – recharge relationships, *Journal of Hydrology* 177, p143-160.
- YANG Y., LERNER D.N., BARRETT M.H., TELLAM J.M., 1999. Quantification of groundwater recharge in the city of Nottingham, UK. *Environ Geol* 38(3):183-198.

São Paulo, 12 de novembro de 2003



Ingo Wahnfried

Orientando



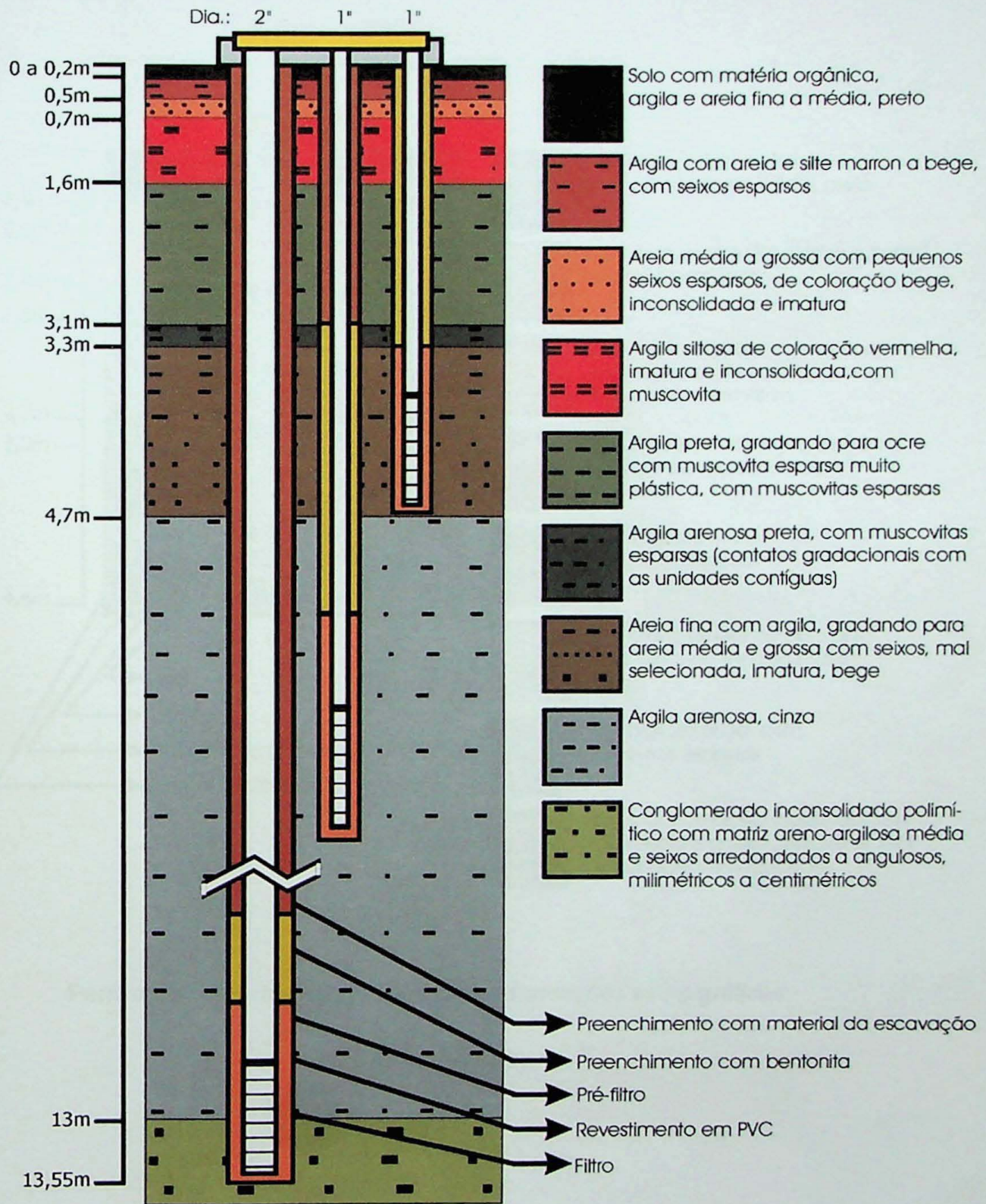
Prof. Dr. Ricardo Hirata

Orientador

10. ANEXOS

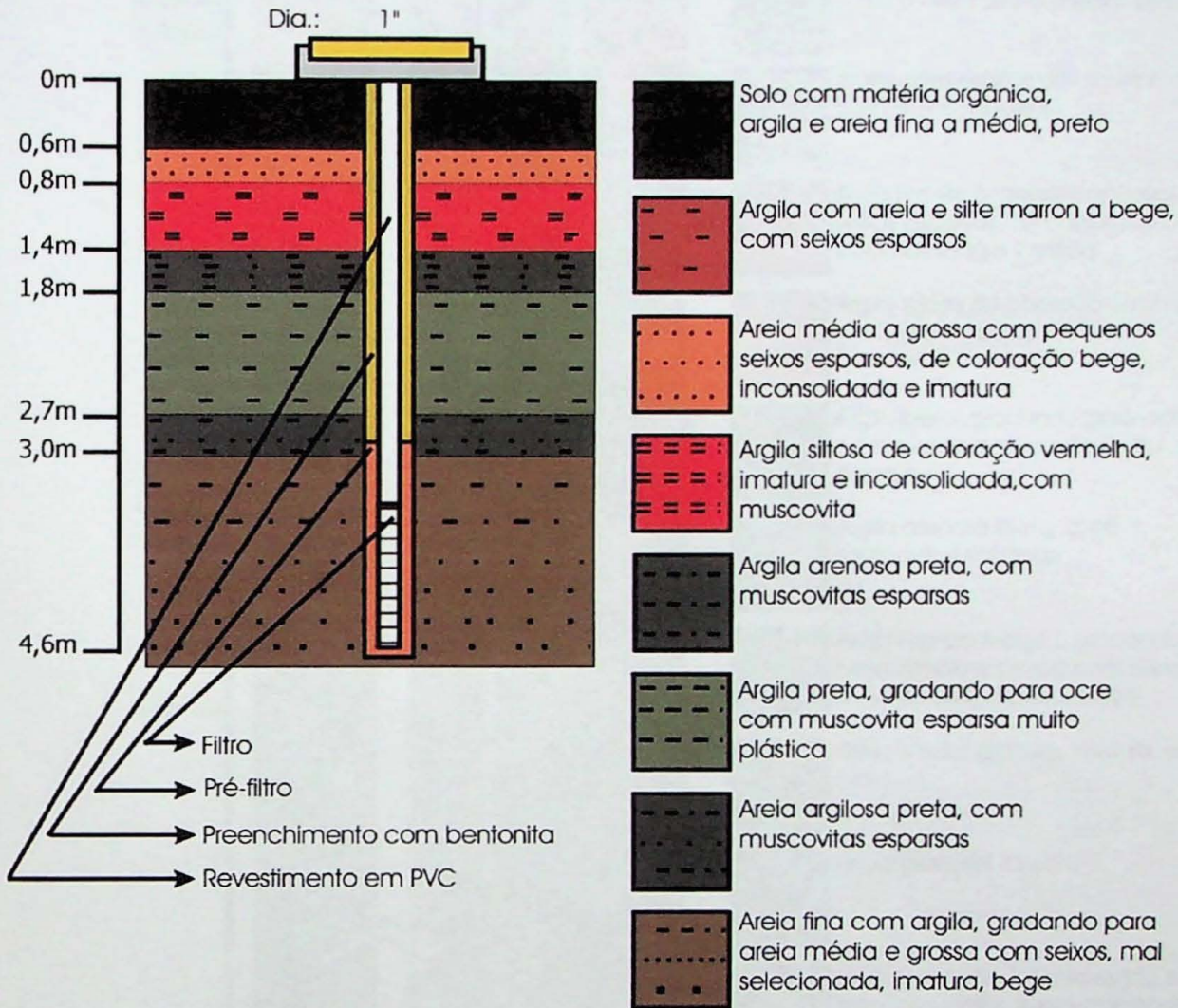
Perfis construtivos dos poços de monitoramento

PM-1R



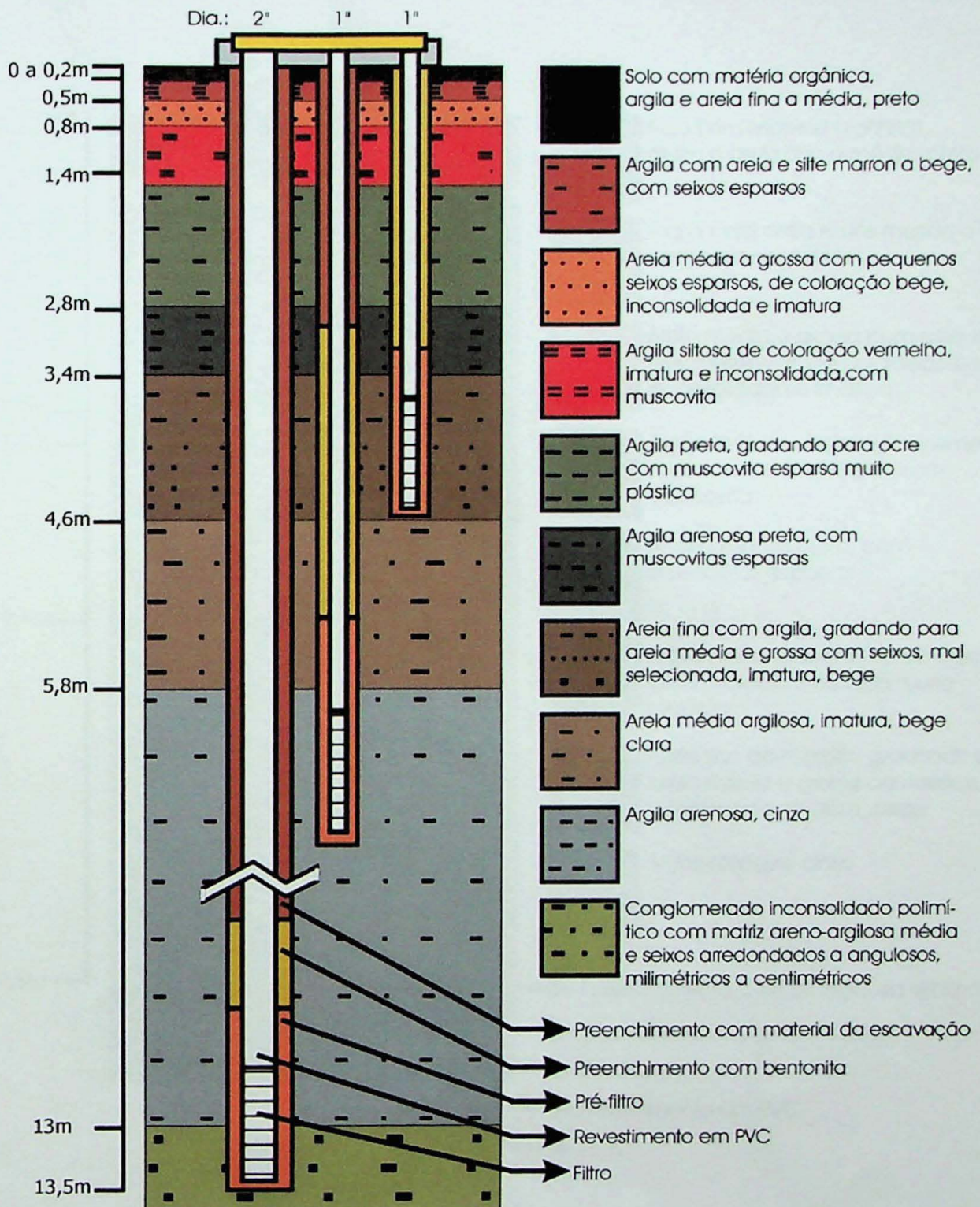
Perfil construtivo do poço PM - 1R, com informações estratigráficas

PM-2R



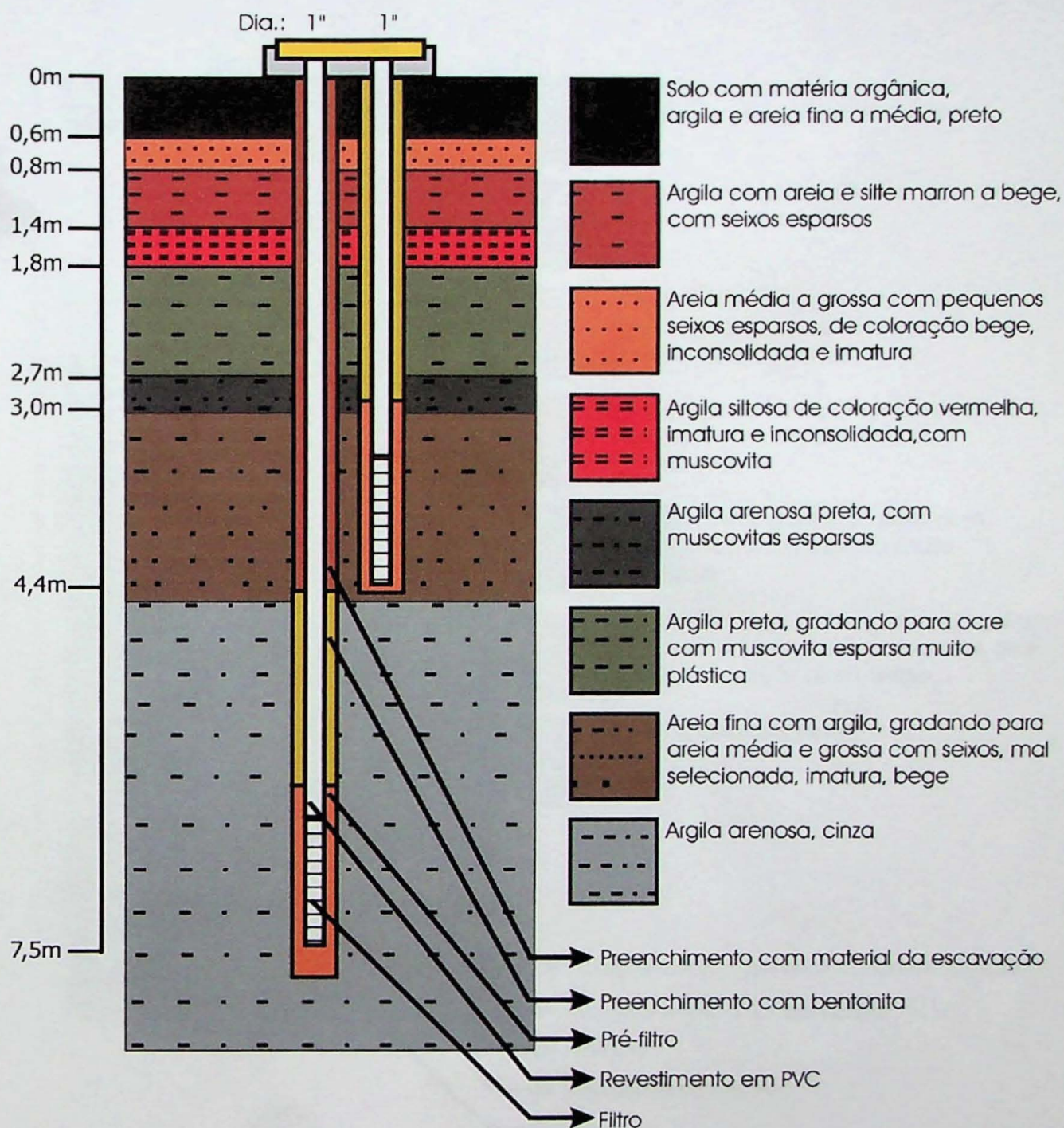
Perfil construtivo do poço PM-2R, com informações estratigráficas

PM-3R



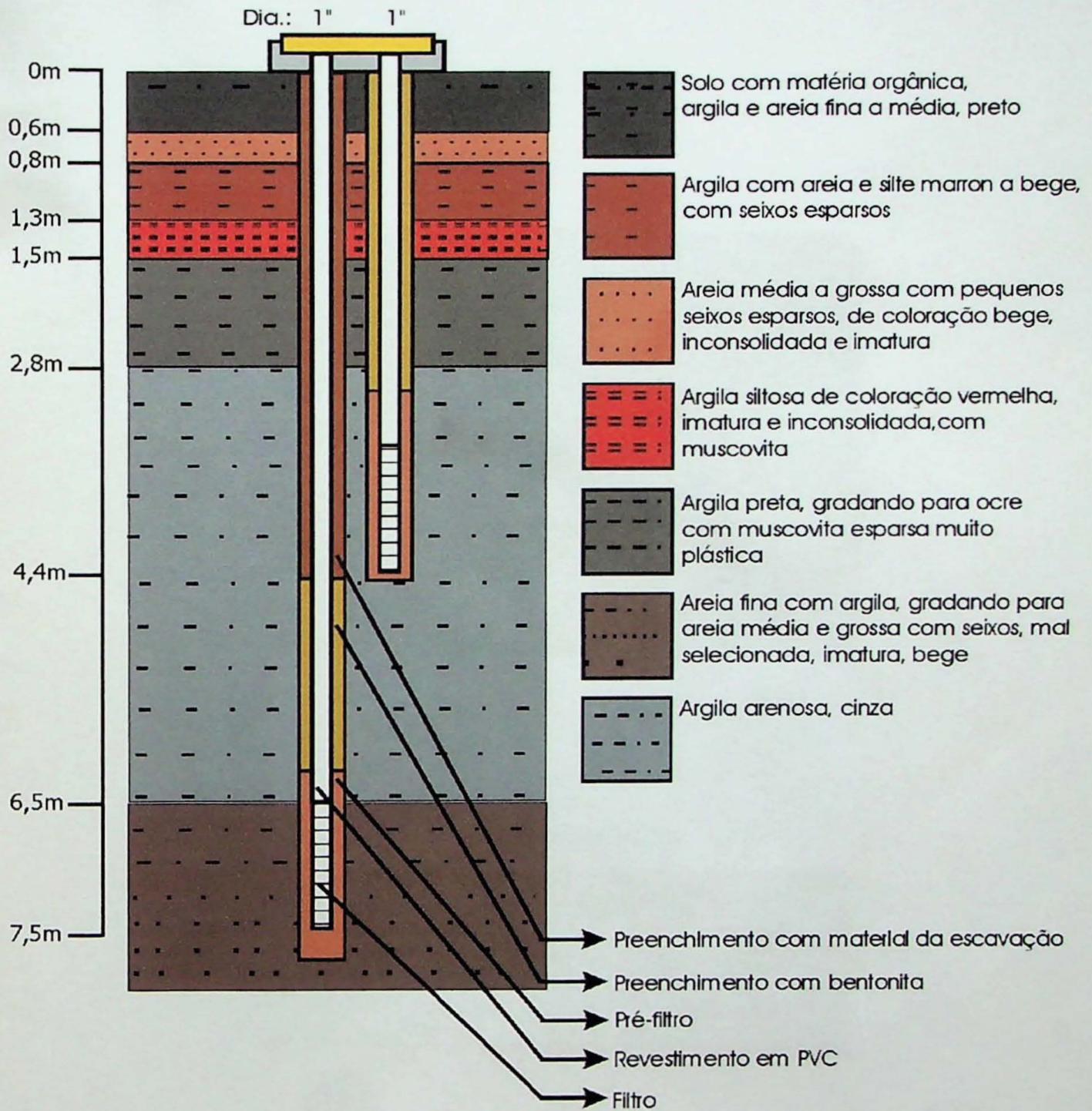
Perfil constitutivo do poço PM-3R com informações estratigráficas

PM-1C



Perfil construtivo do poço PM-1C, com informações estratigráficas

PM-2C



Perfil construtivo do poço PM-2C, com informações estratigráficas

