

2

Recarga Subterrânea e Sustentabilidade

Os temas da recarga subterrânea e sustentabilidade de recursos hídricos subterrâneos vem sendo objeto de atenção crescente por parte de pesquisadores e de gestores de recursos hídricos. A estimativa de volumes de recarga subterrânea é certamente uma das maiores e mais difíceis demandas a serem atendidas em estudos de quantificação destes recursos. A seguir é apresentada uma rápida revisão dos conceitos de recarga subterrânea e sustentabilidade, e também, alguns exemplos de aplicação de modelagem numérica à quantificação de reservas subterrâneas e simulação de cenários de exploração deste recurso.

2.1

Recarga subterrânea

Em um sentido amplo, a recarga subterrânea pode ser definida como qualquer quantidade de água que alcance um sistema aquífero, independentemente de sua origem (através da zona não saturada do solo, de uma camada confinante inferior ou superior, ou lateralmente, de outro sistema). No entanto, em estudos de quantificação de reservas hídricas subterrâneas o que se procura estimar é a recarga de acordo com a definição de Simmers (1990): *“O fluxo de água através da zona não saturada do solo, que alcança o nível freático e se adiciona ao reservatório de água subterrânea”*.

A recarga pode ocorrer naturalmente, através da precipitação ou infiltração em leitos de rios, canais e lagos, ou induzida por atividades antrópicas como irrigação e urbanização. São reconhecidos dois tipos principais de recarga (Simmers, 1990):

- Recarga Direta – Também referida como recarga difusa. É a quantidade de água adicionada ao reservatório de água subterrânea, resultante da percolação vertical da precipitação através da zona não saturada, descontando-se os déficits de umidade do solo e da evapotranspiração.
- Recarga Indireta - Quantidade de água que infiltra e atinge o lençol freático, proveniente de poças, em áreas de topografia rebaixada, também referida como recarga localizada, e a infiltração que ocorre como consequência do escoamento superficial, a partir dos cursos d'água, através dos sedimentos de fundo de canais e lagos. Existem, portanto, duas categorias de recarga indireta, sendo uma associada a cursos d'água superficiais e outra resultante de concentrações de água em superfícies planas, onde inexistem corpos d'água bem definidos (recarga localizada).

As definições acima são bastante simplificadas, pois não consideram processos como a recarga lateral em sub-superfície, não levam em conta a existência de caminhos preferenciais de percolação e o fato de ser comum a combinação de recarga indireta e direta, Simmers (1990). Outro aspecto a ser considerado é que nem toda água que infiltra através da zona não saturada é convertida em recarga, sendo necessário se distinguir, tanto conceitualmente quanto para fins de modelagem, entre recarga potencial e recarga real (Simmers, 1990; Scanlon et al. 2002).

A recarga é afetada por processos que ocorrem na superfície do terreno, no caminho que a água percorre da superfície até o nível d'água e no próprio aquífero. Os principais controles da recarga direta são as propriedades da zona de umidade do solo e da zona não saturada, e a habilidade do aquífero em aceitar o aporte de água. A recarga indireta é afetada pelas diversas relações entre aquíferos e rios, inclusive rios entrando e saindo da área estudada.

Rushton (1988) listou os principais processos que afetam a recarga natural ou induzida por atividades antrópicas:

- Topografia;
- Clima e regime de chuvas: magnitude, intensidade, duração e distribuição espacial;
- Escoamento superficial e formação de poças;
- Evapotranspiração real e padrão de plantio;
- Natureza do regime de irrigação e perdas a partir de canais e cursos d'água;
- Natureza do solo: espessura e propriedades hidráulicas;
- Heterogeneidade do solo em superfície e ao longo do perfil;
- Profundidade das raízes na zona de umidade do solo;
- Estruturas no solo originadas em ciclos de dessecação e de umidade;
- Mecanismos de fluxo através da zona não saturada e existência de zonas com condutividades hidráulicas diferentes.

Dentre os diversos fatores listados acima o clima é o de maior influência, sendo grandes as diferenças entre climas úmidos e áridos no que se refere às origens da recarga e a sua distribuição no tempo e no espaço. Diferenças na topografia, vegetação e tipo de solo vão delimitar unidades geomorfológicas distintas, que podem ser individualizadas como unidades hidrogeomórficas. Em climas úmidos, áreas de recarga são geralmente associadas a altos topográficos e áreas de descarga a baixos topográficos. Em climas áridos a recarga se concentra em baixos topográficos, associados a vales aluviais de rios intermitentes. O uso da terra também deve ser levado em consideração na delimitação de áreas diferenciadas, sendo a recarga consideravelmente maior em regiões não vegetadas do que em regiões vegetadas, em razão da evapotranspiração. Áreas de pastagem e de uso agrícola também apresentam taxas de recarga maior que áreas ocupadas por bosques e arbustos (Scanlon, 2002). A esses fatores deve-se acrescentar também a frequência dos eventos e o tempo de transito necessário para que a recarga ocorra. Todos esses aspectos influenciam a escolha do método mais adequado de estimativa de recarga para cada área, e dão uma dimensão da complexidade e das incertezas envolvidas nesta estimativa.

A análise dos diversos fatores controladores e a delimitação de áreas homogêneas com relação aos processos e taxas de recarga pode ser bastante facilitada através do uso de Sistemas de Informação Geográfica (SIGs).

2.2

Metodologias de avaliação de recarga subterrânea

Os métodos de estimativa de recarga variam na mesma proporção em que variam suas origens e processos. A recarga direta é mais simples de ser avaliada, pois os processos envolvidos são, conceitualmente, mais fáceis de serem identificados e definidos. Porém a sua importância para uma determinada região decresce na mesma proporção em que aumenta a aridez do clima, ocorrendo o inverso com a recarga indireta (Simmers, 1990). Pode-se dizer que o propósito a que se destina a estimativa de recarga, juntamente com os fatores climáticos, irá determinar as escalas de espaço e de tempo a serem utilizadas no estudo e os métodos mais adequados a serem aplicados.

As técnicas de estimativa de recarga podem ser subdivididas conforme a zona hidrológica de origem dos dados utilizados, ou seja, água superficial, zona não saturada e zona saturada. As escalas de tempo e espaço onde as metodologias são aplicáveis variam de uma zona para outra. As técnicas em cada uma das zonas podem ser ainda subdivididas em físicas (que envolvem medidas diretas), de traçadores e numéricas (Scanlon, 2002).

Segundo Lerner (1990), a investigação de recarga deve ser considerada como um processo iterativo, com estimativas iniciais sendo refinadas através da comparação com resultados obtidos através de outros métodos e de outros dados. Estimativas finais devem resultar da calibração de modelos de fluxo subterrâneo, que considerem a resposta deste fluxo no tempo e no espaço, em função dos valores de recarga alimentados. Ainda, segundo o autor, um bom método de estimativa deve contabilizar volumes de água que não se convertam em recarga, evitando erros na estimativa para mais ou para menos.

Um grande número de técnicas de estimativa de recarga se baseia na equação do balanço hídrico, que para uma bacia pode ser escrita:

$$P + Q_d = ET + Q_f + \Delta S \quad (\text{Eq. 1})$$

onde:

P = Precipitação

Q_d = Fluxo para dentro da bacia

Q_f = Fluxo para fora da bacia

ET = Evapotranspiração

ΔS = Mudança no armazenamento de água na bacia

Cada componente na Equação 1 possui sub-componentes. O fluxo para dentro e fora da bacia é composto pelo fluxo superficial, subterrâneo e interfluxo. A evapotranspiração pode ter origem na água superficial, na zona não saturada e na zona saturada. O armazenamento pode ocorrer em reservatórios de água superficial (incluindo neve), na zona saturada e zona não saturada. A equação do balanço hídrico, explicitando todos os sub-componentes, toma a forma (Scanlon, 2002):

$$P + Q_d^s + Q_d^{sub} = ET^s + ET^{nsat} + ET^{sub} + D + Q_f^{sub} + Q^{fb} + \Delta S^{neve} + \Delta S^s + \Delta S^{nsat} + \Delta S^{sub} \quad (\text{Eq. 2})$$

onde:

Q_d^s = Fluxo superficial para dentro da bacia

Q_d^{sub} = Fluxo subterrâneo para dentro da bacia

Q_f^{sub} = Fluxo subterrâneo para fora da bacia

Q^{fb} = Fluxo de base para corpos d'água superficiais

D = Deflúvio ou fluxo superficial para fora da bacia

ET^s = Evapotranspiração - água superficial

ET^{nsat} = Evapotranspiração - zona não saturada

ET^{sat} = Evapotranspiração - zona saturada

ΔS^{neve} = Mudança no armazenamento - neve

ΔS^s = Mudança no armazenamento - água superficial

ΔS^{nsat} = Mudança no armazenamento - zona não saturada

ΔS^{sub} = Mudança no armazenamento - água subterrânea

A recarga subterrânea é composta por qualquer água que infiltra e alcança a zona saturada. Toda água que alcança a zona saturada sairá da bacia como fluxo subterrâneo, será descarregada como fluxo de base em corpos d'água superficiais, será evapotranspirada ou retida no armazenamento. A recarga subterrânea, portanto pode ser descrita através da equação (Scanlon, 2002):

$$R = Q_f^{sub} - Q_d^{sub} + Q^{fb} + ET^{sub} + \Delta S^{sub} \quad (\text{Eq. 3})$$

Substituindo a Equação 3 na Equação 2, obtém-se a expressão do balanço hídrico em função da recarga:

$$R = P + Q_d^s - D - ET^s - ET^{nsat} - \Delta S^{neve} - \Delta S^s - \Delta S^{nsat} \quad (\text{Eq. 4})$$

A recarga pode, portanto, ser estimada através do balanço hídrico de uma bacia como o resíduo de todos os outros fluxos, partindo-se do princípio que os mesmos são mais simples de serem medidos, e que, para um determinado sítio ou bacia hidrológica, muitos dos termos da Equação 4 são desprezíveis.

Dentre os métodos baseados no balanço hídrico, se destacam os balanços de umidade do solo, os balanços de fluxo em canais e os métodos de variação de nível freático.

Os balanços de umidade do solo usam, como dados de entrada, a precipitação e a evapotranspiração potencial para obter, como saídas, a recarga e a evapotranspiração real.

Os balanços de fluxo em canais consistem na medição de fluxos à jusante e à montante de uma seção de canal, que são equacionados para a determinação de perdas por transmissão naquele trecho.

O volume correspondente à água armazenada em decorrência da elevação do nível freático, em uma determinada bacia, é igualado à recarga, após serem descontados, ou compensados, outros fluxos para dentro e fora da bacia, como bombeamento de poços e fluxo subterrâneo.

A vantagem da abordagem residual na estimativa de recarga é a facilidade na obtenção dos dados (precipitação, deflúvio e variação de níveis d'água), a rapidez da aplicação e a contabilização de toda a água que entra no sistema. Os métodos de balanço hídrico podem ser aplicados em todas as fontes de recarga, e muitas vezes, são os únicos métodos aplicáveis em um determinado sítio ou bacia. A desvantagem é que ao se igualar a recarga a um resíduo da equação do balanço hídrico, ela poderá corresponder a uma pequena diferença entre números muito grandes. Os erros envolvidos podem também ser muito grandes, equivalentes aos erros acumulados de todos os outros fluxos (Lerner, 1990).

Scanlon (2002) ressalta que este problema é mais crítico em climas áridos e semi-áridos, onde a recarga é muito pequena em relação à evapotranspiração. Neste tipo de clima, deve-se fazer o balanço numa base diária, de forma a contabilizar eventos extremos onde a precipitação excede em muito a evapotranspiração, resultando em recarga. Períodos de tempo maiores tendem a mascarar estes eventos, pois neles a média de precipitação tende a assumir valores menores que a evapotranspiração, resultando em valores subestimados de recarga.

A seguir, é feito um resumo das principais técnicas de estimativa de recarga, baseado principalmente nas revisões apresentadas por Scanlon (2002) e Lerner (1990).

2.2.1

Técnicas baseadas em dados de água superficial

Além dos balanços hídricos de canal anteriormente mencionados, podem ser citadas como técnicas físicas que utilizam dados de água superficial, as medidas de

drenagem através de leitos de canais ou lagos, e o cálculo do fluxo de base através da separação da hidrógrafa. Regiões de clima úmido geralmente se caracterizam por corpos d'água efluentes, que correspondem aos principais exutórios do fluxo subterrâneo. Regiões de clima árido e semi-árido apresentam corpos d'água influentes, onde ocorre recarga localizada. Pode-se estimar a recarga subterrânea utilizando-se dados de corpos d'água influentes e efluentes.

2.2.1.1

Balanço hídrico de canal

Como descrito anteriormente, balanços hídricos de canal são utilizados para estimar perdas ou ganhos de água em trechos de canais monitorados com medidas de fluxo. O balanço de uma seção de canal é expresso através da equação (Lerner, 1990):

$$R = Q_{mont} - Q_{jus} + \sum Q_d - \sum Q_f - E_a - \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad (\text{Eq. 5})$$

onde:

R = Taxa de recarga

Q_{mont} = Vazão medida na estação à montante

Q_{jus} = Vazão medida na estação à jusante

$\sum Q_d$ = fluxo de tributários para dentro da seção

$\sum Q_f$ = fluxo de tributários para fora da seção

E_a = Evaporação da água superficial ou do leito do rio

$\frac{\Delta S}{\Delta t}$ = Variação no armazenamento de água no canal e na zona não saturada com o

tempo

O cálculo das perdas por transmissão entre duas estações fluviométricas corresponde à recarga potencial naquela seção do rio. Este cálculo pode ser superestimado quando não se leva em conta o armazenamento nos bancos dos rios e a formação de lençóis suspensos, cuja água armazenada pode evapotranspirar sem alcançar o nível freático. Outro fator que deve ser levado em consideração é a

habilidade do aquífero em receber recarga, que é controlada por sua transmissividade e pela profundidade do nível d'água (Lerner, 1990).

2.2.1.2

Medidas de drenagem em leitos de corpos d'água superficiais

O fluxo através do leito de corpos d'água superficiais pode ser medido diretamente com a utilização de dispositivos semelhantes a infiltrômetros (Kraatz 1977; Lee & Cherry, 1978 apud Scanlon, 2002). O dispositivo consiste de um cilindro que é cravado no leito de um rio ou lago, com um reservatório de água acoplado. A taxa de infiltração é medida através da variação do volume d'água no reservatório com o tempo. A metodologia é simples e econômica, mas os resultados são pontuais, sendo necessárias muitas medidas para a obtenção de um valor representativo (Scanlon, 2002).

2.2.1.3

Fluxo de base através da separação da hidrógrafa

O cálculo da descarga do fluxo de base de um rio pode ser feito através do método da separação da hidrógrafa. A técnica baseia-se no balanço hídrico de uma bacia e assume que a recarga se iguala à descarga. A metodologia, no entanto, é aplicável apenas em rios efluentes e em bacias onde a evapotranspiração da mata ciliar, o fluxo subterrâneo para outras bacias e outras possíveis perdas possam ser consideradas desprezíveis. A equação de recessão do fluxo de base indica que a vazão varia com o tempo de forma logarítmica:

$$Q = Q_o e^{-\alpha t} \quad (\text{Eq. 6})$$

onde:

Q = vazão em um tempo t após o início da recessão

Q_o = vazão no início da recessão

α = constante de recessão da bacia

t = tempo decorrido desde o início da recessão

Se a vazão for plotada em escala logarítmica, em função do tempo, em escala aritmética, pode-se ajustar uma reta ao trecho da hidrógrafa correspondente à recessão do fluxo de base. Calcula-se então o volume potencial total de descarga em um ciclo completo de recessão, através da fórmula:

$$V_{tp} = \frac{Q_o t_1}{2.3} \quad (\text{Eq. 7})$$

onde:

V_{tp} = Volume potencial de descarga

Q_o = Fluxo de base ao início da recessão

t_1 = tempo decorrido desde o início da recessão até que o fluxo de base corresponda a $0,1Q_o$

O volume potencial a ser descarregado em um tempo t após o início da recessão é dado por:

$$V_t = \frac{V_{tp}}{10^{(t/t_1)}} \quad \text{ou} \quad V_t = \frac{Q_o t_1 / 2.3}{10^{(t/t_1)}} \quad (\text{Eq. 8})$$

Se o volume potencial remanescente ao final de um ciclo for calculado, e também, o volume potencial a ser descarregado durante a recessão do ciclo seguinte, a diferença entre os dois valores será a recarga subterrânea ocorrida entre as duas recessões (Fetter, 1994). Várias técnicas são utilizadas na separação da hidrógrafa, incluindo filtragem digital e métodos de deslocamento de curvas de recessão (Rorabough, 1964 apud Scanlon, 2002). Alguns programas computacionais foram recentemente desenvolvidos para automatizar este procedimento (Pettyjohn & Henning, 1979; Nathan & McMahon, 1990; Rutledge, 1993; Arnold et al., 1995; Wahl & Wahl, 1988; Sloto and Crouse, 1996 apud Scanlon). Merecem destaque os programas PART (Rutledge, 1993) e HYSEP (Sloto & Crouse, 1996) por serem os mais utilizados e de livre acesso (Risser et al., 2005)

Os valores de recarga calculados pela separação da hidrógrafa podem ser subestimados se não forem consideradas outras componentes de descarga, como o bombeamento de poços, a evapotranspiração, e o fluxo subterrâneo para aquíferos mais profundos ou entre bacias. Por esta razão muitos autores se referem ao fluxo de base como recarga efetiva (Daniel, 1996), recarga de base (Szilagyi et al., 2003) ou

recarga observável (Holtschlag, 1997). Por outro lado, a recarga pode ser superestimada se o armazenamento em bancos for significativo, pois a água ali armazenada e posteriormente descarregada no rio, tem origem na rápida variação da altura da lâmina d'água, em eventos extremos, e nenhuma relação com a recarga subterrânea.

2.2.1.4

Traçadores

Isótopos estáveis de hidrogênio e oxigênio são utilizados como traçadores para determinar a contribuição de diferentes fontes de recarga subterrânea, em bacias cujas nascentes se encontram em áreas montanhosas. As águas nas cabeceiras são empobrecidas em isótopos estáveis em relação à precipitação nas bacias adjacentes. Se o rio reter esta característica, a diferença entre a assinatura isotópica da chuva e do rio pode ser usada para determinar a contribuição de cada uma destas fontes à recarga subterrânea. No entanto, apesar de serem bons identificadores de origem da recarga, isótopos estáveis não são adequados para a determinação de taxas de recarga (Scanlon, 2002; Clark & Fritz, 1997).

Em rios efêmeros, onde a instalação e a manutenção de estações fluviométricas é cara e operacionalmente difícil, o monitoramento da temperatura pode ser usado para investigação de recarga localizada. Neste caso o calor é usado como traçador, fornecendo indícios de quando a água flui em rios efêmeros, e também para estimar a infiltração a partir de corpos d'água superficiais. Sensores de dissipação de calor são usados para monitorar temperatura e potencial mátrico simultaneamente. Os dados são utilizados em modelagens inversas, para estimar a condutividade hidráulica, através de programas de fluxo não isotérmicos, com saturação variável. Taxas de percolação podem ser estimadas se a carga hidráulica for calculada a partir das medidas obtidas. O problema desta técnica é a complexidade na análise dos dados e a não unicidade da modelagem inversa (Scanlon, 2002).

2.2.1.5

Modelagem Numérica

Existem diversos modelos numéricos hidrológicos que utilizam dados de precipitação e deflúvio para estimar a recarga, geralmente como um termo residual da equação do balanço hídrico. A taxa de recarga calculada depende da precisão com que os outros termos da equação são obtidos e da escala de tempo considerada. Os modelos são aplicáveis desde pequenas bacias ($\approx 0,4 \text{ Km}^2$) até grandes bacias, em escala regional. Alguns modelos analisam a bacia de uma forma global (Kite, 1995 apud Scanlon, 2002) e outros subdividem a área em unidades de resposta hidrológica semelhante, ou em unidades geomorfológicas (Salama et al. 1993). Em bacias menores, é possível calcular com maior precisão os outros termos do balanço hídrico como, por exemplo, a evapotranspiração. Os intervalos de tempo utilizados podem ser diários, mensais ou anuais, sendo os intervalos diários mais adequados, pois a recarga calculada em uma base diária assume uma proporção mais precisa no balanço hídrico.

2.2.2

Técnicas baseadas em dados da zona não saturada

As técnicas de estimativa de recarga que utilizam dados da zona não saturada são geralmente aplicadas em áreas de clima árido e semi-árido, e fornecem informações sobre áreas menores quando comparadas com técnicas da zona saturada, ou de água superficial. As técnicas fornecem estimativas de recarga potencial, pois se baseiam na taxa de drenagem abaixo da zona de raízes dos solos, não levando em consideração desvios laterais de drenagem. Outro aspecto a ser considerado é que, em zonas não saturadas muito espessas, muitas vezes a água infiltrada não atinge o lençol freático.

2.2.2.1

Lisímetros

Lisímetros são recipientes contendo solo indeformado ou deformado, com ou sem vegetação, que são hidrologicamente separados do solo circunvizinho com o objetivo de se obter medidas das componentes do balanço hídrico. São projetados de forma a permitir a coleta e medição da drenagem. A precipitação e a variação da umidade do solo são medidas separadamente em lisímetros de drenagem. Lisímetros de balança são construídos sobre balanças de alta precisão, capazes de medir variações sutis de peso causadas por precipitação e mudanças no armazenamento de umidade do solo. As áreas compreendidas em um lisímetro variam de 1 m^2 a aproximadamente 300 m^2 , em grandes lisímetros de drenagem. As profundidades variam de dezenas de centímetros até 20 m. A base do lisímetro deve estar abaixo da zona de raízes do solo, caso contrário a recarga poderá ser superestimada. Áreas com vegetação de raízes profundas, portanto, não são adequadas para a instalação destes dispositivos. Lisímetros são mais apropriados para avaliações de evapotranspiração do que recarga (Scanlon, 2002).

2.2.2.2

Plano de fluxo zero

O plano de fluxo zero (PFZ) representa o plano no perfil de solo onde o gradiente hidráulico vertical é zero, e separa a região onde ocorre fluxo vertical ascendente, em direção à superfície (evapotranspiração) do fluxo vertical descendente (drenagem). São necessárias medidas de potencial mátrico para a localização do PFZ. O método consiste em medir mudanças no armazenamento de água do solo, abaixo do plano, que são contabilizadas como recarga. A taxa de mudança no armazenamento, entre as sucessivas medidas, é igualada à taxa de drenagem em direção ao nível d'água, ou seja, recarga. A escala de tempo pode compreender um evento de precipitação ou chegar a anos de observação. A técnica é dispendiosa em função dos instrumentos utilizados e da quantidade de dados necessária, e funciona

melhor em regiões onde ocorrem grandes variações de umidade no solo, no decorrer do ano. Este método foi descrito pela primeira vez por Richards et al. (1956) e foi utilizado em vários estudos (Royer and Vachaud, 1974; Wellings, 1984; Dreiss & Anderson, 1985; Healy et al., 1989; Sharma et al., 1991, apud Scanlon, 2002).

2.2.2.3

Lei de Darcy

A recarga pode ser estimada através da aplicação da lei de Darcy para o fluxo não saturado, na direção vertical z :

$$R = -K(\theta) \frac{dH}{dz} = -K(\theta) \frac{d}{dz}(h + z) = -K(\theta) \left(\frac{dh}{dz} + 1 \right) \quad (\text{Eq. 9})$$

onde:

$K(\theta)$ = condutividade hidráulica não saturada

H = carga hidráulica total

h = carga de pressão

z = elevação

O método pode ser aplicado em qualquer tipo de clima. Em locais com níveis d'água profundos, pode-se considerar uma condição permanente abaixo da zona superficial do solo, pois a zona não saturada espessa tende a amortecer os pulsos de recarga sazonais ou extremos. A variação da carga de pressão com a profundidade é considerada desprezível e pode-se assumir um gradiente igual a 1. A recarga então é equivalente à $K(\theta)$. O método depende da precisão das medições de teor de umidade em várias profundidades, e de tensão (se não for válida a hipótese de gradiente unitário) e da determinação da condutividade hidráulica não saturada. As estimativas são pontuais, sendo representativas de pequenas áreas. A escala de tempo de aplicação do método é bem abrangente, indo desde um evento até vários anos (Lerner, 1990; Scanlon, 2002).

2.2.2.4

Traçadores

Traçadores ambientais e aplicados são muito usados para estimativas de recarga em áreas de clima árido e semi-árido. Traçadores químicos ou isotópicos são aplicados como pulsos na superfície do solo, ou a uma profundidade pré-definida do perfil, e a infiltração da chuva ou da irrigação os transporta para a profundidade. É bastante comum o uso de brometo, trítio e corantes orgânicos. Corantes orgânicos são aplicados para avaliação de trajetórias preferenciais de fluxo. No entanto existem alguns problemas relacionados ao uso destes traçadores. O trítio é o mais conservativo, porém seu uso é proibido em muitos locais devido às leis ambientais. O brometo pode ser absorvido pelas raízes das plantas, e os corantes orgânicos adsorvidos no solo. A distribuição do traçador em sub-superfície é inspecionada através da escavação de trincheiras, ou perfuração do solo através de sondagens, e retirada de amostras. A distribuição vertical do traçador é usada para estimar a velocidade de percolação (v) e a taxa de recarga (R) através da fórmula (Scanlon, 2002):

$$R = v\theta = \frac{\Delta z}{\Delta t} \theta \quad (\text{Eq. 10})$$

Onde:

Δz = profundidade do pico de concentração do traçador

Δt = intervalo de tempo entre a aplicação do traçador e a amostragem

θ = teor de umidade volumétrico

Traçadores ambientais, como o cloro, são produzidos naturalmente na atmosfera podendo ser usados em balanços de massa para obtenção da quantidade de água drenada através do perfil de solo. Esta técnica é adequada para áreas planas, onde o escoamento superficial possa ser considerado nulo, e os processos dominantes sejam a infiltração e a evapotranspiração. A recarga é obtida através de um balanço envolvendo a concentração de cloro na precipitação e a concentração de cloro na zona não saturada. A técnica é muito utilizada em locais com taxas de recarga muito

baixas, produzindo valores da ordem de 10^{-2} a 10^{-1} mm/ano. Sua aplicação é limitada pelas incertezas relativas à determinação de concentrações muito baixas de cloro e possíveis contribuições de outras fontes que não a precipitação atmosférica (Scanlon, 2002).

Traçadores históricos são isótopos existentes na atmosfera em decorrência de atividades antrópicas como testes nucleares atmosféricos, notadamente o ^3H e o ^{36}Cl . A presença de trítio é indicativa de águas recarregadas a menos de 60 anos, pois o período de testes de armas nucleares na atmosfera foi de 1951 a 1976. Águas recarregadas antes da década de 50 não apresentam concentrações detectáveis deste isótopo. Traçadores históricos fornecem, portanto, estimativas pontuais de fluxo de água no perfil de solo no decorrer dos últimos 60 anos (Scanlon, 2002).

2.2.2.5

Modelagem Numérica

Modelos numéricos são utilizados para estimar recarga através da zona não saturada. Existe uma variedade de abordagens, desde simular a mudança de armazenamento no perfil de solo através de balanços de massa, que utilizam dados de precipitação, evapotranspiração e propriedades hidrológicas locais (*bucket models*), até soluções numéricas da equação de Richards como, por exemplo, BREATH (Stothoff, 1995), HYDRUS-1D, HYDRUS-2D (Simunek et al. 1996), SWIM (Ross, 1990), VS2DT (Lappala et al. 1987; Hsieh et al. 2000), FEFLOW (Diersch, 1998) e UNSATH (Fayer, 2000). Os modelos baseados na equação de Richards são adequados para aplicação em áreas pequenas ($\leq 100 \text{ m}^2$), ou para fluxo a uma dimensão e pouca profundidade ($\leq 15\text{m}$). Modelos que simulam a variação de armazenamento de água no solo através de balanços de massa podem ser usados em áreas mais extensas. Não existem limites quanto à escala de tempo. No entanto, incertezas na determinação das condutividades hidráulicas, e a não linearidade da relação desta variável com o teor de umidade e com a carga de pressão, podem render resultados incertos em modelos que se baseiam na Equação de Richards (Scanlon, 2002).

2.2.3

Técnicas baseadas em dados da zona saturada

As técnicas baseadas em dados da zona saturada fornecem estimativas de recarga real, pois avaliam a massa de água que realmente atingiu o nível freático, ao contrário das técnicas de água superficial e da zona não saturada, que fornecem estimativas de recarga potencial. É também possível integrar as estimativas de forma a abranger grandes áreas.

2.2.3.1

Método da variação do nível freático

A recarga total de um aquífero pode ser avaliada como o volume de água armazenado com a elevação do nível freático, na estação úmida. O método é aplicável apenas em aquíferos de regiões com estação úmida bem definida e níveis freáticos rasos, que apresentem variações significativas em intervalos de tempo curtos (Scanlon, 2002). A recarga é calculada segundo a equação:

$$R = S_y dh/dt = S_y \Delta h / \Delta t \quad (\text{Eq. 11})$$

onde, S_y é a capacidade específica, h é a altura do nível d'água, e t o intervalo de tempo entre as medidas.

A confiabilidade do método depende do conhecimento e da contabilização de outros possíveis fatores que contribuam para a variação do nível d'água, como bombeamento de poços e variações de pressão atmosférica. A maior dificuldade é a determinação de valores representativos de capacidade específica (Risser et al., 2005; Scanlon, 2002). Como principais vantagens têm-se a simplicidade de aplicação e a abrangência de grandes áreas, desde que os dados de capacidade específica estejam disponíveis. A escala de tempo varia desde um evento até o tamanho do registro hidrográfico.

2.2.3.2

Lei de Darcy

A estimativa de fluxo através da seção transversal de um aquífero livre ou confinado, aplicando-se a lei de Darcy, é considerada equivalente à recarga sobre a superfície que contribuiu para aquele fluxo, através da relação:

$$qA = RS \quad (\text{Eq. 12})$$

onde:

q = descarga específica

A = seção transversal ao fluxo

R = recarga

S = área da superfície que contribuiu para o fluxo

O método assume regime de fluxo permanente e condições naturais do aquífero, sem nenhum tipo de extração, e também que a seção transversal ao fluxo esteja alinhada a uma linha equipotencial. Este tipo de estimativa é simples e econômico, podendo ser aplicado em qualquer intervalo de tempo. O maior problema é a alta variabilidade da condutividade hidráulica, que pode chegar a várias ordens de grandeza dentro de um mesmo aquífero (Scanlon, 2002).

2.2.3.3.

Traçadores

Traçadores ambientais e históricos são utilizados para datar a água subterrânea e indiretamente estimar recarga. Os isótopos utilizados são essencialmente os mesmos descritos para avaliação de recarga na zona não saturada, acrescidos de alguns gases como os CFCs (clorofluorcarbonos) e razões de $^3\text{H}/^3\text{He}$ (trítio/hélio), que só podem ser usados para datações na zona saturada, onde a interação com a atmosfera não mais ocorra. As taxas de recarga são estimadas através da comparação entre concentrações

de CFCs na água subterrânea e na precipitação. A razão $^3\text{H}/^3\text{He}$ fornece estimativas de recarga através da equação de decaimento do ^3H para o ^3He . A taxa de recarga é calculada assumindo-se um fluxo vertical (como em áreas de recarga, próximas a divisores de água subterrânea). São feitas datações a diversas profundidades em um perfil vertical de fluxo e a velocidade é calculada invertendo-se o gradiente de tempo, extrapolando-se o resultado até o nível d'água e multiplicando-se a velocidade pela porosidade do intervalo considerado. As taxas de recarga estimadas através de datação dependem do isótopo escolhido. Águas com menos de 60 anos podem ser datadas com CFCs e $^3\text{H}/^3\text{He}$. Idades de 200 a 20.000 anos podem ser determinadas com ^{14}C . A taxa de recarga calculada através de datações representa uma média através do período considerado. Em aquíferos confinados a velocidade de fluxo horizontal pode ser determinada através do decaimento radioativo de ^{14}C e ^{36}Cl (Scanlon, 2002).

2.2.3.4

Modelagem numérica

A estimativa de recarga através de modelos numéricos de fluxo subterrâneo é feita a partir da calibragem destes modelos com dados de carga hidráulica, condutividade hidráulica, medidas de fluxo e de outros parâmetros na área estudada. Técnicas de modelagem inversa foram desenvolvidas, que utilizam algoritmos de regressão não linear para obtenção automática do melhor ajuste entre dados medidos e simulados. A maior vantagem em se incorporar a modelagem inversa em modelos de fluxo subterrâneo é a informação produzida, relativa à sensibilidade dos parâmetros estimados em relação aos dados alimentados no modelo, e às incertezas envolvidas na obtenção destes dados (Sanford, 2002). Recarga e condutividade hidráulica possuem uma grande correlação, e consequentemente, o uso de modelagem inversa apenas com dados de carga hidráulica se limita a fornecer somente uma razão entre estes parâmetros. A confiabilidade das estimativas de recarga dependerá da precisão dos dados de condutividade hidráulica, e já que este parâmetro pode apresentar uma variação de algumas ordens de grandeza em um mesmo sítio,

estimativas de recarga baseadas apenas na calibração do modelo podem não ser muito precisas. A mesma distribuição de carga hidráulica pode ser obtida para uma faixa de valores de recarga, não existindo uma solução única (Scanlon, 2002). Para se obter uma estimativa única de recarga deve-se dispor de observações de fluxo, como por exemplo, estimativas de fluxo de base de cursos d'água, levando-se em consideração as incertezas associadas a estas estimativas (Sanford, 2002). Datações de água subterrânea podem ser usadas para restringir a faixa de valores possíveis de recarga na modelagem inversa, reduzindo muito as incertezas (Scanlon, 2002; Sanford, 2002). Outros tipos de modelos usados para estimar recarga são os de células mistas (*compartment models*, *lumped models*, *black-box models*), que tratam o sistema hidrológico como uma série de células ou compartimentos interconectados, onde cada célula, ou compartimento, pode ter mais de uma entrada e saída. Podem ser utilizados dados hidrológicos, químicos e/ou isotópicos. Fluxos entre os diversos compartimentos são variados de forma iterativa, até que se obtenha um bom ajuste entre os dados simulados e medidos (Scanlon, 2002).

2.3

Relação entre recarga e sustentabilidade de exploração de água subterrânea

O conceito de desenvolvimento sustentável se consolidou ao final dos anos 80, após a elaboração do Relatório Brundtland pela Comissão Mundial sobre o Meio Ambiente e Desenvolvimento. A Comissão Brundtland definiu desenvolvimento sustentável como “*O desenvolvimento que atende às necessidades do presente sem comprometer a habilidade das futuras gerações em atender às suas próprias necessidades*”. Desde então, o termo sustentabilidade vem sendo empregado para qualificar planos, ações governamentais e projetos da iniciativa privada que envolvam a exploração de recursos naturais e levem em consideração a preservação destes recursos para as gerações futuras.

Na área de gestão de recursos hídricos subterrâneos se consolidou o conceito de exploração segura (*safe yield*, em inglês), muitas vezes referida como exploração

sustentável. Tradicionalmente, o termo exploração segura vem sendo usado para uma exploração de água subterrânea em que se atinja e se mantenha, a longo prazo, um balanço anual entre o volume retirado e o volume recarregado no sistema aquífero (Sophocleous, 1997). A exploração segura de um determinado sistema aquífero seria, portanto, aquela em que o volume de água extraído fosse menor ou igual à recarga subterrânea, garantindo assim a manutenção das suas reservas permanentes. Um nível de extração menor ou igual à recarga garantiria a sustentabilidade do sistema aquífero em questão. Este conceito, bastante difundido entre gestores de recurso hídricos, foi batizado como o “Mito do Balanço Hídrico” (*Water Budget Myth*), (Bredehoeft et al. 1982 in Bredehoeft, 1997), por não se sustentar em nenhum princípio hidrológico.

O conceito de exploração sustentável pode ser entendido no sentido da sustentabilidade dos recursos hídricos subterrâneos de uma determinada bacia, ou sistema aquífero, levando-se em consideração os aspectos ecológicos, econômicos e humanos desta exploração, ou como um regime de bombeamento instalado em um sistema, que possa ser praticado indefinidamente, sem ocasionar a depleção das reservas.

Foi demonstrado por diversos autores (Bredehoeft et al., 1982 e Bredehoeft, 1997, 2002; Sophocleous, 1997, 2000, 2005; Kalf and Wooley, 2005) que o dimensionamento de uma taxa de exploração segura, em termos de bombeamento, não tem nenhuma relação com a recarga subterrânea. Por outro lado, para a avaliação de reservas e dimensionamento de uma taxa de exploração sustentável, no sentido amplo, é necessário o entendimento da dinâmica do sistema, sendo fundamental, neste caso, a determinação da recarga (Sophocleous, 2000; 2005). No entanto, segundo os autores, o volume de recarga não constitui nenhum valor balizador ou limitador desta exploração.

Os trabalhos de Bredehoeft et al.(1982), e Bredehoeft (2002) resgataram a fundamentação hidrológica para o estabelecimento de um bombeamento seguro descrita por Theis, em 1940: “*Um novo estado de equilíbrio dinâmico é alcançado apenas por um aumento da recarga (recarga induzida), uma diminuição da descarga, ou uma combinação das duas*”. Portanto, para que uma exploração seja segura, o bombeamento precisa ser contrabalançado por uma mudança na taxa virgem

de recarga e/ou uma mudança na taxa virgem de descarga. A quantidade de água resultante das mudanças nas taxas de recarga e descarga foi denominada captura (Bredehoeft, 2002):

$$\Delta R_o + \Delta D_o = P \quad (\text{Eq. 13})$$

onde:

ΔR_o = *variação na taxa virgem de recarga*

ΔD_o = *variação na taxa de virgem descarga*

P = *taxa de bombeamento*

A recarga normalmente é função de condições externas ao aquífero, como precipitação, vegetação e permeabilidade das coberturas de solo. Na maioria das situações que envolvem uma exploração de água subterrânea, a taxa de recarga natural não pode ser impactada pelo bombeamento, e a Equação 13 se torna (Bredehoeft, 2002):

$$\Delta R_o = 0$$

$$P = \Delta D_o$$

Consequentemente, a sustentabilidade de uma exploração na maioria dos casos ocorre quando o bombeamento captura igual quantidade de descarga, e a determinação de um bombeamento sustentável deve basear-se no dimensionamento desta captura. Para tanto, é necessário o conhecimento dos parâmetros hidráulicos do aquífero (difusividade) e uma análise do posicionamento espacial da exploração em relação aos exutórios do sistema.

Foi também demonstrado por Bredehoeft (2002) que no bombeamento, até que uma nova condição de equilíbrio seja atingida, ou seja, até que o cone de rebaixamento atinja a descarga, haverá liberação de água do armazenamento do aquífero. A captura da descarga, dependendo das características da bacia, pode levar muito tempo, décadas a séculos, e grandes volumes de água podem ser removidos permanentemente do armazenamento.

Outro aspecto importante para a sustentabilidade de uma exploração é a origem da água divergida pelo bombeamento. A água recarregada através da captura deve ter outra origem que não o aquífero bombeado, caso contrário poderá eventualmente secar (Sophocleuos, 2005). Para bacias fechadas, com rios efluentes e lagos alimentados por água subterrânea, este equilíbrio é delicado e a exploração poderá não ser sustentável.

Além do entendimento da dinâmica do sistema, a determinação da recarga em estudos de sustentabilidade de recursos hídricos também é necessária em razão do impacto direto por ela exercido na qualidade da água. “A sustentabilidade depende do sistema como um todo, não apenas da árvore, mas de toda a floresta; não apenas do peixe, mas da cadeia alimentar aquática; não apenas da água subterrânea, mas dos rios e pântanos, e todas as plantas e animais que dependem deles” (Sophocleous, 1997, 2000).

Kalf & Wooley (2005), fizeram uma revisão das diversas definições de sustentabilidade de recursos hídricos subterrâneos (incluindo bombeamento seguro), dadas por vários autores, desde o ano de 1915 até 2004. Foi também feita uma revisão dos princípios adotados na gestão de recursos hídricos em alguns países, incluindo alguns estados americanos (Tabela 1). Os autores concluíram que, mesmo em países desenvolvidos, a abordagem utilizada na gestão da água subterrânea pode ser muito simplista e/ou baseada em conceitos ambíguos, principalmente em relação à recarga subterrânea. Em algumas definições, a recarga é especificamente referida como recarga natural (virgem) e é igualada à descarga natural. A falta de interação com a água superficial constitui um dos maiores problemas nos conceitos de exploração sustentável praticados pelos gestores. Assim sendo, ignoram que o fator preponderante para o dimensionamento de uma exploração é a recarga induzida pelo bombeamento e sustentada pela água superficial. A redução da descarga dos cursos d’água é um dos principais fatores a serem considerados para o estabelecimento de restrições ecológicas, e para a solução de conflitos de uso. A gestão bem sucedida claramente depende da avaliação conjunta dos recursos hídricos superficiais e subterrâneos (Kalf & Wooley, 2005).

O exemplo da Austrália serve para ilustrar as dificuldades envolvidas na definição e na prática da gestão sustentável. Houve um entendimento comum, entre governo e comunidades, de que o uso apropriado da água subterrânea deveria ser feito de forma a não impactar ecossistemas dependentes e a uma taxa que não ameaçasse a disponibilidade deste recurso para as futuras gerações (Kalf & Wooley, 2005). A definição de extração sustentável proposta pelo Comitê Nacional Australiano de Água Subterrânea (*Australian National Groundwater Committee*) foi: “O regime de extração de água subterrânea, medido em um intervalo de tempo de planejamento, que permita níveis aceitáveis de stress e proteja valores econômicos, sociais e ambientais dependentes”. A definição veio com um documento anexo com diversas observações e recomendações indicando que o volume total de extração não é necessariamente o aspecto mais importante para a gestão de água subterrânea, que a depleção do armazenamento e algum nível de stress no aquífero são inevitáveis, e que estes aspectos devem ser negociados caso a caso (Kalf & Wooley, 2005). Os autores observaram que esta definição de extração sustentável, assim como outras adotadas por outros países, está aberta a várias interpretações e principalmente sujeita a decisões em relação ao nível de stress aceitável.

Qualquer metodologia para determinação de uma exploração sustentável deve ser baseada em princípios hidrológicos sólidos, de forma a reduzir a ambigüidade e permitir avaliações quantitativas. A extração sustentável deverá permitir que o sistema alcance um novo estado de equilíbrio com o tempo. A avaliação deve ser feita a partir de modelos numéricos, que apresentem balanços de massa e análise da performance de poços instalados. O nível de extração praticado poderá ser selecionado a partir dos resultados do modelo, levando-se em consideração os critérios de uso da água superficial, fatores legais, aspectos econômicos, exigências ecológicas, qualidade da água e efeitos de subsidência (Sophocleous, 2005; Kalf & Wooley, 2005).

Tabela 1 – Exemplos de Políticas de Gestão de Água Subterrânea (extraído de Kalf and Wooley, 2005)

País/Estado	Diretrizes de Gestão	Comentários dos autores
Grã-Bretanha	A exploração total, somada à vazão desejada no rio, deve ser menor que a recarga.	Limite indireto de abstração de água subterrânea imposto pelas decisões da comunidade a respeito da qualidade da água superficial.
Índia	Política de exploração segura com base em uma determinada porcentagem da precipitação. O foco é praticar uma exploração menor que a recarga.	Taxa de recarga de vários aquíferos é especificada como porcentagem da precipitação em publicações do Governo Central. Os cálculos e a administração são feitos pelos Estados. Aplicação de forma inconsistente.
China	Nova legislação baseada em exploração segura.	Objetivo de reduzir a abstração onde ela exceder a recarga e de prevenir o aumento da abstração onde ela for equivalente à recarga.
Kansas, EUA	Distritos de Gestão de Água Subterrânea foram criados em algumas regiões com políticas sustentáveis, porém não foram introduzidas a tempo de evitar o rebaixamento dos níveis d'água. A região oeste do Estado tem uma depleção planejada (mineração).	Declínio generalizado do nível d'água, não recuperável em diversas áreas. Desaparecimento de cursos d'água permanentes.
Arizona, EUA	Super-exploração e declínio dos níveis d'água foram abordados na legislação que exige a exploração segura.	Não está claro se as metas serão cumpridas.
Califórnia, EUA	Tribunais determinaram distribuição equitativa ao longo de grandes áreas.	Pode não levar à exploração sustentável. Definição de exploração sustentável natural e exploração sustentável operacional em um condado (San Gabriel).
Rhode Island, EUA	Política de exploração sustentável.	Usa a definição de Todd, 1959: Quantidade de água que pode ser extraída sem causar um efeito indesejável.
Indonésia	Objetivo de reduzir a exploração a valores abaixo da recarga.	Problemas operacionais devido à locação não adequada de poços.
Península Árabe	Sem política de exploração sustentável.	A porcentagem de abstração em relação à recarga varia de 110 a 1456%.
México	Sem programa de exploração sustentável. Esforços para implementação de um programa de água subterrânea.	
Turquia Ocidental	Política de exploração sustentável desde a década de 60. Atualmente explorando água subterrânea usando várias políticas de exploração.	
Austrália	Política de exploração sustentável baseada na manutenção da abstração menor que a recarga natural, com crédito para ecossistemas dependentes de água subterrânea, incluindo corpos d'água superficiais.	O estabelecimento de períodos de tempo na definição de sustentabilidade permite que eventuais minerações de água subterrânea sejam referidas como sustentáveis.

2.4

Alguns casos de modelagem numérica aplicada a estudos de avaliação de recarga e sustentabilidade de recursos hídricos subterrâneos

Modelos numéricos de fluxo subterrâneo vêm sendo usados, em diversos países, como ferramenta para a análise de reservas e estabelecimento de vazões de exploração sustentáveis. Como exposto anteriormente, a avaliação dos recursos hídricos subterrâneos de uma determinada bacia, sistema aquífero, ou região, e a sua relação com corpos d'água de superfície é altamente beneficiada através destes modelos, pois permitem a análise das reservas em termos de balanços de massa e a simulação de cenários de exploração a intervalos de tempo que podem ser ajustados de acordo com as necessidades dos gestores destes recursos. Alguns exemplos de modelagem numérica aplicada a estudos de sustentabilidade de recursos hídricos subterrâneos serão descritos a seguir.

2.4.1

Aquífero do Alto Vale de Santiago, Chile

A cidade de Santiago, no Chile, tem como uma das suas fontes de abastecimento de água o aquífero do Alto Vale de Santiago. O aumento na demanda por água e a ocorrência de duas secas, na década de 90, fez com que as companhias de abastecimento aumentassem as suas taxas de bombeamento e usassem este manancial como fonte permanente de água para a região metropolitana de Santiago. A necessidade de uma quantificação confiável das reservas do aquífero motivou um estudo para determinação de taxas de bombeamento sustentáveis a longo termo (Muñoz, Fernández e Escauriaza, 2003).

O alto Vale de Santiago é uma área de aproximadamente 150 Km², com ocupação urbana, cercada por montanhas e cruzada pelo Rio Mapocho, na direção E-W, e por seu afluente, Las Hualtatas, na direção N-S. A geologia consiste de depósitos de preenchimento, inconsolidados, e depósitos fluviais, com espessuras que chegam a 600 m, compostos principalmente por cascalho e areia e intercalados com

areia fina e argila siltosa. Os valores de condutividade hidráulica foram obtidos a partir de ensaios de bombeamento, e o coeficiente de armazenamento foi atribuído com base na faixa de valores típicos para as litologias presentes, e também, através dos dados de ensaios.

A recarga do aquífero se origina principalmente na infiltração a partir dos leitos dos rios Mapocho e Las Hualtatas. Outras fontes de recarga como o fluxo lateral de pequenas bacias que descarregam diretamente no vale, e a recarga difusa, proveniente da precipitação e das perdas da rede de abastecimento urbana, também foram consideradas. A estimativa de recarga a partir dos rios se baseou em séries históricas de medidas de descarga e do nível d'água estático em poços de observação. Foi aplicado o modelo de Bouwer (1965) que estima a recarga proveniente de um rio através da relação entre fatores geométricos (largura da superfície saturada e o comprimento do trecho de canal considerado), a condutividade hidráulica vertical dos sedimentos do leito do rio, e um coeficiente que depende das características do leito e da sua relação com a profundidade do aquífero. A recarga difusa foi calculada com base em uma pesquisa de perdas de água pela rede de abastecimento realizada na área, que apresentou uma estimativa de perda por comprimento de rede. Esta foi considerada a maior contribuição para a recarga subterrânea, pois o vale possui 63% da sua área com ocupação urbana. A ocupação rural ou natural (parques) corresponde a apenas 12%, e as áreas residenciais, 25%, resultando em apenas duas classes de uso e ocupação para avaliação de recarga direta (irrigação e precipitação). A recarga proveniente de 14 pequenas bacias que drenam para o vale foi calculada através de modelos hidrológicos, que geraram séries históricas representando as contribuições destas bacias.

Foi elaborado um modelo numérico de fluxo subterrâneo do aquífero do Alto Vale de Santiago, utilizando o programa MODFLOW (McDonald e Harbaugh, 1988), semi-3D, com os dados de recarga estimados pelos modelos hidrológicos acima descritos, e parâmetros hidráulicos medidos no campo. Foi feita uma simulação, em regime permanente, calibrada com registros de nível estático de um período em que o aquífero não foi explorado. Em seguida, foi feita uma simulação transiente reproduzindo 57 meses, quando ocorreu um período de seca seguido por um período

úmido, e foram observadas quedas e elevações bruscas dos níveis estáticos em poços de observação. Foram simulados diversos cenários com o objetivo de avaliar a sustentabilidade do regime de bombeamento praticado. O estudo concluiu que apenas 78% da vazão outorgada à empresa de abastecimento público era sustentável em longo prazo. O modelo se mostrou uma ferramenta adequada para estimar a confiabilidade do abastecimento de água subterrânea à cidade de Santiago.

2.4.2

Aquífero da bacia do Rio Küçük Menderes, Turquia Ocidental

Na Turquia, o órgão gestor de recursos hídricos (General Directorate of the State Hydraulic Works, DSI) encomendou um estudo de quantificação de reservas e simulação de cenários de exploração devido ao declínio dos níveis d'água de aquíferos explorados para irrigação, e da diminuição no fluxo de base de cursos d'água, especialmente no Oeste da Turquia. O sistema aquífero da Bacia do Rio Küçük Menderes foi selecionado em função do rápido declínio dos seus níveis potenciométricos nas duas últimas décadas, causado pela intensa exploração para irrigação.

O modelo numérico de fluxo desenvolvido para a bacia (Sakiyan and Yazicigil, 2004) teve como metas a avaliação da sustentabilidade da manutenção do atual nível de exploração, a quantificação do nível de produção sustentável e a proposição de alternativas de exploração para os gestores, através de cenários de exploração e avaliação de seus respectivos impactos.

A bacia do Rio Küçük Menderes ocupa uma área de 3.502 Km², dos quais 1.100 Km² constituem uma planície. A precipitação média anual é de 750 mm e o clima da região apresenta verões quentes e secos e invernos úmidos, com temperaturas amenas. O sistema aquífero é composto por sedimentos de idade Cretácea e por uma sequência de aluviões de idade Quaternária, sobrepostos ao embasamento, constituído por rochas metamórficas de alto grau, de idade Paleozóica. Existem na área 589 poços perfurados por agências governamentais e, estima-se, 10.000 poços particulares explorando água subterrânea para uso em culturas

irrigadas. A partir da análise de dados dos poços, como perfil litológico, vazão, capacidade específica e de dados de ensaios de bombeamento executados pelo órgão gestor em 300 poços, foram definidas unidades aquíferas e utilizados métodos geoestatísticos para determinação da distribuição espacial dos valores de parâmetros hidráulicos.

O sistema aluvial foi caracterizado como o mais explorado, e nele se concentrou o trabalho de modelagem numérica. A recarga foi estimada a partir de séries históricas de 26 anos de três estações meteorológicas e de uma estação fluviométrica da área montanhosa da bacia. Nas áreas planas foi realizado um estudo de precipitação efetiva. O programa utilizado foi o MODFLOW (McDonald & Harbaugh, 1988), em diferenças finitas, sendo o aquífero representado como uma única camada. A princípio foi simulada a condição pré-desenvolvimento, calibrada com os dados de nível d'água do ano de 1967. O balanço de massa desta simulação foi também comparado com o resultado de estudos hidrológicos para a bacia. Após a calibração e ajuste dos parâmetros hidráulicos na simulação permanente, foi realizada uma simulação transiente, com intervalos de tempo mensais e com as taxas de bombeamento praticadas na bacia de 1967 a 1999. Foram obtidas assim as taxas de recarga e descarga e as mudanças nas reservas subterrâneas e nos níveis potenciométricos, como consequência do bombeamento, para o período de 32 anos de simulação.

A partir dos resultados da modelagem numérica foi possível avaliar que 90% da vazão bombeada era sustentada pela diminuição da vazão do rio e do armazenamento do aquífero, e que o atual nível de bombeamento produziu uma mudança na condição do rio de efluente para influente, não sendo, portanto, caracterizado como sustentável. Foram simulados cenários alternativos de bombeamento e avaliadas as reduções de vazão e de carga hidráulica nos poços, em cada cenário, para um período de 21 anos, incluindo a avaliação do impacto decorrente da construção de represas na área. Assim, o rendimento sustentável do sistema aquífero do Rio KüçüK Menderes foi calculado. A modelagem permitiu um melhor entendimento da relação entre água subterrânea e superficial na área, e se tornou uma ferramenta para a gestão dos recursos hídricos da bacia.

2.4.3

Swidnica, Polônia

Na Polônia, o Plano Diretor Nacional (Kleczkowski (1990) apud Gurwin and Lubczynski, 2004), determinou que os principais aquíferos do país fossem modelados para a avaliação das suas reservas e planejamento de sua exploração sustentável. Atendendo a esta determinação, a área da planície de Swidnica, de aproximadamente 627 Km², foi modelada (Gurwin & Lubczynski, 2004) com o objetivo de avaliar não só as reservas subterrâneas, mas também o impacto do regime de bombeamento praticado na descarga do aquífero, através de seus contornos, e no fluxo de base dos rios que drenam o sistema.

O aquífero modelado é composto por sedimentos de idade Cenozóica, estratificados, formando um sistema multicamadas. Foi utilizado o programa MODFLOW (McDonald & Harbaugh, 1988) para construir um modelo semi-3D, em diferenças finitas e regime permanente. Foram utilizados dados de sondagens para a determinação da geometria do modelo e da distribuição da carga hidráulica. A recarga foi atribuída em função da precipitação, como uma condição de fluxo constante e espacialmente dependente da litologia. Os parâmetros de condutividade hidráulica e de transmissividade foram tratados geoestatisticamente, a partir de dados de testes de bombeamento existentes na área. A condição pré-bombeamento foi simulada com dados de nível estático de sondagens existentes em arquivos antigos (30 a 40 anos atrás), tendo sido calibrada por tentativa e erro. Posteriormente foi feita uma simulação, também em regime permanente, reproduzindo as condições de fluxo estacionárias, resultantes do nível atual de stress induzido pelo bombeamento. Foram utilizados valores de exploração praticados na área e medidas de escoamento superficial. No processo de calibração, foram utilizados 386 pontos com medidas piezométricas, uniformemente distribuídos na área, tendo sido feitos ajustes principalmente nas taxas de recarga e no fluxo através de um dos contornos do modelo. Os parâmetros hidráulicos dos aquíferos quase não receberam ajustes, tendo sido interpolados a partir de dados de testes hidráulicos executados em sondagens, cujos resultados foram considerados confiáveis.

O estudo caracterizou o sistema de fluxo na planície, identificando as fontes de recarga dos aquíferos, os exutórios e as direções gerais do fluxo subterrâneo. Através da comparação entre os padrões de fluxo e balanços de massa da condição quase natural e da atual exploração, chegou-se à conclusão de que o sistema pode ser explorado de forma sustentável, e que o nível de bombeamento pode ser até aumentado, tendo como consequência, no entanto, uma redução das descargas superficiais e rebaixamento do nível freático. O modelo se mostrou eficiente na avaliação de futuros cenários de bombeamento.

2.4.4

Baixada do Rio São Lourenço, Quebec, Canadá

A planície da baixada do Rio São Lourenço em Quebec, Canadá, é uma área de intensa ocupação urbana, onde se concentra a maior parte da atividade industrial e da população da Província. A área é fortemente dependente de água subterrânea, principalmente a Noroeste da cidade de Montreal. O Serviço Geológico Canadense (GSC) iniciou, em 1999, um estudo hidrogeológico da região para suprir a falta de conhecimento sobre as potencialidades dos recursos subterrâneos da área e subsidiar a sua gestão. Uma etapa deste estudo foi o desenvolvimento de um modelo numérico de fluxo (Nastev et al. 2005) com o objetivo de definir os sistemas subterrâneos regionais e fornecer estimativas quantitativas dos seus parâmetros hidrodinâmicos.

A área modelada, de 1.500 Km², está localizada no sudoeste da Província de Quebec, a noroeste da cidade de Montreal. O sistema aquífero regional é composto por uma seqüência sedimentar de idade Paleozóica, formada por arenitos, dolomitos e calcários, sobrepostos ao embasamento cristalino de idade Pré-cambriana. Este sistema é recoberto por depósitos de idade Quaternária, de origem glacial, fluvial e marinha, que, de acordo com a sua composição, funcionam como uma camada confinante ou como área de recarga para o sistema aquífero sedimentar subjacente. As rochas sedimentares se encontram fraturadas, sendo a porosidade primária muito reduzida devido à cimentação.

O Ministério do Meio Ambiente de Quebec implantou, em 1974, um programa de monitoramento do comportamento do nível d'água dos sistemas aquíferos da região. O nível estático foi medido continuamente em 12 poços (através de *data-loggers*), e em 20 poços, mensalmente. O monitoramento do nível piezométrico dos aquíferos e o seu comportamento em relação às estações climáticas por um longo período de tempo, mostraram que, de ano a ano, não houve nenhuma variação significativa. Este comportamento caracterizou um regime de fluxo “pseudo-permanente”. Além destas medidas de longo termo, foram utilizados dados de 570 poços e piezômetros, medidos entre 1999 e 2000, que permitiram a elaboração de um mapa potenciométrico preliminar.

Os parâmetros hidráulicos dos sistemas aquíferos foram determinados através de ensaios de bombeamento. A recarga foi estimada através de métodos variados, como ensaios de infiltração no campo, variações de nível d'água em poços, balanço hídrico em solos e pelo cálculo do fluxo de base através da separação da hidrógrafa, com dados de duas estações fluviométricas. Além disso, foram instalados lisímetros em quatro sítios e medidas as taxas de infiltração nas coberturas superficiais. Foi também calculado o balanço hídrico pelo método padrão de balanço de massa, com dados de nove estações meteorológicas da região.

O modelo numérico foi desenvolvido usando o programa FEFLOW (Diersch, 1998). Foi simulado o fluxo regional, em regime permanente, com os valores de recarga estimados e os parâmetros hidráulicos obtidos nos ensaios de bombeamento. O meio fraturado sedimentar foi tratado como um contínuo equivalente, com um fator de anisotropia vertical de $K_h/K_v = 10$. O nível de *stress*, devido ao bombeamento, foi simulado de forma localizada nos pontos de intensa exploração, aplicando-se as vazões praticadas. O bombeamento resultante dos outros usuários inventariados foi simulado como uma extração difusa, sendo distribuído igualmente por todo domínio como um fluxo areal negativo. A calibração foi obtida por tentativa e erro através da comparação entre as cargas simuladas e as observadas nos 570 poços.

O balanço de massa do modelo mostrou que a recarga direta é responsável por 86,6% do suprimento de todo o fluxo subterrâneo, a recarga induzida pelo bombeamento ocorre de forma localizada em uma área de intenso bombeamento

(mineração), e os rios possuem um caráter efluente em toda a área, descarregando 77% do volume de fluxo subterrâneo da bacia.

O modelo numérico de fluxo integrou e sintetizou o conhecimento hidrogeológico da região e estimou quantitativamente as várias componentes do fluxo subterrâneo e a sua inter-relação, apoiando a definição de estratégias de gestão e proteção dos recursos subterrâneos.

2.4.5

Aqüífero Ogallala, em Kansas

Sophocleous (2005), na sua discussão sobre a sustentabilidade dos recursos hídricos subterrâneos do aqüífero High Plains, em Kansas, Estados Unidos, fez uma revisão das diversas pesquisas de quantificação de recarga subterrânea desenvolvidas na área. O aqüífero High Plains é um sistema regional que ocorre em oito estados americanos, desde a Dakota do Sul até o Texas. A unidade de maior continuidade deste sistema é a Formação Ogallala, de idade Terciária (Gutentag et al. 1984 apud Sophocleous 2005), conhecida como aqüífero Ogallala. Em Kansas, este aqüífero ocorre na porção oeste do estado e sustenta a agricultura irrigada e o agro-negócio. O clima semi-árido da região, a alta taxa de evapotranspiração, e a intensa exploração do aqüífero ao longo dos anos resultaram em um declínio expressivo do seu nível piezométrico, e também, do fluxo de base dos rios na região oeste de Kansas, caracterizando o uso não sustentável do sistema.

O Serviço Geológico Americano, em seu programa de modelagem de sistemas aqüíferos dos Estados Unidos em escala regional (RASA – Regional Aquifer Systems Analysis), desenvolveu um modelo numérico (Luckey and Becker, 1999 apud Sophocleous, 2005) do sistema aqüífero High Plains, em diferenças finitas, usando o programa MODFLOW (McDonald and Harbaugh, 1988). O modelo, desenvolvido em 2D, com apenas uma camada, foi calibrado para condições pré-exploração (antes de 1946), em regime permanente, e pós-exploração (1946 a 1997), em condições transientes.

A área modelada foi subdividida em duas classes de recarga baseadas no tipo de solo. A simulação correspondente à fase de exploração do aquífero foi feita para cinco períodos de desenvolvimento, tomando por base um valor de bombeamento constante, correspondente à média em cada período, e considerando a recarga induzida pela irrigação. Foi simulado um cenário de bombeamento, no período de 1998 até 2020, utilizando a vazão média bombeada entre 1996 e 1997, que indicou um decréscimo de mais de 30 m dos níveis potenciométricos do aquífero. O balanço de massa indicou um decréscimo de 60,4 Km³ para este período. O estudo concluiu que os agricultores vêm bombeando água do aquífero em uma taxa que excede de 12 a 40 vezes a recarga.