

**CARACTERIZAÇÃO HIDROLÓGICA POR MEIO DO MÉTODO DA
DESAGREGAÇÃO: ESTUDO DE CASO COM A BACIA DO RIO TOKORO,
HOKKAIDO, JAPÃO.**

***Hydrological characterization with downward approach: Case study of
Tokoro River basin, Hokkaido, Japan.***

Pedro Guilherme de Lara
Dep. de Eng. Sanitária e Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina
pedroguilherme.lara@gmail.com

Keisuke Nakayama
Dep. de Eng. Civil, Instituto de Tecnologia de Kitami – Japão
nakayama@mail.kitami-it.ac.jp

Yohei Sugawara
Dep. de Eng. Civil, Instituto de Tecnologia de Kitami - Japão
yohei.sg@gmail.com

Masato Kobiyama
Instituto de Pesq. Hidráulicas (IPH) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul
masato.kobiyama@ufrgs.br

Resumo:

O presente trabalho tem o objetivo de discutir sobre a estruturação de uma formulação hidrológica apropriada, através da análise sistemática do processo chuva-vazão em bacias monitoradas. A bacia do Rio Tokoro, Hokkaido, norte do Japão foi selecionada como base para deste estudo. Para a estruturação do modelo hidrológico, a abordagem por desagregação foi empregada. A desagregação envolve o ajuste gradual da estrutura do modelo a fim de simular a variabilidade da geração de vazão identificando progressivamente os processos dominantes em diferentes escalas temporais (anual, mensal e diária). Este trabalho dá ênfase nas propriedades físicas, hidrológicas e climatológicas, as quais embasam a teoria da desagregação. A abordagem por desagregação conduziu à construção de um modelo simples e robusto de balanço hídrico atingindo bom desempenho na representação dos processos hidrológicos.

Palavras-chave: modelagem hidrológica, método da desagregação, escalas temporais.

Abstract:

This paper aims to discuss the hydrologically-suitable formulation through the systemic analysis of the precipitation-runoff processes in monitored basins. The Tokoro River Basin, Hokkaido, northern Japan was selected as the basis for this study. For structuring the hydrological model, the downward approach was employed. This method involves the gradual adjustment of the model structure to simulate the runoff variability by progressively identifying the dominant processes at different time scales (annual, monthly and daily). This work emphasizes the physical, hydrological and meteorological properties, which underlies the theory of downward approach. The development of this work led to the construction of a

simple and robust water balance formulation which satisfactorily represents the hydrological processes.

Keywords: hydrological modeling, downward approach, timescales.

1. INTRODUÇÃO

Atkinson *et al.* (2003) salientaram a necessidade de buscar novas soluções para caracterizar e representar eficientemente os processos hidrológicos a fim de controlar e reduzir a incerteza das formulações dos modelos numéricos hidrológicos. Os autores colocam que a construção de modelos não deve estar focada em uma estrutura computacionalmente sofisticada ou arbitrária, mas deve estar focada na obtenção de uma ferramenta hidrológica bem justificada que contribua para o entendimento do ciclo hidrológico. Assim, de acordo com Klemes (1983), deve-se evitar a ocorrência de arbitrariedades e o uso de um número excessivo de parâmetros na concepção de uma formulação hidrológica. Deve-se evitar utilizar mais parâmetros do que processos hidrológicos envolvidos na caracterização da geração de vazão da bacia hidrográfica.

Estudos desenvolvidos por Jothityangkoon *et al.* (2001), Atkinson *et al.* (2002), Farmer *et al.* (2003) e Eder *et al.* (2003) mostraram a aplicação de uma técnica na estruturação de formulações que relacionam fatores climáticos, fatores físicos da paisagem, variação de escala temporal e variação de escala espacial na caracterização hidrológica. Os autores mostraram que a estruturação destes modelos não almeja obter a perfeição dos ajustes de eventos ou séries de eventos chuva-vazão, mas almeja a identificação dos processos dominantes na resposta hidrológica da bacia hidrográfica. Através de variações na escala temporal verifica-se a necessidade da introdução de novos processos hidrológicos na formulação do modelo e identificam-se as características emergentes que demonstrem caráter dominante para a representação da resposta hidrológica.

Esse procedimento evita o uso de mais parâmetros do que o necessário, os quais devem ser estimados através de informações medidas e/ou coletadas na bacia hidrográfica. Este método de abordagem é chamada de *downward approach* (Klemes, 1983; Sivapalan *et al.*, 2003) ou de desagregação (Mendiondo & Tucci, 1997).

A aplicação deste método obteve resultados promissores em diferentes locais do mundo para diferentes condições e tamanhos de bacias hidrográficas. Tais resultados melhoraram o entendimento do ciclo hidrológico das bacias e serviram de auxílio da identificação das incertezas físicas relacionadas com a variabilidade temporal da reposta hidrológica. Esta pesquisa, de cunho inovador, visa estabelecer um caminho padrão para criação de uma ferramenta hidrológica capaz de representar as respostas do ciclo hidrológico e de melhorar o entendimento das inter-relações dos diferentes processos deste ciclo. Pois segundo Sivapalan *et al.* (2003) e Eder *et al.* (2003), os modelos hidrológicos atuais não possuem rigor suficiente nas suas relações funcionais em relação às interações de escalas temporal e espacial. Assim, há ocorrência de uso excessivo de parâmetros e ajustes por meio de aplicação de auto-calibração, o que aumenta as incertezas e diminui a importância do conhecimento hidrológico na modelagem numérica de uma bacia hidrográfica.

O objetivo do presente trabalho é mostrar a conceitualização e a aplicação do método da desagregação para uma bacia de clima frio e com presença de neve, localizada ao norte do Japão. Uma formulação hidrológica foi estruturada e empregada apresentando um grau de complexidade condizente à precisão da informação hidrológica disponível da bacia hidrográfica estudada. Talvez alguns detalhes pareçam pouco discutidos, ou mesmo omitidos, mas o presente trabalho tenta manter o foco na forma de estruturação da formulação através do método da desagregação.

2. TEORIA GERAL DO BALANÇO DE MASSA

De acordo com Eder *et al.* (2003) o equacionamento geral, com presença de neve, pode ser representado como:

$$\frac{dS}{dt} = p_r - q_b - q_{sub} - q_{sup} - e_a + q_N - p_i + (q_r - r) \quad (1)$$

onde S é o armazenamento [L]; dt é o intervalo de tempo escolhido [T]; p_r é a intensidade da precipitação líquida [L/T]; q_b é o escoamento de base [L/T]; q_{sub} é o escoamento subsuperficial [L/T]; q_{sup} é o escoamento superficial [L/T]; e_a é a

evapotranspiração real [L/T]; q_N é a porção d'água que derreteu da neve acumulada [L/T]; p_i é a precipitação interceptada; q_r é o escoamento regularizado devido a reservatório [L/T]; r é o acúmulo de precipitação pela área de contribuição do reservatório [L/T].

O balanço da neve acumulada pode ser feito segundo a relação:

$$\frac{dS_N}{dt} = p_s - q_N \quad (2)$$

onde S_N é o armazenamento da neve [L]; p_s é a intensidade da precipitação sólida [L/T]. Mas parte da neve derretida pode tanto infiltrar no solo, como gerar escoamento superficial. No caso de haver escoamento superficial devido ao derretimento da neve, sua representação mais simples pode ser do tipo:

$$\begin{aligned} q_N &= q_{N\text{infil.}} + q_{N\text{sup.}} \\ q_{N\text{infil.}} &= (1-W) \cdot q_N \\ q_{N\text{sup.}} &= W \cdot q_N \end{aligned} \quad (3)$$

onde $q_{N\text{infil.}}$ é a parte infiltrada [L/T]; $q_{N\text{sup.}}$ é a parte que escoar superficialmente [L/T]; W é a fração de neve derretida que, em média, se converte em escoamento superficial [adim].

O escoamento de base e o escoamento subterrâneo podem ser aproximados linearmente segundo a relação:

$$q_b = \frac{S}{t_b} \quad (4)$$

onde t_b é o tempo de resposta do escoamento de base e do escoamento subterrâneo [T]. O parâmetro t_b pode ser estimado de uma curva de recessão de longa duração, durante períodos sem ocorrência de precipitação. A diferença entre cada tipo de escoamento é devida à escala temporal de análise. O escoamento subterrâneo ocorre na escala mensal e caracteriza toda a forma de escoamento d'água na matriz porosa do solo. Já o escoamento de base ocorre a partir da escala diária e é caracterizado pela componente mais lenta do escoamento subterrâneo.

O escoamento subsuperficial é aproximado de forma não-linear segundo a relação:

$$q_{\text{sub}} = \left(\frac{S - S_f}{\alpha_{\text{sub}}} \right)^{1/\beta_{\text{sub}}} \quad (5)$$

onde S_f é porção de água armazenada na capacidade de campo [L]; α_{sub} [$L^{-1} \cdot \beta_{sub} / T \beta_{sub}$] e β_{sub} [adim] são os parâmetros estimados de uma curva de recessão. Neste caso, a curva de recessão é determinada em um período logo após a ocorrência de precipitação ou início do derretimento da neve. Este processo de escoamento ocorre a partir da escala temporal diária e caracterização a componente mais rápida do escoamento subterrâneo.

O escoamento superficial é terminando linearmente, quando a bacia atinge o limite de saturação ocorre o início do escoamento. Então o parâmetro que controla a capacidade de armazenamento da bacia nesta formulação é a porosidade do solo. Por simplificação a capacidade de infiltração da bacia não é considerada. Tal relação é dada por:

$$q_{sup} = \frac{S - S_b}{\Delta t}, S > S_b \quad (6a)$$

$$q_{sup} = 0, S \leq S_b \quad (6b)$$

onde S_b é a capacidade máxima de armazenamento da bacia [L]; Δt é o intervalo temporal da análise [T].

Em relação às variáveis de armazenamento, a capacidade máxima de armazenamento da bacia pode ser determinada como:

$$S_b = D \cdot \phi \quad (7)$$

onde D é a profundidade média do solo [L]; e ϕ é porosidade média da bacia [L^3/L^3]. Estes parâmetros podem ser extraídos de valores esperados, distribuições estatísticas ou por regionalização.

O armazenamento e dinâmica da água na capacidade de campo, o qual controla o escoamento subsuperficial, é tido como:

$$S_f = \theta_{fc} \cdot D \quad (8)$$

onde θ_{fc} é a capacidade de campo média da bacia [L^3/L^3]. Por simplificação a capacidade de campo é mantida como constante ao longo do tempo durante a geração de vazão por escoamento subsuperficial.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Área de estudo

A bacia do Rio Tokoro está localizada ao norte do Japão, na província de Hokkaido. O principal município nesta bacia é Kitami, com aproximadamente 126 mil habitantes, o qual está localizado no centro da bacia do Rio Tokoro (UTM 732816, 4854589). A Figura 1 ilustra o mapa temático com a localização da bacia do Rio Tokoro.

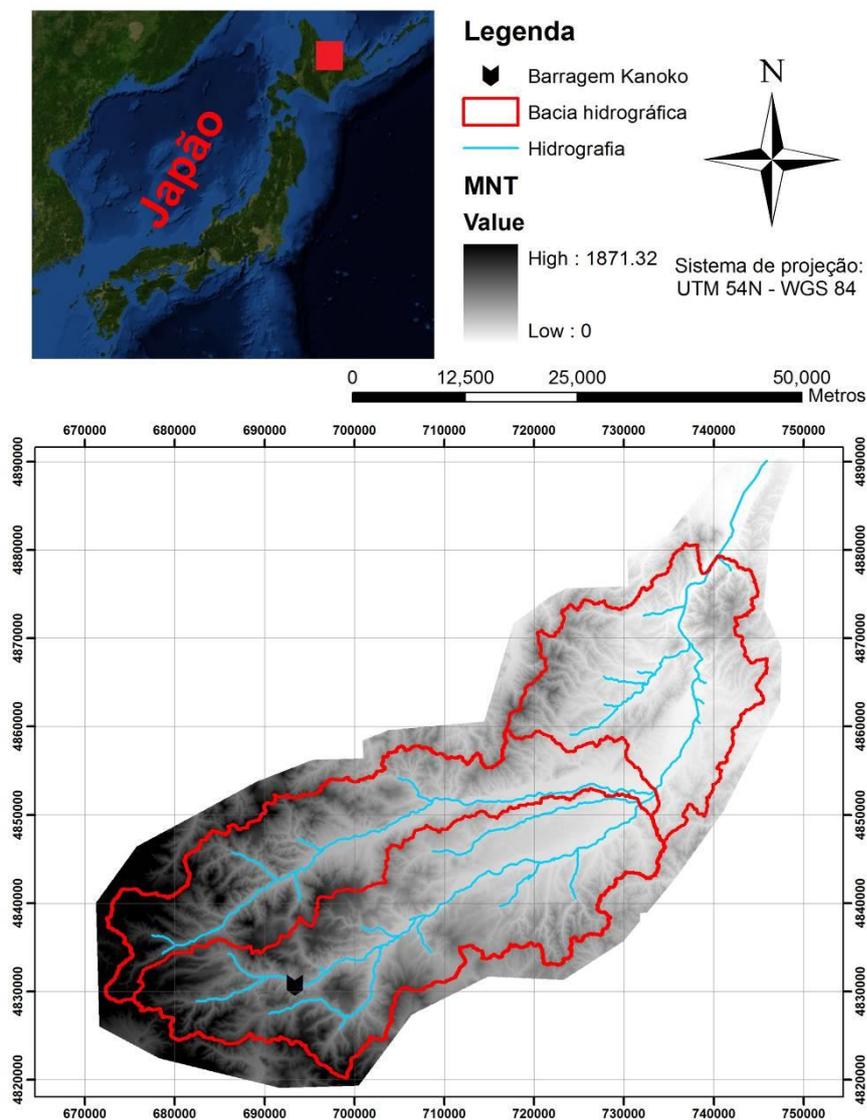


Figura 1: Localização da bacia do Rio Tokoro.

A bacia do Rio Tokoro possui uma área de 1930 km², onde Ishida *et al.* (2010) caracterizaram sua área em termos de classificação e uso de solo.. Os tipos de solos predominantes na bacia são determinados, como: andossolo, regossolo e litossolo. Zhou & Tachibana (2003) demonstraram que os principais tipos de cobertura de solo para toda a província de Hokkaido são: pântanos, campos de arroz, pastagens/campos, solo exposto, área urbana, floresta, campina de Sasa (espécie de bambu) e campos arados.

Em relação às florestas, Ishii *et al.* (2004) colocaram que são formadas pelas espécies coníferas de *Abies sachalinensis* e *Picea glehnii*, e pelas espécies folhosas de *Quercus crispula*, *Acer mono* e *Betula ermanii*, similares ao bioma da floresta Atlântica na região sul do Brasil. Além disso, há uma cobertura significativa de Sasa uma espécie de bambu da região. Kodama *et al.* (2008) quantificaram o montante de precipitação que é interceptado pela vegetação na bacia de Moshiri, próximo à Tokoro, onde a vegetação possui características bastante semelhantes. Os autores determinaram que cerca de 10 a 20% da precipitação média anual é interceptada. Zhou & Tachibana (2003) argumentaram que as porções dos pântanos, localizados na região do exutório da bacia, foram reduzidas acarretando em perda da qualidade da água em toda a região de Hokkaido. Além disso, Woli *et al.* (2002), Zhou & Tachibana (2003) e Ishida *et al.* (2010) mostraram que há similaridades de características físicas e paisagísticas para diferentes regiões da província de Hokkaido. Esta informação é importante, caso haja a necessidade de regionalizar parâmetros e características hidrológicas de uma região da província para outra região.

A

Tabela 1 apresenta os percentuais dos tipos de uso e cobertura de solo, relatados por Wei & Sado (1994) para a bacia do Rio Toroko.

Tabela 1: Principais usos de solo da bacia do Rio Tokoro.

| Tipo de uso | Percentagem de área [%] |
|------------------------|--------------------------------|
| Floresta | 56,97 |
| Pastagem/campos | 22,98 |
| Campos arados | 6,20 |
| Outros* | 13,85 |
| Total | 100,00 |

***Outros: área urbana, solo exposto, campos de arroz e pântanos.**

A altimetria da bacia varia de 0,00 [m] até 1871,00 [m], apresentando uma declividade média de 0,0129 [m/m]. Encontram-se declividades fortes nas regiões de cabeceira e declividades suaves na região central e no exutório. O clima da região foi descrito por Ishii et al. (2004) como gelado e com presença de neve, com os meses mais frios sendo janeiro e fevereiro (inverno) e os meses mais quentes entre julho e setembro (verão). Os autores mostraram que as temperaturas médias mensais ficam em torno de 20 [°C] no verão e -15 [°C] no inverno. Iwata *et al.* (2010) investigaram o processo de congelamento da água no solo em uma região de Hokkaido, próxima à bacia do rio Tokoro, e constataram que a neve acumulada durante o inverno, 20% da água infiltra no solo e 80% se torna escoamento superficial durante o período de derretimento (meados de março).

O clima da bacia é classificado como clima úmido continental (Dfb, classificação de Köppen), onde há ocorrência de acentuadas variações de temperaturas alternando invernos frios e verões úmidos. Na região de Hokkaido, o regime pluviométrico ocorre com predominância de precipitação sólida em pequenos volumes durante o inverno e chuvas intensas durante o verão. Assim, o maior volume de precipitação ocorre durante o verão, conforme Ishii *et al.* (2004) que apontaram os meses de julho até setembro como os mais chuvosos. Os autores argumentam que durante estes três meses há ocorrência de frequente intrusão de tufões na região de Hokkaido. Anualmente, a precipitação pode atingir 1100 mm na província de Hokkaido.

Kodama *et al.* (2008) colocaram que o montante de precipitação interceptada depende das características da vegetação, podendo chegar a 20% da precipitação líquida na região de Hokkaido. Na bacia do Rio Tokoro há uma barragem, a qual é empregada para produção energética, construída entre 1972 e 1983. Desta forma, é necessário considerar seu efeito no balanço hídrico, pois segundo Komatsu *et al.* (2010), esta barragem incorpora uma área de drenagem de 124 km² e regulariza cerca de 574 [mm] (r) por ano. Assim, sua vazão de regularização é cerca de 2,20 m³/s, a qual é caracterizada pela variável q_r do balanço hídrico.

3.2. Dados hidrológicos

O banco de dados do período de 1985 até 2000 é composto por informações meteorológicas de precipitação, temperatura, insolação, altura de neve e vazão. Para cada variável foram utilizadas 4 estações distribuídas espacialmente ao longo da bacia do Rio Tokoro, desde a cabeceira até o seu exutório (Figura 2).

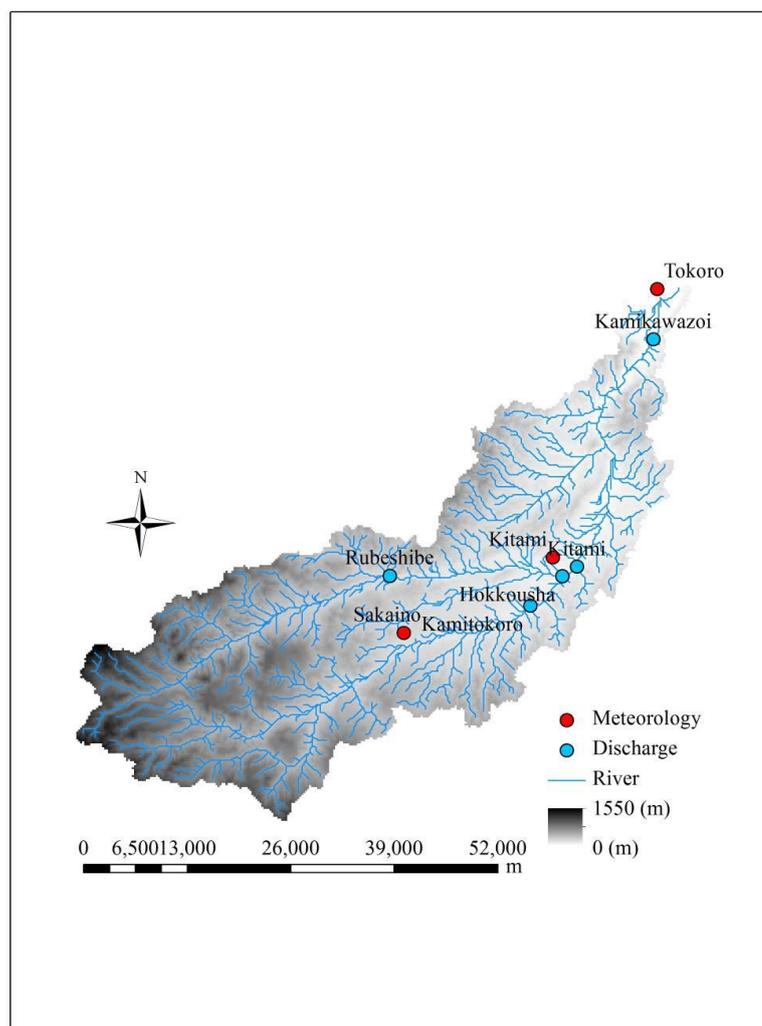


Figura 2: Estações do monitoramento hidrológico empregado no estudo.

O método dos pesos foi escolhido para a determinação das séries de precipitação, temperatura, horas de insolação e evapotranspiração. A partir de

análises de correlação estatística entre as estações a aplicação do método dos pesos gerou se as séries temporais empregadas como entrada do modelo hidrológico.

3.3. Estruturação do modelo

Na construção do modelo são consideradas as influências das propriedades físicas do solo, das características climatológicas e dos dados meteorológicos. Os fatores meteorológicos podem ser definidos pela precipitação, pela evapotranspiração e pela temperatura. As propriedades físicas relacionadas à bacia hidrográfica podem ser a porosidade, a capacidade de campo, a profundidade do solo e a cobertura vegetal. As características climatológicas são: números de eventos chuvosos, o tempo de duração do evento chuvoso, entre outros parâmetros extraídos das séries temporais dos dados de entrada.

A partir de uma pré-análise do banco de dados, pode ser inferida a estruturação preliminar do modelo para cada escala temporal. Além disso, fixa-se o intervalo temporal em que o modelo será operado para todas as escalas temporais. O presente trabalho foca no desenvolvimento e aplicação do método da desagregação.

A análise através do conceito de evento único, segundo Jothityangkoon *et al.* (2001), estabelece dois períodos no ano ou no mês. Um período com precipitação e outro sem precipitação. Se a bacia pertencer ao clima úmido, a evapotranspiração real pode ser igualada a zero no período com precipitação enquanto no período sem precipitação, igualada à evapotranspiração potencial. Assim, estes conceitos constituem uma forma, de acordo com Jothityangkoon *et al.* (2001) e Eder *et al.* (2003), de avaliar a influência dos fatores climatológicos na caracterização da resposta da bacia hidrográfica segundo diferentes tipos de estímulos climatológicos em escalas temporais maiores que mensal. Os parâmetros utilizados para caracterizar cada um destes conceitos podem ser retirados da série temporal de precipitação segundo os parâmetros de tempo: t_e (duração do evento chuvoso em dia); t_{ent-e} (duração entre consecutivos eventos chuvosos em dia); t_u (duração do período chuvoso em dia); e t_s (duração do

período seco em dia), sendo m o número de eventos chuvosos para um dado período de análise. Desta forma, estes parâmetros são aplicados para definir os conceitos de análise para evento único e para múltiplos eventos tanto para escala temporal anual quanto para escala temporal mensal.

A fim de estruturar o modelo, a área de estudo é representada por um arranjo de tanques de armazenamento, baseado no Tank Model de Sugawara (1995). O equacionamento destas formulações está baseado na eq.(1) e sua estruturação do modelo em relação à escala temporal se encontra na Figura 3.

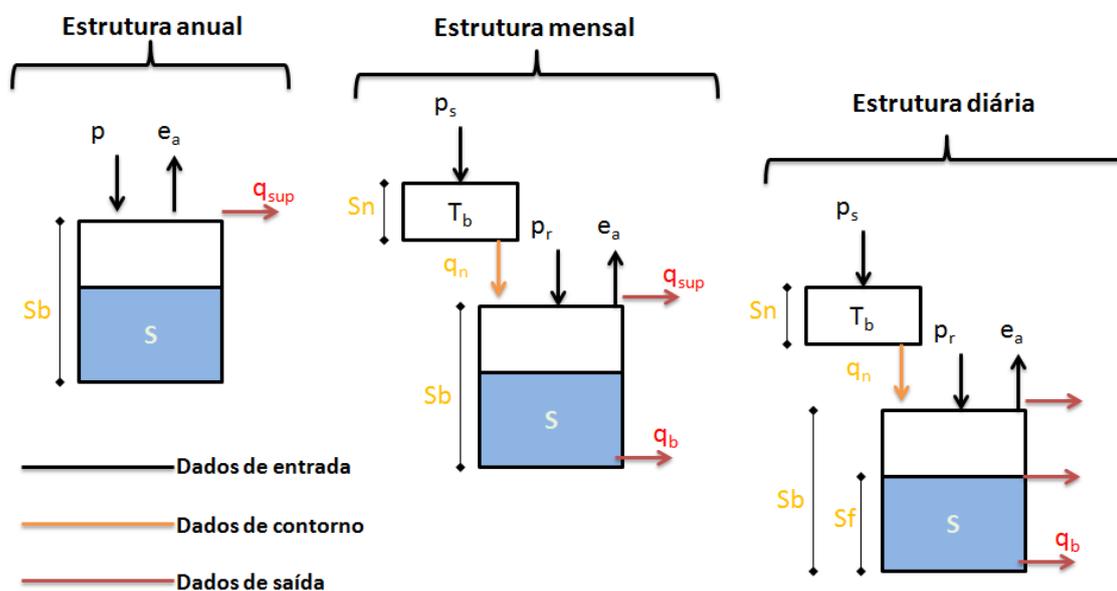


Figura 3: Modelo de desagregação (Modificado de Eder *et al.*, 2003).

Salienta-se que os parâmetros determinados ajustados inicialmente, para um determinado processo hidrológico, não se alteram com a mudança de escala temporal ou introdução de novos processos na estrutura do modelo.

3.3.1. Estrutura anual

Esta estrutura é a mais simples aplicada no modelo, pois envolve menos complexidade na sua formulação. Suas condicionantes são determinadas pelo comportamento atmosférico alternando períodos secos e chuvosos. Além disso, o processo de infiltração não é considerado na formulação, onde o escoamento

superficial ocorre através da saturação da camada de solo (tipo Dunne) (Figura 4).

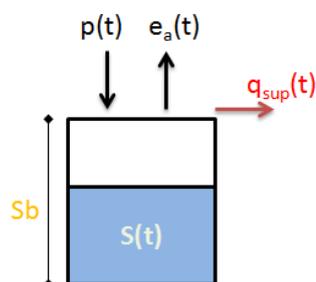


Figura 4: Estrutura anual.

A estrutura anual é aplicada para o conceito de análise por evento único e análise por múltiplos eventos. Desta forma, é necessário determinar a maneira como os dados de precipitação e evapotranspiração são inseridos no modelo a fim de atender aos conceitos de análise por único evento e análise por múltiplos eventos. Em relação à precipitação as seguintes relações são aplicadas:

$$[m] = 1$$

$$p = \frac{P}{[m] \cdot [t_u]} \quad (9)$$

onde p é a precipitação [mm/d]; P é precipitação anual [mm/ano] para cada ano considerado; $[m]$ é o período chuvoso; $[t_u]$ é a duração deste período chuvoso [d]; e i é o índice para cada ano. Na análise por evento único na escala temporal anual $[m]$ é tido como 1 para todos os anos, pois somente há um período chuvoso.

A próxima relação determina a precipitação para a análise por múltiplos eventos:

$$[m] = \frac{J}{[t_e] + [t_{ent-e}]}$$

$$p = \frac{P}{[m] \cdot [t_e]} \quad (10)$$

onde J é número de dias do ano considerado [d]; $[t_e]$ é a duração média anual dos eventos para o ano considerado [d]; e $[t_{ent-e}]$ é a duração média anual entre cada evento sucessivo. Neste caso o símbolo $[\]$ serve para indicar que a variável foi determinada anualmente.

A evapotranspiração é considerada uniforme para cada ano, tanto na análise por evento único como na análise por múltiplos eventos:

$$e_p = \frac{E_p}{J} \quad (11)$$

onde e_p é a evapotranspiração potencial [mm/d]; e E_p é a evapotranspiração anual [mm/ano]. Então:

$$e_a = e_p \quad (12)$$

onde e_a é a evapotranspiração real [mm/d]. Essa suposição é válida, segundo Eder *et al.* (2003) para bacias hidrográficas de clima úmido.

Assim, o balanço hídrico anual em cada sub-bacia é determinado segundo a relação:

$$\frac{dS}{dt} = p - e_a - q_{sup} - r + q_r - p_i \quad (13)$$

onde dt é fixo em 1 dia. A representação do balanço é feita com hidrogramas anuais e curvas de permanência. A geração do escoamento superficial ocorre por excesso de saturação e é definida pela eq. (6) e a capacidade máxima de armazenamento da bacia é dada pela eq.(7). A partir da escala anual é considerado o efeito da barragem Kanoko e das perdas médias por interceptação. Assim, a continuidade da estrutura pode ser representada pela seguinte relação:

$$\begin{aligned} p = 0, t \notin t_e &\Leftrightarrow t \notin [t_u] \\ p > 0, t \in t_e &\Leftrightarrow t \in [t_u] \end{aligned} \quad (14)$$

A eq.(14) determina o domínio temporal para determinar a entrada da série temporal de precipitação tanto para a análise por evento único, quanto para a análise por múltiplos eventos.

Assim, a estrutura anual é simples e depende de poucos parâmetros de ajuste, ou seja: $[m]$, $[t_e]$, D e ϕ . O intervalo temporal de simulação é igual a 1 dia. Uma vez determinados os parâmetros de ajuste, os quais são provenientes de informações do banco de dados e de características físicas observadas na bacia, estes parâmetros não mudarão seus valores mesmo que alterada a escala temporal da análise.

3.3.2. Estrutura mensal

A estrutura mensal do modelo passa a considerar a variação intra-anual das variáveis hidrológicas de precipitação, evapotranspiração potencial e temperatura. No entanto, outras características determinam a inserção de mais complexidade na estrutura mensal do modelo. Desta maneira a precipitação apresenta uma parcela sólida para temperaturas abaixo do limite de congelamento, o que ocasiona um acúmulo temporário de neve. Durante o período de temperaturas quentes a partir da primavera, a neve começa a derreter e a contribuir para a umidade do solo e para a geração de escoamento superficial e subsuperficial. Esta acumulação de neve no inverno e posterior derretimento na primavera determinam a variabilidade intra-anual do armazenamento da bacia e a introdução de componentes de escoamento lento (subsuperficial e subterrâneo).

Os processos de acumulação e derretimento da neve são primeiramente investigados considerando a mesma estrutura de geração de escoamento apresentada na estrutura anual. Havendo deficiências de reprodução na geração de vazão, as componentes de escoamento lento, tempo de percurso dos cursos de água e outros passam a ser introduzidas na estrutura mensal. Assim, as componentes de escoamento compõem o segundo mecanismo a ser investigado no desenvolvimento desta estrutura.

A estrutura mensal é novamente aplicada para os conceitos de análise por evento único e análise por múltiplos eventos. Os dados de precipitação e evapotranspiração são inseridos no modelo de maneira similar ao descrito na estrutura anual, no entanto agora estes conceitos são aplicados para o período do mês. A **Figura 5** apresenta a estrutura mensal aplicada.

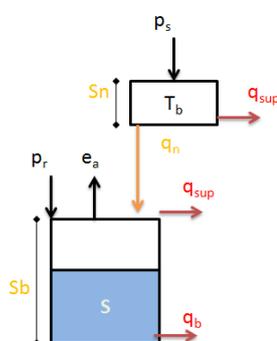


Figura 5: Estrutura mensal.

Eder *et al.* (2003) mostraram que o modelo mensal tende a apresentar uma complexidade similar a da estrutura anual. Então, a investigação da estrutura mais apropriada para escala mensal segue aplicando, primeiramente, a estrutura anual a fim de verificar se há representação da variabilidade intra-anual da vazão. Caso não seja atingido um grau aceitável de eficiência, outros processos passam a ser introduzidos na estrutura anual iniciando assim a composição da estrutura mensal. Além disso, a estrutura é formulada considerando o parcelamento da neve em infiltrada e escoada superficialmente.

A evapotranspiração é considerada homogênea em cada mês, tanto na análise por único evento como na análise por múltiplos eventos:

$$e_p = \frac{\langle E_p \rangle}{\langle m \rangle} \quad (15)$$

onde e_p é a evapotranspiração potencial [mm/d], $\langle E_p \rangle$ é a evapotranspiração mensal [mm/mês] e $\langle m \rangle$ é o número de dias do mês. Então, obtém-se:

$$e_a = e_p \quad (16)$$

onde e_a é a evapotranspiração real [mm/d]. Assim, o balanço hídrico anual é determinado segundo a relação:

$$\frac{dS}{dt} = p_r - e_a - q_{sup} - q_b + q_N - r + q_r - p_i \quad (17)$$

sendo dt fixo em 1 dia. A geração do escoamento superficial ocorre por excesso de saturação e é definida segundo a eqs. (6a, 6b), a capacidade máxima de armazenamento da bacia é dada pela eq.(7), o derretimento e acúmulo de neve são controlados pelo fator de derretimento e o escoamento subterrâneo é dado pela eq.(4). Assim, a continuidade das estruturas mensais segue o mesmo princípio exposto na eq. (17). Da mesma forma, o efeito da barragem Kanoko é considerado junto às perdas por interceptação. O balanço no armazenamento de neve é dado pela eq. (6) e o fracionamento dela em escoamento superficial e infiltração é determinado pelas relações da eq. (3).

Assim, a representação dos dados de saída é determinada por hidrogramas anuais e mensais, curva de probabilidade de vazões anuais e hidrogramas sazonais de longo período.

Portanto, a estrutura para análise na escala mensal permanece simples e dependendo de poucos parâmetros de ajuste, tais como: $\langle m \rangle$, $\langle t_e \rangle$, $\langle t_{ent-e} \rangle$, $\langle t_u \rangle$, T_{crit} , T_b , ddf , t_b , D e ϕ . O intervalo temporal de simulação é igual a 1 dia. Uma vez determinados os parâmetros de ajuste, os quais são provenientes de informações do banco de dados e de características físicas observadas na bacia, não há alterações de valores devido a processos de ajuste ou auto-calibração.

3.3.3. Estrutura diária

Na escala temporal diária, a vazão passa a apresentar maior grau de variabilidade comparada à variabilidade observada na escala mensal. Isto em termos de vazões mínimas, vazões máximas e a maneira de como ocorre a transição entre elas. Nesta escala temporal, os picos de vazões estão associados à natureza estocástica dos eventos de chuva, onde isto não é aparente nas escalas temporal anual e mensal. No entanto, as condições de armazenamento do solo também têm um papel importante na variabilidade da vazão. Então, a escala diária demanda a maior complexidade da formulação do modelo. Isto exige que os processos de geração dos escoamentos (escoamento superficial, escoamento subsuperficial, escoamento subterrâneo, e escoamento nos canais de drenagem) serem bem descritos, pois cada componente de escoamento possui um tempo característico de contribuição para a vazão da bacia. Eder *et al.* (2003) salientaram que a contribuição de cada processo, na geração de escoamento, pode mudar de acordo com as características de armazenamento do solo e com o tamanho da bacia.

Como ponto de partida, a estrutura mensal foi aplicada para a série de dados diários, a fim de verificar se a estrutura mensal representaria a variabilidade diária. Dado a importância dos processos de geração de escoamento na escala temporal diária, dever-se-á separar o escoamento subterrâneo em duas outras componentes de escoamento através da matriz do solo. Tal suposição já foi discutida por Atkinson *et al.* (2002), Eder *et al.* (2003) e Farmer *et al.* (2003), onde esta componente total é dividida em escoamento subsuperficial e em escoamento subterrâneo. Desta forma, se espera obter

conseguir, igualmente, um melhor padrão de resposta no presente trabalho. Além disso, o escoamento subsuperficial é representado pela eq.(5), pois a bacia do Rio Tokoro possui o solo hidrológico raso, o que propicia um comportamento não linear do escoamento.

O modelo para a escala diária considera a entrada de dados de maneira integral, sem os procedimentos de pré-processamento aplicados nas escalas anual e mensal. A

Figura 6 mostra uma representação esquemática de como ocorre o armazenamento e geração de escoamento para a estrutura diária.

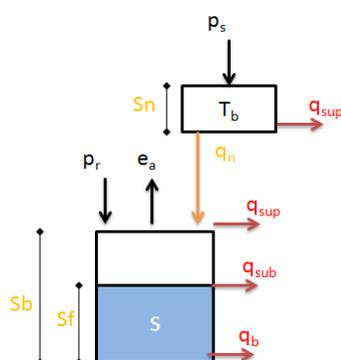


Figura 6: Estrutura diária.

Assim, o balanço hídrico na escala temporal diária é determinado:

$$\frac{dS}{dt} = p_R - e_a - q_{sup} - q_{sub} - q_b + q_N - r + q_r - p_i \quad (18)$$

sendo dt fixo em 1 dia. A geração do escoamento superficial ocorre por excesso de saturação e é definida segundo a eqs.(6a, 6b), a capacidade máxima de armazenamento da bacia é dada pela eq.(7), o derretimento e acúmulo de neve são controlados por um fator de derretimento, o escoamento subsuperficial é dado pela eq.(5) e o escoamento básico é dado pela eq.(4). Para o balanço da neve aplica-se eq.(2) e o efeito da barragem Kanoko é considerado junto às perdas por interceptação. O fracionamento da neve derretida foi realizado com o emprego das relações da eq. (3).

Assim, a representação dos dados de saída é determinada por hidrogramas anuais, mensais e diários, curva de probabilidade de vazões anuais, hidrograma sazonal de longo período e curva de duração.

Desta forma, a estrutura para análise na escala diária permanece simples e dependendo de poucos parâmetros de ajuste, tais como: T_{crit} , T_b , ddf , W , α_{sub} , β_{sub} , t_b , θ_{fc} , D e ϕ . O intervalo temporal de simulação é igual a 1 dia. Os parâmetros de ajuste são determinados a partir de informações do banco de dados e de características físicas observadas na bacia. Salienta-se que uma vez definidos os parâmetros de ajuste, seus valores não mudam de uma escala temporal para outra, conforme as premissas da metodologia da desagregação.

3.4. Avaliação da eficiência

O presente trabalho considerou duas funções objetivo a fim de avaliar o desempenho dos ajustes do modelo. As funções são:

$$dV = \left(\frac{\overline{\zeta_{sim}}}{\zeta_{obs}} - 1 \right) \cdot 100 \quad (19)$$

$$\rho_{\zeta_{sim}, \zeta_{obs}} = \frac{cov_{\zeta_{sim}, \zeta_{obs}}}{\sqrt{var_{\zeta_{sim}} \cdot var_{\zeta_{obs}}}} \quad (20)$$

onde ζ_{obs} é a vazão observada; e ζ_{simu} é a vazão simulada. A eq.(19) determina a fração da vazão total observada em relação à vazão total simulada. Segundo Atkinson *et al.* (2002), a eq.(20) é usada para medir a capacidade do modelo em simular a variabilidade da vazão sem modificar sua ocorrência no tempo, para série longas. Das funções objetivo apresentadas, quanto mais próximas do valor 1, melhor é o indicador de desempenho do modelo.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Em relação ao balanço hídrico anual, as principais características estatísticas da precipitação e evapotranspiração da bacia do Rio Tokoro estão na **Figura 7**.

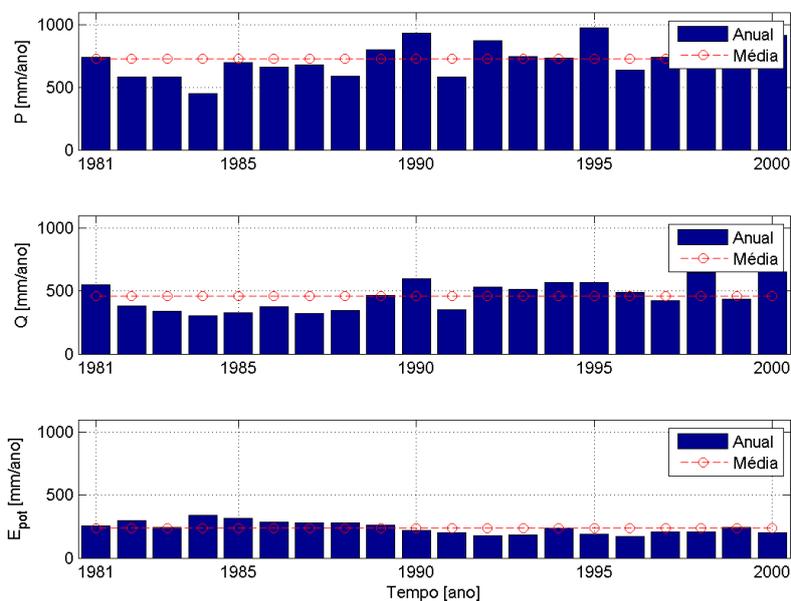


Figura 7: Balanço hídrico anual.

Na média, a precipitação, vazão, e evapotranspiração potencial anual são aproximadamente 800 mm, 459 mm, e 239 mm, respectivamente. A bacia do Rio Tokoro apresenta um coeficiente de escoamento, na ordem de 0,57. Mesmo com uma precipitação anual pouco expressiva, o clima frio condiciona uma baixa evapotranspiração caracterizando um clima úmido para a bacia.

Análises intra-anuais foram desenvolvidas para o balanço hídrico a fim de extrair informações adicionais das características principais de resposta da bacia. O comportamento mensal das variáveis se encontra na **Figura 8**.

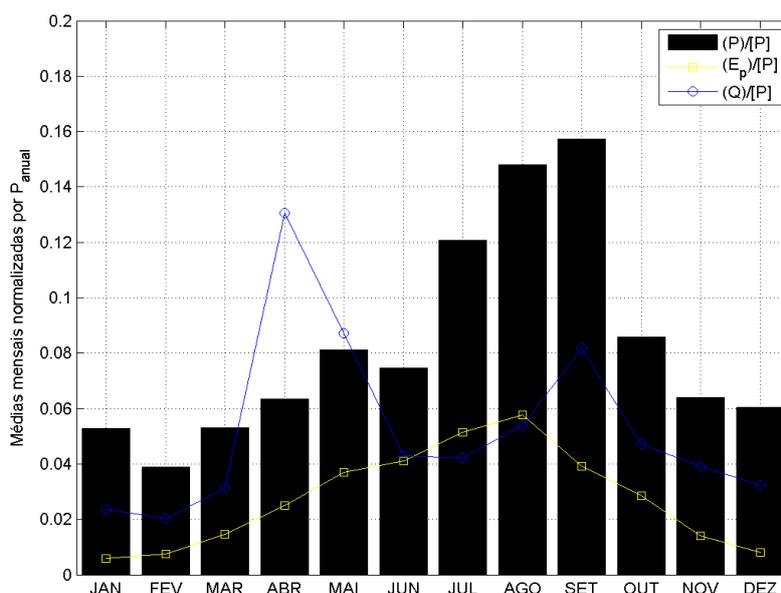


Figura 8: Variação mensal.

De acordo com a análise mensal, o período com maior volume de precipitação ocorre nos meses de junho até agosto na estação de verão. Os menores volumes de precipitação ocorrem durante o inverno entre os meses de janeiro até março, quando inicia a primavera junto ao derretimento da neve acumulada entre dezembro e março. Assim, a geração de vazão total apresenta dois picos ao decorrer do ano, um em abril e outro em agosto. O primeiro é devido ao derretimento da neve e o segundo devido às precipitações intensas de verão. A geração de vazão apresenta maior volume durante a primavera, o que indica que o derretimento da neve possui uma participação importante na geração de vazão na bacia.

Tais análises deste balanço hídrico simplificado são importantes, pois se pode notar que o fator dominante na variabilidade da geração de vazão na bacia é do tipo climatológico (precipitação, evapotranspiração e temperatura).

Análises feitas com o emprego do índice de Budyko, nas séries anuais, revelaram que a bacia do Rio Tokoro apresenta um clima hidrológicamente úmido, da mesma forma como climatologicamente classificado. Na média o índice de Budyko mantém-se em cima da curva ideal, definida para este índice.

Possivelmente devido à presença de uma considerável fração de cobertura vegetal e temperaturas baixas durante ano todo. Assim, o valor do índice de Budyko apresenta uma permanência das características naturais de paisagem (**Figura 9**) indicando presença de boas práticas de uso do solo na bacia do Rio Tokoro.

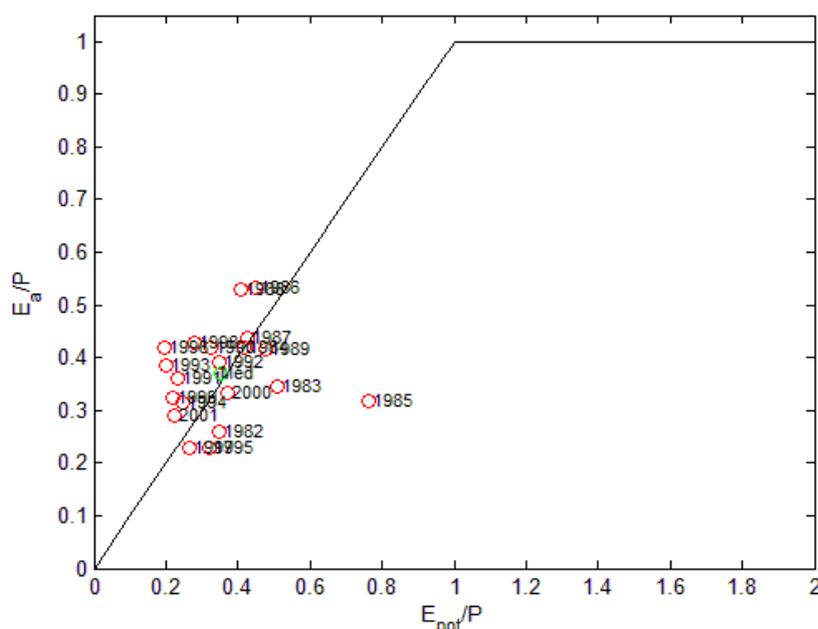


Figura 9: Análise do índice de Budyko.

Informações complementares para a estruturação dos dados de entrada do modelo foram extraídas das séries temporais de precipitação, temperatura e insolação diária. Para a aplicação dos conceitos de análise por evento único e por múltiplos eventos, foram levantadas informações sobre os períodos chuvosos e a duração dos eventos para cada ano e cada mês. Na **Figura 10** e na **Figura 11** estão representadas as variações de t_u , t_s , t_e , e t_{ent-e} .

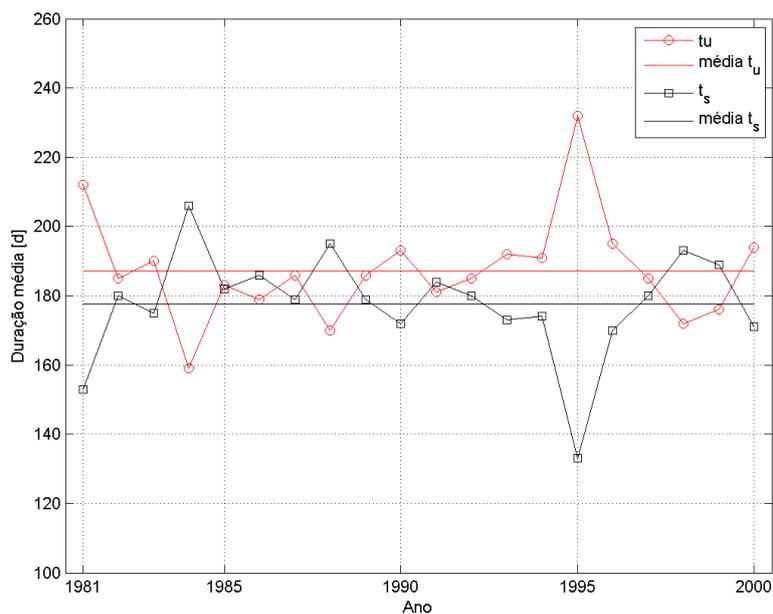


Figura 10: Dias chuvosos (t_u) e dias não chuvosos (t_s).

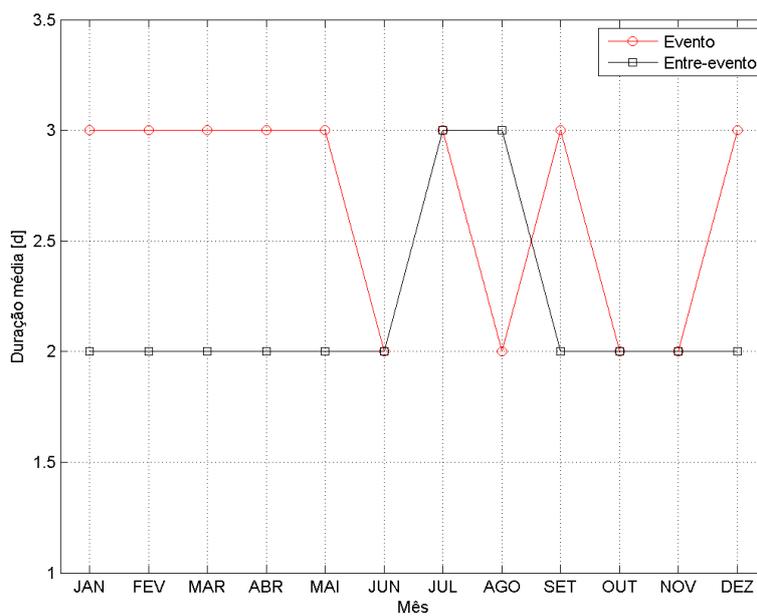


Figura 11: Duração média dos eventos e entre-eventos mensalmente.

4.1. Estrutura anual

Análises visuais podem ser realizadas nos hidrogramas e gráficos de probabilidades (**Figura 12**) das vazões anuais, para cada conceito de evento único.

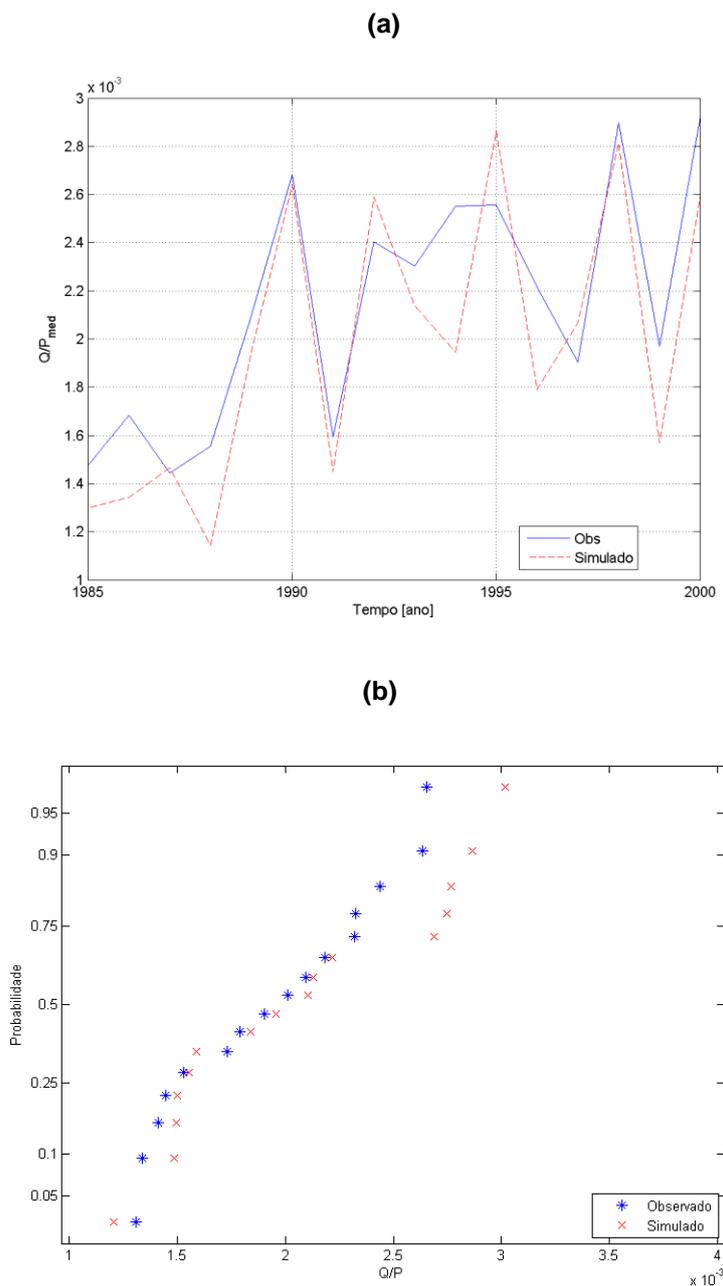


Figura 12: Estrutura anual: (a) Hidrograma anual; (b) Probabilidade acumulada.

Os resultados obtidos, para correlação estatística entre as série temporais de vazão observada e simulada, mostraram-se similares aos resultados obtidos por Atkinson *et al.* (2002). A diferença entres os volumes calculados e observados ficou abaixo de 10 %, o que indica um ajuste aceitável para a estrutura anual. Entretanto, os resultados indicam que outros processos hidrológicos ainda devem ser considerados à estrutura do modelo aplicando-o em outras escalas temporais.

O modelo composto por três simples unidades concentradas e com uma unidade de rio foi capaz de determinar estatisticamente a tendência de resposta da bacia. Entretanto, o modelo aplicado na escala anual ainda apresentou limitações, pois superestimou as vazões máximas. Assim, análises em escalas temporais mais refinadas devem ser desenvolvidas e outros processos hidrológicos devem ser introduzidos no modelo. Importante salientar que não foram aplicadas relações funcionais complexas na estrutura anual, onde o objetivo foi de manter o modelo simples e capaz de identificar os processos e forçantes que atuam na variabilidade hidrológica da reposta da bacia. Assim, o estudo em nenhum momento focará em ajustes de curvas, mas sim na busca do entendimento dos processos hidrológicos que determinam o padrão de resposta da bacia hidrográfica. Desta forma, é possível ter um melhor controle da incerteza.

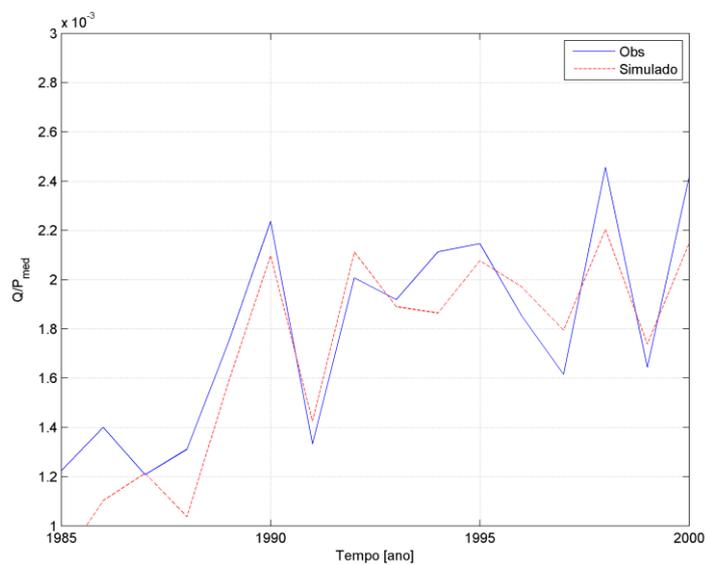
4.2. Estrutura mensal

Visto que a neve possui uma influência considerável na resposta mensal da bacia, a formulação dos processos envolvidos teve um incremento conceitual. Segundo Iwata *et al.* (2010), o solo na região de Hokkaido cogela, e em média, 80% da neve congelada se transforma em escoamento superficial durante seu derretimento. Assim, este conceito foi linearmente introduzido na formulação da estrutura mensal. Esta condição é uma simplificação, pois a neve possui considerável variabilidade espacial, conforme DeWalle *et al.* (2002). Assim, o presente trabalho mantém o foco na investigação dos efeitos da variabilidade temporal na identificação dos processos dominantes.

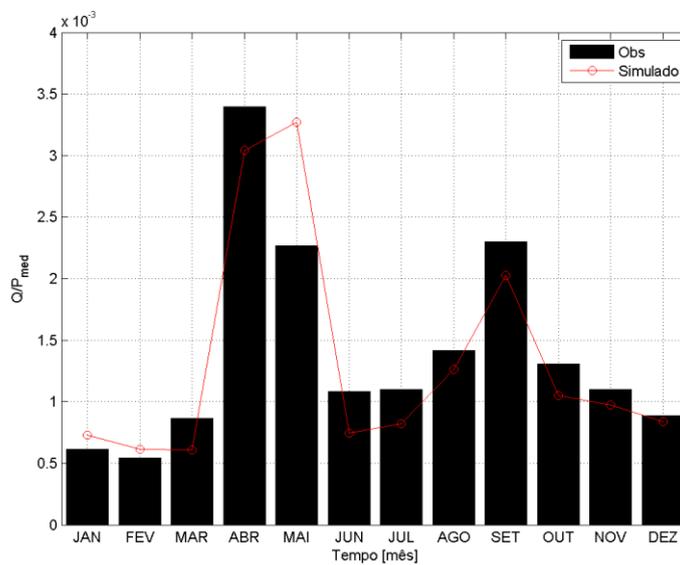
Após a introdução desde incremento, do balanço de neve na formulação, a componente do escoamento subterrâneo foi introduzido na formulação mensal. Este procedimento não interferiu na análise da incerteza, pois a partição da neve derretida influenciou somente na geração de escoamento durante a primavera. E a contribuição da neve na geração e variabilidade do escoamento da bacia é mais significativa do que uma componente de escoamento lento. E como visto na estrutura anterior, ainda falta uma componente de escoamento lento para caracterizar as vazões de recessão durante o fim da primavera e durante o outono, a qual é caracterizada como escoamento subterrâneo. Esta componente de escoamento, também aplicada por Atkinson *et al.* (2002), Eder *et al.* (2003) e Famer *et al.* (2003), agrega os efeitos médios do escoamento subsuperficial e escoamento de base.

Com a introdução da partição da neve e da componente de escoamento subterrâneo, o modelo conseguiu melhorar os picos de vazão e os tempos de duração da resposta na geração de escoamento durante o período de derretimento da neve (**Figura 13**). A introdução do escoamento subterrâneo melhorou a resposta das vazões de recessão de longa duração, o que aumentou o coeficiente de correlação entre as séries observadas e simuladas. Este resultado permite afirmar que a neve é um dos processos hidrológicos dominantes da bacia. O escoamento subterrâneo apresentou um tempo de resposta elevado, o que implica o fato da infiltração ser limitada durante inverno e início da primavera.

(a)



(b)



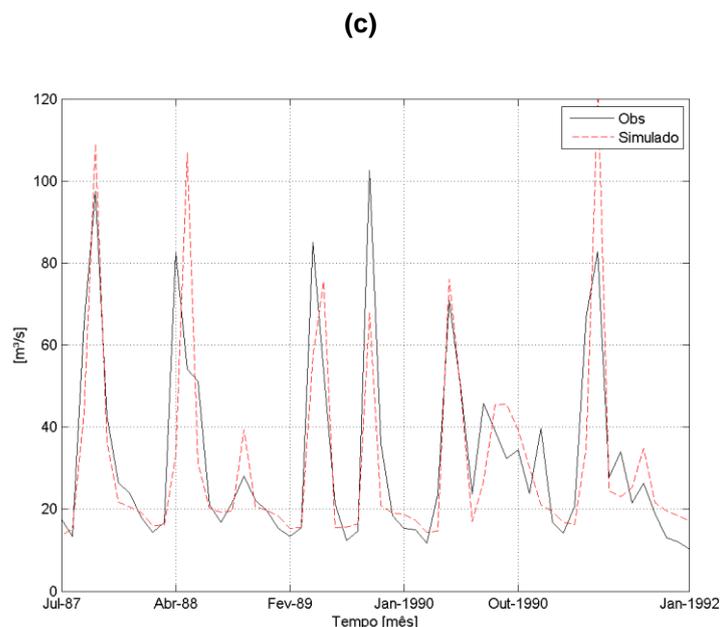


Figura 13: Estrutura mensal: (a) Hidrograma anual; (b) Gráfico sazonal de longa duração; (c) Hidrograma mensal.

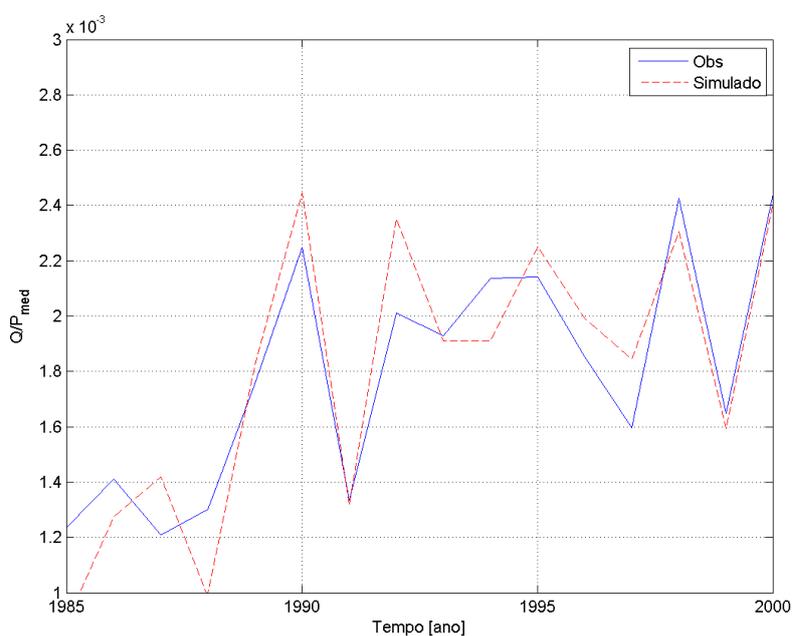
Embora o modelo tenha representado razoavelmente a resposta hidrológica para a estrutura mensal, esta estrutura ainda apresenta diferenças notáveis de reposta durante o derretimento da neve e durante as chuvas intensas de verão. Desta forma, a próxima estrutura divide a componente de escoamento subterrâneo em escoamento subsuperficial e escoamento de base e adentra na escala temporal diária verificando se o modelo responde de acordo com os parâmetros identificados na estrutura mensal.

4.3. Estrutura diária

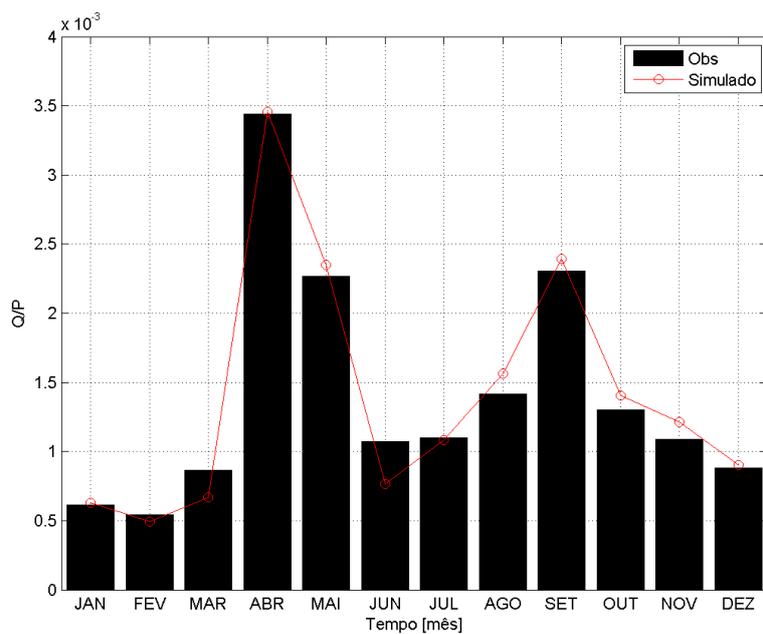
O modelo finaliza de maneira a ter uma estrutura simples, onde poucos parâmetros determinam seu ajuste. A divisão do escoamento subterrâneo nas componentes de escoamento subsuperficial e escoamento de base melhorou significativamente a resposta do modelo, principalmente para a curva de duração das vazões (Figura 14). A utilização de uma componente de escoamento subterrâneo não era o suficiente para determinar o padrão correto de resposta das vazões da bacia do Rio Tokoro. Cabe salientar que a única modificação na

estrutura diária em relação à estrutura mensal, foi a partição do escoamento subterrâneo em duas componentes de escoamento através da matriz do solo, tais como: escoamento subsuperficial e escoamento de base. Logo, a entrada de dados, para a escala temporal diária, foi feita com as séries temporais medidas, não havendo mais a aplicação dos conceitos de análise por evento único ou por múltiplos eventos.

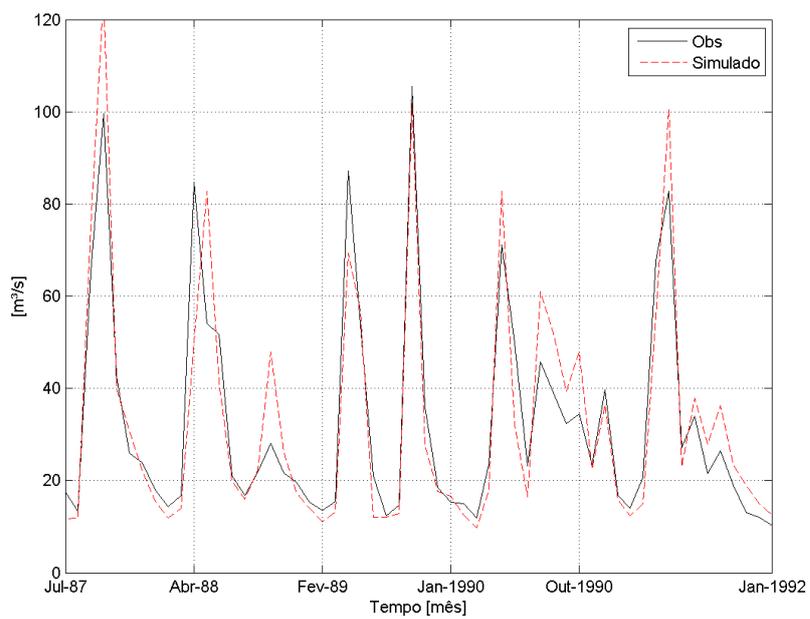
(a)



(b)



(c)



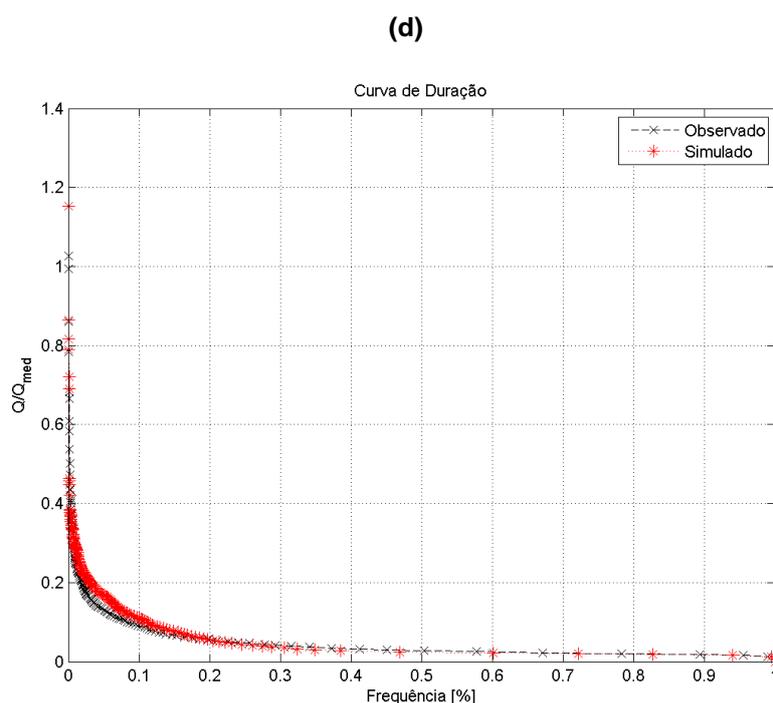
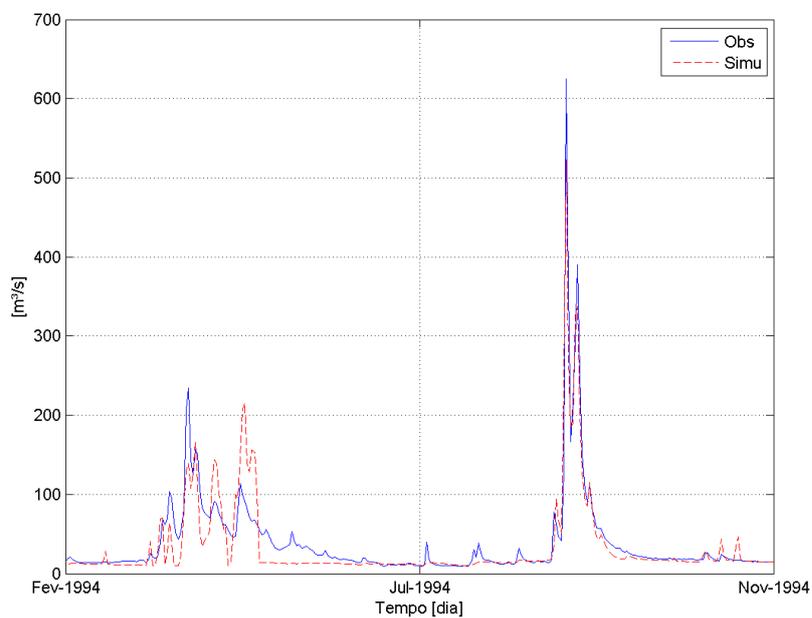


Figura 14: Estrutura diária: (a) Hidrograma anual; (b) Variação mensal de longa duração; (c) Hidrograma mensal; e (d) Curva de duração.

Analisando os hidrogramas diários, a resposta da geração de escoamento superficial, a partir do derretimento da neve, para a resposta diária, mostrou limitações quanto aos instantes de pico e ajuste das vazões de recessão. Isto evidencia que a variabilidade espacial realmente possui um papel importante na representação dos processos envolvidos com a neve. No entanto, temporalmente a neve é bem representada em escala mensal, o que reduz a importância da variabilidade espacial.

Confirma-se que a neve é um dos processos hidrológicos dominantes da bacia, pois os ajustes para o período de verão-outono se mostraram melhores do que para os períodos de inverno-primavera, quando analisados os hidrogramas diários (**Figura 15**). A representação sazonal do balanço hídrico não sofreu a influência da limitação de resposta dos processos relacionados à neve, ocorridos na escala diária.

(a)



(b)

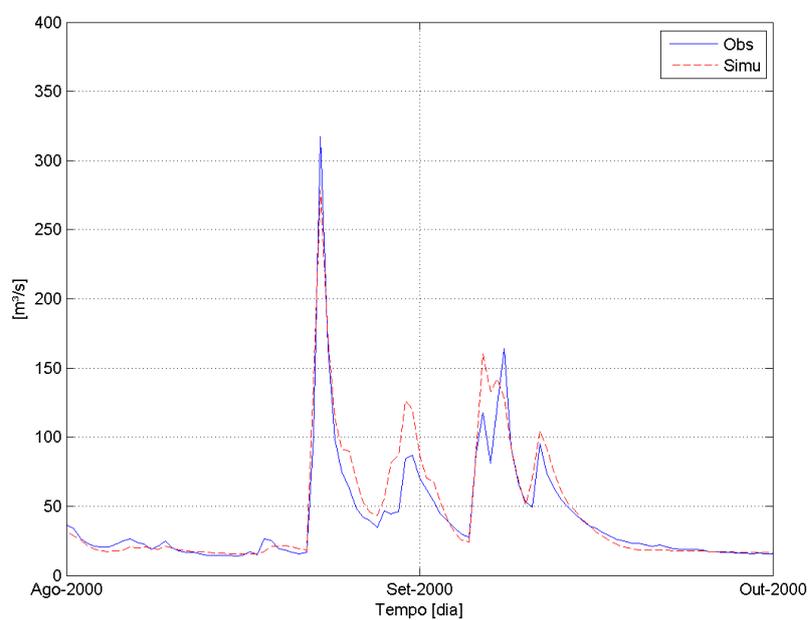


Figura 15: Hidrograma obtido com a estrutura diária: (a) inverno-verão de 1994; e (b) verão-outono de 2000.

A partição do escoamento subterrâneo em escoamento subsuperficial e escoamento de base reduziu o tempo de resposta da água subterrânea, assim como demonstrado por Eder *et al.* (2003). Isto porque cada componente passou a ser independente de uma da outra, onde cada uma ficou com maior grau de liberdade para responder à variabilidade do armazenamento de água no perfil do solo. A geração do escoamento subsuperficial passou a ser função não somente da capacidade de armazenamento total do solo (porosidade total), mas como também da capacidade de armazenamento do solo (capacidade de campo).

De acordo com os dados disponíveis para análise, o modelo do presente trabalho não demanda de mais complexidade ou parâmetros de ajuste. A introdução de outros processos demandaria de mais dados, e somente a inserção destes dados agregaria maior grau de liberdade na análise de erros e incertezas na descrição dos processos hidrológicos. Isto significa que qualquer melhoria na estrutura do modelo, a partir dos dados hidrológicos empregados, seria proveniente da variabilidade espacial de características físicas ou meteorológicas da bacia.

A **Tabela 2** resumidamente demonstra os valores dos parâmetros aplicados para o ajuste do modelo, os quais provem de informações do banco de dados e de informações de trabalhos desenvolvidos na região de Hokkaido. Logo a Tabela 3 traz os resultados de eficiência do modelo para cada escala temporal, segundo as funções objetivo apresentadas. Desta forma, os resultados estão de acordo com as aplicações, e conclusões sobre o método da desagregação, desenvolvidas por Eder *et al.* (2003) e Atkinson *et al.* (2002), os quais aplicaram as mesma funções objetivos do presente trabalho para estudos na Áustria e Austrália, respectivamente.

No presente trabalho identificou-se que a bacia do Rio Tokoro apresenta uma resposta não linear para o escoamento subsuperficial diferentemente de Eder *et al.* (2003), onde o escoamento subsuperficial ocorreu de forma linear numa bacia nos Alpes da Áustria.

O presente trabalho incrementou a formulação hidrológica considerando o congelamento do solo e conseqüentemente a geração de vazão devido ao derretimento da neve acumulada.

Tabela 2: Parâmetros de ajuste do modelo.

| Parâmetro | Valor adotado |
|---|---------------|
| Área [km ²] (<i>A</i>) | 1930 |
| Porosidade [adim] (ϕ) | 0,45 |
| Capacidade de campo [adim] θ_{fc} | 0,16 |
| Profundidade do solo [mm] (<i>D</i>) | 820 |
| Fator de derretimento [mm/°C.d] <i>ddf</i> | 1,00 |
| Temperatura crítica [°C] T_{crit} | 1,75 |
| Temperatura de congelamento [°C] T_b | 1,50 |
| Partição da neve derretida [adim] <i>W</i> | 0,80 |
| Tempo do escoamento de base [d] t_{base} | 190 |
| Parâmetro não-linear do escoamento subsuperficial [mm ^{1-β_{sub}} d ^{β_{sub}}] α_{sub} | 15 |
| Parâmetro não-linear do escoamento subsuperficial [adim] β_{sub} | 0,50 |

Tabela 3: Resultados da análise de eficiência para cada estrutura do modelo hidrológico.

| Estrutura | <i>dV</i> | ρ_{anual} | $\rho_{sozonall}$ | $\rho_{diário}$ |
|-----------|-----------|----------------|-------------------|-----------------|
| Anual | 8,00 | 0,90 | - | - |
| Mensal | 7,00 | 0,94 | 0,93 | - |
| Diária | 0,10 | 0,93 | 0,99 | 0,78 |

De acordo com os valores obtidos nas funções-objetivos, a estrutura do modelo hidrológico desenvolvida no presente trabalho obteve bons resultados. A conservação da massa foi garantida não se observando desvio superior a 10% e

a correlação de reposta entre os dados observados e medidos mostrou tendência fortemente positiva tendendo a 1. Desta forma, pode-se afirmar que a formulação desenvolvida é capaz de identificar e representar os processos hidrológicos dominantes da bacia do Rio Tokoro.

5. CONCLUSÕES

Através da aplicação do método de desagregação, o presente trabalho mostrou a construção de um modelo hidrológico a partir de uma estrutura simples de tanques com parâmetros determinados segundo um embasamento físico. Sistemáticamente, os processos hidrológicos foram inseridos na estrutura, conforme mudanças na escala temporal de análise. No entanto, não mais do que a complexidade requerida foi inserida na estrutura do modelo, onde a incerteza permaneceu controlada.

Essa formulação foi aplicada à bacia hidrográfica do Rio Tokoro que se localiza na região fria ao norte do Japão. As simulações obtiveram bons resultados de previsão da reposta e da variabilidade da vazão nesta aplicação. O modelo manteve-se estruturalmente simples contemplando somente os processos hidrológicos identificados como determinantes à reposta da bacia, na escala temporal considerada. Além disso, observou-se que com o refinamento da escala temporal a complexidade da variabilidade da vazão aumentou progressivamente.

Assim, a incerteza remanescente ficou associada à variabilidade espacial das características físicas e climatológicas. Pois no presente estudo as características físicas do solo e da vegetação permaneceram homogêneas para toda a bacia. Salientou-se nas discussões que a variabilidade espacial é um importante fator na representação dos processos de acúmulo e derretimento da neve. Assim, os resultados deixaram claro que na escala mensal a variabilidade espacial não afetou o balanço da neve, mas na escala diária houve problemas na representação da resposta da geração de escoamento devido ao derretimento da neve durante o inverno e começo da primavera. Logo, a condicionante espacial

mostrou-se mais importante que do a condicionante temporal para a representação do acúmulo e derretimento da neve.

Em suma, o presente estudo mostrou como um método da desagregação pode ser útil na conceitualização dos processos hidrológicos que ocorrem em uma bacia para diferentes escalas temporais. E como este método pode ajudar num melhor entendimento das interações dos processos hidrológicos em nível de bacia hidrográfica. Entretanto, estudos ainda devem ser realizados a fim de investigar o efeito da variabilidade espacial das características físicas do solo e da ocorrência do acúmulo de neve na representação da vazão, para a bacia do Rio Tokoro.

REFERÊNCIAS

ATKINSON, S.; WOODS, R. A.; SIVAPALAN, M. Climate and landscape controls on water balance model complexity over changing timescales. **Water Resour. Res.**, v.38, n.12, 1314, doi: 10.1029/2002WR001487, 2002.

ATKINSON, S.; SIVAPALAN, M.; VINEY, N. R.; WOODS, R. A. Predicting space–time variability of hourly streamflow and the role of climate seasonality: Mahurangi Catchment, New Zealand. **Hydrol. Process.** v.17, p.2171–2193, 2003.

DEWALLE, D.R., HENDERSON, Z., RANGO, A. Spatial and temporal variations in snowmelt degree-day factors computed from SNOTEL data in the Upper Rio Grande Basin. **PROCEEDINGS OF THE WESTERN SNOW CONFERENCE.** p.73-81. 2002.

EDER, G.; SIVAPALAN, M.; NACHTNEBEL, H. P. Modeling of water balances in Alpine catchment through exploitation of emergent properties over changing time scales. **Hydrol. Process.**, v.17, n.11, p.2125-2149, 2003.

FARMER, D.; SIVAPALAN, M.; JOTHITYANKOON, C. Climate, soil, and vegetation controls upon the variability of water balance in temperate and semiarid

landscapes: Downward approach to water balance analysis. **Water Resour. Res.**, v.39, n.2, 1035, doi:10.1029/2001WR000328, 2003.

ISHII, Y.; KODAMA, Y.; NAKAMURA, R.; ISHIKAWA, N. Water balance of a snowy watershed in Hokkaido, Japan. **IAHS Publ.**, v.290, p.13-27, 2004.

IWATA, Y.; HIROTA, T.; HAYASHI, M.; SUZUKI, S.; HASEGAWA, S. Decreasing soil-frost depth and its influence on the snowmelt infiltration in Tokachi, Hokkaido. In: 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World (1 – 6 August 2010, Brisbane, Australia), **Proceedings**, p. 20-23, 2010.

JOTHITYANGKOON, C.; SIVAPALAN, M.; FARMER, D. Process controls of water balance variability in a large semi-arid catchment: downward approach to hydrological model development. **J. Hydrol.**, v.254,p.174 – 198, 2001.

JOTHITYANGKOON, C.; SIVAPALAN, M. Framework for exploration of climatic and landscape controls on catchment water balance, with emphasis on inter-annual variability. **J. Hydrol.**, v.371,, p.154 – 168, 2009.

KLEMES, V. Conceptualization and scale in hydrology. **J. Hydrol.**, v.65, p.1-23, 1983.

KODAMA, Y.; SUZUKI, K.; NAKAI, T. Rainfall and snowfall interceptions of the forests in Moshiri, Hokkaido. International Symposium: Sentinel Earth - Detection of Environmental Changes - Program and Abstracts, July 5-7, 2008, Hokkaido University, Sapporo, Japan, **Proceedings**, p.53, 2008.

KOMATSU, H.; KUME, T.; OTSUKI, K. Water resource management in Japan: Forest management or dam reservoirs? **J. Environmental Management**, v.91, p.814-823, 2010.

MENDIONDO, E.M.; TUCCI, C.E.M., Escalas hidrológicas: I conceitos. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v2, n.1, p.21-44, 1997.

SIVAPALAN, M.; BLÖSCHL, G.; ZHANG, L.; VERTESSY, R. Downward approach to hydrological prediction. **Hydrol. Process.**, v.17, p.2101-2111, 2003.

WEI, Y. & SADO, K. Estimation of Areal Evapotranspiration Using Landsat TM Data Alone. GISdevelopment.net, AARS, Poster Session, ACRS, 1994.

WOLI, K.; NAGUMO, T.; HATANO, R. Evaluating impact of land use and N budgets on stream water quality in Hokkaido, Japan. **Nutrient Cycling in Agroecosystems**, v.63, p.175 – 184, 2002.

ZHOU, J. & TACHIBANA, H. Land Use/Cover Changes in Hokkaido Wetlands, Yufutsu Mires as a Case Study. **Reports of the Taisetsuzan Institute of Science**, n.37, p.23-36, 2003.