

## Modelos Hidroglaciológicos

Rafael da Rocha Ribeiro, Jefferson Cardia Simões\*

Edson Ramirez\*\*

Jorge Arigony-Neto\*\*\*

### Resumo

Este estudo é uma breve revisão conceitual sobre o desenvolvimento e uso de modelos hidroglaciológicos para alta montanha. Esses modelos cada vez mais levam em consideração os processos físicos (*e.g.*, balanços de energia e massa), além de acoplar a distribuição espacial dos seus componentes usando técnicas de geoprocessamento. Porém, é importante ressaltar que modelos conceituais antigos (*e.g.*, NWSRF) apresentam desempenho similar aos modelos atuais, com exceção de áreas com topografia complexa, onde a variação da radiação é importante, dependendo da declividade, orientação e recobrimento de sombras.

**Palavras-chave:** Glaciologia; Hidrologia glacial.

---

\* Centro Polar e Climático – CPC, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS (rrr.3@pop.com.br, jcsimoes@ufrgs.br).

\*\* Instituto de Hidráulica e Hidrología – IHH, Universidad Mayor de San Andrés – UMSA – Campus Universitario Calle 30, La Paz, Bolívia (eramirez@accelerate.com).

\*\*\* Laboratório de Monitoramento da Criosfera, Departamento de Geografia, Instituto de Ciências Humanas e da Informação, Universidade Federal do Rio Grande – FURG (jorgearigony@furg.br).

## **Abstract**

This is a brief conceptual review on the development and use of hydro-glaciological models for high mountains. These models have increasingly included routines that taken in consideration physical process (e.g., energy and mass balances), and also coupling the spatial distribution of their components using geoprocessing techniques. However, it is important to notice that well established conceptual models (e.g., NWSRF) show results as good as the recent ones, excepting in areas of complex topography, where radiation variations are important, depending on the slope, orientation and shadow overlapping.

**Key words:** Glaciology; Glacier hydrology.

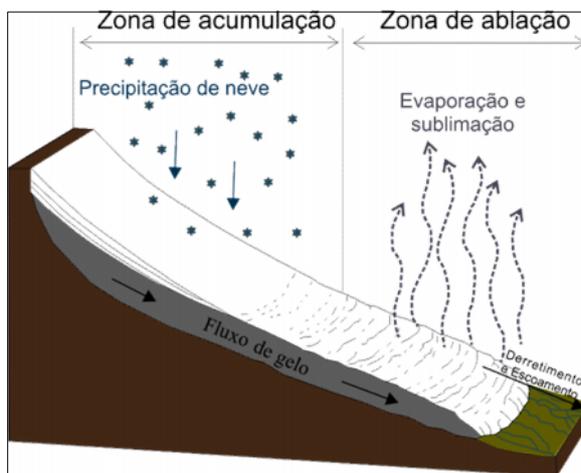
## **Introdução**

A quantidade e a distribuição da água armazenada em bacias elevadas, com neve e gelo, e a elaboração de um modelo que permita conhecer antecipadamente a evolução de seus recursos hídricos é de grande importância, considerando que destas bacias provêm águas para projetos hidroelétricos, fontes de água potável, atividade mineradora e projetos agroindustriais (Ramirez *et al.* 2001). A planificação e gestão dos recursos hídricos permitem aos governantes, elaborar adequadamente planos de manejo para este indispensável recurso.

Neste estudo vamos apresentar os principais aspectos considerados nos modelos hidroglaciológicos. Num primeiro momento serão discutidos conceitos básicos de glaciologia como a dinâmica das geleiras, a interpretação glaciológica a partir de imagens satelitais, o balanço energético e o balanço hidrológico. Numa segunda etapa serão apresentados alguns modelos hidroglaciológicos, onde serão discutidos suas rotinas e dados utilizados.

## A dinâmica das geleiras

Segundo Paterson (1994), as geleiras são produtos do clima e da topografia e se formam pela precipitação direta de neve, gelo, chuva ou mesmo avalanchas de rocha. Para que esse material se acumule através do tempo, é necessária que a quantidade precipitada durante os meses úmidos seja superior à quantidade de material perdido por fusão ou evaporação (estes processos são conhecidos como ablação) durante os meses secos. A cada ano que passa, vai se acumulando uma massa de neve nova sobre a já existente, esta, por sua vez, vai sendo comprimida até se converter em gelo cristalino. Quando este gelo ultrapassa 30 m de espessura, seus níveis inferiores passam a ter comportamento visco-plástico deformando-se internamente e deslizando para baixo (figura 1).



**Figura 1:** A dinâmica das geleiras de vale (adaptado de Straller e Straller, 2003).

Para Paterson (1994), determinados fatores controlam esse mecanismo que recebe o nome de deformação interna: a densidade do gelo, a aceleração da gravidade, a espessura da geleira e a

declividade do terreno. Outro mecanismo que influencia na velocidade da geleira chama-se deslizamento basal, que consiste no derretimento e deslizamento do gelo sobre um filme de água, na interface gelo-rocha.

A dinâmica consiste em transferir o excesso de massa gerado em níveis superiores para inferiores. Uma geleira de vale tem maior velocidade nas áreas centrais e próximas a superfície, do que nas laterais e próximas ao substrato, uma vez que quanto mais distante de uma superfície de contato (rocha) menor será o cisalhamento com esta (PATERSON, 1994).

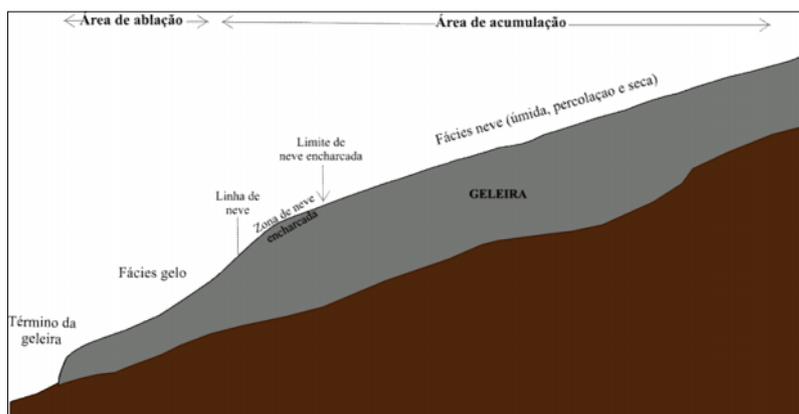
No conjunto, uma geleira é um sistema que tende a um estado equilíbrio (*steady-state*), onde a acumulação total nas partes superiores é igual à ablação na parte inferior (MENZIES, 1995). O fluxo de gelo tende a manter-se constante longitudinalmente e na área transversal da geleira. Este equilíbrio se rompe ao variar o balanço anual de acumulação e ablação. Em caso de balanço positivo, o excesso de massa causa aumento da espessura e velocidade da geleira, tendo como consequência avanço de sua frente, ao contrário, com a diminuição da espessura e velocidade, a geleira se retrai.

### **Interpretação glaciológica a partir de imagens satelitais**

Em algumas regiões montanhosas, a determinação do balanço de massa por métodos tradicionais (*e.g.*, pelo levantamento topográfico de estacas enfiadas na superfície da geleira para medir a ablação ou acumulação anual em um ponto) é impraticável. Entretanto, com o uso de imagens satelitais, a interpretação e identificação de alvos glaciais tornam-se viáveis. O sensoriamento remoto constitui-se em uma excelente ferramenta para o estudo dessas regiões, pois fornece informações sobre um objeto ou área, sem necessariamente exigir trabalhos de campo (figura 2).

Na neve e no gelo a refletividade espectral é influenciada principalmente, pelos seguintes fatores: tamanho dos cristais de neve, presença de impurezas, derretimento e recongelamento das

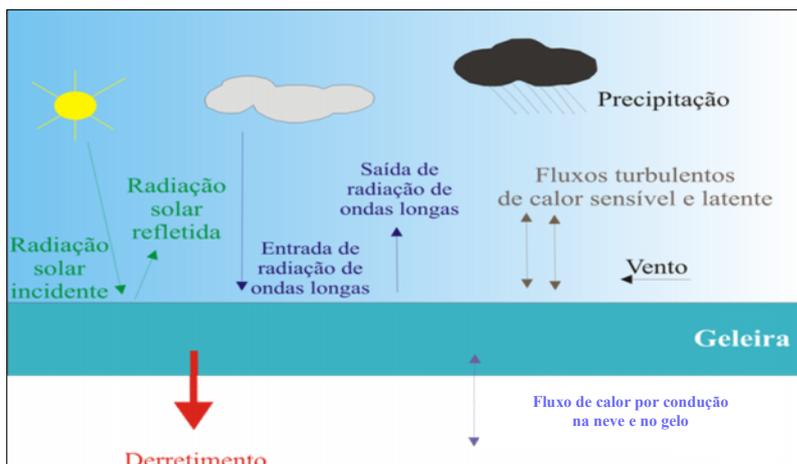
camadas superficiais, topografia do terreno e inclinação solar (HALL e MARTINEC, 1985). Diferentes respostas espectrais são identificadas na sua superfície devido a variações na quantidade de água livre, rugosidade superficial, espessura das camadas, tamanho e formato dos grãos. É possível desta maneira usar o sensoriamento remoto para distinguir diferentes fácies glaciais, entre si e de outros alvos (WILLIAMS *et al.* 1991).



**Figura 2:** Perfil longitudinal de uma geleira mostrando suas fácies superficiais identificadas conforme a resposta espectral (adaptado de WILLIAMS *et al.* 1991).

## O balanço energético

O balanço energético (figura 3) mede os processos chaves que controlam a ablação sobre uma geleira (fusão + sublimação). Para Francou *et al.* (2004), o cálculo do balanço de energia permite constatar a importância relativa de cada parte do fluxo energético (radiativos, condutivos e turbulentos) sobre o degelo de uma geleira, bem como separar as variáveis meteorológicas que o influenciam.



**Figura 3:** Esquema representando os principais processos que controlam o balanço energético das geleiras tropicais. (adaptado de FRANCOU *et al.* 2004).

### O balanço hidrológico

Regimes hidrológicos completamente diferentes são encontrados entre áreas com e sem geleiras. Bacias sem a presença de geleiras apresentam uma dinâmica muito mais rápida após cada evento de chuva. Já em áreas que suportam regimes hidrológicos com forte componente glacial, passos de tempo curto (escala horária ou a nível diário) não tem muito significado, pois as mesmas apresentam uma inércia que pode ser plurianual ou secular, sendo mais apropriado medidas a nível mensal ou interanual (FRANCOU *et al.* 2004).

Para a equação do balanço hidrológico (equação 1), aplica-se à equação da conservação (MUSY *et al.* 2001) da seguinte forma:

$$P+S=R+E+(S+/-\Delta S) \quad (\text{Eq. 1})$$

Onde:

P: precipitações líquidas e sólidas para o passo de tempo do balanço (mm);

S: recursos (água de superfície e subterrânea, umidade do solo, neve, gelo, etc.) dentro da bacia (mm);

R: fluxo superficial e subterrâneo (mm);

E: evaporação, sublimação e evapotranspiração (mm);

S+/- $\Delta$ S: estado dos recursos no final do passo de tempo do balanço (mm);

Em bacias com forte presença glacial  $\Delta$ S tende a zero, uma vez que uma geleira é um sistema que busca um estado equilíbrio (*steady-state*), onde a acumulação total nas partes superiores é igual à ablação na parte inferior (*ver tópico* “A dinâmica das geleiras”). Logo, a entrada (acumulação) é igual a sua saída (ablação). Porém nos últimos anos, estudos (POUYAUD *et al.* 2003) constataram aumento dos fluxos de água provenientes das geleiras, não sendo compensadas pelos aportes de precipitação. Portanto não podemos considerar  $\Delta$ S como zero.

Nestas áreas, tanto as medidas da precipitação (P) e evaporação (E) não são efetivamente bem medidas (FRANCOU *et al.* 2004). O que se consegue estimar efetivamente é a quantidade de neve e gelo armazenada dentro da zona de acumulação (P – E) ou desaparecida por ablação (P - E - R). O termo P não deveria ser a quantidade de total de água caída sobre a geleira em um passo de tempo, e sim representar os fenômenos da zona de acumulação (após a sublimação) e da zona de ablação (após a fusão e evaporação). Com a evolução dos parâmetros P – R chegamos ao termo equivalente a um “déficit de fluxo”, “D”. Quando negativo representa retração das geleiras; se positivo quer dizer que a bacia acumula água (aumenta o volume e a geleira avança).

## **Métodos aplicados para a resolução dos fenômenos glaciológicos**

O regime de fluxo das bacias de alta montanha com uma significativa porcentagem de área de gelo é fortemente controlado pelo armazenamento e por processos de derretimento (REES, 2006), sendo estes fatores diretamente dependentes da altitude. Quanto à escala, os modelos estudados podem representar tanto processos de micro como macro escala (*e.g.*, o modelo *Snow Runnof Model*, que será descrito no tópico seguinte).

Atualmente os processos de derretimento de neve tem sido modelados com diferentes aproximações de complexidade variável, a partir de simples métodos baseados em medidas de temperaturas até modelos completos que fazem uso de base conceitual com multicamadas sobre um balanço de energia (REES, 2006).

Porém, modelos conceituais antigos (*e.g.*, *National Weather Service River Forecast System (NWSRFS)*), apesar de ser bastante simples se comparado com modelos distribuídos que utilizam o balanço de energia (com múltiplas variáveis como entrada), em muitos casos tem performance muito similar (Franz *et al.* 2008).

O modelo mais simples de derretimento de neve utiliza um “coeficiente graus-dia” que considera que um grau-dia de descongelamento, sem chuva, pode derreter 0.5 cm de água do pacote de neve. Variações mais simples deste modelo descrevem o escoamento como uma combinação linear da precipitação, temperatura e fracionamento da cobertura de neve (Rees, 2006).

Pouyaud *et al.* (2003) para estudar a influencia da cobertura glacial no balanço hidrológico desenvolveram um modelo bastante simples para relacionar as lâminas de escoamento (*Lesc*) e porcentagem da cobertura glacial (equação 2).

$$Lesc = Vs / A \quad (\text{Eq. 2})$$

Onde:

$V_s$  = água que sai da desembocadura do rio em um determinado tempo.

$A$  = área da bacia.

Para calcular a quantidade de água que fica armazenada na bacia (pode ser em uma laguna, nas geleiras, na vegetação ou que evapora sem chegar na desembocadura do rio), se mede o déficit hídrico (DH). Se o déficit hídrico (equação 3) é negativo indica a presença de uma fonte de água na bacia (laguna, uma geleira ou uma capa freática).

$$DH = P - L_{esc} \quad (\text{Eq. 3})$$

Modelos mais sofisticados incluem o efeito da precipitação e também o tempo (*lag*) entre o derretimento da neve e o surgimento do derretimento até a estação de medida, o qual pode ser exemplificado com o *Snowmelt Runnof Model* (SRM) desenvolvido por Martinec (1975). É do tipo determinístico e de simulação contínua. Seus parâmetros podem aplicar-se de forma distribuída até em 8 zonas de diferentes elevações.

A aplicação do SRM (equação 4) requer, além da área coberta por neve, dados auxiliares, tais como: temperatura e fluxo. Está desenhado para simular e predizer o escoamento diário, para um ou vários anos consecutivos. As simulações servem também para avaliar os padrões do fluxo de bacias sem medições, usando sensoriamento remoto para a superfície de neve e extrapolando temperaturas e precipitação de estações próximas. Pode ser aplicado em bacias de quase qualquer tamanho (desde 0,76 km<sup>2</sup> até 917.444 km<sup>2</sup>) e em qualquer altitude.

E pode ser escrito como:

$$Q_{n+1} = Af(1 - k_{n+1})(c_{sn}a_n[T_n^+ \Delta T_n] + c_{rn}Pn) + k_{n+1}Q_n \quad (\text{Eq. 4})$$

Onde:

$Q_n$  é a descarga modelada (volume por unidade de tempo) em dias  $n$ ;

$A$  é a área de drenagem da bacia ou uma zona de altitude;

$k$  é o coeficiente de recessão;

$c$  é a coeficiente de escoamento com “ $s$ ” para derretimento da neve, “ $r$ ” para chuva,  $T^+$  é o número de grau-dias de derretimento ajustado por  $\Delta T$  para permitir uma taxa de lapso entre o lugar onde a temperatura é mensurada e a bacia de drenagem ou zona,  $P$  é a contribuição da chuva para o escoamento, e  $f$  é um fator para converter as unidades. “ $a$ ” é um fator grau-dia ( $\text{cm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^1$ ) indicando a profundidade da neve derretida a partir de 1 grau-dia.

A medida de eficiência do modelo é dada pelo critério do Nash e Sutcliffe (1970) (equação 5).

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q'_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2} \quad (\text{Eq. 5})$$

Onde:

$R^2$  é a medida de eficiência do modelo

$Q_i$  é a medida diária da descarga

$Q'_i$  é a medida diária modelada

$Q$  é a descarga média do período da simulação

$n$ = número de valores de descarga diária

Um ponto negativo do modelo é que ao dividir a bacia em zonas de elevação de 500 m, em uma mesma zona podem existir características fisiográficas ou de uso do solo que torna inconveniente adotar parâmetros médios para toda a zona.

O *National Weather Service* (NWS), responsável pelas previsões hidrológicas nos Estados Unidos, faz uso do modelo NWSRFS (ANDERSON, 1973) como seu sistema de previsão de rios. Este é um modelo contínuo e conceitual, SNOW17 é o modulo acoplado ao NWSRFS que simula a acumulação da neve e

ablação usando apenas temperatura e precipitação como entradas. O escorrimento é extremamente sensível à influência do terreno sobre os processos radioativos. Em áreas com topografia complexa não é indicado para capturar o tempo de derretimento da neve, pois não considera os efeitos da sombra na radiação incidente. O calor contido no pacote de neve aumenta ou diminui como uma função do gradiente entre a temperatura antecedente e a corrente temperatura do ar. O derretimento ocorre quando muito calor tem sido adicionado ao pacote de neve para trazer seu índice de calor a zero (ANDERSON, 1973).

Shamier e Georgakakos (2006) desenvolveram um modelo que representa as diferenças das feições da bacia (distribuição espacial da acumulação e da ablação). Para simular dinamicamente os fenômenos de acumulação e ablação foram utilizadas duas abordagens. Para isso, realizaram modificações no modelo NWSRFS. Agregando na simulação uma equação para o balanço de energia da neve e a utilização de variáveis meteorológicas como índices para os processos físicos. Este modelo é considerado um híbrido destas duas abordagens. Emprega a precipitação média da área (MAP) e a temperatura média da superfície do ar (MAT). Um parâmetro para o limiar de temperatura (PXTEMP) é utilizado para distinguir entre eventos de queda de chuva e queda de neve. Os processos de ablação incluem: 1) derretimento durante da estação seca; 2) derretimento durante a chuva ou a neve, e 3) não derretimento. Para cada um desses processos de ablação existem diferentes conjuntos de equações que descrevem a troca de massa, produção de derretimento e déficit de aquecimento residual do pacote de neve.

Para o derretimento durante a estação seca a temperatura da superfície do ar é utilizada como um índice para a troca de energia da cobertura de neve. Isto é realizado por um fator de derretimento ( $M_f$ ), o qual é um parâmetro proporcional que relaciona temperatura da superfície do ar para com a taxa de derretimento. O modelo  $M_f$  ( $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1} \cdot 6\text{h}^{-1}$ ) regula a produção de derretimento de neve durante os períodos sem chuva (equação 6):

$$M = M_f (T_a - T_{base}) \text{ (Eq. 6)}$$

Onde  $M$  é o derretimento ( $\text{mm } 6 \text{ h}^{-1}$ );  $T_a$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) é a temperatura da superfície do ar e  $T_{base}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) é um parâmetro limiar que representa a temperatura acima as quais o derretimento ocorre.  $M_f$  aumenta com a progressão da estação da neve principalmente para descrever o aumento da absorção da radiação solar. Este aumento na absorção é atribuído para o aumento na radiação solar entrante e diminuição do albedo do pacote de neve da neve velha. A variação sazonal do  $M_f$  (equação 7) é representada pela seguinte função:

$$M_f = 0.5 [MFMAX + MFMIN] + \sin(n2\pi/366) \times 0.5 [MFMAX - MFMIN] \text{ (Eq. 7)}$$

Onde MFMAX e MFMIN são parâmetros do modelo que representa o fator máximo de derretimento assumido para ocorrer em 21 de junho e o fator mínimo de derretimento para ocorrer em 21 de dezembro, respectivamente, e  $n$  representa a contagem de dias desde 21 de março. Além do componente do derretimento de neve, um segundo componente do modelamento que utiliza a variada sazonalidade do  $M_f$  é uma que quantifica para o ganho ou perda de aquecimento a partir do pacote de neve durante os períodos sem derretimento. O aquecimento transferido para o pacote de neve é feito predominantemente por processos de condução, os quais aumentam em eficiência com progressão da neve sazonal devido ao aumento da densidade da neve velha no pacote. A variação sazonal é também descrita implicitamente por  $M_f$  variação sazonal.

Durante a chuva ou a neve uma equação completa do balanço de energia (equação. 8) que calcula as mudanças do armazenamento do aquecimento ( $\Delta Q$ ) no pacote de neve é:

$$\Delta Q = Q_n + Q_e + Q_h + Q_g + Q_m \text{ (Eq. 8)}$$

Os subscritos  $n$ ,  $e$ ,  $h$ ,  $g$  e  $m$  significam transferência de aquecimento a partir do saldo de radiação, calor latente, calor

sensível, calor através da interface neve-solo e calor de advecção respectivamente.

Assumindo que a radiação solar é mínima devido às condições durante os dias de chuva, e a radiação de ondas longas é igual à radiação do corpo negro com a temperatura do fundo da cobertura das nuvens as quais é estimada pela temperatura da superfície. Por último, que a umidade relativa é alta o implica que a temperatura é uma temperatura da *wet bulb*; a equação de derretimento (equação 9) é simplificada para:

$$M = 3 \times 10^{-9} (T_a + 273)^4 - 20.4 + 0.0125 P_x T_a + 8.5 UADJ \\ ((0.9 e_s - 11) + 0.00057 P_a T_a) \text{ (Eq. 9)}$$

$T_a$  é a temperatura da superfície do ar;  $P_x$  é a precipitação;  $P_A$  é pressão atmosférica (mb),  $e_s$  é pressão do vapor saturado, e a UADJ é o parâmetro do vento médio durante chuva ou neve (mm mb 6h<sup>-1</sup>).

O pacote de neve é tratado como uma camada com quantidade implícita para o gradiente de temperatura vertical usando um índice de temperatura antecedente (ATI). Este índice caracteriza a temperatura do pacote como uma função da temperatura do pacote em um passo de tempo prévio. Durante o período sem derretimento o déficit de calor no pacote é atualizado proporcionalmente (parâmetro de proporção  $NM_p$ ) para a diferença de temperatura entre o pacote e o ar da superfície. O pacote de neve tem a capacidade para segurar e transmitir líquido. A capacidade máxima líquida é uma atribuição da fração do pacote (PLWHC). As variáveis do estado do modelo são o volume do pacote de neve, o déficit de calor do pacote, o índice de temperatura antecedente, e o volume de água líquida.

Modelos de interação solo-atmosfera (LSMs) tem sido desenvolvidos e contém módulos de acumulação de neve e módulos de derretimento. Muitos desses modelos suportam modelos de circulação global (GCM). CLASS, BATS, NCAR-LSM tentam representar as interações verticais solo-atmosfera com

alto grau de complexidade física, mas não representam o escoamento e fluxos laterais. Neste ponto de vista eles podem ser considerados modelos unidimensionais (vertical), os quais todos os fluxos hidrológicos laterais ocorrem apenas na atmosfera. O tamanho da grade que eles operam é da ordem de 1 km<sup>2</sup>.

O GEOTOP (ZANOTI *et al.* 2004) pode ser visto tanto como um modelo chuva-vazão, capaz de simular o ciclo hidrológico de modo contínuo, como uma tentativa para ser incorporado dentro do LSMs um adequado tratamento das variáveis hidrológicas em pequenas escalas (em particular os efeitos devido aos usos da terra, topografia complexa e o canal da rede de drenagem). Implementa um consistente tratamento da radiação e das forças atmosféricas locais. É um modelo de base física inteiramente distribuída para simulação dos processos hidrológicos.

O modelo tem a capacidade de quantificar a influência da declividade e orientação sobre a distribuição da cobertura de neve e os efeitos das sombras sobre a temperatura da superfície. Além disso, é capaz de reproduzir descargas em bacias de saída em escalas de tempo de 1 hora. Sugere que LSMs, que não parametriza a topografia, pode dar muitos resultados errôneos quando aplicado. O modelo reproduz os valores de medidas sem qualquer parâmetro de calibração da neve. Este modelo é baseado sobre um DEM, e pode fazer uso de medidas meteorológicas. Variáveis são precipitação, temperatura do ar, pressão e umidade, velocidade do vento e variáveis opcionais pode ser usadas se disponível são: radiação global de ondas curtas, radiação difusa, radiação de ondas longas e cobertura de nuvens (ZANOTI *et al.* 2004).

Outro modelo hidrónico distribuído é o *Water balance Simulation* (WaSiM-ETH) que faz uso de algoritmos de base física para simular os processos hidrológicos. Utiliza um método de índice de temperatura que inclui a radiação global, que unido a um modelo de descarga (baseado no conceito de um reservatório linear) calcula o fluxo (SCHULLA e JASPER 2000).

Três reservatórios paralelos são utilizados para representar a neve úmida, a neve e as áreas de gelo da geleira (*ver tópico*

“Interpretação glaciológica a partir de imagens satelitais”), todos tendo específicos tempos de armazenamento. Possui módulos de interpolação dos dados meteorológicos de entrada, e também módulos para ajustar a temperatura do ar e radiação entrante de acordo com a exposição, declividade e sombras. O modelo (equação 10) calcula a acumulação e derretimento da neve, interceptação, infiltração, evapotranspiração e diferentes componentes do escoamento.

$$M = \begin{cases} \left( \frac{1}{n} MF + \alpha_{neve/ firn/ gelo} \cdot I_0 \cdot \frac{G_s}{I_s} \right) (T - T_0) : T > T_0 \\ 0 : T \leq T_0 \end{cases} \quad (\text{Eq. 10})$$

M é a taxa de derretimento (mm/passos de tempo);  $n$  é o número de passos de tempo por dia (-); MF é um fator de derretimento com valores idênticos para neve, neve úmida e gelo ( $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{dia}^{-1}$ ),  $I_0$  é o potencial direto da radiação de ondas curtas entrante para cada célula da grade (dependendo das sombras, orientação e ângulo de declividade, tempo e estação, ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $I_s$  é como  $I_0$ , mas para um local bem definido de uma estação meteorológica ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $G_s$  é a radiação global observada na mesma estação ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $T$  é a temperatura do ar ( $^\circ\text{C}$ ) e  $T_0$  é a temperatura limiar para o derretimento ( $^\circ\text{C}$ ).

Na aplicação do modelo são necessários os seguintes dados: grades do tamanho 100 X 100  $\text{m}^2$ ; declividade, exposição e rede fluvial (podem ser extraídos de um DEM); uso do solo e tipo de solo (podem ser extraídos de imagens satelitais) e dados horários para a precipitação, temperatura do ar, pressão do vapor, radiação global, velocidade do vento e duração do brilho (podem ser obtidas por estações automáticas). A topografia montanhosa causa grandes variações espaciais em todos os processos da formação e ablação da cobertura de neve. Os principais fatores de controle são: precipitação, temperatura do ar, albedo, e a equação do balanço de energia.

Parajka e Blöschl (2008) desenvolveram um modelo conceitual de fluxo de chuva semidistribuído, seguindo a estrutura do modelo HBV (BERGSTRÖM, 1992). Utilizando zonas de elevação de 200 m. O modelo roda sobre um passo de tempo diário e consiste em três rotinas:

- 1) A rotina de neve simula a acumulação de neve e derretimento usando um simples algoritmo grau-dia para o derretimento. A precipitação média diária numa zona de elevação é dividida em chuva e neve, baseada sobre na média diária de temperatura ( $T_r$ ) e neve ( $T_s$ ). A acumulação de neve inicia abaixo do limiar da temperatura do derretimento ( $T_M$ ). A quantidade de água armazenada no pacote de neve é descrita por um equivalente de água em neve (EAN), os quais é um estado variável do modelo e é simulado independentemente em cada zona de elevação da bacia. O derretimento da neve inicia quando a temperatura do ar está acima de  $T_M$  e é proporcional para um fator grau-dia (DDF), e a diferença entre a temperatura do ar é a  $T_m$  limiar.
- 2) A rotina de umidade do solo representa a geração dos fluxos e mudanças no estado da umidade do solo da bacia, sendo caracterizado por três parâmetros do modelo: máxima umidade do solo armazenada (FC), o estado de umidade do solo acima dos quais a evaporação é sua taxa potencial (LP) e um parâmetro relacionado à geração do escoamento para o estado da umidade do solo (B).
- 3) A rotina de fluxo sobre áreas íngremes é representada por um reservatório alto e outro baixo. O excesso de chuva que entra na zona alta do reservatório desloca-se por três caminhos: o *Outflow* a partir do reservatório baseado em um rápido coeficiente de armazenamento ( $k_1$ ); percolação para a zona baixa com uma taxa constante de percolação ( $C_p$ ); e se um limiar do estado de armazenamento ( $LS_{uz}$ ) é excedido, através de um adicional *outlet* baseado sobre um rápido coeficiente de armazenamento ( $K_o$ ). A água deixa a zona baixa baseado em um coeficiente de armazenamento

lento ( $K_2$ ). O fluxo de saída de ambos os reservatórios é então distribuído por uma função de transferência triangular usando um parâmetro livre do modelo ( $C_R$ ).

## Conclusão

Os modelos hidroglaciológicos cada vez mais tem incorporado em suas metodologias rotinas que levam em consideração os processos físicos de seu comportamento (como o balanço de energia). A distribuição espacial dos diferentes componentes da bacia faz uso de modelos digitais de elevação e de técnicas de processamento digital de imagens. Ainda assim é importante ressaltar que mesmo modelos conceituais antigos (*e.g.*, NWSRF) apresentam desempenho similar aos modelos atuais, com exceção das áreas de topografia complexa, onde a variação da radiação é bastante significativa, dependendo da declividade, orientação e recobrimento de sombras.

## Agradecimentos

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), que financiou este estudo através do projeto Nº 4905287/2007-0; “Variações climáticas e mudanças nas geleiras formadoras das cabeceiras da bacia de drenagem do rio Madeira”. Programa Sul-Americano de Apoio às Atividades de Cooperação em Ciência e Tecnologia (PROSUL).

## Referências bibliográficas

Anderson, E.A. National Weather Service River Forecast System-Snow Accumulation and Ablation Model. **NOAA Technical Memorandum: NWS Hydro-17**, US National Weather Service. 1973.

Bergström, S. The HBV model - its structure and applications. **SMHI Reports RH**, No. 4, Norrköping. 1992.

RIBEIRO, R. da R. et al. Modelos Hidroglaciológicos

---

Francou, B.; Pouyaud, B. e 12 outros. Métodos de observación de glaciares en los Andes tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos. Versión 1, **Great Ice, IRD, France**, 238p. 2004.

Franz, K. J.; Hogue, T. S.; Sorooshian, S. The Potential for Application of a Physically-based Snow Model in Hydrologic Forecasting **American Geophysical Union**, Fall Meeting 2006. 2008.

Hall, D.K. e Martinec, J. **Remote Sensing of ice and snow**. Londres, Champman, 189 p. 1985.

Martinec, J. New methods in snowmelt-runoff studies in representative basins. In: The Hydrological Characteristics of River Basins (Proceedings of the Tokyo Symposium, December 1975), pp. 99-107: **IAHS Publ.** no. 117. 1975.

Menzies, J. **Modern Glacial Environments: Processes, Dynamics and Sediments**. Butterworth-Heinemann Ltd, Oxford, 621 p. 1995.

Musy, A., Favre, A., C., Gillardin, A., Higy, C., Picouet, C., Pugin, S. “**e -drologie**” Cours d’hydrologie Générale. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. Département de Génie Rural. Laboratoire d’Hydrologie et Aménagement (IATE/HYDRAM). 2002.

Nash J. E. e Suncliffe J.V. River flow forecasting through conceptual model, Part I – a discussion of principles, **Journal of Hydrology**, 23 (3), 282- 290, 1970.

Parajka, J. e Blöschl, G. Spatio-temporal combination of MODIS images – potential for snow covermapping, **Water Resources Research**, doi:10.1029/2007WR006404. 2008.

Paterson, W. **The Physics of Glaciers**. Pergamon / Elsevier Science, Oxford, 480p. 1994.

RIBEIRO, R. da R. et al. Modelos Hidroglaciológicos

---

Pouyaud B., Vignon F., Yerren J., Suarez W., Vegas F., Zapata M., Gomez J., Tamayo W. e Rodriguez A. Glaciares y recursos hidricos en la cuenca del rio Santa. **Rapport multigraphié IRD-SENAMHI-INRENA**, versão em CD. 2003.

Ramirez, E; Francou, B.; Ribstein, P.; Descloitres, M.; Guérin, R.; Mendoza, J.; Gallaire, R.; Pouyaud, B. e Jordan, E. Small glaciers disappearing in the tropical Andes: A case study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16°S). **Journal of Glaciology**, 47: 187–194. 2001.

Rees, W. G. **Remote Sensing Of Snow And Ice**. Taylor & Francis Group. 2006.

Schulla, J. e Jasper, K. **Model description WaSiM-ETH** (Water balance Simulation Model ETH) Eidgenössisch Technische Universität, Zürich. 2000.

Shamir, E. e Georgakakos, K.P. Distributed Snow Accumulation and Ablation Modeling in the American River Basin. **Advances in Water Resources**, 29: 558-570. 2006.

Strahler, A. e Strahler, A. 2003. **Introduction to Physical Geography**. Wiley and Sons, Chichester, 683p, 2005.

Williams, R. S.; Haal, J.R.; D. K. E Benson, C. S. Analysis of glacier facies using satellite techniques. **Journal of Glaciology**, 37 (125): 120–128, 1991.

Zanotti, F., Endrizzi, S., Bertoldi, G., Rigon, R. The GEOTOP snow module. **Hydrological Processes**, 18, 3667, 2004.

Recebido em agosto de 2010

Aceito em junho de 2011