

## ESCALAS HIDROLÓGICAS. III: HIPÓTESE INTEGRADORA DE PROCESSOS NA BACIA VERTENTE

**Eduardo M. Mendiondo, Carlos E. M. Tucci**

*Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul  
Cx.P. 15029, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS*

### RESUMO

*Neste terceiro artigo, utilizando a combinação das abordagens de Horton, Hewlett-Dunne e de caminhos preferenciais é introduzida uma nova geração de hipóteses, dentro da teoria de escala hidrológica, de forma ampla e envolvendo os seus aspectos quali-quantitativos. Este artigo explora a hipótese integradora de processos, baseado em três princípios: de funcionalidade, de transição escalar e de proximidade. Estes princípios fazem uso dos caminhos preferenciais do fluxo como meios de integração da dinâmica de multiescala, identificam a mudança no agrupamento de atributos a partir da escala pontual para a escala espacial e levam em conta os elementos necessários para modelação matemática.*

### NOVO CONTEXTO NA ESCALA DE VERTENTES

No artigo anterior foi apresentada uma síntese histórica dos conceitos sobre os quais se desenvolveu a hidrologia de vertentes (resumida na Tabela 1). A hidrologia hortoniana utilizou a uniformidade da separação do escoamento baseada na capacidade de infiltração do solo, na verticalidade da percolação e na formação de escoamento lento dentro do solo.

Com a proposta de Hewlett e as revisões de Dunne, houve uma fase onde a ênfase foi dada para os "fluxos internos" do sistema, que permitiram um diagnóstico aproximado de como o sistema concentrado reagiria às precipitações. A maioria destes trabalhos desenvolveu-se nas áreas de climas

temperados. Além disso, devido a grande variabilidade dos sistemas, a dificuldade de extrapolação dos elementos obtidos para outras bacias e de modelagem de processos, chegou-se a um ponto de inflexão na hidrologia de vertentes.

Kirkby (1988) comenta que o "paradigma do escoamento superficial Hortoniano" deu lugar ao "paradigma do escoamento sobre superfícies saturadas" e, portanto, começou-se uma nova reviravolta para os trabalhos experimentais que validassem os postulados teóricos.

Numa etapa seguinte, como o advento da informação distribuída, e dada a ênfase no que acontecia "dentro" do sistema, a identificação dos caminhos preferenciais abriu uma nova procura conceitual. Escolher um único valor que representasse as taxas internas do sistema não traduzia o verdadeiro comportamento. Assim, ficou reconhecido que as parametrizações responderiam a valores mais prováveis devido à heterogeneidade natural, supostamente conhecida com uma certa variabilidade e uma dada similaridade no espaço. A idéia básica para responder a questão de variabilidade espacial é descrever o comportamento médio do sistema numa escala que seja consistente com a escala da discretização numérica (Jensen e Mantoglou, 1991). Essa discretização, geralmente de grande escala, tem parâmetros que são funções espaciais, por exemplo, a autocorrelação espacial na escala da célula, que permite a discretização numérica.

Estes valores estatísticos dependem da escala das medições, as heterogeneidades naturais produzem diferentes domínios nos quais os resultados são válidos. Portanto, a pesquisa dirigiu-se para a avaliação dos

**Tabela 1. Contextos histórico e conceitual, e desafio da hidrologia de vertentes: integração dos processos nas escalas espaço/tempo.**

Problemas	Conceituações	Hipóteses
Conceituação da hidrologia superficial	Parametrização da separação de escoamento (ESI)	<i>Hortonianas</i>
Paradigma hortoniano	Parametrização física dos fluxos internos (EI) e de saturação (ESS)	<i>Hewlett-Dunnianas</i>
Paradigma dos ESSs	Retrato distribuído do sistema. Estabelecimento de “domínios”	<i>Caminhos preferenciais</i>
Escala dos processos	Interação dinâmica entre fatores naturais. hierarquias e transições escalares. Aspectos qualitativos de heterogeneidades.	<i>Integração de processos</i>

mecanismos múltiplos que atuam durante o ingresso, a passagem e a saída de água nas vertentes naturais (Wheater et al, 1993), o que distingue hierarquias escalares, no espaço e no tempo. Esta combinação estabelece um comportamento não-linear, a ser abordado por integração multivariada. Esta “ligação de processos” no tempo e espaço é retomada através da funcionalidade do sistema, isto é, através dos seus caminhos preferenciais.

De acordo com Kirkby (1988), um modelo satisfatório para um plano de vertente deve ser insensível à densidade exata dos caminhos preferenciais escolhidos (por exemplo canais naturais). Para obter isto, as previsões extraídas a partir de uma base de declividades dos planos vertentes e dos canais menores devem formar um contínuo de respostas. Este critério é aplicado por Wood et al (1988) para caracterizar a área representativa elementar e direcionado por Genereux et al. (1993) para estimar a representatividade dentro das cabeceiras. No entanto, as suposições “a priori” desta abordagem necessitam definir um contínuo de fluxos em áreas de transição, por exemplo de macroporos, de forma integrada.

Essa integração potencial integra uma diversidade de processos, a representatividade dos seus parâmetros efetivos e a transição escalar entre áreas passivas e áreas de condução da rede de drenagem. Ward (1984) comenta: “... talvez

*esta seja uma síntese conceitual que integra as aparentes hipóteses conflitivas nos últimos sessenta anos...”*

Assim, o hidrograma é abordado como função integradora de processos em escalas diferentes, capaz de acoplar as propriedades geo-pedológicas, bióticas, humanas e climáticas que atuam na vertente. Na Tabela 2 são apresentadas as principais terminologias sobre a tendência aqui revista sobre a hidrologia de vertentes.

**Tabela 2. Abordagens da geração de escoamento na vertente.**

Processo	Síntese Conceitual das Bacias de Vertente
ESI	<b>Superfície de separação</b> das entradas ao sistema
Ei	<b>Meio de transferência</b> das entradas ao sistema
ESS	<b>Armazenamento</b> dinâmico e com memória finita
EIP	<b>Escala de integração de processos</b> que dependem de fatores climáticos, pedológicos, bióticos, geomorfológicos e humanos, atuando de forma acoplada e interagindo entre si.

Ward (1984) levanta uma visão integradora na geração do escoamento. Com as evidências anteriores, ele sugere o mecanismo dinâmico, sem dúvida diferente do

apresentado por Horton, tendo como papel principal a intumescência de camadas saturadas, e uma interação mais forte entre os caminhos superficiais e sub-superficiais. Estas camadas saturadas recebem o escoamento interno através do efeito pistão e do fluxo da rede de macroporos, no sentido vertical e longitudinal da vertente, aumentando o gradiente da matriz do solo

## HIPÓTESE INTEGRADORA DOS PROCESSOS

Dooge (1986), Klemes (1986) e Beven (1987) indicaram a necessidade de novas ferramentas conceituais, produto de novas hipóteses plausíveis que incluem as escalas dos processos. No entanto, algumas perguntas necessitam respostas considerando as visões Hortoniana, Hewlett-Dunniana e de caminhos preferenciais.

### Novas questões

**Pergunta I** – *Tendo a possibilidade de aparecer mecanismos ESI e ESS num ponto característico da vertente, como pode ser considerada através de uma visão do tipo distribuído uma ocorrência simultânea de um mecanismo ESI em algumas células e em outras um mecanismo ESS?*

Uma vez formado o caminho preferencial, e identificado no campo, este é, de certa maneira, “independente”, se na sua vizinhança o escoamento é gerado através de um mecanismo Hortoniano ou Hewlett-Dunniano. O caminho preferencial representa, numa visão distribuída, uma região diferente dentro da vertente, produto da ação combinada do clima, solo e topografia, numa escala local. Portanto, ele não pode ser encarado através de técnicas de homogeneização espacial que subestime ou superestime sua verdadeira atividade hidrológica. A única hipótese que pode ser levantada é que o caminho preferencial realmente representa vários processos que

atuam de forma conjunta numa determinada área fonte, localizada imediatamente a montante do mesmo.

Numa visão integradora, a unidade fundamental do processo de transformação chuva-vazão é o caminho hierarquizado d’água e o seu contexto espacial é a vertente que o contém. Cada um deles constitui uma estrutura diferencial, portanto condicionam uma heterogeneidade do tipo estrutural. Assim, o caminho preferencial é um indicador macroscópico (para o olho humano) da diversidade de processos de escoamento atuando na escala da vertente.

**Pergunta II** – *Como podem se relacionar os caminhos preferenciais com a funcionalidade do sistema?*

A funcionalidade do sistema pode explicar-se pelas respostas das unidades mais dinâmicas (Odum, 1982), isto é, os caminhos preferenciais. Assim, pode-se obter a resposta na saída do sistema vertente pelos volumes de água gerados numa combinação ESI-ESS nas áreas fontes dos caminhos preferenciais.

Esta idéia implica uma “dupla integração”. Primeiro, se integra o mecanismo de excesso de escoamento numa área fonte a montante do caminho respectivo. Logo, integra-se o efeito pontual do escoamento numa escala pequena, distribuída em toda a vertente, com a resposta na saída da mesma, numa escala maior e concentrada

Assim, o excesso de água está num “constante trânsito” até a saída da bacia, o que implica infiltração, exfiltração e re-infiltração contínua através dos caminhos preferenciais. Esses processos macroscópicos são produto de sub-processos atuando na micro-escala, como o fluxo de macroporos, o efeito pistão, fluxo de retorno e, as vezes, até a intumescência do nível freático.

**Pergunta III** – *Se esta segunda integração, da escala pontual para a escala espacial, pode ser formulada, onde ela aparece?*

Uma vez que o sistema é excitado externamente, através do impulso da chuva,

inicia uma fase de “ordem → desordem” dinâmica observada a nível concentrado através do hidrograma de saída (Figura 1).

Esta integração é o que desencadeia a facilidade do sistema a interagir internamente e formar o que se conhece por “uma auto-organização longe do equilíbrio” (Prigogine e Stengers, 1988). Isto é, uma resposta mais suave e menos caótica que a entrada que lhe deu origem. Este comportamento é o responsável pela aparição de novas coerências a nível macroscópico e percebidas no hidrograma.

Segundo Prigogine e Stengers, coerência é o resultado da combinação de múltiplos processos e escalas que interagem de forma conjunta, fornecendo um padrão de comportamento numa das variáveis observadas a nível macroscópico.

Estas coerências são o retrato de que os parâmetros, no início da precipitação, dependem das condições iniciais a nível distribuído, e interagem para dar um padrão

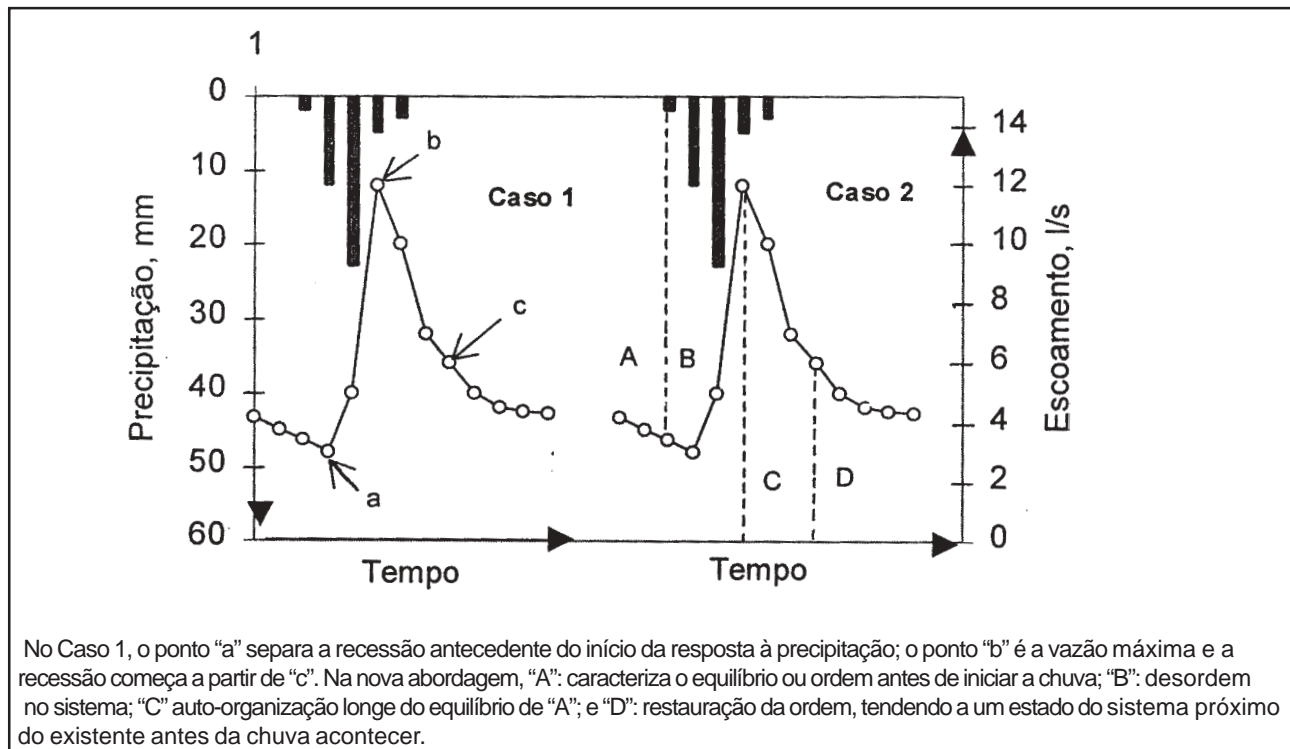
concentrado. Essa capacidade adaptativa do sistema hidrológico representa por um lado a funcionalidade e, por outro, a transição escalar no espaço e no tempo dos processos atuantes dentro dele. Se observarmos então o hidrograma de saída numa bacia podemos encontrar as combinações de estados de “ordem - desordem - interações - organização” que envolvem esta segunda integração.

## FUNDAMENTOS DA HIPÓTESE INTEGRADORA

Enquanto as noções que aparecem com estas novas questões, as conceituações de

- Funcionalidade,
- Proximidade e
- Transição Escalar

são aprofundadas através de uma discussão heurística, isto é, no sentido de tornar a hipótese integradora plausível, mas sem apresentar as demonstrações completas.



**Figura 1. Respostas do sistema vertente ante precipitação através da visão tradicional (caso 1) e visão de integração de processos (caso 2).**

Isto se deve ao caráter preliminar destes postulados, e sua “verdadeira” demonstração pode ser considerada “em aberto” na atualidade. No entanto, existem duas noções que podem ser formalizadas: a de transição escalar e a de proximidade, dada a natureza quantitativa do problema.

## Funcionalidade

Este princípio aborda como os micro-efeitos se *integram* para condições fora do equilíbrio, através das interações das componentes hidrológicas (escoamento, infiltração, etc) e do ramo ascendente do hidrograma. Este princípio não faz uma mera descrição temporal das diferentes etapas a que está sujeito o hidrograma de saída, mas analisa as atividades internas da vertente. Através da funcionalidade pode-se ter uma explicação de como o sistema evolui para diferentes estados possíveis de desordem, e que podem ou não ser função única do tempo. A causa (precipitação) e o efeito (vazão) são analisados através do balanço de massa e energia. Para uma dada entrada, o sistema pode fornecer uma resposta, entre múltiplas respostas possíveis, devido às interações dentro dele, nos seus diversos processos e escalas espaço-temporais (Beven e Binley, 1991).

No início do evento chuvoso, as perdas iniciais e a infiltração são mais importantes e existe um equilíbrio nas vazões da saída, representando portanto um estado de ordem, frente aos impulsos externos. À medida que o sistema interconecta as componentes de respostas mais rápidas, devido ao funcionamento dos caminhos preferenciais, o hidrograma começa a receber um complexo de informações de magnitude e tempo diferentes, caracterizando um estado de desequilíbrio ou “desordem”.

Nesta etapa, a resposta do sistema permite uma grande liberação de excedentes de chuva, representado pelo ramo ascendente do hidrograma. As componentes do sistema, com tempos de resposta rápidos e/ou lentos,

começam a desenvolver “interações” mais fortes. Finalmente, o sistema consegue se adaptar às novas condições impostas externamente, e tende a uma organização (Pessis-Pasternak, 1991).

É importante destacar que esta auto-organização, longe do equilíbrio inicial, pode ocorrer também na parte superior do hidrograma, continuando na recessão do mesmo. Ou seja, que a organização depende de como o sistema se acomoda escalarmente, em função das suas condições iniciais e das excitações externas, para criar uma resposta. Quando as “interações” dentro do meio de transferências (vertente) são mínimas, isto é, são poucas as variáveis regionalizadas, VRs, que apresentam correlações espaciais significativas para uma dada entrada de chuva, é possível encontrar um único máximo na resposta (hipótese de Horton).

Pelo contrário, se as “interações” entre as componentes são importantes, é possível ter mais de um valor máximo para uma entrada de chuva (mecanismos ESS e Ei atuando de forma conjunta, hipótese Hewlett-Dunne). No mecanismo Hewlett-Dunne, os armazenamentos finitos existem em cada componente do sistema. Como a memória do sistema depende do estado de umidade, o aumento da umidade na bacia implica melhores correlações espaciais das VRs. Estas correlações entre as partes variam com o decorrer do tempo, já que o processo de geração passa da microescala (ponto) para uma escala espacial de vertente. Assim, ao integrar espacial e temporalmente as precipitações, continuam-se produzindo relações menores entre as partes, mas com valor ainda significativo. Isto dá lugar às correlações de longo alcance (Prigogine e Stengers, 1988), longe do estado de equilíbrio inicial, pré-evento chuvoso.

Para Pessis-Paternak (1991) e Ruelle (1991) isto é uma nova tendência para estudar sistemas naturais, reconhecidos como dinâmicos e dependentes das condições iniciais, como as vertentes hidrográficas.

**Proximidade**

Muitas vezes um modelo pode proporcionar bons resultados sem ter uma razoável descrição do sistema (Klemes,1986; Philip, 1992). No entanto, dificilmente um método hidrológico simples pode descrever de forma completamente física um sistema como a bacia hidrográfica. Torna-se necessário obter uma sensibilidade quali-quantitativa (Quinn et al., 1991) sobre os processos envolvidos, buscando com que a simulação hidrológica se aproxime cada vez mais da realidade do sistema.

Usando a notação de Hromadka e Whitley (1989), um modelo hidrológico para um evento “j” obtém a resposta hidrológica  $M_j(.)$  através das transformação das entradas  $P_j(.)$  pela interação com os parâmetros  $\lambda$ , mediante uma função “ $f_1$ ” como:

$$f_1(\lambda, P) : P_j \rightarrow M_j \quad (1)$$

O vetor  $\lambda = \{ \lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n \}$ , representa “n” parâmetros do modelo, onde  $\lambda_k$  é um parâmetro representativo de uma propriedade física do sistema,  $P_k$  (Song e James, 1992). Seja FIH uma expressão da informação hidrológica (Figura 2), fornecida pelo conjunto I, para diferentes escalas observacionais “x”, ou seja

$$FIH = f_2(\lambda) \quad (2)$$

A função de informação hidrológica pode ser definida de diferentes formas. Grayson et al.(1993) apresentam uma função univariada, dependente somente da topografia. A principal desvantagem do método univariado é que desconsidera a “diversidade” de fatores e processos apontada antes, e representa o sistema por um modelo hidrológico “rico em dados” mas “pobre em informação” (Beven e Moore,1991).

Neste artigo estendemos o conceito a um universo multivariado da física em questão, por meio da similaridade encontrada entre os parâmetros físicos observados e/ou

estimados em diversos pontos da vertente. Se (Figura 2) é um bom indicador das propriedades, para o intervalo de escalas espaciais [a,b], sempre se cumpre que:

$$FIH(\lambda_{x=a}) > FIH(\lambda_{x=b}), \forall a < b \quad (3)$$

Isto quer dizer que para valores cada vez menores na escala observacional, a função de informação hidrológica estimada  $FIH(\lambda_x)$  aumenta de forma monotônica e se aproxima à FIH verdadeira, isto é  $\Pi(\lambda)$  a medida que a escala de modelação tende à escala de medição do experimentos, ou seja:

$$\lim_{x \rightarrow \text{escala de observação}} FIH(\lambda_x) = \Pi(\lambda) \quad (4)$$

Quando  $\lambda$  representa um conjunto de parâmetros insuficientes, que não consegue retratar a dinâmica intrínseca das escalas menores, a Equação (4) não é verdadeira. Portanto, para um trio qualquer  $a < b < c$  na escala observacional, não se pode estabelecer que a função de informação hidrológica aumente de forma monotônica até o seu verdadeiro valor.

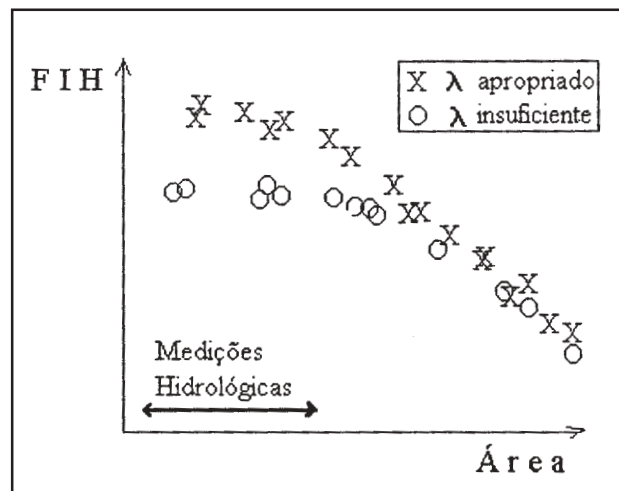


Figura 2. Função de informação hidrológica estimada através dos parâmetros  $\lambda$  a partir de escalas menores (adaptado de Grayson et al., 1993).

Consideremos que  $Q_{obs}(.)$  é a vazão observada que integra os efeitos de uma área de captação de escala R, podemos definir o

número de elementos estruturais que a compõem por  $m = R/x$ , sendo  $x$  a escala de modelação (por exemplo a área unitária do pixel ou área elementar). Para uma formulação distribuída do modelo  $M$  a ser aplicado na escala  $R$ , e para um evento chuvoso “ $j$ ” os erros entre as observações  $Q_{obs,j}(\cdot)$  e as respostas  $M_j(\cdot)$  são obtidas a partir do somatório dos erros nos “ $m$ ” elementos de área:

$$E_j = Q_{obs,j}(\cdot) - M_j(\cdot) = \sum_{i=1}^{i=m} [\varepsilon_{F,i}(\cdot) + \varepsilon_{d,i}(\cdot) + \varepsilon_{T,i}(\cdot)]_j \quad (5)$$

onde  $\varepsilon_{F,i}(\cdot)$  é o erro do modelo, que envolve a representação dos processos físicos e a variabilidade dos parâmetros;  $\varepsilon_{d,i}(\cdot)$  é o erro devido a observação da precipitação e da vazão;  $\varepsilon_{T,i}(\cdot)$  é o erro remanescente, que não pode ser explicado: por exemplo, erros das informações de entrada.. O erro do modelo, quando a função hidrológica estimada se aproxima do verdadeiro valor para uma dada escala de observação  $x = x^*$ , é:

$$\sum_{i=1}^{i=m} [\varepsilon_{F,i}(\cdot)] = \sum_{i=1}^{i=m} [FIH(\lambda) - \Pi(\lambda)]_{x=x^*} \quad (6)$$

Desta forma, sempre existirá um erro  $\varepsilon_{F,i}(\cdot)$  na modelação já que é impossível aproximar um conjunto  $\lambda$  numa determinada escala observacional  $x = x^*$  que anule as diferenças. A proximidade entre o “real” e o “simulado” só poderia ser alcançada através de um contínuo de informação a nível distribuído e explorando a funcionalidade a nível de multi-escalas.

### Transição escalar

Consideremos um processo hidrológico a nível distribuído atuando em “ $m$ ” pontos do sistema e representado por variáveis regionalizadas, VRs, cada uma das quais tem

$N$  parâmetros  $\lambda$ . Estes “ $m \times N$ ” valores estão relacionadas através de um mecanismo multivariado. Em cada um dos “ $m$ ” locais amostrados, é possível estimar a área contribuinte.

Através de um critério estruturalmente distribuído do sistema (Figura 3), as “ $m$ ” VRs podem agrupar-se de forma hierárquica para diferentes graus de similaridades, “ $ro$ ”. Para um número “ $n$ ” de conjuntos de variáveis, sendo  $n < m$ , temos  $n = f_3(ro)$ . A informação atribuída a cada nível de similaridade pode ser retratada pela entropia definida em base da distribuição de probabilidade marginal de um dos parâmetros,  $P_i(ro)$ , segundo Cressie(1991) como:

$$H(ro) = - \sum_{i=1}^n P_i(ro) \cdot \log_{10}(P_i(ro)) \quad (7)$$

A estimativa de  $H(ro)$  tem um valor máximo para os “ $m$ ” pontos iniciais. Para  $ro = ro^*$ , existe um número determinado de VRs e de conjuntos delas,  $n^* = f(ro^*)$ . Para  $n^*$  determina-se um parâmetro característico e sua relação com área contribuinte através de  $\lambda_1 = f_4(A)$ .

Neste caso, “ $A$ ” é a área observacional que integra as propriedades dos grupos analisados das variáveis regionalizadas. Portanto, pode-se definir uma área que caracteriza a micro e macro-escala de variação do parâmetro  $\lambda_1$ , chamada de  $A^*$ , em função do grau de similaridade,  $ro^*$ . Este tratamento foi apresentado por Bear(1972) e retomado por Wood et al.(1988) através de uma visão univariada, sem considerar as similaridades “entre” eles. Assim, podem ser definidas áreas representativas elementares para diferentes correlações. Posteriormente, um exemplo disto é apresentado na Figura 11.

Quando  $\lambda_1 = cte$  a sua variância é mínima e se consegue “concentrar o parâmetro” espacialmente, com uma perda de correlação  $ro = r_{lim}$ . Assim, a entropia  $H^{(rim)}$  é zero por ter um único ponto no histograma de frequência.

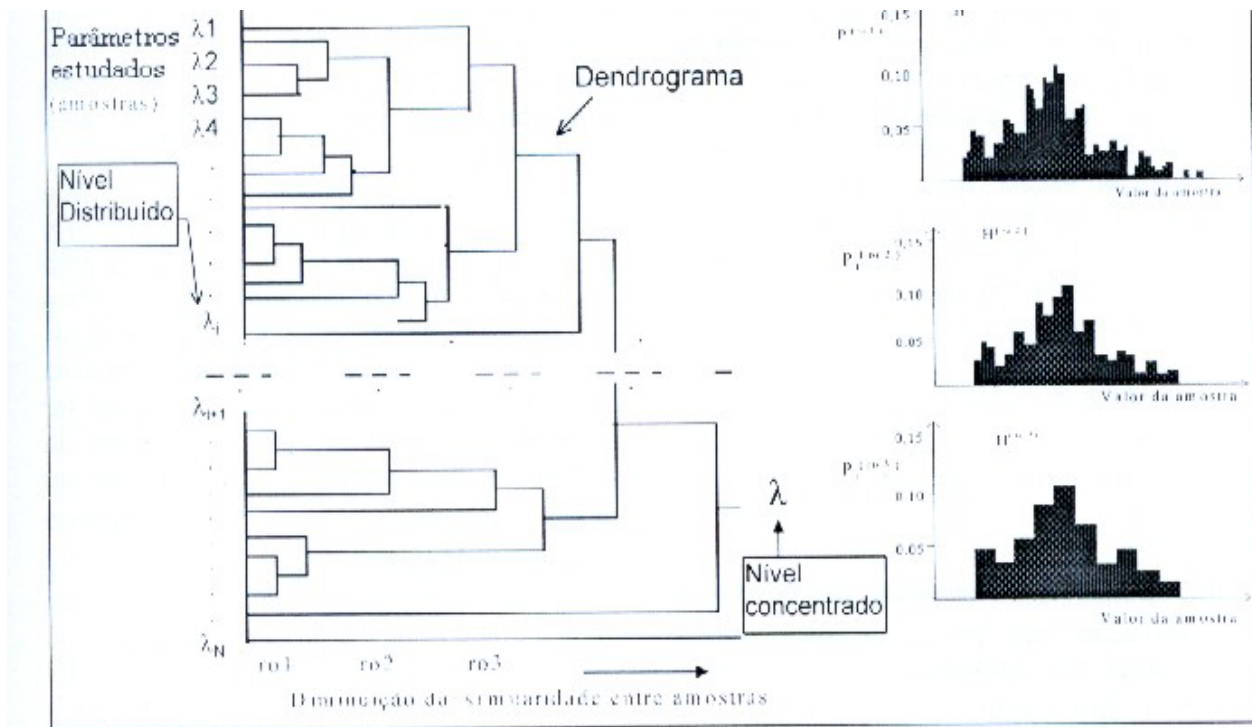


Figura 3. Determinação dos histogramas de freqüência para graus de similaridade  $ro_1$ ,  $ro_2$ , e  $ro_3$ , e os correspondentes valores de entropia  $H^{(ro)}$ .

## CONTEXTOS DAS HIPÓTESES INTEGRADORAS

Nos três artigos, foram abordados conceitos relacionados com a hidrologia de escala. Na Figura 4, é apresentada a junção desses elementos discutidos neste artigo, buscando uma visão de conjunto dos conceitos abordados.

## ANÁLISE DAS HIPÓTESES INTEGRADORAS NAS SUB-BACIAS DO RIO POTIRIBÚ, RS

O Projeto Potiribú (Chevallier, 1993) no período 1992-1993 monitorou bacias embutidas: escala de micro-parcela experimental de 1 m<sup>2</sup>, vertente do Anfiteatro de 0,125 Km<sup>2</sup>, bacia de segunda ordem do Donato de 1,1 Km<sup>2</sup> e bacia rural com efeitos urbanos do Turcato de 19,9 Km<sup>2</sup> (Mendiondo e Tucci, 1997,b; Figura. 10). Para essas

bacias embutidas foram registradas simultaneamente as precipitações e vazões.

## Funcionalidade no início do escoamento: Visão concentrada

Considerando uma bacia de forma concentrada, o aumento da precipitação incidente e do estado antecedente de umidade favorece o início do escoamento. O início do escoamento superficial (IES) para as unidades menores (microparcela e Anfiteatro) é diferente do limite de escoamento em canal (IEC) produzido nas sub-bacias maiores (Donato e Turcato). A diferença entre ambas é devido principalmente às perdas iniciais. Vários efeitos nas bacias vertentes, como o estado de umidade antecedente, a rugosidade da superfície e grau de intensidade do evento chuvoso são filtrados na bacia maior que as contém (De Boer,1992).



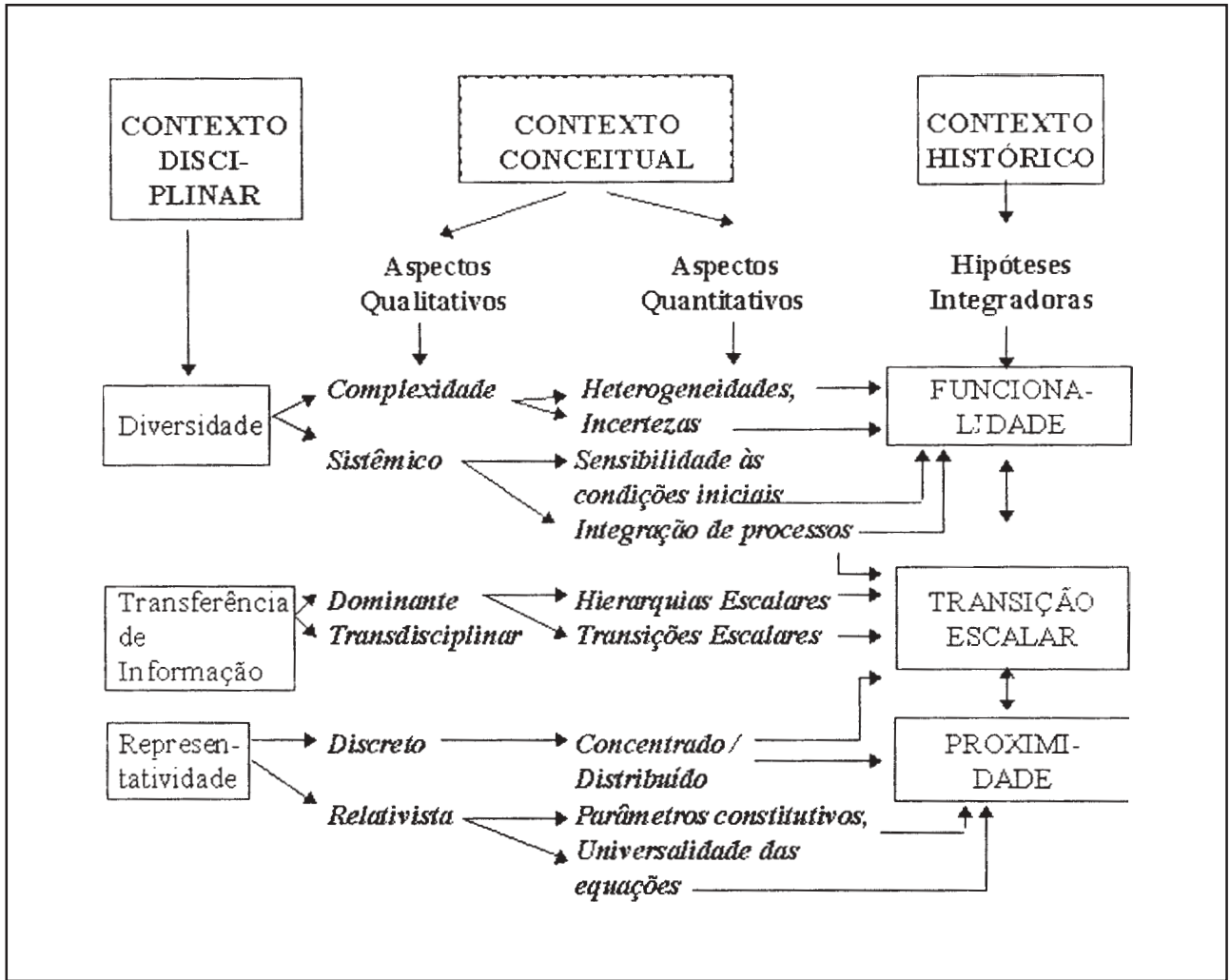


Figura 4. Matriz dos contextos disciplinar, histórico e conceitual das escalas hidrológicas e sua relação com as hipóteses integradora.

Na microparcela de 1 m<sup>2</sup>, é utilizado um Índice de precipitação antecedente, IPA, de Linsley et al. (1958) através da equação:

$$IPA_t = \sum_{i=1}^{t-1} P_i \cdot e^{-ki} \quad (8)$$

sendo P<sub>i</sub> a precipitação no i-ésimo dia antecedente, t o número de dias antecedentes, e k uma constante. Com base nas observações realizadas em simulações de chuvas, k=0,8 consegue acompanhar a redistribuição da umidade no perfil do solo (Mendiondo et al, 1995). Devido às boas condições de drenagem da superfície do

Anfiteatro, esse valor é aplicado à vertente cabeceira. Entretanto, nas bacias de Donato e Turcato, estes valores ficaram próximos a 0,90 e 0,95, respectivamente.

Os gráficos de início do escoamento delimitam duas regiões (Figura 5a): uma sem escoamento significativo -Q(não)- e outra com escoamento -Q(sim)- observado. O IES é a linha pontilhada que aparece na Figura 5a que separa as regiões com e sem escoamento. Na microparcela, o IES apresenta um comportamento assintótico para baixas precipitações (Figura 5a). Para chuvas menores de 10 mm, é de se esperar a formação de escoamento superficial para chuvas antecedentes maiores que 8 mm. No

outro extremo, para chuvas maiores que 40 mm, e IPAs maiores que 2 mm, existe evidência de escoamento superficial.

Na vertente do Anfiteatro (Figura 5b), os resultados são semelhantes aos da parcela. Observa-se que o escoamento somente é gerado para precipitações menores que 10 mm (com IPA superior a 9 mm), enquanto que para precipitações maiores que 20 mm existe maior freqüência de escoamento superficial, mesmo para IPA baixos. A tendência, assim, é do Anfiteatro produzir escoamento superficial, com mais freqüência. A acumulação de umidade nas partes baixas, perto da foz da vertente, propicia uma transmissão de umidade mais dinâmica através do “efeito pistão”.

Para a sub-bacia do Donato (Figura 6<sup>a</sup>) a separação dos eventos que produzem escoamento significativo não é tão bem definido, a não ser quando a precipitação é superior a 30 mm.

Isto pode ser devido à forma da bacia do Donato (Mediondo e Tucci, 1997, b; Figura 10). Ela tem duas cabeceiras importantes, que percorrem uma distância média de quase 1000 metros até encontrar o exutório, enquanto a terceira vertente, localizada entre os canais anteriores precisa de uma distância de 450 metros para alcançar a foz. Esta pequena vertente representa apenas 10% da área total do Donato, mas com características de convergência em planta, suficiente para produzir escoamentos rápidos e significativos na foz do Donato.

O grau de obstrução nos dois canais maiores do Donato produz amortecimento, infiltração ou retenções em depressões naturais. Assim, os tempos de resposta de cada um dos canais principais do Donato podem ter, para uma mesma cheia, contribuições diferentes na saída. Voçorocas observadas nos canais aumentam ainda mais as diferenças das vazões produzidas nos canais do Donato.

Na sub-bacia do Donato estão superpostos os “efeito bacia” e “efeito canal”, já que a hierarquização da rede de drenagem não está totalmente desenvolvida. Como a

sua superfície de captação é pequena, um valor único de IPA não consegue identificar os limites de escoamento. Um indicador alternativo de umidade da umidade espacialmente e pode ser determinado na seção de controle da bacia é o escoamento de base prévio ao evento chuvoso ( $Q_{bi}$ ).

Com o uso de  $Q_{bi}$ , a discriminação de IEC é notória (Figura 7<sup>a</sup>), com pouca mistura de casos das regiões com e sem escoamento. Para  $Q_{bi} \cong 8 \text{ l s}^{-1}$  e  $P \geq 10 \text{ mm}$ , e para  $Q_{bi} \cong 1 \text{ l s}^{-1}$  e  $P \geq 30 \text{ mm}$  existe escoamento significativo na bacia do Donato. Este último valor conclui a possibilidade da existência de IES para  $P \geq 30 \text{ mm}$  no Anfiteatro e Donato.

No entanto, isto não implica que existe necessariamente igual tipo de geração de escoamento (ESI, ESS, Caminhos Preferenciais) nas áreas elementares, já que a função do sistema depende da natureza do solo e da sua cobertura no momento das chuvas.

Na bacia do Turcato, o uso de IPA (Figura 6b) ou  $Q_{bi}$  (Figura 7b) não apresenta diferenças significativas para  $P \leq 10 \text{ mm}$ , sendo que para as duas o comportamento é quase assintótico ao eixo da variável de estado. A maior diferença é para  $P \geq 10 \text{ mm}$ . Enquanto o IPA é menos sensível à mudança de umidade “dentro” da bacia (Figura 6b), o  $Q_{bi}$  captura e integra as diferenças de distribuição espacial da umidade na bacia toda. Além disto, a bacia do Turcato tem a maior percentagem de áreas alagadas, de pastagem e a área urbana de Pejuçara.

No Turcato, para  $Q_{bi} \cong 600 \text{ l.s}^{-1}$ , a existência do IEC é evidente para  $P \geq 10 \text{ mm}$  devido a discriminação de eventos com lâmina escoada, sendo que este comportamento é quase uniforme até um valores de  $Q_{bi}$  igual a  $350 \text{ l.s}^{-1}$ . Só a partir daí o IEC evidencia uma relação inversa  $Q_{bi}$  e  $P$ .

Este comportamento da bacia do Turcato indica a importância do crescimento das áreas saturadas, conforme o aumento de  $Q_{bi}$ , na produção de escoamento ante às precipitações. Assim, as áreas saturadas têm um comportamento característico para valores menores a  $350 \text{ l.s}^{-1}$ .

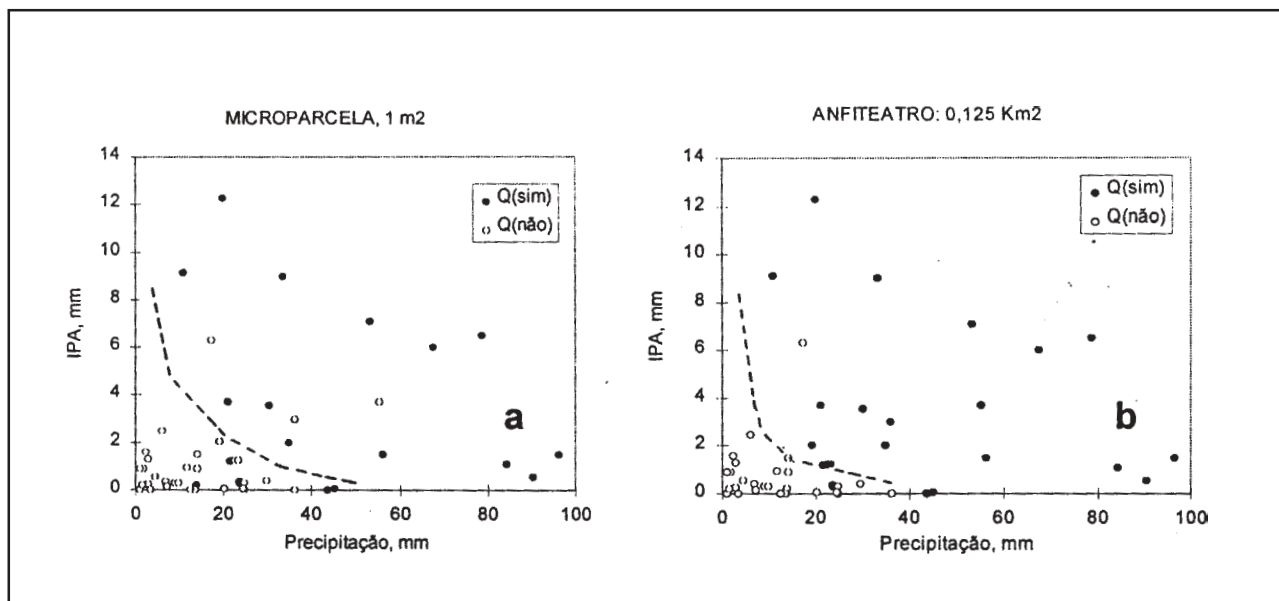


Figura 5. Tormentas naturais “com” (círculos escuros) e “sem” (círculos vazios) lâmina de escoamento produzida na microparcela de 1 m<sup>2</sup> (a); e na vertente do Anfiteatro de 0,125 km<sup>2</sup> (b) função do índice de Precipitações Antecedente, IPA.

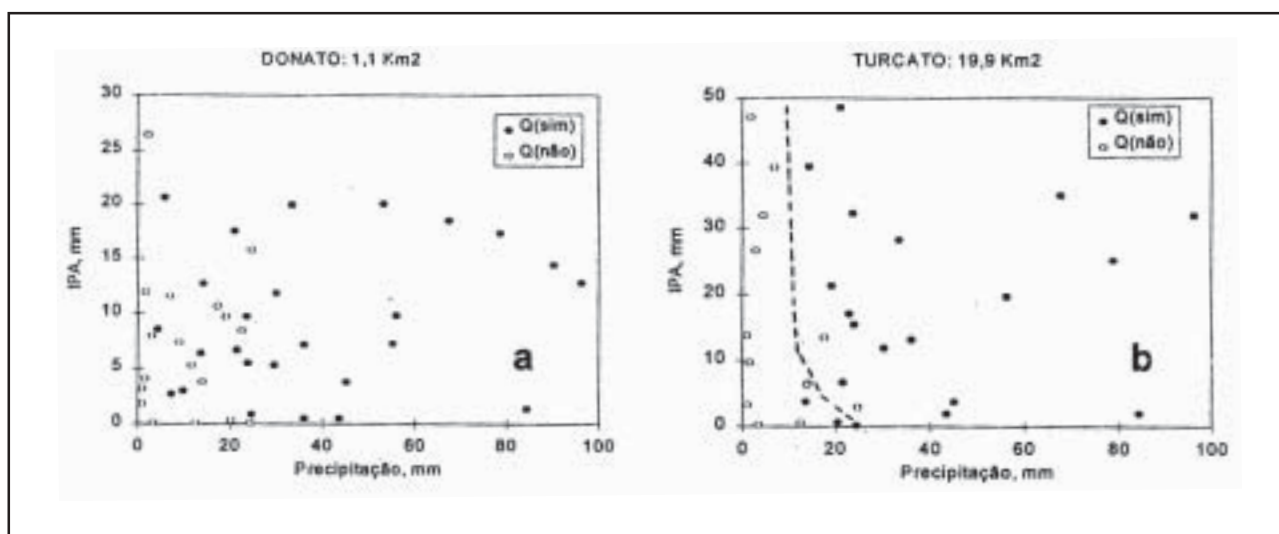


Figura 6. Tormentas naturais “com” e “sem” lâmina de escoamento na bacia do Donato de 1,1 km<sup>2</sup> (a) e no arroio Turcato de 19,9 km<sup>2</sup> (b), função do IPA.

Na comparação visual vemos que o IPA para a Microparcela e Anfiteatro (Figura 5a e 5b), apresenta uma “flexibilidade” para explicar as assíntotas potenciais da Figura 5a e 5b. Por outro lado, o escoamento de base no Turcato também demonstra esta capacidade. No entanto, a sub-bacia do

Donato somente consegue melhorar a separação de casos (“com” e “sem”), através de uma reta quando é usado  $Q_b$ . Isto supõe que existe uma possível combinação entre IPA e  $Q_b$  que possa dar um resultado mais robusto nesta sub-bacia de tamanho intermediário.

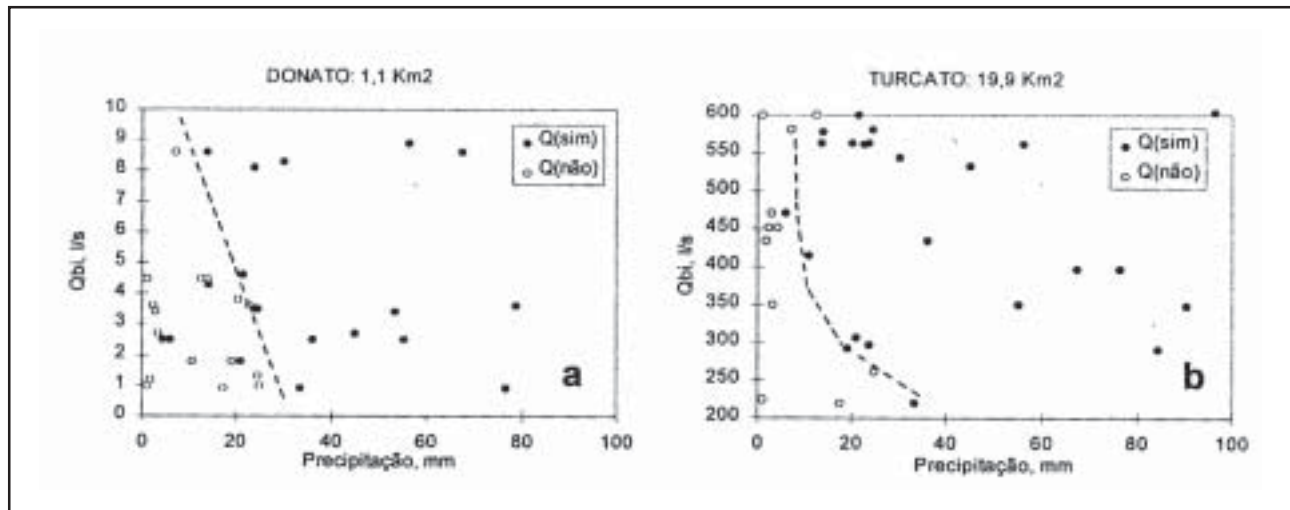


Figura 7. Tormentas “com” e “sem” lâmina de escoamento produzida no Donato (a) e no arroio Turcato (b), função do escoamento de base prévio ao evento,  $Q_{bi}$ .

**Proximidade e transição escalar: Abordagem distribuída**

Durante 1993, os parâmetros amostrados na vertente do Anfiteatro-RS, foram utilizados para exemplificar as noções de proximidade e transição escalar. Foram amostrados condutividade hidráulica saturada,  $K_s$ , através do método do poço invertido (Kessler e Oosterbaam, 1977); a sua anisotropia vertical,  $a$ , adotando um decaimento exponencial com a profundidade (Sivapalan et al, 1987; Troch et al., 1993); e o índice de saturação potencial, IBK (Beven e Kirkby, 1979), por:

$$K_s = r/2 \cdot [\ln(h_1 + r/2) - \ln(h_2 + r/2)] / (t_2 - t_1) \quad (9)$$

$$K_s(z) = K_s(o) \cdot \exp(\alpha \cdot z) \quad (10)$$

$$IBK = \ln(A_u / tg\omega) \quad (11)$$

sendo  $r$  o raio do poço,  $h$  e  $t$  a altura da água a partir do fundo do poço e o tempo respectivo. O raio e profundidade dos poços amostrados foram de 4 e 100 cm, respectivamente. Na Equação (9),  $K_s(z)$  e  $K_s(o)$  representam a  $K_s$  estimada numa profundidade  $z$  e num ponto próximo da superfície, respectivamente. Em (11)  $A_u$  e  $tg\omega$

representam a área a montante de cada ponto dividida pela largura da seção transversal de passagem do fluxo sub-superficial (1 m) e a declividade do terreno.  $A_u$  é considerada área unitária, contribuinte ao ponto amostrado.

Em cada ponto, estimou-se a profundidade dos horizontes superficiais do solo,  $z_h$ , conforme o levantamento de Boulet et al (1993). Também, foi medida a distância horizontal entre um distúrbio criado no solo mais próximo até a amostra,  $Dist$ . Estes distúrbios são devido aos terraços agrícolas.

O agrupamento das amostras é relacionado através do universo multivariado pelas similaridades estatísticas e físicas dos parâmetros (Mendonço et al, 1994) que aparecem na Tabela 3. A correlação entre IBK e  $z_h$  indica a relação do tipo geomorfológico, entre a área contribuinte e a profundidade estimada dos horizontes superficiais.

A identificação e classificação dos sub-grupos foram realizadas tomando em consideração dois cenários. Um primeiro cenário a partir do estado atual, obtido do total de amostras, que apresentam maior mistura de padrões de respostas (cenário Tipo I). Outro cenário é obtido a partir daquelas amostras menos influenciadas pelas

atividades agrícolas, contando todos os parâmetros (cenário Tipo II).

**Tabela 3. Matriz de correlações para o conjunto de pontos (n=53).**

	Ks	$\alpha$	Dist	IBK	zh
KS	1				
$\alpha$	-0,385	1			
Dist	0,230	-0,123	1		
IBK	-0,125	-0,098	0,091	1	
zh	-0,356	-0,006	0,280	0,563	1

Através da análise geoestatística, foram obtidas as escalas de correlação para Ks. Para a representação espacial, foi adotada uma fórmula elíptica da área,  $A_r = \pi \cdot a \cdot b$ , (Figura 8) na qual  $a$  e  $b$  são as escalas de correlação espaciais nas direções principais da vertente.

Conforme o cenário de influência antrópica que aparece na Tabela 4, observa-se que a representatividade espacial de Ks pode ter mudanças maiores que 100 %. No entanto, em nenhum dos dois casos  $A_r$  supera os 3 % da área total da vertente. Isto indica (i) que a variação espacial dos parâmetros tem um padrão local, sujeito a variabilidade imposta pela ação agrícola, e (ii) que, dada essa limitação, a extrapolação de valores para uma escala maior deve considerar a covariância entre as amostras.

Estas evidências permitem levantar as seguintes hipóteses:

- I. a área representativa,  $A_r$ , mesmo possuindo uma natureza de correlação espacial, caracteriza uma unidade de integração de processos, de forma similar aos de uma área de captação unitária,  $A_u$  definida na Figura 8;
- II. a forma em planta da área de captação unitária depende das correlações espaciais encontradas nas direções principais da vertente, isto é, no sentido geral da declividade e na direção transversal;
- III. uma relação entre o parâmetro amostrado, por exemplo Ks, e a sua

área unitária a montante,  $\lambda_{1=Ks} = f_4(A_u)$ , pode ser obtida para aqueles valores do Ks extraídos a partir de um agrupamento que respeite a natureza multivariada, isto é, a relação com os outros parâmetros amostrados;

- IV. o seguimento da informação ou entropia da Equação (7) relaciona o desenvolvimento dos parâmetros desde uma abordagem distribuída para uma visão concentrada, contemplando  $\lambda_{1=Ks} = f_4(A_u)$ ; por exemplo, a medida que nos deslocamos do nível distribuído ao nível concentrado (ver Figura 3) a entropia H diminui seu valor indicando a perda da informação original;
- V. a proximidade apontada na Equação (6) entre a função de informação observada e estimada, depende da superfície de erros  $\varepsilon_{F_i}^{\pm}$ , presentes na micro-escala, isto é, onde são realizadas as observações.

### Obtenção da função de informação hidrológica para Ks

Em primeiro lugar, a obtenção da área unitária de integração considera a natureza dos parâmetros amostrados. Por exemplo, a dinâmica sub-superficial associada a um desequilíbrio antrópico influi na produção de escoamento com mecanismos combinados do tipo ESI e ESS. Na Figura 9, são apresentados 52 valores de Ks medidos em campo versus as respectivas áreas unitárias,  $A_u$ , de captação a montante na vertente do Anfiteatro, RS. Os círculos representam as amostras considerando um escoamento do tipo Hortoniano ou ESI. A área de captação é medida até o obstáculo superficial mais próximo a montante (por exemplo um terraço agrícola). Na mesma figura, os quadrados representam os pontos que consideram a área total a montante, isto é até o divisor natural da vertente. A diferença na horizontal entre cada observação, equivale a área a montante influenciada por um mecanismo do tipo Hewlett-Dunniano ou ESS.

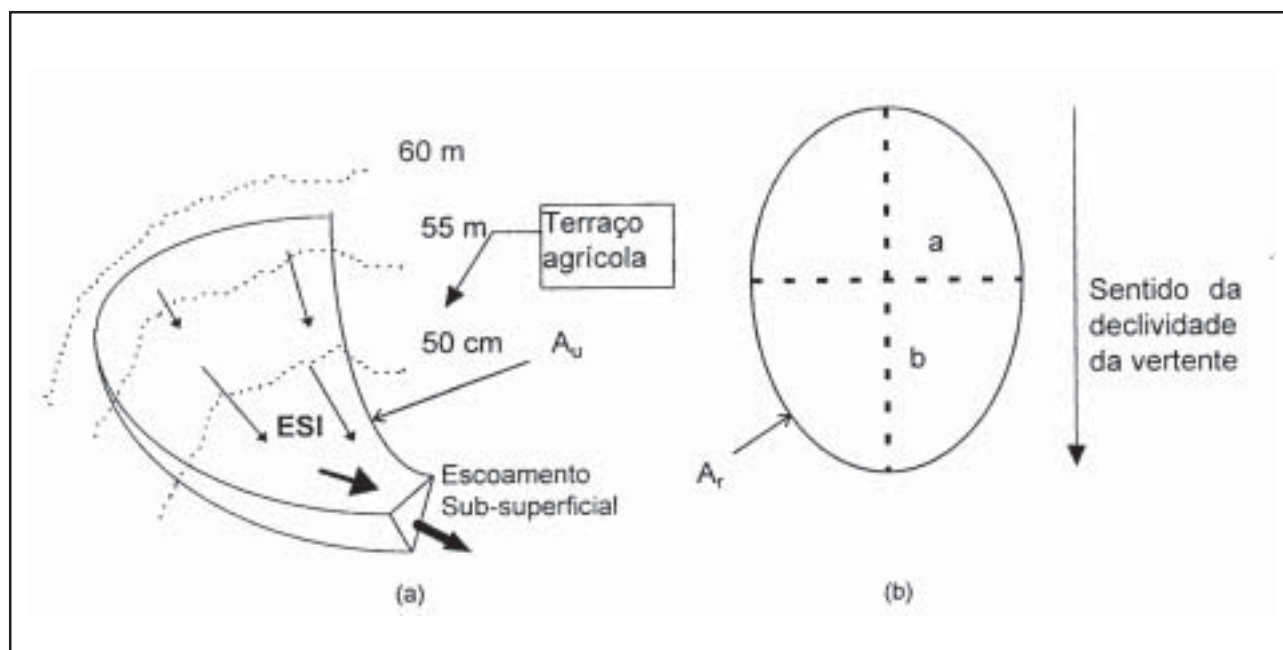


Figura 8. Representação da área unitária de contribuição,  $A_u$ , a montante do ponto amostrado (a) cpmfpr, e a abrdage, de Beven e Kirkby (1979).

Tabela 4. Representatividade espacial de Ks no Anfiteatro (Setembro, 1993).

Cenário	( a; b), m.	$A_r(Ks)m^2$	$A_r/A_{bacia}, \%$	Características
Tipo I	(12 ; 36)	1448	1,2	Amostra total, sem classificação de sub-grupos.
Tipo II	(14 ; 73)	3215	2,5	Sub-grupos menos influenciados pela agricultura

Para um ponto amostrado qualquer, toda a área contribuinte a montante é uma área potencial para gerar ESS. A fração desta área que pode produzir escoamento Hortoniano ESI é aquela onde existe uma ligação ininterrupta dos pontos do perfil vertente. Por exemplo, ao existir um terraço agrícola na área contribuinte ao ponto amostrado, o ESI ocorrerá na área vizinha imediatamente a montante deste (fração ESI entre o terraço e a saída da  $A_u$  na Figura 8a) Em média, para o cenário Tipo I, somente 3 % das áreas a montante dos pontos amostrados estão sujeitas a um mecanismo de saturação Hortoniano. Para o cenário Tipo II, isto é, com os valores menos influenciados pelas atividades agrícolas, o valor médio é o

mesmo. No entanto a contribuição espacial máxima do mecanismo ESI Hortoniano diminui de 38 % (Tipo I) para 26 % (Tipo II). Isto indica que a diminuição do efeito agrícola por terraçamento aumenta a saturação das áreas numa vertente ideal.

Em termos práticos, isto é devido à intumescência das camadas saturadas e o escoamento de retorno ao longo do perfil da vertente. De fato, levantamentos do Setor de Hidrometria do IPH-UFRGS informam que a partir de 1994, quando se substituiu o plantio convencional (subsolamento e terraços) por plantio direto (sem terraços e com aproveitamento da palha) nas sub-bacias do Rio Potiribú, os proprietários rurais observaram que os níveis freáticos se aproximaram da

superfície em pontos cada vez mais a montante.

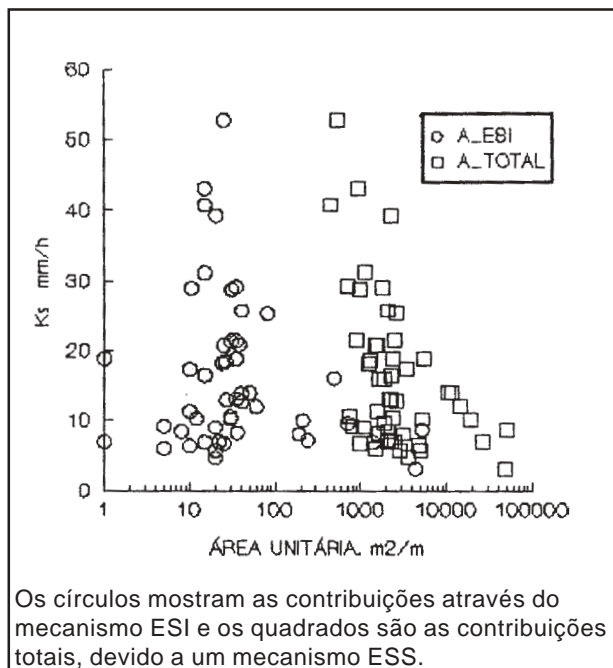


Figura 9. Valores de Ks (A<sub>u</sub>)

A Figura 10 apresenta a separação das amostras para os dois cenários encontrados. Os pontos representam a área unitária total da Figura 9 correspondendo ao cenário Tipo I. Com pontos escuros aparecem aqueles valores pertencentes ao cenário Tipo II. Portanto, observa-se a tendência de que nas áreas com menor alteração o valor de Ks tende a ser superior.

A Função de Informação Hidrológica, FIH=f(λ=Ks) é obtida aplicando uma agregação multivariada, partindo de valores pontuais para encontrar uma ou várias agregações. Usa-se o diagrama de agrupamento hierárquico ou “dendrograma” que aparece na Figura 3, tendo como medida de similaridade a correlação Pearson multivariada (Johnson e Wichern, 1992; p.585). Os parâmetros amostrados em cada ponto são padronizados pela média e desvio padrão correspondentes, para ter uma escala relativa de comparação.

A medida que o grau de similaridade diminui, os agrupamentos de pontos e/ou subgrupos de pontos diminuem também.

Escolhidos diferentes valores de similaridades,  $ro_1, ro_2, \dots, ro_k$  (Tabela 5), os valores ou grupos de valores obtidos permitem encontrar as diferentes distribuições de probabilidade. Assim, através de (7) encontra-se a informação contida respectiva  $H_1, H_2, \dots, H_k$  com os valores médios e seus intervalos de confiança, isto é  $(Ks_1 \pm s_1), (Ks_2 \pm s_2), \dots, (Ks_k \pm s_k)$ , sendo  $s_1, \dots, s_k$  os desvios padrões de Ks para os conjuntos de valores 1, ..., k.

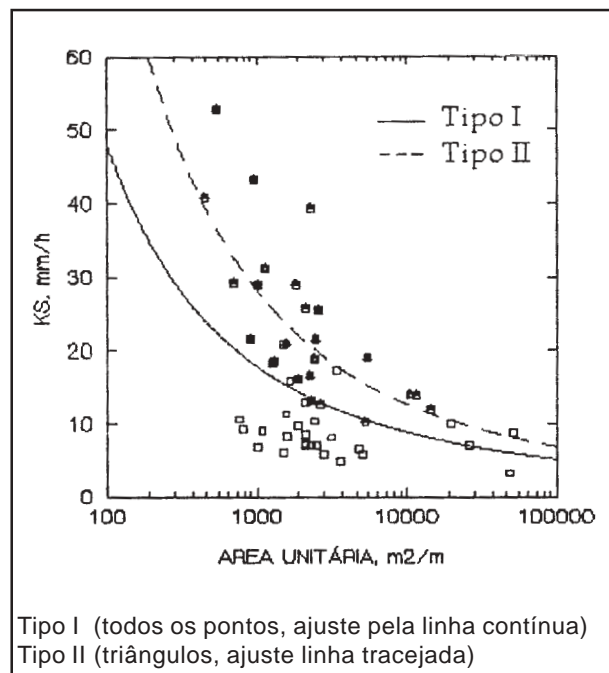


Figura 10. Ks em função da área unitária, conforme os cenários Tipo I e Tipo II.

A Figura 11 mostra a função de probabilidade experimental de Ks no cenário Tipo I e os valores de entropia correspondentes. Com estes valores, através da Equação (7) e da Figura 10, isto é,  $Ks = f(A_u)$  podem-se obter os valores para construir a FIH= f(Ks).

É fundamental um bom conhecimento do tipo de distribuição probabilística da variável. Por exemplo, no caso de Ks a distribuição log-normal (Loague e Gander, 1990; Gelhar, 1991; Mendiondo, 1995) é a mais apropriada e a que melhor se ajusta aos valores aqui tratados.

Os resultados da Tabela 5 mostram a mudança da entropia para distintos valores de

desimilaridade, de acordo com séries logaritmizadas de Ks. Estes valores, através da Figura 9, relacionam a informação (H) ou entropia estimada com o intervalo de área unitária correspondente, resultando a Figura 12, conforme as similaridades da primeira coluna da Tabela 5.

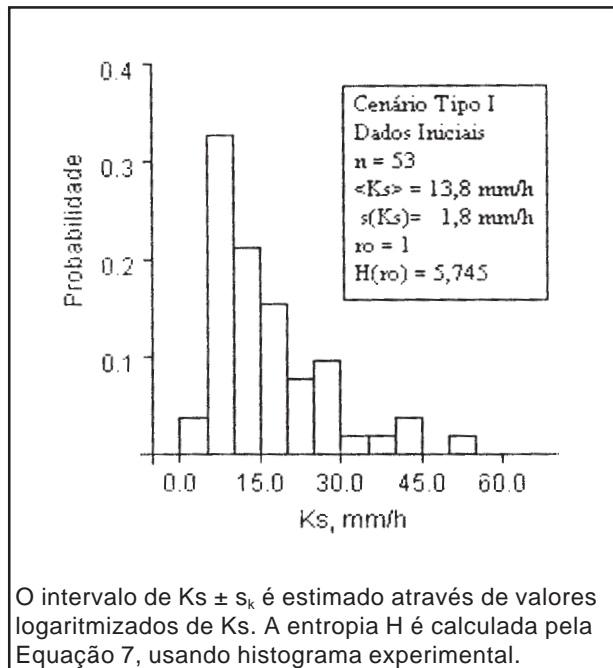


Figura 11. Função de distribuição de probabilidade de Ks no cenário Tipo I.

As áreas unitárias médias iniciais são 2010 m<sup>2</sup> e 2640 m<sup>2</sup> por metro transversal ao fluxo, para os cenários I e II, respectivamente. O valor mediano de Á<sub>u</sub> (A<sub>med</sub>) para o cenário I é 2125 m<sup>2</sup>, no entanto para o cenário II é de quase 2100 m<sup>2</sup>. Comparam-se a seguir com os valores extraídos da análise de autocorrelação espacial de duas direções.

Sendo A<sub>r</sub>, A<sub>1</sub><sup>TE</sup> A<sub>med</sub> a área (i) representativa por correlação espacial,

definida antes, (ii) da transição escalar para o grau de similaridade igual a 1 (valores iniciais) e (iii) valor mediano da série original de cada cenário, respectivamente, temos:

$$\begin{aligned} A_r < A_1^{TE} \approx A_{med}, \text{ no cenário I;} \\ A_r > A_1^{TE} > A_{med}, \text{ no cenário II} \end{aligned} \quad (12)$$

Para o cenário 1 (Figura 12), existe uma diminuição abrupta de 60 % da informação contida originalmente para ΔKs = 1 mm h<sup>-1</sup>. Entretanto, no cenário II, a mudança ΔKs = 2 mm h<sup>-1</sup> corresponde a uma queda de FIH na ordem dos 40 % da informação original.

Neste último cenário, existe uma mudança na tendência da curva a partir de 3100 m<sup>2</sup>, conforme a área representativa da transição escalar (abscissas) se aproxima de A<sub>r</sub>(II), visto em (12).

Assim, sendo o cenário II menos influenciado por atividades antrópicas, é menor a perda de informação original quando é abordado através de uma agregação segundo uma transição escalar. É de notar, que para este último cenário o valor de FIH tende a se estabilizar. No entanto, para o cenário 1 a informação pode diminuir, para o mesmo grau de correlação, mais do 70 % da entropia inicial.

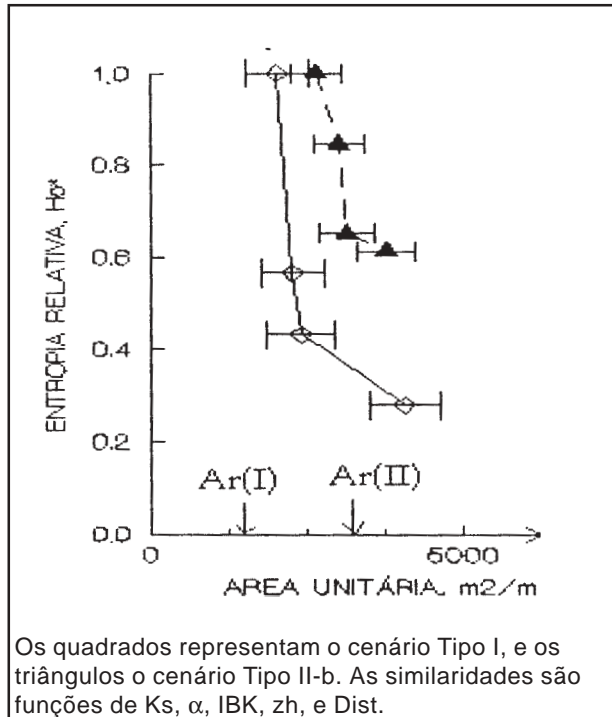
### Proximidade e incertezas na microescala

O exemplo anterior mostra um tipo função de informação hidrológica. No entanto, grande parte das incertezas (os erros ε<sub>F<sub>1</sub></sub>) é devida aos valores iniciais da simulação e ao processo de agregação espacial das

Tabela 5. Transição escalar para valores de Ks no Anfiteatro, RS.

ro, adim.	n	Tipo I		n	Tipo II	
		Ks, mm h <sup>-1</sup>	H, adim.		Ks, mm h <sup>-1</sup>	H, adim.
1,000	53	13,8 ± 1,8	5,745	27	19,9 ± 1,6	2,812
0,950	29	13,5 ± 1,6	3,247	22	18,4 ± 1,6	2,377
0,900	17	12,9 ± 1,5	2,485	16	18,1 ± 1,6	1,832
0,875	14	11,5 ± 1,5	1,613	12	17,2 ± 1,6	1,723





**Figura 12. Estimativa da função de informação hidrológica a partir da agregação de valores pontuais de Ks, conforme transição escalar.**

pequenas escalas. Isto também é função do grau de dependência entre parâmetros da modelação (Haan, 1989; Clarke, 1994).

No caso da dinâmica sub-superficial em escala de parcelas experimentais, as equações de Green e Ampt (1911) descrevem o movimento do fluxo no solo. Castro et al (1995) e Mendiondo et al (1995), ajustaram o modelo de Green e Ampt com base em dados de simulações de chuva realizadas em microparcels na vertente do Anfiteatro, RS. O modelo é descrito pela equação seguinte:

$$f(t) = K_s \cdot [S_f + Li(t)] / Li(t) \quad (13)$$

no qual  $Li(t)$  e  $f(t)$  são a lâmina infiltrada (mm) e a taxa de infiltração ( $mm\ h^{-1}$ ) para diferentes tempos durante a simulação.  $S_f$  é um coeficiente de sucção-armazenamento do solo e muda conforme o estado de umidade inicial, a estrutura do solo e as práticas agrícolas. No entanto, a variação de  $S_f$  pode influenciar as estimativas de  $K_s$  na microescala. Desta maneira, a incerteza da micro-escala pode ser transferida para as escalas maiores quando se

realiza uma abordagem através do princípio de transição escalar proposto anteriormente.

As estimativas do ajuste do modelo (13) são avaliadas através do método de máxima verosimilhança (Clarke, 1994), ao minimizar a função objetivo:

$$F(K_s, S_f) = -N/2 \cdot \ln(2\pi) - N/2 \cdot \ln(\sigma^2) - 1/(2 \cdot \sigma^2) \sum [f(t) - f^c(t)]^2 \quad (14)$$

sendo  $f^c(t)$  a taxa de infiltração estimada de acordo com (13), função de  $K_s$  e  $S_f$ ;  $f(t)$  é a taxa observada e  $N$  é o número de dados na simulação e  $\sigma^2$  é a variância. Na Tabela 6 são apresentados os valores estimados do modelo Green e Ampt para uma campanha experimental de chuva onde o trabalho de sub-solamento (distúrbio do solo) era recente, assim como a preparação dos terraços. Na primeira coluna, a letra identifica a parcela (A, B e C), e o número seguinte, o número da simulação. A segunda e quarta colunas apresentam  $K_s$  e  $S_f$  otimizados para cada simulação. A terceira e quinta colunas da Tabela 6 fornecem o intervalo de confiança de 95 % de  $K_s$  e  $S_f$ , respectivamente.

Durante o cálculo, o critério de convergência foi para um erro igual  $5 \times 10^{-5}$  da magnitude absoluta de cada parâmetro investigado. Em todas as simulações testaram-se vários valores iniciais para pesquisar a superfície da função objetivo da Equação (14). Os valores iniciais foram  $K_s = 55,0\ mm\ h^{-1}$  e  $S_f = 1,0\ mm$ . Para evitar mínimos locais, verificou-se que vários pares de valores iniciais de  $K_s$  e  $S_f$  conduziam aos mesmos valores otimizados.

Durante a otimização, foi analisada a superfície com o método Simplex e logo verificadas com o método Quasi-Newton, o qual depende da existência das derivadas em cada ponto da função objetivo.

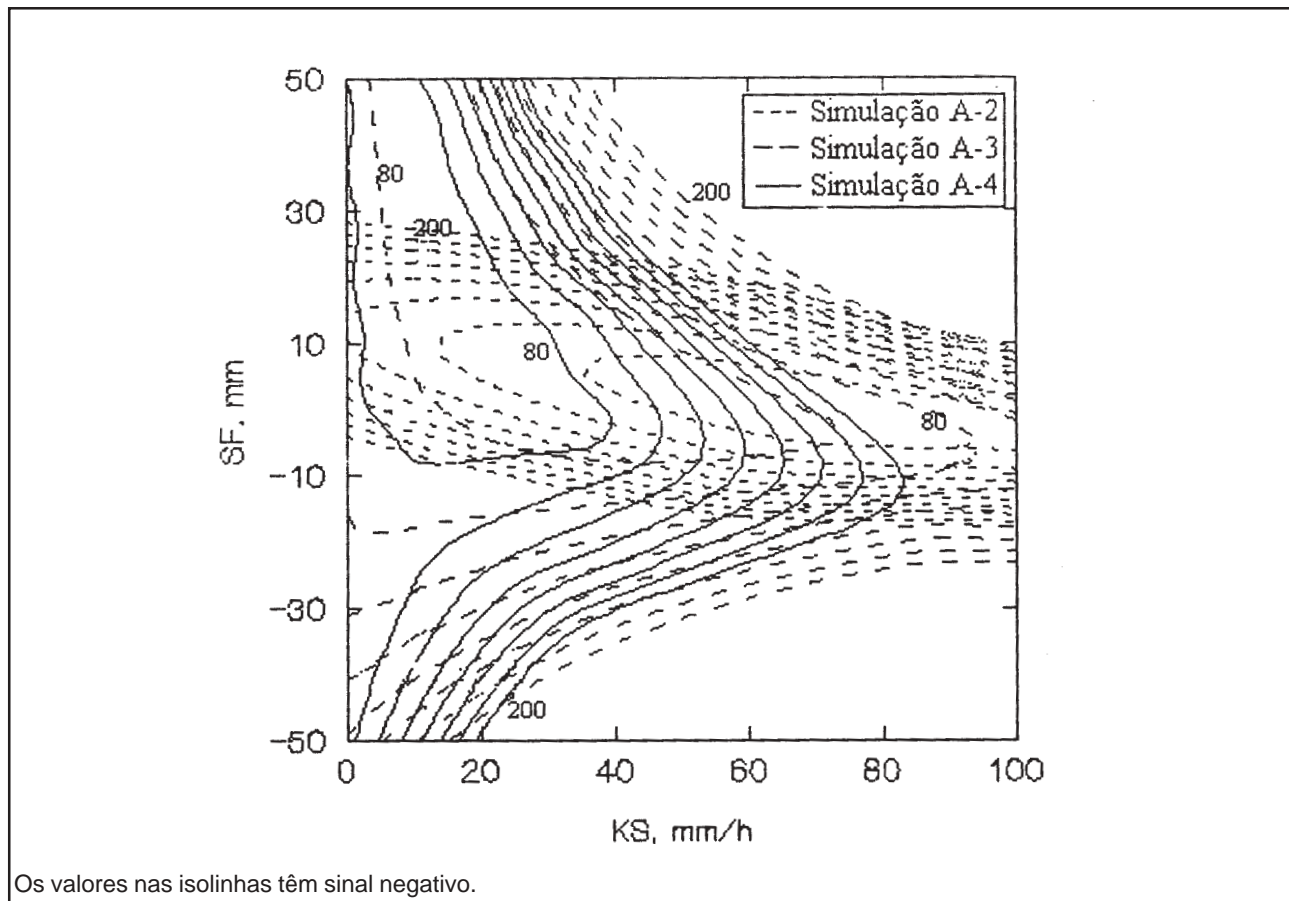
A medida que a umidade antecedente aumenta, o déficit hídrico e a pressão capilar diminuem, aumentando em média o valor de  $S_f$ . Por outro lado,  $K_s$  tem comportamento contrário, o que evidencia a correlação negativa entre ambos parâmetros. Parte disto,

é visto na Figura 13 a qual mostra as diferentes superfícies da função objetivo para as simulações A2, A3 e A4, de forma sobreposta. Observa-se que os intervalos de variação de  $K_s$  na Tabela 6 e Figura 13 alcançam aqueles

valores que influenciam a  $FIH=f(K_s)$  da Figura 12. Portanto, a proximidade entre a FIH estimada e FIH verdadeira está comprometida pela estrutura de erros nas estimativas da micro-escala e incertezas dos parâmetros.

**Tabela 6. Ajustes do modelo Green e Ampt para simulação de chuvas, Campanha 1, sobre microparcela experimental na vertente do Anfiteatro, RS.**

Simulação	$K_s$ mm h <sup>-1</sup>	$(K_{s_m}; K_{s_M})_{95\%}$ mm h <sup>-1</sup>	$S_f$ , mm	$(S_{f_m}; S_{f_M})_{95\%}$ mm
A2	61,2	(34,3 ; 88,1)	5,5	(- 9,1 ; 20,2)
A3	55,0	(32,4 ; 77,5)	2,4	(- 4,7 ; 9,4)
A4	25,2	(8,9 ; 41,4)	11,3	(- 4,4 ; 27,5)
B2	72,5	(51,3 ; 93,7)	- 0,3	(- 4,4 ; 3,9)
B3	50,2	(27,8 ; 72,6)	2,8	(- 4,6 ; 10,3)
B4	37,8	(15,7 ; 59,8)	5,4	(- 5,7 ; 16,5)
C2	77,0	(62,8 ; 91,1)	- 0,9	(- 3,4 ; 1,5)
C3	25,7	(8,0 ; 43,4)	13,3	(- 5,8 ; 32,3)



**Figura 13. Mudanças na superfície da função objetivo (máxima verosimilhança) para a parcela A do Anfiteatro, e simulação número 2, 3 e 4 através do método de máxima verosimilhança aplicado o modelo de Green e Ampt.**

As estimativas da Tabela 6 compreendem três parcelas diferentes na mesma época. Portanto, as condições iniciais que oferecem estes ensaios inferem a necessidade de contar com uma abordagem estocástica quando é preciso transferir estas parametrizações para as escalas maiores. Além disto, existe uma sazonalidade marcada em Ks e Sf, conforme o desenvolvimento da estrutura do solo e crescimento da planta.

## PERSPECTIVAS COM HIPÓTESES INTEGRADORAS

Estes três trabalhos apresentaram as conceituações, a diversidade de processos e uma avaliação, com aplicações parciais, no estudo da geração de escoamento em múltiplas escalas. Eles são desenvolvidos pelo IPH-UFRGS nas sub-bacias do Rio Potiribú, RS, na atualidade.

O pressuposto principal é o reconhecimento de fundamentos qualitativos que evidenciam o novo estágio da hidrologia de vertentes e sua relação com problemas de escala hidrológica e que virão a produzir futuras metodologias. Um resumo desta visão é apresentado na Tabela 7.

O primeiro aspecto que diferencia a hidrologia clássica da nova, é que antes se preocupava em “separar” o escoamento que ocorria na superfície e o escoamento que ocorria debaixo dela. Também, nas hipóteses antigas, a evolução temporal do sistema representava-se pela sucessão de “equilíbrio inicial, fase não linear, pseudo equilíbrio num valor máximo e fase linear de esgotamento”. O novo desafio é identificar como os domínios

interagem para produzir um hidrograma característico na bacia de ordem zero.

Assim, consideram-se quais as parcelas que contribuem com escoamento rápido e quais com escoamento lento; portanto, a identificação das águas novas e águas velhas, isto é, a identificação das escalas de integração rápidas e lentas, entre as entradas e saídas e tempos de residência dos componentes do sistema.

Numa metodologia sistêmica, isso é dado pela funcionalidade: a resposta hidrológica da vertente é caracterizada por uma evolução que implica ordem, desordem, interações, e reorganização ante as entradas de matéria e energia.

A identificação dos caminhos preferenciais do fluxo servem de estrutura capaz de integrar uma ampla variedade de sub-processos numa faixa contínua de escalas. Nesta nova fase, o desafio converte-se em “integrar” mecanismos e unidades geradoras, através de:

*Hidrograma = Função integradora de Processos.*

Um segundo aspecto, do tipo operacional, indica que na micro-escala é preciso contar com o máximo de fatores que influem nos processos de vertente através de um mecanismo espacialmente multivariado. Este requisito é essencial para obter valores ótimos na estimativa da função de informação hidrológica. As condições iniciais atuantes na micro-escala se filtram e seus efeitos se superpõem para dar uma resposta hidrológica na meso-escala. Elas têm menos efeito a medida que cresce a intensidade e a

**Tabela 7. Perspectivas das hipóteses integradoras através da hidrologia na escala de vertente.**

Conceito	Visão Antiga	Visão Nova
Vertente	Superfície de Separação	Superfície de Integração
Processo	Pontual, Univariado	Espacial, Multivariado
Pensamento Hidrológico	Fixar Hipóteses + Aprimorar Modelos	Hipóteses Iniciais + Interagir Homem-Natureza + Usar Modelos + Re-Definir Hipóteses

uniformidade espacial das chuvas. Portanto o hidrograma na meso-escala representa uma síntese intrínseca a nível concentrado. Esta concepção pode se estender par bacias de ordens relativamente próximas (1, 2,...) sempre e quando se conserve uma relação entre a intensidade do evento e a área de integração.

Quando nos aproximamos à macro-escala hidrológica, o equilíbrio entre os domínios da atmosfera, área de captação e sistema fluvial tende a se organizar de forma muito complexa, atuando em escalas, mecanismos e domínios diferentes, o que estruturalmente impõe uma limitação para a Hipótese Integradora (HI). Neste caso, o acoplamento de processos representa, até o presente, o caminho mais apropriado, desafiando uma conceituação futura uma vez esgotados os recursos fornecidos pela HI na meso-escala.

O terceiro aspecto se refere às expectativas atuais dos modelos hidrológicos. Numa primeira fase, a hidrologia manteve fixos os critérios de previsão para assim mudar e/ou aprimorar os modelos à realidade. Quanto mais detalhado o novo modelo, melhor era a esperança de responder às expectativas de simulação. Com a redescoberta dos processos nas vertentes, essa visão muda. Nesta atual fase hidrológica, tem-se compreendido que diversos modelos, sejam eles concentrados ou distribuídos, determinísticos e/ou estocásticos, mais empíricos ou conceituais, etc., podem muitas vezes apresentar resultados próximos. As incertezas pelas heterogeneidades, pela formulação do modelo e suas componentes, e pelo estabelecimento das condições iniciais, são problemas comuns devido à natureza do ciclo hidrológico, presentes nas diferentes escalas.

Assim, hoje verifica-se que as limitações dos modelos são, justamente, devido às limitações das hipóteses nas quais são baseados. Portanto, é necessário revisar as formulações utilizadas dentro dessas hipóteses tradicionalmente usadas.

## AGRADECIMENTOS

Ao Professor Marc Bordas †, *in memoriam*. CAPES financiou o trabalho com bolsa de mestrado noIPH-UFRGS. O Projeto Potiribú, CNPq 52147/93-9 NV, financiou os trabalhos de campo. O Prof Fazal Chaudhry, USP- São Carlos, colaborou com discussões sobre escalas hidrológicas. Dois revisores anônimos contribuíram com oportunas críticas na redação deste trabalho.

## REFERÊNCIAS

- BEAR, J (1972) *Dynamics of fluid in porous media*. New York: Elsevier, 784 p.
- BEVEN, K (1987) Towards a New Paradigm in Hydrology, Wallingford: *IAHS Publ. n.164*, p.393-403.
- BEVEN, K, KIRKBY, M. (1979). A physically based variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrological Science Journal*, Oxford, V.24, n.1, p.43-39
- BEVEN, K., BINLEY, A. (1991). The Future of Distributed Models: Model Calibration and Uncertainty Prediction, in: Beven e Moore (Ed.), *Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*, Chichester: John Wiley & Sons, p.227-246.
- BEVEN, K., MOORE, I. (1991). Introduction, in: Beven e Moore (Ed.), *Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*, Chichester: John Wiley & Sons, p.1-3.
- BOULET, R., LEPRUN, J.C., CHEVALLIER, P., SANCHEZ Y VACAS, A. (1993). Reconnaissance pedologique sur les bassins du projet Potiribu. *Rapport Provisoire*. 29-31/3/1993, 15 f.
- CASTRO, N., MENDIONDO, E., CHEVALLIER, P. (1995). Análise das Estimativas na Micro-Escala Hidrológica do Basalto Sulriograndense, In: R.Clarke, F.Chaudhry, M.Baptista (ed.) .) SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 11, Recife, 1995, *Hidrologia Subterrânea*, v.2, p.181-186.
- CHEVALLIER, P. (1993). Projeto Potiribú: Dados Básicos de Fluviometria e Pluviometria, 1989-1992. *Recursos Hídricos*, n.26. Porto Alegre: IPH-UFRGS.
- CLARKE, R. (1994). *Statistical Modelling in Hydrology*. New York: Wiley, 412 p.

- CRESSIE, N. (1991). *Statistics for Spatial Data*, New York.: John Wiley & Sons
- DE BOER, D. (1992). Constrains on spatial transference of rainfall-runoff relationships in semiarid drained by ephemeral streams. *Hydrological Sciences Journal*, V.37, n.5, p.491-504.
- DUNNE, T. (1978). Field Studies of Hillslope Flow Processes. In: Kirkby, M. (ed.), *Hillslope Hydrology*, New York: John Wiley & Sons, p.227-293
- DUNNE, T. (1983). Relation of Field Studies and Modeling in the Prediction of Storm Runoff. *Journal of Hydrology*, Amsterdam. vol 65, p.25-48.
- DOOGE, J. (1986). Looking for Hydrological Laws, *Water Resources Research*, Washington, Vol.22, No.5, p.1234-1256.
- GELHAR, L. (1991). *Stochastic Subsurface Hydrology*. New Jersey: Prentice Hall
- GENERAUX, D.; HEMMOND, H., MULHOLLAND, P. (1993). Spatial and Temporal Variability in Streamflow Generation on the West Fork of Walker Branch Watershed, *Journal of Hydrology*, Amsterdam, 150, p.137-166.
- GRAYSON, R.; MOORE, I., McMAHON, T. (1992). Physically Based Hydrologic Modelling: II. Is the Concept Realistic ?, *Water Resources Research*, Washington, ol.26, No.10, p.2659-2666
- GRAYSON, R.; BLÖSCHL, G.; BARLING, R., MOORE, I. (1993). Process, Scale and Constraints to Hydrological Modelling in GIS, *IAHS Publ.*, n.211, p.83-92.
- GREEN, W., AMPT, C. (1911). Studies on Soil Physics: I. Flow of Air and Water Through Soils. *J.Agr.Sci.*, V.4, p.1-24
- HAAN, C. 1989. Parametric Uncertainty in Hydrologic Modeling. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM, 1988 *Modeling Agricultural, Forest and Rangeland Hydrology*, proceedings. American Society of Agricultural Engineers, Chicago, p. 330-346.
- HROMADKA, T., WHITLEY, R. (1989). *Stochastic Integral Equations and Rainfall-Runoff Models*, Berlin: Springer-Verlag
- JENSEN, K., MANTOGLU, A. (1991) Future of Distributed Modelling, in: Beven e Moore (Ed.), *Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*, Chichester: John Wiley & Sons, p.203-212,
- JOHNSON, R.A., WICHERN, D.W. (1992). *Applied multivariate statistical analysis*. New York: Prentice-Hall International, Inc. 642 p.
- KESSLER, J., OOSTERBAAN, R. (1977). Determinación de la conductividad hidráulica de los suelos. In: International Institute for Land Reclamation and Improvement. In: ILRI (ed.) *Drainage Principles and Applications*. Wageningen: ILRI Publication, n.16, V.III, Cap.24, p.276-320.
- KIRKBY, M. (1988). Hillslope Runoff Processes and Models, *Journal of Hydrology*, Amsterdam, 100, p.315-339.
- KLEMES, V. (1986). Dilettantism in Hydrology: Tradition or Destiny ?, *Water Resources Research*, Washington, Vol.22, No.9, p.177-188.
- KNEALE, W. (1986). The Hydrology of a Sloping, Structured Clay Soil at Wytham, Near Oxford, England, *Journal of Hydrology*, Amsterdam, 85, p.1-14.
- LINSLEY, R., KOLHER, M., PAULHUS, J. (1958). *Hydrology for engineers*. New York: Mc Graw Hill, 350p.
- LOAGUE, K., GANDER, G. (1990). R.5 Revisited. 1. Spatial variability of infiltration on a small rangeland catchment. *Water Resources Research*, Washington, V.26, n.5, p. 957-971, May.
- MENDIONDO, E. M. (1995). *Integração das Escalas Hidrológicas nas Bacias Embutidas do Rio Potiribú, RS*. Diss. M Sc. Eng. Civil, IPH-UFRGS, 248 f.+an.
- MENDIONDO, E. M., CLARKE, R.T., TUCCI, C.E. (1994). Diversidade de Atributos Naturais e Antrópicos nos Ecossistemas de Transição Através de Análise Multidimensional. In: D. Marques (org.) SEMINÁRIO DE QUALIDADE DE ÁGUAS CONTINENTAIS DO MERCOSUL, 1, *Anais*, Porto Alegre, 1994, Cap. 3, p.295-310 (ABRH Publ. No.2)
- MENDIONDO, E., TUCCI, C., CASTRO, N.M. (1995). Mudanças na Parametrização de uma Parcela Sujeita a Lavouras na Bacia do Rio Potiribú, RS. In: Clarke, F. Chaundhry, M. Baptista (ed.) SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 11, Recife, 1995, *Hidrologia*, v.1, p.141-146.
- MENDIONDO, E., TUCCI, C. 1997,a. Escalas Hidrológicas. I: CONCEITOS. *RBRH*, ABRH (nesta edição).
- MENDIONDO, E., TUCCI, C. 1997,b. Escalas Hidrológicas II: Diversidade de Processos na Bacia Vertente *RBRH*, ABRH (nesta edição).
- ODUM, H. (1982). *Systems Ecology*. New York: John Wiley, 644p.

- PESSIS-PASTERNAK, G. 1991. *Du chaos à l'intelligence artificielle: quand les scientifiques s'interrogent*, La Découverte: Paris.
- PHILIP, J. (1992), Hydrology and the Real World, in: O'Kane, P. (Ed.), *Theoretical Hydrology: An Homenage to J. Dooge*, Ch.13, p.201-207.
- PRIGOGINE, I., STENGERS, I. (1988). *Entre le temps et l'éternité*, Paris: A. Fayard
- QUINN, P., BEVEN, K., CHEVALLIER, P., PLANCHON, O. (1991). The Prediction of Hillslope Flow Paths for Distributed Hydrological Modelling Using Digital Terrain Models, in: Beven e Moore (Ed.), *Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*, Chichester: John Wiley & Sons, p.63-84
- RUELLE, D. (1991). *Hassard et Chaos*, Cap. 7 et 8. Paris: Odile Jacob.
- SIVAPALAN, M., BEVEN, K., WOOD, E.F. (1987). On hydrological similarity: 2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resources Research*. V. 23, n.12, p.2266-2278, Dec.
- SONG, Z., JAMES, D. (1992). An Objective Test for Hydrologic Scale, *Water Resources Bulletin*, AWRA, Vol.28, No.5, p.833-843.
- TROCH, P., DE TROCH, F., BRUTSAERT, W. (1993). Effective Water Table Depth do Describe Initial Conditions Prior to Storm Rainfall in Humid Regions, *Water Resources Research*, Washington, V.29, N.2, p.427-434, Feb.
- WARD, R. (1984). On the Response to Precipitation of Headwater Streams in Humid Areas, *Journal of Hydrology*, Amsterdam, 74, p.171-189.
- WHEATER, H., TUCK, S., FERRIER, R., JENKINS, A.; KLEISSEN, F., WALKER, T., BECK, M. (1993). Hydrological Flow Paths at the Allt A'Mharcaidh Catchment: An Analysis of Plot and Catchment Scale Observations. *Hydrological Processes*. Chichester, V.7, p.359-371.
- WOOD, E.; SIVAPALAN, M.; BEVEN, K., BAND, L. (1988). Effects of Spatial Variability and Scale with Implications to Hydrological Modelling, *Journal of Hydrology*, Amsterdam, 102, p.29-47.

### **Hydrological Scales. III: Hypothesis for Integration of Hillslope Processes.**

#### **ABSTRACT**

*This third paper addresses on Horton, Hewlett-Dunne as well as water preferential paths assumptions which can be combined to introduce a new generation of hypothesis: a wide theory of hydrological scales, involving both quantitative and qualitative aspects formerly discussed. This article explores the integration hypothesis, based in three principles: functionality, scale transition and proximity. These assumptions use preferential paths in the multi-scale dynamics integration, identify changes in clustering attribute from point to spatial-scale and account basic elements of mathematical modelling.*