

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**  
**INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS**

**CONTRIBUIÇÕES DA ANÁLISE DE INCERTEZAS  
PARA A RECUPERAÇÃO AMBIENTAL DE BACIAS  
PELA ABORDAGEM INTERDISCIPLINAR  
DE GEOBIOHIDROLOGIA**

Eduardo Mario Mendiando

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Engenharia.

Porto Alegre, 11 de abril de 2001

## Apresentação

Este trabalho foi desenvolvido no Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, do Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), sob a orientação do Professor Robin T. Clarke. Parte da pesquisa foi realizada no Depto. Hidráulica, Wasserbau und Wasserwirtschaft, Fb.14, da Universität Gesamthochschule Kassel (GhK), Alemanha, sob supervisão do Professor Frank Tönsmann. Esta versão da Tese inclui as observações e revisões feitas pelo Prof. Masato Kobiyama (UFPR), Prof. João Batista Dias de Paiva (UFSM), Prof. Eduardo Lanna (UFRGS), Prof. Joel Goldenfum (UFRGS) e Prof. Carlos Tucci (UFRGS), na defesa pública do dia 11 de abril de 2001.

Apoio financeiro para realização do programa foi concedido pelo Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq), através de bolsa de doutorado. O IPH-UFRGS apoiou na participação em vários eventos científicos e nos experimentos de campo através do PROJETO POTIRIBU.

Agradeço o apoio recebido durante este trabalho ao meu orientador, Prof. Robin T. Clarke, permanente fonte de estímulo e de análise metodológico da Tese.

Aos professores Carlos Tucci, Eduardo Lanna, Joel A. Goldenfum (UFRGS), Prof. Masato Kobiyama (UFPR) e Prof. João Batista Dias de Paiva (UFSM), pelas oportunas revisões da Tese; aos Profs. Nilza Castro, Antônio Louzada, Marco Leão, Lawson Beltrame e Gustavo Merten (UFRGS), pela freqüente colaboração; ao Eng. Mec. Sandro Griza e o Prof. Telmo Strohaecker, do Lab. Metalurgia Física UFRGS e a Eng. M Sc Francis Darsie e Prof. Luíz F. P. Dick, do Centro de Microscopia Eletrônica de Varredura (UFRGS), colaboraram gentilmente nas análises microscópicas; o Prof. Hans Flickinger, Prof. Frank Tönsmann, Prof. Dieter Gawora, Dr. Hainz Simon (GhK): pelas suas contribuições no início e no final do trabalho; ao grupo WAVES, Dagmar Fuhr (GhK), Dr. Maarten Krol e Andreas Günther (PIK, Alemanha), Dr. Thomas Geiser (University of Hohenheim), Andreas Printz (University of Munich), Sabine Hoenyck (University of Cologne), e em especial à Dra. Petra Döll (GhK), pela agenda de discussão sob incertezas nos modelos integrados; ao Prof. Masato Kobiyama (UFPR) e

Fernando Genz (SRH-Bahia), pela frutífera discussão e trabalho para organizar o I Fórum de *Geobiohidrologia*; à Comunidade *Gebihis* de professores e técnicos; ao Dr. Douglas Shields (USDA), Jr. e R. D. Hey (University of East Anglia, Reino Unido), Prof. W. Schilling (Univ. of Stockholm, Suécia), pelas permanentes contribuições de bibliografia; ao Prof. Soroosh Sorooshian e Prof. Juan Valdés (University of Arizona, E. U. A.), pelas contínuas discussões relativas às incertezas e sustentabilidade; ao comitê científico de Terr@A do Prof. U. Maione, Majone Letho e Rossella Monti, Itália, que me permitiram discutir as hipóteses dos tratamentos alternativos das incertezas de forma interdisciplinar; aos funcionários do IPH-UFRGS, especialmente Lygia Campos, Nadir Solari, Jussara Silva e Jussara Barbieri, César Gonçalves, Zé, Pedrinho, Agustin Sánchez y Vacas, Bruno, Mario, Raupp, Antonio "Viamao" (Hidrometria-IPH); pelo apoio contínuo dos professores A.-Veronique Auzet (ULP-Franca), Boris Faschesvsky (Univ. Modern Knowledge, Bielorrússia), Carlos Depettris (UNNE-Argentina), Carlos Galvão (UFPB), Drago Pleschko (Bundesminist.Land-Forstwirtschaft, Austria), Draiton de Souza (PUC-RS), Francois De Troch (University of Gent, Bélgica), Hugo Rohrmann (UNNE-APA, Argentina), Jorge Pilar (UNNE-Argentina), Juan J. Neiff (CECOAL-Argentina), Keith Beven (University of Lancaster, Reino Unido), Leonia Capaverde Bulla (PUC-RS), Lothar Flöther (GhK), Pablo Cacik (UNL, Argentina), Pierre Chevallier (IRD-Franca), Walter Binder (Bayerisches Land.Wasserwirtschaft, Alemanha); aos colegas do IPH-UFRGS, de Kassel, de Göttingen e intermediárias: Luis Brusa, Walter Collischonn, Roberto Kircheim, Adolfo Villanueva, Jaildo Pereira, Carlos Rockenbach, Dr. Tobias Lang, Dr. Thomas Rösch, Axel Sovirey, Bernd Sauerwein, Klaus Röttcher, Christian Bauer, Elke Hartmann, Frank Roland, Luciano Bonfim, Claudio Dalbosco, Arne Kirchner, Björn Berg, Dr. Aluísio Melo, Luiz Moreira, Viale e Jorge Zambrano, Juan e Mariannette Raggazzoni, Frank e Claudia Tresselt, Denise e Roland Willisch, Ingrid Maurer: pela amizade de todos. À Prof. Rita Knevez, pela ajuda na edição da versão da Tese em português. Também, fico especialmente agradecido pelos inúmeros exemplos práticos e de campo, compartilhados através de concretas atitudes e vivências em torno à *Geobiohidrologia*, com o Sr. Ernesto Grillo Peppermans, um mestre prático em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Um eterno agradecimento à minha família: Marisa e Micaela.

Dedicado à  
Marisa e Micaela.

## Resumo

### CONTRIBUIÇÕES DA ANÁLISE DE INCERTEZAS PARA RECUPERAÇÃO AMBIENTAL DE BACIAS PELA ABORDAGEM INTERDISCIPLINAR DE GEOBIOHIDROLOGIA

Significativo progresso tem sido alcançado em duas áreas: i) o estudo das incertezas em escalas espaciais e temporais, e ii) a recuperação ambiental de áreas degradadas. Porém, os métodos específicos dessas áreas têm avaliado pouco a relação e aproveitamento entre ambas, sob condições práticas e de manejo interdisciplinar. Recentemente, no Brasil, novas atitudes interdisciplinares pela *Geobiohidrologia* (Kobiyama et al., 1998) abordam essa lacuna metodológica. Este trabalho propõe vários arcabouços metodológicos para o manejo das incertezas pela Geobiohidrologia para a recuperação de bacias hidrográficas. Esses arcabouços são desenvolvidos de acordo com a escala de análise e a estratégia de recuperação ambiental (Capítulo 2), incertezas na escolha do modelo (Capítulo 3), incertezas dos parâmetros dos modelos (Capítulo 4) e tratamentos alternativos das incertezas (Capítulo 5). As escalas de análise são a microscópica, de pedon, de bacia de ordem zero e de bacia de cabeceira de baixa ordem, a partir de dados observados em bacias experimentais do PROJETO POTIRIBU, do IPH-UFRGS, representativo de um bioma do sul do Brasil. Abordou-se a capacidade do meio não saturado e das áreas ribeirinhas para restaurar o equilíbrio do balanço hídrico, oferecendo cenários de manejo ante recuperação ambiental. Em todos esses métodos, desenvolveram-se novas hipóteses, novas expressões matemáticas e físicas com novos roteiros de manejo das incertezas, de acordo com os limites ecológicos viáveis e conforme os dados do PROJETO POTIRIBU. Também, cada método oferece sumários do manejo das incertezas e, assim, aos limites das respectivas hipóteses. Comprovou-se que os métodos são adequados para responder às questões específicas quanto: (i) à viabilidade de aplicar as incertezas sob um apelo de *Geobiohidrologia* para a recuperação ambiental, (ii) ao aumento da resiliência dos habitats estudados, (iii) à aplicação a dados simples e padronizados, e (iv) às condições de manejo ambiental local, no entanto que servam a outras regiões com características climáticas semelhantes.

Palavras-chaves: manejo das incertezas, recuperação de bacias, *Geobiohidrologia*.

## RESUMEN

### CONTRIBUCIONES DEL ANÁLISIS DE INCERTIDUMBRES PARA LA RECUPERACIÓN AMBIENTAL DE CUENCAS A TRAVÉS DEL ABORDAJE INTERDISCIPLINAR DE GEOBIOHIDROLOGÍA

En el siglo XX, progresos se han alcanzado en dos áreas: i) el estudio de las incertidumbres en escalas espaciales y temporales, y ii) la recuperación ambiental de áreas degradadas. Sin embargo, los métodos de ambas áreas han evaluado muy poco el aprovechamiento y relación entre sí, bajo condiciones prácticas y de manejo interdisciplinar. Recientemente en Brasil, nuevas actitudes interdisciplinares a través de *Geobiohidrología* (Kobiyama et al., 1998) permiten abordar esa brecha metodológica. Esta Tesis incorpora nuevas contribuciones metodológicas para el manejo de incertidumbres, bajo un enfoque de *Geobiohidrología* y orientado para la recuperación de cuencas hidrográficas. Esas contribuciones se desarrollan de acuerdo: a la escala de análisis y la estrategia de recuperación ambiental (Cap. 2), las incertidumbres en la selección de modelos (Cap. 3), incertidumbres de los parámetros de modelos seleccionados (Cap. 4) y tratamientos alternativos de incertidumbres (Cap. 5). Los análisis abarcan la escala microscópica, la escala de pedon, la escala de cuenca de orden cero y de cuenca de cabecera. Estas escalas se analizan a partir del inventario de cuencas experimentales del Proyecto POTIRIBU del IPH-UFRGS, Brasil. Esas cuencas representan un bioma de 300000 km<sup>2</sup> del sur de Brasil, parte de Paraguay y Argentina. La Tesis aborda cómo el medio no saturado y el medio ribereño pueden restaurar el balance hídrico, para ofrecer escenarios de manejo de recuperación ambiental. Para ello, la Tesis desenvuelve nuevas hipótesis, nuevas expresiones matemáticas, a partir de relaciones físicas plausibles, y agrega las guías de manejo cuantitativo de sus incertidumbres. Son discutidos los límites ecológicos viables y conforme los datos del Proyecto POTIRIBU. Cada método ofrece un sumario respecto al manejo de las incertidumbres, como también los límites de las respectivas hipótesis. Se comprueba que los métodos son adecuados para responder cuestiones sobre (1) la viabilidad de usar incertidumbres bajo un abordaje de *Geobiohidrología* y para la recuperación ambiental, (2) el aumento de la resiliencia de los hábitats estudiados, (3) la aplicación a datos simples y estandarizados, y (4) las condiciones de manejo ambiental del local, que sirvan para otras regiones de estudio.

Palabras llave: análisis de incertidumbres, recuperación de cuencas, Geobiohidrología

## Abstract

### CONTRIBUTIONS OF UNCERTAINTY ANALYSIS FOR ENVIRONMENTAL RESTORATION OF WATERSHEDS THROUGH INTERDISCIPLINARY APPROACH OF GEOBIOHIDROLOGY

There has recently been significant progress in developing methods of: (i) uncertainty study at spatial and temporal scales, and (ii) restoration of degraded environments. However, conceptual linkings and feed-backs between those areas, thereby filling their gaps under practical situations and interdisciplinary management, have not yet been established. In Brazil, new interdisciplinary initiatives through *Geobiohydrology* (Kobiyama *et al.*, 1998) offer attitudes to pose methodological aspects. This work depicts uncertainty frameworks such that their management through Geobiohydrology for basin restoration could be addressed. Those frameworks encompass scale and strategy in watershed restoration (Chapter 2), uncertainty in selecting model (Chapter 3), uncertainty in model's parameter (Chapter 4), and alternative treatment of uncertainty (Chapter 5). The scales of analysis range: from microscopic scale and soil pedon at the hillslope, to low-order river at the headwater scale. Database comes from experimental watersheds of POTIRIBU PROJECT, representative of a characteristic biome in Southern Brazil. Unsaturated media and riparian dynamics are studied under methods here used to emphasize physical effects that could be approached into restoration strategies. New hypotheses and mathematical expressions are developed according to feasible ecological thresholds underlying the database of POTIRIBU PROJECT. In particular, each method offers a summary regarding the management of uncertainty and, in this way, constraining by working hypotheses. In general, all methods adequately permit to envisage questions of: (i) the feasibility of using uncertainties under a context of *Geobiohydrology* for environmental restoration, (ii) the increasing resilience of studied habitats, (iii) the use of simple and standardised data, and (iv) the conditions of not only local environmental management, but also of transferring to other regions with similar climate-vegetation-soil condition.

Keywords: uncertainty management, watershed restoration, Geobiohydrology.

# Sumário

|  |           |
|--|-----------|
| APRESENTAÇÃO   | i         |
| RESUMO   | iii       |
| RESUMEN  | iv        |
| ABSTRACT   | v         |
| SUMÁRIO  | vii       |
| LISTA DE TABELAS   | x         |
| LISTA DE FIGURAS   | xi        |
| LISTA DE SIMBOLOS E ABREVIATURAS   | xv        |
| <br>   |           |
| <b>1 Recuperação ambiental de bacias pelo manejo das incertezas através de Geobiohidrologia</b>    | <b>1</b>  |
| 1.1 Introdução   | 2         |
| 1.2 Perguntas a serem respondidas pela Tese  | 4         |
| 1.2.1 Incertezas relacionadas com a <i>Geobiohidrologia</i>  | 6         |
| 1.2.2 Condições ecológicas   | 7         |
| 1.2.3 Condições da escala  | 9         |
| 1.2.4 Condições de referência  | 10        |
| 1.3 Organização da Tese  | 11        |
| 1.4 Bacias propostas para a Tese   | 12        |
| <br>   |           |
| <b>2 Incertezas e escalas nas estratégias para a recuperação ambiental de bacias hidrográficas</b> | <b>15</b> |
| 2.1 Introdução   | 16        |
| 2.2 Tópicos selecionados   | 18        |
| 2.2.1 Escalas e incertezas   | 19        |
| 2.2.1.1 Escala   | 19        |
| 2.2.1.2 Incerteza  | 21        |
| 2.2.2 Estratégias  | 25        |
| 2.2.3 Recuperação de sistemas ambientais   | 26        |
| 2.2.4 Paradoxo “incerteza-escala-recuperação”  | 28        |
| 2.3 Princípios de ligação  | 29        |
| 2.3.1 Manejo Adaptativo  | 30        |
| 2.3.2 Resiliência  | 33        |
| 2.3.3 Verosimilhança   | 35        |
| 2.4 Síntese metodológica   | 37        |
| 2.5 Identificação das estratégias  | 38        |

|  |            |
|--|------------|
| 2.6 Exemplos de estratégias  | 40         |
| 2.7 Discussão  | 44         |
| 2.7.1 Reconsiderações da modelação integrada                               | 44         |
| 2.7.2 Necessidades dos grupos interdisciplinares                           | 46         |
| 2.7.3 Novas atitudes   | 48         |
| 2.8 Propostas de âmbitos da Geobiohidrologia                               | 49         |
| 2.8.1 Diálogo integrado sob contexto metodológico                          | 50         |
| 2.8.2 Resiliência nas otimizações multiobjetivo                            | 51         |
| 2.8.3 Aprendizagem sob cenários de longo prazo                             | 54         |
| 2.8.4 Protocolo para os âmbitos da <i>Geobiohidrologia</i>                 | 55         |
| 2.9 Continuação dos Capítulos da Tese                                      | 57         |
| <br>   |            |
| <b>3 Incertezas na Escolha do Modelo</b>                                   | <b>59</b>  |
| 3.1 Introdução   | 60         |
| 3.2 Metodologia  | 62         |
| 3.2.1 Dinâmica do meio não-saturado  | 62         |
| 3.2.2 Lei de Young-Laplace   | 64         |
| 3.2.3 Modelos do fluxo não-saturado  | 66         |
| 3.2.4 Sistema secundário de poros  | 69         |
| 3.2.5 Modelo multimodal alternativo  | 70         |
| 3.2.6 Abordagem multimodal por pseudo-saturação                            | 71         |
| 3.3 Aplicação  | 79         |
| 3.3.1 Solos e Clima  | 79         |
| 3.4 Resultados   | 81         |
| 3.5 Discussão  | 88         |
| 3.5.1 Ajustes unimodais  | 88         |
| 3.5.2 Porosidades derivadas dos ajustes unimodais                          | 90         |
| 3.5.3 Ajustes bimodais por pseudo-saturação                                | 91         |
| 3.5.4 Porosidades derivadas dos ajustes bimodais                           | 93         |
| 3.5.5 Comportamentos de $K_r(\psi)$  | 94         |
| 3.6 Considerações relativas à condutividade hidráulica saturada            | 97         |
| 3.7 Considerações sobre a sensibilidade da condutividade hidráulica        | 103        |
| 3.8 Sumário das incertezas na escolha do modelo na escala de área fonte    | 105        |
| 3.8.1 Sumário da abordagem alternativa do Capítulo                         | 105        |
| 3.8.2 Sumário do Capítulo frente às expectativas da Tese                   | 106        |
| <br>   |            |
| <b>4 Incertezas dos Parâmetros do Modelo</b>                               | <b>127</b> |
| 4.1 Introdução   | 128        |
| 4.2 Metodologia das incertezas paramétricas na escala de curva de retenção | 129        |

|          |  |            |
|----------|--|------------|
| 4.2.1    | Formulação geral para estimativas dos intervalos de confiança  | 129        |
| 4.2.2    | Soluções Analíticas de $\text{var}[\theta]$  | 133        |
| 4.2.3    | Soluções analíticas de $\text{var}[d_e]$ e $\text{var}[Kr(\theta_{ps})]$                                 | 135        |
| 4.2.4    | Soluções numéricas de $\text{var}[\theta]$ e $\text{var}[Kr(\theta)]$                                    | 136        |
| 4.3      | Metodologia das incertezas paramétricas na escala de poros   | 137        |
| 4.3.1    | Condicionantes na escala de poro   | 138        |
| 4.3.2    | A contagem de vazios nas amostras microscópicas  | 140        |
| 4.3.3    | A analogia de Hazen-Poiseuille e Darcy-Buckingham na escala de poro                                      | 144        |
| 4.4      | Aplicação  | 149        |
| 4.4.1    | Aplicação na escala de pedon   | 149        |
| 4.4.2    | Resultados das incertezas paramétricas   | 149        |
| 4.4.3    | Discussão dos resultados das incertezas paramétricas na escala de pedon                                  | 152        |
| 4.4.3.1  | Componentes analíticas em $\text{var}[\theta]$   | 152        |
| 4.4.3.2  | Componentes analíticas e numéricas de $\text{var}[\theta]$ e efeitos em $\text{var}[Kr(\theta)]$         | 154        |
| 4.4.3.3  | Componentes de $\text{var}[Kr_b(\theta)]$ e $\text{var}[Kr_b(\psi)]$                                     | 157        |
| 4.4.3.4  | Comparação entre $\text{CV}[Kr_u(\theta)]^{(z)}$ e $\text{CV}[Kr_b(\theta)]^{(z)}$                       | 158        |
| 4.4.3.5  | Componentes $\text{var}[1-\xi]^{(z)}$ , $\text{var}[Kr(\theta_{ps})]^{(z)}$ e $\text{var}[d_{ei}]^{(z)}$ | 159        |
| 4.4.4    | Aplicação na escala de poro  | 160        |
| 4.4.5    | Resultados na escala de poro   | 162        |
| 4.4.6    | Discussão na escala de poro  | 166        |
| 4.4.6.1  | Porosidade derivada da microscopia   | 167        |
| 4.4.6.2  | Efeitos dos macroparâmetros na geometria dos microporos  | 170        |
| 4.4.6.3  | Correspondência dos diâmetros equivalentes dos poros com a escala de pedon                               | 172        |
| 4.4.6.4  | Estimativa da curva de retenção a partir de análises microscópicas                                       | 173        |
| 4.5      | Sumário  | 176        |
| 4.5.1    | Críticas às incertezas das incertezas dos parâmetros do modelo   | 176        |
| 4.5.2    | Recomendações quanto às expectativas da Tese   | 179        |
| <b>5</b> | <b>Tratamento alternativo das incertezas</b>   | <b>215</b> |
| 5.1      | Introdução   | 216        |
| 5.2      | Problemas e opções na recuperação ecológica dos rios   | 216        |
| 5.3      | Contextos teóricos da recuperação ambiental de rios e as suas incertezas                                 | 220        |
| 5.3.1    | Métodos de recuperação tradicionais  | 220        |
| 5.3.2    | Abordagens expandidas  | 222        |
| 5.3.3    | Estratégias integradas   | 224        |
| 5.4      | Estratégia para o tratamento alternativo das incertezas  | 225        |
| 5.5      | Hipóteses do modelo alternativo  | 226        |

|          |   |            |
|----------|---|------------|
| 5.5.1    | Incertezas hidráulicas de cada medição                      | 228        |
| 5.5.2    | Incertezas estatísticas da curva chave                      | 230        |
| 5.5.3    | Vazão característica  | 230        |
| 5.5.4    | Vazão de manejo   | 231        |
| 5.5.5    | Efeito de reservatório                                      | 233        |
| 5.5.6    | Propagação do efeito em trechos consecutivos                | 233        |
| 5.5.7    | Incertezas do modelo físico                                 | 234        |
| 5.5.8    | Seleção das variáveis de projeto                            | 235        |
| 5.5.9    | Técnicas de recuperação                                     | 237        |
| 5.6      | Aplicação   | 237        |
| 5.6.1    | Análise dos dados da curva chave de 1998                    | 240        |
| 5.6.2    | Resultados do método alternativo para mitigação de cheias   | 244        |
| 5.6.2.1  | Incertezas hidráulicas de cada medição                      | 245        |
| 5.6.2.2  | Incertezas estatísticas da curva chave                      | 247        |
| 5.6.2.3  | Vazão característica e de manejo                            | 247        |
| 5.6.2.4  | Efeito de reservatório                                      | 248        |
| 5.6.2.5  | Propagação numa seqüência de subtrechos do canal            | 250        |
| 5.6.2.6  | Cheias reais analisadas                                     | 251        |
| 5.7      | Discussão   | 253        |
| 5.7.1    | Tratamento alternativo das incertezas                       | 253        |
| 5.7.2    | Recuperação ambiental via manejo das incertezas             | 255        |
| 5.7.3    | Limites da metodologia apresentada                          | 256        |
| 5.8      | Sumário   | 257        |
| 5.8.1    | Sumário do tratamento alternativo das incertezas            | 258        |
| 5.8.2    | Sumário quanto às expectativas da Tese                      | 259        |
| <b>6</b> | <b>Conclusões e recomendações</b>                           | <b>263</b> |
| 6.1      | Síntese das conclusões                                      | 263        |
| 6.2      | Do manejo das incertezas através da <i>Geobiohidrologia</i> | 264        |
| 6.3      | Dos ambientes das bacias selecionadas                       | 266        |
| 6.4      | Dos dados e as suas escalas                                 | 267        |
| 6.5      | Dos objetivos de recuperação                                | 267        |
| 6.6      | Recomendações   | 270        |
|          | <b>Referências</b>  | <b>271</b> |
|          | <b>Anexos</b>   |            |

**Lista de Tabelas**

|   |     |
|---|-----|
| Tabela 2.1- Guia das incertezas e escalas nas estratégias para recuperação ambiental  | 18  |
| Tabela 2.2- Estratégias das incertezas e problemas de escala para a recuperação dos sistemas ambientais   | 42  |
| Tabela 2.3- Resumo de exemplos de uso de estratégias de manejo para recuperação ambiental   | 43  |
| Tabela 3.1- Classificações de intervalos de macroporos usados na literatura   | 71  |
| Tabela 3.2- Resultados dos Ajustes unimodais das curvas de retenção do PROJETO POTIRIBU   | 83  |
| Tabela 3.3- Resultados dos Ajustes bimodais das curvas de retenção do PROJETO POTIRIBU  | 85  |
| Tabela 3.4- Estimativa da condutividade hidráulica saturada a partir das curvas de retenção   | 102 |
| Tabela 4.1- Intervalos do conteúdo volumétrico do sistema secundário ( $\xi$ ), condutividade hidráulica relativa de pseudo-saturação $Kr(\theta_{ps})$ e diâmetros equivalentes dos ajustes unimodal e bimodal | 149 |
| Tabela 4.2- Composição dos horizontes na área de estudo (Castro et al 1990 e Castro, 1996)  | 163 |
| Tabela 4.3- Resultados das amostras microscópicas do PROJETO POTIRIBU   | 164 |
| Tabela 4.4- Características da curva de retenção derivada da amostra microscópica EL6M-MNG  | 175 |
| Tabela 5.1- Estabilidade geomorfológica de sub-bacias do PROJETO POTIRIBU   | 237 |
| Tabela 5.2- Exemplo das medições das velocidades instantâneas no arróio Turcato   | 242 |
| Tabela 5.3- Limites físicos característicos do escoamento no Arróio Turcato ( $Q < Q_b = 14 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ )   | 249 |
| Tabela 5.4- Pesquisa e manejo pela Geobiohidrologia das incertezas ribeirinhas  | 260 |

## Lista de Figuras

|  |     |
|--|-----|
| Figura 2.1- Abordagem tradicional (a) e estratégia de manejo (b) dos sistemas ambientais   | 27  |
| Figura 2.2- Ampliação da matriz de contextos e categorias  | 38  |
| Figura 2.3- Protocolo de manejo adaptativo, usando incertezas e escalas, sob longo prazo   | 56  |
| Figura 3.1- Modelo de retenção e distribuição derivada de poros, Oxisolo, PROJETO POTIRIBU   | 109 |
| Figura 3.2- Distribuição heterogênea e multi-modal de poros  | 110 |
| Figura 3.3- “Pseudo-saturação” na curva de retenção  | 111 |
| Figura 3.4- “Pseudo-saturação” na curva de condutividade hidráulica  | 112 |
| Figura 3.5- Ajuste Van Genutchen da curva de retenção para $z=20$ cm   | 113 |
| Figura 3.6- Curva de condutividade hidráulica não saturada para $z=20$ cm  | 114 |
| Figura 3.7- Curvas Van Genutchen e Brooks-Corey de $Kr(\theta)$ e $D(\theta)$ para $z= 20$ cm  | 115 |
| Figura 3.8- Distribuição de poros estimada e empírica para $z=20$ cm   | 116 |
| Figura 3.9- Curva de condutividade hidráulica não saturada para $z=40$ cm  | 117 |
| Figura 3.10- Curvas Van Genutchen e Brooks-Corey de $Kr(\theta)$ e $D(\theta)$ para $z= 40$ cm   | 118 |
| Figura 3.11- Distribuição de poros estimada e empírica para $z= 40$ cm   | 119 |
| Figura 3.12- Curva de condutividade hidráulica não saturada para $z=100$ cm  | 120 |
| Figura 3.13- Curvas Van Genutchen e Brooks-Corey de $Kr(\theta)$ e $D(\theta)$ para $z=100$ cm   | 121 |
| Figura 3.14- Distribuição de poros estimada e empírica para $z= 100$ cm  | 122 |
| Figura 3.15- Isolinhas $\ln [Kr_u(\psi)/Kr_b(\psi)]$ para o perfil do Oxisolo do PROJETO POTIRIBU  | 123 |
| Figura 3.16- Isolinhas de $\ln[Kr(\theta_{ps})]$ para o Oxisolo do PROJETO POTIRIBU  | 124 |
| Figura 3.17- Isolinhas de $[d_{eu}^{-1} \cdot (d_{e1} \cdot d_{e2})^{0,5}]$ respeito de $(1-\xi)$ e $(\theta_s-\theta_r)$  | 125 |
| Figura 3.18- Análise de sensibilidade da condutividade hidráulica  | 126 |
| Figura 4.1- Vazios na amostra microscópica do Oxisolo do PROJETO POTIRIBU  | 181 |
| Figura 4.2- Soluções analíticas dos intervalos de confiança da curva de retenção de $z=20$ cm  | 182 |
| Figura 4.3- Coeficiente de variação numérico e analítico do ajuste bimodal da curva de retenção de $z=20$ cm, Oxisolo do PROJETO POTIRIBU                                  | 183 |
| Figura 4.4- Intervalos de confiança de $Kr(\theta)$ e $Kr(\psi)$ dos ajustes unimodal e bimodal para $z= 20$ cm  | 184 |
| Figura 4.5- Soluções analíticas dos intervalos de confiança da curva de retenção de $z=40$ cm  | 185 |
| Figura 4.6- Intervalos de $Kr(\theta)$ e $Kr(\psi)$ dos ajustes unimodal e bimodal para $z= 40$ cm   | 186 |
| Figura 4.7- Soluções analíticas dos intervalos de confiança da curva de retenção de $z=100$ cm   | 187 |
| Figura 4.8- Intervalos de $Kr(\theta)$ e $Kr(\psi)$ dos ajustes unimodal e bimodal para $z= 100$ cm  | 188 |
| Figura 4.9- Pesos relativos das componentes da variância do ajuste bimodal da $\theta(\psi)$ , para $z = 20$ cm, em função de $S_e$ e $ \psi $ , Oxisolo, PROJETO POTIRIBU | 189 |
| Figura 4.10- Pesos relativos das componentes da variância do ajuste bimodal da $\theta(\psi)$ , para $z = 40$ cm, em função de $S_e$ e $ \psi $                            | 190 |
| Figura 4.11- Pesos relativos das componentes da variância do ajuste bimodal da $\theta(\psi)$ , para $z = 100$ cm, em função de $S_e$ e $ \psi $                           | 191 |
| Figura 4.12- Principais componentes analíticas e numéricas do ajuste unimodal e bimodal para $z= 20$ cm, Oxisolo, PROJETO POTIRIBU   | 192 |

|   |     |
|---|-----|
| Figura 4.13- Principais componentes analíticas e numéricas unimodal e bimodal para $z = 40$ cm  | 193 |
| Figura 4.14- Principais componentes analíticas e numéricas unimodal e bimodal para $z = 100$ cm   | 194 |
| Figura 4.15. Componentes numéricas da variância da condutividade hidráulica bimodal de pseudo-saturação para $z = 20$ cm; Oxisol, PROJETO POTIRIBU  | 195 |
| Figura 4.16- Componentes numéricas da variância da condutividade hidráulica bimodal de pseudo-saturação para $z = 40$ cm  | 196 |
| Figura 4.17- Componentes numéricas da variância da condutividade hidráulica bimodal de pseudo-saturação para $z = 100$ cm   | 197 |
| Figura 4.18- Comparação dos coeficientes de variação para as abordagens uni- e bimodal  | 198 |
| Figura 4.19- Intervalos de confiança de $(1-\xi)$ e $Kr(\theta_{ps})$ para Oxisol entre 10 e 100 cm   | 199 |
| Figura 4.20- Intervalos de confiança de diâmetros equivalentes para Oxisol entre 10 e 100 cm  | 200 |
| Figura 4.21- Amostra microscópica EL1-MNG de Oxisol ( $AE=5,43 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^2$ ), PROJETO POTIRIBU  | 201 |
| Figura 4.22- Amostra microscópica EL1-MNG de Oxisol ( $AE=2,83 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2$ )  | 202 |
| Figura 4.23- Amostra microscópica EL2m-AGR de Oxisol ( $AE= 5,43 \cdot 10^{-2}$ e $1,75 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^2$ )   | 203 |
| Figura 4.24- Amostra microscópica EL3-MNG ( $AE= 1,48 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^2$ )   | 204 |
| Figura 4.25- Amostra microscópica EL4-AGR ( $AE= 1,09 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2$ )   | 205 |
| Figura 4.26- Amostra microscópica EL5-MNG ( $AE= 1,48 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^2$ )   | 206 |
| Figura 4.27- Amostra microscópica EL6M-MNG (a: $AE= 1,48 \cdot 10^{-2}$ , b: $1,09 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2$ )  | 207 |
| Figura 4.28- Amostra microscópica EL67-AGR ( $AE= 3,93 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^2$ )  | 208 |
| Figura 4.29- Amostra microscópica EL7-AGR ( $AE= 1,48 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^2$ )   | 209 |
| Figura 4.30- Diâmetros equivalentes respeito das permeabilidades na escala de poro.   | 210 |
| Figura 4.31- Diâmetros equivalentes respeito das permeabilidades na escala de pedon.  | 211 |
| Figura 4.32- Histograma de frequência dos poros equivalentes da sub-amostra EL6M  | 212 |
| Figura 4.33- Intervalos de confiança para $S_e^*(\psi^*)$ e $Kr^*(S_e^*)$ da amostra EL6M-MNG   | 213 |
| Figura 5.1- Resumo de problemas e opções na recuperação ecológica dos rios  | 217 |
| Figura 5.2- Resumo disciplinar da recuperação ambiental de áreas ribeirinhas.   | 218 |
| Figura 5.3- Manejo da recuperação ecológica dos rios a partir das incertezas do escoamento  | 226 |
| Figura 5.4- Incógnitas no manejo ambiental da seção transversal do canal conforme a metodologia do tratamento alternativo das incertezas  | 227 |
| Figura 5.5- Seleção de variáveis de projeto através da seqüência de cálculo (ênfáticas nesse Capítulo da Tese), metas e técnicas de recuperação.  | 236 |
| Figura 5.6- Proteção contra cheias relacionada com a recuperação dos rios   | 237 |
| Figura 5.7 a - Mudanças da velocidade média ( $V$ ) conforme o nível d'água ( $h$ ) das curvas chave do Arróio Turcato, e o efeito dinâmico de um evento complexo com múltiplos picos no hidrograma.  | 239 |
| Figura 5.7 b - Mudanças de $Q$ conforme o fator geométrico $K$ das curvas chave do Arróio Turcato, e o efeito dinâmico de um evento complexo com múltiplos picos no hidrograma  | 239 |
| Figura 5.8- Extrapolação da curva chave para os dados de medição de vazão de 1998 do Arróio Turcato, PROJETO POTIRIBU   | 241 |
| Figura 5.9- Histogramas de frequência da velocidade média instantânea observada ( $V_i$ ) na seção de controle do arrio Turcato   | 242 |
| Figura 5.10- Velocidade média ( $V$ ), raio hidráulico ( $Rh$ ), Froude ( $Fr$ ), perímetro molhado ( $P$ ), vazão ( $Q$ ) e informação de cada amostra das velocidades instantâneas ( $H(V_i)$ ), para $N_{hQ} = 30$ medições da curva chave do arróio Turcato | 243 |
| Figura 5.11- Componentes $CV(.)^2$ versus $Q$ para os dados em condições de transiente da curva chave   | 245 |

|  |     |
|--|-----|
| 1998 do Arróio Turcato para $S_o = 0,0025$   |     |
| Figura 5.12- Coeficiente de variação da vazão para escoamento transientes na curva chave   | 246 |
| Figura 5.13- Vazões características para a curva chave do Arróio Turcato   | 247 |
| Figura 5.14- Sensibilidade das vazões de manejo $Q_{man}(\phi \neq 0)$ respeito da curva chave $Q(\phi = 0)$   | 248 |
| Figura 5.15- Curvas marginais de armazenamento $Q_{man}(\phi)$   | 249 |
| Figura 5.16- Hidrogramas observados $Q(t)$ e amortecidos $Q_{rec}(t)$ devido aos efeitos de armazenamento produzido pelo tratamento alternativo das incertezas no Arróio Turcato | 252 |

## Lista de Símbolos e Abreviaturas

| Símbolo                   | Capítulo | Significado (definição e unidade aparecem no capítulo)                          |
|---------------------------|----------|---|
| $\alpha$                  | 5        | Coefficiente da relação $Q = \alpha h^\beta$                                    |
| $\alpha_b$                | 3, 4     | Parâmetro de escala da posição do diâmetro representativo do ajuste bimodal     |
| $\alpha_u$                | 3, 4     | Parâmetro de escala da posição do diâmetro representativo do ajuste unimodal    |
| $\gamma$                  | 2        | Escalar usado na otimização multiobjetivo para atender metas                    |
| $\theta$                  | 3, 4     | Umidade volumétrica de um solo  |
| $\psi$                    | 3, 4     | Altura equivalente de tensão  |
| $\delta$                  | 3        | Porosidade total do solo  |
| $\sigma$                  | 3, 4     | Tensão superficial do perímetro tangente à superfície do menisco d'água no poro |
| $\zeta$                   | 3, 4     | Coefficiente da condutividade hidráulica dependente da tortuosidade do solo     |
| $\xi$                     | 3, 4     | Relação volumétrica do sistema secundário de poros (macroporosidade)            |
| $\eta$                    | 3, 4     | Viscosidade determinada pela fricção interna de água                            |
| $\tau$                    | 3, 4     | Tortuosidade do meio poroso   |
| $\lambda$                 | 3, 4     | Coefficiente de Brooks e Corey (1966) para a curva de retenção                  |
| $\lambda$                 | 5        | Longitude de onda das formas de fundo de um canal                               |
| $\Delta$                  | 5        | Amplitude da forma de fundo do canal  |
| $\phi$                    | 5        | Fator de preferência, de decisão  |
| $\beta$                   | 5        | Coefficiente da relação $Q = \alpha h^\beta$                                    |
| $\partial/\partial$       | 3, 4, 5  | Operador de derivadas parciais de uma função matemática                         |
| $\theta(\psi)$            | 3, 4     | Função matemática da retenção de umidade volumétrica e tensão mátrica           |
| $\xi^*$                   | 4        | Relação volumétrica do sistema secundário obtido de amostra microscópica        |
| $\beta^*$                 | 4        | Redução da área de vazios analisados em amostra microscópica                    |
| $\varphi^*$               | 4        | Área exposta da amostra microscópica = $AV \div AE$                             |
| $\phi_c$                  | 3, 4     | Ângulo de contato água-sólido   |
| $\psi_d$                  | 3, 4     | Tensão característica para a equação de Brooks e Corey (1966)                   |
| $\omega_{im}$             | 3        | Fração volumétrica imóvel do ar atrapado nos poros do solo                      |
| $\omega_m$                | 3        | Fração volumétrica móvel do ar atrapado nos poros do solo                       |
| $\theta_{ps}$             | 3, 4     | Umidade volumétrica de pseudo-saturação   |
| $\theta_r$                | 3, 4     | Conteúdo volumétrico residual de uma amostra                                    |
| $\theta_s$                | 3, 4     | Conteúdo volumétrico de saturação de uma amostra                                |
| $\alpha_u$                | 3, 4     | Parâmetro de escala da posição do diâmetro representativo no ajuste unimodal    |
| $\rho_w$                  | 3, 4     | Densidade do fluido   |
| $\Delta x$                | 5        | Comprimento do subtrecho de canal   |
| $(\Delta z/\Delta x) x^*$ | 2        | Módulo de resiliência (elasticidade) para avaliar limites sustentáveis          |
| $ \varepsilon\theta $     | 4        | Erro absoluto em termos de umidade volumétrica                                  |

|                  |         |  |
|------------------|---------|--|
| $ \psi c$        | 3, 4    | Tensão equivalente ao diâmetro de poro mais frequente  |
| $ E\theta $      | 4       | Erro relativo em termos de umidade volumétrica = $ \epsilon\theta  \div (\theta_s - \theta_r)$                                       |
| a                | 4       | Nível de significância da distribuição t de Student  |
| AE               | 4       | Área exposta ao microscópio eletrônico   |
| ANP              | 4       | Áreas dos vazios não-perpendiculares ao feixe de elétrons do microscópio   |
| ARE              | 3, 4    | Área Representativa Elementar  |
| AV               | 4       | Área de vazios planimetrados via microscópio   |
| Bi, A            | 4       | Solução Bimodal Analítica  |
| Bi, N            | 4       | Solução Bimodal Numérica   |
| C*               | 3, 4    | Capacidade específica de umidade = $d\theta / d\psi$   |
| $C_{ijm}$        | 5       | Coefficiente de rugosidade no i-ésimo nível de água, j-ésimo subtrecho de canal e m-ésima área parcial da seção transversal do canal |
| Cov[ ]           | 3, 4, 5 | Operador de covariância  |
| Cq               | 4       | Matriz de variâncias individuais dos parâmetros, isto é $\text{var}[x_i]$ , $\text{cov}[x_i, x_j]$                                   |
| CV [ ]           | 3, 4, 5 | Operador de coeficiente de variação = $s[ ] \div E[ ]$   |
| d                | 5       | Profundidade média do fluxo num canal  |
| D( $\theta$ )    | 3, 4    | Difusividade hidráulica = $K(\theta) (d\psi/d\theta)$  |
| D, Dr, Dl        | 5       | Diâmetros médios do leito, da margem direita e esquerda do canal, respectivamente  |
| d/d              | 3, 4, 5 | Operador de derivadas totais de uma função matemática  |
| $d_{ep}^*$       | 4       | Diâmetro médio equivalente dos vazios planimetrados com microscópio  |
| $d_{e\beta}^*$   | 4       | Diâmetro médio equivalente com redução de vazios planimetrados com microscópio   |
| $d_{e1}, d_{e2}$ | 3, 4    | Diâmetros equivalentes dos poros no ajuste bimodal   |
| deu              | 3, 4    | Diâmetro equivalente representativo dos poros no ajuste unimodal   |
| dmax             | 5       | Profundidade máxima devido à descarga líquida  |
| e                | 3, 4, 5 | Erro aleatório   |
| E [ ]            | 4, 5    | Operador de esperança matemática   |
| Fr               | 5       | Número de Froude = $V \div (g Rh)^{1/2}$   |
| g                | 3, 4, 5 | Aceleração da gravidade  |
| H                | 4       | Matriz Hessiana de derivadas segunda da função objetivo = J T J  |
| $h_{de}^*$       | 4       | Altura/profundidade efetiva do poro de diâmetro equivalente de*  |
| H(Vi)            | 5       | Informação das velocidades instantâneas durante uma medição de vazão   |
| hi, Qi           | 5       | I-ésimo par de cota-descarga observados numa medição de vazão  |
| $i_{hAE}$        | 4       | Gradiente hidráulico = $\Delta hAE \div \Delta L$  |
| J                | 4       | Jacobiano, matriz de sensibilidade dos parâmetros  |
| k                | 3, 4    | Número de domínios de poros que compõem uma amostra do solo  |
| k                | 3, 4    | Condutividade hidráulica do equivalente de pressão ( $H = h + z$ )   |
| K                | 3, 4    | Condutividade hidráulica do equivalente hidráulico ( $ph = pt + \rho_w g z$ )  |
| K( $\theta$ )    | 3, 4    | Condutividade hidráulica não-saturada  |
| $K_{iinf}$       | 4       | Permeabilidade específica, contuvidade intrínseca, geométrica inferior   |
| $K_{isup}$       | 4       | Permeabilidade específica, contuvidade intrínseca, geométrica superior   |

|                       |         |  |
|-----------------------|---------|--|
| $K_{ijm}$             | 5       | Coefficiente geométrico no $i$ -ésimo nível de água, $j$ -ésimo subtrecho de canal e $m$ -ésima área parcial da seção transversal do canal |
| $K_r$                 | 3, 4    | Condutividade hidráulica não-saturada relativa = $K(\theta) / K_s$   |
| $K_{r I}, K_{r II}$   | 3, 4    | Condutividade hidráulica não-saturada para domínios de poros I e II  |
| $K_r^*$               | 4       | Condutividade hidráulica não-saturada obtida a partir de amostra microscópica  |
| $K_{r_u}, K_{r_b}$    | 3, 4    | Condutividade hidráulica não-saturada para ajuste unimodal e bimodal   |
| $K_s$                 | 3, 4    | Condutividade hidráulica saturada  |
| $\langle K_s \rangle$ | 3, 4    | Condutividade hidráulica saturada média espacial   |
| $L$                   | 4       | Comprimento de um vazio do solo  |
| $L_p$                 | 5       | Comprimento total do trecho de canal = $N_p \Delta x$  |
| $m_u, m_b$            | 3, 4    | Parâmetro de forma da equação de Van Genuchten (1980) = $1 - 1/nu$ da curva de retenção unimodal e bimodal, respectivamente                |
| $N^*$                 | 4       | Número de poros estimados pela microscopia   |
| $N_i$                 | 3, 4    | Número de poros da $i$ -ésima classe de tamanho com raio $i$   |
| $N_p$                 | 3       | Número de pontos amostrados na curva de retenção   |
| $N_{poros}$           | 3, 4    | Número total de poros / área transversal ao fluxo no solo  |
| $N_{qQ}$              | 5       | Número pares cota-descarga da curva chave  |
| $n_u, n_b$            | 3, 4    | Parâmetro de forma da equação de Van Genuchten (1980) da curva de retenção unimodal e bimodal, respectivamente                             |
| $N_x$                 | 3       | Número de parâmetros do ajuste   |
| $N_x$                 | 5       | Número de subtrechos longitudinais do canal ribeirinho   |
| $O(q)$                | 4       | Índice de performance de uma função de otimização  |
| $p$                   | 5       | Sinuosidade do canal (em planta)   |
| $p(\rho_w g)$         | 3, 4    | Tensão dos capilares do solo   |
| $pF$                  | 3, 4    | Escala logarítmica do raio do poro, ou de tensão   |
| $Pr [ ]$              | 3, 4, 5 | Probabilidade  |
| $q$                   | 3       | Densidade de fluxo através de uma coluna do solo   |
| $Q$                   | 3, 4    | Taxa de descarga de um tubo capilar no solo  |
| $Q$                   | 5       | Vazão observada numa seção transversal de um canal   |
| $Q_{AE}$              | 4       | Vazão transversal à Área Exposta   |
| $Q_b$                 | 5       | Vazão "bankfull"   |
| $Q_{man}$             | 5       | Vazão de manejo = $Q + \phi(Q_{ref} - Q)$  |
| $Q_{ref}$             | 5       | Vazão de referência de resiliência = $sN(Q) \div CVM(Q)$   |
| $Q_s$                 | 5       | Descarga sólida de um canal  |
| $r$                   | 3, 4    | Raio equivalente de poro   |
| $R$                   | 3, 4    | Coefficiente de determinação   |
| $R^*$                 | 3, 4    | Coefficiente de determinação não tendencioso = $f(N_p, N_x, R)$  |
| $r_e$                 | 3, 4    | Raio efetivo do poro   |
| $R_h$                 | 5       | Raio hidráulico  |
| $s$                   | 3, 4    | Dimensão longitudinal de um capilar no solo  |
| $S$                   | 5       | Armazenamento  |

|                  |         |   |
|------------------|---------|---|
| $s()$            | 3, 4, 5 | Desvio-padrão   |
| $S_e$            | 3, 4    | Saturação efetiva do solo = $(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$   |
| $S_e^*$          | 4       | Saturação efetiva do solo obtida a partir de amostra microscópica   |
| $S_f$            | 5       | Declividade longitudinal da linha de energia de um curso de água  |
| $S_{f_{ijm}}$    | 5       | Declividade da linha de energia no $i$ -éssimo nível de água, $j$ -éssimo subtrecho de canal e $m$ -éssima área parcial da seção transversal do canal |
| $S_o$            | 5       | Declividade longitudinal do fundo do canal  |
| $S_v$            | 5       | Declividade longitudinal do vale de inundação do canal  |
| $t$              | 3, 4, 5 | Tempo   |
| $t(a/2, N_p)$    | 4       | Variável da distribuição $t$ de Student   |
| $U_i, A$         | 4       | Solução Unimodal Analítica  |
| $U_i, N$         | 4       | Solução Unimodal Numérica   |
| $U_r$            | 3, 4    | Consumo de água pelos organismos vivos no solo  |
| $U_w$            | 3, 4    | Fontes/sumidouros pontuais no volume de controle. Fluxo de intercâmbio de água entre diferentes domínios de poros no solo                             |
| $V$              | 5       | Velocidade médio do fluxo numa seção transversal de um canal ribeirinho   |
| $\text{var}[\ ]$ | 3, 4, 5 | Operador de variância   |
| $V_e^*$          | 4       | Volume efetivo de passagem de água no poro ( $V_e^* < VRE$ )  |
| $V_i$            | 5       | Velocidade instantânea durante uma medição de vazão   |
| $VRE$            | 3, 4    | Volume Representativo Elementar (Bear, 1972)  |
| $W$              | 5       | Largura do canal  |
| $W, V$           | 4       | Matrizes de ponderação do índice de performance de função de otimização   |
| $w_i$            | 3, 4    | Peso da importância que exercem os domínios de poros na curva de retenção   |
| $x, z$           | 2       | Variáveis que avaliam a sensibilidade por meio de derivadas matemáticas   |
| $z$              | 3, 4, 5 | Dimensão espacial vertical  |
| $z_d$            | 2       | Variável para um cenário futuro, p.ex. demanda hídrica  |
| $z_s$            | 2       | Meta sustentável para atender um cenário futuro   |

## Capítulo 1

# Recuperação ambiental de bacias pelo manejo das incertezas através de *Geobiohidrologia*

Este capítulo apresenta as hipóteses e principais estratégias da Tese, extraídas conforme os conceitos da Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental nas experiências em bacias hidrográficas da América do Sul. Primeiro, é introduzido o problema através da pergunta central e motivadora da Tese, a qual liga as palavras-chave “incertezas” e “recuperação ambiental” a “manejo” e sob o apelo interdisciplinar de “*Geobiohidrologia*” (Kobiyama et al., 1998). Assim, são delimitadas quais as escalas do Ciclo Hidrológico que a Tese investiga. Embora sob condicionantes disciplinares, questões metodológicas são enumeradas a fim de a Tese fornecer um sustento quantitativo e prático nos restantes capítulos. Essas questões se resumem no sentido de direcionar o uso das incertezas na recuperação ambiental como pergunta central (subitem 1.2), da *Geobiohidrologia* como condição de trabalho (subitem 1.2.1), das propriedades ecológicas das bacias hidrográficas (subitem 1.2.2), dos resultados e da forma de utilizá-los conforme a sua escala (subitem 1.2.3) e a disposição de objetivos viáveis e possíveis de recuperação ambiental (subitem 1.2.4). É fornecido um roteiro nos outros capítulos da Tese (subitem 1.3), de acordo com os conjuntos de dados das bacias escolhidas para o presente estudo (subitem 1.4).

**Palavras-chave:** *Geobiohidrologia*, manejo das incertezas, recuperação ambiental.

## 1.1 Introdução

Aproximadamente 47 % da água doce mundial que escoar até os oceanos é originada na América do Sul, sendo que esse volume é o responsável por quase 13 % dos sólidos totais que chegam dos rios do mundo (GRDC, 1996). No caso sul-americano, os responsáveis pelos volumes e sedimentos são os grandes sistemas do Amazonas, La Plata e Orinoco.

Por um lado, sabendo que a história sul-americana após colonização leva cinco séculos, é comum aceitar que a observação e a medição sistemática desses sistemas hidrográficos tenham sido somente aprimoradas no decorrer do século XX. Esse aspecto demonstra vários outros, desde culturais e sociais até econômicos e políticos, os quais caracterizaram o horizonte temporal e espacial dos dados que até hoje a Engenharia dos Recursos Hídricos e o Saneamento Ambiental consideram no momento de avaliar esses sistemas naturais.

Por outro lado, estima-se que na *pré-colonização* houve até 75 milhões de ameríndios usando, em harmonia, os três principais sistemas hidrográficos mencionados (Ginés e Vázquez, 1990). Porém, o avanço demográfico que os povos sul-americanos experimentaram *após colonização* influenciou marcadamente no trato que houve com os recursos naturais, principalmente a água. Óbvio é que desse relacionamento homem-natureza, e não tendo existido políticas conservacionistas ao longo desses cinco séculos, há uma deterioração progressiva desses recursos.

Desses condicionantes sobressai uma indagação: *é razoável supor como estacionários os sistemas hidrográficos que foram impactados ao longo de cinco séculos quando foram observados os seus comportamentos quase apenas durante o século XX ?*

Essa pergunta introduz a incerteza a respeito de todos os ciclos biogeoquímicos ligados ao Ciclo Hidrológico, desde as pequenas até as grandes escalas. Como síntese, percebe-se que

*mudanças no uso do solo* nas áreas que contribuem para uma rede de drenagem podem ou não ter uma investidura de *ambientes degradados*. Nesse sentido, o ambiente degradado se corresponde com as comparações qualitativas e quantitativas. No caso qualitativo, a degradação surge pela comparação entre o estado atual e o estado de pré-degradação (p.ex., um estado prístino original). No caso quantitativo, a degradação esbarra no grau de *incerteza* que se confere à comparação anterior ao não ter dados suficientes. Brooks e Shields (1996), na busca de guias e desafios na recuperação ambiental de bacias hidrográficas, e após revisar várias experiências do ramo, deixam claro que o centro das atenções não são os métodos de recuperação ambiental e sim as incertezas sobre os sistemas naturais onde se querem aplicar esses métodos.

Um exemplo sul-americano específico é a marcada mudança no uso do solo nos últimos trinta anos do século XX no sistema hidrográfico de La Plata (Tucci e Clarke, 1998): antigas áreas de florestas nas cabeceiras dos rios do Brasil sendo convertidas para agricultura extensiva, cujos efeitos de vazões e sedimentos das áreas de jusante são ainda discutidos.

Também há alcances nas normas legais hoje vigentes. Em 8 de janeiro de 1997, foi instituída a Política Nacional de Recursos Hídricos no Brasil, que cria o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos, com o objetivo de

*“... planejar, regular e controlar o uso, a preservação e a recuperação dos recursos hídricos...”* (Lei nº 9.433, Tít. II, Cap. I, Art. 32, IV).

Em 12 de fevereiro de 1998 se dispõe sobre as sanções penais e administrativas derivadas de condutas e atividades lesivas ao meio ambiente. Sobre as penas:

*“...incorre quem deixa de recuperar a área pesquisada, nos termos de autorização, permissão, licença, concessão ou determinação do órgão competente”* (Lei nº 9.605, Art. 55, parágrafo único).

A Tese é permeável a essa questão e começa a respondê-la desde o Capítulo 2 até o Capítulo 5. Como bagagem prévia, é oportuno recorrer à literatura para discriminar as categorias de incertezas abordadas nos Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental (p.ex., Kundzewicz, 1995; Morgan e Henrion, 1995; NRC, 2000): incertezas inerentes e incertezas epistêmicas.

As *incertezas inerentes* são o produto da aleatoriedade ou variabilidade da natureza, no espaço e no tempo. Por exemplo, embora com suficientes dados, um profissional não pode prever com exatidão o grau de eficiência de um dispositivo ou técnica de controle ambiental feito no primeiro ano e que terá impacto no ano seguinte. O corolário disso é que reduzir as incertezas inerentes não é completamente possível, porém uma situação altamente desejável.

As *incertezas epistêmicas* representam a falta de conhecimento acerca do sistema hidrográfico, com suas particularidades geomorfológicas, biológicas, químicas e até antrópicas. Ainda, pode-se refinar a discriminação desse segundo tipo de incertezas: elas podem subdividir-se em *incertezas estatísticas* (p.ex., devido à falta de dados suficientes que impedem conhecer a priori um comportamento determinístico das variáveis do sistema ou protótipo) e em *incertezas na estrutura do modelo* (p.ex., devido à falta do entendimento e compreensão da dinâmica do protótipo ou sistema através da limitação dos modelos que tentam representá-lo). Finalmente, as incertezas estatísticas podem ser relativas às *incertezas dos parâmetros* (p.ex., quando os parâmetros de um processo não são conhecidos com exatidão) e às *incertezas do tipo de distribuição probabilística* (p.ex., quando a verdadeira distribuição de erros é desconhecida). Em princípio, as incertezas epistêmicas podem ser reduzidas na medida em que aumenta o conhecimento do sistema e se tem disponível uma quantidade de dados suficiente. Por exemplo, o uso de modelos distribuídos espacialmente na bacia fornece uma melhor espacialização da incerteza dos parâmetros, mas não das incertezas inerentes.

Na recuperação ambiental, a ênfase pode ser dada somente às incertezas epistêmicas (p.ex., no Capítulo 3 e no Capítulo 4), ou incluindo as incertezas inerentes (p.ex., Capítulo 5). É

preciso, assim, conceitualizar a escala na estratégia com a qual essas incertezas são manejadas (ver Capítulo 2). Por isso, são aqui abordadas brevemente as incertezas relacionadas com a *Geobiohidrologia* (Kobiyama *et al.*, 1998) (subitem 1.2.1), os condicionantes ecológicos (subitem 1.2.2), de escala (subitem 1.2.3) e dos estados de referência (subitem 1.2.4).

### 1.2.1 Incertezas relacionadas com a *Geobiohidrologia*

Nesta Tese, as escalas de área-fonte e de canal de cabeceira são consideradas a partir das variáveis e/ou parâmetros cujos comportamentos podem ser avaliados através de *respostas estocásticas*; que podem (1) ser consideradas como meios de descrição de comportamento variacional passível de ser observado e medido, (2) que têm valores numéricos que não podem ser preditos com certeza e (3) que estão sujeitas às leis probabilísticas (Clarke, 1998).

Em especial, a situação a que aponta a Tese é que poucas vezes esses comportamentos aleatórios são relacionados e/ou usados sob restrições que os considerem com respeito às incertezas qualitativas de disciplinas afins, por exemplo da Geomorfologia, da Biologia e da Hidrologia. Nesse caso, a “*Geobiohidrologia*” (Kobiyama *et al.*, 1998) é um conjunto de princípios e atitudes participativas (do ponto de vista qualitativo) derivadas do contraste da teoria científica com a realidade de bacias brasileiras, em prol da sua conservação, sustentabilidade e recuperação (do ponto de vista quantitativo). Como complemento disso, as *incertezas pela Geobiohidrologia* (IGBHs) são abordadas na Tese como o conjunto de critérios quali-quantitativos próprios que emergem das incertezas de cada disciplina em particular, porém com um uso interdisciplinar e ditado pelo sítio local. Isto é, as IGBHs apontam a um apelo participativo para que elas tenham um uso prático na recuperação ambiental.

A Tese não procura uma breve descrição das incertezas, senão que através de uma meta (recuperação ambiental de bacias) tenciona lidar com os possíveis usos e/ou produtos dessas incertezas. Assim, a primeira pergunta que a Tese faz emergir é:

“ *De que maneira o estudo e o manejo das incertezas com a abordagem interdisciplinar de Geobiohidrologia proporcionariam uma visão alternativa, tanto científica como tecnológica, com respeito aos métodos para a proteção e recuperação das bacias hidrográficas e os seus respectivos habitats interiores ?*”.

Para fazer pousar esse enunciado à realidade sul-americana, é fácil advertir uma resposta na qual (1) “dados escassos” e (2) “poucos investimentos participativos de metodologias integradas” falem mais alto. A Tese não fornece a receita disso; ela propõe que se permitam duas ações simples:

- (1) decompor, quando possível, as IGBHs, tanto em hipóteses como em processos, e
- (2) corroborar, no caso da decomposição anterior resultar apropriada, quais as ligações das IGBHs são válidas e alternativas para manejos em prol da recuperação de bacias.

Por uma questão prática, a Tese aborda somente alguns *fatores abióticos* das incertezas da Hidrologia e Geomorfologia, e que influem indiretamente na Biologia e a sua decomposição variacional. Em termos gerais, a Tese passa a criar um elo entre a *Geobiohidrologia* local, a Estatística e a Ecologia. Dessa ligação sobressaem aspectos ecológicos descritos a seguir.

### 1.2.2 Condições ecológicas

É assumido na Tese que as quantidades estocasticamente baseadas, como as IGBHs, poderiam ser também relacionadas com a *Ecologia* do sistema através de duas propriedades: (1) a verosimilhança do ecótono e (2) a resiliência do habitat; ambas aqui definidas brevemente através de dois exemplos (ver detalhes no Capítulo 2). Após se afastar de uma condição de equilíbrio devido a um distúrbio ou perturbação, um sistema natural freqüentemente apresenta uma capacidade de assimilar esse distúrbio (*resiliência do habitat*). A resiliência refere-se tanto para o tempo como para o espaço dos ambientes. Também, muitos desses ambientes são localizados geralmente em escalas intermediárias de um ciclo natural maior (p.ex., Ciclo

Hidrológico dos grandes sistemas hidrográficos), o que lhes confere um estágio de passagem, de transitoriedade ou simplesmente de serem vistos como ecossistemas de transição ou *ecótonos* de ecossistemas maiores. Nesses ecótonos não há uma exatidão das respostas das variáveis atuando em conjunto, ou uma falta de determinismo, o que favorece ao tratamento mais pela *verosimilhança* do que por um único comportamento.

Por exemplo, os ambientes de “área-fonte” e de “canal de cabeceira” podem ser considerados ecótonos de ciclos ligados ao Ciclo Hidrológico (p.ex., de sedimentos, de nutrientes, de bactérias, etc.), mas que ligam dois estanques bem definidos, como ser a (1) atmosfera que, com o seu clima local influi na bacia hidrográfica, a qual interage internamente e processa respostas, e (2) o padrão das grandes bacias hidrográficas. Essa situação intermediária leva a produzir a nova questão a seguir:

*“ De que maneira os habitats internos a uma bacia hidrográfica, sejam eles considerados como áreas-fontes unitárias ou como unidades de canais de cabeceira, poderiam ser pensados no sentido para alcançar maior ou menor resiliência quando ligados com estratégias baseadas nas incertezas pela Geobiohidrologia ? ”*

Essa nova questão busca avaliar uma recuperação potencialmente completa de uma bacia hidrográfica, a qual é formada por inúmeros pequenos canais e de diferentes e variados tipos de áreas-fontes ou encostas drenando até a rede de drenagem [não esquecer também que a hidrologia de sistemas não-típicos, isto é, sem uma rede de drenagem bem definida, é um caso muito freqüente nas áreas planas da América do Sul (p.ex., ver Neiff, 1996) ]. É claro que a pergunta anterior é complexa demais como para insistir que talvez poucos orçamentos do mundo (ou tal vez nenhum deles) tenha conseguido até hoje monitorar todas as áreas-fontes e canais de cabeceira numa bacia de poucos quilômetros quadrados de área de captação. Esse paradoxo de inferência na bacia hidrológica está fora de discussão na Tese. Porém, o que está em jogo é o

tipo de inferência a usar na bacia quando *só* algumas [poucas] partes dela são monitoradas, como acontece na prática, o que leva, necessariamente, a rever a questão de escala.

### 1.2.3 Condições da escala

Até qual escala ir adiante com as considerações anteriores? Quais são os limites físicos plausíveis para considerar um habitat realmente interno a uma bacia hidrográfica? Essas e outras questões são bem mais freqüentes na *Geobiohidrologia*, na prática, que num ambiente acadêmico de Geomorfologia, Hidrologia e Biologia, na teoria. No entanto, tratar com uma dinâmica de *sistemas abertos e dissipadores* de energia e de matéria como as bacias hidrográficas leva a re-visitar as escalas, no espaço e no tempo.

Nessa altura, somar um desafio a mais às IGBHs, especialmente no caso de escassez de dados nas bacias reais, deixa uma dependência quase total na: (1) *diversidade* de comportamentos dentro das bacias, (2) na *representatividade* dos dados usados e (3) no *intercâmbio de informação* entre bacias (Mendiondo e Tucci, 1997c). Essas três categorias não são sempre explicitamente reportadas na literatura. Algumas leituras, p.ex. Pilgrim *et al.* (1982); Pilgrim (1983); Rodríguez-Iturbe e Gupta (1983); Klemes (1983); Dooge (1986), Beven (1987), Kirkby (1988), Blöschl e Sivapalan (1995), Rodríguez-Iturbe (2000), Vaan Loon e Keesman (2000), entre outros, são válidas para mitigar o quadro de “falta de conceitos”, e que servem de igual forma na hora de apontar a recuperação ambiental. Nesta Tese não se procura discutir o problema de escala, senão avaliar o peso que a escala impele ao relacionar palavras-chave como “incertezas” e “recuperação de bacia”. Simplesmente, isso carrega a um novo questionamento:

*“ Qual tipo de abordagem metodológica quanto à recuperação de bacias hidrográficas pela Geobiohidrologia pode se derivar através de dados simples, padronizados, transferíveis, porém baseados no manejo das incertezas ?”*

Por um lado, essa nova pergunta parece diretamente orientada com a *regionalização* de variáveis ou parâmetros, e as suas respectivas incertezas, e que podem ser relacionadas aos assuntos de recuperação ambiental. Por outro, essa questão tenta dar importância às [poucas] medições por cima das [muitas] simulações dos [nossos] sistemas naturais a serem recuperados [via manejo] até as condições ou estados de referência.

#### 1.2.4 Condições de referência

Qualquer tentativa de recuperação ambiental, seja que ela considere à escala do problema ou não, procura saber quais são as metas apriorísticas para alcançar a tal recuperação. Isso é o sustento para ter que conferir o grau de êxito ou de eficiência de qualquer estratégia de recuperação. Para tanto, a Tese propõe como imperativo que os objetivos da recuperação de bacias hidrográficas (nas escalas do ecótono de área-fonte e de canal) sejam (1) *realísticos*, (2) *potencialmente alcançáveis* e também (3) *capazes de serem medidos* ou, ao menos, *quantificáveis*. Por exemplo, dada uma condição atual, em que as IGBHs são explicitadas, os três objetivos anteriores perguntam, em breve:

*“ De que forma os objetivos da recuperação ambiental podem ser baseados na capacidade esperada da escala local (condição de manejo) ao invés de um potencial naturalmente inalterado (condição prístina) ? “*

O propósito dessa questão é, sem dúvida, o decomprimir a Tese da vasta literatura de recuperação ambiental em que, e com frequência, o número de propostas supera o número de dados. No nosso caso, é visto como muito mais útil se ter objetivos realísticos — p.ex. situações de manejo conservacionista do solo a partir das incerteza — e quantificados no Capítulo 3 e Capítulo 4. Ou que reflitam condições que sejam tanto alcançáveis, como quantificáveis — p.ex. através de um dispositivo de mitigação de ondas de cheia do Capítulo 5. O anterior é preferido a

ter objetivos ideais, e muitas vezes vagos em que situações onde pouco valor ou índice prático lhes pode ser atribuído (ver Capítulo 5). Em resumo, as condições de referência dependerão da escala e dos dados trabalhos nessa escala; portanto, a pertinência é do local.

### 1.3 Organização da Tese

Introduzidas as perguntas a serem respondidas pela Tese, a mesma é sub-dividida em três partes. Cada uma delas tem sua introdução, desenvolvimento e função no presente estudo. Primeiro, há (1) uma identificação do manejo das incertezas segundo a(s) estratégia(s) para recuperação ambiental, (2) um detalhe do que está realmente em jogo dentro da frase e (3) quais as propostas *para a Geobiohidrologia* oferecer no tema (Capítulo 2).

Segundo, um estudo direto recai numa análise das IGBHs no *ecótono da escala de área-fonte*. Nessa parte, propõe-se uma decomposição das incertezas quanto às hipóteses do modelo a usar (Cap.3) como dos parâmetros do modelo escolhido (Cap. 4). A meta é entrever as conseqüências práticas ao admitir a resiliência sob IGBHs, sendo que, nessa, as condições de referência provêm das análises locais. A justificativa disso leva a idealizar essa parte da Tese por meio de uma abordagem dedutiva até o objetivo, ou simplesmente “*forward*”.

Terceiro, a Tese estuda o *ecótono da escala de canal de cabeceira* de baixa ordem geomorfológica (Cap. 5). Isto é feito propondo um modelo de decomposição de incertezas como dispositivo de simulação hidrológica, porém com alcances geomorfológicos e biológicos. Esse dispositivo contribui no sentido de mitigar o trânsito de ondas de cheia na calha principal, a partir de um modelo que relaciona o manejo das *incertezas em dados medidos* com a recuperação de ambientes ripários. A justificativa disso atende a que a metodologia seja desenvolvida para condições de transiente e durante a passagem de determinadas cheias. Indiretamente, esse dispositivo permite avaliar quais os passos *a posteriori* poderiam ser feitos a fim de recuperação

do córrego em questão. Assim, essa nova estratégia é considerada no sentido inverso, desde o efeito até a causa, ou “*backward*”.

Finalmente, o Capítulo 6 fornece as conclusões e recomendações gerais desses capítulos quanto às perguntas feitas neste capítulo da Tese.

#### **1.4 Bacias propostas para a Tese**

Para testar a plausibilidade dessa estratégia, foram selecionadas bacias hidrográficas reais a partir do PROJETO POTIRIBU (Chevallier, 1993; Castro *et al.*, 2000). Esse projeto responde a um Programa de Pesquisa do IPH-UFRGS, que reúne uma coleção intensiva de dados recolhidos durante 10 anos em bacias degradadas pela agricultura. Esse projeto foi desenvolvido em conjunto com instituições internacionais e nacionais, tais como a ORSTOM, CNPq, FINEP e a sub-rede Nr.1 do RECOPE-REHIDRO, bem como grupos interdisciplinares de trabalho, tais como o REDEPLATA (1998). Essas bacias são representativas de processos atuando em 300.000 km<sup>2</sup> do *Planalto Sulbrasileiro* (entre longitudes 49°-56 ° W e latitudes 24 °-30 ° S) cobrindo o sul do Brasil, nordeste da Argentina e parte do Paraguai. O objetivo dessas bacias é avaliar o funcionamento dos ciclos hidrossedimentológicos em bacias experimentalmente embutidas, e ao longo de uma série de tempo, representativas das mudanças do solo que nelas se praticam.

A região do Planalto Sulbrasileiro é a principal área de afluência às bacias do Alto Paraná e Uruguai. Essa duas bacias são importantes tributários da bacia do *Rio de La Plata* (3 milhões de km<sup>2</sup> até chegar ao Oceano Atlântico), a segunda em importância na América do Sul. Nesse grande sistema, é produzido mais de 50 % do PIB dos países do *MERCOSUL* sob condições ambientais críticas: o Planalto Sulbrasileiro, sobretudo após a década dos anos 60, é um bioma subtropical onde as cabeceiras apresentam erosão local acentuada e perda acelerada do habitat ripário original (p.ex. ver Castro, 1996; Mendiando *et al.*, 1998)

Os *solos regionais*, denominados de *Oxisolos* ou *Latossolos*, são propensos ao aparecimento de vossorocas se há desmatamento seguido de tímidas práticas conservacionistas. Também a flora e a fauna ripária está em franco declínio e onde só restam apenas algumas “ilhas” de conservação ambiental conforme as iniciativas locais, dos municípios ou dos poucos parques nacionais. Isso leva a um retrocesso contínuo das margens dos canais, cuja instabilidade estrutural cresce, assim como uma total perda da biodiversidade interna dos seus arroios. Não é difícil encontrar o relato de pesquisadores que teriam tomado até um “banho de piscina” nos arroios do Planalto, mas onde hoje praticamente há poucos fios d’água (Neroli 1995; comunicação pessoal).

Um tempero adicional a esse quadro é o *clima* que se caracteriza por fenômenos extremos de *El Niño* ou *La Niña*. Esses extremos de muita ou de pouca precipitação incidente, determinam um desequilíbrio marcado no balanço hídrico anual. Isso repercute desde as cabeceiras da Bacia de La Plata, com perdas de mais US\$ 78 milhões, em 1983 (Tucci e Clarke, 1998), até as áreas de jusante atravessando os limites internacionais, onde os volumes dos principais rios se acumulam e produzem perdas ainda maiores, como as reportadas de até US\$ 420 milhões pelo El Niño em 1998 (Neiff *et al.*, 2000). Esse cenário é previsto continuar no mínimo durante a primeira metade do século XXI, senão houver medidas mitigadoras em curto prazo, sobretudo nas áreas de cabeceira onde foram escolhidas as bacias para estudo nesta Tese.

## Capítulo 2

### **Incertezas e escalas nas estratégias para a recuperação ambiental de bacias hidrográficas**

Este Capítulo seleciona três tópicos: (1) incertezas junto ao problema de escala, (2) estratégias e (3) recuperação ambiental, todos eles com o objetivo de associá-los sob contextos metodológicos, sendo que um guia de perguntas orienta o capítulo. São revisitados os contextos dos problemas de escala (Mendiondo e Tucci, 1997) a fim de relacioná-los com as incertezas e a recuperação ambiental. É reconhecida a existência de um paradoxo que destaca a necessidade de contar com estratégias para o seu tratamento. Dessa maneira, são propostos os princípios que liguem a lacuna metodológica, p.ex., partindo do campo da modelação, mas que sejam também úteis no campo do manejo das incertezas. Assim, são discutidos os princípios do manejo adaptativo, da resiliência e da verossimilhança das respostas do sistema. Inicialmente, isso permite estender os alcances dos contextos metodológicos e como complemento, orienta o estudo das incertezas na decisão do modelo (Capítulo 3), incertezas nos parâmetros dos modelos (Capítulo 4) e no tratamento alternativo das incertezas naturais e as do modelo (Capítulo 5). Como resumo deste Capítulo 2, propõe-se uma gestão integral das incertezas, sob cenários de longo prazo, a partir da *Geobiohidrologia* e com o objetivo de contribuir num manejo integrado para a recuperação ambiental.

**Palavras-chave:** incertezas e escalas, recuperação ambiental, estratégias.

## 2.1 Introdução

Uma quantificação monetária da água doce mundial é que ela ronda os US\$ 8.000 bilhões por ano (IUCN, 2000), ao mesmo tempo em que o custo do aquecimento global ronda os US\$ 300 bilhões anuais (UNEP, 2000). O efeito é que a crise mundial em questão de “poupança hídrica” é preocupante. Só no século XX, mais dos 50 % dos banhados de água doce dos países desenvolvidos têm desaparecido, em virtude de políticas que enfatizaram somente o conceito de drenagem de terras úmidas (IUCN, 2000). Essas políticas do século XX valeram-se do conceito de “incerteza” para usá-lo com objetivos exclusivos, isto é, para um determinado fim. Um exemplo comum disso foi (e na maioria dos casos continua sendo) incluir a incerteza para estimar o risco de falha no funcionamento de um sistema, seja ele natural ou sob controle humano, ou seja, determinar o grau de eficiência do sistema a cumprir o seu objetivo numa determinada escala espacial e temporal.

No começo do século XXI, e com pressões de sustentabilidade na escala global, p.ex., em termos econômicos, sociais e ambientais, as políticas públicas começam a reconsiderar a incerteza em termos mais amplos. Por exemplo, incluir o manejo das incertezas presentes em (1) várias escalas ambientais, (2) diferentes valores sociais e (3) com indicadores econômicos alternativos. A intenção implícita disso é aprimorar tanto os cenários sustentáveis desejados e possíveis, como também os caminhos viáveis que permitam uma recuperação da sustentabilidade perdida. Tendências são discutidas pelo Corpo de Engenheiros dos E.U. A. (1999) e por NRC (2000).

Na ciência, como na política, as pressões são fortes. Por exemplo, a Engenharia Civil é cada vez mais demandada em termos de procurar respostas na área de Recursos

Hídricos e Saneamento Ambiental para atender às considerações de sustentabilidade, o que inclui propostas em termos de recuperação ambiental. Na realidade, há dois extremos, ou super-categorias, nesse problema: um extremo comandado pelas incertezas, e o outro pelas escalas ambientais. No caso, o atual estado da arte pressupõe que novas oportunidades interdisciplinares de pesquisa, ensino e extensão dos Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental estão surgindo para atender a essas demandas hídricas sustentáveis. As iniciativas interdisciplinares de “*Geobiohidrologia*” (Kobiyama *et al.*, 1998), “*Ecohidrologia*” (Rodríguez-Iturbe, 2000), “*W-E-B: Water-Earth-Biology*” (Gupta *et al.*, 2000) são alguns exemplos.

Baseado na experiência profissional com grupos de trabalho, pesquisa e ensino na área de *Geobiohidrologia*, este Capítulo tem como objetivo discutir uma guia de perguntas e respostas (Tabela 2.1) que orienta os conceitos (subitem 2.2). São propostos os princípios que ligam esses tópicos às estratégias (subitem 2.3), permitindo fornecer uma síntese metodológica a partir da experiência (subitem 2.4), para mostrar como a incerteza e a escala podem ser direcionadas de forma plausível na recuperação ambiental.

Os passos das estratégias para a recuperação ambiental são identificados (subitem 2.5), e exemplos de estratégias para a recuperação ambiental são descritos (subitem 2.6). As discussões procuram motivar novas atitudes de manejo das incertezas e das escalas quanto à sustentabilidade, que esbarram geralmente na causa de duas limitantes: por um lado, a comunicação entre disciplinas; por outro lado, a complexidade dos sistemas ambientais (subitem 2.7). São assim propostos três âmbitos de atuação da *Geobiohidrologia*, que enfatizam na sustentabilidade de políticas de curto, meio e longo prazos, a fim de que a incerteza e os problemas de escala sejam incluídos em nível de

planejamento estratégico (subitem 2.8). Dessa maneira, são recomendados caminhos para o aperfeiçoamento dos conceitos e propostas incluídas, com a finalidade de possibilitar, por um lado, um intercâmbio de idéias entre disciplinas e grupos e, por outro, colaborar com pesquisas futuras (subitem 2.9), e que justifiquem o tratamento nos restantes capítulos desta Tese.

Tabela 2.1- Guia das incertezas e escalas nas estratégias para recuperação ambiental.

| Conceito   | Pergunta que orienta o conceito   |
|--|---|
| Tópicos selecionados<br>- Incerteza e escala<br>- Estratégias do manejo<br>- Recuperação ambiental | Como podem ser abordadas metodológica e viavelmente?<br>Como esses dois conceitos podem ser usados em conjunto ?<br>Como aplicar abordagens baseadas nos sistemas naturais ?<br>Qual é a sua pertinência nas escalas, incertezas e estratégias ?      |
| Princípios de ligação<br>- Manejo adaptativo<br>- Resiliência<br><br>- Verossimilhança             | Como ligar os tópicos selecionados ?<br>Há necessidade de reaprender lições do manejo prévio?<br>Como fazer uma mímica alternativa dos sistemas ambientais ?<br>Com quais alternativas ela se depara no manejo adaptativo?                            |
| Estratégias<br>- Métodos simples<br>- Métodos integrados<br>Discussão                              | Como usar tópicos e princípios para atender metas viáveis ?<br>Os princípios de ligação são medianamente requeridos ?<br>Os princípios de ligação são altamente requeridos ?<br>Quais limites introduzem as metas viáveis num grupo interdisciplinar? |
| Propostas  | Como direcionar os âmbitos da sustentabilidade em cenários ambientais?  |
| Recomendações  | Como se pode direcionar novos passos via Geobiohidrologia?  |

## 2.2 Tópicos selecionados

Os assuntos do tema “incertezas e escalas nas estratégias para recuperação ambiental” são vários e cada um deles precisa de uma abordagem em separado, comentado a seguir.

## 2.2.1 Escalas e incertezas

No primeiro caso, as escalas e as incertezas são associadas em conjunto, a fim de fazer a estratégia mais integral para alcançar um objetivo. Numa analogia figurada, a incerteza e a escala podem ser vistas como as duas pontas de uma mesma corda a ser usada.

### 2.2.1.1 Escala

Num extremo da corda, os sistemas ambientais comportam-se através de múltiplas escalas. Padrões podem aparecer e desaparecer em função da escala do estudo. Um processo comandando um comportamento numa determinada escala pode ser insignificante numa escala maior, embora as discontinuidades possam resultar numa heterogeneidade. Em síntese, isso é uma propriedade emergente a partir da *diversidade* de padrões que existem em determinadas escalas. Por outro lado, os aspectos de sistemas complexos que mudam com a escala são atribuídos ao “problema de escala”, reconhecido aqui como a *transferência de informação* entre as diferentes escalas, sejam elas espaciais e temporais, ou sejam multidimensionais. Exemplos de transferência de informação nas geociências são usados através de processos de agregação, desagregação, modelos embutidos e modelos acoplados (Blöschl e Sivapalan, 1995; Mendiando e Tucci, 1997a; Sposito, 1998). Todos esses métodos incorporam, de alguma forma ou de outra, um grau de *representatividade* das quantidades ou qualidades a transferir entre as escalas de interesse. Para fazê-lo, há uma falta de evidências suficientes no estudo, e por isso há um *reconhecimento da incerteza* para solucionar o problema. Para isso, há duas abordagens a aplicar.

Primeiro, há uma abordagem que é dada pelo estabelecimento de leis de escala, ou seja, simples equacionamento – com poucas variáveis que intervêm nas escalas da análise,

para descrever aspectos de sistemas complexos, através do uso de uma ou de poucas equações simples, p.ex., uma lei exponencial. Isto é, simplificar (e, ao mesmo tempo, reduzir) o estudo a um problema facilmente tratável, o que é uma vantagem em termos quantitativos. Essa metodologia aparece Wood (1998), entre outros. A limitação dessa abordagem é restrita unicamente às variáveis descritas nas equações e, portanto, pode não explicar o comportamento de outras variáveis associadas às primeiras, as quais, devido à não-linearidade dos sistemas naturais, é de esperar que tenham um comportamento diferente. Ou seja, a interpretação metodológica da abordagem com dados de um único grupo de variáveis, quando os dados dos outros grupos de variáveis são escassos, precisa ser aprofundada.

Segundo, existe uma abordagem alternativa que é reconhecer que as categorias da diversidade, transferência de informação, representatividade e reconhecimento de incertezas são paradigmas não de uma só disciplina, senão de várias, o que significa reconhecer (1) um *contexto disciplinar*. Sendo assim, essas categorias devem ser tratadas de modo mais amplo, com o objetivo de incluir (2) um contexto conceitual (ou racional) e (3) um contexto histórico. O *contexto conceitual* atende a uma dialética de aspectos qualitativos e quantitativos, ou seja, o desenvolvimento do raciocínio através da argumentação dialogada (que é uma definição de “dialética”). Nesse segundo contexto, as faces da incerteza do problema (contida nos aspectos de complexidade, sistêmico, transdisciplinar, dominante, discreto e relativista) e a análise da incerteza (regida por: heterogeneidades, condições iniciais, hierarquias de escala, abordagens concentrado/distribuído, parâmetros efetivos). A Figura 2.2 visualiza esses conceitos.

Por outro lado, o *contexto histórico* incorpora o desenvolvimento das necessidades científicas e sociais, por meio das hipóteses integradas nos modelos e por meio dos princípios de ligação para a recuperação da sustentabilidade. Qualquer matriz de contextos disciplinar, conceitual e histórico (um exemplo é dado em Mendingo e Tucci, 1997c) tem como desvantagem que não há uma única lei de escala (como na primeira abordagem), senão vários métodos extraídos da prática e com resultados que precisam ser avaliados por várias disciplinas e por vários setores interessados no problema. Há também uma vantagem: dispor de uma metodologia para reunir alternativas viáveis em torno de um problema comum.

Seguindo a analogia figurada da “corda” do subitem 2.2.1, a matriz de contextos é um conjunto de “laços” (formado pela corda cujas pontas são a incerteza e a escala) que permitem “segurar” o problema. Nessa analogia prática, as categorias internas aos contextos são os tipos de nós. Como amarrar e desamarrar nós é arte de abordar o problema.

#### **2.2.1.2 Incerteza**

Um outro extremo da corda é a incerteza, no nosso caso, com respeito aos fenômenos ambientais, que explica que um resultado é desconhecido ou não pode ser estabelecido *a priori*. A classificação geral de incertezas (Morgan e Henrion, 1995 ; Van Asselt, 1999 ; NRC, 2000) destaca dois tipos. Primeiro, as variabilidades naturais — chamadas também de incerteza “física”, “externa”, “objetiva”, “aleatória” ou “estocástica” — denominadas de incertezas de primeiro tipo (I), que tratam com a variabilidade do mundo físico, sob a hipótese de que essa aleatoriedade é irreduzível.

Segundo, existem incertezas do conhecimento — mencionadas também com adjetivos de “epistêmicas”, “funcionais”, “internas”, ou “subjetivas” — e denominadas de incertezas de segundo tipo (II). Esse segundo tipo trata da falta de entendimento dos eventos e processos ambientais e/ou da falta de dados, os quais possibilitariam uma maior inferência. O suposto é que essa tal falta de conhecimento é reduzível na medida em que se tenha maior informação. Este tipo de incertezas pode ser interpretado como a incerteza que há nos processos de um modelo já escolhido (p.ex., incertezas dos parâmetros do modelo) como também a incerteza na escolha do modelo (p.ex., incerteza de qual o melhor modelo para o protótipo em questão).

O primeiro subgrupo (incerteza dos parâmetros) é o que apresenta maior literatura via análise de sensibilidade (p.ex., Clarke, 1994; Morgan e Henrion, 1995, entre outros). No segundo subgrupo (incerteza da escolha do modelo), descrevem-se exemplos da inabilidade por entender (1) os objetivos de preferência que um usuário ou que um setor da sociedade acha importante quanto ao modelo a propor, ou (2) como alguns valores alternativos num dimensionamento, num projeto ou numa hipótese deveriam ser avaliados de preferência em relação a outros, ou (3) quais escalas espaço-temporais de um dimensionamento teriam prioridade em relação a outras.

Em síntese, a variabilidade natural é assumida como sendo uma incerteza do mundo real, isto é, uma aleatoriedade natural ou inerentemente não-reduzível, porém útil de conhecê-la e, sobretudo, de manejá-la. Do outro lado, a incerteza do conhecimento é assumida como uma incerteza mental ou racional, uma função dos modelos e dados a usar, na qual também incorpora a tomada de decisão apoiada pelo modelo mais apropriado. Essas noções de incerteza podem ser proporcionadas de forma qualitativa ou quantitativa

(Morgan e Henrion, 1995; Van Asselt, 1999; NRC, 2000). No exemplo quantitativo (trabalhado nesta Tese), a incerteza é atribuída a uma medida da variância estatística ditada pelas leis de probabilidade.

Como ligar esses dois extremos, p.ex., as duas pontas da corda: a da incerteza e a da escala? Como fazer um retrato dos dois extremos da corda? Considerando a explanação do subitem 2.2.1.1, uma forma plausível é retratar os contextos e categorias que influem no problema concreto, isto é, propor contextos a partir dos problemas de escala e retratar as incertezas através de categorias da análise. É assim possível introduzir a visão da incerteza a partir de uma matriz de contextos da escala, deixando mais evidente a sua importância nos problemas ambientais. Por exemplo, a incerteza pode (ou não) ser reconhecida (*contexto disciplinar*), influenciando nos aspectos qualitativos e permitindo, ao mesmo tempo, a sua análise e tomada de decisão (*contexto conceitual*).

Dessa forma, a matriz contextual dos problemas de escala proposta por Menciondo e Tucci (1997c) deve ser ampliada quanto às incertezas. Porém, esse conglomerado epistemológico de escalas e incertezas, com contextos e categorias, exige estender — e ao mesmo tempo entender — que o *contexto histórico* deveria ser ampliado igualmente. Isto é, deixar explícitas as instâncias disciplinares e conceituais a partir das necessidades científicas e sociais. Eis aí que se incorporam os objetivos que submetem as supercategorias de incerteza e escala no problema. Exemplos desses objetivos podem ser: (1) modelação integrada e (2) recuperação ambiental. No primeiro caso, existem princípios de funcionalidade, transição escalar e de proximidade (Menciondo e Tucci, 1997c), que condicionam a modelação, no entanto sem restringir o seu uso e, sobretudo, que permitem identificar as estratégias.

No segundo caso, trabalhado neste Capítulo e ao longo desta Tese, a ampliação do contexto histórico é comandada pela meta de recuperação ambiental de bacias hidrográficas. Sendo assim, o contexto histórico é obrigado a propor novos princípios (subitem 2.3), diferentes dos da modelação integrada, porém que permitam ser complementados por ela. Para tal fim, e antes de rever esses princípios, é importante delimitar o que é a estratégia (subitem 2.2.2) e redefinir a recuperação ambiental.

É oportuno mencionar que este Capítulo considera os dois extremos, a incerteza e o problema de escala, em um nível equivalente de supercategorias como uma conveniência metodológica quanto à sua aplicação, uso e/ou manejo nesta Tese. Quando um exemplo prático se apresenta, esses dois extremos podem se complementar de forma mais variada, de acordo com a natureza da análise, do objetivo, da técnica e dos dados disponíveis. Por exemplo, quando uma análise de incerteza é proposta para ser discutido numa mesa com tomadores de decisão, é possível considerar o problema de escala como derivado da incerteza, como apresentado no subitem 2.8.4. Num outro exemplo, quando a regionalização de variáveis é procurada como primeiro objetivo, é de se esperar que incertezas de uma variável particular (ou de várias) apareçam logo, justificando um detalhe maior *a posteriori*. Casos de regionalização são apresentados por Mendiondo (1995).

Em síntese: incertezas e problemas de escala são dois extremos que se complementam de forma a fornecer uma visão, ou a sua outra alternativa, a fim de facilitar o tratamento *prático* de um problema ambiental. A discussão epistemológica se um desses extremos é maior ou menor do que o outro escapa dos alcances desta Tese, a qual se aprofunda nas estratégias.

## 2.2.2 Estratégias

Há uma grande variedade de estratégias para a modelação e o manejo dos sistemas ambientais e, portanto, para a recuperação destes. É assim razoável propor uma concepção orientada naturalmente, p.ex. através de bacias hidrográficas? Neste Capítulo 2 e ao longo desta Tese, uma estratégia para a modelação é interpretada como: *“uma abordagem naturalmente baseada a partir das evidências físicas que não só permitem otimizar os propósitos de uma modelação integrada, senão também que é capaz de introduzir uma flexibilidade no seu tratamento”*. Esta equivale às ações, manejos, usos e/ou políticas pela colaboração entre os interessados (p.ex. científicos, proprietários, gerentes, comitês de bacias, etc.) para se adaptar às mudanças do sistema com o fim de ter decisões integrais. Em resumo, procura-se um conceito operativo, ao invés de uma definição exclusiva.

Um exemplo que distingue uma estratégia de manejo de uma avaliação comum de causa-efeito dos sistemas hidrológicos é visualizado na Figura 2.1. A parte superior dessa figura mostra a estratégia comumente seguida na modelação tradicional de sistemas simples, p.ex. entradas, operadas por um sistema ambiental e que produzem saídas. Uma abordagem alternativa é introduzir no sistema anterior uma componente das decisões a tomar para o manejo, as quais estão baseadas não só no comportamento percebido do sistema anterior (Figura 2.1, a), senão também por uma componente que avalia a performance do sistema conforme meta(s) estabelecida(s) na toma de decisão (Figura 2.1, b). Em síntese, uma estratégia de manejo é uma analogia a um sistema flexível, que se adapta e apreende conforme ganha conhecimento do sistema-protótipo sob análise. Exemplos desse segundo tipo são originários da nova teoria de sistema, p.ex., é oportuno rever os casos e variantes em Zadeh e Polak (1969), Elzas *et al.* (1989) e Cellier (1991). No

entanto, cada estratégia está orientada numa determinada preferência. Neste Capítulo, e na Tese, essa preferência emerge da recuperação ambiental.

### 2.2.3 Recuperação de sistemas ambientais

As classes de definição de sistema são muitas. Exemplos aparecem em Zadeh e Polak (1969), Elzas *et al.* (1989), Cellier (1991) e Lei e Schilling (1998). Nelas, o *sistema* é abordado como “uma parte separada do meio ambiente”; p.ex., uma bacia hidrográfica é um sistema separado do seu meio pela divisória das águas.

Em outras abordagens, p.ex., abordada por Müller (1999), quem fez um estado da arte da teoria ecológica, há uma redefinição de sistemas como: “complexas unidades no espaço e no tempo, que estão cooperando sistematicamente numa forma que as configurações integrais de estrutura e função podem ser recuperadas logo após ter acontecido qualquer distúrbio”. Em termos específicos, isso inclui escalas do problema e a sua associação com a recuperação própria do sistema. Em termos gerais, poder-se-ia interpretar que a recuperação dos valores do sistema “bacia” deve ser apontada não somente por boas ações, senão também por estratégias apropriadas (subitem 2.2.2). Num sentido estrito, a *recuperação* de bacia é a conversão do seu ecossistema para a condição prévia a um distúrbio. Isso é obtido através de *princípios guias potenciais* (p.ex., Milner, 1994; Brooks e Shields, 1996; FISRWG, 1998, entre outros), no sentido de orientar as metas finais (“end-points”), quando comparados com condições de pré-distúrbio e/ou sem estresse. A literatura especializada aponta o exemplo alemão de “*potentielle Leitbilder*”, onde guias potenciais na recuperação ambiental são documentados por extenso (p.ex., Kern, 1992; Larsen, 1994, etc., ver também discussões no Capítulo 5).

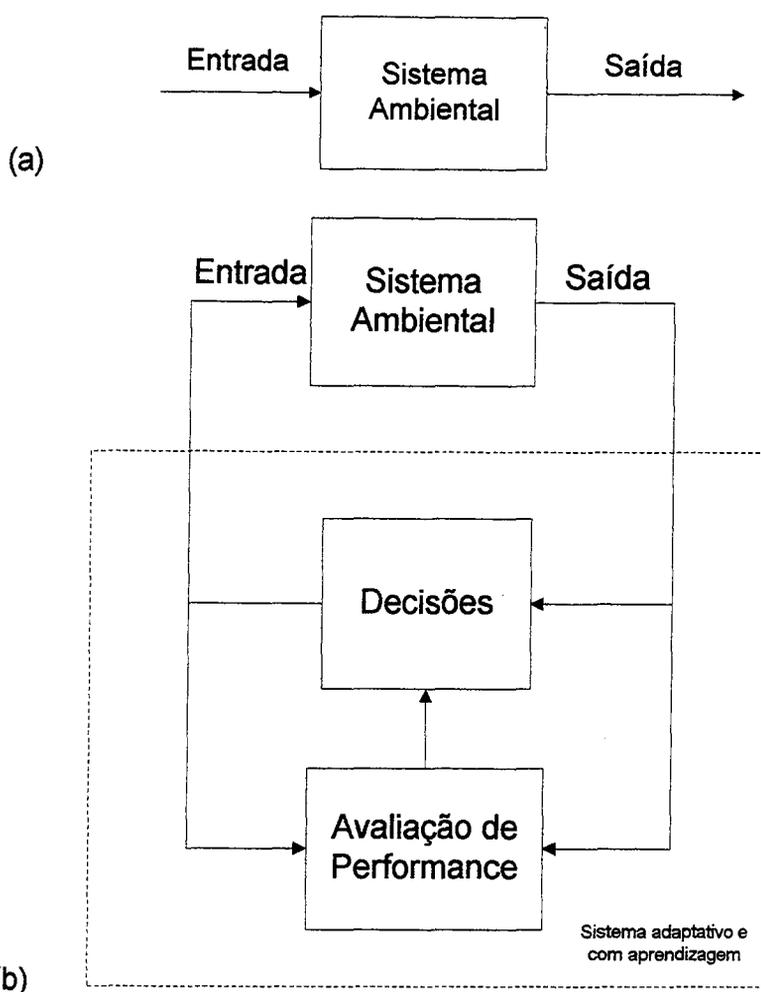


Figura 2.1- Abordagem tradicional (a) e estratégia de manejo (b) dos sistemas ambientais.

De forma paralela, a *restauração* é a conversão de um ecossistema degradado por um estado alternativo ou de uso, proposto para encontrar um objetivo particular do manejo. Por exemplo, isso é geralmente relacionado com a conservação da biodiversidade, e com decisões de manejo que melhoram a taxa de recuperação, através das metas de desenvolvimento ecológico, conhecidas como “*integrierte Leitbilder*”, ou guias integradas de manejo (DVWK, 1996). A *reabilitação* é um tipo de restauração sem ter uma referência ao seu estado inicial (Milner, 1994). Embora mais restrito, o usualmente feito para o manejo de sistemas ambientais, quando não há dados disponíveis de épocas passadas, é

aplicar uma restauração e/ou reabilitação ao invés de recuperação. Em síntese, restauração e reabilitação são condições necessárias; a recuperação (no sentido estrito, isto é, de “renaturalização”) é uma condição suficiente. No sentido estrito, as duas primeiras são manejadas; no sentido geral, a última (recuperação) é procurada.

#### **2.2.4 Paradoxo “incerteza-escala-recuperação”**

Até qual escala é válida a recuperação ambiental? Como as escalas e as incertezas fazem sentido na restauração e/ou reabilitação ambiental? Exemplos atuais de Europa e América citam projetos com trabalhos de pequena e média escalas, a fim de proporcionar um resultado esperado de mitigação de efeitos ante a ocorrência de grandes e generalizados distúrbios, p.ex. das grandes cheias. Alguns exemplos são (1) o projeto europeu IRMA (Interreg-Rhein-Meuse Activities; <http://www.irma-programme.org/>), com uma área de 191.000 km<sup>2</sup> e orçamento de € 426 milhões, e (2) o exemplo latino-americano de controle do Baixo Paraná na Argentina (Neiff *et al.*, 2000), recebendo um escoamento de uma área de 3.000.000 km<sup>2</sup>, com orçamento de US\$ 420 milhões.

As recuperações ambientais são, de forma geral, aplicáveis a muitas escalas, numa faixa desde a vertente ou encosta até adotar políticas de controle dos grandes sistemas, o que depende das metas e das opções de manejo. Por exemplo, quando uma recuperação ambiental é desejada, três opções aparecem: (1) não fazer nada, (2) tratar de voltar à condição desejada em que havia uma estabilidade anterior a um distúrbio (o que significa levar em consideração uma recuperação a uma situação prístina do passado), ou (3) admitir que o sistema foi mudado de forma irreversível e, sendo assim, a estratégia é se adaptar a

um novo equilíbrio do sistema já alterado (isto é, levar o problema a uma condição de manejo por meio de uma restauração ou reabilitação).

Em síntese, esses aspectos redescobrem o verdadeiro rosto da recuperação ambiental que não passa despercebido nessa Tese: na prática, os problemas ambientais são combinados, reunidos e manejados na pequena escala [que é a escala de atuação humana através da restauração ou reabilitação], para direcionar, na teoria, uma resposta emergente [de recuperação] na escala do sistema maior.

O anterior leva ao paradoxo “incerteza-escala-recuperação” levantado na Tese: a maioria dos projetos de restauração representa somente tentativas para reabilitar escalas ambientais selecionadas, desejando uma resposta do sistema na macroescala e predeterminando uma estrutura e uma função a serem alcançadas de forma incerta. Na literatura, os trabalhos corroboram essa limitação (p.ex., Brooks e Shields, 1996 ; Gore e Shields, 1996). De forma concreta, esse é o estado da arte atual da teoria dos ecossistemas quando colocada frontalmente com a prática corrente de recuperação. É também o *tipo* de herança que recebe o século XXI em termos de unificar (ou desmistificar!) as expectativas em torno da recuperação ambiental. Em termos práticos, o paradoxo mencionado precisa de princípios de ligação, de maneira de dar coerência no contexto histórico (subitem 2.2.1.2) em termos de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

### **2.3 Princípios de ligação**

Demandas globais, como mudança climática, sustentabilidade, recuperação de valores perdidos, etc., impactam no ambiente e são publicados por IUCN (2000) e UNEP (2000). Por isso, a recuperação ambiental, a incerteza e o problema da escala são comandados por

princípios ou hipóteses integradoras, com o objetivo de ligar a lacuna entre as diferentes iniciativas interdisciplinares, ao invés de criar abordagens isoladas (ver comentários de Holling, 1996; Walters, 1997; Van Asselt, 1999; NRC, 2000).

Como poderia ligar assuntos de incerteza, escala e recuperação ambiental e torná-los praticáveis? As respostas não são únicas; nem o Capítulo nem a Tese pretendem ser absolutos quanto a isso. Pelo contrário, é aqui sugerido que há necessidade de ter *princípios de ligação*, isto é, um subgrupo de categorias que levem o problema a um tratamento quantitativo. A partir da experiência na área de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, e da literatura ocupada em cada um desses casos, foram escolhidos três princípios que conseguem amenizar o uso das incertezas e problemas de escala nas estratégias para a recuperação ambiental de bacias hidrográficas. Esses princípios são enumerados através de três perguntas:

- Há necessidade e viabilidade de incorporar as lições e as aprendizagens dos casos em que os sistemas ambientais foram manejados ? (subitem 2.3.1);
- Como pode ser proposta uma forma plausível de comportamento-e-adaptação de sistemas sob distúrbios ? (subitem 2.3.2); e
- Dadas as respostas múltiplas dos sistemas ambientais, quais abordagens se perfilam como abordagens integradas e coerentes para o comportamento dos sistemas ambientais ? (subitem 2.3.3).

### **2.3.1 Manejo Adaptativo**

No manejo dos sistemas ambientais, há necessidade de lições a serem aprendidas ? A primeira categoria que perfila uma resposta do tipo é a dominada pelo *manejo adaptativo*,

o qual é uma abordagem integrada, multidisciplinar para confrontar a incerteza e o problema de escala em termos práticos. Isso é consequência (1) do reconhecimento de que o manejo adaptativo sempre mudará como um resultado da intervenção humana (p.ex., do usuário, do gerente, do comitê de bacia, do planejador, etc.), (2) das surpresas no comportamento do sistema que são inevitáveis, porém quantificáveis em termos probabilísticos, ou até preditos com uma antecedência conforme a memória do sistema. Também se reconhece no manejo adaptativo que as surpresas no comportamento do sistema provêm de várias escalas, e que novas incertezas emergirão (Holling, 1978; Walters, 1986; Gunderson, 1999). E, dessa forma, uma aprendizagem ativa é a forma como as incertezas são dribladas.

Portanto, o manejo adaptativo pode ser considerado como uma abordagem científica para o apoio à decisão que raciocina a partir das incertezas, as quais são usadas como blocos ou tijolos de construção para chegar às interpretações do processo de tomada de decisão. Casos de manejo adaptativo junto às incertezas se publicam: (1) da experiência nos Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, através das “Novas Diretrizes no Planejamento dos Recursos Hídricos do Corpo de Engenheiros dos EUA” (NRC, 2000), (2) da tomada de decisão (Van Asselt 1999) e (3) da mudança climática (Peterson *et al.*, 1997).

O fim último do manejo adaptativo das incertezas e problemas de escala é facilitar a procura, tanto de alternativas integradas, assim como protocolos flexíveis. A palavra “integrada” implica que a estratégia escolhida é a que desencadeia um próximo passo futuro favorável [para determinados fins ou preferências], diminuindo a chance por situações futuras indesejáveis. Por exemplo, o *sensu comum* usado num manejo ambiental, na hora de escolher uma prática conservacionista ao invés de outra, é uma forma de manejo

adaptativo. Um exemplo disso é apresentado no Capítulo 5 desta Tese. Por outro lado, esse manejo adaptativo representa, em termos práticos, um *protocolo flexível*, que nada mais é que um procedimento descrevendo a seqüência de passos, suficientemente abertos para mudar ou serem revertidos se há novas evidências, atualizações ou supostos que emergem do manejo simples *junto* ao problema. Como mostrado na Figura 2.1, b: a tomada de decisão é parte do sistema de manejo e, portanto, trabalha junto ao sistema protótipo.

Neste Capítulo 2, é proposto que as estratégias para o manejo (subitem 2.2) oferecem um caminho promissor para obter tal integração. Pela natureza, a estratégia baseada na bacia hidrográfica é integrativa (Mendiondo e Tucci, 1997c), salientando conceitos físicos, biológicos, sociais e econômicos (Kobiyama *et al.*, 1998). Não é de surpreender que esses manejos adaptativos procurem uma linguagem comum frente a dois desafios: (1) dar preferência pela abordagem integrada (p.ex., incluindo as hipóteses de processos diferentes, porém atuando de forma paralela), ou (2) dar preferência pela abordagem acoplada (isto é, que confere as partes do sistema acertando a forma de intercambiar a informação entre elas).

No último caso, a incerteza é usada como produto final de um processo dedutivo da modelação dos sistemas ambientais. No primeiro caso, pelo contrário, a incerteza é utilizada como uma entrada ao processo de tomada de decisão, para controlá-la, delimitá-la ou transformá-la para um uso específico. Um exemplo disso é a Figura 2.1, comparando um sistema tradicional com um outro sistema “que apreende”. Nesse ponto, é bom resumir o conceito de manejo adaptativo (Holling, 1978, pág. 9): “como um processo interativo pelo qual são usadas técnicas para diminuir como também para se beneficiar das incertezas, a fim de criar políticas resilientes”.

### 2.3.2 Resiliência

Por um lado, as “políticas” de manejo são entendidas por regras através de determinadas ações/decisões, adotadas pelo gerente de um sistema ambiental, e que são feitas para um determinado fim. Isto é, o estabelecimento de em quais momentos ou sob quais condições aparecerão determinadas ações e/ou decisões. Por outro lado, “resiliência”, seguindo a definição de Holling (1978) e seguidores, é uma propriedade que permite ao sistema absorver e utilizar (e inclusive se beneficiar de) uma mudança.

Se o manejo adaptativo é desejável, como pode ser melhor feita a mímica de um comportamento natural sob distúrbio? A questão é pertinente à modelação, (1) não só para as opções de simulação, (2) senão também nas situações de testes de hipóteses. O primeiro (a partir de um ponto de vista científico) considera a modelação sob uma estratégia integrada (subitem 2.2). O segundo (a partir de um ponto de vista da tomada de decisão) considera que os modelos são representações incompletas de sistemas sob manejo (Walters, 1997). Isto simplesmente postula que um sistema sob manejo está sempre abaixo de condições de mudança, as quais poderiam ser absorvidas pela resiliência em termos gerais. Mas, em termos específicos, há duas abordagens da resiliência (Holling, 1996), úteis para a Tese.

A primeira abordagem recai na eficiência, constância e predição, como a robustez estatística, que permite otimizar os parâmetros independentes da distribuição escolhida *a priori*. Essa visão é denominada de *resiliência da engenharia* (Holling, 1996), ou de primeiro tipo (I), na procura de situações livres de falhas e dominadas por uma procura das condições de retorno [aos estados prévios ao distúrbio]. Essa é também a definição mais tradicional e popular que se concentra ao redor de um estado de equilíbrio, em que a

resistência ao distúrbio e a velocidade de retorno ao equilíbrio (p.ex., através da análise de sensibilidade das funções derivadas de uma variável dependente de outras) são usadas como uma medida dessa propriedade.

A segunda abordagem de resiliência concentra-se nas características de persistência, mudança e falta de predição dos modelos, e é denominada de *resiliência ecológica* (Holling, 1996), o de segundo tipo (II). Esse tipo enfatiza diversas condições longe de um estado de equilíbrio permanente, em que instabilidades podem fazer movimentar o sistema para um outro regime de comportamento, ou para outro domínio alternativo, e possível, do sistema. Nesse caso, a medida da resiliência é a magnitude do distúrbio que pode ser absorvida antes que o sistema mude a sua estrutura pela mudança das variáveis e processos que controlam o comportamento. Comparações de tipos de resiliência aparecem em Neiff *et al.*, (2000).

Como síntese geral do conceito, a habilidade de um ecossistema de continuar a persistir apesar de um distúrbio e mudança é direcionada pela resiliência (Holling, 1978). Portanto, essa habilidade depende da continuidade de processos ecológicos nas menores e maiores escalas do sistema (Peterson, 1997).

Neste Capítulo 2, e ao longo da Tese, a abordagem adotada é no sentido duplo: (1) de *resiliência ecológica* através da comparação de dois modelos possíveis (p.ex., Capítulo 3) e (2) de *resiliência da engenharia* através da quantificação mecanicista através da elasticidade (Fiering, 1982 ; Morgan e Henrion, 1995), isto é, pela razão entre incrementos de variáveis e os seus módulos respectivos. Matematicamente, a resiliência da engenharia inclui uma análise de sensibilidade através das derivadas parciais da(s) função(ões) em relação às variáveis independentes (tratado no Capítulo 4).

É oportuno mencionar que a resiliência pode ter ainda vários outros indicadores, em níveis espacial e temporal, sejam eles locais, instantâneos ou integrados no tempo e/ou no espaço. A literatura oferece exemplos conforme o problema e a técnica usada para direcionar o mesmo (Fiering, 1982a, 1982b; Kundzewicz, 1995; Kundzewicz e Kindler, 1995). Em cada um desses casos, a aplicação da resiliência é diferente quanto aos indicadores, porém se trata de ressaltar a performance do sistema relativa a(os) objetivo(s) e à estabilidade em torno dele(s). Um tratamento ainda mais amplo do conceito de resiliência é direcionado pelo grupo “Resilience Alliance” (<http://www.resalliance.org/>). Exemplos alternativos de dispositivos resilientes são os dispositivos de seguro contra riscos hidrológicos (ver exemplo em Pilar *et al.*, 2001).

### 2.3.3 Verossimilhança

As duas abordagens quanto à estabilidade de um sistema estimado pela resiliência (subitem 2.3.2) são fundamentais no campo de recuperação, reabilitação ou restauração ambiental. Ao mesmo tempo, essas abordagens de resiliência chegam a ser de uso alternativo — e no melhor dos casos, combinado — quando não só (1) identifica a eficiência de uma função próxima de um equilíbrio, senão também (2) ante a probabilidade de se ter mais do que um estado de equilíbrio. Isto é, introduzir o conceito de que o sistema pode responder ante uma série de combinações, em que os seus parâmetros e as variáveis de estado fazem emergir através de um comportamento conjunto e provável, e que deixa do lado a idéia de se ter um único conjunto “ótimo” que explique o sistema.

Por exemplo, reconhecer vários conjuntos possíveis de parâmetros que identifiquem *a priori* uma região de ajustes “potencialmente ótimos” ou “os conjuntos de Pareto” (Zadeh,

1963; Yapo *et al.*, 1996; Beven, 1996). Isso leva a considerar não só uma solução ao problema, senão um conjunto delas. É de se esperar um intervalo de comportamento de um sistema ante um estímulo externo, o que identifica a incerteza da predição em termos de intervalos de confiança devido às múltiplas combinações “provavelmente-ótimas” de parâmetros do sistema. Embora sejam originários de métodos diferentes e abordagens não iguais, a literatura oferece exemplos e discussões variadas da variedade de possibilidades de comportamentos de um sistema ambiental. Nesses casos, vários apelidos figurados são propostos, p.ex., “fábulas-contrafábulas”, em Holling (1978); “os fantasmas na máquina”, em Gupta *et al.* (1998); a “equifinalidade”, em Beven (1996); o “lobo com pele de carneiro”, em Gupta (2000); na procura do “El Dorado” de modelos, entre outras.

Do ponto de vista prático, a metodologia proposta neste Capítulo 2, bem como no resto da Tese, é de se (1) reconhecer quais aspectos subjacentes e comuns permeiam esses apelidos figurados ao problema de incertezas, e, portanto, de se (2) revisitar um conceito intrínseco em todos eles: a verossimilhança, como uma propriedade que identifica opções de comportamento natural. Numa definição operativa, (Fisher, 1922; Efron e Tibshirani, 1993, pág. 303; Chow *et al.*, 1994), verossimilhança é a probabilidade conjunta de ocorrência de uma amostra observada, estimada através de uma quantidade que seja proporcional à possibilidade de respostas do comportamento do sistema. Exemplos do uso do princípio de máxima verossimilhança aparecem em Clarke (1994; 1998).

Ao mesmo tempo, a verossimilhança reconhece o grau de dispersão desses comportamentos, o que pode ser utilizado numa análise de incertezas, como também a avaliação dos testes de hipótese, p.ex., para reconhecer qual o grau de plausibilidade ou de rejeição tem um grupo selecionado de preditores no manejo de um sistema. Neste Capítulo

e Tese, *não* há o objetivo de responder, através de uma análise de variância e/ou teste de hipótese, ao grau de verossimilhança de um suposto. A justificativa é simples: os experimentos escolhidos têm dados escassos para utilizar hipóteses em que a demanda de informação é alta. Porém, o objetivo deste Capítulo é reconhecer, no problema escolhido, onde os testes de hipótese deveriam ser aplicados quando, entre outros,

- (1) *Há necessidade de avaliar uma meta*, p.ex., aumentar a sustentabilidade de um sistema pela recuperação ambiental;
- (2) *Os modelos propostos para o sistema devem ser comparados*, p.ex., quando as variáveis e componentes são diferentes;
- (3) *Uma expressão alternativa da incerteza é requerida*, p.ex., quando as variáveis escolhidas apresentam um intervalo de confiança relativo ao um valor esperado;
- (4) *A resiliência da abordagem é identificada*, p.ex., um processo que justifique uma análise da capacidade de lidar com uma mudança; e
- (5) *O manejo adaptativo é proposto*, p.ex., reconsiderar o problema inicial como uma oportunidade de se propor estratégias alternativas também plausíveis.

Em termos gerais, a verossimilhança sintetiza o caráter dinâmico do sistema.

## 2.4 Síntese metodológica

Dessa forma, é possível revisar os tópicos selecionados no título deste Capítulo: “incerteza e escala nas estratégias para a recuperação ambiental de bacias hidrográficas”, fazendo uso dos contextos e categorias, e incluindo o discutido nos subitens 2.1, 2.2 e 2.3. A Figura 2.1 mostra como é feita essa correspondência, a partir da ampliação da matriz do contexto original de Mendiondo e Tucci (1997c). É oportuno salientar que as estratégias de

manejo partem da base do modelo integrado, assim como a recuperação ambiental é uma meta (entre várias outras possíveis!) de sustentabilidade, e escolhida nesta Tese através de estratégias viáveis.

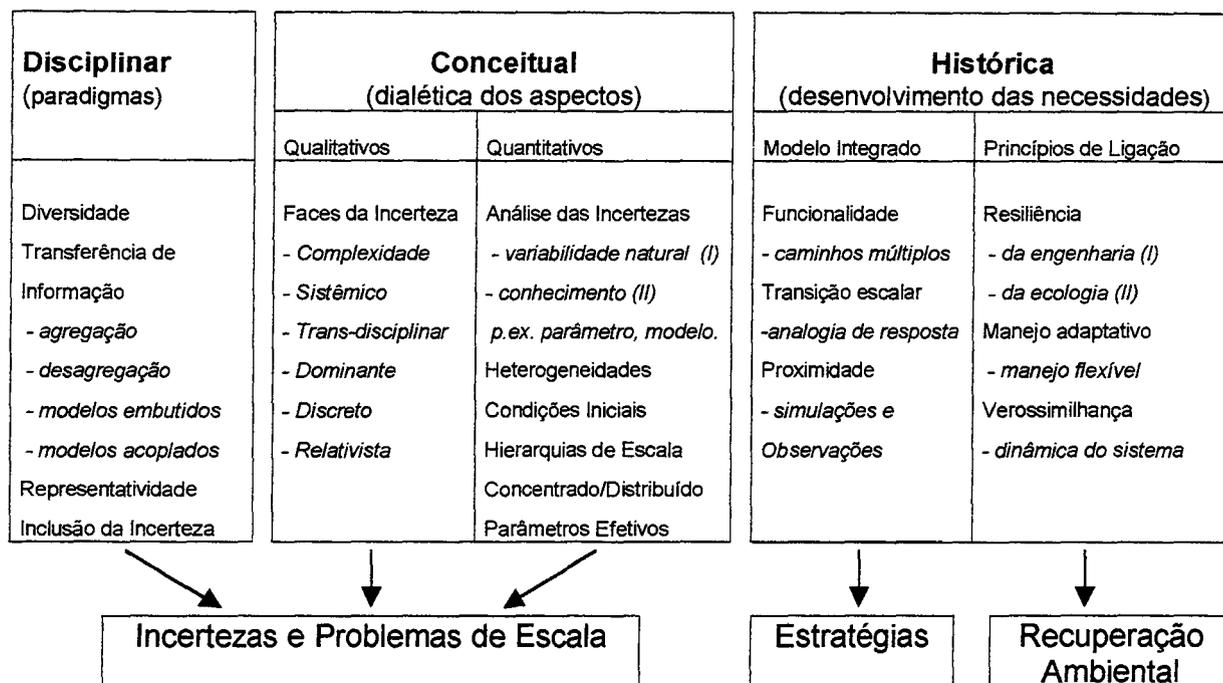


Figura 2.2 – Ampliação da matriz de contextos e categorias (a partir de Mendiondo e Tucci, 1997). Os contextos (blocos maiores) e categorias (termos internos) relacionam as incertezas e os problemas de escala com estratégias de manejo para a recuperação ambiental (quadros inferiores).

## 2.5 Identificação das estratégias

A suave fronteira de comparação entre os tipos de resiliência (subitem 2.3.2), pode ser considerada dentro da discussão das incertezas e verossimilhança, no campo da inferência, p.ex., pelos métodos de estimativa de intervalos de confiança. A pergunta que assim aparece é: Há alguma relação entre os tipos de resiliência, isto é, da engenharia e da ecologia, com os intervalos de confiança estimados a partir de (1) métodos de regressão e

(2) métodos intensivos, p.ex., de Monte Carlo ou via Bootstrap (Efron e Tibshirani, 1993)?

Os primeiros consideram uma única otimização; os outros propõem um intervalo de otimizações. Obviamente, a mímica que se procura fazer do sistema deve dar as possibilidades a ambas técnicas: (1) aquela que busque uma situação ideal, de máxima eficiência, pressupondo um estado de equilíbrio, e (2) outra que aceite a não-uniformidade do processo, a sua dinâmica podendo ser modificada cada vez que o modelo é solicitado e, portanto, oferecendo uma mudança do comportamento, sem deixar de operar as entradas em saídas.

Em síntese, as anteriores abordagens aos sistemas naturais são válidas para derivar a resiliência, a verossimilhança e, assim, a incerteza. O ponto principal é reconhecer que o objetivo deve comandar o problema, incluindo qual estratégia de manejo é mais viável. Não qualquer estratégia é aplicada a qualquer problema. Como podem ser usados os tópicos de incertezas, problemas de escala, estratégias de manejo e renaturalização no sentido de se ter metas plausíveis, quando são aplicados junto aos princípios de ligação? Para isso, são apresentados exemplos de pesquisas convertidas em estratégias de manejo (subitem 2.6), seguindo o interesse dos gerentes e planejadores de ecossistemas. As regras para identificar essas estratégias são propostas neste Capítulo, como segue:

- (1) Identificar quais variáveis são úteis para uma recuperação ambiental;
- (2) Escolher as disciplinas necessárias para a quantificação dessas variáveis;
- (3) Permitir que essas variáveis sejam úteis na modelação e no manejo adaptativo;
- (4) Incluir uma estimativa da incerteza, e o seu tipo, das variáveis e parâmetros;
- (5) Indicar os métodos de avaliação da resiliência, conforme os tipos;
- (6) Apontar a escala de trabalho e o domínio de transferência da informação;

- (7) Rever as limitações da estratégia conforme cenários e sustentabilidade;
- (8) Fornecer um cronograma de aplicação e de resultados esperados;
- (9) Publicar os dados e fornecê-los aos tomadores de decisão;
- (10) Receber as críticas dos tomadores de decisão e adaptá-las no meio-prazo;
- (11) Revisitar os pontos (1) a (10) até conseguir um manejo adaptativo de longo prazo.

## 2.6 Exemplos de estratégias

De forma geral, as estratégias de pesquisa e manejo são divididas em dois grupos: (1) estratégias simples, p.ex., onde o manejo adaptativo seja optativo, e (2) estratégias integradas, p.ex., onde o manejo adaptativo seja mais requerido, ao mesmo tempo em que permite a aplicação de várias estratégias simples em conjunto. No primeiro grupo de estratégias, aparecem: (1) bacias embutidas (Mendiondo, 1995); (2) analogia de transição escalar (Mendiondo e Tucci, 1997c); (3) incerteza de modelo e dos parâmetros de variáveis de estado (Capítulo 3 e Capítulo 4 desta Tese); (4) caminhos preferenciais do escoamento (Mendiondo *et al.*, 1998); (5) efeitos de renaturalização a partir das incertezas nos dados observados e do modelo (Mendiondo *et al.*, 2000; Capítulo 5 desta Tese); (6) eco-hidrologia de terras úmidas a partir de sensoriamento remoto (Mendiondo, 1998; Mendiondo *et al.*, 2000); e (7) princípios guias para a recuperação hidrológica (Mendiondo, 2000). No segundo grupo, aparecem (8) a integração de processos hidrológicos (Mendiondo e Tucci, 1997c) e (9) o manejo via Geobiohidrologia (Kobiyama *et al.*, 1998).

As principais perguntas, que justificam a aplicação de cada uma dessas estratégias, aparecem na Tabela 2.2. A classificação da Tabela 2.2 é extraída da experiência com

grupos interdisciplinares das disciplinas que aparecem na Tabela 2.3, na qual também aparecem as características de cada estratégia, conforme as regras (1) a (11) do subitem 2.5. O número de disciplinas da Tabela 2.3 é aceitável, mas é um requerimento mínimo, para tornar operativa cada estratégia de manejo. O nível de escala mostra as considerações relativas ao método original, como uma forma preliminar de abordar o problema, embora variantes e combinações podem ser também válidas. Por exemplo, o método de bacias embutidas (estratégia 1), estima valores concentrados de variáveis de resposta, e pode ser usado no método de transição escalar (estratégia 2) e/ou de incertezas nas variáveis de estado (estratégia 3). Produtos compostos também podem ser derivados das estratégias da Tabela 2.3. Por exemplo, a estimativa do hidrograma unitário, obtida a partir dos modelos digitais de elevação topográfica, também permite controlar sub-bacias embutidas dentro da bacia original. Trabalhos do tipo foram realizados por Pilar *et al.* (1998) e Collischonn *et al.* (1999) a partir dos caminhos preferenciais (estratégia 4, Mendiondo *et al.* 1998).

A análise de incertezas e as avaliações de resiliência são integrais nas estratégias de manejo denominadas “integradas” (estratégias 8 e 9, respectivamente, Tabela 2.2 e 2.3). Isso simplesmente o porquê dessas estratégias são geralmente aplicadas nas escalas de pequenas bacias (Mendiondo e Tucci, 1997c ; Kobiyama *et al.*, 1998); p.ex., nas bacias de baixa ordem, nas cabeceiras ou bacias de ordem zero. Também as considerações sobre a escala de reabilitação e de transferência são consideradas de ter um critério conservativo na Tabela 2.3, ou seja, no caso limite que a respectiva estratégia seja aplicada isoladamente das restantes no manejo de um mesmo sistema.

Tabela 2.2- Estratégias incluindo as incertezas e os problemas de escala, para a recuperação dos sistemas ambientais. Explicação na Tabela 2.3.

| Estratégia   | Interrogante principal  |
|--|---|
| <b>A - ESTRATÉGIAS SIMPLES</b>   | (A) Os princípios de ligação, p.ex., manejo adaptativo, resiliência e verossimilhança, são medianamente requeridos?   |
| (1) Bacias embutidas   | (1) Como a incerteza e o problema de escala ficam coerentes com a função e estrutura da bacia?  |
| (2) Transição escalar  | (2) Quais métodos de agregação podem ser incluídos, de forma rápida e simples, com a analogia da integração de escalas (de distribuída ao concentrado)?   |
| (3) Incerteza dos parâmetros e variáveis de estado                           | (3) Como capturar a organização espacial, p.ex., da umidade do solo, a qual responde a diferentes respostas temporais ?   |
| (4) Caminhos preferenciais de escoamento                                     | (4) Qual é a resposta espacial e temporal dos padrões de erosão concentrada, observada em bacias reais?   |
| (5) Ecótonos com renaturalização a partir das incertezas em dados observados | (5) Quais caminhos para a renaturalização, p.ex., derivados a partir de cheias reais, poderiam ser desenvolvidos com a incorporação da resiliência e das incertezas das descargas líquidas? Quais regras adaptativas poderiam ser derivadas a partir de dados medidos e a partir de modelos locais? |
| (6) Eco-hidrologia de terras úmidas via sensoriamento remoto                 | (6) Quais indicadores plausíveis, p.ex., a partir da biomassa estimada via sensores remotos, são válidos para estimar a resiliência no espaço e no tempo?   |
| (7) Princípios guias para a recuperação de bacias                            | (7) Como podem as condições de referência de uma estrutura e função pristina ser adaptadas para o desenvolvimento de restrições no sentido de ter situações de manejo que incorporam cenários futuros?  |
| <b>B - ESTRATÉGIAS INTEGRADAS</b>  | (B) Os princípios de ligação são altamente requeridos?  |
| (8) Hipóteses integradoras de processos                                      | (8) Temos a ganhar quando há uma reavaliação dos supostos dos modelos ambientais no sentido de ter atualizações e <i>feedbacks</i> a partir da emergência de novos princípios de ligação?   |
| (9) Manejo geobiohidrológico   | (9) Quais são as verdadeiras escalas e as bandas de incerteza para os esquemas interdisciplinares para o manejo sustentável de longo prazo?   |

Tabela 2.3- Resumo de exemplos de uso de estratégias de manejo para recuperação ambiental. Disciplinas: “B”: Biologia, “E”: Ecologia, “G”: Geomorfologia, “H”: Hidrologia/Hidráulica, “P”: Pedologia, “SR”: Sensoriamento Remoto, “S”: Estatística.

| Estratégia | Disciplina        | Escala (tipo de incerteza)       | Resiliência (método)   | Manejo Adaptativo | Recuperação Ambiental                            | Cronograma de Aplicação | Grau de Transferência (domínio)                               | Resultados esperados:    | Referências  |
|------------|-------------------|----------------------------------|--|-------------------|--|-------------------------|---|--------------------------|--|
| (1)        | G, H, P, SR, S    | concentrado (I)                  | balanço hídrico dos eventos chuva-vazão (I & II)                 | médio             | da micro a macroescala hidrológica (concentrado) | Curto prazo             | alto (dados georreferenciados e estimativas de multi-escalas) | Meio prazo               | Mendonio e Tucci (1997c)   |
| (2)        | E, G, H, P, SR, S | distribuído (I)                  | variáveis geoestatísticas regionalizadas (I)                     | médio             | da micro à macroescala hidrológica (distribuído) | Curto prazo             | alto (dados georreferenciados e estimativas de multi-escalas) | Meio prazo               | Mendonio e Tucci (1997c)   |
| (3)        | B, G, H, P, S     | concentrado (II)                 | distribuição da umidade (I, II)                                  | médio             | da micro à mesoescala (desagregado)              | Curto prazo             | médio (até a escala de bacia)                                 | Curto prazo              | Capítulo 3 e Capítulo 4 (Tese).  |
| (4)        | G, H, P, SR       | distribuído, concentrado (II)    | padrões temporais e espaciais                                    | médio             | microescala                                      | Meio prazo              | médio (até a escala de bacia ordem 0)                         | Meio prazo               | Mendonio <i>et al.</i> (1998)  |
| (5)        | E, G, H, S        | concentrado (I, II)              | intervalos de confiança e amortecimento de ondas de cheias (I)   | médio             | microescala (desagregado por trechos de rios)    | Curto prazo             | alto(microescala); médio (região); baixo (macroescala)        | Meio prazo               | Mendonio <i>et al.</i> (2000), Capítulo 5 (Tese)                           |
| (6)        | B, E, H, SR, S    | distribuído (II)                 | dinâmica dos hidroperiodos e padrões de biomassa (I & II)        | médio             | da micro à mesoescala (distribuído)              | Curto prazo             | alto (p.ex., séries temporais de imagens NOAA-AVHRR)          | Meio prazo e longo prazo | Mendonio (1998), Mendonio <i>et al.</i> (2000), Neiff <i>et al.</i> (2000) |
| (7)        | B, E, G, H, P, S  | distribuído, concentrado (II)    | déficit ambiental relativo às condições ideais (II)              | médio             | da micro à mesoescala (desagregado)              | Curto prazo             | alto(microescala); médio (região); baixo (macroescala)        | Meio prazo e longo prazo | Kem (1994); Mendonio (2000)  |
| (8)        | E, G, H, P        | distribuído, concentrado (I, II) | evidência de campo e integração de processos (I & II)            | alto              | da micro à mesoescala (distribuído, qualitativo) | Meio prazo              | alto(microescala); médio (região); baixo (macroescala)        | Meio prazo e longo prazo | Mendonio e Tucci (1997c)   |
| (9)        | B, E, G, H        | distribuído (I, II)              | evidência de campo e integração de processos (I & II) com manejo | alto              | da micro à mesoescala (distribuído, qualitativo) | Longo prazo             | alto(microescala); médio (região); baixo (macroescala)        | Meio prazo e longo prazo | Kobiyama <i>et al.</i> (1998)  |

## 2.7 Discussão

Na prática corrente, os gerentes de bacias ou os grupos que integram os comitês das mesmas adotam várias estratégias (e não somente as da Tabela 2.2 e Tabela 2.3). Assim, os gerentes de bacias permitem um manejo ao longo do tempo e em diferentes escalas, a fim de ir corrigindo e flexibilizando a políticas num custo marginal baixo, para cumprir as etapas de um cronograma de manejo e que os resultados esperados possam ir sendo alterados na medida que há mudanças dinâmicas em metas de sustentabilidade. Em síntese: senso comum. Porém a *Geobiohidrologia* se reveste de maior robustez em relação às outras estratégias das Tabela 2.2 e 2.3. O motivo é evidente: a *Geobiohidrologia* orienta-se em três direções: (1) reconsiderações da modelação integrada, (2) necessidades interdisciplinares, e (3) novas atitudes, as quais são discutidas nos subitens 2.7.1, 2.7.2 e 2.7.3 respectivamente.

### 2.7.1 Reconsiderações da modelação integrada

No primeiro caso, um modelo é visto como uma ferramenta útil e heurística, mas que só é uma representação parcial da realidade ou protótipo (Hunt e Zheng, 1999). O modelo tem limitada capacidade preditiva, por causa das incertezas e os problemas de escala. Por um lado, a modelação é a construção de um modelo, de acordo com as suposições e hipóteses feitas *a priori*, com uma dada estratégia e a fim de responder um objetivo específico. Por outro lado, uma simulação é o uso do modelo, com o objetivo de criar uma mímica em aspectos de uma porção do protótipo quanto possível. Por exemplo, a diferença entre séries

observadas e simuladas faz repensar as hipóteses iniciais, checando os limites de uma modelação pensada em ser integrada.

Na maioria das vezes, uma modelação integrada é nada mais do que um acoplamento (no sentido de soma) de códigos dos processos mais importantes que explicam o comportamento do sistema. A visão alternativa, e encorajada por esta Tese, é repensar o referido acoplamento também nos supostos dos processos geomorfológicos, biológicos e hidrológicos. Em síntese, modelação integrada é vista na *Geobiohidrologia*:

- (1) como um “acordo” entre submodelos menores, da forma transparente, participativa, pluralista e colaborativa, em relação ao tratamento das incertezas e problemas de escala [em termos suficientes], e de forma obrigatória com respeito à informação [em termos necessários],
- (2) com o propósito de manejar não só situações, senão também as hipóteses de base,
- (3) com um apelo a implementar uma ou várias estratégias em comum,
- (4) a fim de atender aos objetivos às vezes em conflito, p.ex., com *feedbacks* de otimização,
- (5) para decidir quais os níveis de incerteza e de problemas de escala serão aceitos pelos pesquisadores, usuários e tomadores de decisão, p.ex., o que inclui a necessidade de comunicação e diálogo,
- (6) no sentido de permitir corrigir e/ou refinar os conflitos dos supostos, estratégias e objetivos de cada um dos submodelos menores, p.ex., com *feedbacks* de conhecimento, e

- (7) que possam ser confirmados sob cenários de médio e longo prazos, p.ex., a fim de incluir *feedbacks* a cada passo de tempo, de forma a melhorar as visões quanto à sustentabilidade.

Os sete passos anteriores não pretendem montar uma definição, senão que esses passos partem da inclusão dos conhecimentos dos usuários e gerentes de bacias, interessados em melhorar, com a sua experiência, os modelos integrados fornecidos por grupos de pesquisas interdisciplinares. Mas, há realmente necessidade de repensar ou revisitar as hipóteses dos nossos modelos? A literatura (ver p.ex., Müller, 1999) explica que uma medida de incerteza, baseada na rede de um sistema, pode ser definida através do valor esperado de informação mútua. Isto é, unindo a teoria de informação (p.ex., pela transferência de dados) com uma teoria de redes (p.ex., pela topologia das conexões entre as componentes do sistema). Na medida em que a rede do sistema é mais e mais revisitada, testada por separado, isolada, etc., reaparecem conexões mais incertas. Eis aí onde as propriedades emergentes de um sistema são requeridas, através de um comportamento em conjunto das variáveis de estado. Também é ali onde aparecem as necessidades dos grupos interdisciplinares (subitem 2.7.2), o que demanda novas atitudes para tal avaliação (ver subitem 2.7.3).

### **2.7.2 Necessidades dos grupos interdisciplinares**

Segundo, os critérios anteriores usam a incerteza e o problema de escala como “alicerce” para fomentar um diálogo entre profissionais. Mas, quais são as escalas válidas para os grupos interdisciplinares? Tomemos o caso das discussões pela *Geobiohidrologia* (Kobiyama *et al.*, 1998), as quais propõem um exemplo simples disso: o conceito de

microbacia. No I FORUM DE *GEOBIOHIDROLOGIA*, em 1998, o conceito de microbacia foi amplamente discutido. Ao mesmo tempo, as evidências apontaram que cada grupo disciplinar tem uma opinião formada, e diferente, quanto ao conceito de microbacia. Porém, uma definição única não é exclusivamente útil para todas, senão que as múltiplas opiniões são tidas em consideração na hora de manejo de problema(s). Dessa maneira, os critérios têm como base o conhecimento e a comunicação entre expertos/profissionais (e incluindo também o saber local). Os passos para esses critérios de diálogo são:

- (1) Considerar todas as opiniões e/ou definições disciplinares quanto ao conceito a trabalhar (p.ex., microbacia) e quanto ao problema a tratar (p.ex., recuperação ambiental);
- (2) Formalizar hipóteses enquanto ao comportamento do sistema (p.ex., efeitos de recuperação frente a um regime diferenciado de microbacias no verão e no inverno) conforme um conceito/definição escolhido (do ponto “1”);
- (3) Coletar evidência do sistema (p.ex., medição de variáveis) ;
- (4) Testar a plausibilidade do conceito/definição (ponto “1”) frente à evidência coletada (p.ex., ponto “3”);
- (5) Voltar ao ponto “2”, escolher outro conceito/definição e repetir os passos “3” e “4”, até serem testados todos os conceitos/definições, a fim de observar qual(quais) hipótese(s) é (são) a(s) mais plausível(is) para o problema escolhido.

É possível, e até óbvio, que conceitos/definições plausíveis para um problema “X” sejam menos plausíveis para um problema “Y”. No entanto, o jogo é não desconsiderar a possibilidade de ter um conjunto de possíveis respostas diante problemas desse tipo. Em síntese, os passos “1” a “5” não têm como objetivo conter uma única resposta no assunto,

senão manejar adaptativamente um problema conforme as hipóteses. A principal vantagem disso é manter o manejo a longo prazo (seguindo o exemplo escolhido, o objetivo pode ser os efeitos da recuperação de uma microbacia nos coeficientes de escoamento médios após uma ou várias décadas). No longo prazo, é de se esperar que exista um manejo adaptativo do problema (p.ex., atualizando e escolhendo diferentes conceitos/definições, daquelas propostas inicialmente pelas disciplinas, que tomem operativas as diferentes hipóteses, conforme as evidências obtidas no curto prazo). Todo este processo carrega novas atitudes de manejo.

### **2.7.3 Novas atitudes**

Num sentido geral (ver Morgan e Henrion, 1995, pág. 39), uma análise de sensibilidade é o cálculo do efeito das mudanças nos valores ou hipóteses de entrada (incluindo os limites e a forma funcional do modelo). Por outro lado, uma análise de incerteza é o cálculo da incerteza total induzida na saída [do sistema] pela quantificação da sua incerteza nas entradas e no modelo, e os atributos de importância relativa das incertezas da entrada em termos da sua contribuição à variância. Técnicas de análise de sensibilidade aparecem na literatura (Clarke, 1994; Morgan e Henrion, 1995, Lei e Schilling, 1998; Van Asselt, 1999).

No entanto, uma análise de incertezas deve ser adequada dentro de um protocolo de tomada de decisão. Para isso, é preciso considerar a forma como é direcionada uma análise de incertezas para casos concretos. Os exemplos, escolhidos neste Capítulo e na Tese, para uma análise de incertezas sob apelo da *Geobiohidrologia* têm como produtos finais: (1) políticas desenvolvimento, (2) limites sustentáveis e (3) metas de sustentabilidade. Portanto, é necessário adotar atitudes para o tratamento da incerteza.

Uma atitude é aqui interpretada como um dispositivo de filtragem de sinais de informação que, em sentido figurado, é um reservatório de diálogo. Isto é, o dispositivo no qual ingressa uma informação (a partir da análise de incerteza) e é feita uma conversão desse sinal (p.ex., uma regra de operação do reservatório) para transformá-la numa saída conforme o objetivo procurado (p.ex., tomada de decisão). Em síntese, uma atitude é representada por um tipo de diálogo entre dois grupos: (1) os pesquisadores que geram a análise de incertezas e (2) os tomadores de decisão que usam a análise de incertezas através do manejo adaptativo.

Atitudes na análise das incertezas e na tomada de decisão sob incertezas aparecem na literatura (p.ex., Bender e Simonovic, 1995; Van Asselt, 1999). Neste Capítulo foram escolhidas três atitudes (pode ter mais!) que, na experiência do autor, servem para ajudar a dialogar, numa mesa onde a incerteza é parte da agenda de discussão, sob o apelo de *Geobiohidrologia*. Assim, uma análise de incerteza é filtrada por um diálogo onde há atitudes de: (1) “pluralista”, enquanto a diferentes usos das incertezas, (2) “participativa”, incluindo disciplinas e o saber local-regional, e (3) “colaborativa”, com o objetivo de trocar informação e/ou decisões que facilitem o estabelecimento de políticas de manejo, pelo menos num nível preliminar (sem otimização). Há, assim, âmbitos de atuação da *Geobiohidrologia*.

## **2.8 Propostas de âmbitos da *Geobiohidrologia***

De que maneira, realmente, podemos direcionar novas etapas e oportunidades pela *Geobiohidrologia*? Para direcionar métodos de abordagem do problema e os incentivos para profissionais envolvidos nos Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, aspectos da

Geobiohidrologia são encarados neste Capítulo. O objetivo é encorajar propostas através de protocolos de diálogo integrado, na maneira de ter “âmbitos” ou de “pontes de diálogo” para aproximar partes de um problema através de: (1) diálogo integrado sob contextos metodológicos, (2) resiliência na otimização multiobjetivo e (3) aprendizagem sob cenários de longo prazo. Esses âmbitos são descritos a seguir.

### **2.8.1 Diálogo integrado sob contexto metodológico**

Primeiro, o isolamento de profissionais de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental em relação aos tomadores de decisão que formam a agenda de desenvolvimento de políticas ambientais deve-se a duas limitantes subjacentes do Ciclo Hidrológico: (1) as incertezas e (2) os problemas de escala (em sentido figurado, os dois extremos da corda, subitem 2.2.1). Tanto as incertezas como os problemas de escala dos processos, atuando em ciclos geobiohidrológicos em conjunto, devem ser incluídos num protocolo de manejo adaptativo sob perspectivas de longo prazo, p.ex., de recuperação ambiental. Para isso, a agenda deve conter um diálogo integrado, tanto na sua estrutura como na sua função. A *estrutura* de um diálogo integrado (contendo incertezas e problemas de escala como temas de diálogo) caracteriza-se por ser:

1. Interdisciplinar;
2. Intersectoral; e
3. Intergeneracional.

Uma forma de adequar, em sentido figurado, essas estruturas de diálogo, é relacioná-las com os contextos ampliados de escalas e incertezas (p.ex., Figura 2.2). Pelo método que propõe a *Geobiohidrologia*, isso permitiria que as categorias incluídas na

matriz de contextos “disciplinar-conceitual-histórico” (Figura 2.2) sejam colocadas na agenda de diálogo entre as partes interessadas: (1) as disciplinas, (2) os participantes na toma de decisão junto aos profissionais, e, (3) as preferências das gerações (de pessoas, de tomadores de decisão e dos grupos de trabalho e pesquisa). Por outro lado, as *funções* de um diálogo integrado pelo método da Geobiohidrologia terão, no mínimo, as “atitudes” enumeradas no subitem 2.7.3, de serem:

1. Pluralísticas;
2. Participativas; e
3. Colaborativas.

É bom salientar que não necessariamente há uma correspondência exclusiva entre “características” e “atitudes” (isto é, entre *estruturas* e *funções*) do diálogo para o manejo de incertezas (junto ao problema de escala). A recomendação que permeia trabalhos nessa área de avaliação de metas sob diálogo é fazer referência aos marcos metodológicos com o objetivo de ganhar experiência em duas supercategorias trans-científicas: as incertezas e os problemas de escala. A matriz de contextos proposta por Mendiondo e Tucci (1997c), revisitada e ampliada nesse Capítulo 2, emerge assim não só como um emaranhado de termos epistemológicos, senão como um respaldo para o diálogo no manejo de sistemas ambientais sob *Geobiohidrologia*. Disso sobressai a próxima etapa fundamentada na otimização do sistema.

### **2.8.2 Resiliência nas otimizações multiobjetivo**

Segundo, parece ser um ponto crítico para a simulação pura (no sentido de períodos de calibração e validação) o interrogante de lidar com sistemas ambientais que mudam

dinamicamente. Ao mesmo tempo, os códigos dos programas são forçados a se atualizar e conseguir relações mais amigáveis com os usuários potenciais. Entretanto, o maior entrave a isso é que um modelo geralmente só fica responsável de uma ou poucas componentes das muitas que chegam a decidir no planejamento integrado de bacias.

Por exemplo, as análises multiobjetivo, com restrições multicritérios que se apresentam em constante mudança pelas diferentes políticas de curto prazo aplicadas de forma consecutiva (p.ex., conforme diferentes cenários de desenvolvimento, diferentes metas de sustentabilidade e diferentes fatores de ponderação dessas preferências) configuram uma das maiores travas aos modelos de simulação. Em síntese, as políticas duvidosamente são testadas quanto a sua resiliência de longo prazo. Eis aí um ponto de atrito: os ecologistas a enumeram no sentido amplo, p.ex., como uma característica emergente do sistema, enquanto os engenheiros a requerem no sentido detalhado, p.ex., na sua quantificação prática.

Para esse problema semântico, o que é proposto nesse Capítulo 2, e seguido no resto da Tese, é amenizar essas duas aristas, as quais dificultam o diálogo em torno do manejo das incertezas através do “uso de indicadores de resiliência da engenharia a curto prazo a fim de colaborar com uma política ecológica resiliente a longo prazo”. Ou seja, introduzir, nas restrições do problema de otimização multiobjetivo, os termos que incluam a resiliência do primeiro tipo (p.ex., vista como módulos de “elasticidade”, ou sensibilidade). Isto é, selecionar qual dos cenários de desenvolvimento é “ótimo” em função das preferências de curto prazo, mas que são revisitados e, se necessários, atualizados ou refinados no meio e longo prazos.

Dado o problema: formular uma política de longo prazo em bacias embutidas, de

diferentes escalas espaciais, a partir de políticas iniciais de desenvolvimento, para atender as metas ecológicas e considerando a resiliência (elasticidade) do sistema. Em termos quantitativos, isso é proposto neste Capítulo 2 para ser avaliado da forma de restrições. Um exemplo disso é comparar uma variável de cenário de desenvolvimento que, incluindo a sua resiliência, se mantenha menor a uma meta sustentável, ou

$$z_d - [(\Delta z/\Delta x) \cdot x^*] \leq z_s,$$

em que  $z_d$  é o valor esperado da variável ambiental para um cenário de desenvolvimento,  $[(\Delta z/\Delta x) \cdot x^*]$  é o módulo de resiliência (em termos de elasticidade) da variável do cenário. A variável independente  $x$ , e o seu respectivo incremento  $\Delta x$ , participa na incerteza da variável dependente, expressa pelo intervalo de variação  $\Delta z$ . A restrição é construída quando é comparada à meta (p.ex., de sustentabilidade) da própria variável  $z_s$ . A otimização é formulada quando é incluído um escalar  $\gamma$ , para otimizar:

$$\text{minimizar } \gamma, \text{ tal que } z_d - \gamma \cdot [(\Delta z/\Delta x) \cdot x^*] \leq z_s \quad (2.1).$$

Um exemplo disso pode ser:  $z_d$ , extração de uma vazão de demanda num cenário futuro,  $z_s$ , uma vazão ecológica,  $(\Delta z/\Delta x)$  a sensibilidade de demanda futura para um crescimento populacional  $x^*$  ou para uma variação do desmatamento na área de estudo. As variáveis podem conter ou não o efeito de mudança climática de longo prazo. Na medida em que existam outras variáveis dependentes “ $z$ ” (p.ex., tempos de escoamento de base, vazões máximas específicas, componente de escoamento subterrâneo no hidrograma, coeficientes de escoamento, etc.) e outras variáveis independentes “ $x$ ” (p.ex., preço d’água, produto bruto interno per capita, produto industrial, etc.), novas restrições do tipo da inequação 2.1 podem ser construídas.

No problema anterior, o grupo de variáveis  $z_d$  pode ser selecionado a partir de

diferentes políticas de curto prazo. A otimização do escalar  $\gamma$  permite obter qual a política mais eficiente para alcançar as metas de sustentabilidade. É utilizada uma otimização de  $\gamma$  para um período de tempo A, outro  $\gamma$  para um período de tempo B, etc. A seqüência de  $\gamma_A$ ,  $\gamma_B$ , ...  $\gamma_N$  seleciona, por sucessivos planejamentos de curto prazo, uma política de longo prazo. Onde entra o problema de escala nesse problema? O estabelecimento de restrições das variáveis “z” pode ser feito nas diferentes escalas, justificando o planejamento regional. Onde aparece a otimização multiobjetivo? As restrições da 2.1 são feitas para minimizar um escalar, aplicado num conjunto de restrições feitas às metas de sustentabilidade. Isto é, reduz-se o problema multiobjetivo a um de otimização simples. A técnica dessa redução é conhecida na literatura pelo método de atendimento de metas, e é programável em pacotes computacionais (p.ex., The Math Works, 1994).

### **2.8.3 Aprendizagem sob cenários de longo prazo**

Conforme o exemplo anterior, a prática comum dos profissionais dos Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental é o de calcular os cenários de referência plausíveis e os de políticas de intervenção, com o objetivo de comparar o estado atual do sistema e um estado futuro. À primeira vista, essa comparação é tendenciosa, já que essa comparação não inclui mudanças no meio prazo devido a (1) mudanças das políticas, (2) mudanças na estimativa dos cenários de referência, (3) eventos raros, desastres naturais, etc. Dessa maneira, o conhecimento adquirido previamente na modelação e/ou manejo integrado deverá se atualizar a cada período de planejamento de curto prazo. Os *feedbacks* criados por essa atualização no sistema são os responsáveis por administrar uma política resiliente a longo prazo, através de períodos consecutivos de planejamento onde os protocolos são úteis.

#### 2.8.4 Protocolo para os âmbitos da *Geobiohidrologia*

Os três âmbitos acima discutidos podem ser relacionados na maneira de módulos e incluídos num protocolo que processe regras básicas de diálogo integrado para a avaliação via *Geobiohidrologia* sob as contingências de incerteza e problema de escala. Há vários tipos de protocolos, p.ex., para modelação hidrológica (Refsgaard *et al.*, 1995), para tratar as incertezas na confirmação dos modelos (Morgan e Henrion, 1995; Lei e Schilling, 1998), etc. O objetivo de criar um protocolo é simples: economizar tempo e dinheiro na hora de organizar a agenda junto aos tomadores de decisão.

A Figura 2.3 apresenta um protocolo próprio, contendo o que foi discutido nos subitens 2.8.1, 2.8.2 e 2.8.3. Esse protocolo não é extraído da literatura, porém ele está construído a partir da experiência profissional diante de situações práticas com manejo ambiental. Os três âmbitos da *Geobiohidrologia* dos itens 2.8.1, 2.8.2 e 2.8.3 aparecem identificados pelas áreas de traços da Figura 2.3, a qual serve para o manejo das incertezas pela *Geobiohidrologia* na recuperação ambiental, detalhando o fluxograma e *feedbacks* para torná-lo com fundamento de manejo adaptativo em termos de: (1) metas, (2) tempo e (3) conhecimento. Isto é, um manejo adaptativo para uma avaliação permanente através das atitudes e características do manejo via *Geobiohidrologia*.

O protocolo da Figura 2.3 não pretende ser único nem definitivo; ele é, sim, referido como (1) resumo das idéias neste Capítulo 2 e também como (2) exemplo prático de manejo das incertezas a partir de uma modelação integrada quando se procuram respostas de longo prazo, p.ex., recuperação ambiental.

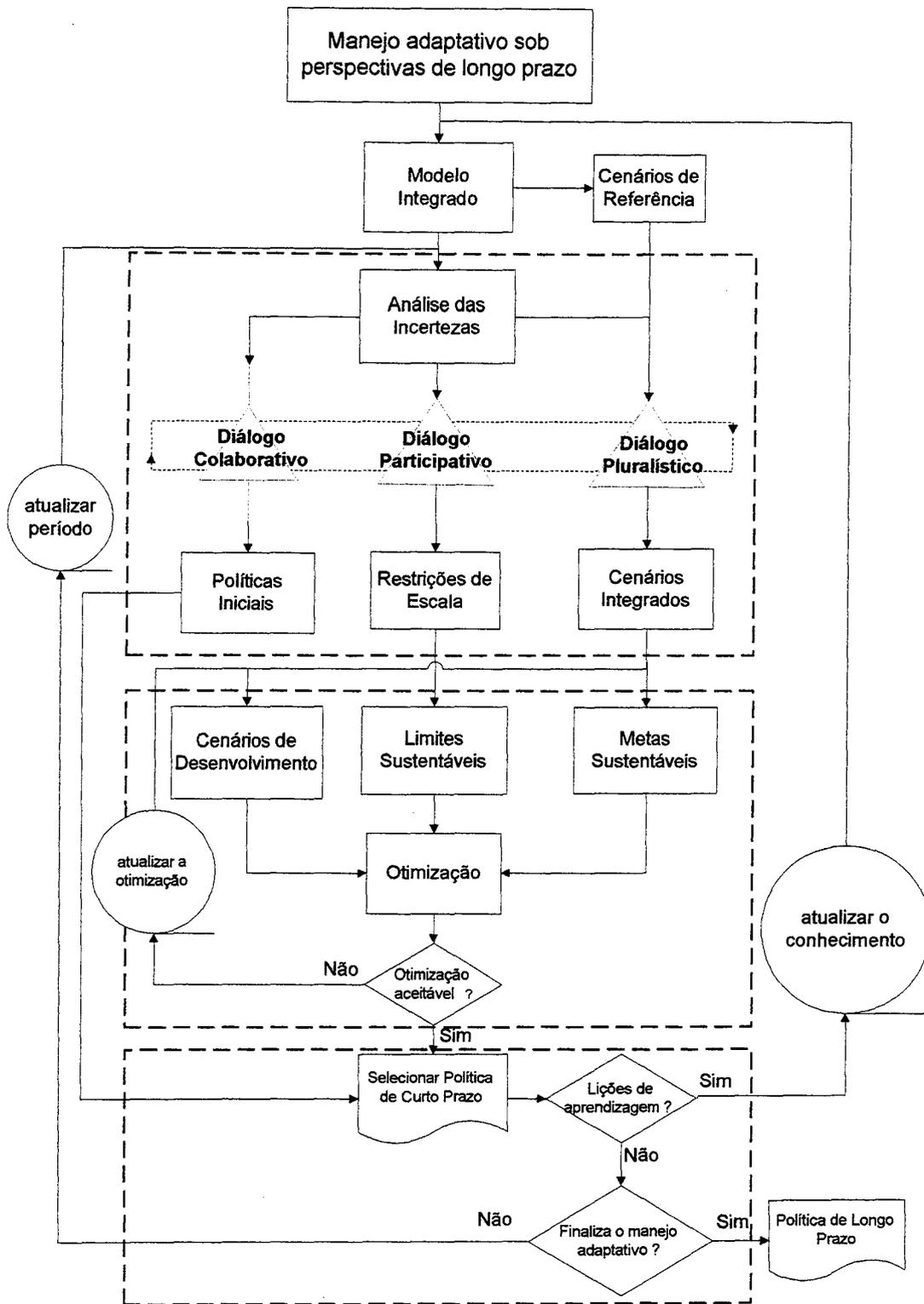


Figura 2.3- Protocolo de manejo adaptativo, usando as incertezas e escalas, sob perspectivas de longo prazo, p.ex., recuperação ambiental. As áreas de traços mostram os módulos de atuação da Geobiohidrologia. Ver discussão no texto do Capítulo 2.

## 2.9 Continuação dos Capítulos da Tese

Nos capítulos seguintes, os objetivos enfatizam as incertezas em sentido geral (p.ex., do modelo, Capítulo 3, dos parâmetros, Capítulo 4; das suas oportunidades de manejo e de tratamentos alternativos, Capítulo 5).

O protocolo da Figura 2.3 é um resultado do Capítulo 2 da Tese. Os próximos capítulos desta Tese *não* mostrarão todos os passos respeito ao protocolo apresentado na Figura 2.3; eles têm efetivamente como objetivo fornecer os elementos para uma análise da incerteza, a fim de dar sustento no momento de se iniciar um diálogo entre os setores interessados por perspectivas de recuperação ambiental de longo prazo através do manejo da *Geobiohidrologia*.

## Capítulo 3

### Incertezas na Escolha do Modelo

As incertezas são apresentadas a partir de qual modelo a ser escolhido para a dinâmica do sistema clima-solo-vegetação, a fim de fornecer maior resiliência ao balanço de umidade na área-fonte. Nesse ecótono, a incerteza na escolha do modelo é proposta na escala dos processos de infiltração, evapotranspiração e redistribuição da umidade. Novas hipóteses são propostas neste Capítulo 3 que assistam ao uso das incertezas pela *Geobiohidrologia* no modelo a ser escolhido, por exemplo com (1) a heterogeneidade da textura e multimodalidade de poros do solo, (2) o conceito de pseudo-saturação, (3) a decomposição analítica do novo modelo, (4) uma parcimônia física e paramétrica, (5) com formas contínuas das equações, (6) nas correspondências analíticas entre as abordagens tradicionais e as novas expressões analíticas. São avaliadas curvas experimentais de retenção de umidade do PROJETO POTIRIBU do IPH-UFRGS, através da metodologia tradicional e da nova abordagem aqui proposta. Os resultados permitem discutir as relevâncias hidrológicas, geomorfológicas e biológicas a partir das incertezas com alcances na recuperação ambiental do ecótono de área fonte com *Oxisolos*. As incertezas paramétricas são abordadas no Capítulo 4 do presente estudo.

**Palavras-chave:** incertezas do modelo, área-fonte, meio não-saturado

### 3.1 Introdução

Para qualquer abordagem que vise à recuperação ambiental na escala de área-fonte, é justificável avaliar as incertezas que influem no balanço de energia e matéria desse ecótono, principalmente em dois sentidos: (1) a variável de estado do sistema que é considerada como a crítica e (2) o modelo que é geralmente proposto para o seu monitoramento e controle. Neste Capítulo 3, isso leva a concentrar o estudo (1) no teor de umidade do solo e (2) nos modelos do meio não-saturado. Kirby (1988) explica em detalhes essa situação. Isso significaria que, para ter idéia de como recuperar esse ecótono, por exemplo para “reter mais umidade” por unidade de tempo e de espaço, deve-se avaliar primeiro a tendenciosidade entre os modelos que proporcionam essa quantificação. É disso que o Capítulo 3 trata daqui em diante.

Dados úteis, porém nem sempre disponíveis, são as relações  $\theta(\psi)$ , em que  $\theta$  é a umidade volumétrica [ $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ] e  $\psi$  a altura equivalente d tensão [-cm]. Frequentemente, essas relações são avaliadas na experiência corrente sem incluir a discriminação da textura heterogênea do solo ao qual representam. Portanto, a maioria das vezes elas são ajustadas através de um único modelo teórico. Pela lei de Young-Laplace, isso representa uma distribuição equivalente unimodal e de textura homogênea de poros, ou seja, com o máximo da distribuição de poros correspondendo a um único diâmetro equivalente característico,  $d_e$ . No entanto, para valores próximos da saturação, é comum encontrar nas relações empíricas  $\theta-\psi$  desvios peculiares pela existência de poros maiores, denominados de meso ou macroporos que caracterizam uma estrutura heterogênea do solo.

Uma explicação para a relevância disso é que a maioria dos modelos de circulação global (ditos com Global Circulation Models – GCM) é baseada na dinâmica do meio não-saturado. Eles são obtidos na escala de pedon, porém extrapolados até escalas espaciais que abrangem bacias hidrográficas de vários quilômetros quadrados até proporções continentais. Embora cada vez mais os GCMs sejam aperfeiçoados, eles precisam calibrar de forma contínua o estado de

E. M. Mendiondo – Capítulo 3 – Incertezas na escolha do modelo

umidade na superfície terrestre (p.ex., encostas, vertentes, planícies, áreas-fontes, etc.). A heterogeneidade dos tipos de solo e da topografia terrestre acrescenta incertezas nas previsões dos GCMs, a curto, meio e longo prazo, influenciada pela incerteza na atualização da umidade no solo estimada inicialmente pelas curvas de retenção. Porém, as relações  $\theta(\psi)$  não gozam da reputação de “3Bs”, “boas, bonitas e baratas”; elas são procuradas para avaliar os múltiplos tipos de solos.

A UNESCO (1996) informa que nos 17,8 milhões de km<sup>2</sup> de América do Sul encontram-se 387 diferentes associações de solos subdivididos em 27 regiões ecológicas. Cada uma delas tem um padrão característico de clima-vegetação, ou bioma, com uma marcada heterogeneidade da textura e estrutura do solo. Por exemplo, só no Brasil, com um território que é a metade da América do Sul, há de se encontrar inventários de medições experimentais  $\theta-\psi$  para um amplo intervalo de valores de  $\psi$ , mas com poucas observações na faixa próxima da saturação ( $\psi$  entre 0 e -60 cm). Em primeiro lugar, isso dificulta a aproximação hidráulica e numérica quando a presença de meso ou macroagregados do solo é significativa. Em segundo lugar, e do ponto de vista prático, a limitação anterior esbarra no monitoramento temporal dos solos, especialmente quando existirem ciclos de agricultura e/ou urbanização intensa. Esses dois fatores acrescentam o efeito da compactação artificial e facilitam uma perda de resiliência ao interferir no ciclo de pedogênese natural do solo.

Pelas justificativas anteriores, neste capítulo, é apresentada uma análise alternativa aos modelos da distribuição da porosidade do meio não-saturado e estimados a partir das curvas  $\theta-\psi$  com dados escassos ou incompletos. O motivo disso é enfatizar que a incerteza na escolha do modelo a utilizar é de igual maneira um fator necessário, e prévio, a qualquer uso posterior dessas relações  $\theta-\psi$ . Especificamente no caso da recuperação ambiental, é mostrado como o modelo alternativo proposto contribui na estimativa de condições de referência da condutividade

hidráulica e de textura heterogênea para uma recuperação ambiental.

## 3.2 Metodologia

O retrato conceitual mínimo em solos heterogêneos, com ou sem fluxos preferenciais significativos (Germann, 1982; Feddes *et al.*, 1988; Hillel, 1991), deve levar em conta as heterogeneidades estruturais e texturais dos mesmos. Ao considerar os modelos teóricos, como no caso a Equação de Richards (subitem 3.2.1), a relação poro-capilar *versus* tensão pela Lei de Young-Laplace (subitem 3.2.2), os modelos unimodais da curva de retenção de Brooks e Corey (1966) e/ou van Genuchten (1980) (subitem 3.2.3), os sistemas secundários de poros (subitem 3.2.4) e modelos multimodais alternativos (subitem 3.2.5), são apresentadas novas hipóteses através do conceito de multimodalidade por pseudo-saturação (subitem 3.2.6) que, a seguir, é aplicado às curvas  $\theta(\psi)$  experimentais.

### 3.2.1 Dinâmica do meio não-saturado

A porosidade total de um solo  $\delta$  [ $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ ] pode ser aproximada pela soma de três partes (Faybishenko, 1995) como  $\delta = \theta + \omega_m + \omega_{im}$ , sendo  $\theta$  o conteúdo volumétrico,  $\omega_m$  a fração volumétrica móvel de ar atrapado dentro da estrutura do solo e  $\omega_{im}$  a fração volumétrica de ar que permanece imóvel no solo. Sob condições de um volume de controle constante ao longo do tempo, os termos do segundo membro desta equação se complementam para manter  $\delta$  constante. A altura de tensão da água nos meniscos dos poros do solo é expressada como  $|\psi| = |p(\rho_w g)^{-1}|$ , sendo  $p$  a pressão nos capilares,  $\rho_w$  a densidade do fluido e  $g$  a aceleração da gravidade. Ela é uma função da umidade volumétrica  $\theta$  e que forma a curva de retenção pela função  $\theta(\psi)$ . Por outro lado, a equação de Richards, uma combinação da Lei de Darcy e da Equação de Continuidade num volume unitário, expressa o movimento d'água no solo não-saturado. Esta equação, para a condição de transiente, no sentido vertical, num meio homogêneo, e sem

mudança no volume de controle no tempo, pode ser reduzida à componente unidimensional do tipo:

$$\partial\theta/\partial t = \partial/\partial z [ K(\theta) (\partial\psi/\partial z + 1)] \pm U_r \pm U_w \quad (3.1),$$

sendo  $t$  o tempo,  $z$  a coordenada vertical,  $K(\theta)$  a condutividade hidráulica não-saturada,  $U_r$  o termo que representa o consumo de água pelos organismos vivos no solo (plantas, microfauna, etc.) e  $U_w$  o termo das fontes ou sumidouros pontuais no volume de controle, como também pode expressar um fluxo de intercâmbio de água entre diferentes domínios de poros no solo. A influência destes dois termos da Equação 3.1 é evidente em resultados da modelação de fluxo não-saturado sobre *terra roxa estruturada* do Sul do Brasil (Tomasella e Castro, 1993) para perfis de umidade obtidos de simulações de chuva em parcelas agrícolas. Se o modelo não incluir a interceptação vegetal, o armazenamento nas depressões nem os termos  $U_r$  e  $U_w$  (Equação 3.1), Tomasella e Castro (1993) indicam que as maiores discrepâncias entre a  $\theta$  estimada pelo modelo e a  $\theta$  observada nos perfis do solo aparecem no processo inicial de infiltração. Na medida em que se produzem precipitações posteriores, a sucção das plantas é menos importante, e o fluxo entre diferentes domínios ou subsistemas de poros decresce porque há uma umidade antecedente melhor distribuída no perfil do solo. Isto não somente influi no fluxo não-saturado, senão também nos processos associados: produção de escoamento, crescimento de plantas, potencial de erosão laminar e redistribuição interna da umidade. Em todos esses processos, necessita-se de uma parametrização mais realística de  $K(\theta)$  pela natureza heterogênea do perfil (Weltz *et al.*, 1998).

De todas as propriedades hidráulicas dos solos, a condutividade hidráulica não saturada é uma das mais difíceis de ser parametrizada. A partir da curva de retenção, pode-se escrever

$\partial\psi/\partial z = (d\psi/d\theta) \cdot \partial\theta / \partial z$ , e chamando  $D(\theta) = K(\theta) (d\psi/d\theta)$  de difusividade hidráulica, a Equação 3.1 pode ser reescrita como:

$$\partial\theta/\partial t = \partial/\partial z [ D(\theta) \partial\theta/\partial z + K(\theta) ] \pm U_r \pm U_w \quad (3.1b)$$

Se inicialmente desprezarmos os termos das fontes e sumidouros (equação 3.1b), o que significa um modelo estritamente dependente da porosidade do solo, o fluxo na direção  $z$ , por continuidade, é igual a  $q_z = - [ D(\theta) \partial\theta / \partial z + K(\theta) ]$ . Assim, a difusividade hidráulica é uma medida da densidade de fluxo sob um gradiente de umidade, o que postula uma homogeneidade do meio quanto ao seu comportamento hidráulico (Prevedello, 1996). Mesmo que existam estimações diretas de  $K(\theta)$  através das aproximações de Burdine (1953), Mualem (1976) e Vogel e Roth (1998), o uso de métodos indiretos a partir da curva de retenção do solo têm sido freqüentemente procurado (Brooks e Corey, 1966; van Genuchten, 1980; Gelhar e Mantoglou, 1987; Gerke e van Genuchten, 1993; Durner, 1994). Uma forma robusta é usar modelos que levam em conta a distribuição do tamanho dos poros, em a curva de retenção de água de um meio poroso é interpretada como uma aproximação estatística de sua distribuição equivalente de poros. Nessa abordagem, a condutividade é estimada aplicando o conceito de escoamento de fluido viscoso através dos capilares e, ao mesmo tempo, usando um modelo conceitual para descrever a interação dos poros e a suas conexões na matriz do solo.

### 3.2.2 Lei de Young-Laplace

O solo pode ser caracterizado por uma distribuição equivalente de tamanho de poros, comumente calculada a partir da capacidade específica de umidade, definida por  $C^* = d\theta / d\psi$ . De acordo com a lei de Young-Laplace, a pressão mátrica na qual um poro preenchido de água começa a drenar é inversamente proporcional ao raio equivalente  $r$  do poro, isto é:

$$r = 2 \sigma \cos \phi_c / |\psi| \quad (3.2)$$

sendo  $r$  o raio de curvatura da interface água-ar num poro capilar,  $|\psi|$  é o valor absoluto da sucção do capilar,  $\sigma$  a tensão superficial atuando no perímetro em direção tangente à superfície da curva do menisco de água e as paredes do poro, e  $\phi_c$  é o ângulo de contato na fase água-sólido. Na medida em que a água é removida do meio poroso pela aplicação de suções maiores (em valor absoluto), o raio de curvatura da interface água-ar decrescerá. Quando o  $r$  diminuir até o tamanho efetivo do raio de um poro  $r_e$ , esse poro terá uma drenagem conforme a água seja removida. Também, todos os poros com raios menores ( $r < r_e$ ) a esse valor característico do raio de curvatura se manterão preenchidos de água. Alcançado o equilíbrio na fase de drenagem, a diferença de pressão sob o menisco d'água no poro capilar de raio característico pode ser assumida igual à diferença de pressão em toda a amostra porosa analisada (Danielson e Sutherland, 1986). Nesta fase de equilíbrio, pode-se usar a Equação 3.2 para aproximar a fração de poros capilares com raios ainda preenchidos d'água daqueles que apresentam uma drenagem completa. Essa descrição leva a considerar as curvas  $\alpha(\psi)$  como estágios consecutivos de situações de equilíbrio, fazendo uma analogia entre a microfísica do poro e a física da escala da amostra usada para a curva de retenção (Beven e Germann, 1982).

Por outro lado, o ângulo de contato  $\phi_c$  é considerado próximo de zero na maioria dos casos. Havendo diferenças na forma, no arranjo textural e na conectividade dos vazios num meio tridimensional com respeito a um capilar ideal (Vogel e Roth, 1998; Fiès e Bruand, 1998), a hipótese anterior leva à necessidade de avaliar as incertezas paramétricas das curvas  $\alpha(\psi)$  (apresentadas no Capítulo 4).

Se  $C^*$  é plotada como medida da densidade de poros versus  $\psi$  numa escala linear, os poros com raios maiores são concentrados em uma pequena faixa. Isso mascara a verdadeira forma da distribuição de poros numa região hidrologicamente importante que atua próxima da saturação. Como o potencial mátrico varia a longo de diversas ordens de magnitude, as curvas de retenção são plotadas numa escala logarítmica, expressada em unidades  $pF$  ( $pF \equiv \log_{10}(-|\psi|)$ ). A escala  $pF$  é equivalente a uma escala logarítmica para o raio do poro, e a derivada do conteúdo de água com relação a  $pF$  é assim apropriada para visualização da distribuição de tamanho de poros. A função de densidade de tamanho de poros (obtida a partir da Equação 3.2) é relacionada com  $C^*$  através de:

$$-\frac{d\theta(r)}{d(\log_{10} r)} = \frac{d\theta(pF)}{d pF} = \frac{d\theta(\psi)}{d \log_{10} |\psi|} = \frac{d\psi}{d \log_{10} |\psi|} \frac{d\theta(\psi)}{d\psi} = [\log_e(10)] |\psi| C^* \quad (3.3)$$

A distribuição do tamanho de poros pode ser obtida pela Equação 3.3. Desta maneira, a área compreendida entre dois valores de  $pF$  indica a fração de espaços de poros que drenam água quando o potencial de pressão muda numa ordem de magnitude.

### 3.2.3 Modelos do fluxo não-saturado

Existem aproximações para obter  $\theta(\psi)$ , entre as quais se destacam as aproximações de Brooks e Corey (1966), extraídas a partir da abordagem de Burdine (1954) e a de van Genuchten (1980), pela abordagem de Mualem (1976). A última representa a retenção  $\theta(\psi)$  como uma curva do tipo sigmoidal e condutividade hidráulica relativa não saturada  $K_r = K(\theta) / K_s$ , sendo  $K_s$  a condutividade hidráulica saturada, por:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) F_\psi^{-mu} \quad (3.4)$$

$$Kr(\psi) = [1 - Y_{\psi}^{nu-1} \cdot F_{\psi}^{-mu}]^2 / F_{\psi}^{mu/2} \quad (3.5a)$$

ou na forma de:

$$Kr(S_e) = S_e^{\zeta} [1 - (1 - S_e^{1/mu})^{mu}]^2 \quad (3.5b)$$

sendo  $Y_{\psi} = \alpha_u |\psi|$ ,  $F_{\psi} = 1 + (\alpha_u |\psi|)^{nu}$ ,  $\theta_s$  a umidade volumétrica de saturação,  $\theta_r$  a umidade volumétrica residual,  $K_r(\cdot)$  a condutividade hidráulica relativa com relação à condutividade hidráulica saturada, isto é,  $Kr(\psi) = K(\psi)/Ks$ , ou  $Kr = K(S_e)/Ks$ . Segundo as estimativas de Mualem (1976),  $\zeta$ , da tortuosidade, é próximo a  $1/2$ , embora o valor de  $\zeta$  varia conforme a natureza do solo (Shimomiya *et al.*, 1998). O parâmetro  $\alpha_u > 0$  [ $\text{cm}^{-1}$ ] é um parâmetro de escala que determina a posição do máximo da função de tamanho;  $n_u$  é um parâmetro de forma, sendo  $m_u = 1 - 1/n_u$ . Os subíndices “ $u$ ” indicam um ajuste único (ou que proporciona uma curva unimodal de poros) para toda a faixa de intervalos  $\theta(\psi)$ . A saturação efetiva do solo é definida por  $S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$ . A partir do modelo de van Genuchten (1980), a Equação 3.3 pode ser reescrita por:

$$|\psi| C^* = (1 - n_u) (\theta - \theta_r) [1 - S_e^{1/mu}] \quad (3.6)$$

A importância prática da curva de retenção radica que os termos  $\alpha_u$ ,  $n_u$ ,  $\theta_s$  e  $\theta_r$  não refletem somente a característica do solo quanto a sua capacidade de reter água e de transmiti-la, senão da forma como a umidade pode se distribuir dentro do solo. As curvas de retenção na Equação 3.4, e diferenciadas utilizando a Equação 3.5, refletem uma distribuição de poros do tipo log-normal, diferenciável e contínua, o que aparece na Figura 3.1, em que o modelo de

retenção de van Genutchen (1980) é apresentado junto à distribuição de tamanho de poros correspondente. Na amostragem corrente de solos, a distribuição de poros apresentada na Figura 3.1 é, de certa forma, ideal, já que representa um meio totalmente homogêneo, sem diferenciação entre domínios de poros conforme à realidade heterogênea de uma amostra natural.

A formulação de van Genutchen (1980) tem a sua derivada  $d\theta / dpF$  contínua e tendendo de forma assintótica ao valor zero quando é estimada para os poros maiores e menores. A extensão da distribuição do tamanho de poros através da Equação 3.6 em direção do poros mais finos é determinada pelo produto  $m_u \cdot n_u$  que, no caso que de ser  $\alpha_u |\psi| > 1$ , o primeiro produto é equivalente ao parâmetro  $\lambda$  na função proposta de Brooks e Corey (1966) da forma:

$$\begin{aligned}
 S_e &= (\psi / \psi_d)^{-\lambda} \cong (\alpha_u |\psi|)^{-\lambda}, \\
 Kr(\psi) &= (\psi_d / \psi)^{2+2,5\lambda} \\
 Kr(S_e) &= (S_e)^{2/\lambda+2,5} \quad \text{para } \alpha_u |\psi| > 1, \text{ e} \\
 S_e = 1, \quad Kr(\psi) &= Kr(S_e) = 1 \\
 \text{para } \alpha_u |\psi| &\leq 1
 \end{aligned}
 \tag{3.7}$$

No entanto, quando nos aproximamos dos poros maiores, a Equação 3.6 é determinada pela razão  $(m_u / n_u)$ , isto é  $(1-1/n_u)/n_u = (n_u - 1)/n_u^2$ . Quanto maior for esta razão, maior é a taxa de queda entre o máximo da função expressa pela Equação 3.6 na direção dos poros maiores. Lehnard et al (1989) apresentam variações dos parâmetros da equação de Van Genutchen(1980) e de Brooks e Corey (1966) para intervalos de  $0,02 < \alpha_u < 0,3 \text{ cm}^{-1}$  e  $1,05 < n_u < 8,5$ , chegando a uma análise de correspondência através das equações:

$$\lambda = m_u / (1 - m_u) (1 - 0,5^{1/m_u})
 \tag{3.8}$$

$$|\psi|_d = S_x^{1/\lambda} (S_x^{1/mu} - 1)^{1-mu} \quad (3.9)$$

$$S_x = 0,72 - 0,35e^{-4mu} \quad (3.10)$$

A localização da tensão correspondente ao diâmetro com máxima probabilidade de ocorrência  $|\psi|_c$  é obtida igualando a zero  $d^2\theta/d|\psi|^2$  do ajuste unimodal (Durner, 1994; Kobiyama, 1994; Prevedello, 1996):

$$|\psi|_c = \alpha_u^{-1} [(n_u - 1) / n_u]^{1/mu} \quad (3.11)$$

Os resultados da Equação 3.2, relacionada com a Equação 3.11, proporcionam valores de poros muito pequenos, na faixa das argilas (com  $r_e < 4 \mu\text{m}$  por exemplo), o que cria uma incerteza adicional, já que existem mudanças da tensão superficial  $\sigma$  nas proximidades das paredes dos poros (Prevedello, 1996) que a Equação 3.11 não consegue retratar.

### 3.2.4 Sistema secundário de poros

Definimos um sistema de poros como heterogêneo se a distribuição de tamanhos de poros de um Volume Representativo Elementar –VRE– (Bear, 1972; Beven e Germann, 1982; Durner, 1994; Vogel e Roth, 1998) não pode ser descrita apropriadamente por uma única curva de retenção teórica. O VRE requer uma quantidade suficiente de heterogeneidade da pequena escala, em nível de poros, para representar um valor médio estatístico da amostra estudada. Nesse nível, regem as forças viscosas por sobre as de inércia, o que sugere a aplicação da Lei de Hagen-Poiseuille para o escoamento, em função do diâmetro médio equivalente,  $d_e = 2 r_e$ . No caso de sistemas secundários de meso e macroporos, existem algumas classificações a partir da prática experimental reunidas na Tabela 3.1.

### 3.2.5 Modelo multimodal alternativo

Existindo a possibilidade de se ter solos heterogêneos, Durner (1994) introduz o conceito de curvas de retenção para solos com distribuição equivalente de poros com múltiplos máximos através de uma combinação lineal de um número “ $k$ ” de sistemas de poros atuando no solo, cujos comportamentos são descritos por curvas unimodais do tipo van Genutchen (1980) da Equação 3.4 e que compõem uma saturação efetiva na forma:

$$Se = \sum_{i=1}^{i=k} w_i [1 + (\alpha_i |\psi|)^{n_i}]^{-m_i} \quad (3.12)$$

em que  $k$  é o número de “subsistemas” que formam a distribuição total de poros, e  $w_i$  são pesos para cada curva característica, sujeitos a: i)  $0 < w_i < 1$ , e ii)  $\sum w_i = 1$ . Para cada curva unimodal, os parâmetros  $\alpha_i$ ,  $n_i$  e  $m_i$  têm a mesma interpretação que uma curva do tipo van Genutchen (1980) simples e estão sujeitos às condições  $\alpha_i > 0$ ,  $n_i > 1$  e  $m_i > 0$ . No trabalho original de van Genutchen existe a condição de  $m_i = 1 - 1/n_i$ , para a determinação de  $Kr$  da Equação 3.5a ou Equação 3.5b.

Na Figura 3.2, aparece uma distribuição heterogênea e multimodal de poros para a mesma amostra da Figura 3.1 através de um ajuste bimodal pela Equação 3.12. Os valores característicos de umidade foram:  $\theta_s = 0,456 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ,  $\theta_r = 0,33 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ,  $\alpha_1 = 0,000203 \text{ cm}^{-1}$ ,  $n_1 = 1,286$ ,  $\alpha_2 = 0,0120 \text{ cm}^{-1}$ ,  $n_2 = 2,06$ , com  $w_1 = 0,53$  e  $w_2 = 0,47$ , e uma explicação da variância de 97 %. Através da Equação 3.12, obtemos curvas contínuas, com uma declividade tendendo assintoticamente a zero sobre uma ampla faixa de poros.

Tabela 3.1- Classificações de intervalos de macroporos usados na literatura

| Referência                            | Potencial capilar $\psi$<br>[cm] | Diâmetro equivalente $d_e$<br>[ $\mu\text{m}$ ] |
|---------------------------------------|----------------------------------|---|
| Marshall (1959) <sup>[1]</sup>        | > -100                           | > 30  |
| Brewer (1964) <sup>[1]</sup>          |                                  |   |
| Macroporos grossos                    |                                  | 5000  |
| Macroporos médios                     |                                  | 2000 – 5000                                     |
| Macroporos finos                      |                                  | 1000 – 5000                                     |
| Macroporos muito finos                |                                  | 75 – 1000                                       |
| Reeves (1980) <sup>[1]</sup>          |                                  |   |
| Rachaduras amplas                     |                                  | 2000 - 10000                                    |
| Rachaduras                            |                                  | 200 - 2000                                      |
| Luxmoore (1981)                       | > -3                             | > 1000  |
| Beven e Germann (1981) <sup>[1]</sup> | > -1                             | > 3000  |
| Mc Intire (1974) <sup>[2]</sup>       |                                  |   |
| Macroporos                            |                                  | 50 – 500  |
| Miniporos                             |                                  | 0,1 – 50  |
| Microporos                            |                                  | < 0,1   |
| Libardi (1995)                        |                                  |   |
| Macroporos                            | > -30                            | > 100   |
| Mesoporos                             | -30, -100                        | 30 - 100  |
| Kobiyama <i>et al.</i> (1995)         | > -1                             | > 3000  |
| Prevedello (1996)                     |                                  |   |
| Macroporos                            |                                  | > 300   |
| Mesoporos                             |                                  | 50 - 300  |

<sup>[1]</sup> *apud* Beven e Germann (1982), <sup>[2]</sup> *apud* Carpenedo (1985)

Os parâmetros  $\alpha_i$ ,  $n_i$  e  $m_i$  têm a mesma interpretação que uma curva do tipo van Genutchen (1980) simples. Os diâmetros equivalentes são  $d_{e1} = 1,96 \mu\text{m}$  e  $d_{e2} = 49,7 \mu\text{m}$  para os subsistemas principal e secundário. A distribuição complexa de poros é o resultado da soma das duas curvas simples.

### 3.2.6 Abordagem multimodal por pseudo-saturação

Embora a Equação 3.12 retrate os pesos  $w_i$  para os  $k$ -sistemas de poros, existem abordagens do meio não-saturado que podem complementar a noção da heterogeneidade. Alguns desses exemplos foram apresentados por Gerke e Van Genutchen (1993), Jarvis (1994), Emerman

(1995), Goldenfum (1995), Kobiyama *et al.* (1995), Vogel e Roth (1998), Fiès e Bruand (1998) e Jones e Or (1999).

Neste Capítulo, é escolhido o conceito de “pseudo-saturação” ou “quase-saturação” (Kobiyama *et al.*, 1995; Faybischenko, 1995) já que o meio não-saturado se baseia na obtenção de parâmetros, próximos da saturação, os quais são os responsáveis pelas mudanças abruptas nas curvas  $\theta(\psi)$  e  $K(\psi)$ , seja pela ação de ar atrapado nos poros ou pela ação dinâmica de poros maiores. Este princípio, que não evidencia a natureza bimodal ou multimodal da distribuição de poros, introduz um limite de atuação dos subsistemas de poros do solo, por exemplo entre micro- e macroporos. A proposta do Capítulo 3 da Tese é utilizar a conceituação da hidráulica do meio não-saturado, isto é da Equação 3.1 até a Equação 3.11, sob a idéia de “pseudo-saturação”, mas introduzindo novas formulações complementárias segundo a natureza heterogênea do solo, regidas pelas hipóteses a seguir (ver Figura 3.3 e Figura 3.4).

**Primeira hipótese:** Sugere-se que uma abordagem do tipo multimodal seja plausível para a heterogeneidade do solo, porém ele pode resultar numa sobreparametrização. Nesse caso, é escolhida uma hipótese alternativa ao domínio único (unimodalidade), para estudar a situação com dois domínios (bimodalidade), isto é,  $k=2$ . Dessa forma, é suposto poder se relacionar conceitualmente os parâmetros de pseudo-saturação, os quais são explicitados na função  $\theta(\psi)$ , através de uma relação do tipo:

$$(\theta_s - \theta_r) = \text{Subsistema I} + \text{Subsistema II} = (\theta_{ps} - \theta_r) + (\theta_s - \theta_{ps}) \quad (3.13).$$

sendo a desigualdade  $\theta_r < \theta_{ps} < \theta_s$  que permite ao parâmetro  $\theta_{ps}$  ser estimado. No caso de ser avaliada a curva de retenção, a não-unimodalidade do solo leva a aceitar a existência de mais de uma região predominante de porosidade. Haverá, assim, uma região da curva  $\theta(\psi)$  com

umidades no intervalo  $(\theta_r, \theta_{ps})$ . Dessa forma,  $\theta_{ps}$  é a umidade de “pseudo-saturação”, isto é o limite até onde subsistema principal de poros tem efeito hidráulico significativo no meio não saturado (Figura 3.3a, pseudo-saturação do sistema primário). Uma outra região é definida no intervalo  $(\theta_{ps}, \theta_s)$ , em que os efeitos do sistema de poros maiores são mais evidentes.

Como nomenclatura geral ao longo do texto, denominamos subsistema primário de poros aos que governam na região  $(\theta_r, \theta_{ps})$  e de secundário aos que influenciam na região  $(\theta_{ps}, \theta_s)$ . Observa-se na Figura 3.3a uma melhora no ajuste bimodal aos dados observados, com relação ao ajuste unimodal.

**Segunda hipótese:** É de se propor a adoção de uma estimativa relativa de qual é o efeito do sistema ou domínio secundário (p.ex., poros maiores) sobre a densidade heterogênea completa de poros. Como o interesse é obter intervalos de comportamento, adota-se o efeito relativo dos intervalos de umidade volumétrica que eles ocupam na curva de retenção. Assim, define-se como efeito do sistema secundário, expresso em termos da umidade volumétrica, a relação:

$$\xi = (\theta_s - \theta_{ps}) / (\theta_s - \theta_r) \quad (3.14)$$

isto é, a relação entre o espaço volumétrico do sistema secundário, ou  $(\theta_s - \theta_{ps})$ , com relação ao intervalo potencial do conteúdo volumétrico total, ou  $(\theta_s - \theta_r)$ . Na Figura 3.3b, observa-se a curva de retenção expressa na forma de saturação relativa,  $Se(\psi)$ . Dessa maneira, os comportamentos numa curva bimodal são válidos nos intervalos:

$$0 \leq Se \leq (1-\xi), \text{ para o sub-sistema primário, e}$$

$(1-\xi) \leq Se \leq 1$ , para o sub-sistema secundário.

**Terceira hipótese:** A seguir, postula-se que a curva original de retenção pode ser descrita pela combinação de curvas teóricas simples, contínuas e diferenciáveis. No caso, é escolhida primeiramente a abordagem do tipo Van Genutchen (1980) atuando em partes distintas do conteúdo volumétrico ( $\theta_s - \theta_r$ ) e satisfazendo as condições originais do método. Essas condições não são sempre usadas na abordagem bimodal de Durner (1994); porém elas são retomadas ao longo do Capítulo 3 e Capítulo 4 da Tese, na forma:

$$m_1 = 1 - 1/n_1,$$

$$m_2 = 1 - 1/n_2.$$

No caso de considerar sistema primário e secundário, pode-se reescrever o modelo de curva de retenção através:

$$\theta = \theta_r + (\theta_{ps} - \theta_r) F_{\psi 1}^{-m_1} + (\theta_s - \theta_{ps}) F_{\psi 2}^{-m_2} \quad (3.15a),$$

sendo

$$F_{\psi 1} = 1 + (\alpha_1 |\psi|)^{n_1}, \text{ e}$$

$$F_{\psi 2} = 1 + (\alpha_2 |\psi|)^{n_2}.$$

O segundo termo da Equação 3.15a corresponde ao efeito dos poros menores do solo. Já o terceiro termo da Equação 3.15a representa uma extensão da abordagem de Van Genutchen (1980) que satisfaz a continuidade volumétrica da curva quando  $\theta > \theta_{ps}$ . Pode-se ver que a Equação 3.15a é similar à proposta por Durner (Equação 3.12) para  $k=2$ , na forma:

$$S_e = (1-\xi) F_{\psi 1}^{-m_1} + \xi F_{\psi 2}^{-m_2} \quad (3.15b)$$

**Quarta hipótese:** Trata-se aqui da parcimônia da parametrização comparada com a natureza do solo, seja esta última condicionada por um mecanismo de pedogênese ou de compactação. Como um meio contínuo, o solo pode apresentar 1, 2, ...,  $k$  subsistemas de poros atuando em forma conjunta e através de respostas inter-relacionadas na sua matriz. Isso seria caracterizado pelos parâmetros tipo van Genuchten:  $\alpha_1, n_1, m_1, \alpha_2, n_2, m_2, \dots, \alpha_k, n_k, m_k$ . Segundo Durner (1994), a partir dessas estimativas, pode acontecer que  $\alpha_i \neq \alpha_j$  e  $n_i \neq n_j, \forall i \neq j$ . Além disso, Durner (1994) acrescentou indistintamente (e obedecendo a critérios simplesmente matemáticos) que  $m_i = 1 - 1/n_i$  ou  $m_i \neq 1 - 1/n_i$ , o que ainda pode sobreparametrizar um ajuste. Pelo contrário, a proposta levantada no Capítulo 2 é diminuir o número de parametrizações que, ao considerar  $k=2$  a, sejam sujeitas a:

$$\begin{aligned} \alpha_1 &\neq \alpha_2 \\ n_1 &= n_2 = n_b \\ m_b &= 1 - 1/n_b \end{aligned} \quad (3.16),$$

o que leva a reescrever a Equação 3.15 como

$$\theta = \theta_r + (\theta_{ps} - \theta_r) F_{\psi 1}^{-mb} + (\theta_s - \theta_{ps}) F_{\psi 2}^{-mb} \quad (3.15c)$$

O subíndice “ $b$ ” indica que o ajuste é bimodal e, portanto,  $n_u \neq n_b$  e  $m_u \neq m_b$ . Pela Equação 3.4 da curva de retenção, o parâmetros  $\alpha_i$  representam as localizações das tensões de máxima

declividade de  $C^*$  numa curva bimodal que é a envolvente das curvas unimodais (uma para cada domínio de poros), cujo efeito na saturação efetiva  $Se$  está dado por  $(1-\xi)$  para o subsistema primário e por  $\xi$  para o subsistema secundário.

**Quinta hipótese:** É postulado que, dado um sistema heterogêneo quanto à textura, um comportamento heterogêneo é também esperado quanto à hidráulica que rege o fenômeno, isto é, uma  $Kr(\theta)$  expressa bimodalmente como  $Kr_b$ . Dessa maneira, é de se esperar que as curvas  $Kr(\theta)$  dos subsistemas primário e secundário apresentem comportamentos próprios. Para isto  $Kr(\theta_{ps}) = K_{ps}$  expressa a condutividade relativa de pseudo-saturação, que separa os efeitos hidráulicos entre os subsistemas primário e secundário. São representadas por  $Kr_I(\psi)$  e  $Kr_{II}(\psi)$  as funções de  $Kr$  para os subsistemas primário e secundário em função de  $\psi$  (Figura 3.4a), ou  $Kr_I(\theta)$  e  $Kr_{II}(\theta)$  em função de  $\theta$  (Figura 3.4b). É adotado  $K_{ps}$  como o limite máximo que o sistema primário pode influenciar; pelo contrário,  $K_{ps}$  é o limite mínimo do sistema secundário. Em consequência, se  $K_s$  é a condutividade hidráulica saturada, isto é  $Kr(\theta = \theta_s) = 1$ , temos os seguintes limites de intervalos (Figura 3.4a, e 3.4b):

$$Kr_I(\psi) \leq K_{ps} \quad (\text{sistema primário}) \text{ e}$$

$$Kr_{II}(\psi) \leq 1 \quad (\text{sistema secundário}) \quad (3.17a),$$

$$Kr_I(\theta) \leq K_{ps} \leq Kr_{II}(\theta) \leq 1 \quad (3.17b).$$

**Sexta hipótese:** É sugerido neste capítulo que as funções de  $Kr(\theta)$  podem vir representadas por curvas do tipo Van Genuchten (1980) independentes que, se combinadas à proposta de Mualem (1976), permitem utilizar a parametrização das Equações 3.15 e 3.16, oferecendo continuidade na curva de  $Kr(\theta)$ , ou  $Kr(\psi)$ , na forma:

i) curva  $Kr(\theta)$ :

$$Kr_1(S_{e1}) = K_{ps} S_{e1}^{1/2} [1 - (1 - S_{e1}^{1/m_b})^{m_b}]^2,$$

$$S_{e1} = (\theta - \theta_r) / (\theta_{ps} - \theta_r),$$

$$Kr_{b2}(S_{e2}) = S_{e2}^{1/2} [1 - (1 - S_{e2}^{1/m_b})^{m_b}]^2,$$

$$S_{e2} = (\theta - \theta_{ps}) / (\theta_s - \theta_{ps});$$

ii) curva  $Kr(\psi)$

$$Kr_{b1}(\psi) = K_{ps} [1 - Y_1^{nb-1} F_1^{-mb}]^2 (F_1^{mb/2})^{-1}$$

$$Kr_{b2}(\psi) = [1 - Y_2^{nb-1} F_2^{-mb}]^2 (F_2^{mb/2})^{-1} \quad (3.18),$$

sendo  $Y_1 = \alpha_1 |\psi|$ ,  $Y_2 = \alpha_2 |\psi|$ ,  $F_1 = 1 + (\alpha_1 |\psi|)^{nb}$  e  $F_2 = 1 + (\alpha_2 |\psi|)^{nb}$ . Neste trabalho,  $K_{ps}$  indica uma condição do máximo comportamento hidráulico exercido pelo sistema primário de poros. Uma vez estimado  $\theta_{ps}$  pelo ajuste da Equação 3.15a ou Equação 3.15b, e dados dois conteúdos volumétricos observados  $\theta_A(\psi_A)$  e  $\theta_B(\psi_B)$  para os quais se cumpre que  $\theta_A(\psi_A) < \theta_{ps} < \theta_B(\psi_B)$ , o valor de  $K_{ps}$  pode estimar-se por:

$$\ln[K_{ps}] = \ln[ Kr_{b2}(\psi_B) / Kr_{b2}(\psi_A) ] (\theta_{ps} - \theta_A) / (\theta_B - \theta_A) + \ln[ Kr_{b2}(\theta_A) ] \quad (3.19).$$

**Sétima hipótese:** No caso de ser aplicável a Equação 3.1b que expressa a equação de Richards via difusividade hidráulica, o ajuste unimodal se representa por:

$$D_u(\theta) = K_u(\theta) |(d\theta/d\psi)_u|^{-1} = [K_s K_r(\theta)] | -\alpha_u m_u (\theta_s - \theta_r) Se^{1/m_u} (1 - Se^{1/m_u})^{m_u} (1 - m_u)^{-1} |^{-1} \quad (3.20),$$

sendo  $K_u(\theta)$  a condutividade hidráulica não-saturada do ajuste unimodal ( $=K_s Kr(\theta)$ ) e  $|(d\theta/d\psi)_u|$  é o valor absoluto da derivada do ajuste unimodal da Equação 3.4 (Van Genuchten, 1980). No caso do ajuste bimodal, a sétima hipótese aproxima a difusividade hidráulica através de:

$$D_{b1}(\theta) = K_{b1}(\theta) |(d\theta/d\psi)_b|^{-1} = [K_s Kr_{b1}(\theta)] |-\alpha_1 m_b(\theta_{ps}-\theta_r) Se_1^{1/mb}(1-Se_1^{1/mb})^{mb} (1-m_b)^{-1}|^{-1}$$

para  $\theta_r \leq \theta \leq \theta_{ps}$ ,

$$D_{b2}(\theta) = K_{b2}(\theta) |(d\theta/d\psi)|^{-1} = [K_s Kr_{b2}(\theta)] |-\alpha_2 m_b(\theta_s-\theta_{ps}) Se_2^{1/mb}(1-Se_2^{1/mb})^{mb} (1-m_b)^{-1}|^{-1}$$

para  $\theta_{ps} < \theta \leq \theta_s$  (3.21),

sendo  $Kr_{b1}(\theta)$ ,  $Kr_{b2}(\theta)$ ,  $Se_1$  e  $Se_2$  obtidas conforme definidas nas Equações 3.18.

**Oitava hipótese:** No caso de serem realizados ajustes bimodais, as tensões características  $|\psi|_{1b}$  e  $|\psi|_{2b}$  (Equação 3.11) relativas aos diâmetros equivalentes de poros  $d_{e1} = 2 r_1$  e  $d_{e2} = 2 r_2$  (Equação 3.2) são obtidas igualando a zero a  $d^2\theta/d|\psi|^2$  do ajuste bimodal e aplicada aos sub-sistemas principal e secundário (Equação 3.15):

$$\begin{aligned} |\psi|_{c1} &= \alpha_1^{-1} [(n_b-1) / n_b]^{1/mb} \\ |\psi|_{c2} &= \alpha_2^{-1} [(n_b-1) / n_b]^{1/mb} \end{aligned} \quad (3.11b)$$

As incertezas das estimativas do modelo proposto para a curva de retenção na Equação 3.15c,  $Kr(\theta)$  nas Equações 3.18, 3.19, 3.20 e 3.21, comparando a abordagem unimodal de Van Genuchten (1980) e de Brooks e Corey (1966), são apresentadas no Capítulo 4.

### 3.3 Aplicação

A metodologia foi aplicada às curvas de retenção obtidas por Castro (1996) junto às simulações de chuva sobre parcelas experimentais de 1 m<sup>2</sup>. O local fica numa vertente/encosta (bacia de ordem zero) e pertence ao Município de Pejuçara, no Estado de Rio Grande do Sul, em que o PROJETO POTIRIBU tem a sua base de trabalho.

Foram coletadas três amostras a cada 10 cm em profundidade, nos primeiros 100 cm do solo, através de cilindros indeformáveis com 64 cm<sup>3</sup> de volume de solo cada um e a partir de trincheira escavada junto às parcelas de simulação de chuva (Castro e Chevallier, 1993). As amostras foram saturadas usando filtros na base, colocadas em painéis de pressão. Os valores de  $\theta_s$  foram medidos e foram aplicadas sucções desde -60 cm 24 horas após pesagem. Sucessivamente, foram aplicadas diferentes sucções até alcançar -9000 cm. No intervalo compreendido entre  $-3000 > \psi > -9000$  cm, os teores de umidade variaram de forma desprezível, podendo assim ter uma estimativa quase direta de  $\theta_r$ . As amostras foram secadas em estufa e pesadas. Para o intervalo de  $\psi$  analisado, as diferenças entre as médias e medianas das três repetições de  $\theta(\psi)$  por cada profundidade são inferiores a 1 % do valor  $\theta$ . A sensibilidade de cada leitura de tensão das curvas de retenção é de até  $\pm 0,2$  libras / pol<sup>2</sup> (Laboratório de Solos, IPH-UFRGS, 2001, comunicação pessoal), o que fornece uma precisão nas medições da ordem de  $\psi = \pm 7$  cm. Os erros de diferença de peso dos filtro de base não foram contabilizados.

#### 3.3.1 Solos e Clima

A área de estudo é constituída por derrames basálticos da formação Serra Geral, ocupando a parte superior de um evento vulcânico do Jurocretáceo até o Triásico Superior, com misturas de arenitos. O local de estudo localiza-se nas cabeceiras do Rio Potiribu, afluente oriental do Rio Uruguai, pertencendo ao Derrame Basáltico Sulbrasileiro.

Os solos da região de estudo pertencem aos *Oxisolos*, conferindo-lhes uma classificação intermediária, da EMBRAPA (1999), entre *latossolos roxos* (Carvalho *et al.*, 1990) e *terra roxa estruturada* (Boulet *et al.*, 1993), que se desenvolvem em um relevo com declividades médias entre 3 % e 15 %. O clima da região é subtropical com precipitação média anual acima de 1600 mm, bem distribuída ao longo dos meses, e com uma evaporação maior que 1200 mm anuais, caracterizando um clima tipo *Cfa* de Koeppen.

A intemperização regional levou esses solos a desenvolver um expressivo conteúdo de argila, o qual supera em média os 60 % (Castro, 1996), aumentando com a profundidade. Os solos são não hidromórficos, com horizonte B textural, com argila de baixa capacidade de troca de cátions e com elevados sesquióxidos de ferro ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 > 15 \%$ ), alumínio e óxidos de titânio e manganês (Carvalho *et al.*, 1990). O pH é próximo de 5,5, tendo menos de 2 % de matéria orgânica (Boulet *et al.*, 1993; Castro, 1995).

O perfil típico da *terra roxa estruturada* é composto de três camadas (Castro e Chevallier, 1993). O primeiro horizonte ( $0 \leq z \leq 30$  cm) é vermelho escuro (2,5 YR  $\frac{3}{4}$  a  $\frac{3}{3}$ ), estrutura poliédrica e textura argilosa (56 % a 68 % de argila, 26 a 39 % de areia). A porosidade aparente é bem desenvolvida, estando a maioria das raízes contidas nesse horizonte. O segundo horizonte ( $30 \leq z \leq 50$  cm) tem cor vermelho escuro (2,5 YR  $\frac{3}{4}$ ), estrutura poliédrica e textura argilosa (70 % argila, 20 % areia). Esse horizonte é nitidamente mais compactado que o primeiro, existindo uma transição abrupta que caracteriza um horizonte Bt. A densidade média dos 60 cm iniciais do solo varia entre 1,35 e 1,60  $\text{g/cm}^3$ . O terceiro horizonte ( $50 \leq z \leq 190$  cm) tem a mesma cor, estrutura e textura que o segundo horizonte. A principal diferença é que o terceiro horizonte é menos compactado que o segundo, e a porosidade aparente é mais desenvolvida. Abaixo desse terceiro horizonte aparecem fragmentos do regolito cuja profundidade varia conforme a posição em que se analisa a encosta. De 190 a 220 cm de profundidade, aparecem pequenos fragmentos de rocha (basalto) alterada.

A diferença de compactação entre os diferentes horizontes é causada pelas máquinas agrícolas ao preparar o solo (Castro e Chevallier, 1993). Elas revolvem a superfície, deixando compactada a camada imediatamente inferior. Na camada com profundidade superior a 50 cm, a máquina exerce menos influência. As raízes dos cultivos penetram no solo até encontrarem a camada compactada onde desviam lateralmente.

De modo geral, os fatores associados que promovem um excelente estrutura em *Oxisolos* são: o conteúdo de argila, a matéria orgânica, os óxidos de ferro e a orientação das argilas (Carpenedo, 1985). A existência de macroagregados orgânicos dos horizontes sob a mata nativa (condição pré-degradação dos solos pela atividade agrícola) se caracteriza por poros largos, com uma estrutura heterogênea, porém com uma conexão elevada entre poros (Silva *et al.*, 1998). Em *Oxisolos*, Kobiyama (1994) informa que a atividade biológica da microfauna, como no caso de *Amyntas spp.*, aumentou a porosidade somente para diâmetros equivalentes de poros maiores a 60  $\mu\text{m}$ . Disso é confirmado que a porosidade induzida pelas galerias geradas por minhocas pode até chegar a um intervalo entre 0,01 e 0,03  $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$  da porosidade total.

### 3.4 Resultados

A Tabela 3.2 apresenta os resultados dos ajustes unimodais, através da Equação 3.4, aos valores medianos das três replicações da amostra por cada profundidade. O método de otimização utilizado foi de avaliação alternativa do método Simplex (Nelder e Mead, 1965) e do método Quasi-Newton, em que necessitam estar definidas as derivadas até de segunda ordem, sujeitas às condições propostas por van Genutchen (1980). Os valores de  $\theta_r$  e  $\theta_s$  foram escolhidos como constantes nos ajustes a partir dos valores observados, para valores umidade  $\theta(\psi < -3000 \text{ cm})$  e  $\theta(\psi = 0 \text{ cm})$  respectivamente, sendo este par de constantes iguais para os ajustes unimodais e bimodais. Observou-se, que nos conjuntos de dados, o  $\theta(\psi = -3000) \cong \theta(\psi = -9000)$ , sem ter uma diferença significativa nos ajustes finais dos parâmetros.

Para cada conjunto de dados, foram testadas várias configurações dos vetores de valores iniciais  $[\alpha_u^{(o)}, n_u^{(o)}]$  no caso dos ajustes unimodais, e  $[\alpha_1^{(o)}, \alpha_2^{(o)}, n_b^{(o)}, \theta_{ps}^{(o)}]$  no caso de ajustes bimodais. O número de iterações necessárias para assegurar convergência para a solução ótima não ultrapassou, na maioria dos casos, o número de 15. O máximo erro relativo máximo permitido na solução foi 0,01 % do valor absoluto do parâmetro respectivo.

Na primeira coluna da Tabela 3.2, aparece a identificação da profundidade representativa da amostra indeformada e os valores de  $\alpha_u$  e  $n_u$  do ajuste. O desvio-padrão de  $\alpha_u$  e  $n_u$  e o coeficiente de correlação entre eles estão respectivamente representados por  $s_{\alpha u}$ ,  $s_{n u}$  e  $corr_{\alpha, n u}$ . A explicação da variância do modelo é dada pelo coeficiente de determinação não-tendencioso, na forma (Tucci, 1993; Clarke, 1994):

$$R^{*2} = [ 1 - (N_p - 1) (N_p - N_x)^{-1} (1 - R^2) ] 100 \tag{3.22},$$

em que  $N_p$  é o número de pontos amostrais,  $N_x$  o número de parâmetros e  $R^2$  o coeficiente de determinação do ajuste estatístico. Na Tabela 3.3, aparecem os resultados dos ajustes bimodais correspondentes às mesmas profundidades da Tabela 3.2. As tensões características  $|\psi|_c$  (Equação 3.11) que aproximam os diâmetros equivalentes  $d_e = 2 r_e$  (Equação 3.2) foram estimadas para uma temperatura média de 293 °K (20 °C), e com parâmetros associados de  $\sigma = 72,75 \text{ N m}^{-1}$ ,  $g = 9,81 \text{ ms}^{-2}$ ,  $\rho_w = 1000 \text{ kg m}^{-3}$  e ângulo de contato fluido-sólido  $\phi_c = 0^\circ$  (Caicedo, 1993; Prevedello, 1996).

Tabela 3.2. Ajuste  $\theta(\psi)$  unimodal de Van Genuchten (1980) e parâmetros equivalentes do modelo de Brooks e Corey (1966) para as curvas de retenção do PROJETO POTIRIBU

| $z$  | $\theta_s$                          | $\theta_r$                          | $\alpha_u$          | $S_{ou}$            | $n_u$  | $S_{nu}$ | $\psi^*$ | $d_e$ | $corr(\alpha_u, n_u)$ | $\lambda_s$ | $\psi d$ | $R^{*2}$ |
|------|-------------------------------------|-------------------------------------|---------------------|---------------------|--------|----------|----------|-------|-----------------------|-------------|----------|----------|
| [cm] | [cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> ] | [cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> ] | [cm <sup>-1</sup> ] | [cm <sup>-1</sup> ] | [-]    | [-]      | [cm]     | □□m]  | [-]                   | [-]         | [cm]     | [-]      |
| 10   | 0,4850                              | 0,3850                              | 0,0414              | 0,0144              | 1,4861 | 0,0743   | 11,4     | 263,3 | -0,898                | 0,43        | 25,37    | 0,968    |
| 20   | 0,5190                              | 0,4420                              | 0,0267              | 0,0056              | 1,6310 | 0,0753   | 20,9     | 143,5 | -0,863                | 0,49        | 34,15    | 0,982    |
| 30   | 0,5050                              | 0,4340                              | 0,0169              | 0,0045              | 1,7589 | 0,1368   | 36,7     | 81,8  | -0,812                | 0,61        | 45,93    | 0,958    |
| 40   | 0,5228                              | 0,4306                              | 0,0144              | 0,0037              | 1,8159 | 0,1496   | 44,7     | 67,1  | -0,799                | 0,64        | 52,10    | 0,958    |
| 50   | 0,5120                              | 0,4275                              | 0,0217              | 0,0054              | 1,6823 | 0,1058   | 27,0     | 111,3 | -0,844                | 0,56        | 37,86    | 0,969    |
| 60   | 0,5260                              | 0,4285                              | 0,0201              | 0,0053              | 1,6807 | 0,1121   | 29,0     | 103,3 | -0,840                | 0,56        | 40,90    | 0,969    |
| 70   | 0,5280                              | 0,4360                              | 0,0169              | 0,0049              | 1,7769 | 0,1574   | 37,2     | 80,6  | -0,805                | 0,62        | 45,52    | 0,948    |
| 80   | 0,5560                              | 0,4730                              | 0,0274              | 0,0085              | 1,6667 | 0,1213   | 21,1     | 142,2 | -0,857                | 0,55        | 30,43    | 0,960    |
| 90   | 0,5350                              | 0,4540                              | 0,0193              | 0,0056              | 1,7489 | 0,1437   | 31,9     | 94,2  | -0,823                | 0,60        | 40,42    | 0,953    |
| 100  | 0,5940                              | 0,4640                              | 0,0291              | 0,0109              | 1,6856 | 0,1505   | 20,2     | 148,6 | -0,860                | 0,56        | 28,20    | 0,945    |

Na Figura 3.5, aparece o ajuste da curva de retenção para a amostra da profundidade  $z=20$  cm. Para este ajuste, estimam-se as curvas de  $Kr(\psi)$  unimodal e bimodal de Van Genuchten (1980) e as correspondentes curvas do modelo de Brooks e Corey (1966) (Figura 3.6). Observa-se que o ajuste bimodal de pseudo-saturação (linha contínua) se aproxima das curvas de Brooks e Corey correspondentes ao sistema primário (linha traçada com losangos) e a do sistema secundário (linha traçada em triângulos). O ajuste unimodal (linha traçada simples) afasta-se razoavelmente à correspondente curva de Brooks e Corey (traçada com asteriscos). Este último comportamento tem sido levantado por Lehnard *et al.* (1989) em solos argilosos. No entanto, o ajuste Brooks-Corey da Figura 3.6a se afasta da curva bimodal de pseudo-saturação na região de  $|\psi| > 60$  cm. Nas Figuras 3.7a e 3.7b, aparecem as estimativas para  $z=20$  cm de  $Kr(\theta)$  e  $D(\theta)$ , respectivamente, com valores de conteúdo volumétrico relativo  $\xi = 0,519$  e condutividade relativa de pseudo-saturação de com valor de  $Kr(\theta_{ps}) = 4,1 \cdot 10^{-5}$ . Para correlacionar esses resultados com a capacidade de campo dependerá se a drenagem interna for considerada desprezível ou não. Prevedello (1996) apresenta os métodos para o caso.

Novamente, o ajuste bimodal de pseudo-saturação (linha contínua) aproxima-se das curvas Brooks-Corey, aplicado aos ajustes dos sistemas primário e secundário de poros (linha descontínua), existindo um leve desvio entre elas para valores de  $\theta \rightarrow \theta_s$ . Quanto às curvas do ajuste unimodal Van Genuchten e a correspondente unimodal Brooks-Corey, elas apresentam os desvios encontrados na Figura 3.6. Na Figura 3.7b, aparecem as curvas de  $D(\theta)$  calculadas para um valor médio espacial de  $\langle K_s \rangle = 15 \text{ mmh}^{-1}$  típico da área analisada (Mendiondo, 1995), existindo uma boa concordância entre os ajustes bimodais de van Genuchten e de Brooks-Corey.

Tabela 3.3- Ajustes bimodais de pseudo-saturação para as curvas de retenção do PROJETO POTIRIBU

| z<br>[cm] | $\theta_{ps}$<br>[cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> ] | $\alpha_1$<br>[cm <sup>-1</sup> ] | $n_1$<br>[ - ] | $ \psi^* _1$<br>[cm] | $d_{e1}$<br>[um] | $\alpha_2$<br>[cm <sup>-1</sup> ] | $ \psi^* _1$<br>[cm] | $d_{e2}$<br>[um] | $\lambda$<br>[ - ] | $H_{d1}$ | $H_{d2}$ | $R^{*2}$ |
|-----------|--|-----------------------------------|----------------|----------------------|------------------|-----------------------------------|----------------------|------------------|--------------------|----------|----------|----------|
| 10        | 0,4272   | 0,0021                            | 3,4064         | 430                  | 7,0              | 0,0322                            | 28,01                | 107,11           | 1,50               | 293,96   | 19,15    | 0,982    |
| 20        | 0,4790   | 0,0031                            | 2,4591         | 261                  | 11,5             | 0,0459                            | 17,63                | 170,15           | 1,01               | 205,44   | 13,88    | 0,999    |
| 30        | 0,4691   | 0,0023                            | 3,8206         | 411                  | 7,3              | 0,0210                            | 44,07                | 68,08            | 1,72               | 275,00   | 29,52    | 0,993    |
| 40        | 0,4842   | 0,0027                            | 3,6330         | 339                  | 8,9              | 0,0253                            | 36,23                | 82,80            | 1,62               | 228,82   | 24,42    | 0,996    |
| 50        | 0,4695   | 0,0026                            | 3,2650         | 339                  | 8,9              | 0,0299                            | 29,90                | 100,33           | 1,43               | 233,90   | 20,65    | 0,996    |
| 60        | 0,4787   | 0,0025                            | 3,4787         | 357                  | 8,4              | 0,0275                            | 33,04                | 90,81            | 1,54               | 243,06   | 22,48    | 0,995    |
| 70        | 0,4793   | 0,0020                            | 5,5485         | 485                  | 6,2              | 0,0178                            | 54,14                | 55,41            | 2,60               | 318,50   | 35,57    | 0,995    |
| 80        | 0,5083   | 0,0021                            | 4,3855         | 445                  | 6,7              | 0,0228                            | 41,40                | 72,46            | 2,01               | 293,90   | 27,36    | 0,999    |
| 90        | 0,4964   | 0,0025                            | 4,0649         | 373                  | 8,0              | 0,0255                            | 36,56                | 82,07            | 1,84               | 248,17   | 24,31    | 0,998    |
| 100       | 0,5215   | 0,0022                            | 4,9262         | 426                  | 7,0              | 0,0253                            | 37,72                | 79,54            | 2,28               | 280,37   | 24,80    | 0,999    |

Tabela 3.3- Ajustes bimodais de pseudo-saturação para as curvas de retenção do PROJETO POTIRIBU (continuação)

| z<br>[cm] | $S_{\theta ps}$<br>[cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> ] | $S_n$<br>[-] | $S_{\alpha 1}$<br>[cm <sup>-1</sup> ] | Corr<br>(n, $\theta ps$ ) | Corr<br>( $\alpha_1$ , $\theta ps$ ) | Corr<br>( $\alpha_1$ , n) | $S_{\alpha 2}$<br>[cm <sup>-1</sup> ] | Corr<br>( $\theta ps$ , $\alpha_2$ ) | Corr<br>( $\alpha_2$ , n) | Kr( $\theta ps$ )<br>[-] | Corr<br>( $\alpha_1$ , $\alpha_2$ ) |
|-----------|--|--------------|---------------------------------------|---------------------------|--------------------------------------|---------------------------|---------------------------------------|--------------------------------------|---------------------------|--------------------------|-------------------------------------|
| 10        | 0,002  | 0,269        | 0,000                                 | 0,238                     | 0,696                                | -0,075                    | 0,005                                 | 0,604                                | -0,407                    | 1,44E-06                 | 0,555                               |
| 20        | 0,002  | 0,072        | 0,000                                 | 0,354                     | 0,651                                | -0,240                    | 0,007                                 | 0,850                                | 0,000                     | 1,47E-05                 | 0,682                               |
| 30        | 0,004  | 0,518        | 0,000                                 | 0,282                     | 0,701                                | -0,022                    | 0,003                                 | 0,647                                | -0,217                    | 6,95E-06                 | 0,543                               |
| 40        | 0,004  | 0,324        | 0,000                                 | 0,061                     | 0,652                                | -0,319                    | 0,005                                 | 0,750                                | -0,270                    | 2,81E-05                 | 0,595                               |
| 50        | 0,003  | 0,277        | 0,000                                 | 0,182                     | 0,667                                | -0,262                    | 0,006                                 | 0,730                                | -0,289                    | 1,33E-05                 | 0,638                               |
| 60        | 0,004  | 0,378        | 0,000                                 | 0,149                     | 0,680                                | -0,240                    | 0,005                                 | 0,705                                | -0,335                    | 1,29E-05                 | 0,625                               |
| 70        | 0,003  | 1,242        | 0,000                                 | 0,372                     | 0,000                                | 0,000                     | 0,001                                 | 0,329                                | -0,286                    | 1,01E-06                 | 0,000                               |
| 80        | 0,002  | 0,339        | 0,000                                 | 0,255                     | 0,720                                | 0,050                     | 0,001                                 | 0,496                                | -0,472                    | 6,96E-07                 | 0,442                               |
| 90        | 0,002  | 0,261        | 0,000                                 | 0,028                     | 0,670                                | -0,261                    | 0,003                                 | 0,696                                | -0,388                    | 7,34E-06                 | 0,577                               |
| 100       | 0,003  | 0,558        | 0,000                                 | 0,080                     | 0,671                                | -0,074                    | 0,001                                 | 0,590                                | -0,460                    | 5,64E-07                 | 0,460                               |

Na Figura 3.8, apresenta-se a distribuição de poros, estimada a partir da Equação 3.3, e correspondente ao ajuste unimodal (linha com quadros escuros). Ela fornece uma moda no diâmetro  $d_{eu} = 143 \mu\text{m}$ , diferente da moda do sistema primário de poros (linha com losangos, estimado pelo abordagem bimodal) com  $d_{e1} = 11 \mu\text{m}$  e da moda do sistema secundário de poros (triângulos) com  $d_{e2} = 170 \mu\text{m}$ .

É plotada a distribuição dos poros conforme uma aproximação empírica de  $C^*$  (curva traçada com círculos). Isso é feito para os pontos “ $i$ ” e “ $i+1$ ” amostrados de forma consecutiva na curva de retenção  $\theta(\psi)$ , a qual permite estimar  $C^*$  através de diferenças finitas como:

$$C^* = \Delta\theta/\Delta\psi = (\theta_{i+1} - \theta_i) / (|\psi|_i - |\psi|_{i+1}) \quad (3.23).$$

Dessa forma, a Figura 3.8 exprime duas características: uma quanto à abrangência da distribuição de poros e a outra quanto à posição dos diâmetros modais derivados dos ajustes. Em primeiro lugar, para  $z = 20 \text{ cm}$ , os diâmetros modais estimados apresentam uma desigualdade do tipo  $d_{e2} > d_{eu} > d_{e1}$ . Em segundo lugar, a distribuição de poros para os sistemas primário e secundário aparece dentro da envolvente do ajuste unimodal. No entanto, o máximo da distribuição do sistema primário fica próximo do quebra na tendência da distribuição empírica (curva com círculos) dos poros. Os resultados evidenciam que essa situação se repete para exemplos de outras profundidades (p.ex., Figura 3.11 e Figura 3.14, respectivamente).

Na Figura 3.9 e na Figura 3.12, observam-se, como na Figura 3.6, as estimativas de  $Kr(\psi)$  para  $z = 40$  e  $z = 100 \text{ cm}$ , respectivamente. Na Figura 3.10 e na Figura 3.13, encontramos as curvas  $Kr(\theta)$  e  $D(\theta)$ . Por outro lado, na Figura 3.11 e Figura 3.14, é plotada a distribuição de poros estimada e empírica para  $z = 40 \text{ cm}$  e  $z = 100 \text{ cm}$ , respectivamente. O padrão de

comportamento das estimativas de  $Kr(\theta)$ ,  $D(\theta)$  e  $C^*$  se repete igualmente na Figura 3.6, Figura 3.7 e Figura 3.8. A distribuição empírica apresenta uma característica bimodal de poros, com um máximo próximo a  $de_2$ . Isto se torna mais evidente para as profundidades de  $z=40$  e  $z=100$  cm, nas quais há uma melhor concordância entre a distribuição empírica e a do ajuste unimodal.

### 3.5 Discussão

Os resultados anteriores denotam que a inferência em relação à distribuição de poros nas amostras é dependente da escolha do modelo. No entanto, essa escolha fornece resultados diferentes que introduzem a incerteza de qual representação da realidade é a mais apropriada. No caso da parametrização do modelo do meio não-saturado, as discussões quanto às incertezas podem se focalizar nos parâmetros dos ajustes da curva de retenção, na distribuição de poros equivalente e nas diferenças encontradas nas funções  $Kr(\theta)$  a partir de curvas uni e bimodais, discutidas a seguir.

#### 3.5.1 Ajustes unimodais

Para as dez profundidades analisadas, os teores de umidade na saturação foram  $\theta_s = 0,524 \pm 0,029 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  com valor mediano de  $0,524 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ . O conteúdo de água residual teve o valor de  $\theta_r = 0,437 \pm 0,024 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ , com valor mediano de  $0,435 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ . O valor de  $\theta_s$  aumenta com a profundidade ( $0,485 \leq \theta_s \leq 0,594 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ). Este fato deve-se às práticas agrícolas de plantio convencional na época das amostragens. O plantio convencional produz uma diminuição da umidade dos horizontes superficiais (Castro, 1996) e favorece o aparecimento do selamento e crostas na superfície do solo, o que favorece a aparição de erosões em sulcos com escoamento concentrado (Capítulo 5). De igual modo, os valores no intervalo  $0,385 \leq \theta_r \leq 0,473 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  são alcançados na profundidade de 80 cm.

Conforme a Tabela 3.2, os parâmetros unimodais do ajuste tipo Van Genuchten (1980) apresentam (valores medianos expressos entre os parênteses):  $\alpha_u = 0,02905 \pm 0,00801$  (0,0209)  $\text{cm}^{-1}$ ;  $n_u = 1,685 \pm 0,092$  (1,684). Os intervalos de variação foram  $0,0144 < \alpha_u < 0,0414 \text{ cm}^{-1}$  e  $1,486 \leq n_u \leq 1,816$ , respectivamente. Os ajustes apresentaram um coeficiente  $R^{*2}$  oscilando entre 94,5 % e 98,2% respeito do total da variância dos dados. O menor valor de  $R^{*2}$  é para  $z = 100 \text{ cm}$  e o maior para  $z = 20 \text{ cm}$ . O coeficiente de correlação  $\text{corr}_{\alpha,n}$  apresenta valores negativos em todos os ajustes, encontrando uma menor correlação estatística para as profundidades de 40 e 70 cm, ( $\text{corr}_{\alpha,n} \cong -0,8$ ). A correlação negativa com maior valor absoluto corresponde ao primeiro horizonte analisado, existindo uma moderada tendência de diminuir  $\rho_{\alpha,n}$  em valor absoluto no intervalo de profundidades de 10 a 40 cm e sem tendência evidente no intervalo de 40 a 100 cm.

No ajuste unimodal,  $n_u$  é afetado pela ação dos poros menores ou microporos, sendo  $\alpha_u^{-1}$  afetado pelos poros maiores, ou macroporos. Quanto mais heterogêneo o tamanho dos poros, o valor de  $n_u$  fica menor e, em geral, há tendência de que os solos argilosos possuam valores menores de  $n_u$ . No entanto, para um mesmo solo, o valor de  $n_u$  aumenta conforme aumenta a pedogênese e a compactação (Kobiyama *et al.*, 1998). Porém, a pedogênese diminui  $\alpha_u^{-1}$  e a compactação aumenta  $\alpha_u^{-1}$ . Sobre esse fato, Shimoniya *et al.* (1998) e (2001, in press) referem que esse processo aparece visto que, durante a pedogênese, os microporos do solo perdem a característica de conexão ou “de meio contínuo” por causa da presença dos agregados que tendem a formar meso e macroporos.

Neste capítulo, o intervalo de variação total dos  $n_u$  estimados aparece nos primeiros 40cm do perfil analisado, passando de 1,486 a 1,816. Para  $z > 40 \text{ cm}$ , o valor de  $n_u$  oscila em torno de 1,66 e 1,77, o que sugere a formação de um horizonte de compactação que se localizaria entre os primeiros 35 a 45 cm de profundidade. Isso é de fato corroborado fisicamente pela existência de

um horizonte compactado subsuperficialmente pela maquinária agrícola e pela existência do horizonte Bt textural (Carvalho *et al.*, 1990; Boulet *et al.*, 1993; Castro e Chevallier, 1993).

### 3.5.2 Porosidades derivadas dos ajustes unimodais

Para o ajuste unimodal, a tensão característica teve como resultado  $|\psi|_c = 28 \pm 9,9$  (28) cm, para  $11,4 \leq |\psi|_c \leq 44,7$  cm. Para o diâmetro equivalente, houve  $d_{eu} = 124 \pm 57$  (107)  $\mu\text{m}$ , com intervalo de variação de  $67 \leq d_{eu} \leq 263$   $\mu\text{m}$ . Estes valores mínimos e máximos correspondem a profundidades de  $z = 40$  cm e  $z = 10$  cm, respectivamente. Embora exista uma sobrecompactação pela agricultura intensiva nos horizontes superiores dos *Oxisolos*, a aplicação de técnicas de subsolagem, como o “pé de pato”, na *terra roxa estruturada* (Castro e Chevallier, 1993; Castro, 1996), a profundidades entre 30 e 50 cm, produz um massificação da estrutura do perfil. Como foi antes mencionado, essa redução de vazios no solo é mais significativa nos horizontes até onde a maquinaria agrícola alcança o seu trabalho de remoção, o que pode acompanhar com os resultados dos ajustes unimodais das curvas de retenção.

Por outro lado, para  $z > 40$  cm, os diâmetros equivalentes estimados adotam valores entre 81  $\mu\text{m}$  ( $z = 70$  cm) e 149  $\mu\text{m}$  ( $z = 100$  cm), mostrando uma leve tendência a crescer com a profundidade. No entanto, a taxa de mudança de diâmetros equivalente unimodais ( $\Delta d_{eu}/\Delta z$ ) fornece valores positivos e negativos de forma alternada para  $z > 40$  cm. Pelo contrário, nos primeiros 40 cm do perfil  $\Delta d_{eu}/\Delta z$  apresenta um gradiente vertical de: -12, -6,2 e -1,5  $\mu\text{m}\cdot\text{cm}^{-1}$  para os intervalos de profundidade compreendidos entre 10-20, 20-30 e 30-40 cm, respectivamente. Isto é compatível com as informações de Carvalho *et al.* (1990) e Boulet *et al.* (1993) com respeito à aparição do horizonte textural Bt, típico de solos de *terra roxa estruturada* do Derrame Basáltico Sul-Rio-Grandense, favorecendo a diminuição da porosidade com  $z$ .

Os coeficientes da equação de Brooks e Corey (1966), aplicando as aproximações da Equação 3.8, Equação 3.9 e Equação 3.10, deram como resultado  $\lambda = 0,56 \pm 0,06$  (0,55) e  $|\psi|_{du} = 38 \pm 8,5$  (39) cm. Isso corresponde aos intervalos de  $0,42 \leq \lambda \leq 0,64$  e de  $25,4 \leq |\psi|_{du} \leq 52,1$  cm, respectivamente. O intervalo de  $|\psi|_d$  acontece nos primeiros 40 cm do solo. Efetivamente, a faixa de variação de  $\alpha_u^{-1}$  nesses primeiros horizontes apresenta  $24,2 \leq \alpha_u^{-1} \leq 69,4$  cm, correspondendo aos resultados de  $|\psi|_d$ . Isso efetivamente demonstra um efeito de compactação que se destaca por sobre um processo de pedogênese (Kobiyama *et al.*, 1998).

### 3.5.3 Ajustes bimodais por pseudo-saturação

Considerando todo o perfil analisado, a umidade volumétrica de pseudo-saturação foi ajustada pela Equação 3.15c, o que fornece valores de  $\theta_{ps} \equiv 0,481 \pm 0,025$  (0,479)  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$  com intervalo  $0,427 \leq \theta_{ps} \leq 0,521$   $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ , para  $z=10$  cm e 100 cm, respectivamente. Os coeficientes de correlação não-tendenciosos (Equação 3.22) apresentaram uma melhora com relação aos ajustes unimodais e variaram de 98,2 % a 99,9 %.

Embora exista um gradiente positivo de  $\theta_{ps}$  com a profundidade (seguindo a tendência apresentada por  $\theta_s$  de aumentar nas maiores profundidades),  $\theta_{ps}$  destaca uma brusca diferença nos valores entre 10 e 20 cm. Assim, é evidenciada a passagem de 0,427 a 0,479  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ , e seguida por pequenas oscilações  $\theta_{ps}$  para as profundidades entre 20 e 70 cm. Para  $z > 70$  cm,  $\theta_{ps}$  apresenta uma tendência crescente mais evidente com a profundidade.

A diferença ( $\theta_s - \theta_{ps}$ ) no perfil apresenta um valor  $0,047 \pm 0,011$   $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$  e em termos do índice  $\xi$  temos valores de  $0,515 \pm 0,049$  (0,512), para  $0,419 \leq \xi \leq 0,578$ . Este intervalo aparece com um gradiente negativo de  $\xi$  com a profundidade para  $10 \leq z \leq 40$  cm. Prolongando a reta teórica com um ajuste neste último intervalo de profundidades ( $\xi = -0,005 z + 0,63$ ;  $R^2 = 0,92$ ;  $Np = 4$ ) ou por um ajuste polinômico para as profundidades  $10 \leq z \leq 80$  ( $\xi = 0,00002 z^2 - 0,0083 z$

+ 0,65;  $R^2 = 0,77$ ;  $Np=8$ ), a extrapolação até a superfície do terreno sugere um  $\xi$  potencial entre 0,63 e 0,65. Isso levaria a confirmar, por um lado, a presença de um horizonte com maior evidência de finos aos 40 cm e, por outro, uma tendência potencial de se criar meso- e macroporos conforme nos aproximamos da superfície, e prever um horizonte textural Bt.

Os ajustes de  $\alpha_1$  apresentam valores médios do perfil de  $\alpha_1 = 0,0024 \pm 0,0003$  (0,0024)  $\text{cm}^{-1}$ , com intervalo  $0,0021 \leq \alpha_1 \leq 0,0031$   $\text{cm}^{-1}$ . O máximo desses valores localiza-se em  $z=20$  cm e permanece relativamente constante para as outras profundidades. O parâmetro  $\alpha_2$  tem a mesma ordem de magnitude do parâmetro  $\alpha_u$  do ajuste unimodal, porém um comportamento diferente no perfil. No caso,  $\alpha_2$  oscila entre  $0,0273 \pm 0,0076$  (0,0254)  $\text{cm}^{-1}$ , num intervalo  $0,0183 \leq \alpha_2 \leq 0,0459$   $\text{cm}^{-1}$ . O máximo de  $\alpha_2$  se localiza  $z=20$  cm, mas apresenta mínimos em  $z=30$  cm ( $\alpha_2 = 0,0209$   $\text{cm}^{-1}$ ) e em  $z=70$  cm ( $\alpha_2 = 0,0183$   $\text{cm}^{-1}$ ).

O comportamento médio de  $n_b$  em todo o perfil corresponde a  $3,811 \pm 0,731$  (3,726), existindo uma leve tendência ao aumento com a profundidade ( demonstrado pela reta  $n_b = 0,019z + 2,775$ ,  $R^2 = 0,607$ ,  $Np = 10$ ). Os valores médios dos parâmetros dos ajuste bimodal, se comparados com o ajuste unimodal, reforçam a interpretação da compactação dos solos: por um lado, a relação  $n_b/n_u > 2$ , e por outro, as desigualdades  $\alpha_1^{-1} > \alpha_u^{-1} > \alpha_2^{-1}$ .

A macroporosidade dos solos tem sido informada na literatura, especialmente através de uma proporção da porosidade total, dada geralmente para um conteúdo volumétrico igual a  $\theta$ . Em termos absolutos, Beven e Germann (1982) apresentam valores de macroporosidade entre 0,01 e 0,045  $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ , e Kobiyama *et al.* (1995) em solos forestais de Japão, informam macroporosidades entre 0,03 e 0,08  $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ . Estudando *latossolos roxos* no Brasil, Silva *et al.* (1998) apresentam valores de macroporosidade de 0,205  $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$  nos primeiros 35 cm de profundidade para  $\delta = 0,517$   $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$  para um solo com mata nativa, passando para macroporosidades entre 0,135 a 0,142  $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$  com  $0,42 \leq \delta \leq 0,44$   $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$  num solo

cultivado. Fazendo uso da analogia de pseudo-saturação pela Equação 3.14, esses exemplos fornecem um valor  $\xi = 0,39$  para solos com mata nativa e  $\xi = 0,32$  para solos cultivados. Para horizontes com  $z > 35$  cm, esta relação muda para 0,25 e 0,28 para mata nativa e solos cultivados, respectivamente.

Nos *latossolos roxos* da região do Planalto Sul-Rio-Grandense, sul do Brasil e próxima da área de estudo deste trabalho, Carpenedo (1985) apresenta valores de porosidade total próxima de 56 % para solos até 30 cm de profundidade sob mata nativa, com uma macroporosidade entre 20 e 23 % do volume da amostra. Em solos cultivados, Carpenedo (1985) informa porosidades de 52% com macroporosidade na faixa entre 7 e 8 %. Em termos relativos, isto representa  $\xi = 0,39$  para solos sob mata nativa e  $\xi = 0,14$  para solos cultivados.

Os resultados deste Capítulo 3, e dada a classificação textural da *terra roxa estruturada* (Boulet *et al.*, 1993) e *latossolos roxos* locais (Carvalho *et al.*, 1990), fornecem o valor de  $\xi$  numa faixa ampla entre meso e macroporos de forma conjunta. Em primeiro lugar, isso levaria a justificar os valores médios obtidos de  $\xi \cong 0,5$ . Em segundo lugar, e como alguns dos solos analisados por Durner (1994), isso pode sugerir a necessidade de uma segunda discriminação textural associada às curvas de retenção experimentais (entre meso e macroporos), todos estes contemplados dentro do valor de  $\xi$ , o que levaria a propor modelos trimodais, ou seja  $k=3$ , mas com um requerimento de dados experimentais bem maior que os apresentados neste trabalho. Sem dúvida, esse fato também sugere uma sobreparametrização que deve justificar-se frente aos objetivos.

### 3.5.4 Porosidades derivadas dos ajustes bimodais

No ajuste bimodal por pseudo-saturação, o diâmetro equivalente para o sistema primário é:  $d_{e1} = 8 \pm 1$  (7,7)  $\mu\text{m}$  e oscilando entre um mínimo de 6,6  $\mu\text{m}$  ( $z=70$  cm) e um máximo de 11,5  $\mu\text{m}$

( $z=20$  cm). Daí, corresponde-se uma tensão característica  $|\psi|_{d1} = 383 \pm 60$  (392), para um intervalo  $260 \leq |\psi|_{d1} \leq 462$  cm. Para o subsistema secundário há  $d_{e2} = 91 \pm 31$  (82,4)  $\mu\text{m}$ , com um mínimo  $d_{e2} = 58$   $\mu\text{m}$  ( $z=70$  cm) e um máximo  $d_{e2} = 170$   $\mu\text{m}$  ( $z=20$  cm), acompanhando o comportamento de  $\alpha_2$  ajustado nos 100 cm de perfil. As tensões características oscilam nos valores de  $35,6 \pm 9,4$  (36,4) cm, com intervalo de  $17,6 \leq |\psi|_{d2} \leq 51,9$  cm.

### 3.5.5 Comportamentos de $Kr(\psi)$

Igualmente às Figuras 3.7a, 3.10a e 3.13a, a Figura 3.15 apresenta isolinhas da diferença dos logaritmos da condutividade relativa estimada pela abordagem unimodal e a correspondente estimada pela ajuste bimodal por:

$$\text{Ln} [Kr_u(\psi)/Kr_b(\psi)],$$

e integrada nas diferentes profundidades analisadas entre  $z=0$  e  $z=100$  cm (ordenadas) e em função das diferentes tensões  $h = |\psi|$ , para um intervalo  $10 \leq |\psi| \leq 10000$  cm (abscissas). A isolinha de  $\text{Ln}[Kr_u(\psi)/Kr_b(\psi)] = 0$  (primeira isolinha à esquerda) se desenvolve entre  $|\psi| \cong 10$  cm para  $z=20$  cm  $|\psi| \cong 50$  para  $z=10$  cm e 70 cm. Essa isolinha divide duas regiões do gráfico: à esquerda dessa isolinha, aparece a região em que  $Kr_u(\psi) < Kr_b(\psi)$ , ou seja, onde o ajuste bimodal fornece valores maiores que o unimodal. À direita da mesma isolinha, existe uma situação em que  $Kr_u(\psi) > Kr_b(\psi)$ , com ordens de magnitude de até 8 vezes.

Entre  $|\psi| \cong 100$  cm e até aproximadamente  $|\psi| \cong 1000$  cm, as diferenças dos logaritmos entre os dois ajustes são de até duas ordens de magnitude. Em termos de  $Kr(\psi)$ , isto confere que para a um intervalo de poros com diâmetros modais equivalentes entre 30 e 3  $\mu\text{m}$ , respectivamente, o ajuste unimodal pode fornecer estimativas de até sete vezes maior do que as

estimativas do ajuste bimodal. Essa suposição é sempre feita sob a hipótese que  $Ks_u = Ks_b$ , isto é, não há diferenças na condutividade hidráulica saturada por ambos métodos (ver subitem 3.6). Para tensões maiores, ou menores diâmetros equivalentes, esta situação é ainda mais marcante.

A diferença nas estimativas antes mencionadas representaria em termos práticos, e numa situação de drenagem do solo nos períodos após chuvas, que os fluxos de infiltração vertical, evapotranspiração e conseqüente redistribuição interna da umidade poderiam ser significativamente diferentes conforme a abordagem escolhida. Assim, os modelos da hidrologia subsuperficial levariam a encontrar uma redistribuição da umidade no perfil do solo distinta; o suficiente conforme aumentar o tempo após as chuvas antecedentes. Estas diferenças estão relacionadas primeiramente com  $Kr(\theta_{ps})$  e  $\xi$  e, em segundo lugar, com os diâmetros modais equivalentes.

A partir da Equação 3.19,  $Kr(\theta_{ps})$  apresenta uma dispersão importante, com extremos entre  $5,64 \times 10^{-7}$  ( $z = 100$  cm) e  $2,82 \times 10^{-5}$  ( $z = 40$  cm), sendo o valor médio  $4,28 \times 10^{-6}$  e mediana  $7,14 \times 10^{-6}$ , estimados a partir dos logaritmos de  $Kr(\theta_{ps})$ . Na Figura 3.16, na situação “a”, “b”, “c” e “d”, observam-se isolinhas de  $Ln[Kr(\theta_{ps})]$  graficadas *versus* a relação entre  $\xi$  (abscissas) e outras variáveis, a partir dos resultados obtidos nos ajustes (ordenadas). As setas indicam o gradiente positivo das isolinhas.

Em termos gerais, os resultados *não* indicam uma clara discriminação das variáveis nos 100 cm de perfil de solo, sobretudo com respeito aos poros equivalentes  $d_{eu}$ ,  $d_{e1}$ ,  $d_{e2}$  e a diferença  $(\theta_s - \theta_r)$  da Figura 3.8. O valor de  $Kr(\theta_{ps})$  é diretamente proporcional a  $1-\xi$ , ou seja, que o aumento de  $Kr(\theta_{ps})$  representa um menor subsistema secundário de poros, ou decréscimo de  $\xi$ . É esse o produto da curva que  $Kr(\theta)$  apresenta uma forma monotonamente crescente.

Os diâmetros modais equivalentes do sistema primário do ajuste bimodal,  $d_{e1}$  (Figura 3.16a), e os do ajuste unimodal,  $d_{eu}$  (Figura 3.16c), apresentam comportamentos invertidos

quanto aos valores de  $1-\xi$ . O valor atípico  $d_{e1} = 11,5 \mu\text{m}$  para  $z = 20 \text{ cm}$  (Figura 3.16a) não significa um valor atípico no  $d_{eu}$  para a mesma profundidade. Em termos de distribuição de poros (ver exemplo das Figuras 3.8, 3.11 e 3.14, respectivamente), um aumento em  $d_{e1}$  leva a uma translação da área de abrangência do subsistema primário em direção aos poros maiores. Assim, proporcionar-se-ia uma menor meso e macroporosidade no perfil e, também, provocar-se-ia um aumento de  $Kr(\theta)$ . Cabe observar que  $Kr(\theta)$  indica um limite entre os dois sistemas de poros e, portanto, ela é uma medida relativa à condutividade hidráulica saturada  $Ks$ , a qual não é necessariamente igual em todas as profundidades.

A relação  $d_{e1}/d_{e2}$  indica um fator de heterogeneidade da porosidade no perfil a partir do ajuste bimodal que serve para complementar as estimativas unimodais. A relação  $d_{e1}/d_{e2}$  da Figura 3.16b e a diferença  $(\theta_s - \theta_r)$  da Figura 3.16c apresentam tendências inversamente proporcionais quanto a  $Kr(\theta_{ps})$ . O horizonte superficial ( $z = 10 \text{ cm}$ ), embora sem ter o maior valor  $\theta_s$  do perfil, apresenta altos poros equivalentes revelados pelo ajuste unimodal. Ainda assim, apresenta-se com um valor atípico, como sendo:  $d_{eu}(z = 10 \text{ cm}) \gg d_{eu}(z > 10 \text{ cm})$  na Figura 3.16c. Porém, para  $10 \leq z \leq 20 \text{ cm}$ , há uma baixa relação  $d_{e1}/d_{e2}$  (Figura 3.16b), fato que indica uma maior heterogeneidade dos vazios nos horizontes superficiais.

Uma alta relação  $d_{e1}/d_{e2}$  indicaria uma tendência a ter maior homogeneidade no tamanho dos poros, o que é mais expressivo nos horizontes de 30, 40 e 70 cm. Em correspondência, estes mesmos três horizontes apresentam os menores  $d_{eu}$  (Figura 3.16c). Estes resultados indicam que uma menor porosidade acusada pelo ajuste unimodal levaria a uma maior homogeneidade quanto ao sistema de poros no solo, ou seja, uma relação  $d_{e1}/d_{e2}$  maior. É provável que ela se deva à existência de horizontes texturais, como é o caso entre 30 a 45 cm (Carvalho *et al.*, 1990; Boulet *et al.*, 1993) nos *Oxisolos* da região de estudo.

Finalmente, a relação  $[d_{eu}^{-1} \cdot (d_{e1} \cdot d_{e2})^{0,5}]$  apresenta o comportamento entre um diâmetro de poro médio do ajuste bimodal com a do ajuste unimodal. E, se no caso, esses dois ajustes se realizam para o mesmo conjunto de valores de  $\theta_s$  e  $\theta_r$ , a relação  $[d_{eu}^{-1} \cdot (d_{e1} \cdot d_{e2})^{0,5}]$  pode exprimir o grau de aproximação das estimativas da porosidade entre os dois ajustes mencionados. Isto é, quando a relação  $[d_{eu}^{-1} \cdot (d_{e1} \cdot d_{e2})^{0,5}] \rightarrow 1$ , os ajustes uni e bimodal demonstram estimativas da porosidade numa mesma ordem de magnitude. A Figura 3.17 apresenta a mesma Figura 3.16d em abscissas e ordenadas, embora graficada com isolinhas  $[d_{eu}^{-1} \cdot (d_{e1} \cdot d_{e2})^{0,5}]$ . O horizonte superficial ( $z=10$  cm) e o mais profundo desta análise ( $z=100$  cm) fornecem uma baixa relação, enquanto para  $z=40$  cm este valor é máximo. Esses resultados indicariam que diante de horizontes texturais e compactados, os ajustes tendem a se aproximar mutuamente.

### 3.6 Considerações relativas à condutividade hidráulica saturada

Todas as avaliações anteriores foram feitas frente à suposição de que a condutividade hidráulica saturada é constante para as abordagens uni e bimodais, ou seja,  $K_{su} = K_{sb}$ . É necessário considerar quais as incertezas que a escolha do modelo impõe nessa hipótese implícita.

Devem ser considerados dois tipos de condutividade do meio poroso (p. ex., Koorevaar *et al.*, 1994; Pág. 132). Em primeiro lugar, existe uma condutividade  $K$  associada com o potencial hidráulico,  $ph = pt + \rho_w g z$ , expressa como equivalente de pressão [ $m^2 Pa^{-1} s^{-1}$ ]. Por outro lado,  $k$  é associada com o potencial hidráulico,  $H = h + z$ , expressada como carga equivalente [ $m s^{-1}$ ]. A relação entre ambas condutividades é dada por:

$$k = \rho_w g K \approx 10^4 [Pa m^{-1}] \cdot K$$

Nesse aspecto, o presente Capítulo postula que a condutividade hidráulica do meio poroso é determinada pela fricção interna d'água, caracterizada pela viscosidade  $\eta$ , e a fricção

entre as paredes do poro e a água. Uma analogia útil é adotar esse meio como um molho de tubos capilares. De acordo com a Lei de Poiseuille (Koorevaar *et al.*, 1994; Prevedello, 1996), a taxa de descarga  $Q$  de um tubo capilar de raio  $r$ , cujo eixo longitudinal é medido com a variável  $s$ , é:

$$Q = - \pi r^4 (8\eta)^{-1} \partial p_h / \partial s$$

Sob o suposto de que a coluna de solo contém poros cilíndricos e paralelos com um único tamanho, e que o número total de poros dividido pela área de seção transversal ao fluxo é  $N_{poros}$ , a densidade de fluxo através da coluna é:

$$q = N_{poros} \cdot Q.$$

Se os poros, ao invés de serem todos do mesmo tamanho, eles apresentam vários tipos de classes ou uma distribuição de classes ou poros, a densidade de fluxo total será a soma das densidades de fluxo de cada classe de tamanho de poro. Dessa maneira, se  $N_i$  é o número de poros do  $i$ -ésimo tamanho com raio  $r_i$  dividido pela área de seção transversal, e  $Q_i$  é a taxa de descarga de cada poro do  $i$ -ésimo grupo representativo, então a densidade de fluxo total através da coluna é:

$$q = \sum N_i \cdot Q_i = - (8\eta)^{-1} \cdot \partial p_h / \partial s \cdot \sum \pi \cdot N_i \cdot r_i^4 \quad (3.24).$$

A Equação 3.24 é válida se todos os poros capilares escoam paralelos à direção do fluxo. Nos solos reais, no entanto, isso não acontece. Existe um fator que deve levar em conta a tortuosidade do meio, ou seja, as microscópicas curvas e contracurvas pelos labirintos porosos, e denominada  $\tau$ , e que deve ser introduzida na Equação 3.24 para avaliar a verdadeira distância na qual  $\partial p_h$  atua e, também, na qual o fluxo deve percorrer de fato. Nos exemplos apresentados em

Jarvis (1994), Gerke e Van Genuchten (1993), Koorevaar *et al.* (1994), Shinomyna *et al.* (1996), Prevedello (1996), há discussões suficientes da hipótese comumente adotada de  $\tau \approx 2$ . Assim, a densidade de fluxo é:

$$q = \sum N_i \cdot Q_i = - 1/(8 \cdot \eta \cdot \tau) \cdot \partial p_h / \partial s \cdot \sum \pi \cdot N_i \cdot r_i^4 \quad (3.24b).$$

Dado que  $\pi \cdot N_i \cdot r_i^2$  é a contribuição  $\Delta \theta_i$  dos poros com raio  $r_i$  para o fração do volume total de água,  $\theta$ , a densidade de fluxo pode ser reescrita como:

$$q = \sum N_i \cdot Q_i = - (8 \cdot \eta \cdot \tau)^{-1} \cdot \partial p_h / \partial s \cdot \sum \Delta \theta_i \cdot r_i^2 \quad (3.24c).$$

Comparando a Equação 3.24c com a Lei de Darcy na direção “s”:

$$q = - K \cdot \partial p_h / \partial s = - K_s \cdot (\partial p_h / \partial s + \rho_w \cdot g \cdot \partial s / \partial s) \quad (3.25),$$

para obter:

$$K = - (8 \cdot \eta \cdot \tau)^{-1} \cdot \sum \Delta \theta_i \cdot r_i^2 \quad (3.26).$$

Quando as medidas incluem a saturação,  $K = K_s$ , a Equação 3.26 expressa a condutividade hidráulica de um meio poroso a partir da distribuição dos poros preenchidos por água. Quando a Equação 3.26 é aplicada contando toda distribuição de poros (do menor ao maior), ela fornece o valor de  $K_s$ . Essa situação cobra ainda maior relevância em função de *qual é a mais realística aproximação* da distribuição de poros num solo amostrado, seja ela uni ou multimodal. Também,

a Equação 3.26 fornece uma explicação para o decréscimo abrupto da condutividade hidráulica em processos de drenagem e umectação.

Dado que  $K$  é uma função dos números de poros preenchidos por água e proporcional ao quadrado do raio meio desses poros, o seu valor é determinado principalmente pelo número e tamanho dos poros maiores que existirem numa amostra. Por exemplo, num processo de drenagem, os poros maiores são os primeiros a serem esvaziados, e  $K$  é determinada só pelos poros menores que ainda se mantêm preenchidos de água. No caso de solos argilosos que são umedecidos progressivamente, a porosidade total aumenta também, exceto que os poros menores podem se expandir às custas dos poros maiores, a fim de  $K$  decrescer (Koorevaar *et al.*, 1994). Já no caso de solos franco-arenosos, a água aparece mais nos poros capilares, o que faz possível estimar a distribuição de poros a partir das características de  $\theta$ .

Pelo expressão anterior, é possível extrair dois comentários. Primeiro, a estimativa de  $K$  a partir das diferentes classes de poros deve ser adotada como aproximada (baseia-se numa analogia com a Lei de Darcy, sem estar usando a lei de Darcy propriamente). Segundo, no caso dos solos serem muito argilosos, como no caso dos Oxisolos neste Capítulo 3 estudados, o hinchamento do volume unitário durante a umectação pode restringir os alcances da Equação 3.26.

O corolário disso é que a abordagem motivada no Capítulo 3, e continuada no Capítulo 4, deve ser usada no intuito de não incorrer em incertezas no seu uso. Por exemplo, uma alternativa de uso poderia ser sob uma condição de drenagem, principalmente por dos motivos: (1) a retenção de umidade num solo durante um processo de redistribuição de umidade é temporalmente muito freqüente de acontecer num solo natural após ou entre chuvas naturais, e (2) as estimativas de  $\Delta\theta_i$  são obtidas a partir de curvas de retenção que, na maioria das vezes, são experimentadas sob uma condição de drenagem.

A Tabela 3.4 apresenta os resultados da aplicação da Equação 3.26 conforme os ajustes unimodais (Tabela 3.2) e bimodais (Tabela 3.3) do *Oxisol* analisado no PROJETO POTIRIBU. Os intervalos usados para o cômputo dos termos  $\Delta\theta_i(\psi_i) \cdot r_i^2$  foram:  $-5000 \leq \psi_i \leq 1$  cm e  $0.3 \leq r_i \leq 1400$   $\mu\text{m}$  respectivamente, adotando os valores de 293 [°K],  $\eta = 10^{-3}$  [Pa·s],  $\sigma = 7 \cdot 10^{-2}$  [N·m<sup>-1</sup>] and  $\tau = 2$ . Na mesma Tabela 3.4, as condutividades hidráulicas saturadas médias do perfil, no sentido vertical  $\langle KsV \rangle$  e horizontal  $\langle KsH \rangle$ , foram igualmente estimadas a partir de (Prevedello, 1996):

$$\langle KsV \rangle = (\sum \Delta z_i) \cdot \sum (\Delta z_i \cdot Ks_i^{-1})^{-1}$$

$$\langle KsH \rangle = \sum (\Delta z_i \cdot Ks_i) \cdot (\sum \Delta z_i)^{-1}$$

Para o *Oxisol* analisado, uma aproximação unimodal fornece uma redução de 20 % nos valores de  $Ks$  (Tabela 3.4) quando o interesse são os fluxos verticais ou atravessando os perfis superiores de *terra roxa estruturada*. Quando o interesse radica no escoamento subsuperficial quase paralelo à topografia local, a abordagem unimodal apresenta uma queda ainda maior, em torno de 25 %, da estimada pelo ajuste bimodal.

Tabela 3.4- Obtenção da condutividade hidráulica saturada ( $K_s$  pela Equação 2.26) e condutividade intrínseca ( $K_i = \eta K_s$ ) a partir da distribuição de poros inferida das curvas de retenção  $\theta(\psi)$  através do ajuste unimodal (“u”) e bimodal (“b”) para um fluxos médios no sentido vertical  $\langle K_s V \rangle$  e no sentido horizontal  $\langle K_s H \rangle$  das camadas superficiais do *Oxisol* do PROJETO POTIRIBU. Valores adotados: Temperatura = 293 [°K],  $\eta = 10^{-3}$  [Pa·s],  $\sigma = 7 \cdot 10^{-2}$  [N·m<sup>-1</sup>] and  $\tau = 2$ .

| Profundidade  |            | Abordagem Unimodal                   |                       |                       | Abordagem Bimodal                    |                       |                       | Fluxo Vertical (V)            |                               | Fluxo Horizontal (H)     |                          | $K_{s_u} \div K_{s_b}$ |
|---|------------|--------------------------------------|-----------------------|-----------------------|--------------------------------------|-----------------------|-----------------------|-------------------------------|-------------------------------|--------------------------|--------------------------|------------------------|
| $z$   | $\Delta z$ | $K_{s_u}$                            | $K_{i_u}$             | $K_{s_u}$             | $K_{s_b}$                            | $K_{i_b}$             | $K_{s_b}$             | $\Delta z \cdot K_{s_u}^{-1}$ | $\Delta z \cdot K_{s_b}^{-1}$ | $\Delta z \cdot K_{s_u}$ | $\Delta z \cdot K_{s_b}$ |                        |
| [cm]  | [cm]       | [m <sup>2</sup> Pa s <sup>-1</sup> ] | [m <sup>2</sup> ]     | [mm h <sup>-1</sup> ] | [m <sup>2</sup> Pa s <sup>-1</sup> ] | [m <sup>2</sup> ]     | [mm h <sup>-1</sup> ] | [m mm <sup>-1</sup> h]        | [m mm <sup>-1</sup> h]        | [m mm h <sup>-1</sup> ]  | [m mm h <sup>-1</sup> ]  |                        |
|   |            | ( $\times 10^{-09}$ )                | ( $\times 10^{-09}$ ) |                       | ( $\times 10^{-09}$ )                | ( $\times 10^{-09}$ ) |                       |                               |                               |                          |                          |                        |
| 10  | 10         | 1,38                                 | 2,77                  | 49,8                  | 1,97                                 | 3,94                  | 70,8                  | 0,20                          | 0,14                          | 498,4                    | 708,3                    | 0,70                   |
| 20  | 10         | 1,21                                 | 2,42                  | 43,6                  | 0,96                                 | 1,93                  | 34,8                  | 0,23                          | 0,29                          | 436,2                    | 347,6                    | 1,25                   |
| 30  | 10         | 1,07                                 | 2,13                  | 38,4                  | 1,45                                 | 2,90                  | 52,2                  | 0,26                          | 0,19                          | 383,6                    | 522,3                    | 0,73                   |
| 40  | 10         | 1,31                                 | 2,62                  | 47,2                  | 1,59                                 | 3,18                  | 57,2                  | 0,21                          | 0,17                          | 472,3                    | 572,1                    | 0,83                   |
| 50  | 10         | 1,32                                 | 2,64                  | 47,6                  | 1,51                                 | 3,03                  | 54,5                  | 0,21                          | 0,18                          | 475,8                    | 545,2                    | 0,87                   |
| 60  | 10         | 1,48                                 | 2,95                  | 53,1                  | 1,82                                 | 3,64                  | 65,5                  | 0,19                          | 0,15                          | 531,1                    | 655,3                    | 0,81                   |
| 70  | 10         | 1,40                                 | 2,81                  | 50,6                  | 2,09                                 | 4,18                  | 75,2                  | 0,20                          | 0,13                          | 505,5                    | 752,1                    | 0,67                   |
| 80  | 10         | 1,37                                 | 2,73                  | 49,2                  | 2,16                                 | 4,32                  | 77,8                  | 0,20                          | 0,13                          | 492,1                    | 777,8                    | 0,63                   |
| 90  | 10         | 1,29                                 | 2,58                  | 46,5                  | 1,69                                 | 3,37                  | 60,7                  | 0,22                          | 0,16                          | 464,8                    | 606,6                    | 0,77                   |
| 100   | 10         | 2,21                                 | 4,42                  | 79,5                  | 3,52                                 | 7,04                  | 126,7                 | 0,13                          | 0,08                          | 794,8                    | 1267,1                   | 0,63                   |
| $\langle K_s V \rangle^{-1} \cdot (\Sigma \Delta z) = \Sigma (\Delta z K_s^{-1})$ |            |                                      |                       |                       |                                      |                       |                       | 2,04                          | 1,64                          |                          |                          |                        |
| $\langle K_s V \rangle$   |            |                                      |                       |                       |                                      |                       |                       | 48,96                         | 61,11                         |                          |                          | 0,80                   |
| $\langle K_s H \rangle \cdot (\Sigma \Delta z) = \Sigma (\Delta z \cdot K_s)$     |            |                                      |                       |                       |                                      |                       |                       |                               |                               | 5054,9                   | 6754,9                   |                        |
| $\langle K_s H \rangle$   |            |                                      |                       |                       |                                      |                       |                       |                               |                               | 50,55                    | 67,55                    | 0,75                   |

Embora o comportamento do meio não-saturado forneça  $Kr_u(\theta) > Kr_b(\theta)$ , ou  $\ln[Kr_u(\psi)/Kr_b(\psi)]$  apresenta valores positivos numa faixa extensa de tensões (ver, p.ex., Figura 3.15), o comportamento do meio saturado mostra um cenário distinto, porém esperado: diante de um estado de saturação, uma distribuição homogênea de poros levaria a subestimar a capacidade potencial de condução do meio, se comparada com uma distribuição heterogênea. Ou seja, a distribuição heterogênea, ao ser mais dependente dos poros maiores, acentua os processos de desumectação e umectação separando-se da tendência providenciada pela aproximação ao meio homogêneo. Essa tendência apresenta um valor atípico aos 20 cm de profundidade, em que a abordagem do meio homogêneo fornece um  $Ks$  de 25 % maior que o do método heterogêneo. Esse câmbio de comportamento é uma nova evidência confrontada com a Figura 3.16a, em que a profundidade de 20 cm apresenta o maior  $d_{e1}$ . Esse valor pode ser uma de prova que o horizonte textural Bt no *Oxisol* aqui estudado provavelmente começaria mais próximo da superfície, dado que  $Ks_{b(z=20)} \approx \frac{1}{2} Ks_{b(z=10)}$  conforme a Tabela 3.4.

### 3.7 Considerações sobre a sensibilidade da condutividade hidráulica

Ao usar a abordagem de Van Genuchten (1980) e Mualem (1976) para a condutividade hidráulica não-saturada  $Kr(S_e) = S_e^\zeta [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2$ , é preciso avaliar o grau de sensibilidade do método de acordo com o coeficiente de tortuosidade  $\zeta$  quanto à  $Kr(S_e)$  do meio, conforme a variável  $S_e \rightarrow 1$ . Essa sensibilidade é avaliada por:

$$d(Kr(S_e))/dS_e = \zeta S_e^{\zeta-1} [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 + 2S_e^{\zeta+(1/m)-1} [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 (1 - S_e^{1/m})^{m-1} \quad (3.27).$$

Quando  $S_e \rightarrow 1$ , o primeiro termo e o numerador do segundo termo da Equação 3.27 tendem a valores finitos, porém o denominador do segundo termo tende a zero, o que daria um limite infinito da Equação 3.27. Isso significa que valores de  $\theta$  próximos à saturação, e sob a influência de poros grandes, são importantes na forma da curva da condutividade hidráulica.

A descrição anterior é exata matematicamente, porém de difícil quantificação nas medições práticas. Por exemplo, a sensibilidade é aqui adotada a partir dos valores  $\theta_s = 0,39 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ,  $\theta_s = 0,45 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ;  $m = 1-1/n$  para  $n=2$  e  $-2 \leq \zeta \leq 2$ . Esses mesmos intervalos foram os propostos por Shimomiya *et al.* (1998) para uma variação de  $S_e$  entre 90 e 99 %, a qual representa intervalos  $\Delta\theta = \theta_s - \theta$  de 0,006 e 0,0006  $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ , respectivamente. Esses são intervalos de variação de uma ordem de magnitude menor ao erro cometido nas estimativas de  $\theta_{ps}$  (Tabela 3.3). Para esse exemplo, e no caso de  $\zeta = 2$ , existe um aumento da sensibilidade de 4,5 vezes e para  $\zeta = -2$  de mais de 3,7 vezes, a partir da relação entre o máximo e o mínimo de:

$$2,39 \leq dKr(S_e)/dS_e \leq 13,23 \quad (\zeta = -2),$$

$$2,16 \leq dKr(S_e)/dS_e \leq 10,27 \quad (\zeta = 2).$$

Na Figura 3.18 são mostrados os resultados anteriores, via Equação 3.27, para os valores médios dos parâmetros dos ajustes unimodal da Tabela 3.3 ( $\alpha_u = 0,0209$ ;  $n_u = 1,677$ ) e bimodal ( $\alpha_1 = 0,0024$ ,  $\alpha_2 = 0,0254$ ;  $n_b = 3,72$ ) correspondendo a  $-2 \leq \zeta \leq 2$ . A sensibilidade de  $Kr$  é maior para  $\zeta = 2$ . No entanto, os ajustes unimodais apresentam-se significativamente maiores que os respectivos ajustes bimodais, sendo até 4 vezes maiores quando  $\Delta\theta = 0,004 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  ( $\zeta = 2$ ) e de até 6 vezes quando  $\Delta\theta = 0,004 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  ( $\zeta = -2$ ). Esses resultados mostram que: (1) avaliar as curvas  $Kr(S_e)$  com  $\zeta = 2$  fornece as maiores sensibilidades (confirmar Shynomiya, *et al.* 2001) (2)  $\zeta = 2$  é um critério conservativo enquanto às incertezas, e (3) que discrepâncias entre os

ajustes uni e bimodal, segundo a Equação 3.27, são maiores para  $\zeta = -2$  para valores longe da saturação, com declividades de  $Kr(S_e)$  próximas a 1.

### 3.8 Sumário das incertezas na escolha do modelo na escala de área-fonte

O sumário pode ser dividido conforme dois contextos: da abordagem alternativa apresentada neste Capítulo 3 e das expectativas da Tese.

#### 3.8.1 Sumário da abordagem alternativa do Capítulo 3

Na abordagem alternativa, o meio não-saturado permite ser considerado como um sistema dual de poros em solos heterogêneos, através da interpretação da curva de retenção em termos de porosidade. Assim, uma medida do poro efetivo é função do potencial de capilaridade usando a equação de Young-Laplace, o que envolve uma analogia entre as características macroscópicas da retenção de água no solo e os conceitos microscópicos do conjunto de tubos capilares a partir do conceito de Volume Representativo Elementar.

A nova abordagem (subitem 3.2.6) baseia-se na aplicação alternada de uma curva teórica que descreva a relação  $\theta(\psi)$  de dados experimentais e o seu efeito nas características hidráulicas do meio. Isto é feito através da relação do conteúdo de umidade volumétrica relativa  $\xi$ , pseudo-saturação  $\theta_{ps}$  e de  $Kr(\theta_{ps})$ , introduzidos todos eles na equação de van Genuchten (1980) e de Mualem (1976). Até aqui,  $\zeta$  adotou o valor de  $\frac{1}{2}$ , também no caso bimodal (ver desenvolvimento respectivo no Capítulo 4).

Na aplicação a amostras de *terra roxa estruturada*, o método alternativo diferencia os domínios de micro e macroporos, mantendo as estruturas originais das curvas teóricas. Além disto, consegue discriminar aquela fração de poros no solo que pode ter um comportamento dual de micro e/ou macroporosidade ao mesmo tempo. Essa característica pode ser adotada como uma complementação ao método originariamente introduzido por Durner (1994). Esse método

adota pesos para cada subsistema de poros simplesmente a partir de uma condição matemática. Pelo contrário, neste Capítulo 3, incorporou-se uma extensão mais física do problema incluindo a parcimônia dos ajustes, que tem como objetivo dar um complemento mais realístico e prático do uso das incertezas numa recuperação ambiental potencial.

É recomendado testar as hipóteses numa ampla faixa de solos com textura heterogênea, contrastando os processos de histerese junto a medições muito próximas da saturação, que permitam calibrar  $\xi$  conforme a natureza do solo, o movimento d'água no perfil e o papel que joga vegetação na equação de Richards nas fases de umectação e drenagem. A abordagem de pseudo-saturação deve ser validada através das incertezas que surgem da analogia entre a curva de retenção (escala maior) e as características dos poros (escala menor). Essas incertezas são abordadas no Capítulo 4 desta Tese.

Sob a hipótese de  $\theta_{ps}$  ser um parâmetro de cada amostra, precisam ser calibradas medidas de  $K_r(\theta < \theta_{ps})$  e de  $K_r(\theta > \theta_{ps})$ , e o correspondente coeficiente  $\zeta$  (Mualen, 1976; Shimomiya et al, 1998). Também foi demonstrado neste Capítulo 3 que a sensibilidade deve ser igualmente testada frente às duas abordagens de ajuste da porosidade. Finalmente, as diferenças nas estimativas de  $K_s$  revelam que os métodos unimodais em geral tendem a subestimar a  $K_s$  no sentido vertical ou horizontal ao terreno.

### 3.8.2 Sumário do Capítulo 3 frente às expectativas da Tese

As expectativas da Tese estão centradas no uso das incertezas geo-bio-hidrológicas (IGBUs) apontadas no Capítulo 1 para a recuperação ambiental de ecótonos, sendo de interesse nesse caso a escala de área-fonte. Dessa maneira, é de se esperar ter as repercussões dos resultados do meio não-saturado a partir da Geomorfologia, da Biologia e da Hidrologia, respectivamente.

Primeiro, as incertezas **geomorfológicas** sobressaem-se quanto à análise desenvolvida conforme perfis consecutivos de um solo real exposto a uma pedogênese natural, porém com a

interferência de ciclos de agricultura. Assim, a literatura especializada destaca as necessidades de novas práticas agrícolas menos invasivas, p.ex. o plantio direto. Mais ainda, e se de fato é avaliada a compactação e perda de capacidade natural frente à agricultura convencional, qualquer melhora em avaliar a retenção da umidade nos primeiros horizontes é relevante.

Uma forma de ver isso é analisar os resultados dos diâmetros equivalentes,  $d_{eu}$ ,  $d_{e1}$  e  $d_{e2}$  (p.ex., Figura 3.15), porém não fugindo de uma realidade particular: horizontes de *Oxisolos* iluviados com grande quantidade de argila e com incertezas na estrutura real do modelo a simulá-los. Foi mostrado, assim, que os horizontes intermediários, isto é,  $30 < z < 50$  cm, apresentam a maior discordância entre os horizontes. No entanto, as não-linearidades expressas na Figura 3.15 demonstram significativas incertezas na hora de transferir resultados da escala de pedon à escala de vertente. Um caso particular apresenta-se quando a relação  $[d_{eu}^{-1} (d_{e1} \cdot d_{e2})^{0,5}] \rightarrow 1$  como a evidência de horizontes potencialmente compactados. Esse corolário é oportuno na prática de recuperação de um perfil natural: o perfil não se recupera por partes isoladas, senão fornecendo possibilidades para que todos os seus horizontes tendam a restabelecer as condições prévias da pedogênese, minimizando o impacto da agricultura e conforme a sua condição geomorfológica potencial.

Segundo, as incertezas **biológicas** também revelam limites característicos. A tensão osmótica dos *Oxisolos* resulta expressiva no intervalo dos altos valores absolutos de  $\psi$ . É nessa região em que se encontra  $Kr_b(\psi) \ll Kr_u(\psi)$ , o que, teoricamente, levaria a também afetar  $\theta_r$  e  $(1-\xi)$ . É dizer que as raízes das plantas, sejam elas autóctonas ou da agricultura do momento, seriam mais fortemente exigidas na sua extração da água. Pelos resultados depurados neste Capítulo 3, apenas nos primeiros 40 cm de profundidade do perfil, as plantas já começam a serem limitadas numa taxa  $\approx 1 \div 8$ , apontada pela relação  $[\theta_s^{(z=10)} - \theta_r^{(z=10)}] / \theta_r^{(z=10)}$ . Ela corresponde, ao contrário, a uma mudança da condutividade hidráulica de pseudo-saturação entre

$1,44 \cdot 10^{-6} < Kr(\theta_{ps}) < 2,81 \cdot 10^{-5}$ , respectivamente (ver Tabela 3.3). Ou seja: maior influência dos poros pequenos conforme a profundidade aproxima-se dos horizontes texturais,, Bt

O caso anterior é uma justificativa marcada do por quê centrar o restante do trabalho no processo de redistribuição da água no perfil o qual é condicionado (1) pela desumectação marcada que os *Oxisolos* sofrem nas condições de agricultura intensiva, porém pouco marcada pela abordagem unimodal, e (2) pela estabilidade da flocculação das argilas nesse processo de captura de água pelas plantas (Hillel, 1980; Cairns-Smith e Hartman, 1986). Quando as suspensões de argila escoam através dos mesoporos (indicando um domínio  $\xi$ ), pequenos microfiltros ou “*cakes*” seriam formados entre os grãos texturais que no estado defloculado contribuiriam para o bloqueio da passagem do fluido, com aumento da tortuosidade  $\tau$  e diminuição de  $K(\theta)$ . No caso de eles se apresentarem flocculados, e com porosidade na vizinhança, a passagem do fluido seria melhorado. Esses dois estados, amplamente dinâmicos num meio como um *Oxisol*, são ainda os responsáveis da migração dos resíduos da colheita e do húmus que abririam caminho pelas fendas do solo e, de fato, terminando por causar um desequilíbrio no sistema solo-água-planta.

Finalmente, as incertezas **hidrológicas** assumem um rol principal se só é mencionado que mais da metade da capacidade potencial de água nos *Oxisolos* analisados é governada pelos meso e macroporos ( $\xi = 0,51$ ). Também, os poros equivalentes  $d_{e1} = 8 \pm 1$  (mediana 7,7)  $\mu\text{m}$ ,  $d_{e2} = 91 \pm 31$  (82)  $\mu\text{m}$  e  $d_{eu} = 124 \pm 57$  (107) revelam que as incertezas da abordagem unimodal são por demais expressivas (maiores detalhes dos intervalos de confiança no Capítulo 4), o que leva às estimativas de difusividade no método unimodal de até 3 ordens de grandeza com respeito ao bimodal. Isso é ainda mantido nas relações explícitas entre os modelos de Van Genutchen e Brook-Corey aqui trabalhados e demonstrado nas relações inversas entre  $Kr(\theta_{ps})$  e  $(1-\xi)$ .

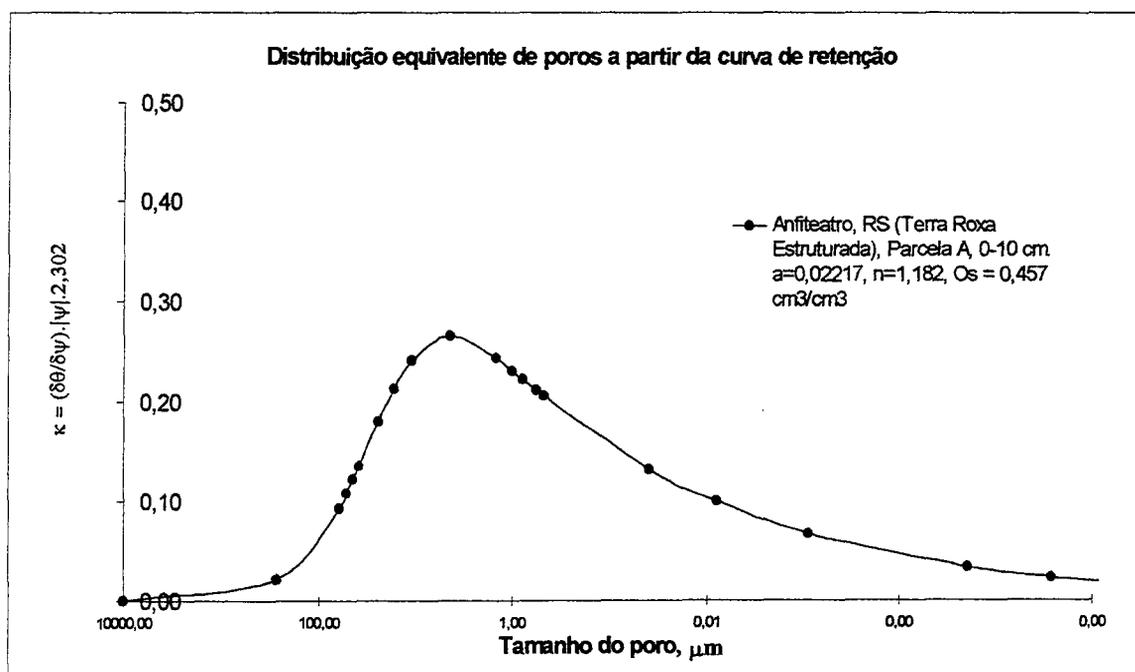
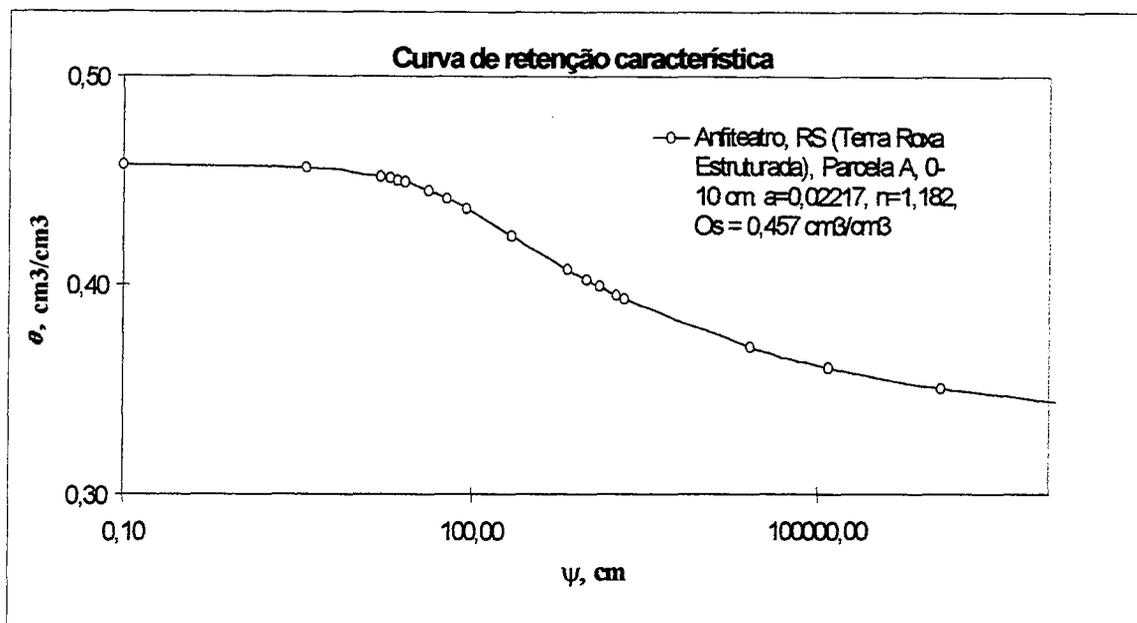


Figura 3.1- Modelo teórico da curva de retenção (superior) e distribuição derivada de poros (inferior) para Oxisolos: *Terra Roxa Estruturada*, PROJETO POTIRIBU.

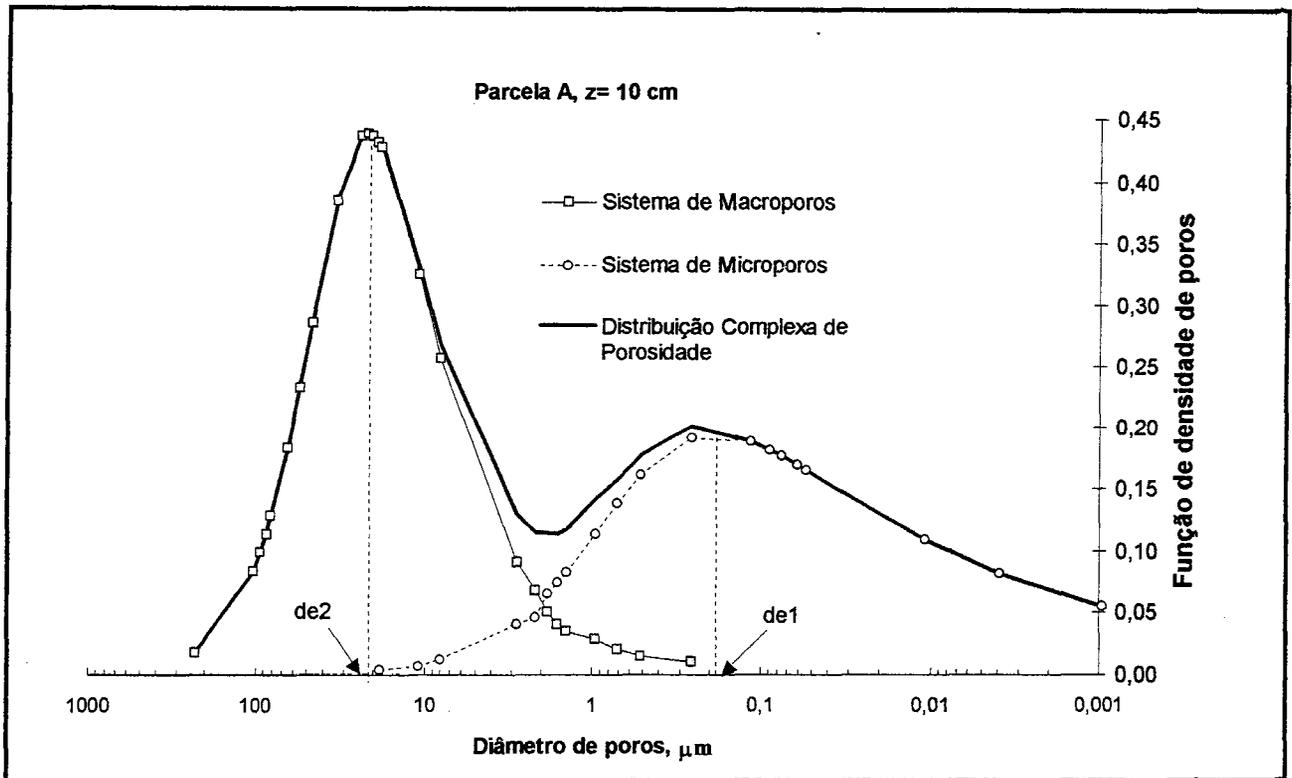


Figura 3.2- Distribuição heterogênea de poros a partir de um ajuste bi-modal de curva de retenção da Figura 3.1.

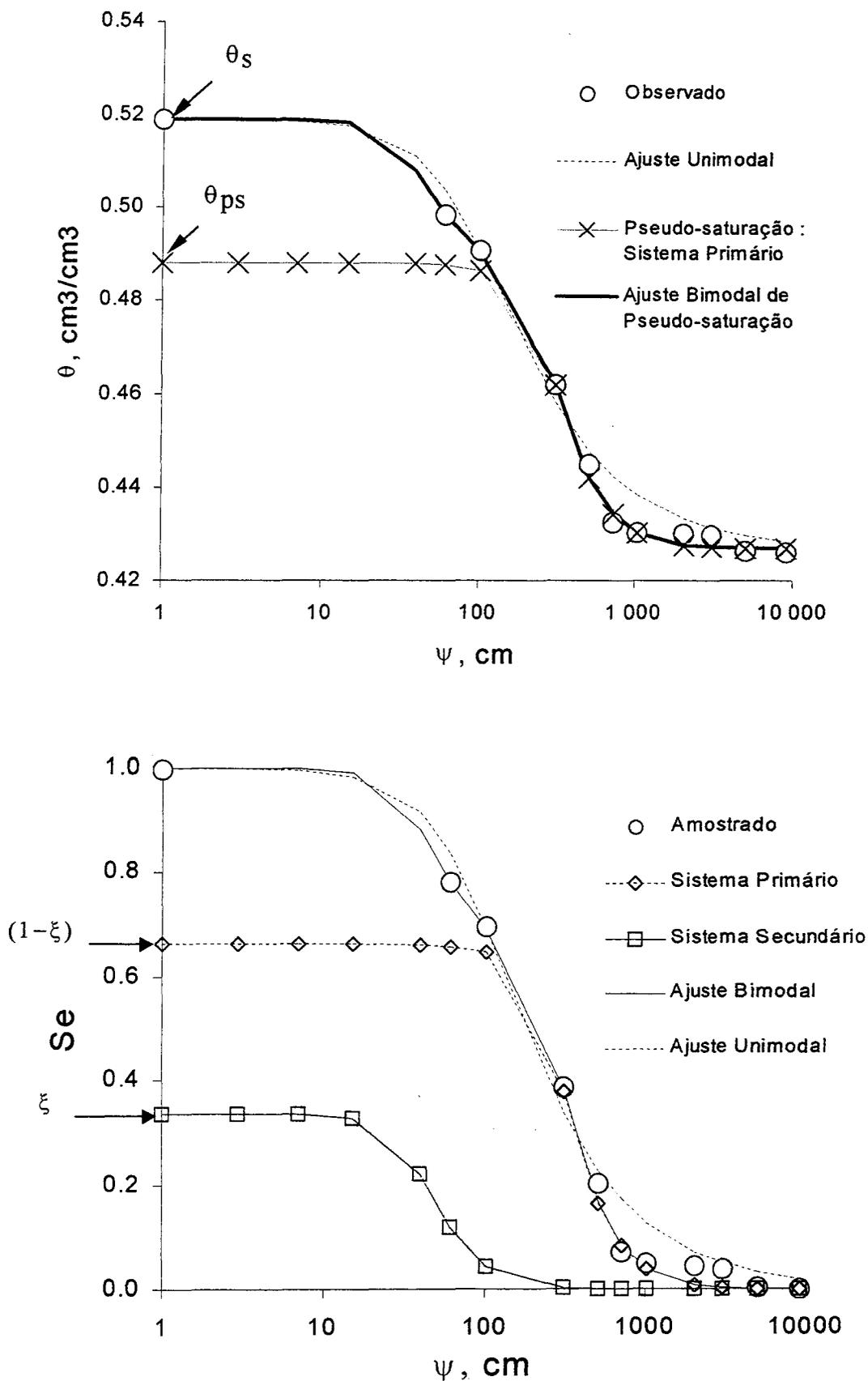


Figura 3.3- Conceito de “Pseudo-saturação” na curva de retenção com ajuste uni- e bimodal.

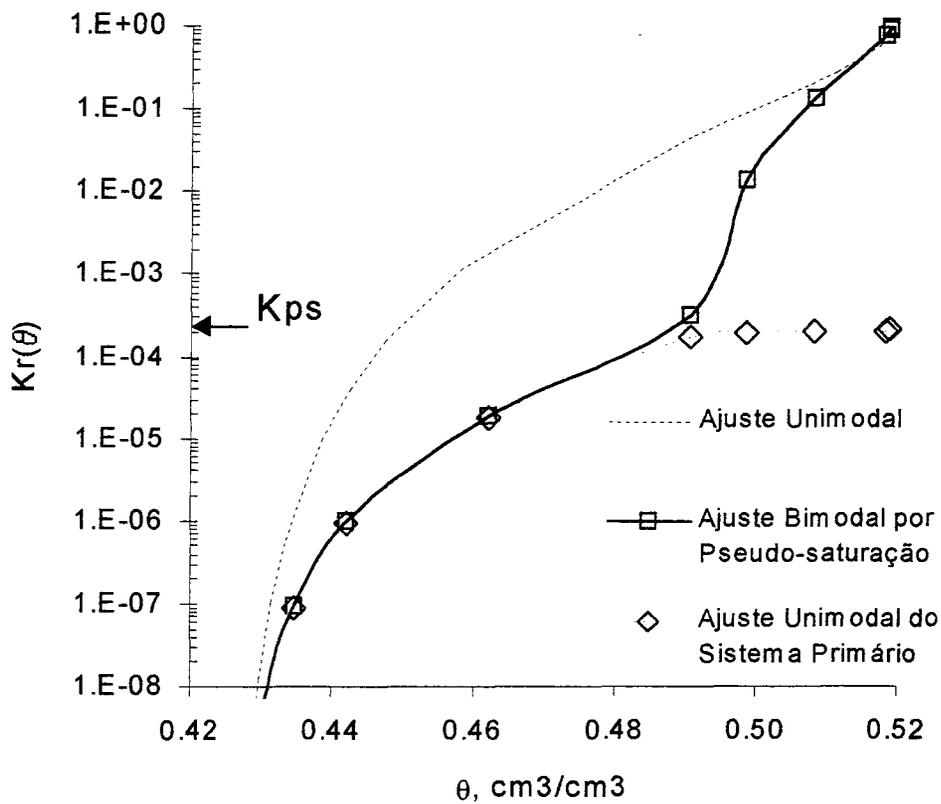
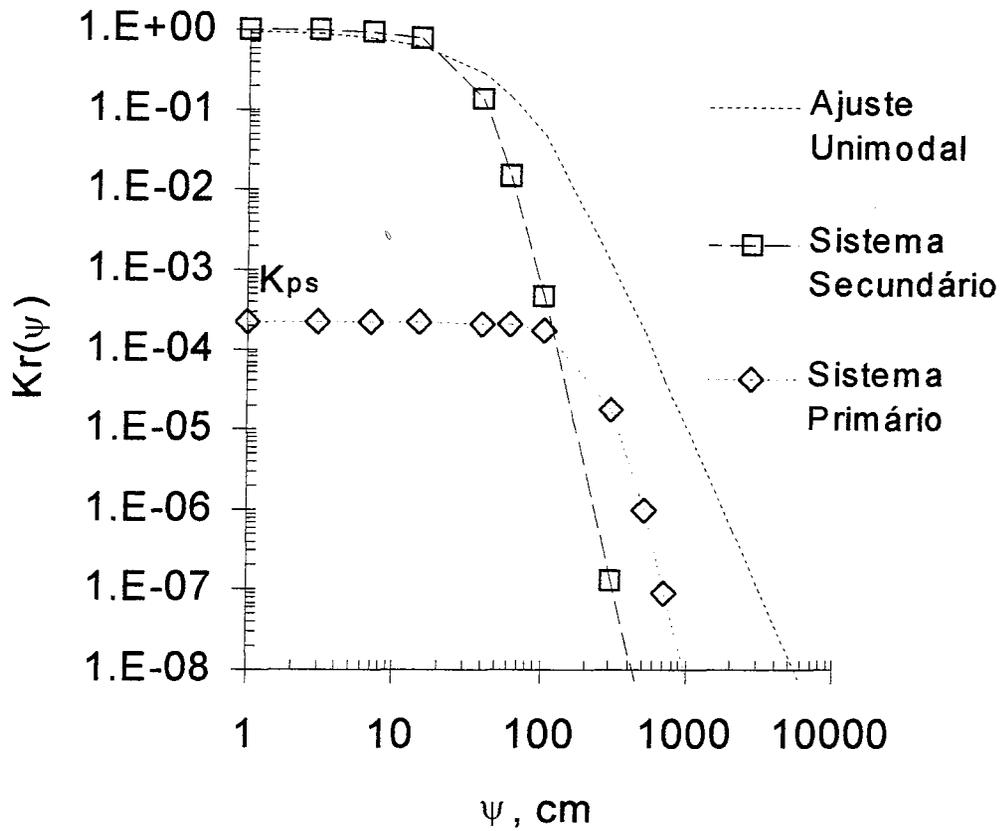


Figura 3.4- Conceito de “Pseudo-saturação” na curva de condutividade hidráulica com ajuste unimodal e bimodal para Oxissolos: *Terra Roxa Estruturada*, PROJETO POTIRIBU

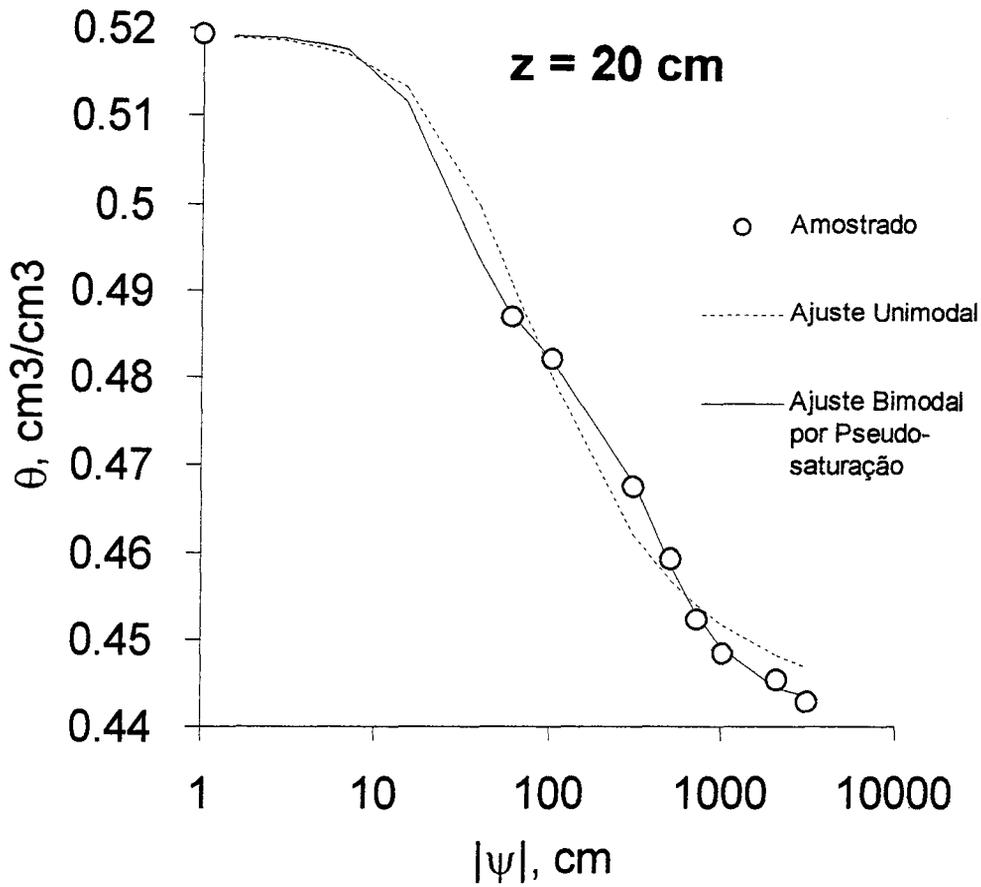


Figura 3.5- Ajuste Van Genutchen para  $z=20$  cm, PROJETO POTIRIBU

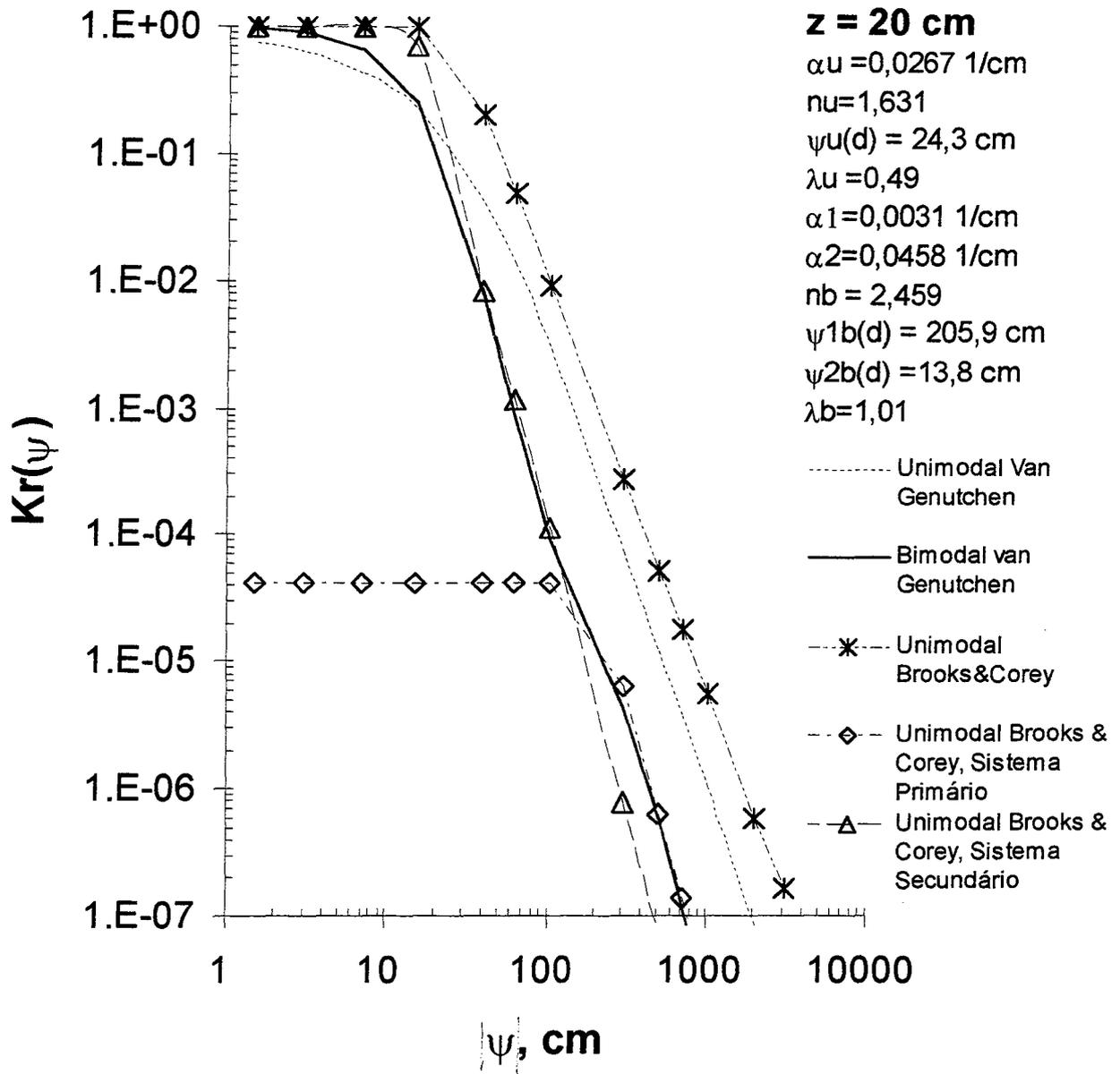


Figura 3.6- Ajuste Brooks-Corey para  $z=20 \text{ cm}$ , PROJETO POTIRIBU

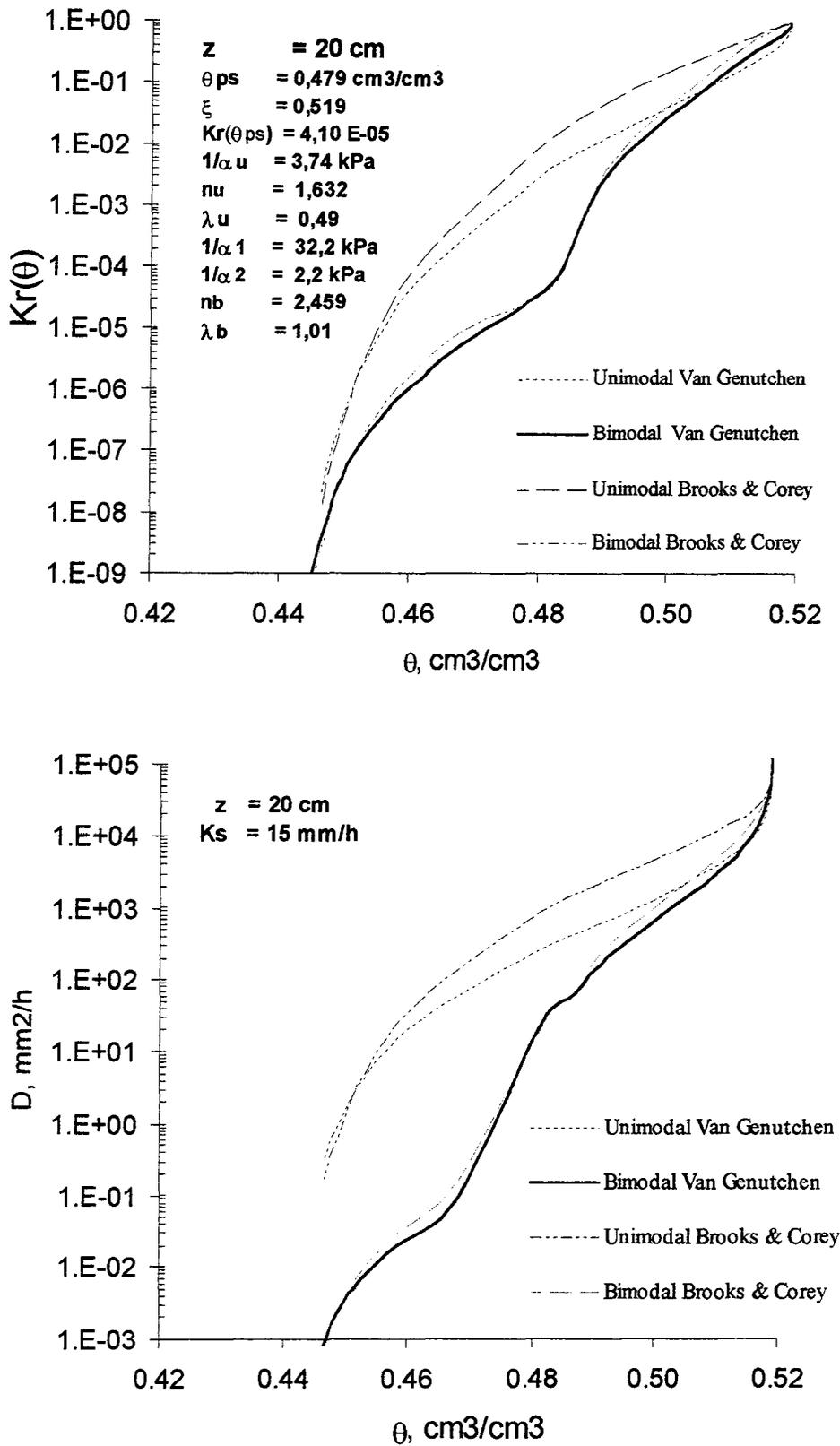


Figura 3.7- Curvas Van Genutchen e Brooks-Corey de  $Kr(\theta)$  e  $D(\theta)$  para  $z=20 \text{ cm}$

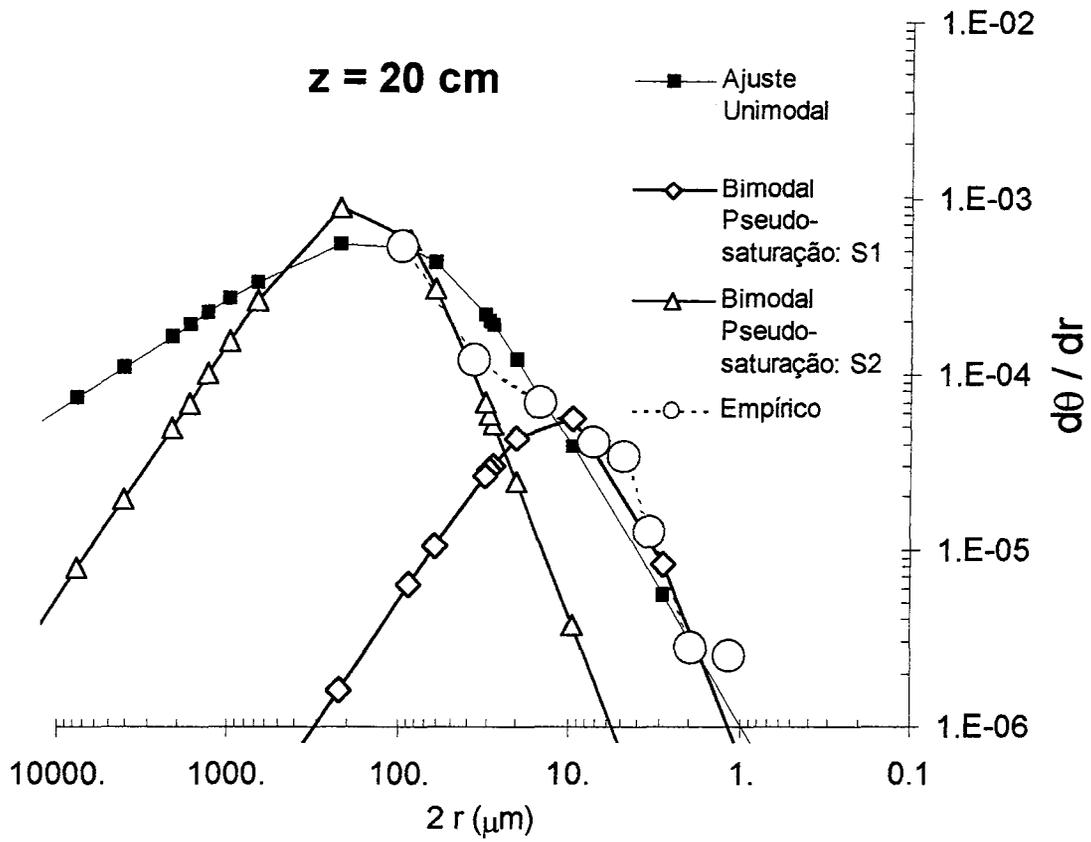


Figura 3.8- Distribuição de poros estimada e empírica para  $z=20\text{cm}$

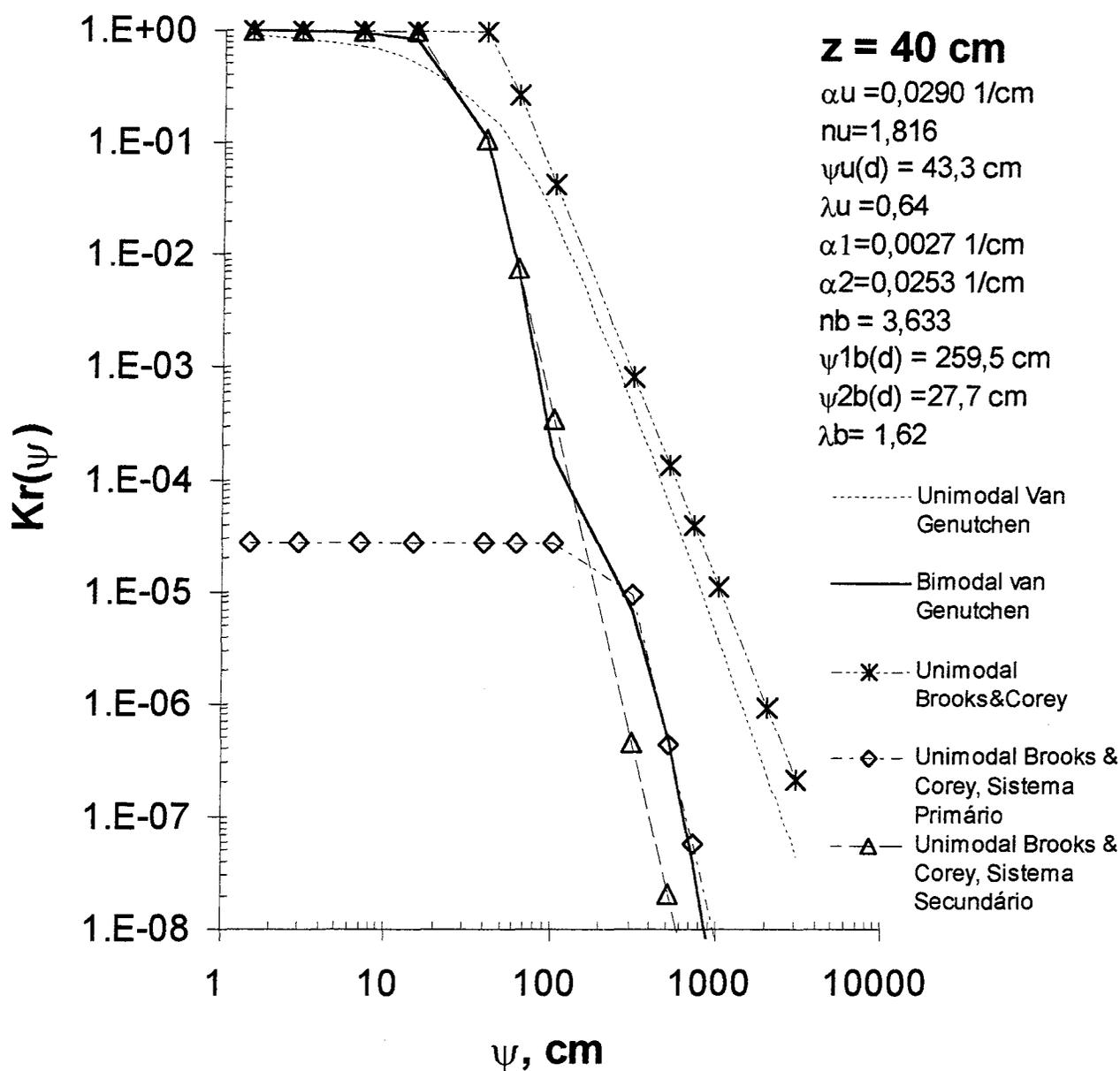


Figura 3.9- Ajuste Brooks-Corey para z=40 cm, PROJETO POTIRIBU

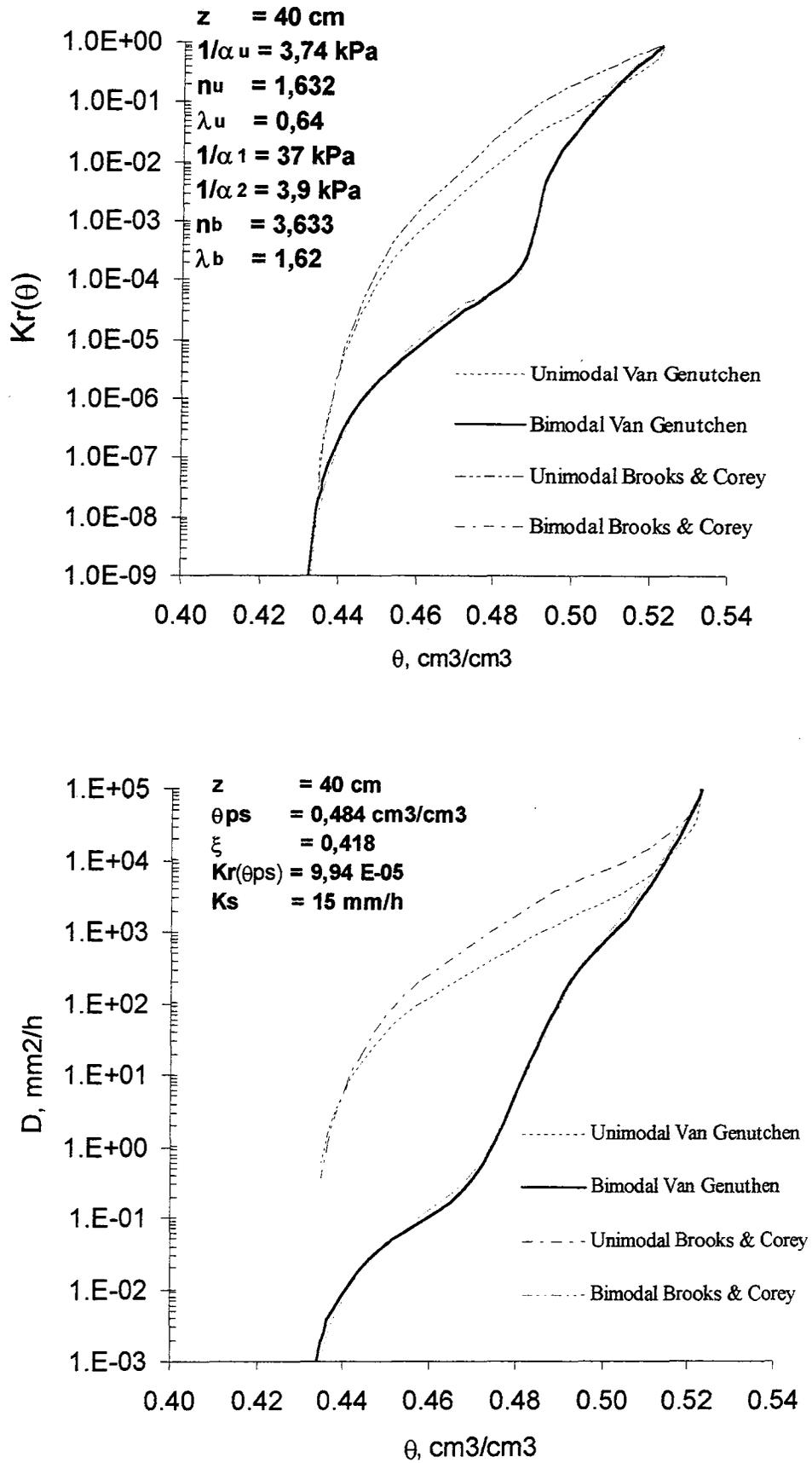


Figura 3.10- Curvas Van Genuchten e Brooks-Corey de  $K_r(\theta)$  e  $D(\theta)$  para  $z=40$  cm

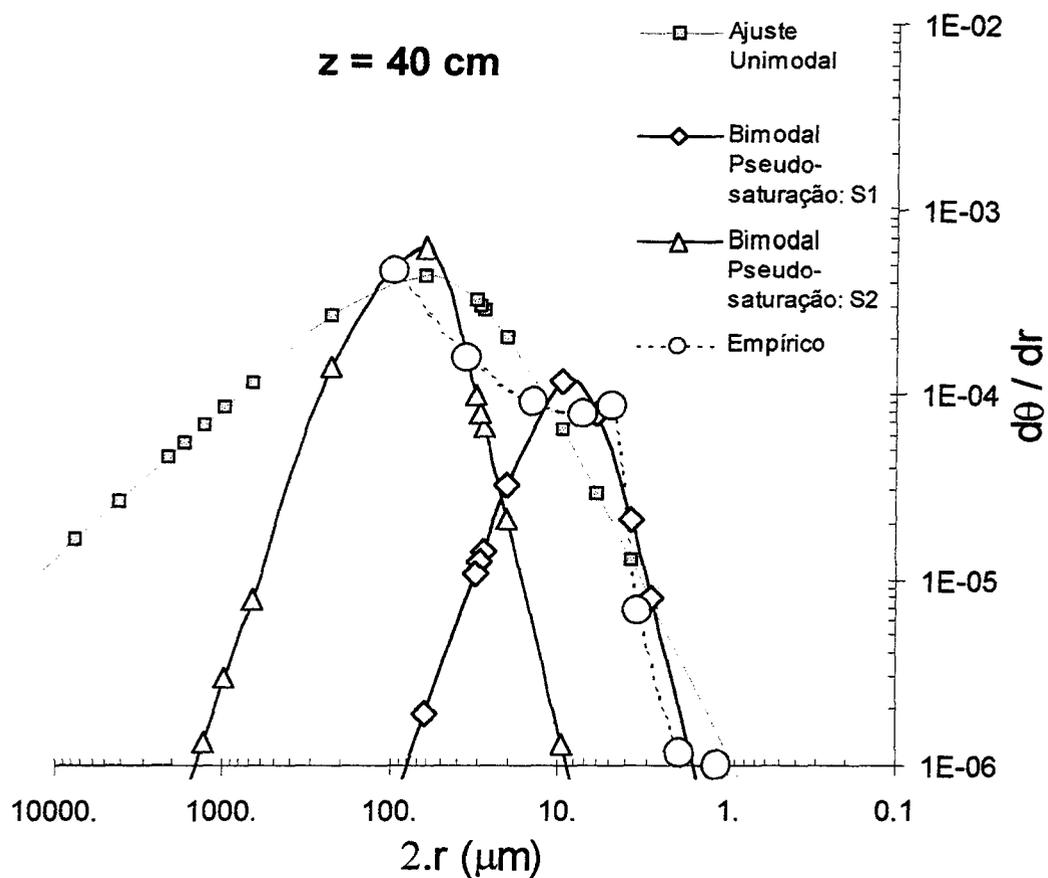


Figura 3.11- Distribuição de poros estimada e empírica para  $z=40$  cm

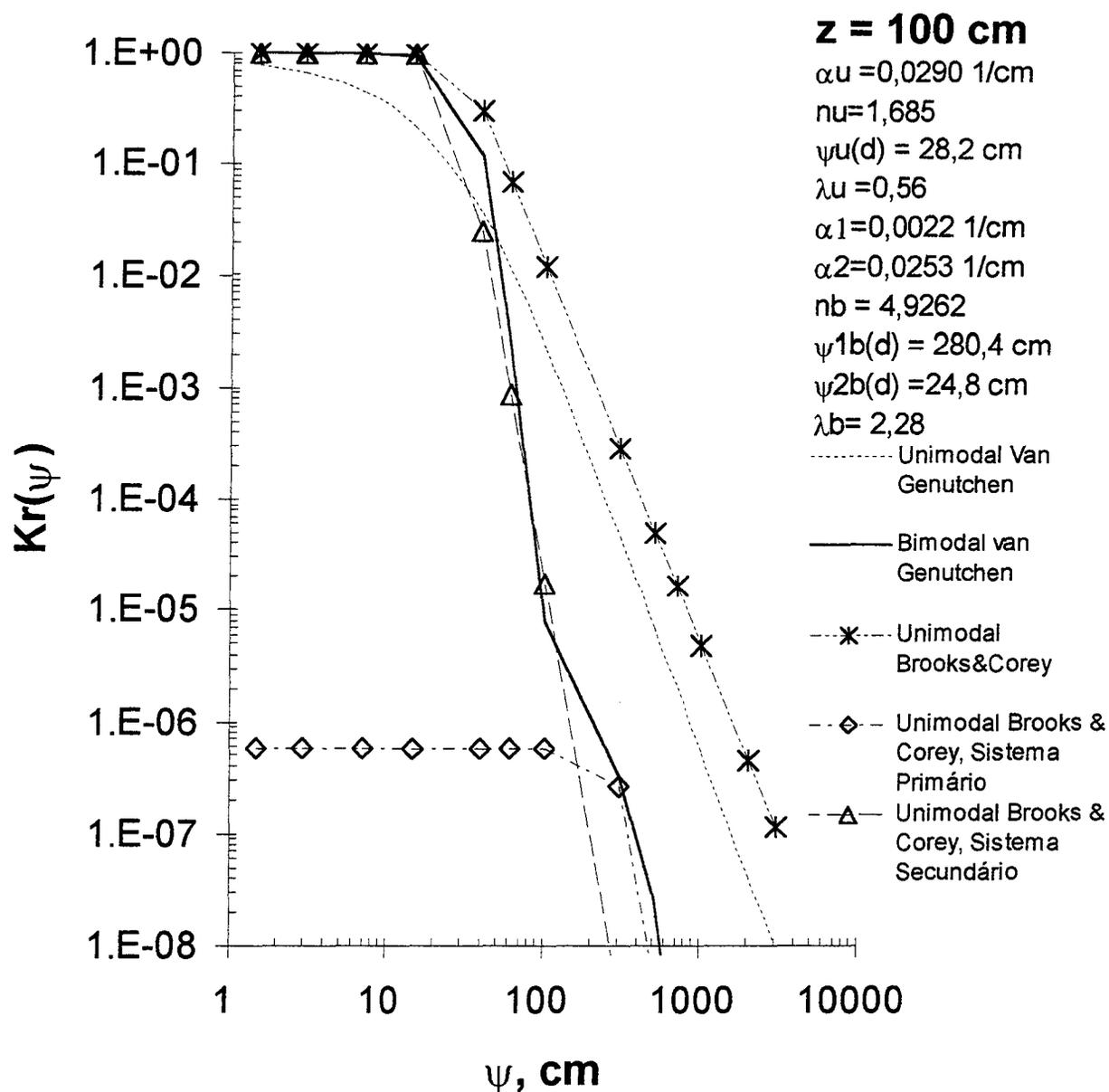


Figura 3.12- Ajuste de  $Kr(\psi)$  Brooks-Corey para  $z=100 \text{ cm}$

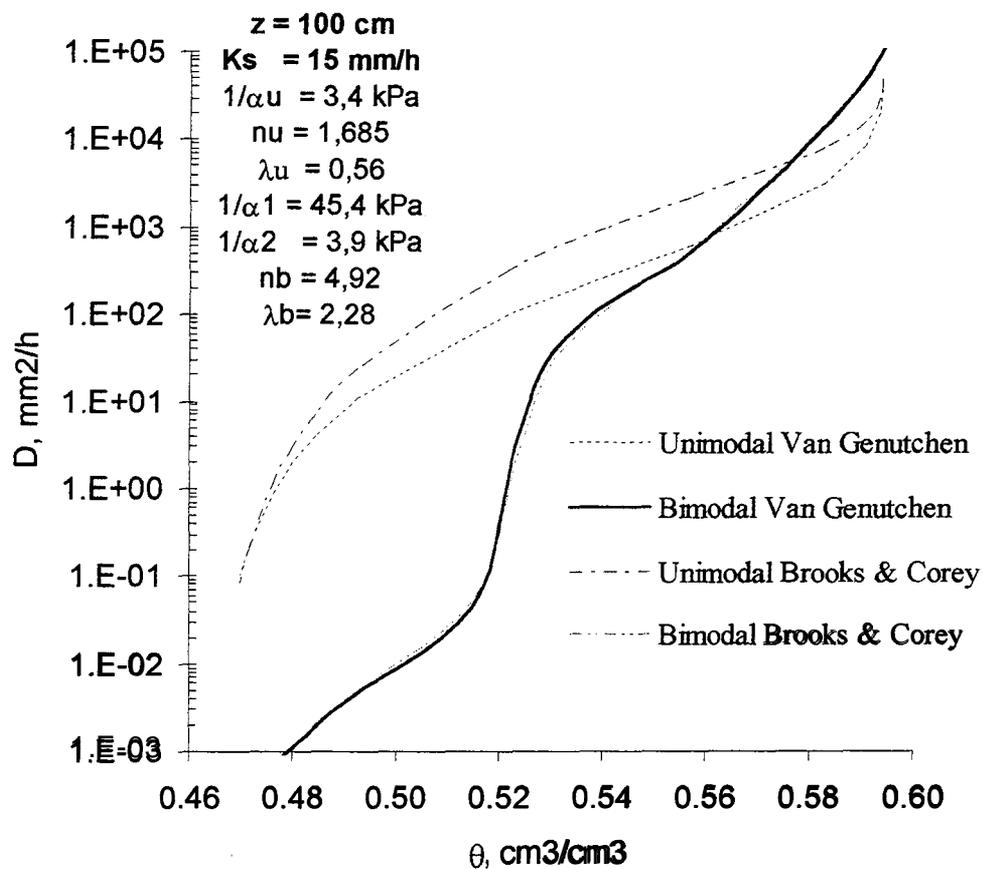
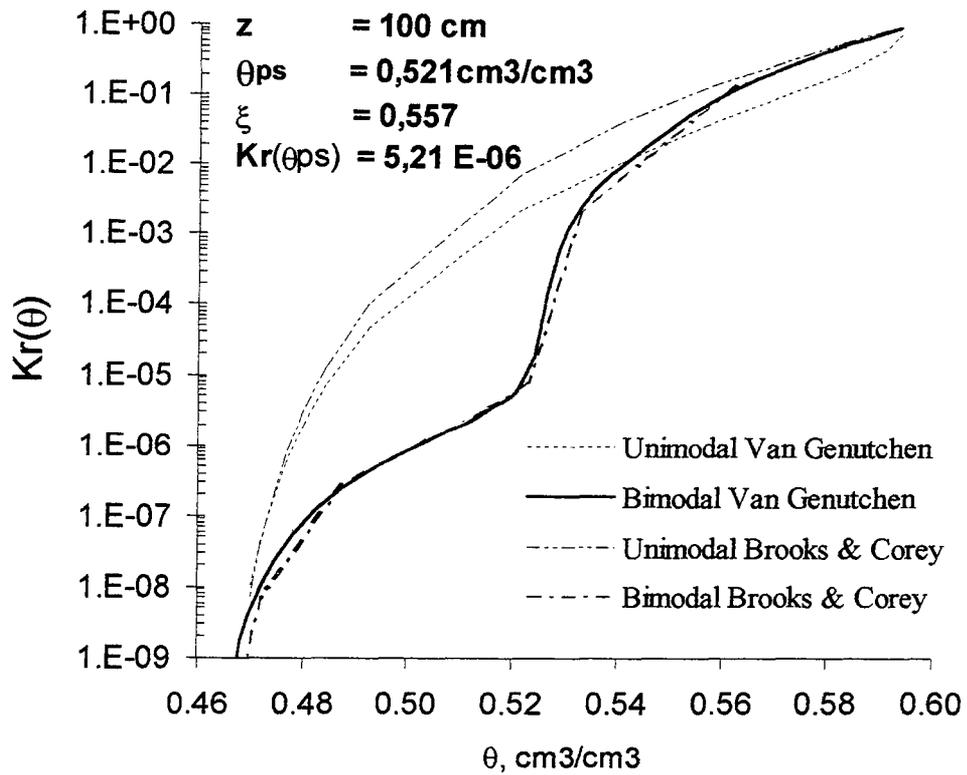


Figura 3.13- Curvas Van Genuchten e Brooks-Corey de  $Kr(\theta)$  e  $D(\theta)$  para  $z=100 \text{ cm}$

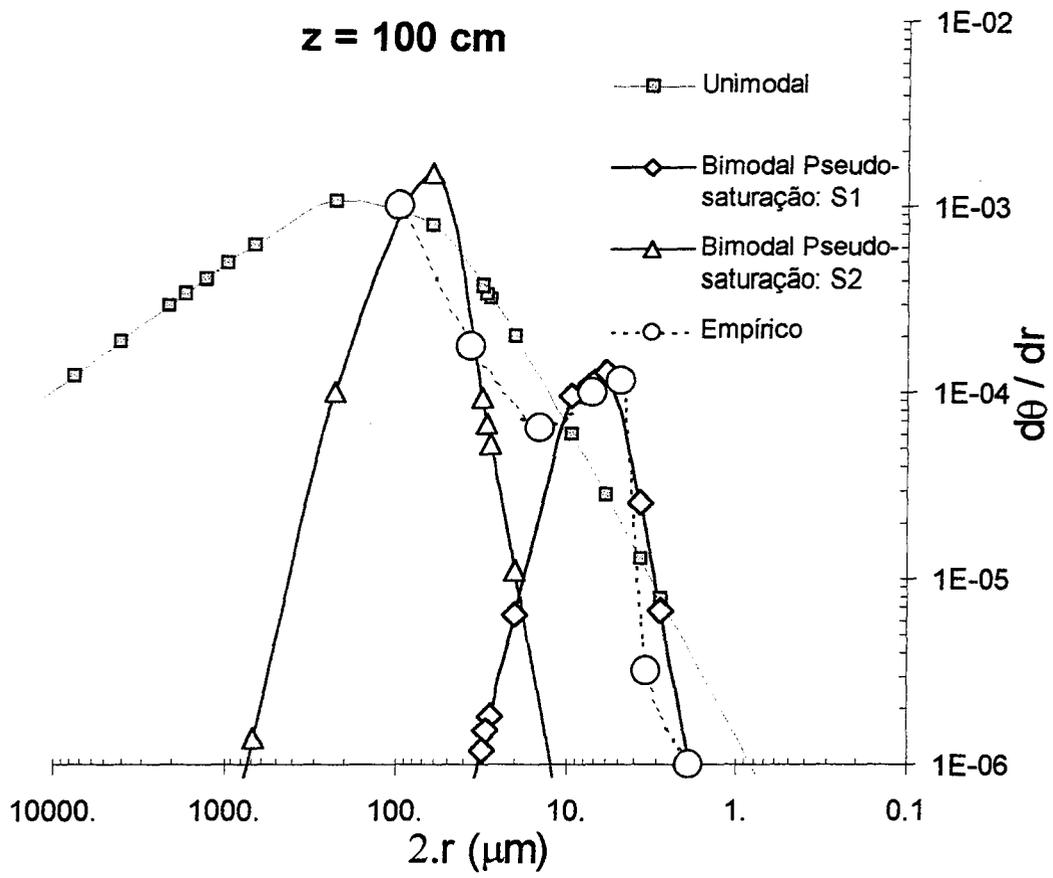


Figura 3.14- Distribuição de poros estimada e empírica para  $z = 100$  cm

### Relação $|\psi| - z - \text{Ln}[\mathbf{K}r_u(|\psi|)/\mathbf{K}r_b(|\psi|)]$

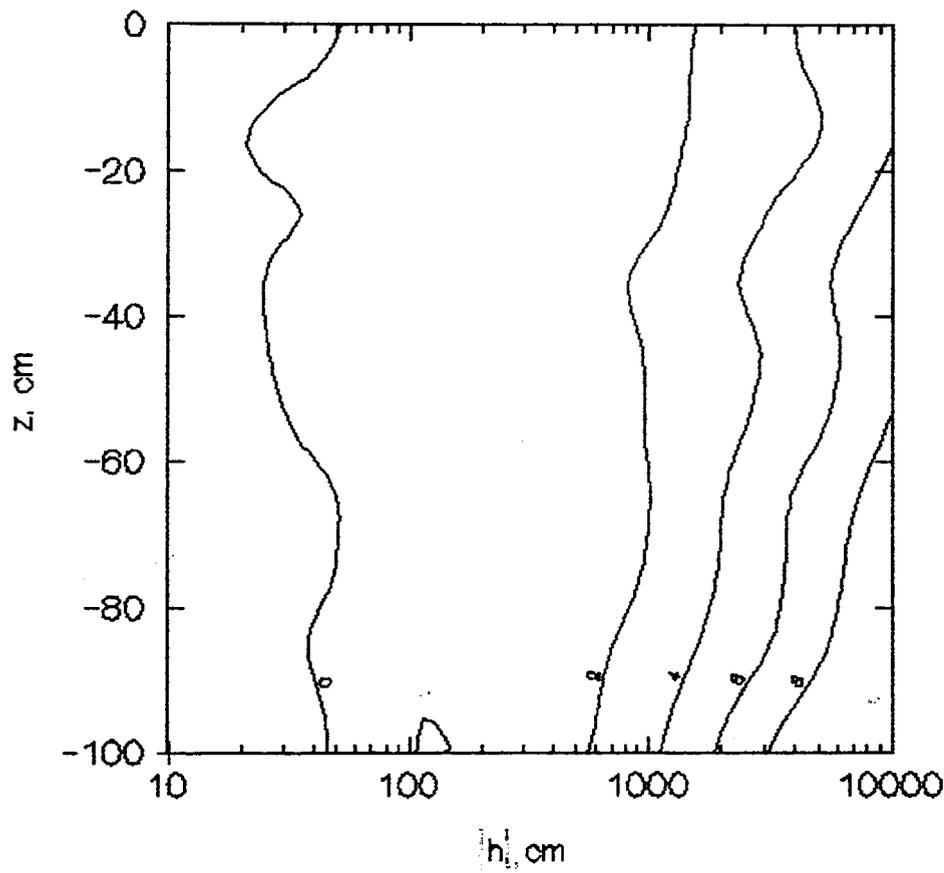


Figura 3.15- Isolinhas  $\text{Ln} [Kr_u(\psi)/Kr_b(\psi)]$  para o perfil de Oxisol, PROJETO POTIRIBU

## Relações $(1-\xi) - x_i - \text{Ln}[\text{Kr}(\theta_{ps})]$

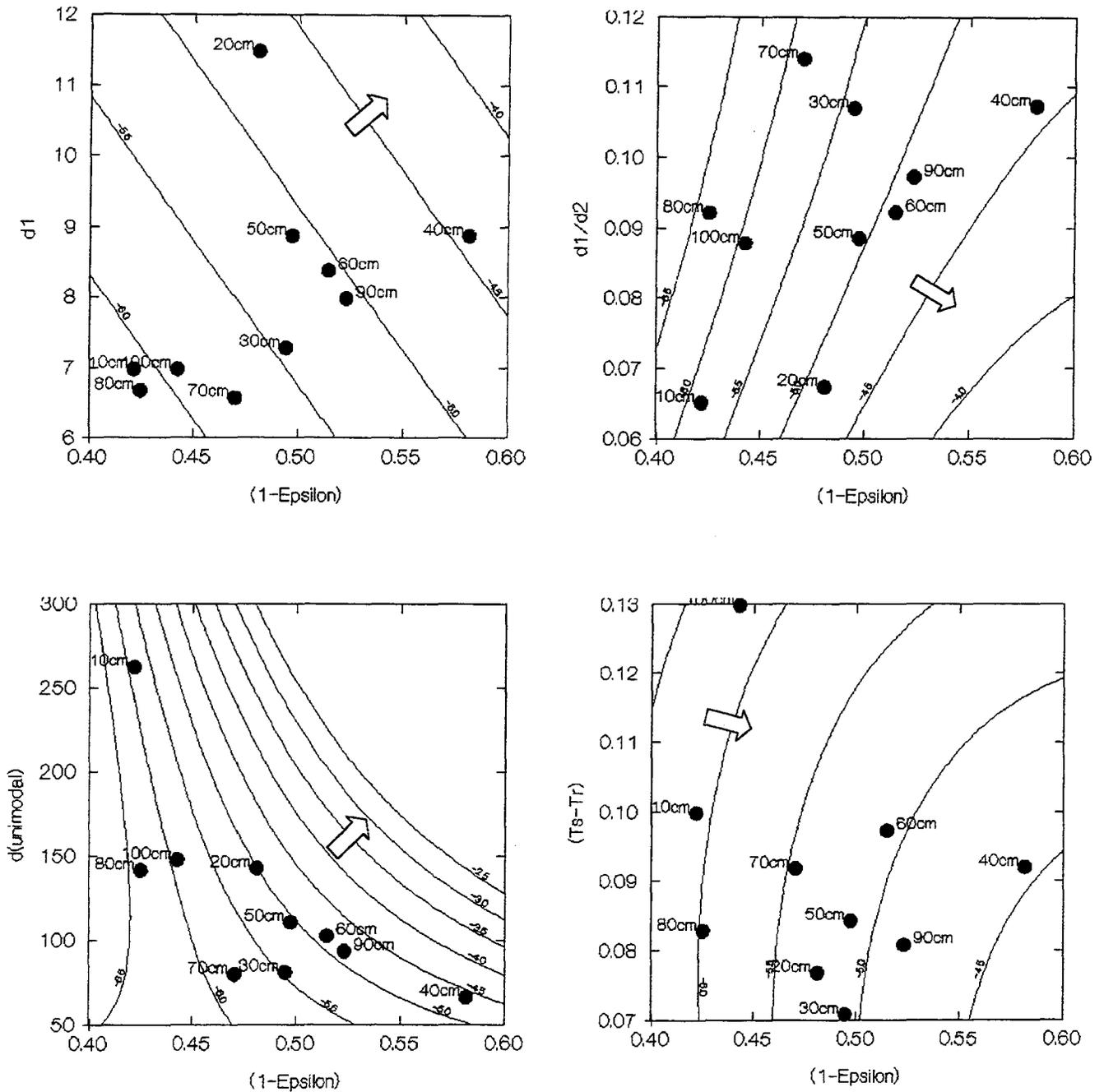


Figura 3.16- Isolinhas de  $\text{Ln}[\text{Kr}(\theta_{ps})]$  respeito de  $(1-\xi)$  e outras variáveis.

Nota: “ $(T_s - T_r)$ ”, “ $d(\text{unimodal})$ ” e “ $(1-\text{Epsilon})$ ” da figura representam, respectivamente a “ $(\theta_s - \theta_r)$ ”, “ $d_u$ ” e “ $(1-\xi)$ ” do texto do Capítulo.

**Relação  $(1-\xi) - (\theta_s-\theta_r) - D^* = (d_1 d_2)^{0,5}/d_{un}$**

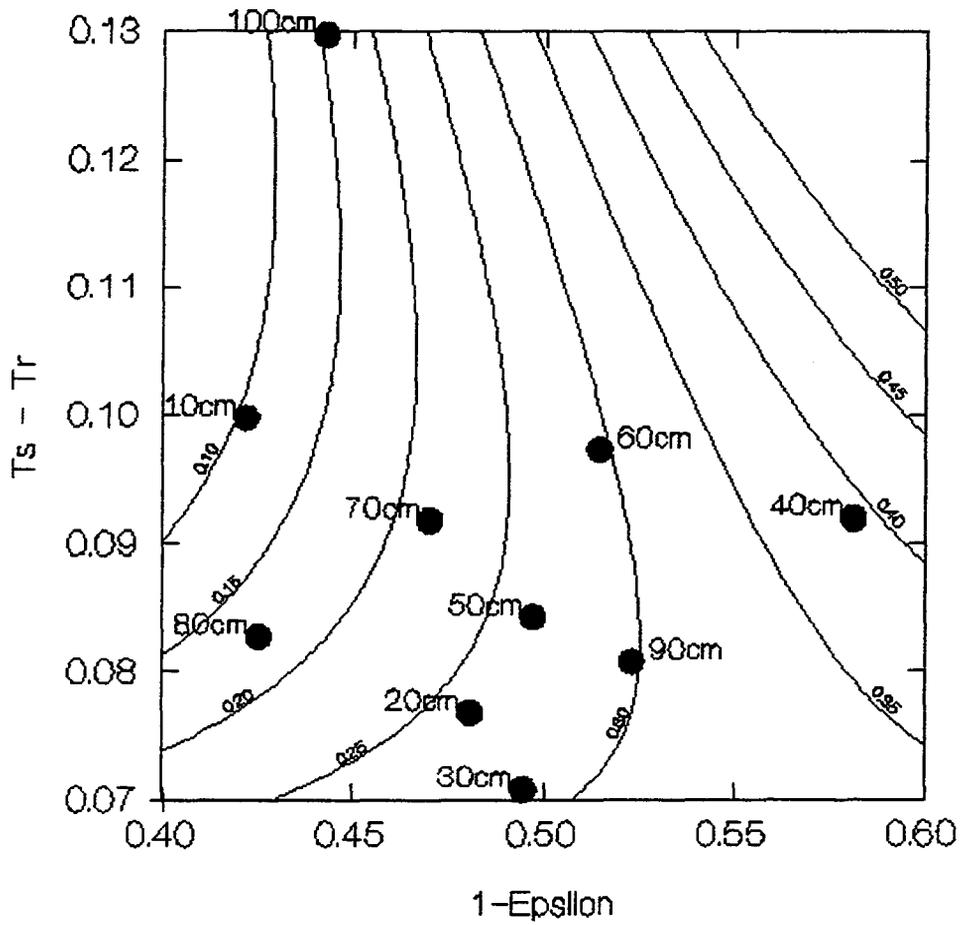


Figura 3.17- Isolinhas de  $[d_{eu}^{-1} \cdot (d_{e1} \cdot d_{e2})^{0,5}]$  respeito de  $(1-\xi)$  e  $(\theta_s-\theta_r)$ .

### Sensibilidade de Kr para valores médios do perfil ( $0 \leq z \leq 100$ cm)

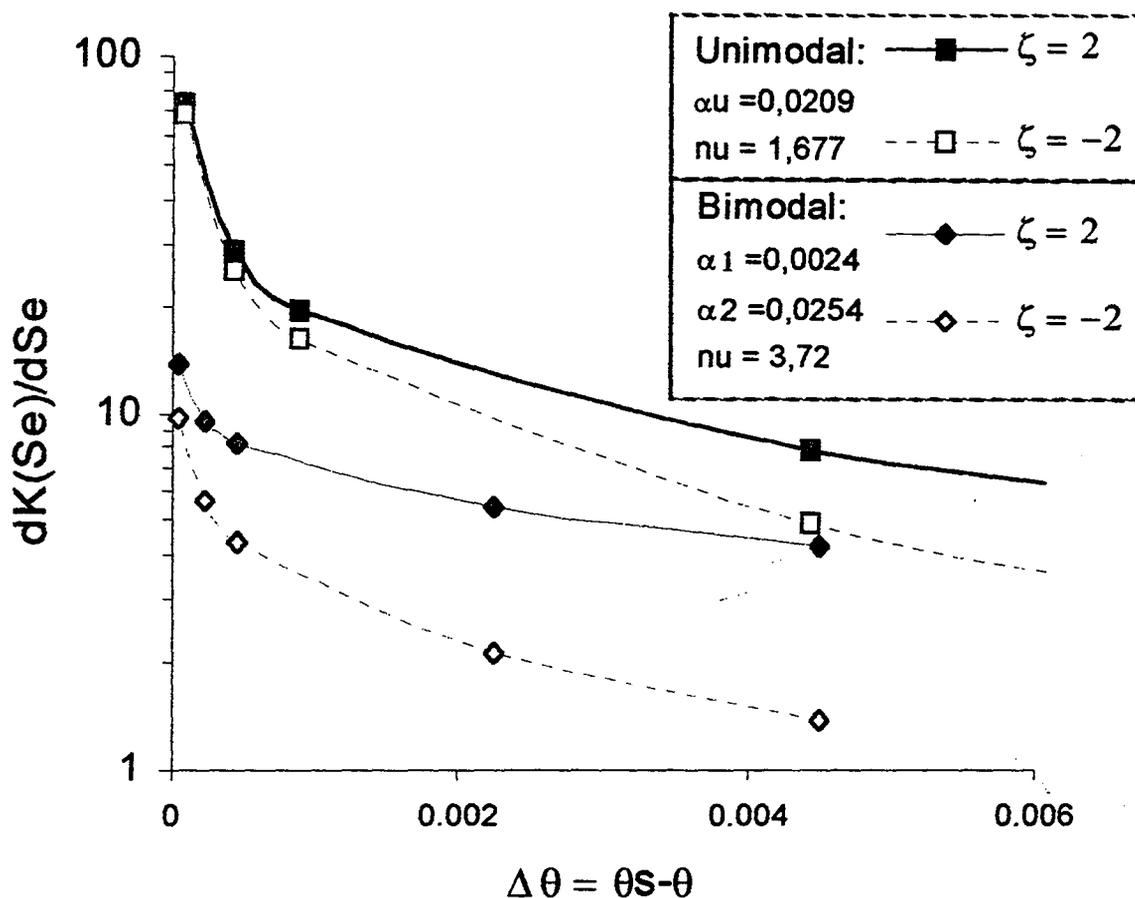


Figura 3.18- Análise de sensibilidade da condutividade hidráulica

## Capítulo 4

### Incertezas dos Parâmetros do Modelo

Complementando o Capítulo 3, as incertezas são abordadas no Capítulo 4 quanto à sua natureza paramétrica e física que rege as várias escalas da área-fonte. A ênfase é dada sob dois ângulos: (1) a escala de poro que fornece a maior fonte de parametrizações para área-fonte e (2) a variável de umidade do solo, ampliando os seus alcances frente ao grupo especial dos *Oxisolos*, os quais têm incerteza da escolha do modelo (Capítulo 3). A metodologia é dividida em: (1) uma formulação matemática para aproximar os intervalos de confiança aos modelos do meio não-saturado (do Capítulo 3), decompondo a variância analítica e numericamente na escala maior que o poro do solo; e (2) nos conceitos da microfísica do poro, ligando a teoria de Hazen-Poiseuille à equação de Darcy e de Young-Laplace. A primeira parte da metodologia é usada para os dados  $\theta(\psi)$  do PROJETO POTIRIBU, do IPH-UFRGS. A segunda parte é aplicada nas amostras físicas dos *Oxisolos* com dois usos: agricultura e mata nativa. As incertezas paramétricas se complementam com diâmetros microscopicamente baseados. A influência relativa dos parâmetros é descrita para teores de umidade e de tensão. É verificado que as soluções analíticas e numéricas diferem pouco, discutindo-se as combinações a fim de ter cenários de usos. O manejo das incertezas é analisado numa perspectiva escalar: poro, pedon e área-fonte, a ser recuperada ambientalmente através do Geobiohidrologia.

**Palavras-chave:** incertezas do modelo, área-fonte, meio não-saturado.

#### 4.1 Introdução

Na maioria dos problemas práticos da hidrologia subsuperficial, trata-se com a estimação de parâmetros físicos, químicos, biológicos e matemáticos e a forma de reduzir a suas incertezas em relação ao verdadeiro comportamento do sistema analisado. A incerteza e a complexidade são categorias que estão em conflito permanente: se a complexidade decresce, a incerteza aumenta porque existe um aumento do reducionismo do problema real a um problema ideal ou de modelo. Dessa maneira, a incerteza é reduzida quanto maior, e melhor, for a informação coletada e analisada para o problema em questão. Pode-se dizer então que a natureza da informação qualifica, em certa medida, a redução da incerteza. Na literatura, existem metodologias para avaliação de incertezas (p.e. Kundzewicz, 1995); entre elas aparecem o Princípio de Máxima Incerteza (Klir, 1989), métodos tipo Monte Carlo (Clarke, 1994; 1998), de reamostragem (Efron e Tibshirani, 1993) e os métodos analíticos e numéricos de partir da expansão de séries de Taylor (Tucci, 1998). Esses métodos baseiam-se na estimativa dos intervalos de confiança da(s) variável(eis) dependente(s) a partir da(s) variável(is) independente(s) que, no caso de avaliação dos modelos propostos *a priori*, recaem nos parâmetros que caracterizam os mesmos.

Neste trabalho, são estimados os intervalos de confiança da (1) abordagem unimodal tradicional e da (2) abordagem de bimodal de pseudo-saturação do meio não-saturado apresentada no Capítulo 3, através de uma aproximação de primeira ordem na extensão da série de Taylor. São apresentadas novas equações analíticas das derivadas e comparadas com os resultados das aproximações numéricas. Desta maneira, este Capítulo 4 tem como objetivo contrastar as ferramentas disponíveis para avaliar as incertezas dos parâmetros do processo frente à natureza física que rege a estrutura do solo em nível de poro, pedon e área-fonte. Para isso, é discutida a aplicabilidade da analogia “curva de retenção-sistema de poros” como alvo principal

da conceituação do Volume Representativo Elementar da hidráulica do solo não saturado. A metodologia empregada está dividida em duas partes. Na primeira delas é realizada uma aproximação de primeira ordem aos modelos unimodal de van Genuchten (1980) e bimodal por pseudo-saturação proposto no Capítulo 3. A segunda parte consiste numa avaliação da estrutura microscópica dos solos estudados para inferir a validade das equações do fluxo não saturado para um meio heterogêneo como os *Latossolos roxos* e *Terra roxa estruturada* do Basalto Sul-riograndense, sul do Brasil.

Dessa maneira, a metodologia do Capítulo 4 é dividida em duas, conforme duas escalas contíguas: primeiro, as incertezas paramétricas na escala de amostra para a curva de retenção do solo (subitem 4.2), isto é, a mesma escala de trabalho do Capítulo 3; e, segundo, as incertezas paramétricas sob um conceito da física das amostras microscópicas do solo (subitem 4.3).

#### 4.2 Metodologia das incertezas paramétricas na escala de curva de retenção

As incertezas paramétricas das amostras com Volume Representativo Elementar – VRE (Bear, 1972) – dependem do volume de controle sob o qual foram obtidas as relações  $\theta(\psi)$  que, no caso, tiveram o valor médio de  $64 \text{ cm}^3$ . Esse primeiro VRE é denominado aqui de “macroscópico” para efeitos práticos quando comparado ao VRE da escala de poro ou “microscópico” que é desenvolvido no subitem 4.3.

##### 4.2.1 Formulação geral para estimativas dos intervalos de confiança

Os problemas de estimação de parâmetros podem se formular como um problema de minimização das diferenças dos quadrados na forma:

$$\min_x O(\mathbf{q}) = \frac{1}{2} [\mathbf{q}' - \mathbf{q}(\mathbf{x})]^T \mathbf{W} [\mathbf{q}' - \mathbf{q}(\mathbf{x})] + \frac{1}{2} (\mathbf{x}' - \mathbf{x})^T \mathbf{V} (\mathbf{x}' - \mathbf{x}) \quad (4.1)$$

em que a função objetivo, ou índice de performance  $O(x)$ , é uma função do vetor de parâmetros  $x$ , ou seja  $x = \{x_1, \dots, x_{Nx}\}^T$ ;  $q' = \{q_1', \dots, q_n'\}^T$  é o vetor das observações, por exemplo as umidades observadas ao longo de um experimento com painéis de pressão que fornecem as curvas de retenção para as  $N_p$  medições tipo  $\theta_1'(\psi_1')$ ,  $\theta_2'(\psi_2')$ , ...,  $\theta_{N_p}'(\psi_{N_p}')$  do Capítulo 3. Por outro lado,  $q(x) = \{q_1(x), \dots, q_{N_p}(x)\}^T$  representa as estimativas da resposta para um vetor de parâmetros  $x$ ; assim,  $x'$  representa as estimativas diretas ou medidas dos parâmetros  $x$ . Finalmente,  $W$  e  $V$  são matrizes simétricas de ponderação. Pode-se mencionar que os pesos  $\frac{1}{2}$  na Equação 4.1 são escolhidos para simplesmente dar os mesmos pesos, tanto ao ajuste das respostas (primeiro termo) como às plausibilidades ou penalidades de se afastar dos verdadeiros valores dos parâmetros (segundo termo). Conforme o objetivo, os pesos podem mudar.

O objetivo é encontrar o vetor  $x^f$  que minimize a Equação 4.1, resultando no melhor ajuste entre o modelo e os dados disponíveis. Se colocarmos  $W$  igual à matriz unitária, isto é, com o número 1 na diagonal principal e zeros nos outros elementos da matriz, e, por outro lado, colocarmos  $V$  igual a zero, a Equação 4.1 se reduz a um estimador de mínimos quadrados ordinários (Haan, 1977). A informação com relação à incerteza das estimativas dos parâmetros obtidos pela solução da Equação 4.1, por exemplo ajustando um modelo paramétrico uni- ou bimodal da curva de retenção  $\theta(\psi)$ , concentra-se na matriz de covariância dos parâmetros. Essa informação é definida pela inversão da matriz de covariâncias dos erros, como é a matriz de peso:

$$\begin{aligned}
 W &= C_q^{-1} \\
 C_q &= E[(q' - \bar{q})(q' - \bar{q})^T] \\
 \bar{q} &= E[q']
 \end{aligned}
 \tag{4.2},$$

na qual  $E [ \ ]$  indica o valor esperado. Os elementos de  $C_q$  são as variâncias individuais dos parâmetros,  $var [ x_i ]$ , e as covariâncias,  $cov [ x_i, x_j ]$ , as quais são calculadas a partir de uma estimativa não-linear de  $x'$ , isto é, dos dados da curva de retenção  $\theta(\psi)$ .

Para problemas de regressão linear, uma primeira aproximação à matriz de covariâncias  $C_q$  é dada por  $C_q \cong S^2 H^{-1}$ , em que  $S^2$  é a variância estimada dos resíduos da solução ( $O(x')$ ), dada por  $S^2 = (O(x')) / (N_p - N_x)$ , sendo  $N_p$  o número de observações e  $N_x$  o número de parâmetros, e  $H$  é a matriz Hessiana, ou a matriz das segundas derivadas da função objetivo com respeito aos parâmetros, estimada como  $H = J^T J$ , em que  $J$  é o Jacobiano ou matriz de sensibilidade dos parâmetros. A matriz  $H$  deve ser semidefinida positivamente para quaisquer mínimos sem restrições de  $O$ , dado que  $O(x)$  tem derivadas contínuas até segunda ordem e tem suas componentes definidas como  $H_{ij} = \partial^2 O / (\partial x_i \partial x_j)$ .

Embora existam aproximações de ordem maior para a variância dos parâmetros (ver Dettinger e Wilson, 1981), neste Capítulo 4, somente serão avaliadas as aproximações de primeira ordem. Considerando uma função  $f( )$ , a qual depende de um vetor de parâmetros  $x$ , a expansão da série de Taylor até a primeira ordem pode ser aproximada por:

$$f(x) \cong f(x') + \sum_i \partial f / \partial x_i (x_i - x_i') \quad (4.3),$$

sendo o somatório com  $\sum_i$  de  $i=1$  até  $i=N_x$ , que é igual ao número de parâmetros a ser estimado.

Aplicando o operador valor esperado  $E [ \ ]$  a ambos lados da Equação 4.3, obtemos:

$$E [ f ] \cong f(x') + \sum_i \partial f / \partial x_i E [(x_i - x_i')] \quad (4.4).$$

Assumindo pequenas perturbações dos parâmetros ao redor das suas médias, pode-se escrever:

$$E [f] \cong f(x') \quad (4.5).$$

A variância de  $f()$  é definida como

$$var [f] = \sigma_f^2 = E [(f - E [f])^2] \quad (4.6),$$

a qual pode ser estimada substituindo as Equações 4.4 e 4.5 na Equação 4.6:

$$\begin{aligned} var[f] &\cong \sum_i \sum_j (\partial f / \partial x_i) (\partial f / \partial x_j) E [(x_i - x_i') (x_j - x_j')] \\ var[f] &\cong \sum_i \sum_j (\partial f / \partial x_i) (\partial f / \partial x_j) cov [(x_i, x_j)] \end{aligned} \quad (4.7).$$

No caso de  $N_x = 2$  a Equação 4.7, pode ser escrita como (Clarke 1994):

$$var[f] \cong (\partial f / \partial x_1)^2 var [x_1] + 2 (\partial f / \partial x_1) (\partial f / \partial x_2) cov [(x_1, x_2)] + (\partial f / \partial x_2)^2 var [x_2] \quad (4.8).$$

A Equação 4.8 pode ser usada para as estimativas das incertezas dos parâmetros nas curvas de retenção, isto é,  $f = f(\psi)$ , ajustadas pelos métodos uni e bimodal do Capítulo 4. Definindo um desvio-padrão  $s_\theta = (var[f])^{0,5}$ , pode-se obter um intervalo de confiança aproximado para a quantidade  $f$  através de (Goldenfum, 1995):

$$Pr[ f(x') - t_{(a/2, Np)} \cdot s_\theta \leq f(x) \leq f(x') + t_{(a/2, Np)} \cdot s_\theta ] = 1 - a \quad (4.9)$$

em que  $Pr [ ]$  representa a probabilidade,  $t_{(\alpha/2, Np)}$  é o coeficiente dado pela distribuição t de Student e  $\alpha$  o nível de significância.

#### 4.2.2 Soluções Analíticas de $var[\theta]$

Na obtenção da Equação 4.9, é necessário conhecer as quantidades  $(\partial f / \partial x_i)$ ,  $var[x_i]$  e  $cov[(x_i, x_j)]$ . Sendo assim, recebe o nome de “Solução Analítica” devido à explicitação das equações das derivadas parciais. A seguir, são apresentadas as “Soluções Analíticas” para  $var[\theta]$  a partir da equação do ajuste unimodal de van Genutchen (1980), na forma

$$\theta = f_1(\alpha_u, n_u) = (\theta_r + (\theta_s - \theta_r) / [1 + (\alpha_u |\psi|)^{n_u}]^{1-1/n_u},$$

pela aproximação de primeira ordem. Ela é função dos parâmetros  $\alpha_u$  e  $n_u$ , através de:

$$var[\theta] = L^T M L$$

$$L^T = [(\partial \theta / \partial \alpha_u, \partial \theta / \partial n_u)]$$

$$M = \begin{pmatrix} var[\alpha_u] & cov[\alpha_u, n_u] \\ cov[\alpha_u, n_u] & var[n_u] \end{pmatrix}$$

que, pelo produto escalar termo a termo, é:

$$var[\theta] = (\partial \theta / \partial \alpha_u)^2 var[\alpha_u] + 2 (\partial \theta / \partial \alpha_u) (\partial \theta / \partial n_u) cov[\alpha_u, n_u] + (\partial \theta / \partial n_u)^2 var[n_u]$$

$$\partial \theta / \partial \alpha_u = (1 - n_u) [1 + (\alpha_u |\psi|)^{n_u}]^{1/n_u - 2} |\psi|^{n_u} \alpha_u^{n_u - 1} (\theta_s - \theta_r),$$

$$\partial\theta/\partial n_u = (A_{\theta,n} + B_{\theta,n}) (\theta_s - \theta_r),$$

$$A_{\theta,n} \equiv (1/n_u - 1) [1 + (\alpha_u |\psi|)^{n_u}]^{1/n_u - 2} (\alpha_u |\psi|)^{n_u} \text{Ln}(\alpha_u |\psi|),$$

$$B_{\theta,n} = -1/n_u^2 \text{Ln}[1 + (\alpha_u |\psi|)^{n_u}] [1 + (\alpha_u |\psi|)^{n_u}]^{1/n_u - 1} \quad (4.10),$$

sendo  $\text{Ln}()$  o logaritmo natural.

No caso do ajuste bimodal por pseudo-saturação (Capítulo 3, Equação 3.15c), a curva de retenção é  $\theta = f_2(\theta_{ps}, \alpha_1, \alpha_2, n_b)$  e tem uma variância na forma matricial:

$$\text{var}[\theta] = L^T \mathbf{M} L,$$

$$L^T = [\partial\theta/\partial\theta_{ps}, \partial\theta/\alpha_1, \partial\theta/\alpha_2, \partial\theta/\partial n_b],$$

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} \text{var}[\theta_{ps}] & \text{cov}[\theta_{ps}, \alpha_1] & \text{cov}[\theta_{ps}, \alpha_2] & \text{cov}[\theta_{ps}, n_b] \\ \text{cov}[\theta_{ps}, \alpha_1] & \text{var}[\alpha_1] & \text{cov}[\alpha_1, \alpha_2] & \text{cov}[\alpha_1, n_b] \\ \text{cov}[\theta_{ps}, \alpha_2] & \text{cov}[\alpha_1, \alpha_2] & \text{var}[\alpha_2] & \text{cov}[\alpha_2, n_b] \\ \text{cov}[\theta_{ps}, n_b] & \text{cov}[\alpha_1, n_b] & \text{cov}[\alpha_2, n_b] & \text{var}[n_b] \end{pmatrix}$$

ou na forma escalar por:

$$\begin{aligned} \text{var}[\theta] \cong & (\partial\theta/\partial\theta_{ps})^2 \text{var}[\theta_{ps}] + (\partial\theta/\partial\alpha_1)^2 \text{var}[\alpha_1] + (\partial\theta/\partial\alpha_2)^2 \text{var}[\alpha_2] + (\partial\theta/\partial n_b)^2 \text{var}[n_b] + \\ & + 2(\partial\theta/\partial\theta_{ps})(\partial\theta/\partial\alpha_1) \text{cov}[\theta_{ps}, \alpha_1] + 2(\partial\theta/\partial\theta_{ps})(\partial\theta/\partial\alpha_2) \text{cov}[\theta_{ps}, \alpha_2] + \\ & + 2(\partial\theta/\partial\theta_{ps})(\partial\theta/\partial n_b) \text{cov}[\theta_{ps}, n_b] + 2(\partial\theta/\partial\alpha_1)(\partial\theta/\partial\alpha_2) \text{cov}[\alpha_1, \alpha_2] + \\ & + 2(\partial\theta/\partial\alpha_1)(\partial\theta/\partial n_b) \text{cov}[\alpha_1, n_b] + 2(\partial\theta/\partial\alpha_2)(\partial\theta/\partial n_b) \text{cov}[\alpha_2, n_b] \end{aligned}$$

sendo:

$$\partial\theta/\partial\theta_{ps} = [1 + (\alpha_1 |\psi|)^{n_b}]^{1/n_b - 1} - [1 + (\alpha_2 |\psi|)^{n_b}]^{1/n_b - 1},$$

$$\begin{aligned}
 \partial\theta/\partial\alpha_1 &= (1-n_b)[1+(\alpha_1|\psi|)^{nb}]^{1/n_b-2} |\psi|^{nb} \alpha_1^{nb-1} (\theta_{ps}-\theta_r), \\
 \partial\theta/\partial\alpha_2 &= (1-n_b)[1+(\alpha_2|\psi|)^{nb}]^{1/n_b-2} |\psi|^{nb} \alpha_2^{nb-1} (\theta_s-\theta_{ps}), \\
 \partial\theta/\partial n_b &= (A_{\theta I, n_b} + B_{\theta I, n_b}) (\theta_{ps}-\theta_r) + (A_{\theta II, n_b} + B_{\theta II, n_b}) (\theta_s-\theta_{ps}), \\
 A_{\theta I, n_b} &= (1/n_b-1)[1+(\alpha_1|\psi|)^{nb}]^{1/n_b-2} (\alpha_1|\psi|)^{nb} \text{Ln}(\alpha_1|\psi|) \\
 B_{\theta I, n_b} &= -1/n_b^2 \text{Ln}[1+(\alpha_1|\psi|)^{nb}] [1+(\alpha_1|\psi|)^{nb}]^{1/n_b-1} \\
 A_{\theta II, n_b} &= (1/n_b-1)[1+(\alpha_2|\psi|)^{nb}]^{1/n_b-2} (\alpha_2|\psi|)^{nb} \text{Ln}(\alpha_2|\psi|) \\
 B_{\theta II, n_b} &= -1/n_b^2 \text{Ln}[1+(\alpha_2|\psi|)^{nb}] [1+(\alpha_2|\psi|)^{nb}]^{1/n_b-1} \tag{4.11}.
 \end{aligned}$$

Da Equação 4.10 e da Equação 4.11, podem-se avaliar os pesos relativos de cada componente da variância através das relações do tipo:

$$\begin{aligned}
 &\{ (\partial f / \partial x_i)^2 \text{var}[x_i] \} / \text{var}[\theta] \\
 &\{ (\partial f / \partial x_i) (\partial f / \partial x_j) \text{cov}[x_i, x_j] \} / \text{var}[\theta].
 \end{aligned}$$

e determinar, assim, a contribuição de cada parâmetro à variância total da função para diferentes valores de  $\theta$ ,  $S_e$  ou  $\psi$ . Também, podem-se estimar os coeficientes de variação de  $\theta$  expressos por

$$CV[\theta] = \{ \text{var}[\theta] \}^{1/2} \theta^{-1}.$$

#### 4.2.3 Soluções analíticas de $\text{var}[d_e]$ e $\text{var}[Kr(\theta_{ps})]$

As porosidades estimadas pelos ajustes uni e bimodal refletem a natureza logarítmica da distribuição dos vazios na amostra do solo. Por exemplo, nesse caso, a aplicação da Equação 4.8 para o diâmetro equivalente do ajuste unimodal (Capítulo 3, Equação 3.11) levaria em conta que

as tensões características  $|\psi|_c$  dos diâmetros equivalentes estão logaritmicamente distribuídos.

Isso pode ser representado pela variável

$$Y = \text{Ln}(|\psi|_c) = 1/n_u \text{Ln}[(n_u - 1)/n_u] - \text{Ln}[\alpha_u],$$

cuja variância é estimada por (através da aproximação de primeira ordem):

$$\text{var}[Y] \cong (\partial Y/\partial \alpha_u)^2 \text{Var}[\alpha_u] + 2 (\partial Y/\partial n_u) (\partial Y/\partial \alpha_u) \text{cov}[\alpha_u, n_u] + (\partial Y/\partial n_u)^2 \text{var}[n_u],$$

$$\partial Y/\partial \alpha_u = - \alpha_u^{-1}$$

$$\partial Y/\partial n_u = - n_u^{-2} \{ \text{Ln} [(n_u - 1)/n_u] + (n_u - 1)^{-2} \} \quad (4.12).$$

De igual forma, para o ajuste bimodal por pseudo-saturação, substituindo na Equação 4.12 os parâmetros  $\alpha_1, n_b$  para o sistema principal de poros e  $\alpha_2, n_b$  para o sistema secundário, obtêm-se os intervalos de confiança aproximados dos diâmetros equivalentes  $d_{e1}$  e  $d_{e2}$ , respectivamente. A condutividade hidráulica relativa de pseudo-saturação  $Kr(\theta_{ps})$  depende especialmente da estimativa da umidade de pseudo-saturação  $\theta_{ps}$ . Sabendo que as curvas para os sistema primário e secundário apresentam a igualdade  $Kr_{bII}(\theta_{ps}) = Kr_{bI}(\theta_{ps}) = K_{ps}$ , a variância do logaritmo de  $K_{ps}$ , ou  $\text{var}[\text{Ln}[K_{ps}]]$ , é dada a partir da Equação 3.19 (Capítulo 3) através de:

$$\text{var}[\text{Ln}[K_{ps}]] \cong \{ \text{Ln} [ Kr_{bII}(\psi_B) / Kr_{bII}(\psi_A) ] / (\theta_B - \theta_A) \}^2 \text{var}[\theta_{ps}] \quad (4.13)$$

#### 4.2.4 Soluções Numéricas de $\text{var}[\theta]$ e $\text{var}[Kr(\theta)]$

Freqüentemente, as soluções analíticas não são usadas ou pouco reportadas na literatura, sendo preferidos os métodos numéricos mais facilmente programáveis. Porém, eles são métodos

alternativos de controle para aproximar as derivadas analíticas da Equação 4.8 através de uma “Solução Numérica”. Isto depende do esquema de diferenças finitas escolhido. Alguns métodos, avaliando os intervalos de confiança de ajustes unimodais de  $\theta(\psi)_m$  aproximam a Equação 4.10 por um esquema progressivo para  $i$ -ésimo parâmetro do tipo:

$$\partial f / \partial x_i \approx \Delta f / \Delta x_i = [f(x_i + \Delta x_i) - f(x_i)] / \Delta x_i, \text{ com } \Delta x_i = 0,01 x_i.$$

Neste Capítulo 4, a partir de várias combinações de esquemas de diferenças finitas para garantir uma convergência da solução numérica para a solução analítica (p. e. Equação 4.10  $\rightarrow$  Equação 4.8), adotou-se o esquema centrado ( $i-1, i+1$ ) com  $\Delta x_i = 0,001 x_i$ . Assim, as derivadas de primeira ordem são estimadas pelo esquema de diferenças finitas (Koutitas, 1989) cuja aproximação é de uma ordem superior ao esquema progressivo ou regressivo, indistintamente por:

$$\partial f / \partial x_i \approx \Delta f / \Delta x_i = [f(x_i + \Delta x_i) - f(x_i - \Delta x_i)] / (2 \Delta x_i), \text{ com } \Delta x_i = 0,001 x_i \quad (4.14).$$

O esquema da Equação 4.14 é usado para estimar  $var[\theta]$ , para comparar com as soluções analíticas da Equação 4.10 ou Equação 4.11, em função de qual abordagem é usada. A condutividade hidráulica não-saturada  $var[Kr(\theta)]$  também é aproximada em forma numérica usando a Equação 4.14.

### 4.3 Metodologia das incertezas paramétricas na escala de poros

Ao decompor as “soluções analíticas” e “numéricas” para as variações de  $\theta$  através de  $var[\theta]$  e de seus respectivos parâmetros, e ao aplicá-los em horizontes consecutivos *in loco* nos Oxisolos

do Capítulo 3, é de se esperar um comportamento gradativo dos intervalos de confiança. Isto é plausível porque, além do VRE de 64 cm<sup>3</sup> das amostras em que foram estimadas as curvas  $\theta(\psi)$ , o VRE a nível de poros (~ microns) apresenta uma microfísica e uma microquímica diferenciadas.

Isso leva a um inquérito: poderia a microfísica de poros afetar os comportamentos das amostras macroscópicas e, se for o caso, até nos padrões das curvas de retenção que apresentam gradientes de  $var[\theta_{ps}]$  e/ou de  $var[Kr(\theta_{ps})]$  ?

#### 4.3.1 Condicionantes na escala de poro

As análises microscópicas de solos têm revelado elementos complementares na avaliação da porosidade em geral (Carpenedo, 1985; Fiès e Bruand, 1998; Silva, 1998; Vogel e Roth, 1998). Porém, avaliar a microestrutura do solo implica ligar várias ordens de magnitude da escala geométrica no que respeita à organização de agregados, e cada uma dessas ordens se apresentando de forma embutida nas escalas maiores e contíguas. Em cada uma dessas escalas procura-se, com certas condições de contorno, o Volume Representativo Elementar – VRE (Bear 1972)- ou, em conseqüência, a sua Área Representativa Elementar.

Por exemplo, numa escala de 2 mm (que é considerada de “macro” ao analisar amostras microscópicas do solo), podem-se reconhecer os principais agentes ligantes diferenciando o sólido do poro. Numa escala imediatamente menor a esta, de 200  $\mu\text{m}$ , podemos diferenciar raízes, materiais orgânicos semidecompostos e hifas. Seguindo na escala descendente, ainda podemos reconhecer mais três escalas embutidas. Na primeira dessas, na escala de 20  $\mu\text{m}$ , podem ser caracterizadas novamente as hifas, fungos incrustados com material inorgânico persistente e até pacotes de partículas de argila ao redor de bactérias (Carpenedo, 1985).

Já na escala de 2  $\mu\text{m}$ , um limite usado geralmente para diferenciar partículas de argila, existe uma heterogeneidade composta por produtos e restos de microorganismos incrustados com material inorgânico persistente, isto é, materiais húmicos envolvidos de partículas de argila. Num último nível de escala espacial, menor a 2  $\mu\text{m}$ , podem-se visualizar os aluminossilicatos amorfos, óxidos e polímeros absorvidos nas superfícies das argilas, caracterizando as lâminas de argila do material que serve de cimento electrostático entre elas (Cairns-Smith e Hartmann, 1986). Todo esse contexto leva a considerar as incertezas na escala de poro dependentes da escala de estudo.

O VRE e a respectiva ARE dependem da conexão entre os vazios. Na matriz do solo, é de se esperar três classes de poros: (1) aqueles isolados, não-conectados aos poros maiores e não-conectados à superfície dos agregados, (2) os poros ligados à estrutura do agregado e (3) poros que têm as duas extremidades abertas, o que indica a necessidade de avaliação tridimensional complexa que foge ao escopo do presente Capítulo. Existem autores (p. ex. Vogel e Roth, 1998) que propõem uma distância mínima de até 40  $\mu\text{m}$  para mapear visualmente as porosidades, avaliando a interconexão entre os vazios. Outros (p. ex., o caso de Carpenedo, 1985, e Silva *et al.*, 1998) só propõem escalas de estudo que tenham como critério o mapeamento dos principais meso e macroporos do solo. Finalmente, existem metodologias indiretas para estimar as populações de macroporos, os seus efeitos hidráulicos na sua vizinhança e as componentes da variância da umidade, conforme o perfil vai aumentando a sua umidade, e finalmente estimando o grau de variação da população de macroporos com a profundidade (Beven e Clarke, 1986).

No entanto, existe, nas amostras microscópicas, um adicional relativo à abordagem do subitem 4.2 (incertezas paramétricas na escala macroscópica): as características gerais da forma dos poros, assim como os elementos químicos existentes nas paredes dos mesmos, influem de igual forma ao nível de poro. Isso destaca, por exemplo, qual o efeito da migração de alguns

elementos no solo através de caminhos preferenciais do microarranjo poroso. A contabilização de elementos como C, O,  $Al^{3+}$ , Si, Ti e  $Fe^{3+}$ , procurando o seguimento dos vazios com maiores concentrações do “moteamento”, apresenta um grau de iluviação do perfil (Beven e Germann, 1982), porém influenciada pela sua meso ou macroporosidade.

As analogias Hagen-Poiseuille e Darcy são revisadas na escala microscópica a partir das amostras não deformadas que representem condições *in loco*. Assim, os ajustes da curva de retenção a partir de dados microscópicos, via Lei de Young-Laplace e as suas incertezas associadas, têm o seu referencial no subitem 4.2.

#### **4.3.2 A contagem de vazios nas amostras microscópicas**

Toda experiência de laboratório que analisa uma amostra de solo com um microscópio eletrônico produz inferências quanto ao solo, conforme são as diferentes faces da superfície perimetral da amostra, bem como a posição de visada. Detalhes das metodologias microscópicas aqui trabalhadas encontram-se em Lawes e James (1987), cujos alcances foram adaptados para o propósito da Tese.

Em termos gerais, em cada visada via microscópio eletrônico, e de acordo com a intensidade de aumento, uma amostra de solo apresenta-se como imagem na qual são evidentes duas superfícies relevantes: (1) aquelas cujas partes mostram-se como vazios ou poros, e (2) aquelas partes que se apresentam fisicamente inatingíveis pelo microscópio.

No primeiro caso, é possível determinar um número de  $N^*$  vazios não-interligados num plano de visada perpendicular. Cada vazio permite avaliar o seu perímetro  $\Phi_j$  e, conforme a posição do vazio com relação ao feixe de elétrons, é possível inferir sobre o grau de tortuosidade das suas paredes internas. Assim, é possível desenvolver uma metodologia simples que consiste em planimetrar os  $N^*$  microvazios de cada amostra com um área exposta  $AE$  na imagem do

microscópio. Exemplo disso aparece com os elementos escuros – como vazios – no canto superior da Figura 4.1. Para cada área exposta, pode-se obter a relação:

$$\varphi^* = \sum_j AV_j \div AE \quad (4.15),$$

sendo  $AV_j$  a área do “ $j$ -ésimo” vazio analisado,  $j = 1, 2, \dots, N^*$  (o asterisco do supra-índice indica, daqui em diante, que é uma estimativa realizada via análise microscópica). O perímetro  $\Phi_j$  de cada vazio pode ser determinado através do uso de classificadores não-supervisionados e/ou com auxílio de classificações supervisionadas (Fukunaga, 1990). Dada a topografia geral da imagem microscópica, em que os elementos apresentam saliências e reentrâncias em três dimensões, é de se esperar um sombreamento característico nas imagens da porosidade.

Por um lado, a classificação não-supervisionada somente é recomendada quando se utilizam amostras embebidas em resinas conforme as aplicações de Carpenedo (1985), Silva *et al.* (1998) e Vogel e Roth (1998). Nelas, a porosidade é avaliada através das áreas de igual tonalidade de cinza que ficam circunscritas dentro das *AEs*. Essas abordagens têm a vantagem de poder realizar várias amostras conforme a análise de um número de diferentes *AEs* da amostra do solo, cuja integração permite avaliar no VRE tanto a porosidade média espacial  $\langle \varphi^*_{VRE} \rangle$  como a tortuosidade microscópica  $\langle \tau^*_{VRE} \rangle$ .

Por outro lado, a manipulação do microscópio eletrônico na visada de uma amostra não-embebida em resina possibilita discriminar o contorno das paredes internas e não-perpendiculares dos poros ao plano de  $90^\circ$  que forma a *AE* com a visada do feixe de elétrons do microscópio. A vantagem desse segundo método permite (1) discriminar o contorno dos vazios a ser analisado, (2) estimar a redução da área total dos vazios e, sobretudo, (3) ser rápido e mais barato.

Na Figura 4.1 (parte inferior), apresenta-se um exemplo conceitual extraído de uma amostra microscópica real do PROJETO POTIRIBU, na qual se discriminam as áreas distintas ante o feixe de elétrons do microscópio. A superfície branca na Figura 4.1 (inferior) representa a superfície do solo sem vazios, limitada à resolução usada na imagem. Na mesma figura, as áreas em tons de cinzas representam as paredes dos vazios que pertencem ao poro, porém não cortam o plano de perpendicular de exposição. Ou seja, essas novas áreas são as paredes internas do poro, que chegam a ser imageadas pelo feixe de elétrons. No entanto, elas apresentam uma resposta menor ao microscópio conforme uma determinada tortuosidade do poro. Finalmente, as áreas totalmente escuras representam a parte do vazio em que o microscópio eletrônico recebe um tipo de resposta, no contador digital, suficientemente baixa para considerar essa região profunda ao alcance do microscópio, ou seja, que essas áreas evidenciam um volume interno e uma continuidade do poro. A redução da área do vazio é:

$$\beta^* = \sum_j \sum_i ANP_{ij} \div \sum AV_j \quad (4.16).$$

A expressão  $\sum_i ANP_{ij}$  na Equação 4.16 é o somatório das  $i$  áreas não-perpendiculares ao feixe de elétrons no  $j$ -ésimo vazio. As  $ANP_{ij}$  são internas e discretizadas através por células regulares (*pixels*) das paredes internas do poro. Assim, os poros variam conforme  $j = \{1, \dots, N^*\}$ , e suas  $ANP_i$  conforme  $i = \{1, \dots, R_j^*\}$ .

A suposição que impera na Equação 4.16 é a avaliação bidimensional que destaca a aproximação da diminuição da área total do poro na base do plano a  $90^\circ$  do feixe de elétrons. É bom destacar que a classificação de áreas totalmente infranqueáveis (superfícies brancas), totalmente franqueáveis (superfícies pretas) e as ANP (superfícies em tons de cinzas) é posterior

à análise assistida pela consulta ao profissional operador do microscópio que participa na classificação.

Usando a fórmula da superfície de um círculo cuja superfície represente o valor médio das  $N^*$  superfícies de vazios contidas numa  $AE$ , é possível derivar qual o diâmetro médio (via  $\frac{1}{4}\pi d_e^{*2}$ ) é estimado dessa superfície média. Assim, a partir das Equações 4.15 (superfície total de vazios) e 4.16 (superfície de vazios considerando as paredes internas), estimam-se os diâmetros médios equivalentes de uma  $AE$ , conforme:

$$d_{e\phi^*} = 1,128 (N^{*-1} \sum_j AV_j)^{1/2}$$

$$d_{e\beta^*} = 1,128 [N^{*-1} (1-\beta^*) \sum_j AV_j]^{1/2} \quad (4.17),$$

sendo  $d_{e\beta^*} < d_{e\phi^*}$ . Na Equação 4.17, é explicitada a inferência sobre o valor médio de um poro representativo da amostra. Por outro lado, fazendo o produto:

$$\phi^*(1-\beta^*) \cdot h_{de^*} \quad (4.18)$$

sendo  $h_{de^*}$  uma altura ou profundidade do poro para um diâmetro equivalente  $d_{e^*}$ , é possível estimar um volume efetivo de passagem de fluxo. O uso da Equação 4.18 supõe dois princípios. Primeiro, que o comportamento irregular das paredes de poros não-alterados e imageados num plano de análise microscópica ( $\approx 90^\circ$ ) tenda a se repetir de forma aleatória nas paredes internas, não-imageadas microscópicamente, do poro respectivo. Segundo, para fazer comparações entre tipos de solo, propõe-se que as propriedades e relações para conformar o produto da Equação 4.18 mudam de forma gradativa, de maneira tal a acompanhar uma mudança no volume efetivo  $Ve^*$  de passagem d'água ( $Ve^* < VRE$ ). Respeitada a primeira hipótese, a Equação 4.18 pode ser

entendida como uma forma de relacionar o  $Ve^*$  com (1) a área de exposição AE durante a análise microscópica e (2) a altura ou profundidade característica. Nesses termos, pode-se rescrever a Equação 4.18 como:

$$Ve^* \propto AE h_{de}^* \quad (4.18b)$$

sendo necessária uma constante para alcançar a igualdade. Essa constante depende de  $N^*$ ,  $AV_j$  e  $ANP_{ij}$ , isto é, do número de vazios e das superfícies dentro dos perímetros  $\Phi_j$  e das suas correspondentes áreas de redução. No caso de  $N^*$  aumentar o suficiente, pode-se abordar uma terceira hipótese, porém não aplicada neste Capítulo 4, acerca do Volume Representativo Elementar VRE (Bear, 1972; Beven e Germann, 1982; Vogel e Roth, 1998) e a Área Representativa Elementar ARE. Nessas escalas, a heterogeneidade da escala de poro apresenta parâmetros físicos em termos somente estatísticos e que servem para a transferência de informação às escalas vizinhas. Cumprindo esses quesitos, pode-se inferir e acondicionar a Equação 3. 4.18b para a sua aplicação a uma ARE e VRE, respectivamente.

### 4.3.3 A analogia de Hazen-Poiseuille e Darcy-Buckingham na escala de poro

Para o  $j$ -ésimo vazio do solo com diâmetro equivalente na faixa de micro, meso ou macroporos (isto é, com uma seção cilíndrica com diâmetro equivalente  $d_{ej}$ , em que as forças de viscosidade predominam sobre efeitos de inércia), pode-se supor um fluxo laminar. Daí é de esperar uma perda de carga  $h_f$  [m] estimada pela equação de Hazen – Poiseuille como:

$$\Delta h_j = 32 \eta L_j V (\rho_w g d_{ej}^2)^{-1} \quad (4.19),$$

em que  $\eta$  é a viscosidade dinâmica do fluido [ $\text{kg m}^{-1} \text{s}$ ] e equivalente ao produto  $\nu \cdot \rho_w$ , sendo  $\nu$  a viscosidade cinemática do fluido [ $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ]. Na Equação 4.19,  $L_j$  é o comprimento do  $j$ -ésimo vazio,  $V$  a velocidade média do fluxo [ $\text{m s}^{-1}$ ],  $\rho_w$  a densidade do fluido [ $\text{kg m}^{-3}$ ] e  $g$  a aceleração da gravidade ( $\approx 9,81 \text{ m s}^{-2}$ ). A vazão [ $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ], isto é, o produto da área transversal do vazio pela velocidade média do fluxo, é igual a:

$$Q_j = \pi \cdot d_{e_j}^4 \cdot g \cdot \Delta h_j \cdot (128 \cdot \nu \cdot L_j)^{-1} \quad (4.20).$$

Supondo que na área da vizinhança do  $j$ -ésimo vazio, obtida via área exposta via microscópio, ou  $AE$ , existem outros  $(N^*-1)$  vazios com características diferentes quanto aos diâmetros equivalentes ( $d_e$ ) e à tortuosidade interna dos vazios ( $\tau$ ). Sobre a  $AE$  se produz o fluxo através dos vazios devido à existência de um gradiente hidráulico

$$i_{hAE} = \Delta h_{AE} \cdot (\Delta L)^{-1} \quad (4.21),$$

sendo  $\Delta h_{AE}$  a perda de carga que se produz pela existência do fluxo através de uma seção transversal, a qual é porosa, igual à  $AE$  e ao longo de uma trajetória linear igual a  $\Delta z$ . Desprezando-se as componentes instantâneas de velocidades em três dimensões, o fluxo é considerado unidimensional ao longo do volume  $AE \cdot \Delta L$  e laminar ao longo de todos os vazios. Com essas considerações, a equação da vazão  $Q_{AE}$  é igual a:

$$Q_{AE} = K \cdot AE \cdot i_{hAE} \quad (4.22),$$

sendo  $K$  a condutividade hidráulica do meio. Se o meio estiver não-saturado, a carga hidráulica é composta da componente gravitacional  $L = z$ , mais a altura correspondente à tensão  $\psi$ , transformando-se a Equação 4.22 em

$$Q_{AE(\theta)} = K(\theta) \cdot AE \cdot \partial[z + \psi] / \partial z. \quad (4.22b).$$

Dado que a Equação 4.22 é o efeito do somatório de vazões pelos vazios  $j = \{1, \dots, N^*\}$ , ao integrar a Equação 4.20 ao longo do volume  $(AE \cdot \Delta L)$ , tende-se ao mesmo resultado que na Equação 4.22. A hipótese em jogo é que os vazios interconectados no meio poroso atuam como inúmeros cilindros imaginários, cujo somatório de vazões produzem uma vazão total igual à vazão na Equação 4.22, e, se existir fluxo saturado, ele pode ser expresso através da proporcionalidade do tipo:

$$\sum_j Q_j = \pi \cdot g \cdot (128 \cdot \nu)^{-1} \cdot \sum_j (d_{ej}^4 \cdot \Delta h_j \cdot L_j^{-1}) \propto K_s \cdot AE \cdot i_{hAE} \quad (4.23).$$

Pode-se considerar que  $\sum_j (d_{ej}^4 \cdot \Delta h_j \cdot L_j^{-1})$  tende a um valor constante igual ao produto dos  $N^*$  vazios pela esperança matemática das características geométricas e hidráulicas dos mesmos, isto é:

$$\sum_j (d_{ej}^4 \cdot \Delta h_j \cdot L_j^{-1}) \rightarrow \text{Constante} = N^* E [ d_{ej}^4 \cdot \Delta h_j \cdot L_j^{-1} ] \equiv N^* \cdot d_e^{*4} \cdot \Delta h^* \cdot (L^*)^{-1} \quad (4.24).$$

As variáveis com asteriscos na Equação 4.24 representam os valores esperados, em nível microscópico, do diâmetro equivalente, da perda de carga e do comprimento do poro, respectivamente. O gradiente hidráulico médio dos vazios  $\Delta h^* \cdot (L^*)^{-1}$ , dado o caminho tortuoso

do fluido pelas paredes dos vazios, é proporcional ao gradiente hidráulico  $i_{hAE}$ . A constante de proporcionalidade entre esses dois gradientes hidráulicos é denominada tortuosidade  $\tau$ , isto é:

$$i_{hAE} = \tau \Delta h^* (L^*)^{-1}$$

As características geométricas dos poros, ao serem intersectados com um plano perpendicular ao fluxo (por exemplo no plano  $AE$ ), representam o comportamento médio esperado, isto é  $E [ d_{ej}^4 \cdot \Delta h_j \cdot L_j^{-1} ]$ . Essa suposição é de que a realização do arranjo poroso nesse plano hipotético, sendo este arranjo um dos possíveis arranjos que o meio pode ter no volume ( $AE \Delta L$ ), implica avaliar um princípio de ergodicidade do meio poroso. Isto somente é possível no cômputo de valores médios a partir de um comportamento num volume de controle, como por exemplo a inferência de diâmetro equivalente derivado do ajuste da curva de retenção, conforme a lei de Young-Laplace. No entanto, para amostras microscópicas isto é alcançado parcialmente, pelo número discreto de planos perpendiculares da análise (Vogel e Roth, 1998; Silva *et al.*, 1998). Nesse Capítulo 4 da Tese, não foram avaliados vários planos perpendiculares; portanto, as estimativas quantitativas servem para comparação numa escala local de análise. Reescrevendo a Equação 4.17 na forma

$$\frac{1}{4} \cdot \pi \cdot d_e^{*2} = N^{*-1} \cdot \sum_j \cdot AV_j = \varphi^* \cdot AE \cdot N^{*-1},$$

$$\frac{1}{4} \cdot \pi \cdot d_e^{*2} = \varphi^* \cdot (1-\beta^*) \cdot AE \cdot N^{*-1} \quad (4.17b),$$

e substituindo na Equação 4.24, chega-se aos limites inferior e superior para o fluxo saturado:

$$\begin{aligned} \varphi^* (d_e \varphi^*)^2 32^{-1} &= K_s \eta (\rho_w g)^{-1} \tau && = K_{i_{sup}} \cdot \tau \\ \varphi^* (1-\beta^*) (d_e \beta^*)^2 32^{-1} &= K_s \eta (\rho_w g)^{-1} \tau && = K_{i_{inf}} \cdot \tau \end{aligned} \quad (4.25).$$

A Equação 4.25 é uma expressão do tipo Kozeny-Carmanm (com variantes na nomenclatura aqui empregada). No membro da direita,  $K_i$  é a permeabilidade específica ou condutividade intrínseca [ $m^2$ ] e representa uma característica do meio. A Equação 4.25 é aplicável num meio poroso ideal, conforme referido antes, com vazios isolados, equidimensionais no seu percurso e que são conetados entre si através de interstícios de menor tamanho (Revil e Cathles, 1999). De fato, esses interstícios de conexão entre vazios controlam o transporte, mas contribuem pouco para a estimativa da porosidade do meio. O limite inferior da Equação 4.25 significa dar um peso máximo de  $(1-\beta^*)$  de redução da área de passagem do fluxo. Ao contrário, o limite superior da Equação 4.25 representa um cenário ideal, no qual os vazios analisados em diferentes *AEs* (em superfície) representam fielmente as características internas de uma amostra do solo (em volume).

Na condutividade hidráulica, influem, além da natureza do solo, a massa específica e a viscosidade do fluido, que são função da temperatura e da pressão. Quando a temperatura do meio variar no intervalo entre 10 e 30 °C, a variação de  $(\rho_w g)$  é menor a 0,05 % / °C. No entanto,  $\eta$  tem variações de até 4% / °C, o que pode levar a variações importantes (Prevedello, 1996). Porém, o membro da esquerda da Equação 4.25 é obtido por considerações geométricas da escala local de trabalho. A igualdade na Equação 4.25 é alcançada quando as condições de ergodicidade são satisfeitas, isto é quando existir um número estatisticamente alto de planos perpendiculares ao fluxo com superfícies *AE*, como para assegurar que o valor esperado de uma realização geométrica seja o valor esperado do *VRE* da amostra.

## 4.4 Aplicação

As aplicações, resultados e respectivas discussões deste Capítulo 4 são apresentadas na escala de pedon (subitem 4.4.1) e de poro (subitem 4.4.4), respectivamente.

### 4.4.1 Aplicação na escala de pedon

Foram aplicadas as soluções analíticas e/ou numéricas para todas as profundidades entre 10 e 100 cm do perfil de solo de terra roxa estruturada conforme os resultados apresentados na Tabela 3.2 e na Tabela 3.3 (Capítulo 3). Os resultados aqui apresentados e discutidos referem-se às profundidades de 20, 40 e 100 cm.

### 4.4.2 Resultados das incertezas paramétricas

A Tabela 4.1 apresenta os intervalos de confiança das estimativas do conteúdo volumétrico do sistema secundário, da condutividade hidráulica de pseudo-saturação, e os diâmetros equivalentes dos ajustes uni e bimodal.

Tabela 4.1- Intervalos de confiança de 95 % das estimativas de conteúdo volumétrico do sistema secundário ( $\xi$ ), condutividade hidráulica relativa de pseudo-saturação  $Kr(\theta_{ps})$  e diâmetros equivalentes dos ajustes unimodal e bimodal por pseudo-saturação.

| Z<br>[cm] | $\xi \pm s_\xi$<br>[ad im.] | $Kr(\theta_{ps}) - Kr(\theta_{ps}) +$<br>[ad im.] |                      | Unimodal                       |                                | Bimodal por pseudo-saturação   |                                |                                |                                |
|-----------|-----------------------------|---|----------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
|           |                             |   |                      | de <sub>u-</sub><br>[ $\mu$ m] | de <sub>u+</sub><br>[ $\mu$ m] | de <sub>1-</sub><br>[ $\mu$ m] | de <sub>1+</sub><br>[ $\mu$ m] | de <sub>2-</sub><br>[ $\mu$ m] | de <sub>2+</sub><br>[ $\mu$ m] |
| 10        | 0,578 $\pm$ 0,053           | 1,42 $\cdot 10^{-6}$                              | 7,40 $\cdot 10^{-5}$ | 69,5                           | 641,0                          | 6,2                            | 7,9                            | 75,0                           | 153,0                          |
| 20        | 0,519 $\pm$ 0,051           | 1,22 $\cdot 10^{-5}$                              | 4,89 $\cdot 10^{-5}$ | 74,3                           | 277,2                          | 10,4                           | 12,7                           | 118,8                          | 243,6                          |
| 30        | 0,506 $\pm$ 0,119           | 6,94 $\cdot 10^{-6}$                              | 1,79 $\cdot 10^{-3}$ | 35,7                           | 187,3                          | 6,0                            | 8,8                            | 47,4                           | 97,8                           |
| 40        | 0,419 $\pm$ 0,090           | 2,78 $\cdot 10^{-5}$                              | 7,73 $\cdot 10^{-4}$ | 30,0                           | 149,9                          | 7,9                            | 9,9                            | 52,4                           | 130,9                          |
| 50        | 0,503 $\pm$ 0,082           | 1,31 $\cdot 10^{-5}$                              | 7,06 $\cdot 10^{-4}$ | 50,8                           | 244,0                          | 7,6                            | 10,4                           | 62,9                           | 160,1                          |
| 60        | 0,486 $\pm$ 0,095           | 1,29 $\cdot 10^{-5}$                              | 6,87 $\cdot 10^{-3}$ | 45,0                           | 237,2                          | 7,1                            | 10,0                           | 55,1                           | 149,8                          |
| 70        | 0,530 $\pm$ 0,140           | 1,01 $\cdot 10^{-6}$                              | 3,85 $\cdot 10^{-2}$ | 32,5                           | 199,8                          | 5,3                            | 8,4                            | 43,9                           | 76,1                           |
| 80        | 0,575 $\pm$ 0,044           | 6,94 $\cdot 10^{-7}$                              | 8,15 $\cdot 10^{-5}$ | 53,9                           | 375,5                          | 6,2                            | 7,4                            | 62,1                           | 84,6                           |
| 90        | 0,477 $\pm$ 0,049           | 7,20 $\cdot 10^{-6}$                              | 1,24 $\cdot 10^{-4}$ | 38,1                           | 232,5                          | 7,4                            | 8,8                            | 63,9                           | 105,4                          |
| 100       | 0,558 $\pm$ 0,059           | 5,64 $\cdot 10^{-7}$                              | 1,24 $\cdot 10^{-4}$ | 46,2                           | 477,7                          | 6,3                            | 7,9                            | 69,0                           | 91,7                           |

Na Figura 4.2 apresentam-se as Soluções Analíticas dos intervalos de confiança pela Equação 4.9 a partir das estimativas de variância, usando a Equação 4.10 para o ajuste unimodal (linha tracejada) e para o ajuste bimodal por pseudo-saturação (traços longos com cruces), usando a Equação 4.11. Esses intervalos de confiança são estimados para o horizonte na profundidade de 20 cm ( $z=20$  cm) e representam 95 % de probabilidade de conter a distribuição dos dados. É de se observar que o intervalo de confiança cuja solução analítica é realizada via ajuste bimodal e analítico contém as observações da curva  $\theta(\psi)$  experimental (Figura 4.2). No entanto, o intervalo de confiança cuja solução analítica é realizada via ajuste unimodal apresenta certa tendenciosidade na faixa de  $|\psi| > 500$  cm, embora o conteúdo de água residual para ambos ajustes,  $\theta_r$ , seja o mesmo.

Para a mesma profundidade  $z = 20$  cm e para o ajuste bimodal via solução numérica, o coeficiente de variação  $CV[\theta]$  apresenta uma perfeita concordância com bimodal analítica, isto é  $CV(\text{Bi,A}) \approx CV(\text{Bi,N})$  (Figura 4.3a, superior). Da mesma forma, é apresentada a solução unimodal analítica ( $CV(\text{Uni,A})$ ), comparada com a solução unimodal numérica ( $CV(\text{Uni,N})$ ) que, para  $z=20$  cm, apresentam iguais valores.

Na Figura 4.3b (inferior), aparecem as comparações  $CV(\text{Bi,A})$  e  $CV(\text{Bi,N})$  para as profundidades de  $z=20$  cm (Figura 4.2a, superior),  $z=40$  cm e  $z=100$  cm. Por um lado, para as profundidades  $z > 20$  cm os  $CV[\theta]$  são maiores, assim como as diferenças entre as soluções analíticas e numéricas tendem a crescer, porém todas elas não superando 0,5 % de  $\theta$ .

Por outro lado, para as três profundidades existem máximos de  $CV[\theta]$  no intervalo da saturação efetiva entre  $0,6 < S_e < 0,9$ , porém para  $z = 100$  cm existe um segundo máximo para o valor de  $S_e \cong 0,2$  (na faixa do sistema primário). Nesse intervalo  $CV(\text{Bi,N}) > CV(\text{Bi,A})$ , o que se

deve principalmente em função de que (1) pequenas variações para conteúdos baixos de umidade podem significar saltos esporádicos em  $CV[\theta]$ , e também porque (2) a verdadeira distribuição dos erros em  $\theta$  pode ser de uma natureza não-normal como a pela Equação 4.9.

Na Figura 4.4, aparecem os intervalos de confiança de  $Kr(\theta)$  e  $Kr(\psi)$  para os ajustes unimodal e bimodal para a profundidade de  $z=20$  cm, e apresentadas para um intervalo  $1 \cdot 10^{-7} < Kr(.) < 1$ . Embora  $Kr_b^{(20)} < Kr_u^{(20)}$  para  $|\psi| > 10$  cm (ver Capítulo 3), os intervalos de confiança apresentam  $var[ Kr_b ]^{(20)} < var[ Kr_u ]^{(20)}$ . Já no intervalo  $|\psi| < 10$ , o ajuste bimodal e o correspondente intervalo de confiança são maiores que o ajuste e intervalo unimodal.

Fisicamente, isso pode ser interpretado como um acompanhamento da porosidade do solo: os intervalos de tensão que incluem existência dos sistemas secundários de meso e/ou macroporos apresentam uma incerteza física maior que o método unimodal que não considera esses domínio de poros. A existência de meso- e macro-poros fornece melhores condições para o fluxo para baixas tensões, (digamos  $0 < |\psi| < 10$  cm) que o ajuste unimodal. Para as  $|\psi| > 10$  cm, a heterogeneidade na porosidade da amostra impede que o fluxo desenvolva-se de forma igual a uma amostra com porosidade uniforme (ajuste unimodal). Por isso, o ajuste bimodal tende às estimativas  $Kr(.)$  menores que as estimativas unimodais, às custas de que os intervalos de confiança unimodais crescem em comparação aos bimodais conforme  $|\psi|$  altos.

Na Figura 4.5 (superior), são representados os ajustes unimodal e bimodal à curva de retenção de  $z=40$  cm. Os respectivos intervalos de confiança analíticos de  $\theta$  e os intervalos de confiança de  $Kr()$  aparecem na Figura 4.5 (inferior) e Figura 4.6, respectivamente. Para  $z=40$  cm da Figura 4.6,  $Kr_b(\theta)^{(40)} \rightarrow Kr_u(\theta)^{(40)}$  para  $\theta \rightarrow \theta_s$ , embora nem os intervalos nem as estimativas aproximem-se para gráfico  $Kr(\psi)$ . Essa tendenciosidade de divergência nos intervalos de confiança e as estimativas de ambos ajustes residem na sensibilidade do expoente  $\zeta$  (Equação

3.5b, Capítulo 3). Na Figura 4.7 e Figura 4.8, são apresentadas as respectivas curvas dos ajustes e intervalos de confiança da  $\theta(\psi)$  e de  $Kr(\theta)$  e  $Kr(\psi)$ , respectivamente, para  $z = 100$  cm. A incerteza na curva de retenção unimodal reflete o menor ajuste às observações com relação à abordagem bimodal. O comportamento de  $Kr_b^{(100)} > Kr_u^{(100)}$  para  $|\psi| < 40$  cm (ver Figura 3.15, Capítulo 3), sendo este limite superior ao das outras profundidades, oferece um intervalo maior de tensões, cumprindo-se que  $var[Kr_b]^{(100)} > var [Kr_u]^{(100)}$ . Porém, para  $|\psi| > 40$  cm, a ordem de grandeza de  $var [Kr_b]^{(100)} \ll var [Kr_u]^{(100)}$ .

#### 4.4.3 Discussão dos resultados das incertezas paramétricas na escala de pedon

Os resultados são discutidos a partir das componentes analíticas de  $var[\theta]$  (subitem 4.4.3.1), das comparações entre as componentes das soluções analíticas e numéricas de  $var[\theta]$  e  $var[Kr]$  (subitem 4.4.3.2), da comparação entre os coeficientes de variação de  $Kr_u$  e  $Kr_b$  para as profundidades-teste (subitem 4.4.3.3), e das variâncias da macroporosidade, da sua condutividade-profundidade e dos diâmetros equivalentes (subitem 4.4.3.4).

##### 4.4.3.1 Componentes analíticas em $var[\theta]$

Na Figura 4.9, são apresentados os pesos relativos de cada componente da variância do ajuste bimodal da  $\theta(\psi)$ , para  $z = 20$  cm, em função de  $S_e$  (parte superior) e  $|\psi|$  (parte inferior), na forma:

$$\{ (\partial f / \partial x_i) (\partial f / \partial x_j) cov[x_i, x_j] \} \cdot var[\theta]^{-1} = var[x_{ij}] \cdot var[\theta]^{-1} \quad (4.26).$$

A Equação 4.26 é simplesmente o quociente entre as componentes de variância pela aproximação de primeira ordem (Equação 4.10 no caso unimodal, e Equação 4.11 no caso

bimodal por pseudo-saturação). Os parâmetros  $[x_i, x_j]$  aparecem nas legendas no lado direito da Figura 4.9, e as discussões se complementam com os resultados da Tabela 3.3 (Capítulo 3).

Na Figura 4.9 ( $z=20$  cm), é evidente a influência de  $n_b$  na incerteza do ajuste conforme o diâmetro equivalente de poros diminui, ou  $|\psi|$  aumente (linha verde com triângulos). A influência de  $\alpha_2$  é máxima próxima da tensão  $|\psi| \approx 11$  cm para o sistema secundário, embora diferente do valor  $|\psi^*|_2 = 17,6$  cm (Tabela 3.3, Capítulo 3), e decrescendo para os poros maiores com uma taxa de decaimento menor que para os poros menores. Praticamente no intervalo de  $|\psi| < 11$  cm, entre o 65 e 80 % da variância é explicada pelo comportamento de  $\alpha_2$ , embora exista um incipiente aumento da sensibilidade de  $n_b$  para esse intervalo de tensões.

Por outro lado,  $\theta_{ps}$  tem um comportamento intermediário, com sua máxima influência quando se aproximar do valor  $0,479 \pm 0,002 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  do ajuste bimodal. No horizonte  $z = 20$  cm, uma única componente de  $\text{var}[\theta]$  tem o sinal negativo que corresponde à  $\text{corr}(\alpha_1, n_b)$  (Tabela 3.3, Capítulo 3). Assim, o efeito de  $n_b$  é marcadamente superior que o de  $\alpha_1$  para a faixa de poros pequenos.

Na Figura 4.10 e Figura 4.11, apresentam-se curvas semelhantes para as profundidades de  $z=40$  e  $z=100$  cm. Nesses casos, a diferença de  $z=20$  cm, existem duas componentes com sinal negativo na composição da variância total:  $\text{corr}(\alpha_1, n_b)$  e  $\text{corr}(\alpha_2, n_b)$ . A primeira delas é quase zero para  $z=100$ , porém o seu valor é  $-0,319$  (Tabela 3.3, Capítulo 3) para  $z=40$  cm. Nessas duas profundidades, a influência de  $n_b^{(z=100)} = 4,926 \pm 0,558$  é abrupta, especialmente para  $15 < |\psi| < 40$  cm onde esse parâmetro controla, em magnitude, mais de 100 % de  $\text{var}[\theta]$ . O comportamento moderado de  $n_b^{(z=40)} = 3,633 \pm 0,324$  mostra uma influência menor a 100 % de  $\text{var}[\theta]$  próxima à saturação.

Para  $z= 40$  e  $z=100$  cm, as componentes relativas ao  $n_b$  e  $\alpha_2$  igualam-se num valor próximo aos 58 % de  $var[\theta]$  e para tensões de -5 cm e -15 cm, respectivamente nessas duas profundidades. Esse comportamento repete-se para a componente de  $cov[n_b, \alpha_2]$ , com diâmetros equivalentes da ordem entre 600 e 200  $\mu\text{m}$ . Essa igualdade das componentes, no caso de  $z= 20$  cm, se produz para  $|\psi| \approx 250$  cm, ou seja, só no domínio dos microporos ( $d_e \approx 12 \mu\text{m}$ ). Para  $d_e > 60 \mu\text{m}$  no horizonte com  $z= 20$  cm, a influência de  $\alpha_2$  é alta e única.

#### 4.4.3.2 Componentes analíticas e numéricas de $var[\theta]$ e efeitos em $var[Kr(\theta)]$

Nas ordenadas da Figura 4.12, Figura 4.13 e Figura 4.14, são comparadas as principais componentes analíticas (linhas contínuas) e numéricas (símbolos sem linhas) do ajuste unimodal e bimodal, para  $z= 20, 40$  e  $100$  cm, respectivamente. Elas são graficadas segundo diferentes valores de saturação efetiva  $S_e$ .

Nos ajustes unimodais (Figuras 4.12, 4.13, 4.14; gráficos superiores), a concordância entre ambas componentes analíticas e numéricas é total, havendo uma plena superposição de resultados. Para a abordagem bimodal (Figuras 4.12, Fig. 4.13, Fig. 4.14; gráficos inferiores), as diferenças entre ambas estimativas analíticas e numéricas é da ordem de até  $\pm 1,5$  % no caso de  $\theta_{ps}^{(20)}$ , e de até  $\pm 2,1$  % para  $\alpha_1^{(20)}$ . Essas diferenças chegam a ordens de  $\pm 7,3$  % ( $\theta_{ps}^{(40)}$ ) e de  $\pm 4,2$  % ( $\theta_{ps}^{(100)}$ ), se comparadas com  $\pm 4,5$  % ( $\alpha_1^{(40)}$ ) e  $\pm 4,8$  % ( $\alpha_1^{(100)}$ ) para profundidades maiores.

A diferença das componentes de variância devido a  $n_b$  evidentemente depende do  $|n_b|$ , já que, sendo a influência desse parâmetro muito forte para  $z= 40$  cm e  $z= 100$ , as diferenças entre as aproximações analítica e numérica crescem até a ordem de  $\pm 9$  % e  $\pm 2,1$ % para essas profundidades, embora essas diferenças aconteçam em intervalos de  $S_e$ , nos quais não se

produzam os máximos de  $var[\theta]$ . As diferenças das abordagens analítica e numérica podem ser avaliadas por vários cenários críticos.

**Primeiro cenário:** supõe-se uma condição crítica de que as diferenças entre a aproximação numérica e a aproximação analítica para o parâmetro com maiores diferenças,  $\theta$ : (1) chegassem até 10 % de  $var[\theta]$ , e (2) ocorreram no intervalo de umidade em que  $var[\theta]$  é máximo, num valor característico (p. ex.  $\theta = \theta_{ps}$ ). Essa diferença representaria um erro absoluto devido ao parâmetro  $n_b$  para uma profundidade  $z$  que em termos de  $\theta$  é igual a  $|\varepsilon_{\theta|n_b}^{(z)}$ , adotando os valores :

$$|\varepsilon_{\theta|n_b}^{(20)} \leq 0,0007 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$$

$$|\varepsilon_{\theta|n_b}^{(40)} \leq 0,0021 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$$

$$|\varepsilon_{\theta|n_b}^{(100)} \leq 0,0013 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$$

Esse cenário extremo representaria erros relativos do conteúdo volumétrico para uma profundidade “z” (ver colunas 2 e 3 da Tabela 3.2, Capítulo 3) expressos por:

$$|E_{\theta|n_b}^{(z)} = |\varepsilon_{\theta|n_b}^{(z)} \cdot [(\theta_s - \theta_r)^{(z)}]^{-1} \cdot 100 \quad (4.27)$$

de 0,9 % para  $z=20$  cm, de 2,3 % para  $z=40$  cm e de 1 % para  $z=100$  cm. Esses resultados significam ordens de magnitude ainda baixos para as curvas  $\theta(\psi)$  analisadas no Capítulo 3 e Capítulo 4.

**Segundo cenário:** é igualmente crítico e complementar ao primeiro cenário a partir dos erros da estimativa de  $\theta_{ps}$ . Na Tabela 3.3 (Capítulo 3, coluna 2), os desvios-padrões de  $\theta_{ps}$  para as

três profundidades acima mencionadas são de  $\pm 0,002$ ,  $\pm 0,004$  e  $\pm 0,003 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ , respectivamente. Isso mostra que os erros obtidos das duas aproximações (analítica e numérica) através da Equação 4.27 do primeiro cenário crítico estão dentro do erro da estimativa de  $\theta_{ps}$ .

**Terceiro cenário:** crítico e alternativo é aproximar a máxima diferença entre as soluções analítica e numérica de  $var[S_e=(\theta-\theta_t)/(\theta_s-\theta_t)]$  com o desvio padrão da estimativa de  $\theta_{ps}$  no conteúdo volumétrico relativo de pseudo saturação,  $\xi$ , na forma:

$$|E_{S_e}|_{\theta_{ps}}^{(z)} = \text{máx} \{ |E_{S_e}|^{(z)} \} \approx S_{(1-\xi)}^{(z)} \equiv S_{\xi}^{(z)} \quad (4.28).$$

Este cenário é equivalente à propagação da variância de acordo com a forma analítica da Equação 4.13, reconhecendo que  $var[Kr(\theta_{ps})]$  é função  $var[\theta_{ps}]$ . Combinando a Equação 4.13 e a Equação 4.28, os intervalos de confiança da  $Kr(\theta_{ps})$  são (Tabela 4.1) :

$$1,22 \cdot 10^{-5} \leq Kr(\theta_{ps})^{(20)} \leq 4,89 \cdot 10^{-5} \text{ para } 20 \text{ cm,}$$

$$2,78 \cdot 10^{-5} \leq Kr(\theta_{ps})^{(40)} \leq 7,73 \cdot 10^{-4} \text{ para } 40 \text{ cm, e}$$

$$5,64 \cdot 10^{-7} \leq Kr(\theta_{ps})^{(100)} \leq 1,24 \cdot 10^{-4}.$$

Embora as diferenças nas aproximações numéricas e analíticas afetem realmente pouco  $var[Kr(\theta)]$ , esses resultados expressam o seguinte: que 1 ordem de magnitude do intervalo  $Kr(\theta_{ps})^{(20)}$  representa em torno de 2 e 4 ordens de magnitude das  $Kr(\theta_{ps})^{(40)}$  e  $Kr(\theta_{ps})^{(100)}$ . Isso revela, então, uma tendência à anisotropia no perfil do *Oxisolo*.

Os cenários críticos referidos levam a decompor a incerteza na condutividade hidráulica não-saturada por pseudo-saturação (subitem 4.4.3.3), como também a sua comparação em termos de coeficientes de variação pelo ajuste unimodal (subitem 4.4.3.4).

#### 4.4.3.3 Componentes de $var[Kr_b(\theta)]$ e $var[Kr_b(\psi)]$

As relações derivadas na Equação 3.18 (Capítulo 3) expressa  $Kr_b = f_1(\theta, \theta_{ps}, n_b)$  e  $Kr_b = f_2(\psi, \alpha_i, n_b)$ . Dessa forma, a Figura 4.15, Figura 4.16 e Figura 4.17 apresentam as relações das componentes numéricas da variância da estimativa da condutividade hidráulica bimodal de pseudo-saturação, expressas pelo conteúdo de umidade (superior) e pela tensão (inferior) como:

$$var [Kr_b(\theta)] \approx var [Kr_b(\theta_{ps}, n_b)]$$

$$var [Kr_b(\psi)] \approx var [Kr_b(\alpha_i, n_b)]$$

para 20, 40 e 100 cm de profundidade. No caso do parâmetro  $\alpha_i$ , o subíndice  $i = 1$  quando  $\theta \leq \theta_{ps}$  ou  $i = 2$  conforme  $\theta > \theta_{ps}$ . Foram indicadas nessas figuras o intervalo de  $\xi$  (Figuras 4.15, 4.16 e 4.17, gráficos superiores) e as tensões equivalentes para  $\alpha_1^{-1}$  e  $\alpha_2^{-1}$  dos ajustes (gráficos inferiores).

A componente da variância de  $n_b$  (gráficos superiores) apresenta um comportamento crescente quando:  $\theta \rightarrow \theta_s$  e  $\theta \rightarrow \theta_t$ , chegando até um 100 % de  $var[Kr]$  nos extremos das abscissas para as três profundidades analisadas. Em correspondência, o parâmetro  $\theta_{ps}$  apresenta valores próximos a zero nos extremos de umidade volumétrica, decrescendo de forma monótona, e apresentando um máximo absoluto ao se aproximar da sua estimativa correspondente. Em termos de tensão (gráficos inferiores), o comportamento de  $n_b$  fornece uma contribuição quase

nula para  $|\psi|=\alpha_2^{-1}$ , uma região onde a componente de  $\alpha_i$  apresenta máxima contribuição (contribuição de 100 % à  $\text{var}[Kr(\psi)]$ ). A demonstração de uma mais acentuada e localizada contribuição à variância para  $\theta = \theta_{ps}$  com o aumento da profundidade está em realidade em função da estimativa  $n_b$ , sendo  $n_b^{(20)} < n_b^{(40)} < n_b^{(100)}$ . Esse fator contribui, também, para uma distribuição mais abrupta da porosidade equivalente (Cap. 3).

#### 4.4.3.4 Comparação entre $CV[Kr_u(\theta)]^{(z)}$ e $CV[Kr_b(\theta)]^{(z)}$

Definida a variável aleatória  $Yk_r = Ln[Kr(\theta)]$ , a Figura 4.18 apresenta nas ordenadas a comparação entre os coeficientes de variação entre as abordagens uni e bimodal. Esses coeficientes são aproximados na formas uni e bimodal por :

$$CV [ Yk_u(\theta) ]^{(z)} \approx \{ \text{var} [ Yk_u^{(z)}(\theta) ] \}^{1/2} \cdot [ Yk_u^{(z)}(\theta) ]^{-1}$$

$$CV [ Yk_b(\theta) ]^{(z)} \approx \{ \text{var} [ Yk_b^{(z)}(\theta) ] \}^{1/2} \cdot [ Yk_b^{(z)}(\theta) ]^{-1}$$

$$Yk_u(\theta) \neq Yk_b(\theta).$$

Ambas comparações são plotadas para diferentes valores de  $S_e^{(z)} = [(\theta - \theta_1)/(\theta_s - \theta_1)]^{(z)}$  nas abscissas. A abordagem unimodal apresenta um comportamento decrescente e monótono de  $CV[Yk_u(\theta)]^{(z)}$  conforme diminui  $S_e^{(z)}$ , e crescendo para um aumento da profundidade. No entanto,  $CV[Yk_u(\theta)]^{(z)} > CV[Yk_b(\theta)]^{(z)}$ , sendo que este último apresenta máximos locais quando  $S_e^{(z)} = (1-\xi)^{(z)}$ , principalmente pelo efeito de  $\text{var}[\theta_{ps}]$  (ver subitem 4.4.3.2). Em termos gerais há:

$$CV [ Yk_u(\theta) ]^{(z)} \approx 2 CV [ Yk_b(\theta) ]^{(z)},$$

$$\text{para } S_e^{(z)} < (1-\xi)^{(z)}.$$

#### 4.4.3.5 Componentes $var[1-\xi]^{(z)}$ , $var[Kr(\theta_{ps})]^{(z)}$ e $var[d_{ei}]^{(z)}$

Na Figura 4.19, apresentam-se os resultados de ajustes bimodais das curvas de retenção com relação às estimativas de  $(1-\xi)$  e  $Kr(\theta_{ps})$  para o perfil do *Oxisolo* entre 10 e 100 cm de profundidade. Em termos absolutos, os intervalos de variação de  $(1-\xi)$  são máximos para  $z=30$  cm e  $z=70$  cm conforme o desvio-padrão de  $\theta_{ps}$  (Fig. 4.19, superior). No entanto, um valor mínimo de variação de  $Kr(\theta_{ps})$  encontra-se para  $z=20$  cm. Assim, os limites máximos dos intervalos de variação de  $Kr(\theta_{ps})$  se apresentam grupalmente maiores para  $30 \leq z \leq 70$  cm. Finalmente, para  $z > 70$  cm, as variações são intermediárias entre as apresentadas.

Na Figura 4.20, apresenta-se  $var[d_{eu}]^{(z)}$  do ajuste unimodal e as correspondentes  $var[d_{e1}]^{(z)}$  e  $var[d_{e2}]^{(z)}$  da abordagem bimodal por pseudo-saturação. As variâncias estimadas dos diâmetros equivalentes unimodais são evidentemente maiores que as da abordagem bimodal, cubrindo uma faixa que vai desde poros de  $37 \mu\text{m}$ , em  $z=40$  cm, até macroporos de quase  $641 \mu\text{m}$  de diâmetro equivalente, para  $z=10$  cm (Tabela 4.1).

A diferença disso, o ajuste bimodal apresenta uma faixa estreita de variação de poucos microns para o sistema primário. Para o sistema secundário de mesoporos, identifica-se um máximo de até  $243 \mu\text{m}$  para  $z=20$  cm e um mínimo de  $47 \mu\text{m}$  para  $z=30$ . Isto significa que é de se esperar que nesses 10 cm exista uma variação importante da porosidade, explicada pela compactação dos solos (Capítulo 3). É provável que, nessa faixa de profundidades, as relações volumétricas da macroporosidade apresentem comportamentos extremos, entre passar de um máximo  $\xi^{(20)} = 57\%$  (pelo cálculo  $\xi^{(20)} = 0,519+0,051$ , ver Tabela 4.1) para um mínimo de  $\xi^{(30)} = 38,7\%$  (calculado por  $\xi^{(30)} = 0,506-0,119$ ).

Em termos de  $Kr_b[\theta_{ps}]$ , nas profundidades entre 20 e 30 cm, as estimativas bimodais indicam uma transição de valores na ordem de  $10^{-5}$  em  $z=20$  cm para intervalo entre  $10^{-6}$  a  $10^{-3}$  em  $z=30$  cm. Em síntese, em aproximadamente 10 cm de profundidade  $Kr_b(\theta_{ps})$ , passaria a variar até em 4 ordens de magnitude.

Até aqui, os resultados das incertezas na escala de pedon (item 4.3) apresentam duas transições significativas quanto à  $var[Kr_b(\theta_{ps})]$ : a primeira, entre 20 e 30 cm, e a segunda entre 60 e 70 cm (Figura 4.20). Para fins de intercâmbio de umidade e micronutrientes para as plantas, a transição 20-30 cm é mais importante quanto às IGBHs, e é motivo da análise microscópica explicada a seguir.

#### 4.4.4 Aplicação na escala de poro

Em termos de comportamento *geo-bio-hidrológico*, os solos da região de estudo podem se classificar em dois grupos: (1) aqueles solos que apresentam um arranjo na sua estrutura, constante ao longo do tempo, como serem os solos sob as matas nativas, ciliar e de galeria, com a abreviatura MNG, e (2) aquelas áreas cujos solos encontram-se sob agricultura intensiva, com abreviatura AGR. Disso, as incertezas dependem desses grupos de solos. Para análise da metodologia explicitada no subitem 4.3, foram coletadas amostras indeformadas dos grupos de solos MNG e AGR na mesma área de estudo para a qual se desenvolveu a metodologia explicada no subitem 4.2 e posta em prática no subitem 4.4.1 até o subitem 4.4.3.

As amostras indeformadas para análise microscópica foram coletadas na área de estudo pelo Serviço do IPH-UFRGS em cilindros de 56 mm de diâmetro e 30 mm de altura, com 3 repetições tanto para solo agrícola como para solo sob mato nativo, a profundidades entre 25 e 35cm da superfície. Como foi explicitado no Capítulo 3 e nos subitens 4.4.1, 4.4.2 e 4.4.3 deste Capítulo, este horizonte experimenta uma transição abrupta em termos de  $Kr[\theta_{ps}]$ .

As amostras foram secadas a temperaturas de até 60 °C durante 72 horas, procurando não quebrar o arranjo estrutural do solo. Logo, cada amostra recebeu uma metalização por migração de elétrons de ouro com um equipamento Sputtering Balzers SCD 040 do Laboratório de Metalurgia Física da UFRGS, à temperatura de 27 °C e com uma corrente de 50 miliampères e num vácuo de 0,12 mbar. As amostras foram pesquisadas no microscópio eletrônico JEOL JSM 5800, da Noram Instruments, no Centro de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Física da UFRGS, sendo estudadas: (1) a microfísica pelo imageamento das amostras e (2) a microquímica através do espectrografia de elementos contidos; ambas metodologias descritas em Lawes e James (1987).

Para análise microfísica, escolheram-se várias escalas de estudo a partir da áreas expostas, num intervalo  $1,48 \cdot 10^{-4} \leq AE \leq 5,43 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^2$ . Isso permite uma avaliação dos poros com diâmetros equivalentes, aproximadamente no intervalo entre  $10 \mu\text{m} \leq d_e \leq 800 \mu\text{m}$  e o seu grau de heterogeneidade. Para esse nível de detalhe e decompondo as *AEs* de cada amostra em 6300 pixels, o erro relativo nas estimativas de  $ANP_{ij}$  e  $AV_j$  não supera o valor de 1%.

Para dispor de uma correta discriminação dos poros conforme referido na metodologia (subitem 4.3), o microscópio eletrônico precisa de um ângulo de visada (abertura de campo) de 35°, trabalhando com uma diferença de voltagem entre 15 kV e 25 kV e discretizando cada imagem das *AEs* em 1024 canais. Utilizou-se 100 s de tempo de exposição de cada *AE* para permitir descrição dos elementos e seus respectivos espectros de energia. Nas amostras tratadas, este tempo mostrou-se o suficiente para alcançar a estimativa de elementos e os seus respectivos desvios padrões em não mais de 20 iterações.

Para a análise microquímica, as estimativas de concentrações pelo espectrômetro contraram-se nos seguintes elementos: Carbono (C), Oxigênio (O), Silício (Si), e na procura de

sesquióxidos de Ferro (Fe) e Alumínio (Al), assim como na inferência dos óxidos de Titânio (Ti). Esses elementos foram escolhidos a partir das análises prévias do PROJETO POTIRIBU.

Castro (1996), comparando vários perfis na região de estudo, apresenta as concentrações de micronutrientes conforme a Tabela 4.2. Por exemplo, as *caulinitas* da área de estudo, quando passam dos 20 cm de profundidade, apresentam um aumento em 20 % do conteúdo de argila, uma diminuição de quase 40 % da matéria orgânica e uma acidificação 0,7 unidades íon de hidrogênio. No entanto, nessa faixa de profundidade, o conteúdo de Fe mantém-se constante. Há, também nessa transição de profundidades, uma diminuição de 3 a 4 vezes no conteúdo de P e K e reduções de entre 6 a 7 vezes no conteúdo de Mg. Nos horizontes entre 50 e 70 cm, não existem variações significativas dos microelementos (Castro, 1996).

#### 4.4.5 Resultados na escala de poro

Das amostras coletadas *in situ*, foram escolhidas aleatoriamente subamostras que foram analisadas no microscópio. Assim, na Tabela 4.3, aparece um resumo das análises obtidas na escala de poro sobre subamostras as quais se correspondem com as imagens que aparecem na Figura 4.21 até a Figura 4.29. Em cada uma delas, aparece o espectro de energia dos elementos, num intervalo entre 0 e 12 keV. Os picos do ouro, Au, só se devem à preparação das amostras metalizando-as previamente com o dito elemento para a análise no microscópio.

Pela existência de grandes agregados nas amostras MNGs, as análises exploraram ordens de magnitude de  $AE \leq 10^{-4} \text{ cm}^2$  também nas amostras agrícolas AGRs. Porém, a máxima escala de análise de  $10^{-2} \text{ cm}^2$  foi aplicada nos dois tipos de amostras.

Tabela 4.2- Composição dos horizontes na área de estudo (adaptada de Carvalho *et al.*, 1990 e Castro, 1996).

| Solo | Z (cm)  | NH | Tipo | AR (%) | pH  | Al <sup>3+</sup> (me/dl) | H+Al (me/dl) | Ca <sup>2+</sup> (me/dl) | Mg <sup>2+</sup> (me/dl) | K (me/dl) | V <sup>(4)</sup> (%) | AlSat <sup>(5)</sup> (%) | C (%) | P (ppm) | Zn (ppm) | Cu (ppm) | Mn (ppm) | Fe <sup>3+</sup> (%) |
|------|---------|----|------|--------|-----|--------------------------|--------------|--------------------------|--------------------------|-----------|----------------------|--------------------------|-------|---------|----------|----------|----------|----------------------|
| LR3* | 0 a 20  | 1  | A    | 68     | 4,7 | 0,2                      | 4,4          | 2,6                      | 2,0                      | 0,14      | 52                   | 4                        | 1,5   | 7,0     | S/d      | S/d      | S/d      | S/d                  |
|      | 50 a 80 | 1  | B    | 74     | 4,4 | 1,0                      | 5,2          | 1,0                      | 1,0                      | 0,05      | 28                   | 33                       | 0,7   | 1,0     | S/d      | S/d      | S/d      | S/d                  |
| TR*  | 0 a 24  | 1  | Ap   | 50     | 4,4 | 0,5                      | 5,0          | 4,2                      | 2,2                      | 0,28      | 57                   | 7                        | 1,6   | 1,0     | S/d      | S/d      | S/d      | S/d                  |
|      | 24 a 42 | 1  | B21t | 68     | 4,7 | 0,3                      | 4,1          | 5,7                      | 1,7                      | 0,15      | 65                   | 4                        | 1,0   | 1,0     | S/d      | S/d      | S/d      | S/d                  |
| TR** | 0 a 18  | 2  | Ap   | 58     | 5,4 | 0,0                      | S/d          | 3,0                      | 2,9                      | 1,8       | S/d                  | S/d                      | 1,4   | 4,5     | 0,35     | 7,1      | 15       | 0,17                 |
|      | 18 a 55 | 3  | B1t  | 70     | 4,7 | 0,7                      | S/d          | 0,4                      | 0,4                      | 0,4       | S/d                  | S/d                      | 0,8   | 1,0     | 0,10     | 4,9      | 43       | 0,18                 |

<sup>(1)</sup> NH: número de horizontes no intervalo de profundidades

<sup>(3)</sup> AR: Porcentagem de argila

<sup>(3)</sup> MO: Matéria orgânica.

<sup>(4)</sup> V (%): Saturação de bases

<sup>(5)</sup> AlSat (%): Saturação de alumínio trocável =  $Al \div (Al + Si) 100$

(\*) Carvalho *et al.* (1990)

(\*\*) Castro (1996)

S/d : sem dados

Tabela 4.3- Resultados da microscopia. *AE*: Área exposta da amostra. *N\**: número de vazios expostos.  $\xi^*$ : relação área de vazios+área de sólidos;  $\beta^*$ : diminuição da área de vazios; *de\**: diâmetro equivalente. MNG: Solo de Mata Nativa de Galeria. AGR: Solo Agrícola. N/e: não-estimado.

| Amostra              | Tipo | AE<br>[cm <sup>2</sup> ] | Elementos [%]  |                |                  |                |               |                  | N*  | $\xi^*$ | $\beta^*$ | de $\xi^*$<br>[ $\mu$ m] | de $\beta^*$<br>[ $\mu$ m] | Características                              |
|----------------------|------|--------------------------|----------------|----------------|------------------|----------------|---------------|------------------|-----|---------|-----------|--------------------------|----------------------------|--|
|                      |      |                          | C              | O              | Al <sup>3+</sup> | Si             | Ti            | Fe <sup>3+</sup> |     |         |           |                          |                            |  |
| EL1<br>(Fig. 4.21)   | MNG  | 5,43·10 <sup>-2</sup>    | 10,35<br>±0,87 | 52,60<br>±0,76 | 13,25<br>±0,18   | 16,72<br>±0,21 | 0,61<br>±0,10 | 6,48<br>±0,16    | N/e | N/e     | N/e       | N/e                      | N/e                        | Restos orgânicos e macroporos da biota       |
| EL1<br>(Fig. 4.22)   | MNG  | 2,83·10 <sup>-3</sup>    | N/e            | N/e            | 19,70<br>±0,26   | 23,96<br>±0,33 | N/e           | 8,29<br>±0,22    | N/e | N/e     | N/e       | N/e                      | N/e                        | Corte longitudinal de macroporo              |
| EL2M<br>(Fig. 4.23a) | AGR  | 5,43·10 <sup>-2</sup>    | N/e            | N/e            | N/e              | N/e            | N/e           | N/e              | 3   | 0,174   | 0,733     | 633                      | 330                        | Áreas efetivas de macroporos                 |
| EL2m<br>(Fig. 4.23b) | AGR  | 1,75·10 <sup>-4</sup>    | 6,87<br>±0,57  | 29,36<br>±0,75 | 8,75<br>±0,17    | N/e            | N/e           | 5,52<br>±0,26    | 4   | 0,123   | 0,655     | 26                       | 15                         | Microporos centrais da amostra da Fig. 4.22a |
| EL3<br>(Fig. 4.24)   | AGR  | 1,48·10 <sup>-2</sup>    | 10,84<br>±0,76 | 52,64<br>±0,70 | 11,70<br>±0,16   | 13,30<br>±0,17 | 0,66<br>±0,05 | 10,86<br>±0,28   | 1   | 0,110   | 0,464     | 455                      | 333                        | Macroporo isolado                            |
| EL4<br>(Fig. 4.25)   | MNG  | 1,09·10 <sup>-3</sup>    | N/e            | 56,06<br>±0,78 | 16,52<br>±0,22   | 21,20<br>±0,27 | 0,39<br>±0,07 | 5,84<br>±0,30    | 3   | 0,302   | 0,296     | 118                      | 99                         | Mesoporos conectados                         |
| EL5<br>(Fig. 4.26)   | MNG  | 1,48·10 <sup>-2</sup>    | 12,74<br>±0,99 | 53,60<br>±1,02 | 12,06<br>±0,22   | 13,95<br>±0,24 | 0,62<br>±0,08 | 7,03<br>±0,38    | N/e | N/e     | N/e       | N/e                      | N/e                        | Macroagregados                               |
| EL6M<br>(Fig. 4.27a) | MNG  | 1,48·10 <sup>-2</sup>    | N/e            | N/e            | N/e              | N/e            | N/e           | N/e              | 29  | 0,066   | N/e       | 77                       | N/e                        | Sistema de mesoporos                         |
| EL6m<br>(Fig. 4.27b) | MNG  | 1,09·10 <sup>-3</sup>    | 25,32<br>±0,55 | 54,40<br>±0,69 | 8,63<br>±0,10    | 9,04<br>±0,10  | 0,37<br>±0,05 | 2,25<br>±0,12    | 1   | 0,308   | 0,275     | 207                      | 177                        | Mesoporo central da amostra da Fig. 4.27a.   |
| EL67<br>(Fig. 4.28)  | AGR  | 3,93·10 <sup>-4</sup>    | N/e            | N/e            | N/e              | N/e            | N/e           | N/e              | 1   | 0,211   | 0,713     | 102                      | 55                         | Mesoporo irregular                           |
| EL7<br>(Fig. 4.29)   | AGR  | 1,48·10 <sup>-4</sup>    | 13,55<br>±1,44 | 44,20          | 11,75            | 16,70          | 2,02          | 11,76<br>±0,49   | 2   | 0,059   | 0,661     | 23                       | 14                         | Conexão de microporos                        |

Na Figura 4.23a, subamostra EL2M, apresenta-se a disposição espacial de macroporos na ordem entre 250 e 600  $\mu\text{m}$  (superior) com o respectivo espectrograma de elementos constituintes no solo AGR. Destacam-se que os eixos principais de cada macroporo são diferentes no sentido vertical e horizontal. A falta de proximidade entre os grandes poros sob solo cultivado é uma característica que tem sido reportada por Carpenedo (1985). Na Figura 4.23b, detalha-se a morfologia alongada de um poro superficial, com diâmetro menor próximo aos 26  $\mu\text{m}$  e um diâmetro maior de 43  $\mu\text{m}$ .

Na Figura 4.24, subamostra EL3, aparece um macroporo isolado em solo AGR, com forma irregular enquanto ao perímetro e nas paredes internas. Este macroporo tem o dobro de concentração de  $\text{Fe}^{3+}$  nas suas paredes que no caso da Figura 4.22. É de se esperar que os óxidos de ferro e alumínio sejam substâncias ligantes, formando uma matriz contínua, o que confere equilíbrio estrutural nos *latossolos* (Carpenedo, 1985).

Por outro lado, a aparição descontínua de grandes poros em solos cultivados e a obstrução dos microporos relacionam-se com a atividade das argilas nos *Oxisolos*. O movimento de argila para horizontes subsuperficiais se dá em razão da sua dispersão, dada uma pulverização dos horizontes superficiais, em decorrência do cultivo contínuo e sob condições de chuva, o que pode levar à obstrução dos poros (Silva *et al.*, 1998).

À diferença das anteriores, na Figura 4.25 aparecem micrografias de solo tipo MNG. O arranjo espacial, onde aparece a macroporosidade, apresenta uma proximidade maior, assim como maior interconexão entre macroporos para o plano de análise, embora a analogia a um diâmetro equivalente único seja mais limitada neste caso.

#### 4.4.6 Discussão na escala de poro

Os resultados revelaram que todas as amostras apresentam baixos desvios-padrões nas concentrações de C, O, Al, Si, Ti e Fe. As amostras MNGs apresentam um intervalo amplo de carbono, isto é, com  $10,32 \% < C < 25,32 \%$ . Em comparação, os solos AGR apresentam valores menores e intervalos de variação mais estreito, por exemplo  $6,67 < C < 13,55 \%$ .

Os resultados na Tabela 4.3 confirmam, que embora as concentrações de  $Al^{3+}$  sejam muito próximas para ambos tipos de solos, a iluviação de  $Fe^{3+}$  e Ti é maior nos horizontes agrícolas. Isso indica a concentração de moteamento devido à confluência do fluxo nos meniscos e/ou interstícios entre poros do solo, discutidas por Boulet et al (1993) e Castro (1996). Assim, as *caulinitas* que formam a *terra roxa estruturada* e o *latossolo roxo* da região de estudo apresentam-se com um alto grau de flocculação, mas com abundante cerosidade envolvendo os elementos estruturais dos horizontes. Também, é comum nesses solos existir um horizonte textural muito argiloso (Carvalho *et al.*, 1990), tendo uma estrutura prismática nesse horizonte que se desfaz em blocos angulares e subangulares.

A especulação que o Capítulo 4 aqui traz é até que ponto essa modificação da estrutura do solo (numa escala macroscópica) é responsável pelas mudanças na distribuição dos poros e, portanto, no armazenamento de umidade no perfil (numa escala microscópica)? Daí que as discussões da abordagem microscópica baseiem-se em porosidades derivadas da microscopia (subitem 4.4.6.1), nos efeitos dos parâmetros da escala de pedon que afetam a geometria dos microporos (subitem 4.4.6.2), na correspondência dos diâmetros equivalentes entre a macro e escala de poro (subitem 4.4.6.3) e na estimativa de curvas de retenção a partir das análises microscópicas (subitem 4.4.6.4).

#### 4.4.6.1 Porosidade derivada da microscopia

Na comparação entre os tipos AGR e MNG, é possível fazer uma consideração escalar sobre a abrangência dos resultados. As estimativas com amostras AGR apresentam três ordens de magnitude, expressas pelo intervalo  $1,48 \cdot 10^{-4} \leq AE_{AGR} \leq 5,43 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^2$  (Tabela 4.3).

Sob a suposição de que os valores médios espaciais para solos AGRs, isto é,  $\langle \varphi^*_{AGR} \rangle$  e  $\langle \beta^*_{AGR} \rangle$  (em que os sinais “ $\langle \rangle$ ” indicam valores médios numa dada ARE), correspondam a uma ordem de magnitude intermediária de  $AE \approx 10^{-3} \text{ cm}^2$ ,  $\langle \varphi^*_{AGR} \rangle$  e  $\langle \beta^*_{AGR} \rangle$ , podem-se comparar com os resultados de  $\varphi^*_{MNG}$  e  $\beta^*_{MNG}$ . Dessa comparação, os resultados da Tabela 4.3 indicam:

$$\langle \varphi^*_{AGR} \rangle \approx 2/3 \langle \varphi^*_{MNG} \rangle,$$

ou seja, que a média da relação de áreas de vazios nos solos AGR é mais da metade da correspondente do solo MNG. Isso se produz sendo  $\langle \varphi^*_{AGR} \rangle$  de apenas de 13 % da  $AE_{AGR}$ . Em contraposição, o quociente entre as áreas reduzidas pelas paredes tortuosas e a área total dos vazios apresenta uma relação do tipo:

$$\langle \beta^*_{AGR} \rangle \approx 2 \langle \beta^*_{MNG} \rangle,$$

tendo  $\beta^*_{AGR}$  uma redução média de 64 % dos vazios. Em termos gerais:

$$\langle \varphi^*_{AGR} \rangle (1 - \langle \beta^*_{AGR} \rangle) \approx 1/3 \langle \varphi^*_{MNG} \rangle (1 - \langle \beta^*_{MNG} \rangle),$$

que sob a hipótese de *VRE*, nas subamostras microscópicas, a passagem do fluxo através de solos agrícolas estaria potencialmente estrangida à razão de um terço do seu valor correspondente para solos originários, conforme evidências extraídas de mata nativa e de galeria.

Isso repercute, obviamente, na real estimativa dos parâmetros pela escala de pedon (Capítulo 3, Tabela 3.2) e nos intervalos de confiança nas variáveis afetadas à umidade do solo (subitem 4.3). Também, essa redução na área de passagem entre solos de diferentes usos (agrícola ou no estado natural, com mata) provoca mudanças (1) físicas (ver subitem 4.4.6.2) e (2) químicas. Nesse último caso, a passagem, através dos poros de solo agrícola, condiciona a iluviação de elementos metálicos como  $Fe^{3+}$  e Ti, e os seus efeitos em solos argilosos do tipo *latossolos roxos* (LR) e *terra roxa estruturada* (TR).

De fato, as *caulinitas* dos solos LR e TR (Carvalho *et al.*, 1990) têm estruturas silicatadas formando uma relação 1:1 (uma camada de hidróxido metálico superposta com uma camada de silicatos, juntas através de uma ligação covalente de hidrogênio numa escala medida na ordem de Å (Cairns-Smith e Hartmann, 1986). A absorção de espécies iônicas nas superfícies das partículas argilosas é dominada por forças de curto alcance. Já as forças de longo alcance, operando entre 1 nanômetro até várias centenas de nanômetros, são responsáveis pelo efeito de floculação ou defloculação. Justamente estas forças interpartículas são as responsáveis pela ação de hinchamento das argilas quando o conteúdo de umidade é significativamente alto, próximo da saturação. Existem, também, associações das argilas formando a floculação “de borde” e a “de face”, que influem nos comportamentos de sedimentação e filtração em suspensões com argilas e, sobretudo, no efeito de selamento dos poros menores. Esse selamento de poros nos solos locais é reportado especialmente nos horizontes próximos da superfície (Mendiondo, 1995; Castro 1996; Mendiondo e Tucci, 1997b).

Se, por um lado, é considerado um solo homogêneo quanto à sua textura, com uma distribuição unimodal de poros, o fluxo d'água entre os vazios e sujeito aos efeitos de argilas impõe a criação de microarranjos uma vez defloculados que impedem a passagem normal do fluido. Por outro lado, quando estes microarranjos se apresentam floculados, aumentam a sua permeabilidade geométrica, melhoram a passagem do fluido e aumentam a condutividade do meio não saturado (Cairns-Smith e Hartman, 1986, p.60-61).

Em solos heterogêneos, a multimodalidade dos poros fornece uma maior eficiência no fluxo ao longo do perfil, drenando-o mais rapidamente pelo efeito de meso e macroagregados, porém conservando mais a umidade ao longo do tempo (Capítulo 3) e aumentando a sua resiliência. Porém, com agricultura intensiva e convencional, o rompimento dos macroagregados pela maquinária agrícola facilita uma estrutura massiva do solo e a perda de retenção d'água.

Isso, então, leva à análise da proporcionalidade junto à Equação 4.23, em função dos resultados da Tabela 4.3 quanto aos valores médios obtidos, e dando como resultado a Figura 4.30. Nas abscissas aparecem os diâmetros equivalentes  $d_{e\varphi^*}$  e  $d_{e\beta^*}$  plotados junto às ordenadas que representam os  $\{[\varphi^*(d_{e\varphi^*})^2] 32^{-1}\}$  e  $\{[\varphi^*(1-\beta^*)(d_{e\varphi^*})^2] 32^{-1}\}$ , as quais correspondem às expressões do tipo  $K_s \eta \tau / (\rho_w g)$ , para  $T = 293$  °K (ver Equação 4.25, limites superior e inferior, respectivamente).

A Figura 4.30 apresenta uma boa concordância dos valores, embora existam no gráfico diferenças quanto à ordem de magnitude nas estimativas. Por exemplo, na Figura 4.30 foi construída para áreas de exposição variando entre  $1,48 \cdot 10^{-4} \leq AE_{AGR} \leq 5,43 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^2$ . Além disso, existem na Figura 4.30 dois tipos de solos (AGR e MNG) e dois limites esperados: um deles, sem a redução da seção transversal nas paredes internas do poro – subíndice (1)– e, o outro, com a redução através do coeficiente  $(1-\beta^*)$  nas paredes internas dos vazios – subíndice (2).

Embora exista um bom agrupamento de estimativas na Figura 4.30, os valores das ordenadas desta figura variaram entre  $10^{-13}$  e  $10^{-8} \text{ m}^2$ . Esses valores são três ordens de magnitude dos resultados reportados por Neuzil (1994) para materiais não consolidados e duas ordens de magnitude dos resultados apresentados para as *caulinitas* por Revil e Cathles (1998). De fato, a quantificação da tortuosidade do meio,  $\tau \neq 1$ , leva à necessidade de trabalhos posteriores para quantificar os poros e suas conexões numa escala tridimensional. Em síntese, os resultados indicam que, com um monitoramento da temperatura do solo que rege o valor da viscosidade cinemática  $\nu$  (ou o quociente  $\eta/\rho$ ), e tendo estimativas dos diâmetros equivalentes do solo (via abordagem macroscópica por curvas de retenção ou abordagem por microscopia eletrônica), é possível aproximar o produto da condutividade hidráulica saturada e do coeficiente de tortuosidade do meio.

#### 4.4.6.2 Efeitos de macroparâmetros na geometria dos microporos

A partir da equação que apresenta o diâmetro equivalente de poros (Equação 3.11, Capítulo 3), e fazendo a analogia microescala com a macroescala, é testado aqui o cenário da influência dos parâmetros  $\alpha$  e  $n$  da escala de pedon (equação de Van Genuchten, 1980), inserindo-os nos limites superior e inferior de  $K_i$  (Equação 4.25) na forma:

$$\begin{aligned} \alpha^2 [n_u(n_u-1)^{-1}]^{2/mu} \varphi^* & \propto K_{i_{sup}} \cdot \tau \\ \alpha^2 [n_u(n_u-1)^{-1}]^{2/mu} [\varphi^*(1-\beta^*)] & \propto K_{i_{inf}} \cdot \tau \end{aligned} \quad (4.29),$$

cuja igualdade é alcançada pelo produto de  $(128\sigma)^{-1}$  ao primeiro membro da Equação 4.29.

Para os intervalos mais comuns dos parâmetros do modelo van Genuchten (1980) unimodal, a literatura oferece valores de parâmetros de:  $0,0002 \leq \alpha_u \leq 0,2 \text{ cm}^{-1}$  e  $1,1 \leq n_u \leq 6$ .

Fazendo uma análise de sensibilidade da Equação 4.29, mantendo  $\varphi^*$  e  $(1-\beta^*)$  constantes, é comum observar que os valores na Equação 4.29 diminuem da seguinte forma: (1) rapidamente e mais do 50 % num intervalo  $1,1 \leq n_u \leq 1,5$ , (2) gradativamente até  $n_u \leq 4$  e (3) a partir dali, as proporcionalidades diminuem muito lentamente até um valor  $\alpha^2$ .

Por um lado, os diâmetros médios equivalentes entre subamostras microscópicas da Tabela 4.3 revelam:  $\langle d_{e\varphi^*(AGR, 5)} \rangle = 66 \mu\text{m}$ ,  $\langle d_{e\varphi^*(MNG, 3)} \rangle = 132 \mu\text{m}$ . Já os diâmetros equivalentes da escala de pedon (Tabelas 3.2 e 3.3, Capítulo 3) forneceram  $\langle d_{e\text{un}(AGR,10)} \rangle = 124 \mu\text{m}$ . O número entre parênteses representa o número de subamostras no cálculo do valor médio.

Combinando os diâmetros equivalentes unimodais para cada horizonte da escala de pedon (Capítulo 3) vezes  $\varphi^*$  e  $[\varphi^*(1-\beta^*)]$  dos limites da escala de poro via Equação 4.29, obtém-se a Figura 4.31. Na Figura 4.31, aparecem os mesmos grupos de dados da escala de poro da Figura 4.30 (linhas tracejadas na Figura 4.31), porém estimados com os diâmetros equivalentes da escala de pedon. Assim é possível observar que existe uma melhor discriminação entre os subtipos MNG (permeabilidades maiores) e AGR (permeabilidades menores). A hipótese testada dessa maneira é confirmar que, diante da suposição de serem adotados os parâmetros da escala de pedon para um cenário de valores espacialmente distribuídos, a física de escala de poro fornece elementos que provam um melhor desempenho dos solos frente a condições naturais (MNG) com respeito às condições sob impacto de agricultura (solos AGR).

Também, é confirmado que é possível construir-se os cenários de recuperação sob uma ótica de escala ambiental conforme a origem dos dados em nível micro ou macroscópico. Finalmente, o fato de os valores estarem na ordem verosímil referente a valores fisicamente possíveis (p.ex.  $1 \cdot 10^{-12} < (Ki \tau) < 1 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2$  da Figura 4.31) permite colocar em discussão outras alternativas possíveis: (1)  $Ki$  constante, frente a uma variação de  $\tau$ , (2)  $\tau$  constante e criar perturbações de  $Ki$ , e (3) aumentar ou diminuir o produto  $(Ki \tau)$  que poderia inferir, conforme

indica a Figura 4.31, uma mudança de uso do solo. Mas, diante de um estado saturação, deve-se, ainda, levar em conta o aumento marginal de  $K_s$  conforme for proposto um sistema heterogêneo (p.ex., com bimodalidade) que fornece  $K_{s_{bi}} > K_{s_{un}}$  (Capítulo 3).

#### 4.4.6.3 Correspondência dos diâmetros equivalentes dos poros com a escala de pedon

Na medida em que são avaliadas a Figura 4.21 até a Figura 4.29, percebem-se características de dois tipos de diâmetros equivalentes significativos nos solos AGR. Por um lado, em amostras microscópicas na escala de  $AE_{AGR} = 1,48 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^2$  (ver subamostra EL2m, Figura 4.23b e subamostra EL7 da Figura 4.29), revela-se um  $d_{e\phi^*} \approx 14 \text{ }\mu\text{m}$  que corresponderia a um sistema de microporos. Por outro lado, analisando as amostras numa escala de  $3,93 \cdot 10^{-4} \leq AE_{AGR} \leq 5,43 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^2$ , das subamostras EL2M (Figura 4.23a), EL3 (Figura 4.24) e EL7 (Figura 4.29), existe um diâmetro médio equivalente  $d_{e\phi^*} \approx 182 \text{ }\mu\text{m}$ . Nesse caso, corresponde-se-ia com um tamanho intermediário de vazios, principalmente de mesoporos. Ambos diâmetros equivalentes se correspondem com valores da Figura 4.30 para o produto  $(Kit) = 10^{-12} \text{ m}^2$  e  $10^{-10} \text{ m}^2$ , respectivamente.

Observados esses últimos resultados, o primeiro desses diâmetros equivalentes ( $d_{e\phi^*} \approx 14 \text{ }\mu\text{m}$ ) é próximo do limite máximo de  $var[d_e]$  estimado a partir dos ajustes da curva de retenção (Equação 4.12), com diâmetros equivalentes no intervalo  $10,4 \leq d_e^{(20)} \leq 12,7 \text{ }\mu\text{m}$ . Para o segundo diâmetro equivalente para solos AGR ( $d_{e\phi^*} \approx 182 \text{ }\mu\text{m}$ ), este valor pertence à região formada pelo intervalo  $119 \leq d_e^{(20)} \leq 243 \text{ }\mu\text{m}$ . Ambos intervalos foram obtidos pelos ajustes bimodais das curvas de retenção, conforme apresentados na Tabela 3.1 (Capítulo 3).

Aplicando a Equação 4.18b nos valores médios apresentados na Tabela 4.3 para solos tipo AGR e MNG, obtêm-se um volume médio, efetivo de passagem do fluxo de  $0,047 \cdot h_{AGR}$  e outro

de  $0,193 \cdot h_{\text{MNG}}$ , sendo  $h_{\text{AGR}}$  e  $h_{\text{MNG}}$  os comprimentos médios efetivos dos poros ( $L^*$ ) dos solos AGRs e MNGs, respectivamente. Para as amostras aqui analisadas e frente a um mesmo comprimento de poros, os resultados indicam que há evidência de se formar um armazenamento 5 vezes maior nos vazios da ordem dos mesoporos no solo MNG com respeito ao solo AGR. No entanto, as características da Figura 4.30 não indicam uma tendência a separar os comportamentos dos solos AGR e MNG, senão, pelo contrário, um agrupamento de ambos tipos de solos. Esse fato indica que há necessidade de relacionar as características de  $K_s$ ,  $K_i$  e, especialmente  $\tau$  do meio poroso em *Oxisolos*.

#### 4.4.6.4 Estimativa da curva de retenção a partir de análises microscópicas

Avaliadas as condições do Volume Representativo Elementar, usando a relação inversa entre o diâmetro e a tensão para drenar o volume nele contido que aparece na lei de Young-Laplace (Equação 3.3, Capítulo 3), é possível estimar os incrementos da saturação efetiva  $0 \leq S_e \leq 1$ .

Na Figura 4.32, aparece o histograma de frequência dos poros equivalentes da subamostra EL6M (Figura 4.27a). Para construir o histograma, foram avaliados  $N^* = 29$  vazios, com um área de exposição  $AE = 1,48 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^2$  e uma relação de vazios  $\phi^* = 6,7 \%$  (Eq. 4.15). O diâmetro médio equivalente do grupo de poros da Figura 4.31 é  $d_{e\phi^*} = 77 \mu\text{m}$  (Equação 4.17).

Como a subamostra EL6M apresenta um número estatisticamente razoável, é possível por sua vez aplicar a Equação 4.17 a cada um dos 29 vazios que nela foram digitalizados, isto é, o conjunto  $d_{e^* \text{EL6M}} = \{ d_{e^*(1)}, \dots, d_{e^*(29)} \}$  e, com isso, determinar os estatísticos amostrais. Assim, a esperança matemática  $E [d_{e^* \text{EL6M}}]$  é  $d_{eE^*} = 60 \pm 46 \mu\text{m}$ , com valor mediano  $d_{eM^*} = 45 \mu\text{m}$ . No entanto, é provável existir multimodalidade nos dados da Figura 4.32. Por exemplo, há quase um quarto de valores do total de vazios cujos diâmetros apresentam  $d_{e^*} > 100 \mu\text{m}$  ( $\#d_{e^*} > 100 \mu\text{m}$ , Figura 4.32).

Sob a hipótese de que os vazios da EL6M-MNG são uma amostra da distribuição da porosidade inferida microscopicamente, é possível acumular a distribuição com frequência empírica da Figura 4.32, e construir uma curva monótona crescente de 0 e 1. Duas aplicações podem-se seguir: (1) os incrementos parciais, desde 0 até 1, são analogia direta do crescimento da saturação efetiva  $0 \leq S_e \leq 1$ , que é graficada nas ordenadas; e (2) com diâmetros equivalentes dos  $N^*=29$  vazios da EL6M-MNG, ordenados de menor a maior ( $d_{e^*min}, \dots, d_{e^*max}$ ), é possível derivar as tensões equivalentes ( $\psi_{e^*max}, \dots, \psi_{e^*min}$ ) através da Lei de Young-Laplace (Equação 3.2, Capítulo 3), e colocá-los nas abscissas. Dessa forma é construída a Figura 4.32. Em síntese, a Figura 4.33 é uma curva de retenção  $S_e^*(\psi^*)$  inferida a partir da escala de poros.

Dessa maneira, é possível aplicar ajustes paramétricos a  $S_e^*(\psi^*)$ . Aplicando o ajuste unimodal e bimodal por pseudo-saturação (Capítulo 3), obtêm-se os parâmetros da Tabela 4.4. Observa-se que, a partir desses ajustes, os diâmetros equivalentes fornecem  $d_{eu^*} = 61 \mu\text{m}$  para o ajuste unimodal. Pela Figura 4.32,  $d_{eu^*} = 61 \mu\text{m}$  é um valor sem frequência e, portanto, é um diâmetro equivalente de poro. Os resultados do ajuste bimodal por pseudo-saturação melhoram as estimativas dos diâmetros equivalentes para o sistema primário de poros ( $d_{e1^*} = 40 \mu\text{m}$ ), porém atribuindo um sistema secundário de poros na ordem dos mesoporos ( $d_{e2^*} = 143 \mu\text{m}$ ). Nesse último caso, é desejável aumentar o número de domínios ou sistemas de poros, por exemplo aplicando um sistema trimodal, ou seja, com três domínios ou sistemas de poros ( $k=3$ ).

Na Figura 4.33, aparecem os intervalos de confiança para  $S_e^*(\psi^*)$  (parte superior) e  $Kr^*(S_e^*)$  (parte inferior) correspondentes à amostra EL6M-MNG. Nessa figura, aparecem as superestimativas de  $Kr^*(S_e^*)$  pelo ajuste unimodal, embora, para essa amostra, não exista explicitamente um intervalo em que  $Kr_b^*(S_e^*) > Kr_u^*(S_e^*)$ .

Tabela 4.4- Características de ajustes tipo van Genutchen para curva de retenção derivada da amostra microscópica EL6M-MNG

| Curva    | R* <sup>2</sup> | Parâmetros           |                     |                     |                     |                     |
|----------|-----------------|----------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| Umimodal | 0,96009         | Resultado do ajuste  | $\alpha_u$          | $n_u$               |                     |                     |
|          |                 |                      | 0,01791<br>±0,00086 | 3,01827<br>±0,20531 |                     |                     |
|          |                 | Matriz de correlação | $n_u$               | $\alpha_u$          |                     |                     |
|          |                 |                      |                     | -0,86128            |                     |                     |
| Bimodal  | 0,98913         | Resultado do ajuste  | $\xi$               | $\alpha_1$          | $n_b$               | $\alpha_2$          |
|          |                 |                      | 0,26828<br>±0,03716 | 0,01256<br>±0,00056 | 4,40444<br>±0,30188 | 0,04501<br>±0,00401 |
|          |                 | Matriz de correlação | $\alpha_1$          | $\xi$               | $\alpha_1$          | $n_b$               |
|          |                 |                      | $n_b$               | -0,92757            | -0,79947            |                     |
|          |                 |                      | $\alpha_2$          | 0,68603             | 0,75066             | -0,57272            |
|          |                 |                      |                     | -0,82732            |                     |                     |

Os intervalos de confiança em  $Kr^*(S_e^*)$  mostram um comportamento similar às amostras das curvas de retenção na escala de pedon, isto é:

$var [Kr_b(S_e)] < var[Kr_u(S_e)]$ , na escala de pedon, e

$var [Kr_b^*(S_e^*)] < var[Kr_u^*(S_e^*)]$ , na escala de poro.

Para a subamostra EL6M-MNG, a  $Kr(1-\xi^*)$  é da ordem de  $10^{-4}$ , e cujo valor é de uma ordem de grandeza comparável aos resultados da escala de pedon.

O conteúdo volumétrico do sistema secundário de mesoporos foi menor a um terço da capacidade volumétrica total ( $\xi^*_{EL6M-MNG} = 0,26$ ). Esse resultado da escala de poro revela uma discrepância de quase a metade das estimativas das curvas de retenção na escala de pedon. Em

termos gerais, os resultados indicam a seguinte comparação (sendo os valores entre parênteses o número de amostras consideradas):

$$Kr(1-\xi)_{(10)} \approx Kr(1-\xi^*)_{(1)}$$

$$\xi_{(10)} \approx 2 \xi^*_{(1)}.$$

Cabe mencionar que cada uma das dez amostras a cada profundidade são valores médios de três repetições. Ou seja, no total, existem 30 amostras de curvas de retenção que estão sendo consideradas através de 10 subclasses (conforme a profundidade) e três ésimções. Tabelas de decomposição da variância podem ser possíveis, porém o número é relativamente baixo como para serem aproximados ajustes assintóticos, p.ex. via Máxima Verossimilhança (Clarke, 1994).

## 4.5 Sumário

Igualmente ao Capítulo 3, o sumário do Capítulo 4 salienta dois contextos: (1) críticas às estimativas das incertezas paramétricas das abordagens matemáticas e físicas na escala de área-fonte, representada pela escala de pedon e de poro respectivamente, no subitem 4.5.1, e (2) recomendações do Capítulo 4 quanto à Tese no subitem 4.5.2.

### 4.5.1 Críticas às incertezas dos parâmetros do modelo

Em geral, um parâmetro apropriadamente estimado deve cumprir com quesitos (Haan, 1977; Morgan e Henrion, 1995) de: (1) consistência, (2) não-tendenciosidade, (3) eficiência, (4) suficiência, (5) robusticidade e (6) praticidade. Primeiro, uma estimativa consistente permite convergir ao valor da população [desconhecida *a priori*] a medida que aumenta o número das observações e, se não for tendenciosa, o valor médio da estimativa do parâmetro deve ser igual ao

valor esperado da população. Segundo, se a variância da distribuição amostrada é mínima para assegurar a proximidade ao valor esperado da população [assumindo uma estimativa não-tendenciosa], obtém-se uma estimativa eficiente. Terceiro, quando se faz um uso máximo da informação contida nos dados observados se remete a uma estimativa suficiente. Quarto, uma estimativa é robusta quando ela for insensível à distribuição de probabilidades escolhida. Finalmente, o parâmetro procurado deve ser potencialmente um equilíbrio entre as características anteriores e a facilidade computacional, e também física, para calculá-lo.

Porém, as relações  $\theta(\psi)$  encontradas comumente nos inventários dos países latino-americanos raramente apresentam um número razoável de dados como para permitir uma crítica conforme as características de consistência, não-tendenciosidade, eficiência, suficiência, robusticidade e praticidade. Existem casos em que esses dados são melhor relatados (Kobiyama, 1995; Tomasella e Hodnet, 1998, entre outros). No entanto, qualquer análise estatística assintótica (p.ex., pelo uso do princípio da Máxima Verossimilhança, Clarke, 1994; 1998) é esperado de ser útil quando existir um número alto de experimentos que permitam validar a sua consistência e a tendenciosidade dos seus subgrupos.

A realidade pode ser outra: é comum que os profissionais da Geomorfologia, Biologia e Hidrologia sejam obrigados ao uso (1) da informação proveniente de várias escalas de trabalho e (2) com dados escassos (um exemplo disso seriam os subitens 4.2 e 4.3). Isso não incompatibiliza o uso dessas estimativas, porém, limita-as quanto ao critério de escala a usar quando se pretende estimar o grau de eficiência de cada caso (e escala). O caminho assim frequentemente usado é o da *praticidade* frente ao problema real. No entanto, duas análises são muitas vezes excetuadas nesses casos, e igualmente Capítulo 4, que deixam a *robusticidade* e a *suficiência* dos métodos como metas mais difíceis a serem testadas.

No detalhe, existem métodos que poderiam ser complementados para as perspectivas anteriores, para trabalhos posteriores aos desenvolvidos no Capítulo 4. Um exemplo disso é o método da Máxima Verossimilhança Residual (abreviatura REML em inglês, Clarke, 1996), o qual poderia complementar a análise das estimativas da variância para as diferentes profundidades de um perfil real. Assim, é possível discriminar a variância por componentes aleatórias (p.e. distribuição de poros de um horizonte) e por componentes estruturais (p.ex., diferentes horizontes de um perfil de *Oxisolo*).

Num primeiro extremo, no caso de se induzir às novas direções de pesquisa com incertezas usando métodos tipo REML (Clarke, 1996), é aconselhado ter um número estatisticamente elevado de dados experimentais, por exemplo nas  $\theta(\psi)$ . E, do mesmo modo, num número alto de camadas do perfil do solo, ou talvez uma discretização alta de horizontes no sentido vertical. A vantagem disso é o ganho de *robusticidade* dos métodos e uma análise das componentes da variância. Tal vez, uma desvantagem (no caso da variável  $\theta$ ) é que levaria a experimentos altamente invasivos e com orçamentos generosos (p.ex., várias catenas especiais de coleta de dados). No outro extremo, as técnicas não invasivas ao meio não saturado apresentam medições indiretas de  $\theta(\psi)$  ainda com um grau de incerteza moderado (ver p.ex., o trabalho de Sheets e Hendrickx, 1995). No entanto, essas últimas técnicas se perfilam como as mais apropriadas para serem usadas num futuro promissor, na medida em que exista um aperfeiçoamento dos métodos indiretos do meio não-saturado. É, assim, de prever que metodologias estatísticas tipo REML sejam complementadas com estimativas não-invasivas de  $\theta(\psi)$  e, ali, comparados os intervalos de confiança observados e os estimados através de alguma das técnicas apresentadas no Capítulo 4, na escala de pedon e/ou de poro.

#### **4.5.2 Recomendações quanto às expectativas da Tese**

Como incluir o uso de intervalos de confiança (Capítulo 4), quando ainda há abordagens diferentes dos modelos (Capítulo 3) em ambientes a recuperar? A estratégia da Geobiohidrologia (1) promove o manejo da escala, em nível de abordagem integrada (p.ex., ver Capítulo 2, Figura 2.2), (2) o contraste disso com experiência adquirida no manejo do problema real e (3) a simulação matemática.



**A** 200 μm



**B** 50 μm

Figura 4.1- Exemplo de contagem de vazios (áreas escuras) numa amostra microscópica.

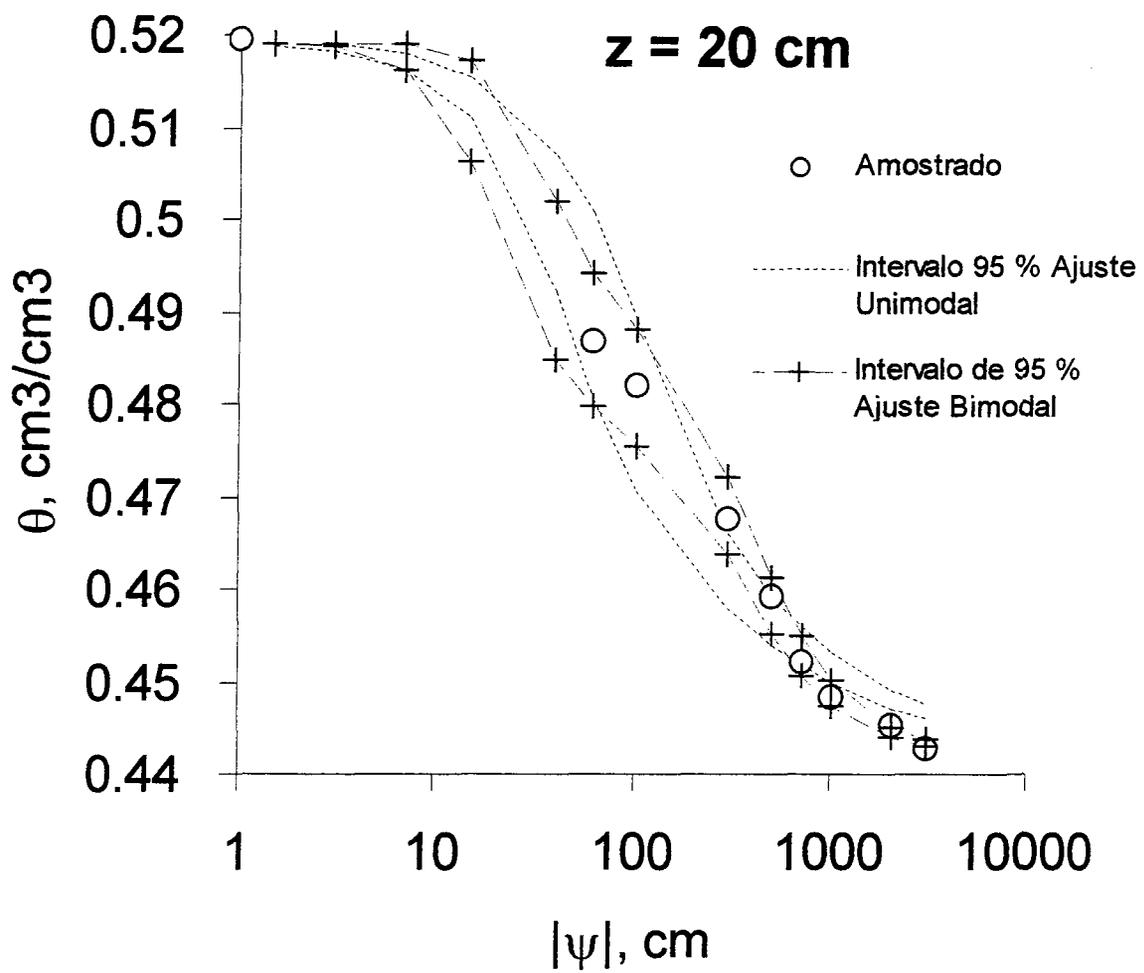


Figura 4.2- Soluções analíticas dos intervalos de confiança da curva de retenção de z=20cm

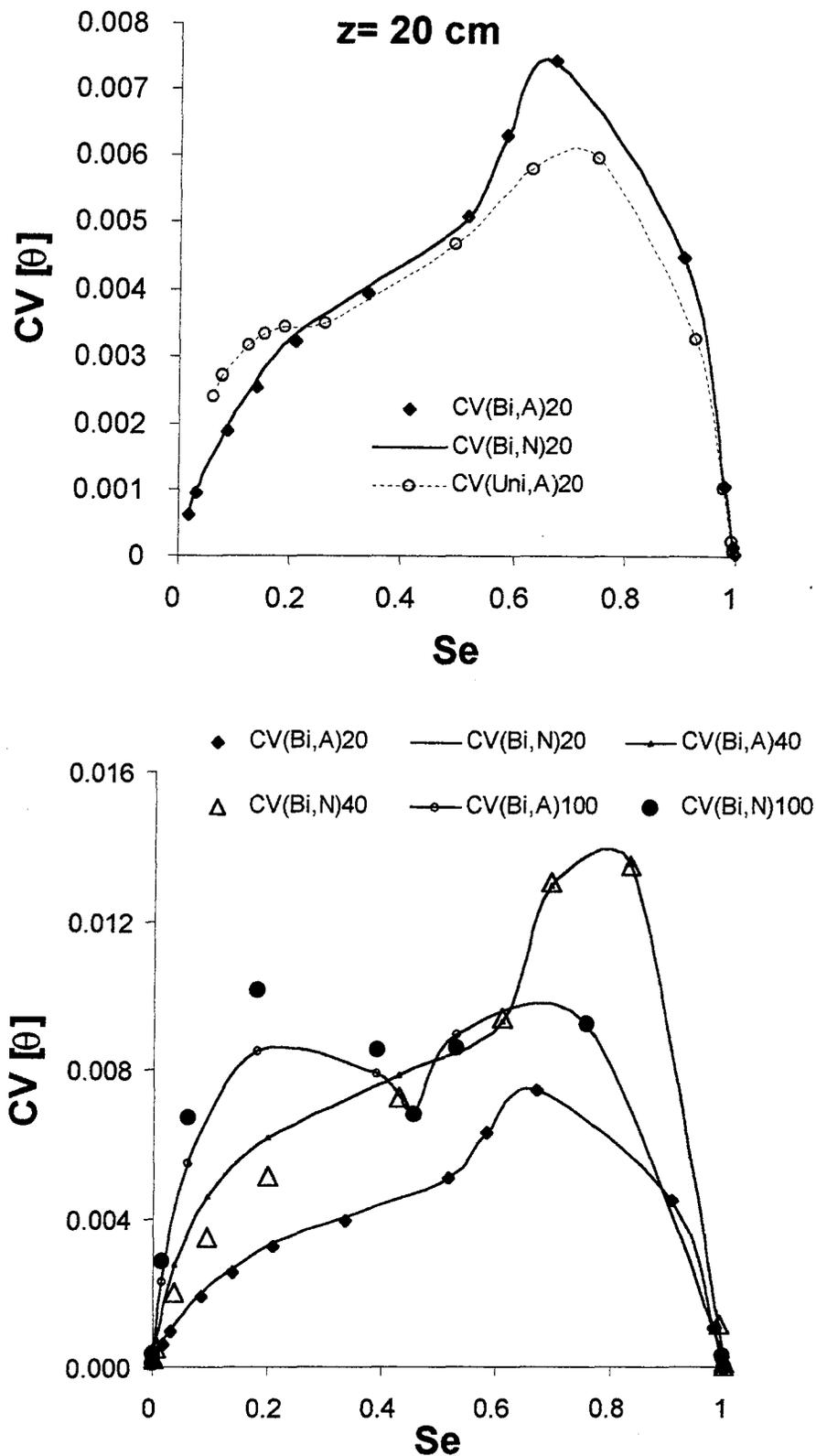


Figura 4.3- Coeficiente de variação do ajuste bimodal numérico e analítica para a curva de retenção de  $z=20\text{cm}$ .

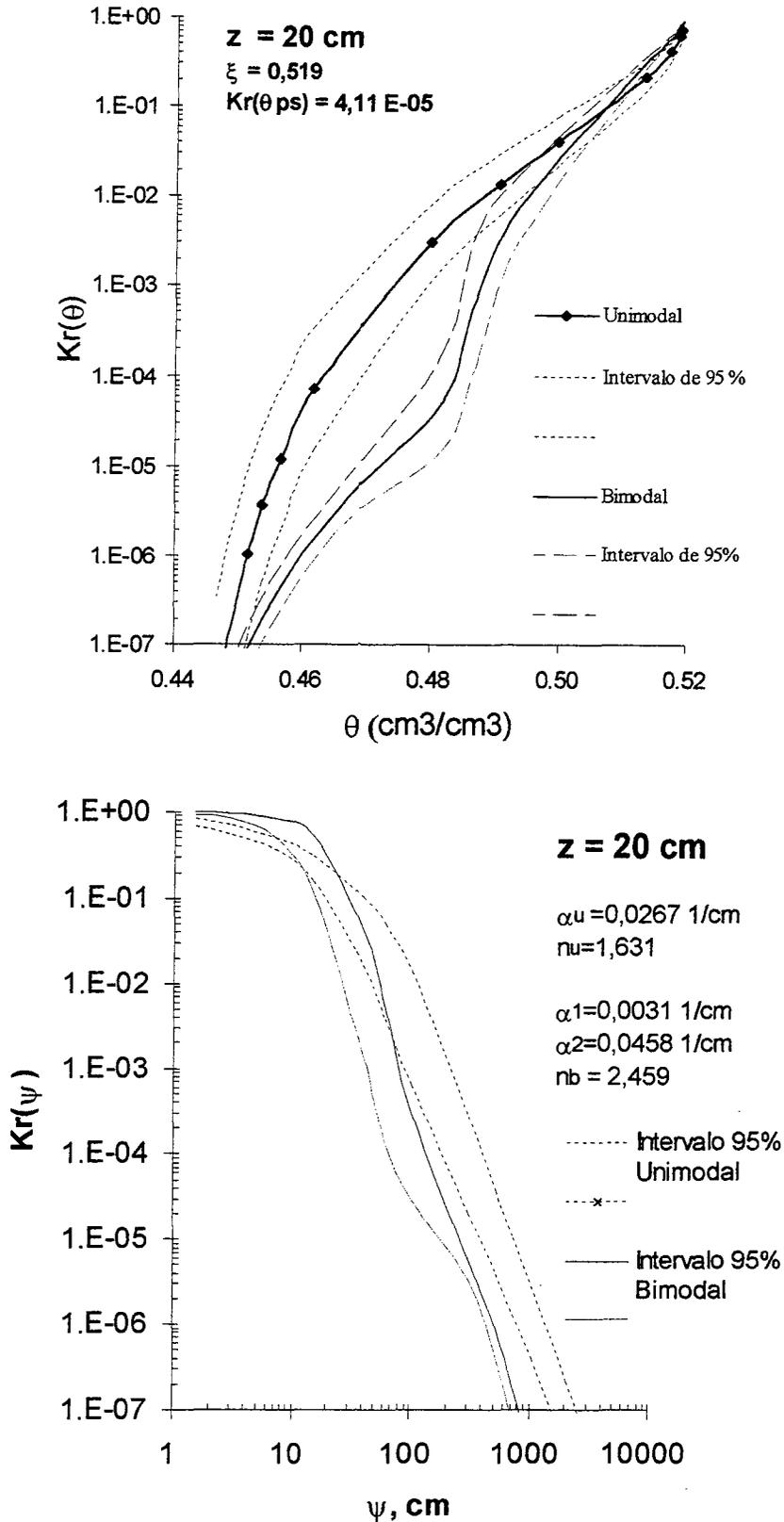


Figura 4.4- Intervalos de confiança de  $Kr(\theta)$  e  $Kr(\psi)$  dos ajustes unimodal e bimodal para  $z=20$  cm.

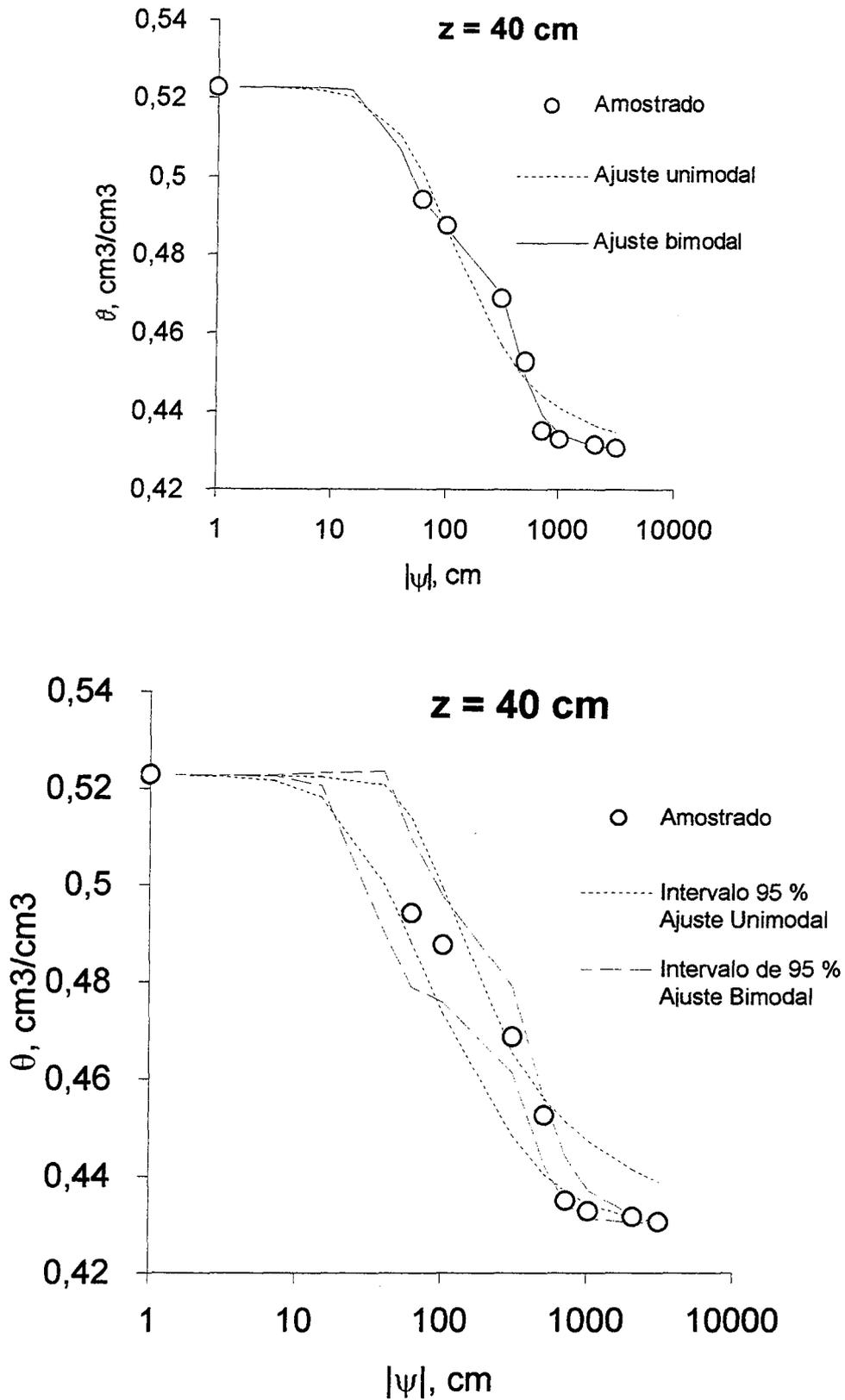


Figura 4.5- Soluções analíticas dos intervalos de confiança da curva de retenção de z=40cm.

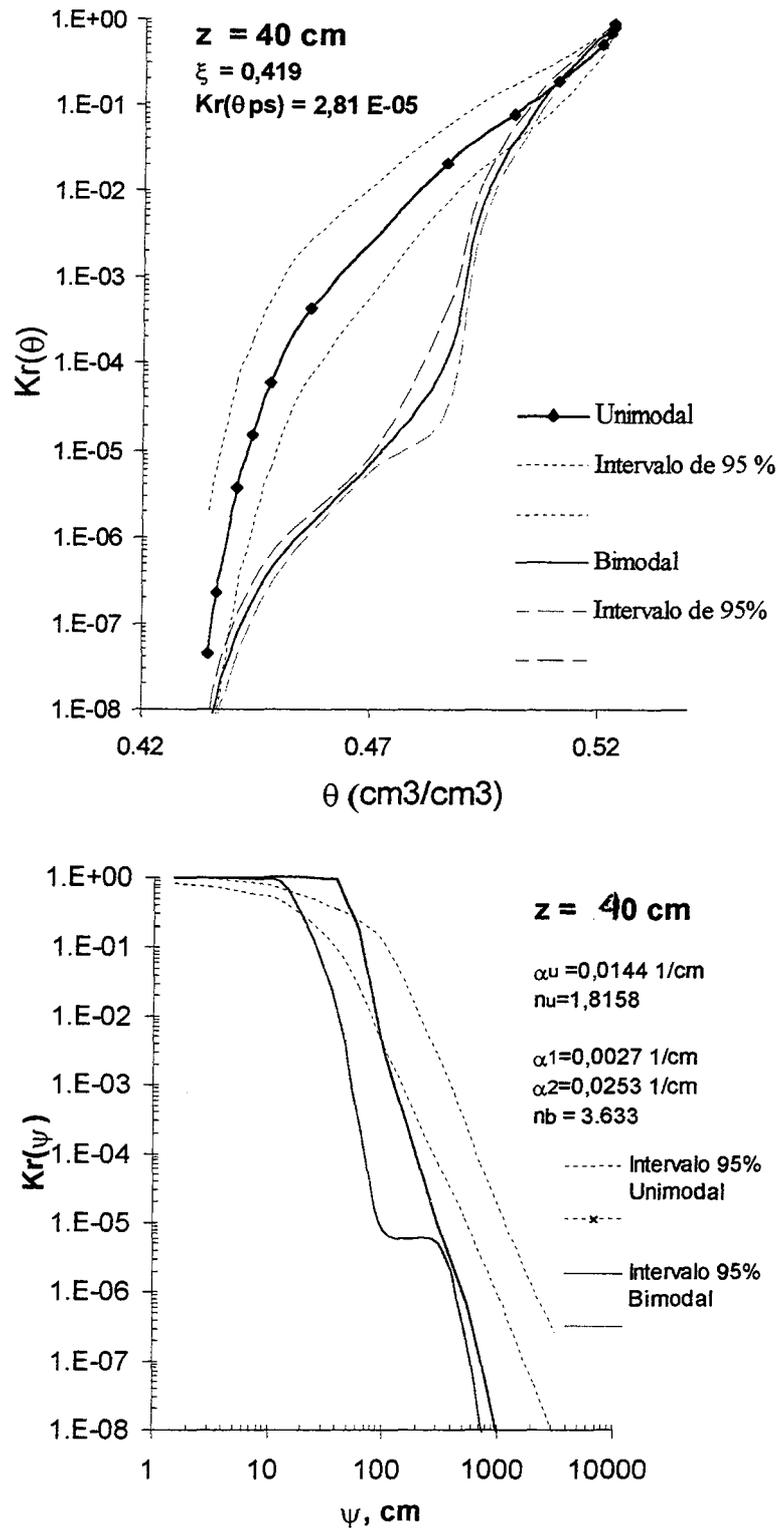


Figura 4.6- Intervalos de confiança de  $Kr(\theta)$  e  $Kr(\psi)$  dos ajustes unimodal e bimodal para  $z=40$  cm.

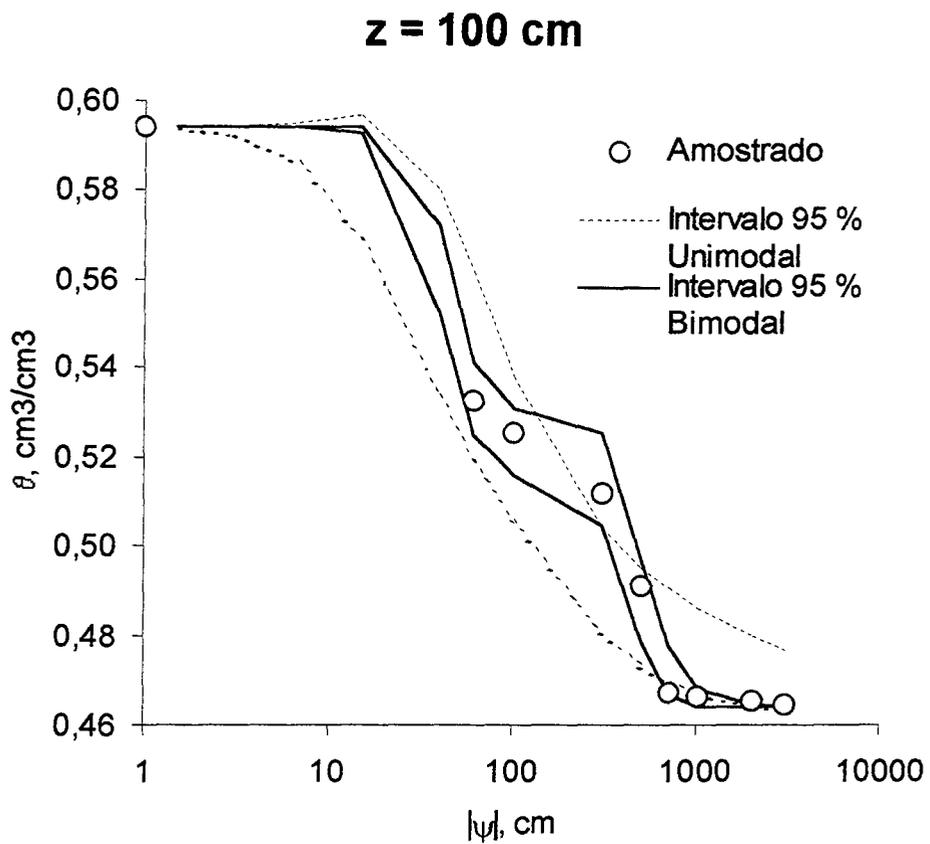


Figura 4.7- Soluções analíticas dos intervalos de confiança da curva de retenção de  $z=100\text{cm}$

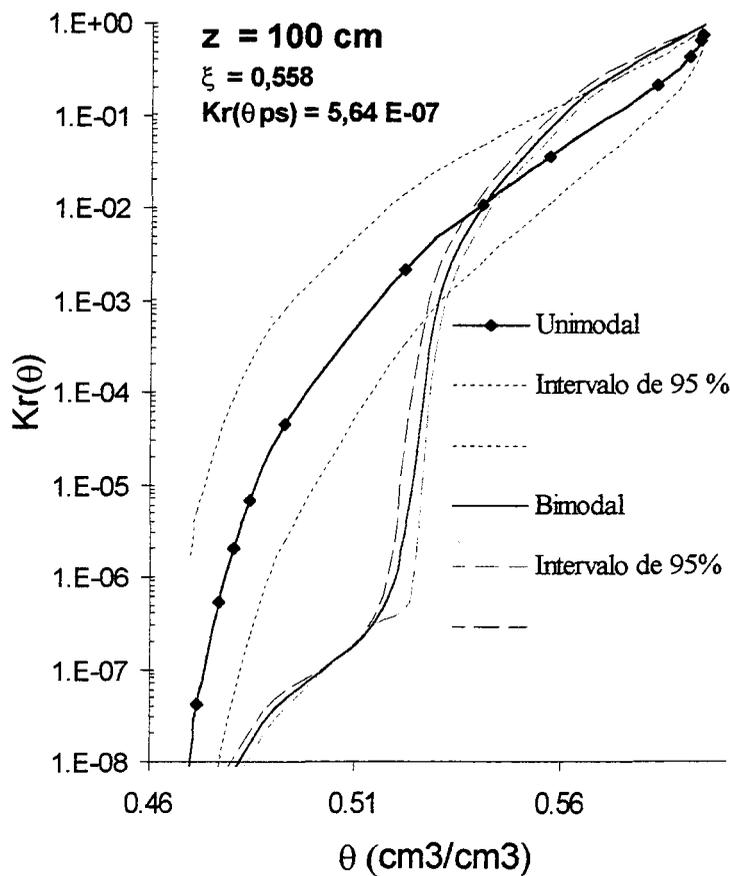
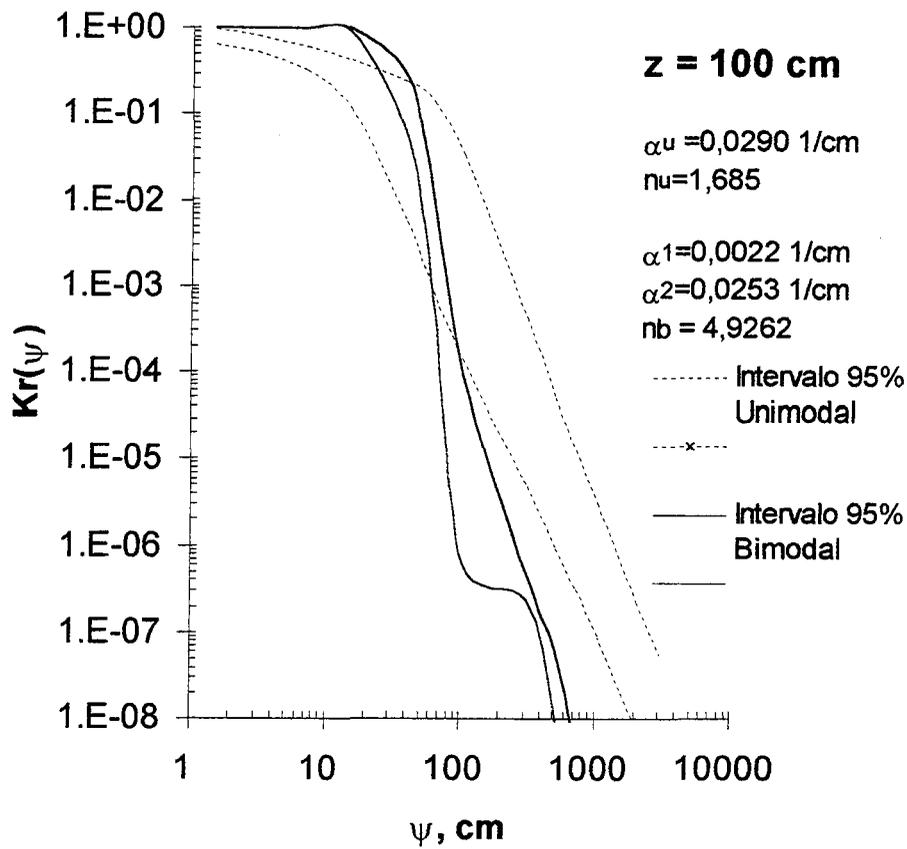


Figura 4.8- Intervalos de confiança de  $Kr(\theta)$  e  $Kr(\psi)$  dos ajustes unimodal e bimodal para  $z= 100 \text{ cm}$ ..

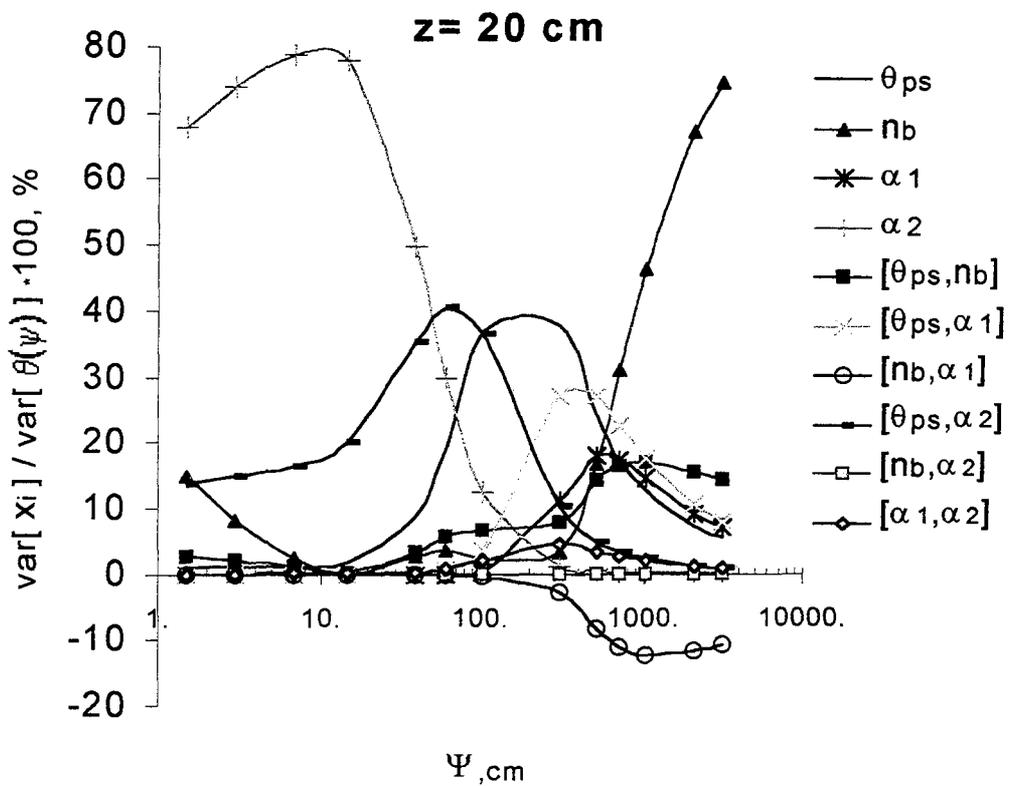
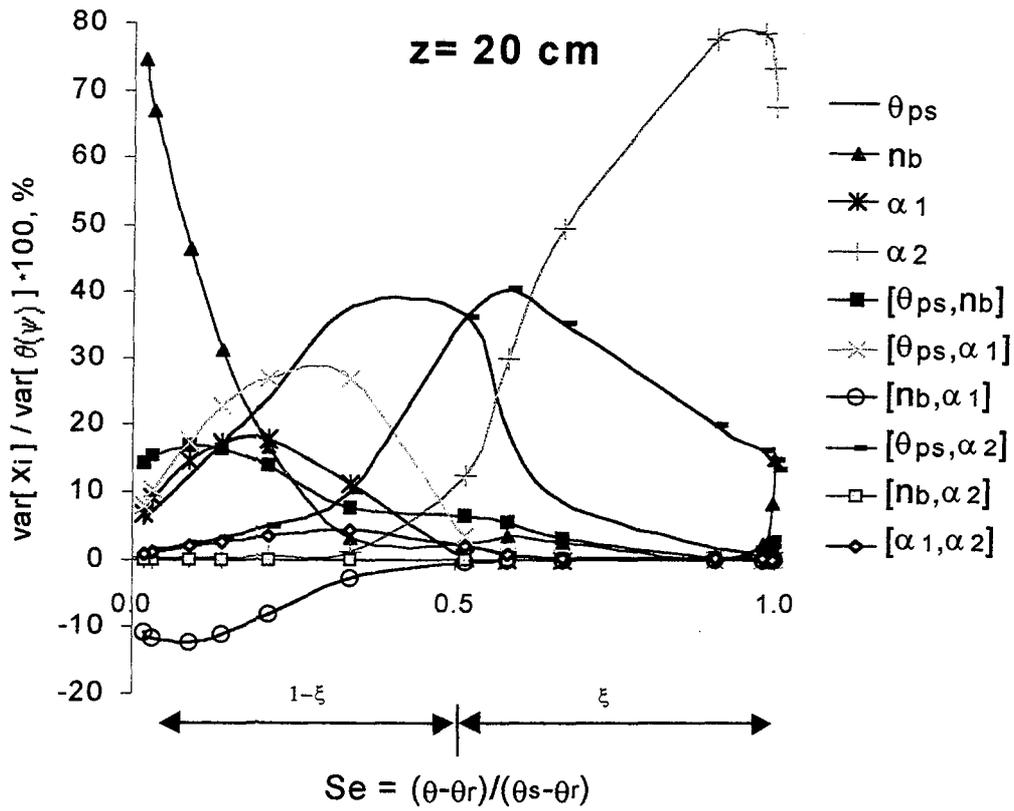


Figura 4.9- Pesos relativos das componentes da variância do ajuste bimodal da  $\theta(\psi)$ , para  $z = 20 \text{ cm}$ , em função de  $S_e$  e  $|\psi|$ .

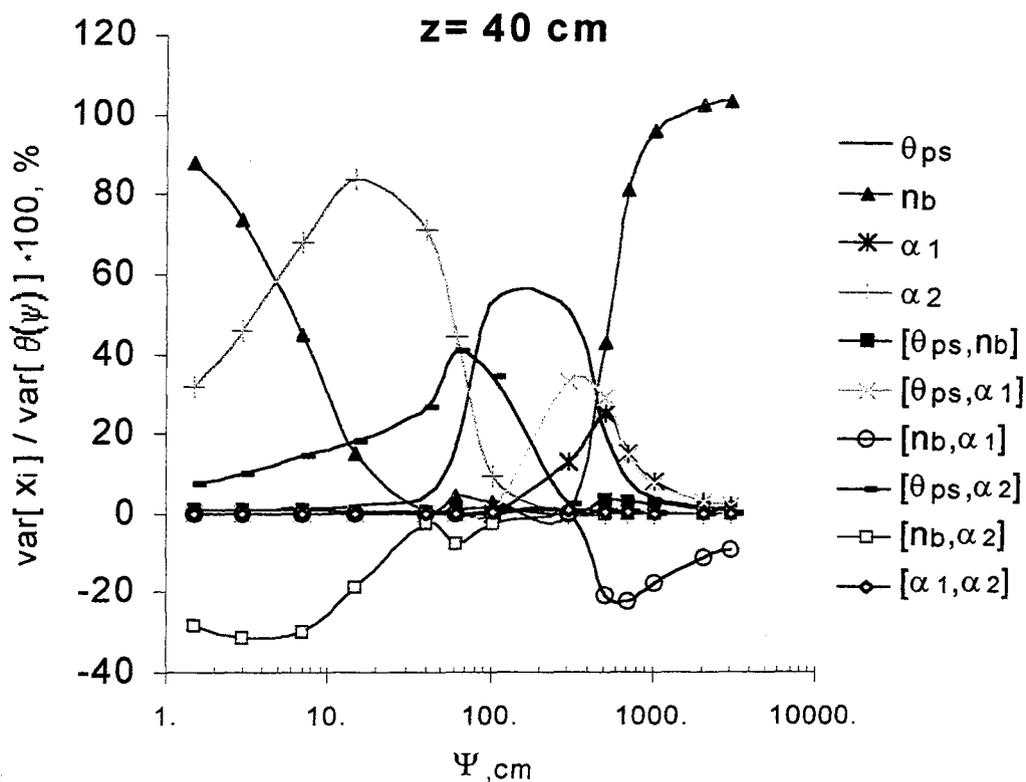
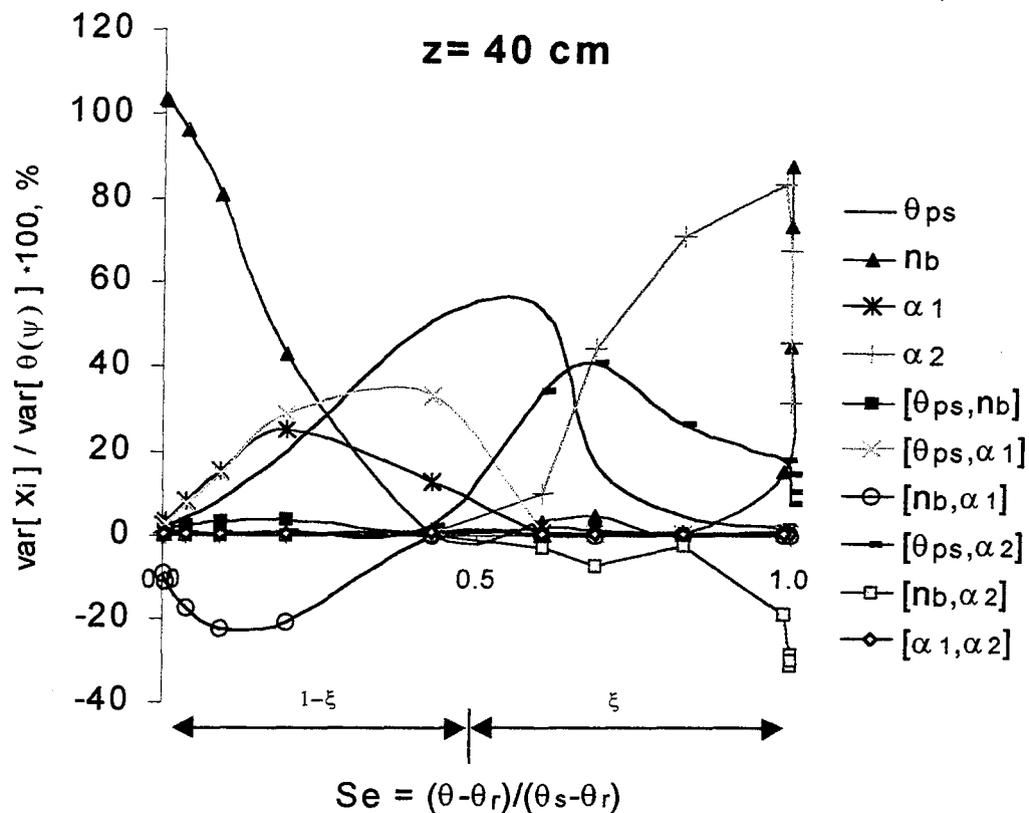


Figura 4.10- Pesos relativos das componentes da variância do ajuste bimodal da  $\theta(\psi)$ , para  $z = 40 \text{ cm}$ , em função de  $S_e$  e  $|\psi|$ .

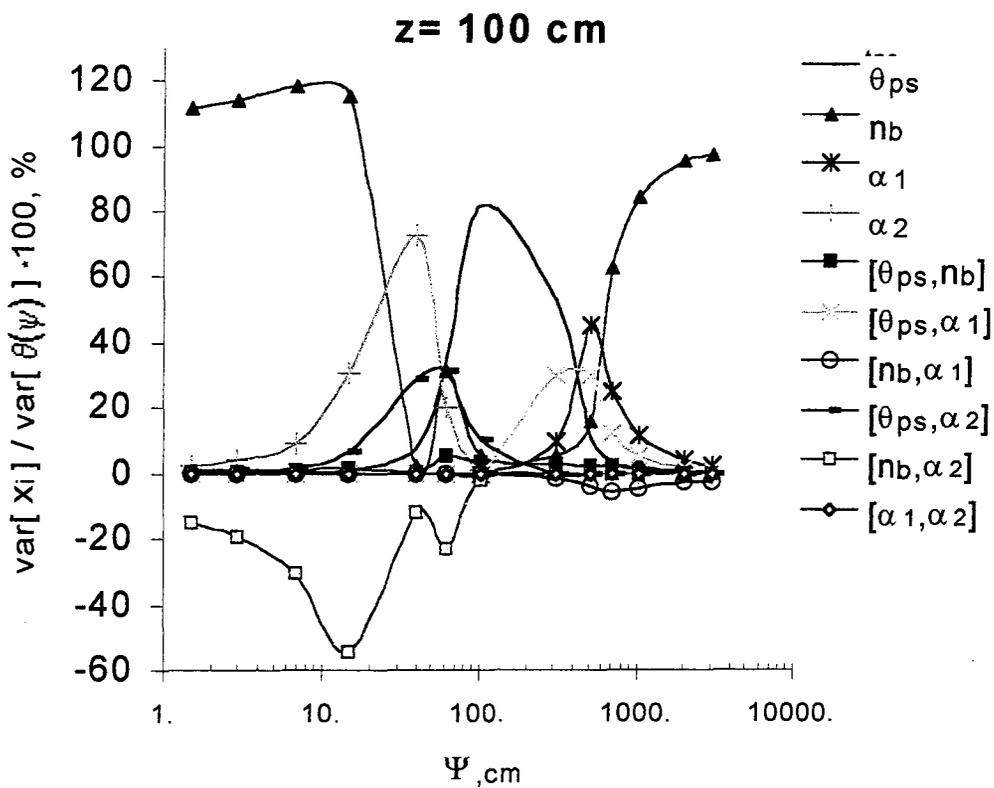
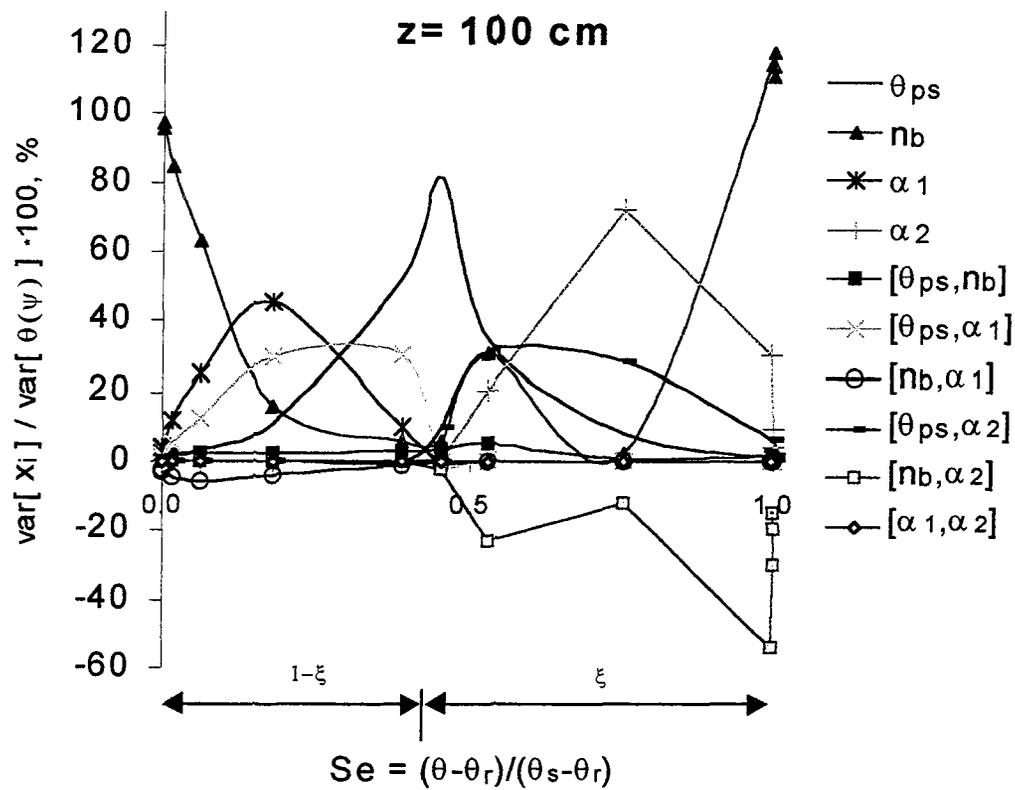


Figura 4.11- Pesos relativos das componentes da variância do ajuste bimodal da  $\theta(\psi)$ , para  $z = 100$  cm, em função de  $S_e$  e  $|\psi|$ .

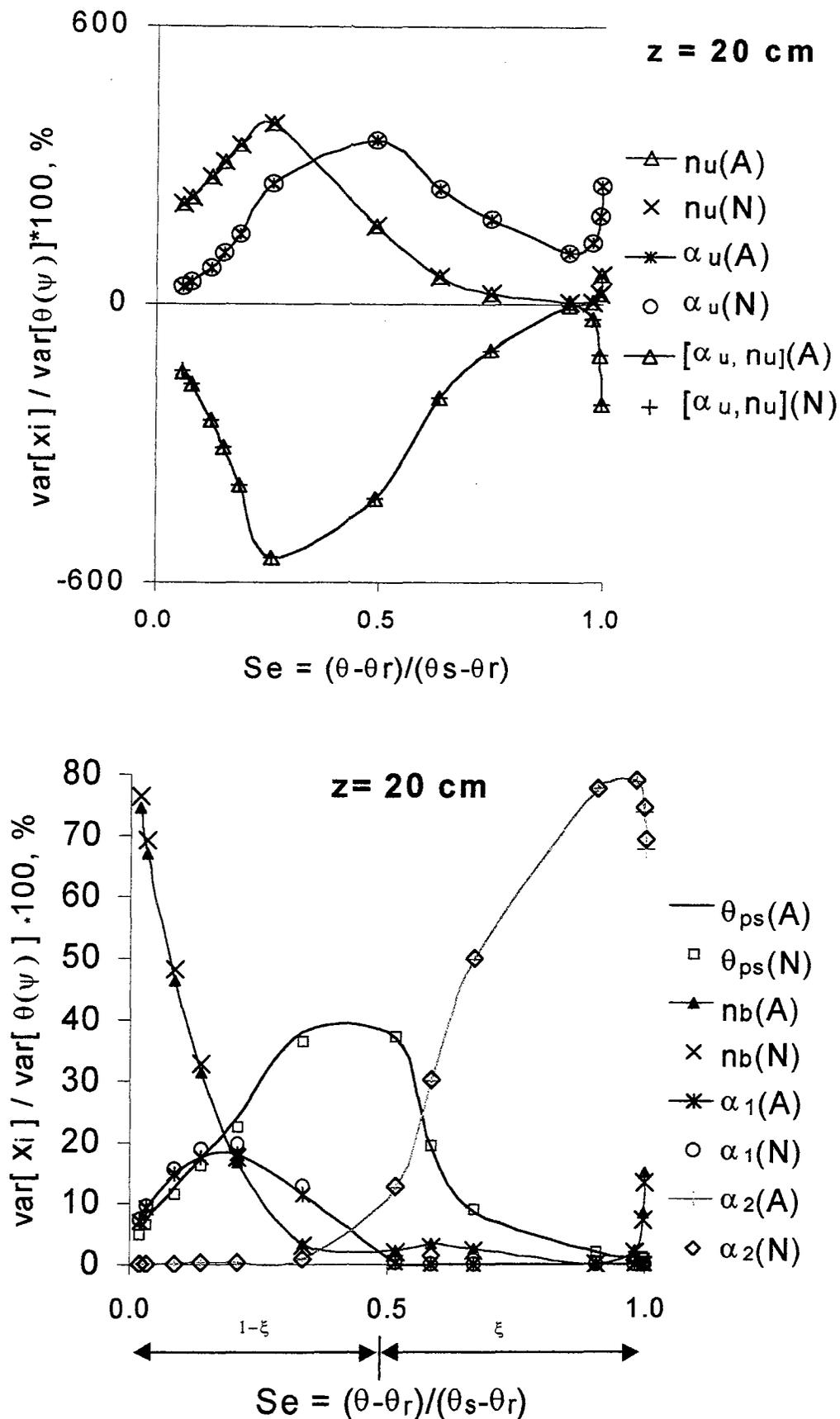


Figura 4.12- Principais componentes analíticas e numéricas do ajuste unimodal e bimodal para  $z=20\text{cm}$

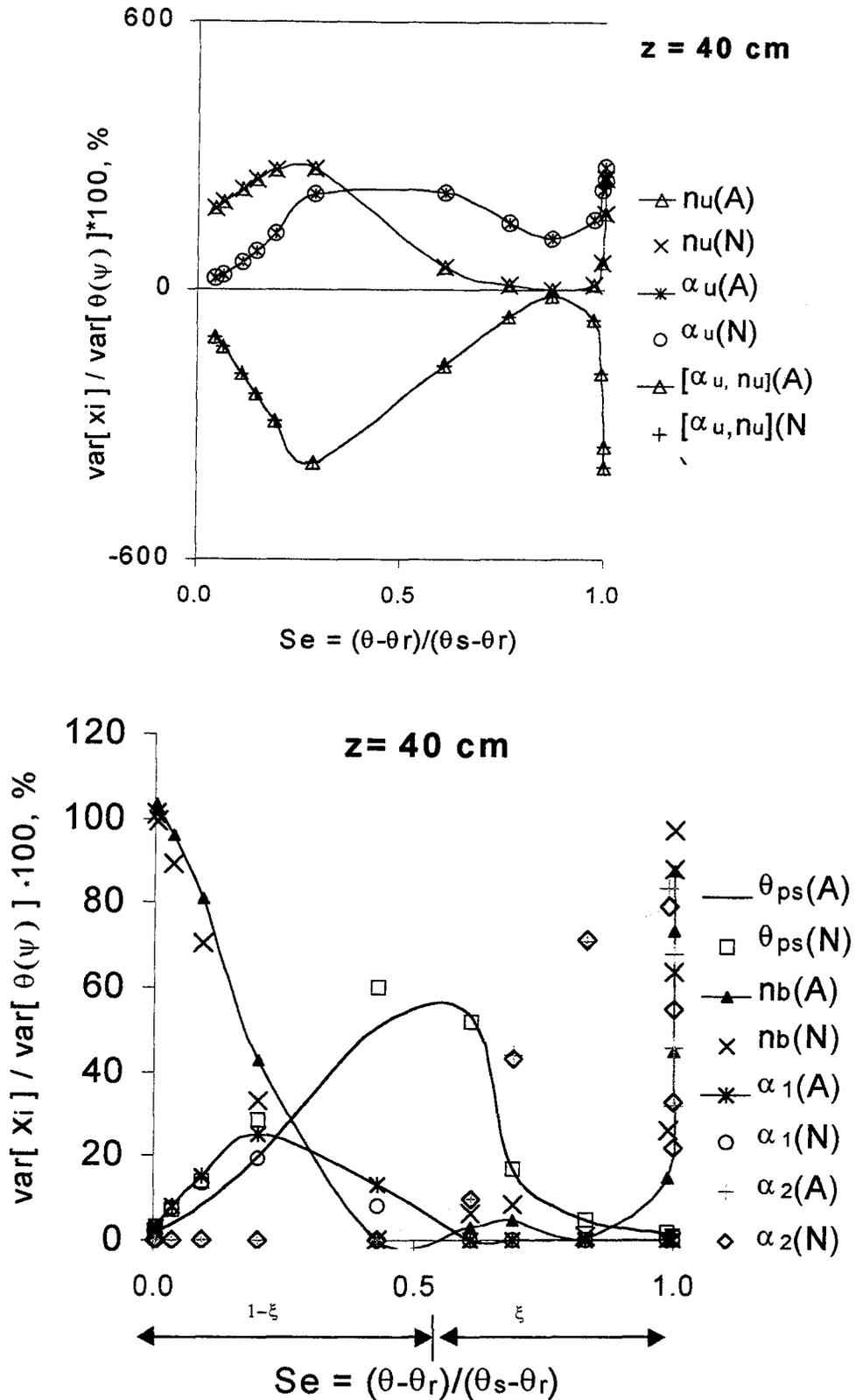


Figura 4.13- Principais componentes analíticas e numéricas do ajuste unimodal e bimodal para  $z= 40$  cm

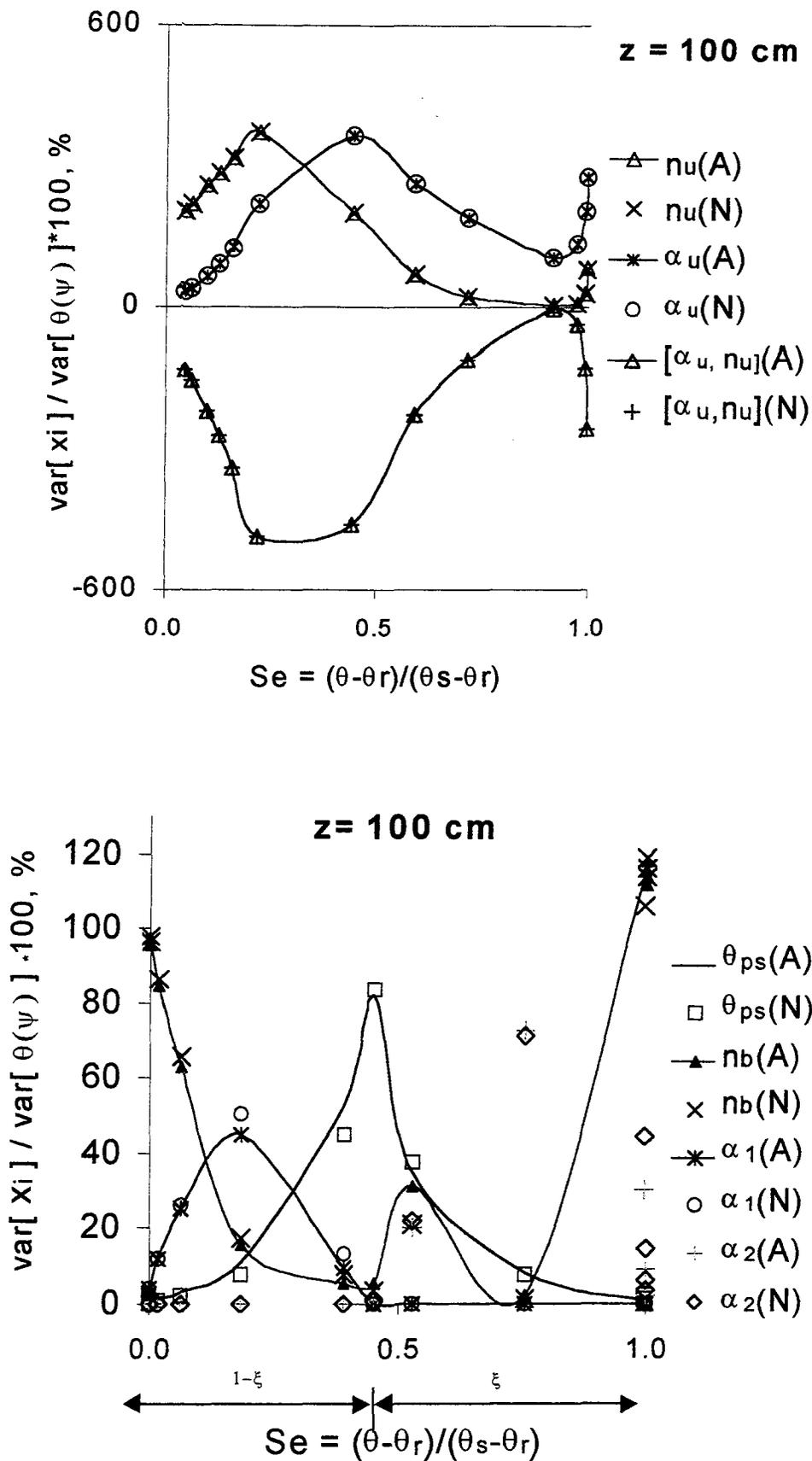


Figura 4.14- Principais componentes analíticas e numéricas do ajuste unimodal e bimodal para  $z= 40$  cm

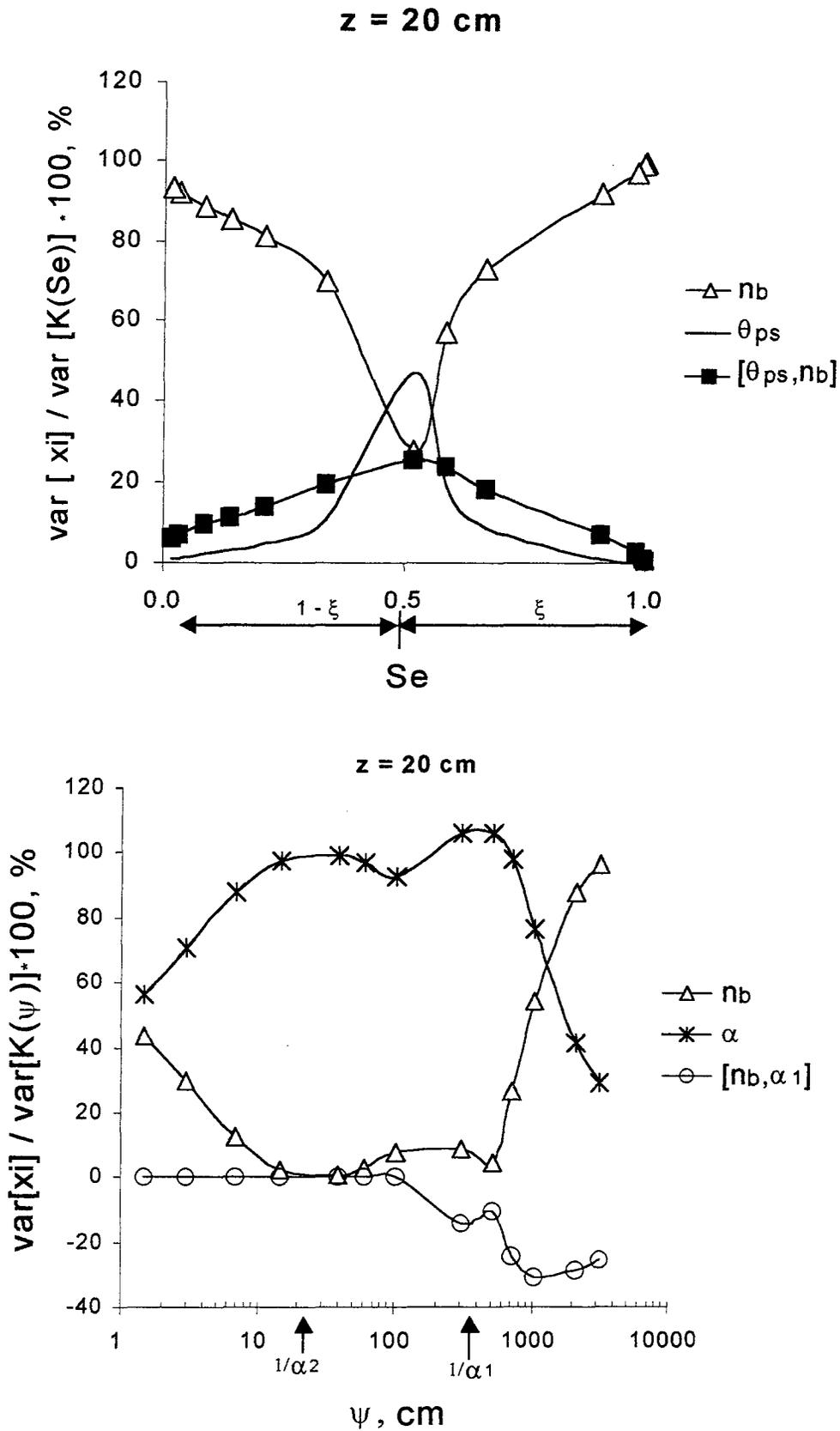


Figura 4.15- Componentes numéricas da variância da condutividade hidráulica bimodal de pseudo-saturação para  $z = 20 \text{ cm}$

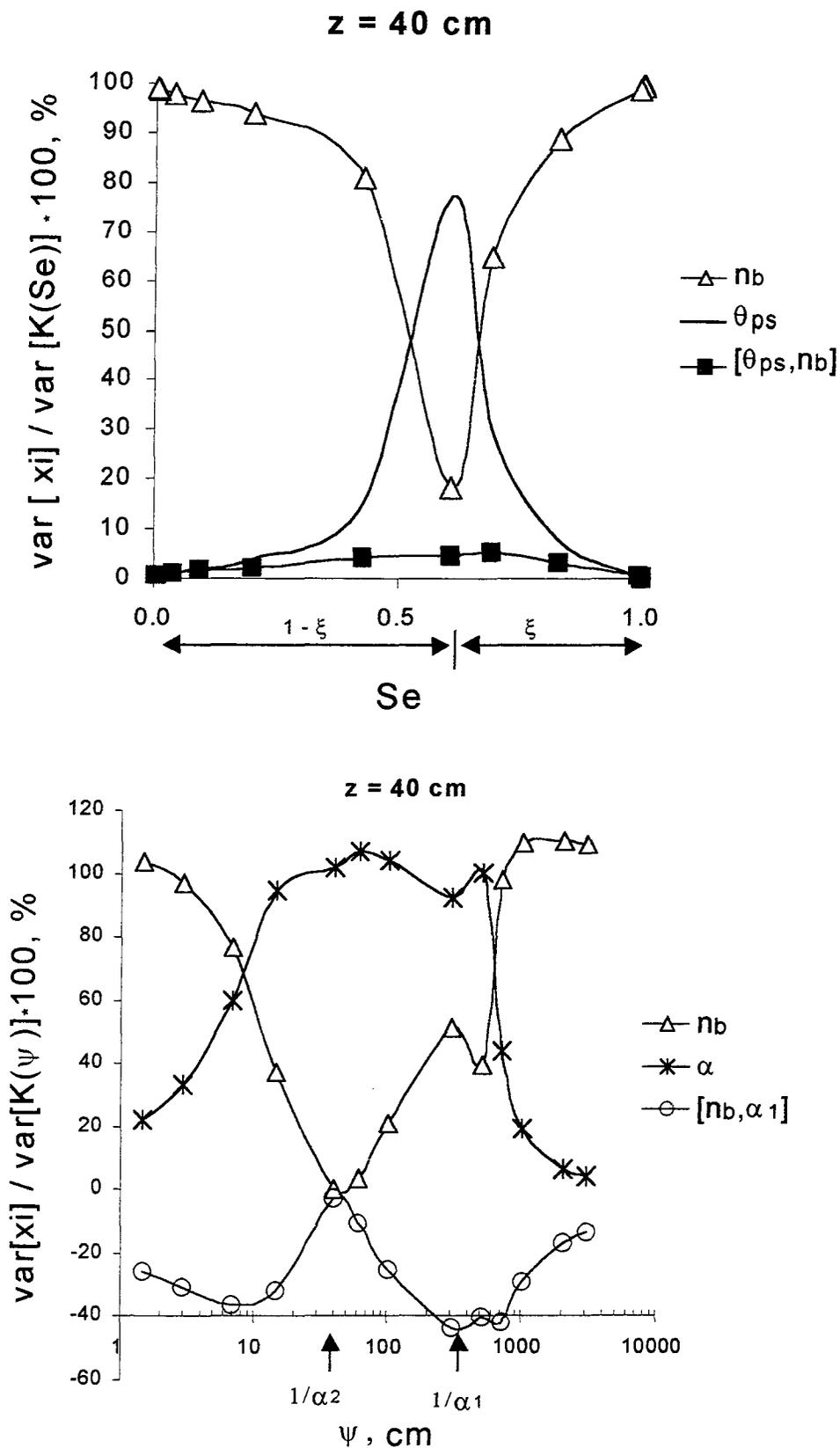


Figura 4.16- Componentes numéricas da variância da condutividade hidráulica bimodal de pseudo-saturação para z = 40 cm

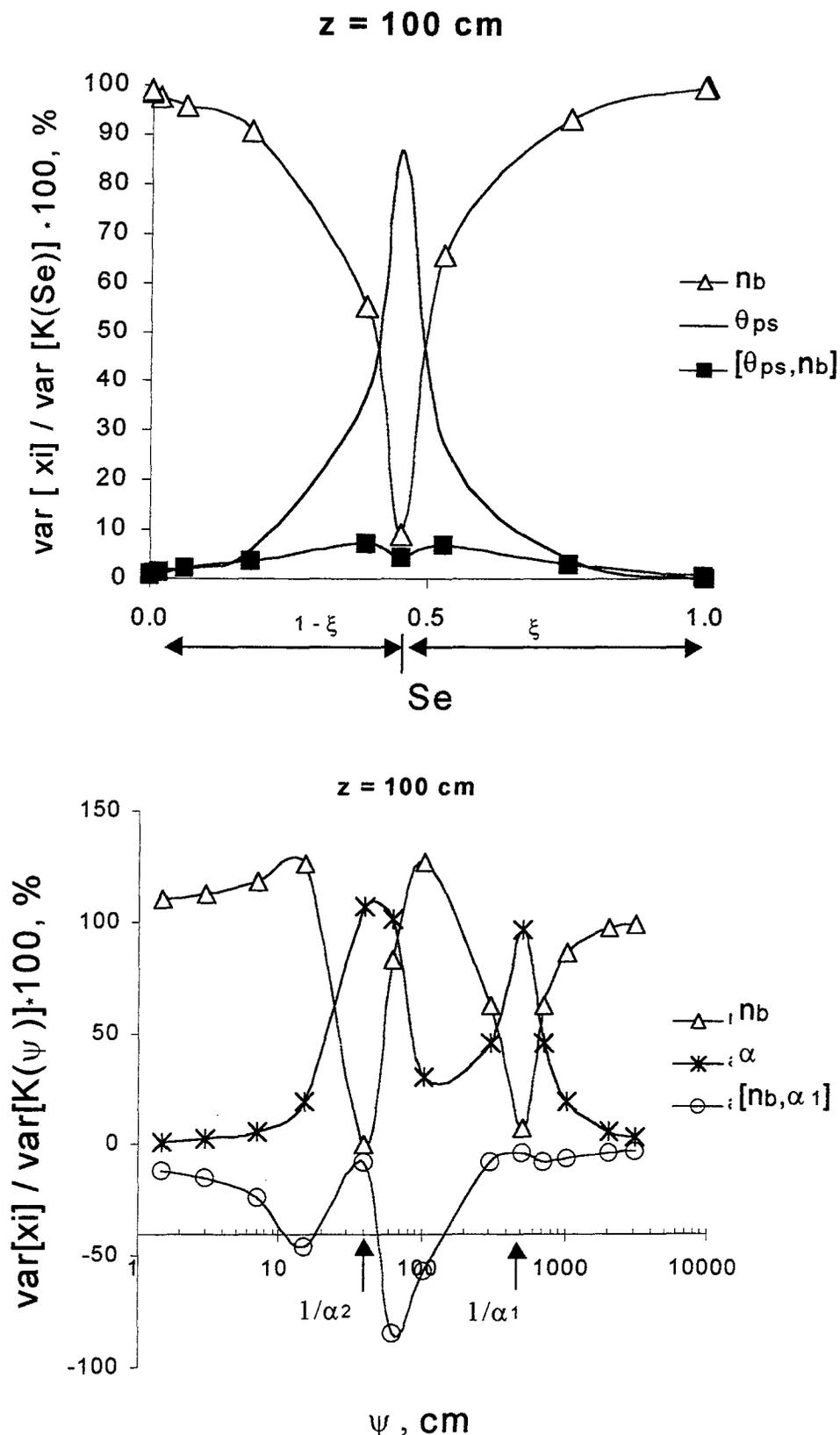


Figura 4.17- Componentes numéricas da variância da condutividade hidráulica bimodal de pseudo-saturação para z = 100 cm.

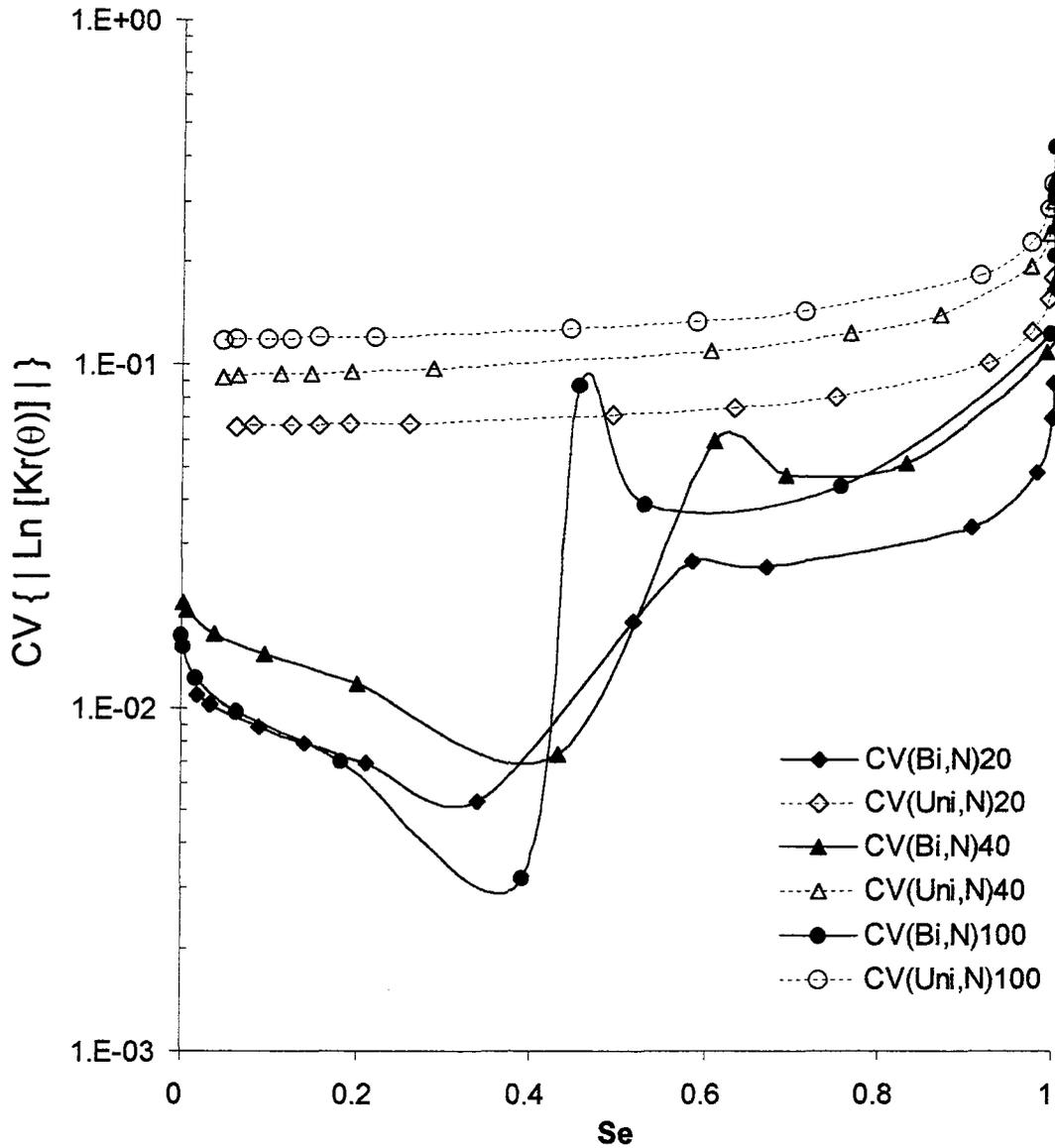


Figura 4.18- Comparação dos coeficientes de variação para as abordagens uni- e bimodal

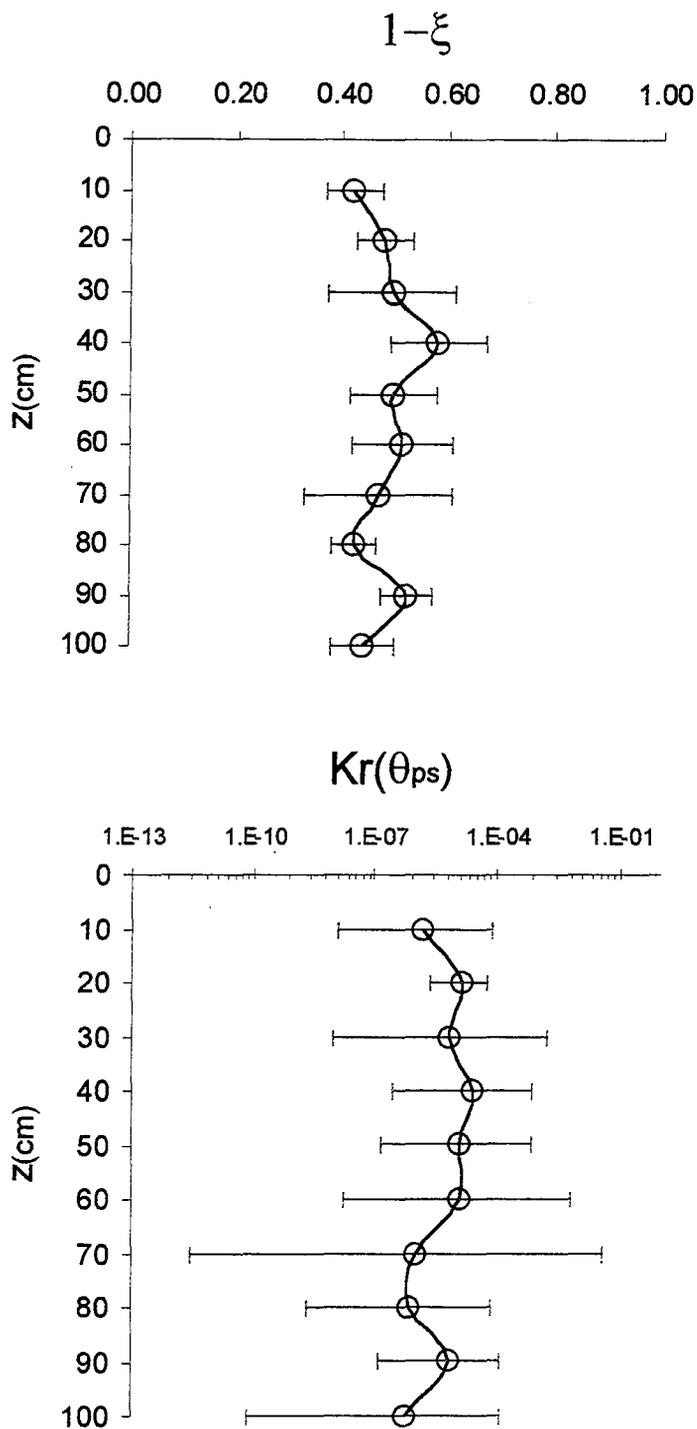


Figura 4.19- Intervalos de confiança de  $(1-\xi)$  e  $Kr(\theta_{ps})$  para *Oxisolo* entre 10 e 100 cm, PROJETO POTIRIBU.

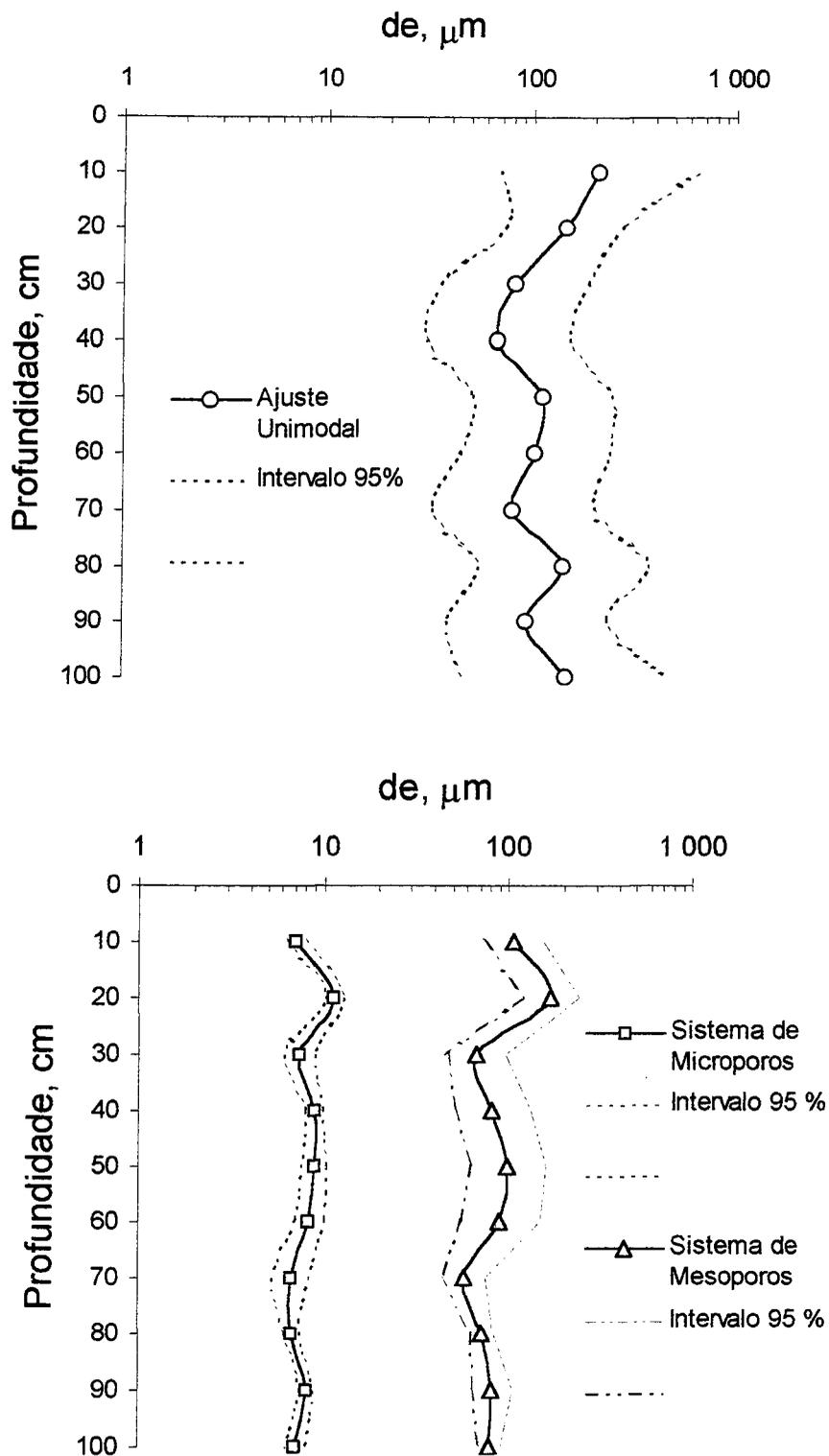


Figura 4.20- Intervalos de confiança de diâmetros equivalentes para Oxisolo do PROJETO POTIRIBU.

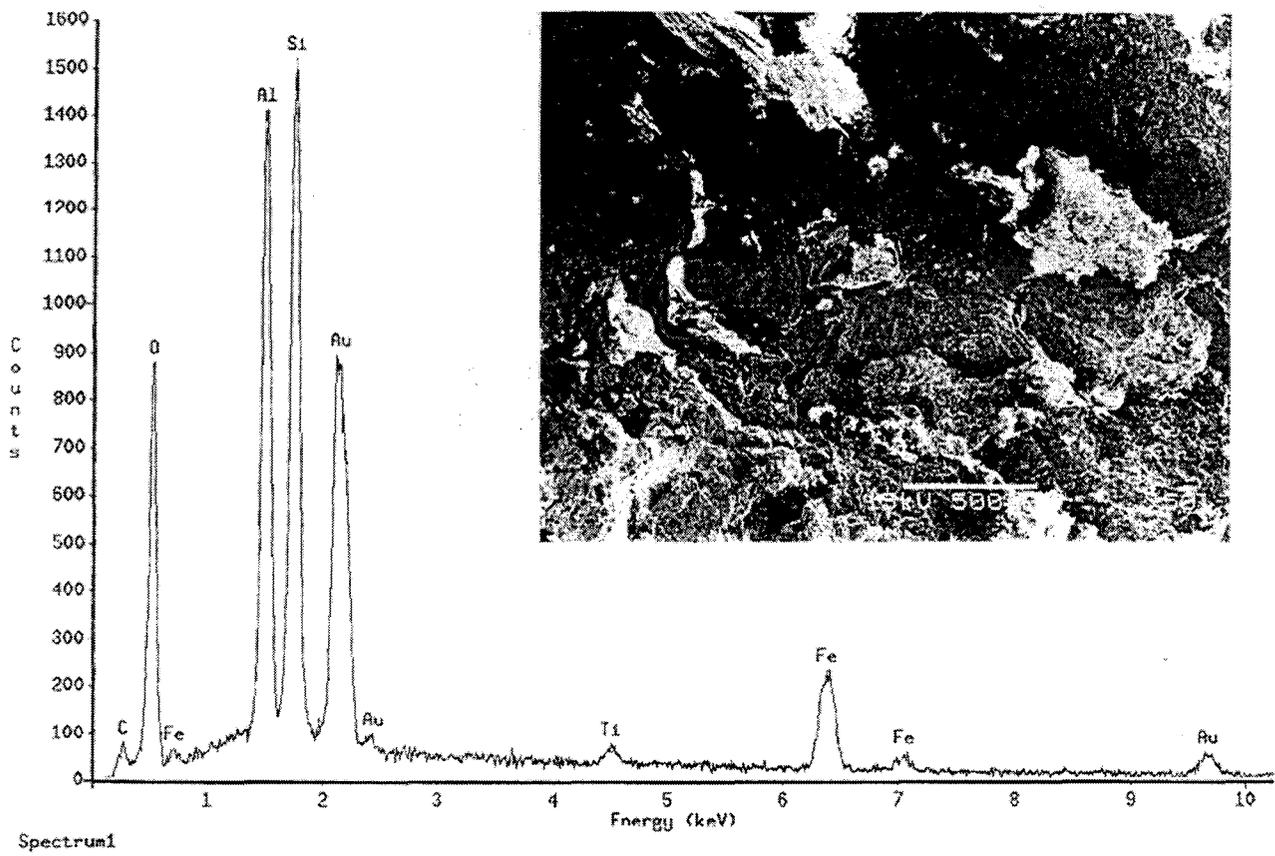


Figura 4.21. Amostra microscópica ELI-MNG de Oxisol ( $AE=5,43 \cdot 10^{-2} \text{cm}^2$ )

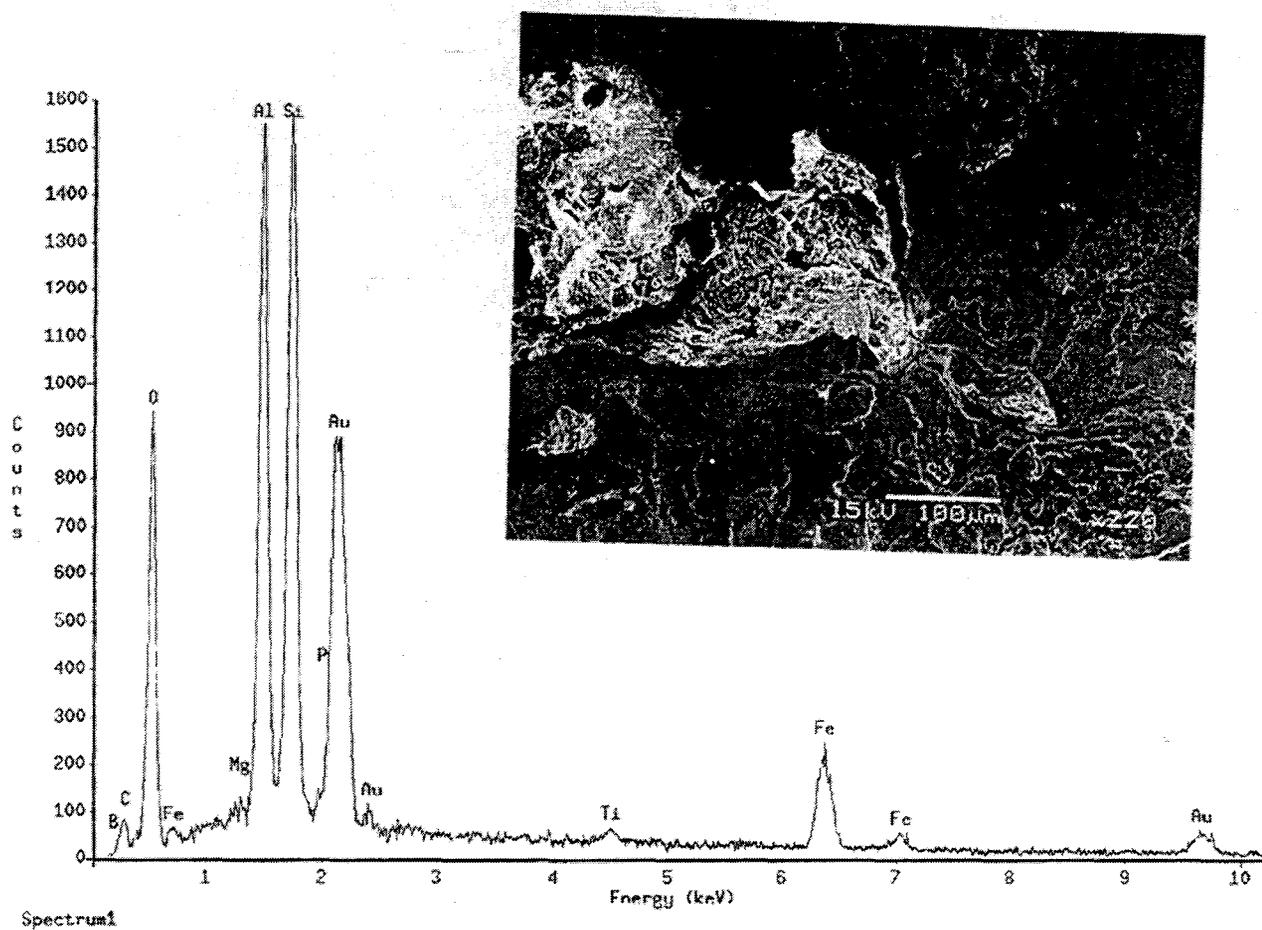


Figura 4.22. Amostra microscópica ELI-MNG de Oxisol ( $AE=2,83 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2$ )

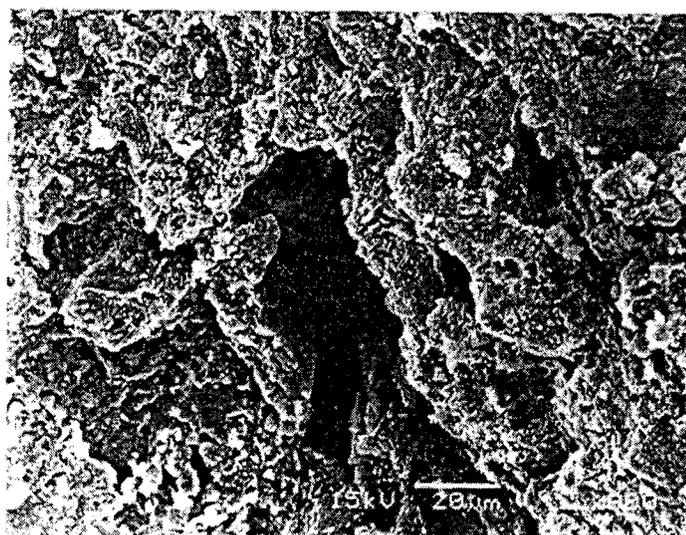
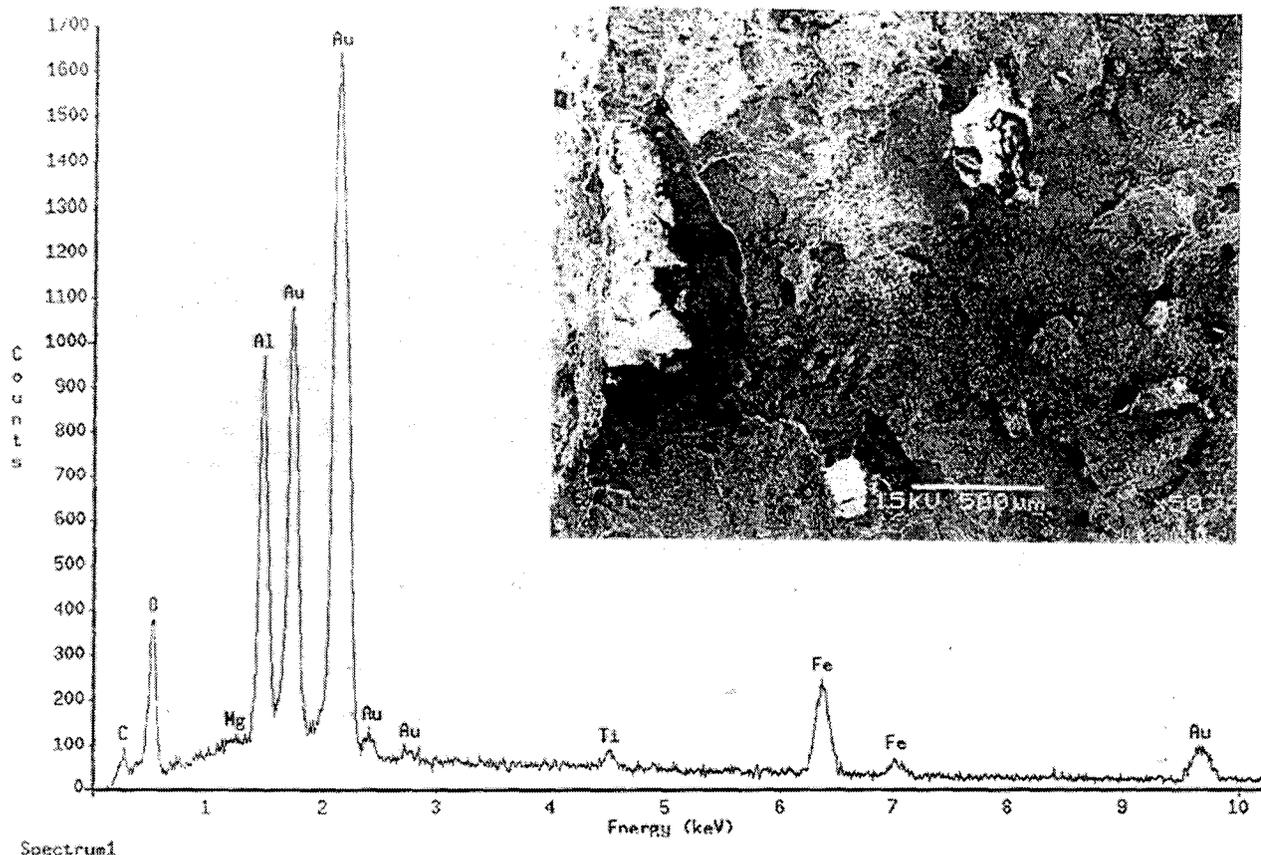


Figura 4.23. Amostra microscópica EL2m-AGR (a:  $AE= 5,43 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^2$ ; b:  $AE=1,75 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^2$ )

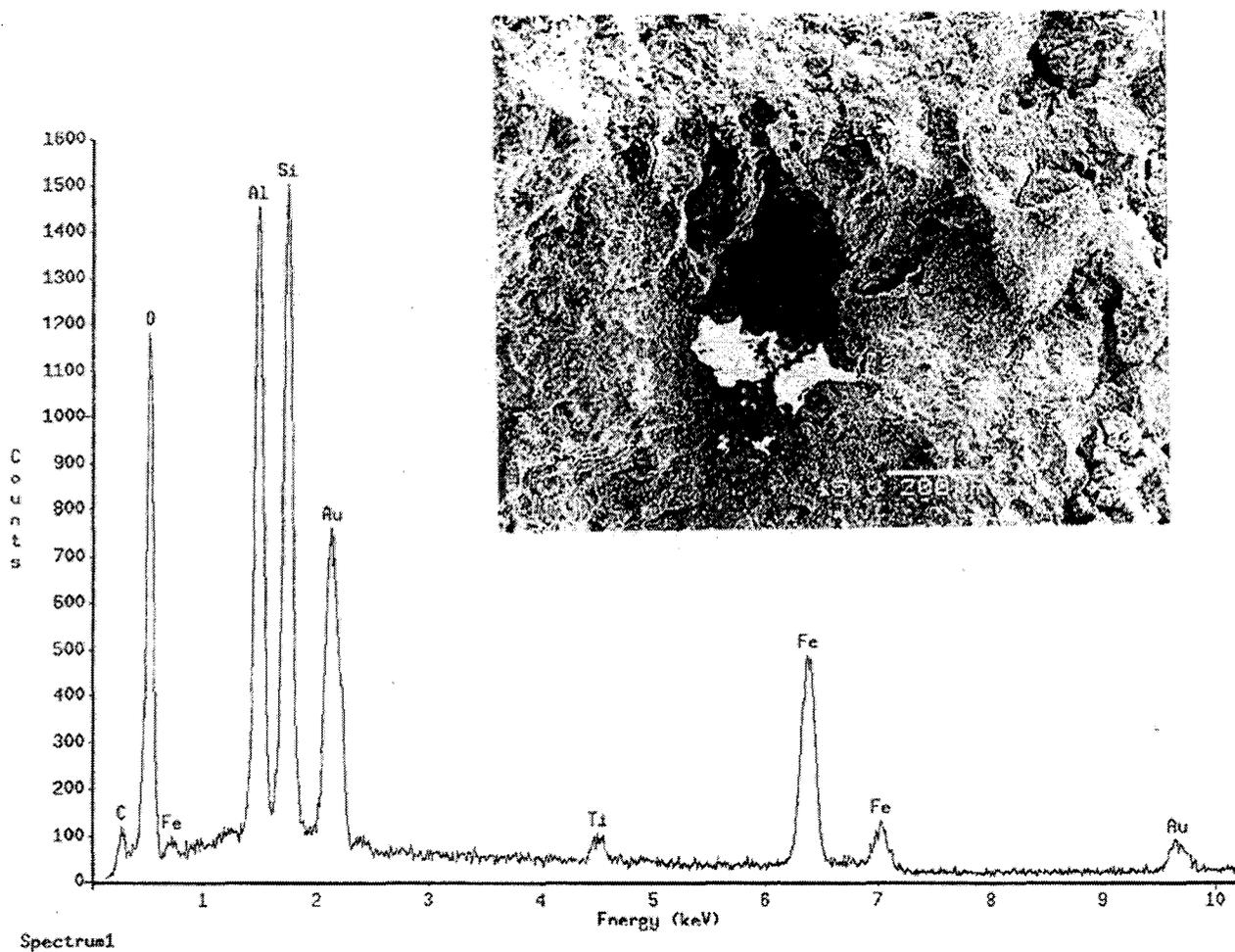


Figura 4.24. Amostra microscópica EL3-MNG ( $AE= 1,48 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^2$ )

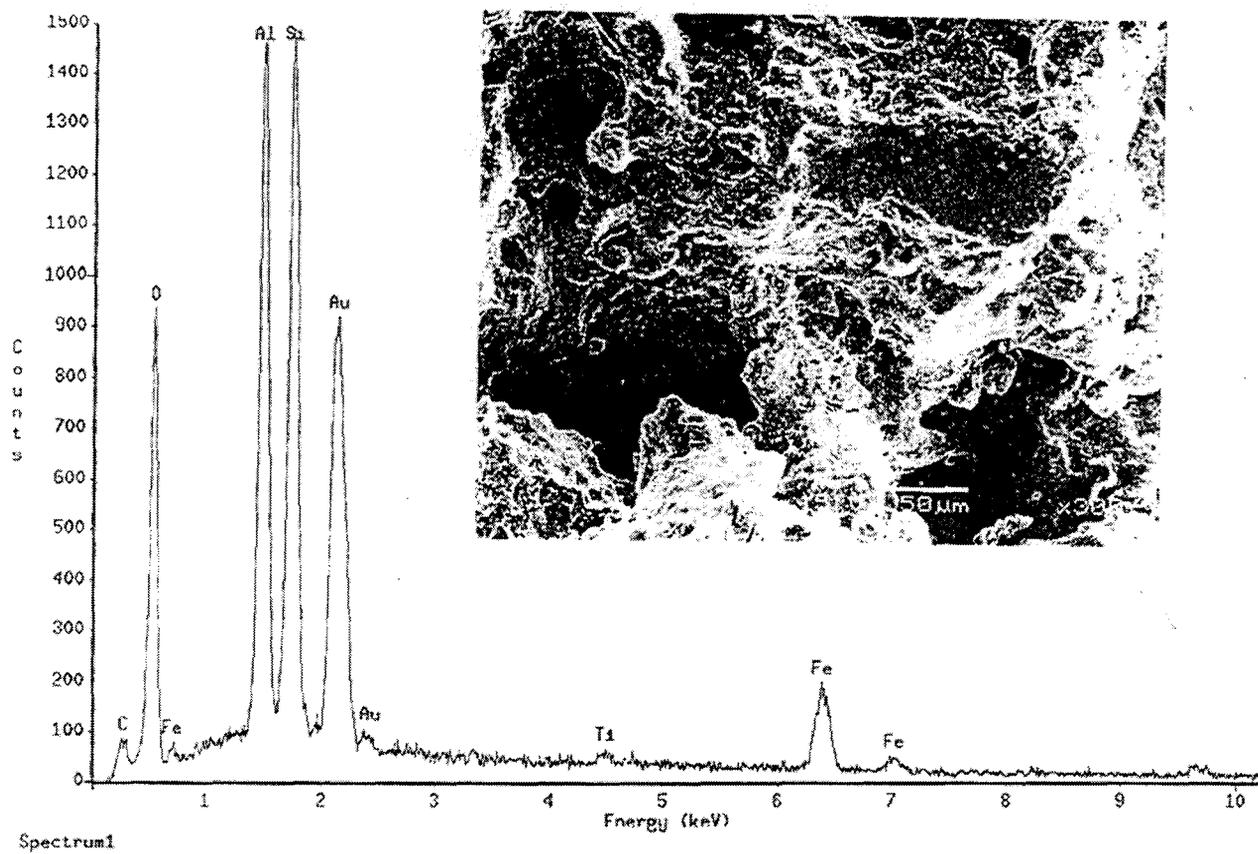


Figura 4.25. Amostra microscópica EL4-AGR ( $AE= 1,09 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2$ )

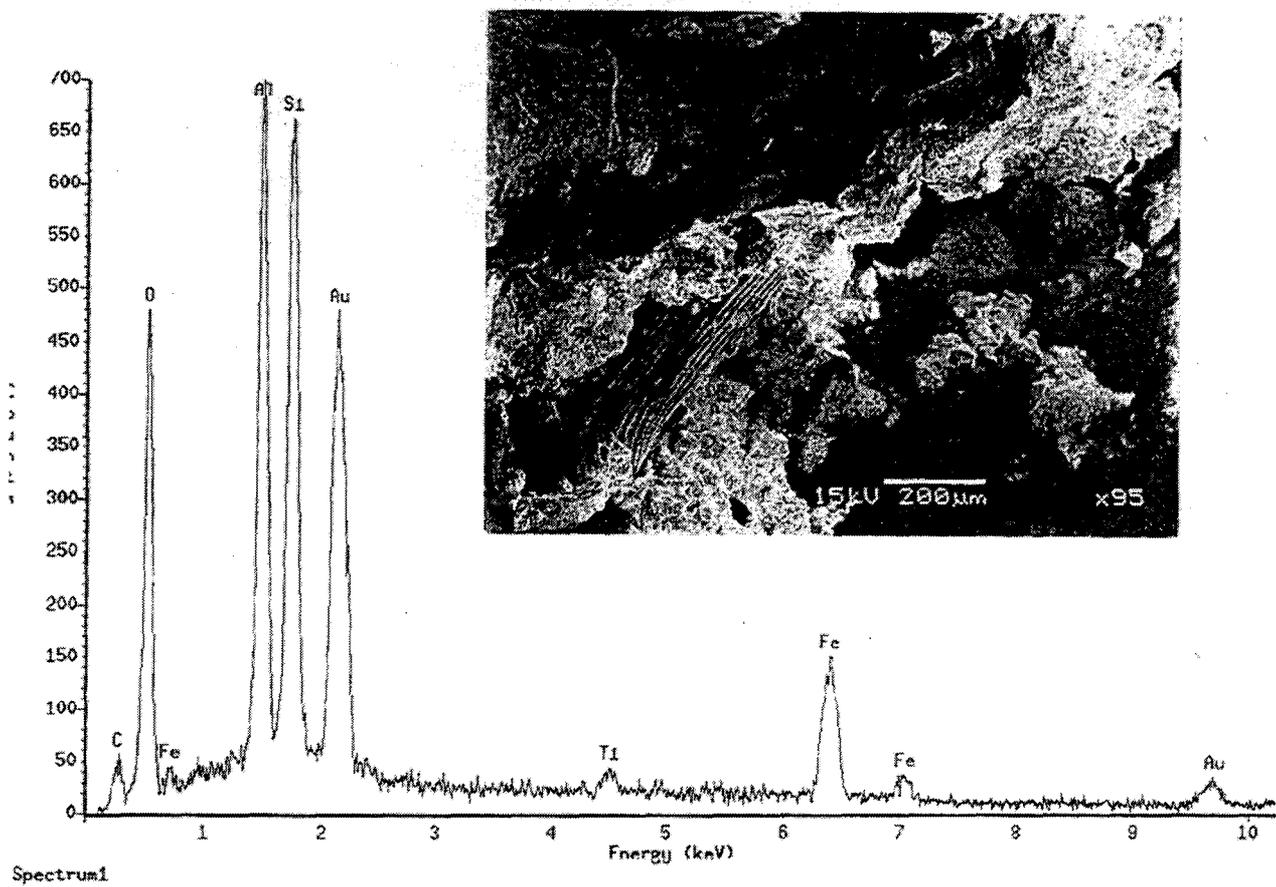


Figura 4.26. Amostra microscópica EL5-MNG ( $AE= 1,48 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^2$ )

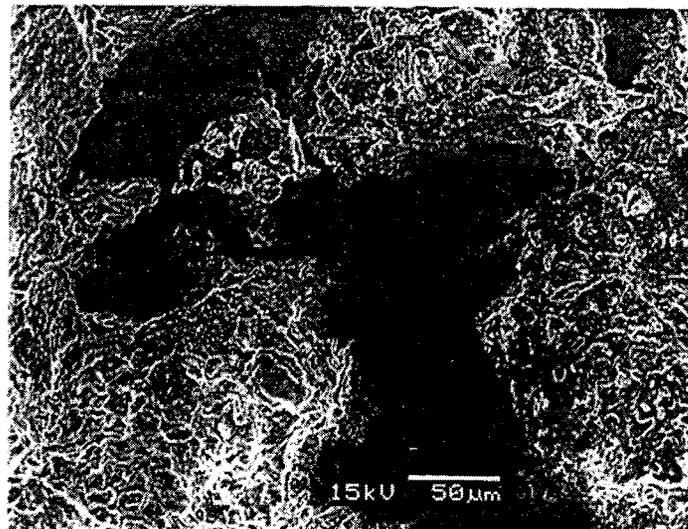
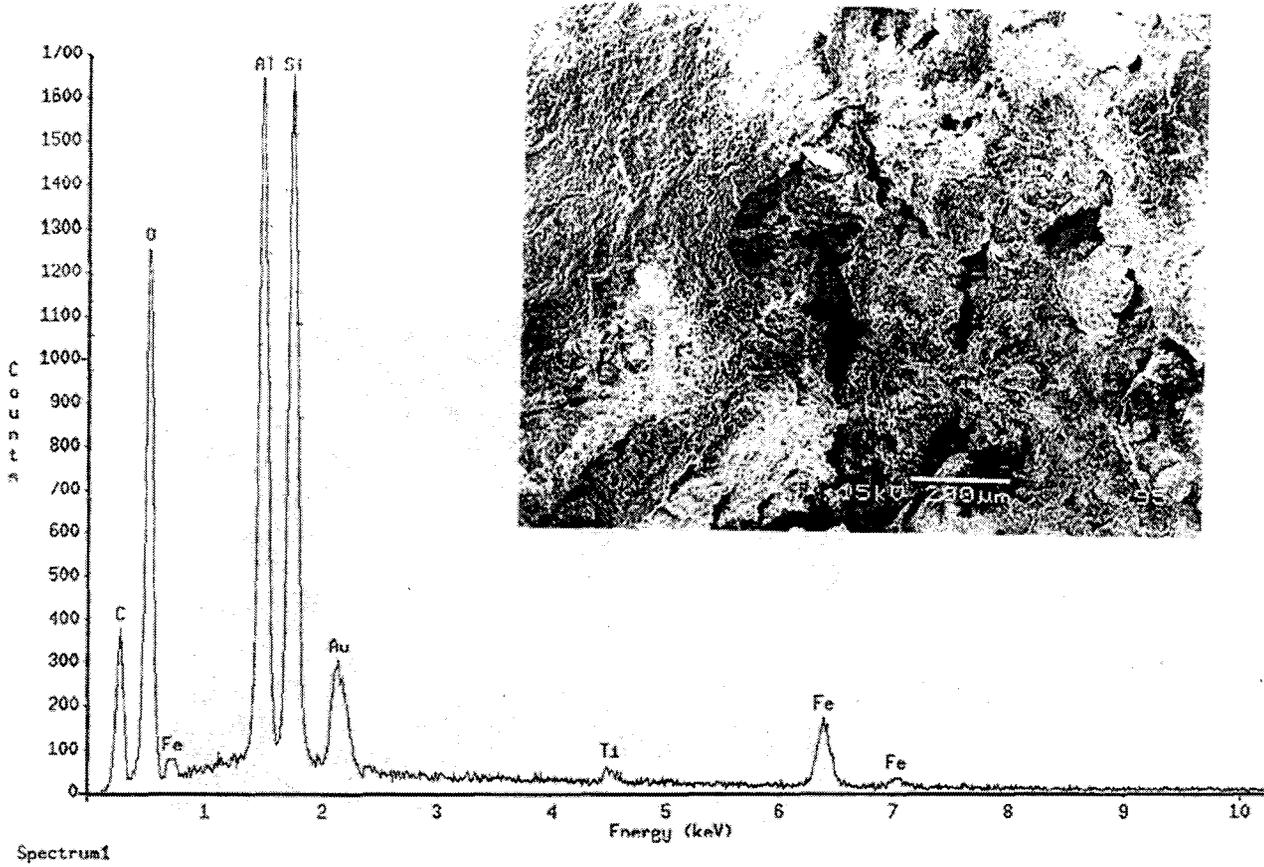


Figura 4.27. Amostra microscópica EL6M-MNG (a:  $AE= 1,48 \cdot 10^{-2}$ , b:  $1,09 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2$ )

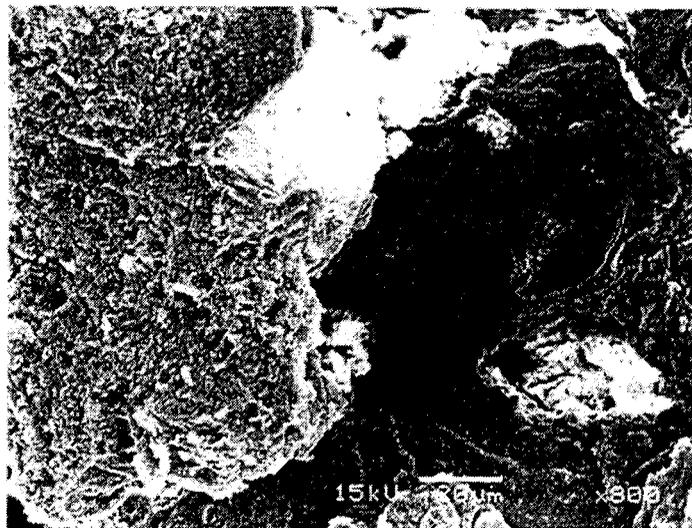
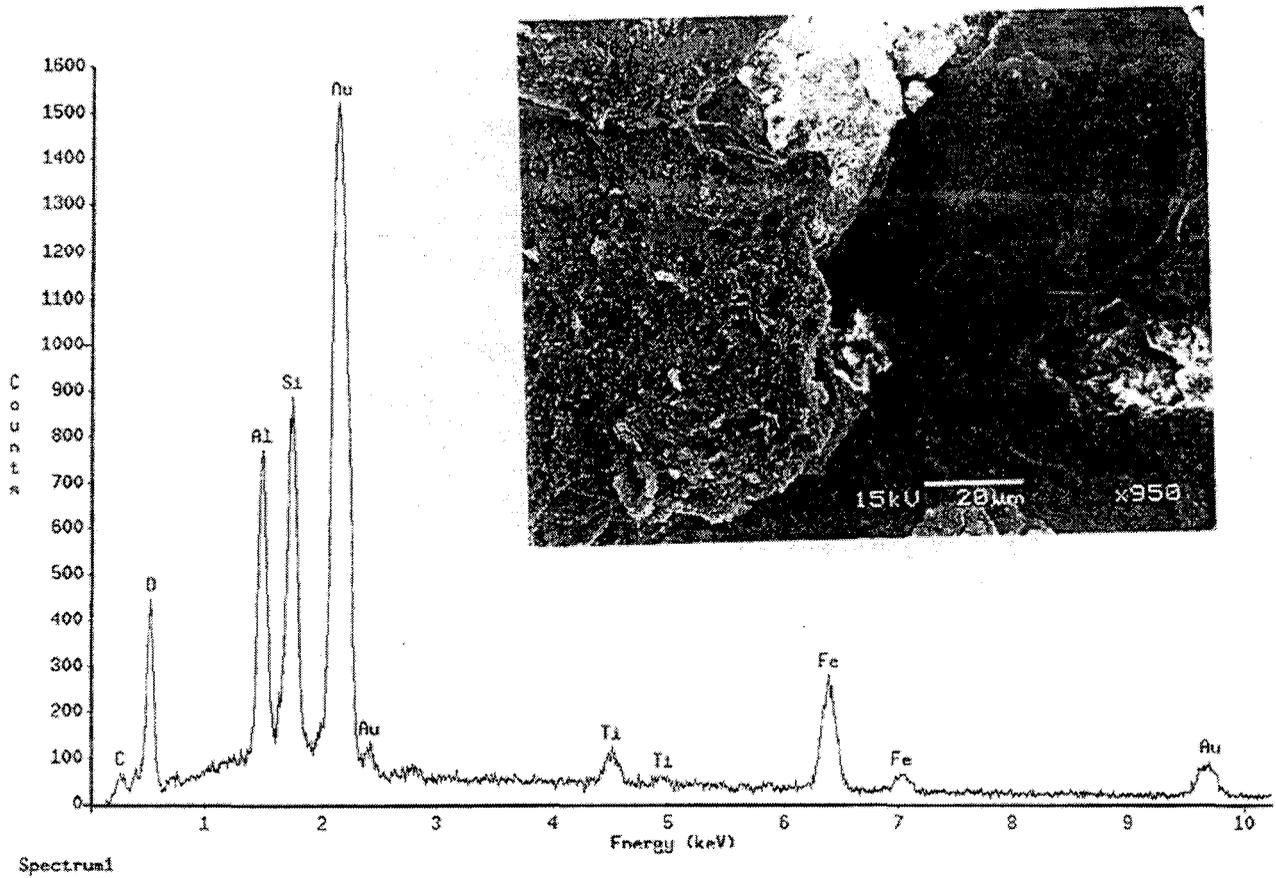


Figura 4.28. Amostra microscópica EL67-AGR ( $AE= 3,93 \cdot 10^{-4} \text{cm}^2$ )

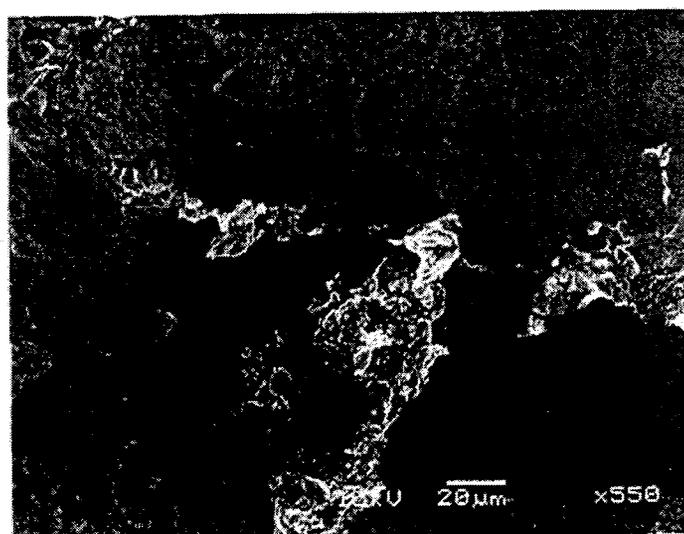
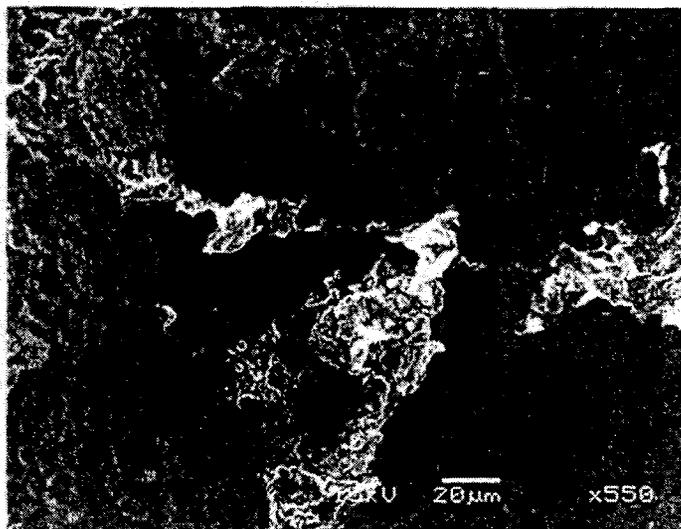


Figura 4.29. Amostra microscópica EL7-AGR ( $AE= 1,48 \cdot 10^{-1} \text{cm}^2$ )

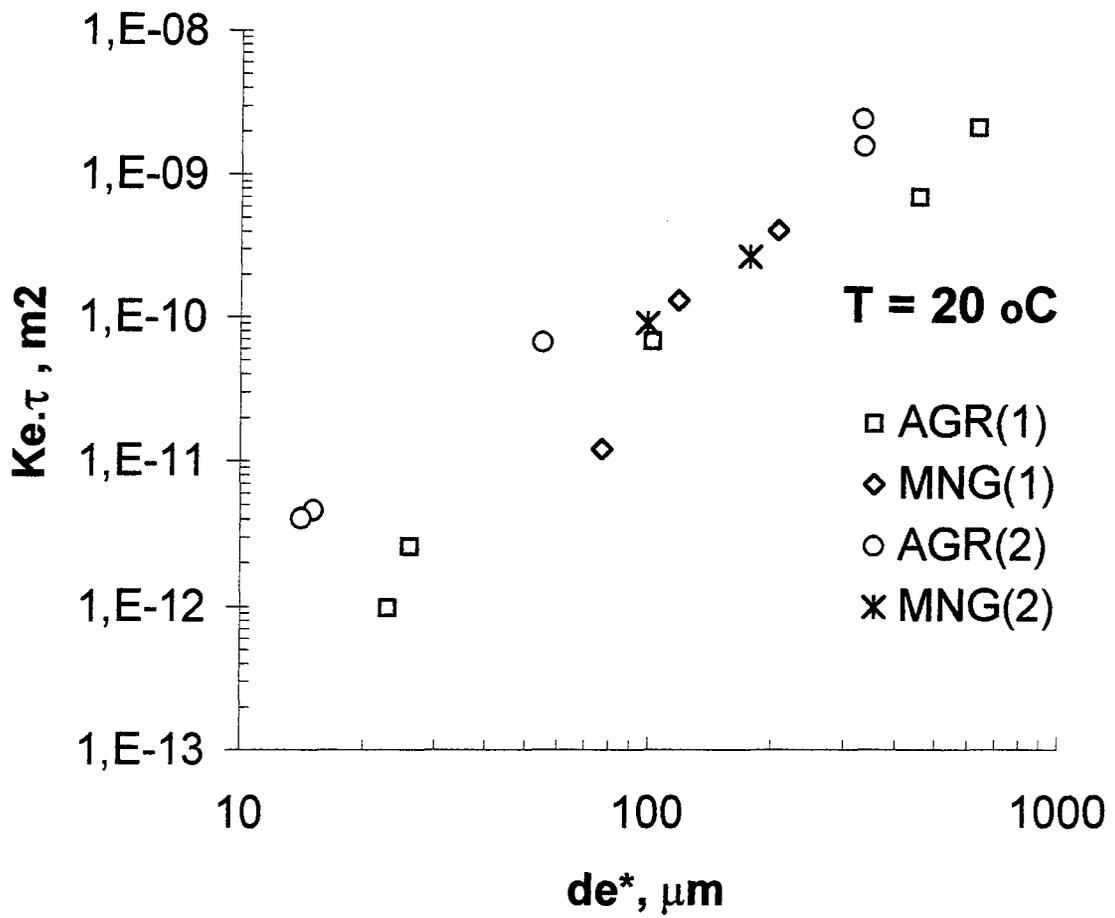


Figura 4.30- Diâmetros equivalentes respeito das permeabilidades na escala de poro.

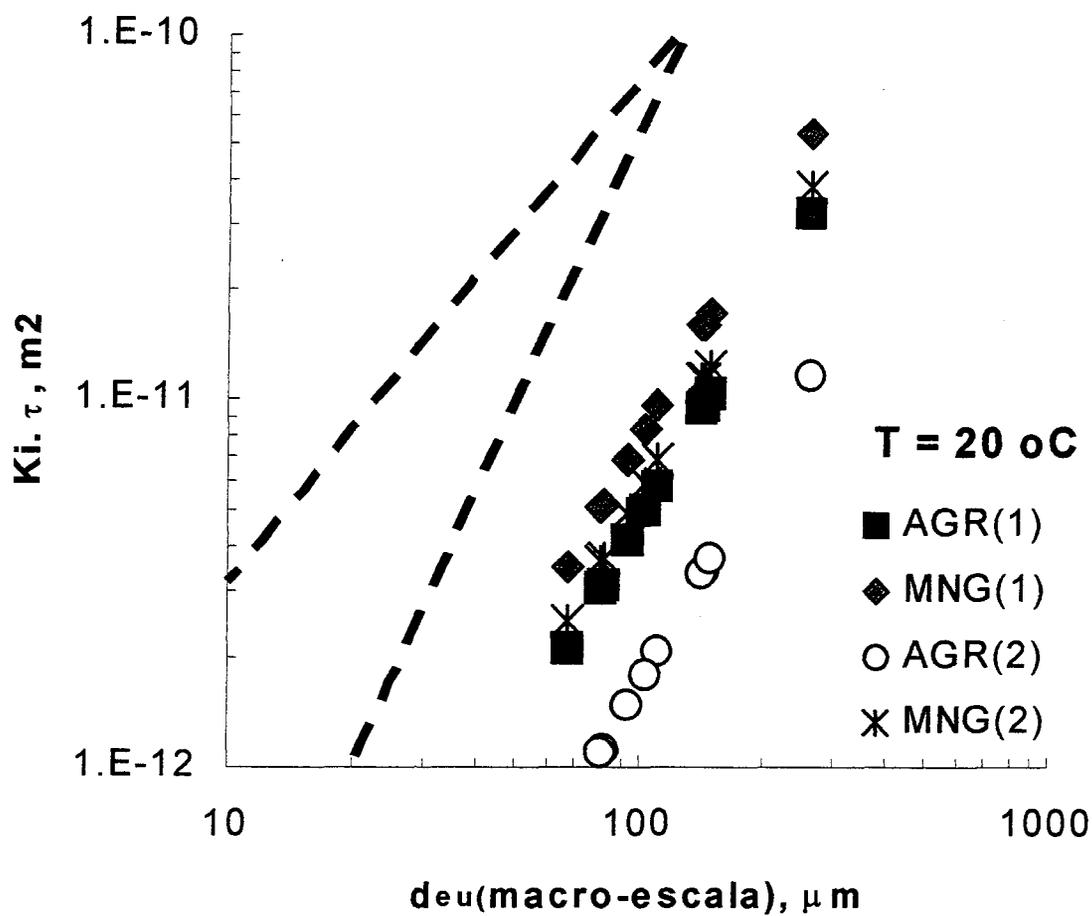


Figura 4.31- Diâmetros equivalentes respeito das permeabilidades na escala de pedon.

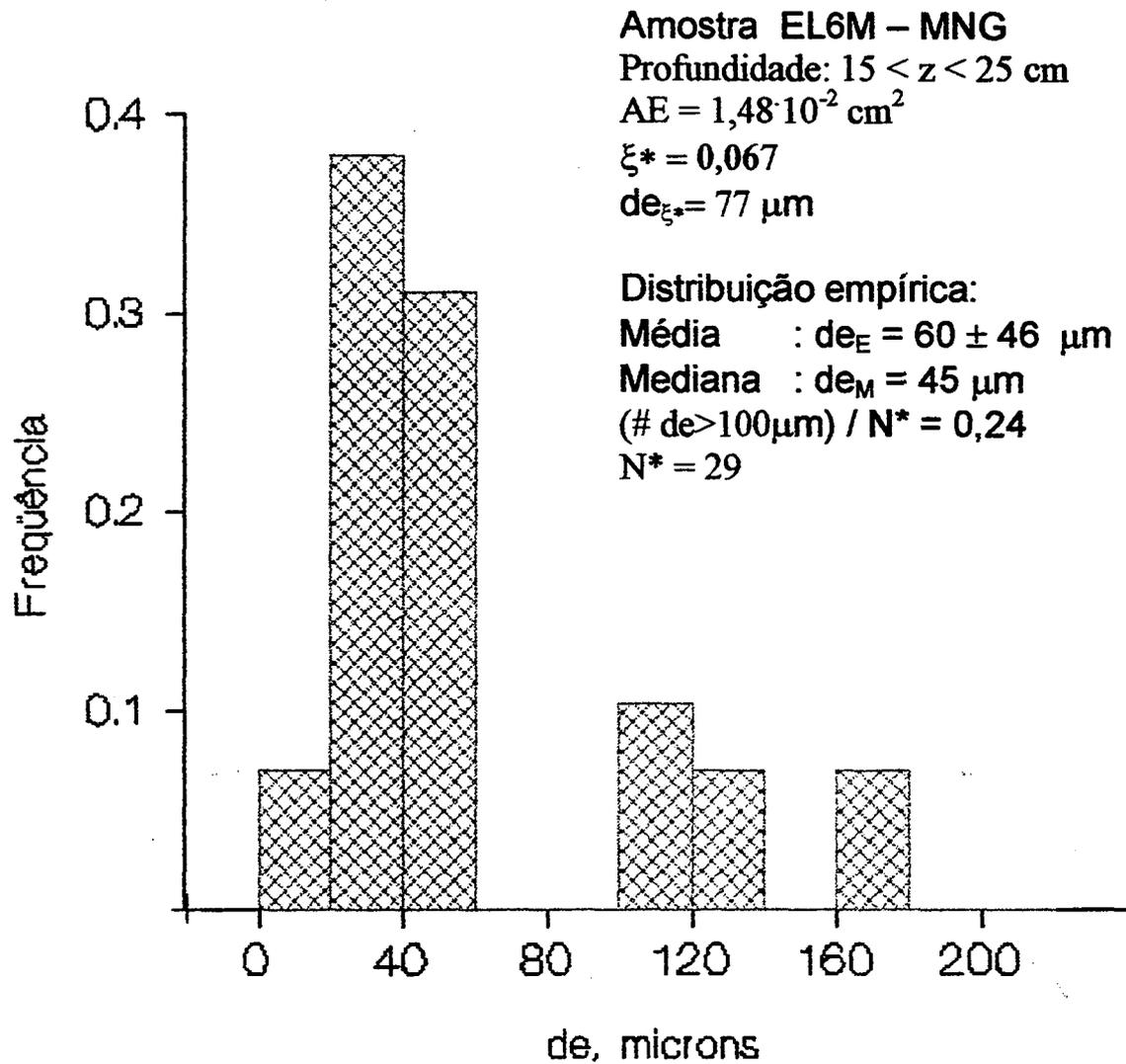


Figura 4.32- Histograma de frequência dos poros equivalentes da sub-amostra EL6M

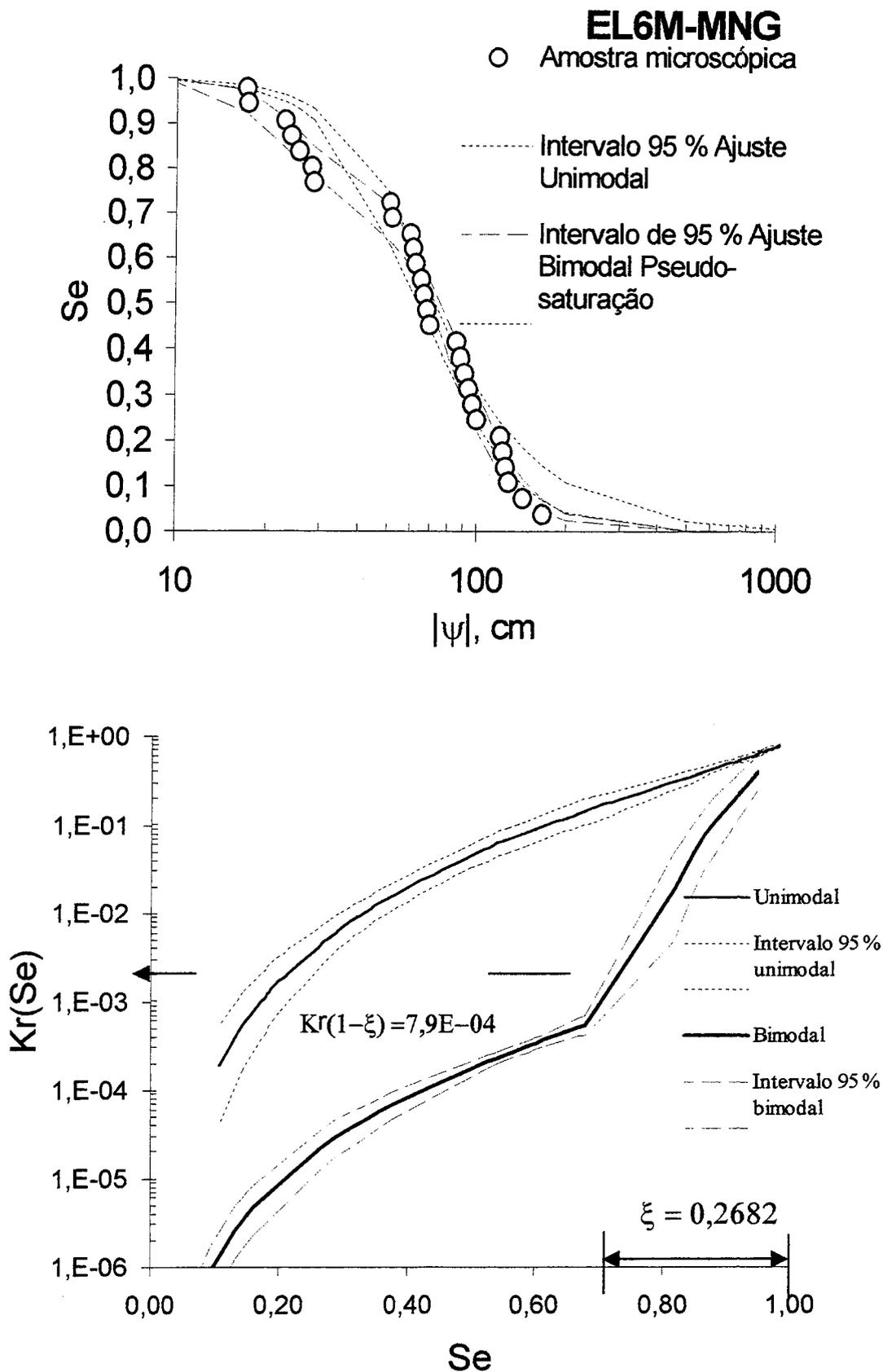


Figura 4.33- Intervalos de confiança para  $S_e^*(\psi^*)$  e  $Kr^*(S_e^*)$  da amostra EL6M-MNG.

## Capítulo 5

### Tratamento alternativo das incertezas

Este capítulo apresenta um tratamento alternativo das incertezas para demonstrar efeitos de recuperação ambiental simples. Primeiro, são apresentamos os passos metodológicos a partir da Hidráulica, da Ecologia e da Estatística, na busca de incorporar o manejo das incertezas de forma explícita. Assim, o Capítulo 5 resume os três contextos (disciplinar, conceitual e histórico) da recuperação ambiental (ver Capítulo 2), discutindo alcances e limites dos (1) métodos tradicionais, (2) das abordagens estendidas e (3) das estratégias integradas. Segundo, o Capítulo 5 apresenta uma proposta alternativa para as estratégias integradas, a qual se sobressai para atender às questões da Tese (ver Capítulo 1). A ênfase é colocada na comparação entre (1) as incertezas estatísticas e (2) as incertezas do modelo físico. É definida a escala local onde os dados são medidos e usados dados de vazão do PROJETO POTIRIBU, do IPH-UFRGS. O propósito do método é dar um tratamento alternativo aos princípios de ligação entre incertezas e estratégia para a recuperação ambiental (ver Capítulo 2). Propõem-se passos metodológicos que demonstrem a mitigação das respostas do sistema, p.ex., das cheias, através do uso de um manejo adaptativo. São discutidas as incertezas para recuperação ambiental nesse ecótono ribeirinho, produto do manejo hidráulico, biológico e geomorfológico.

**Palavras-chave:** manejo das incertezas, áreas ribeirinhas, mitigação de vazões

## 5.1 Introdução

Diferentes das estratégias de uso das incertezas na recuperação na área-fonte, os princípios de recuperação na escala de rio ou arroio resumem um ‘estado da arte’ com vasta quantidade de exemplos. A maioria deles é obtida na prática da Europa e dos Estados Unidos, p.ex., Kern (1992), Larsen (1994), Brooks e Shields (1996), Borchardt (1996), Tönsmann (1996), Schmidt e Tönsmann (1996), DVWK (1996) e Shields *et al.* (1997). Organizações investem tecnologia na recuperação de arroios, córregos e rios ambientalmente degradados, como o Ministério de Hessen (1997) da Alemanha, o grupo federal de trabalho FISRWG (1998) nos E.U.A. e a iniciativa “Rios vivos” do BML-BMUJF-WWF (1998; 1999) na Áustria. Desse contexto geral, alguns destaques; entre 1983 e 1993, 46 % dos projetos de pesquisas hidráulicas alemãs dedicaram-se à recuperação de arroios (DFG, 1995). São atualizadas, a partir da experiência alemã, as recomendações práticas correntes (Begemann e Schiechtl, 1986), desenhos físico-práticos com canais naturais (DFG, 1987; DVWK, 1987), teoria e aplicações (Lange e Lecher, 1993; Pflug, 1998) e abordagens ecológicas (Jedicke, 1994).

No Brasil, é ainda um desafio ter um guia para o manejo da recuperação de rios. Um Plano Estratégico de Desenvolvimento Integral 1997-2001 das Américas (OEA, 1999) começou uma série de debates de problemas ambientais, na busca de iniciativas possíveis, porém até agora pouco explícita quanto à recuperação ambiental. Na prática, há exemplos de iniciativas locais, como o Programa de Desenvolvimento Hidroambiental das Bacias Hidrográficas da Superintendência dos Recursos Hídricos do Ceará ([www.srh.ce.gov.br/frame-institucional.htm](http://www.srh.ce.gov.br/frame-institucional.htm)). Em síntese, a lacuna metodológica é grande, fundamentalmente devido a um universo de problemas e de opções na recuperação ecológica dos rios.

## 5.2 Problemas e opções na recuperação ecológica dos rios

A Figura 5.1 apresenta um resumo de problemas e opções na recuperação dos rios, onde há

conflito entre metodologias clássicas e orçamentos limitados.

Quando comparados aos exemplos da literatura, os habitats ribeirinhos da América do Sul costumam acrescentar diferentes particularidades. Primeiro, existe uma grande diversidade de respostas naturais, tanto hidro-sedimentológicas como ecológicas (p.ex., Neiff, 1996), as quais são percebidas nos registros históricos de dados e nas suas respectivas curvas de calibragem (p.ex., cota *versus* vazão), cujas incertezas limitam um uso simples dos dados ali contidos (Clarke *et al.*, 2000).

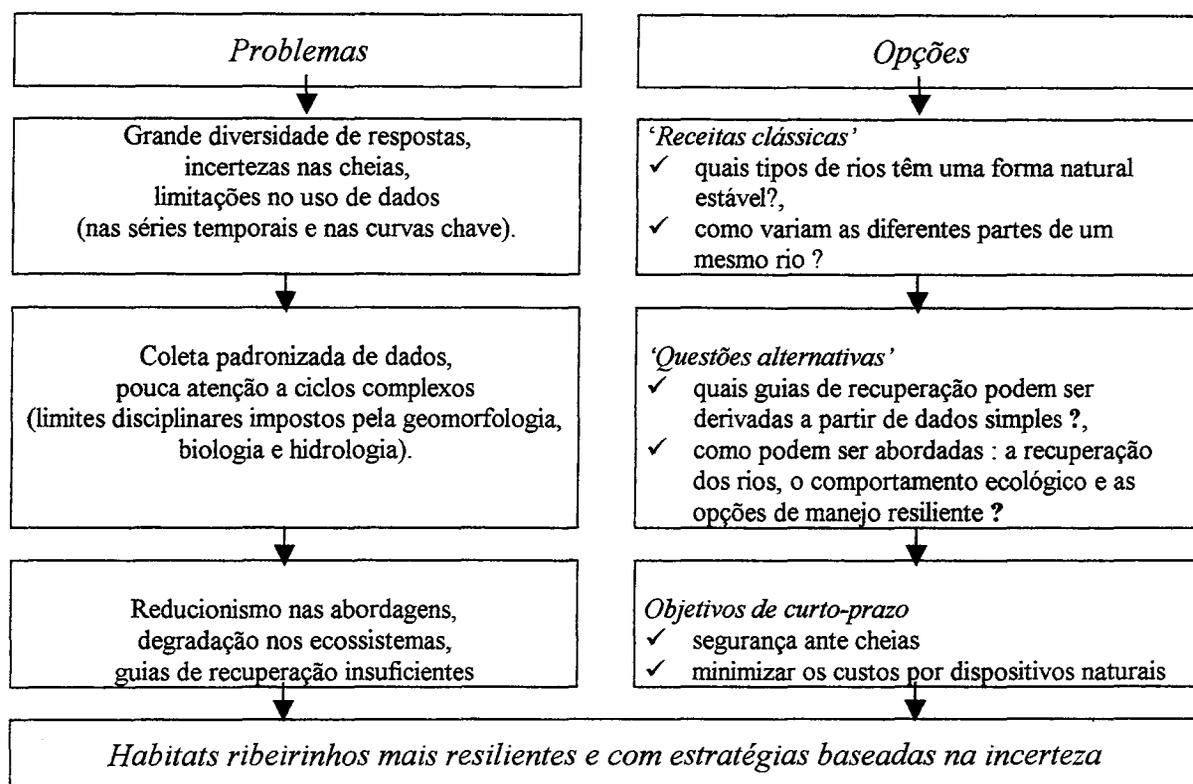


Figura 5.1- Resumo de alguns problemas e opções na recuperação ecológica dos rios: a necessidade de habitats ribeirinhos mais resilientes e com estratégias baseadas nas incertezas.

Segundo, a coleta de dados hidrológicos e hidráulicos, respeitando normas internacionalmente exigidas, p.ex., da Organização Meteorológica Mundial, e que foram tradicionalmente aplicadas a esses ambientes (GRDC, 1996), poucas vezes concentra a sua atenção na inter-relação entre uma complexa faixa de fatores. Por exemplo, a vegetação das

margens e a geomorfologia dos córregos d'água, raras vezes têm sido associadas às características dos bancos de dados dos rios respectivos. Por outro, a função do comportamento ribeirinho, como sistema integrado junto as suas incertezas, é pouca em consideração aos bancos de dados (Maurer, 2000; comunicação pessoal) (Figura 5.2).

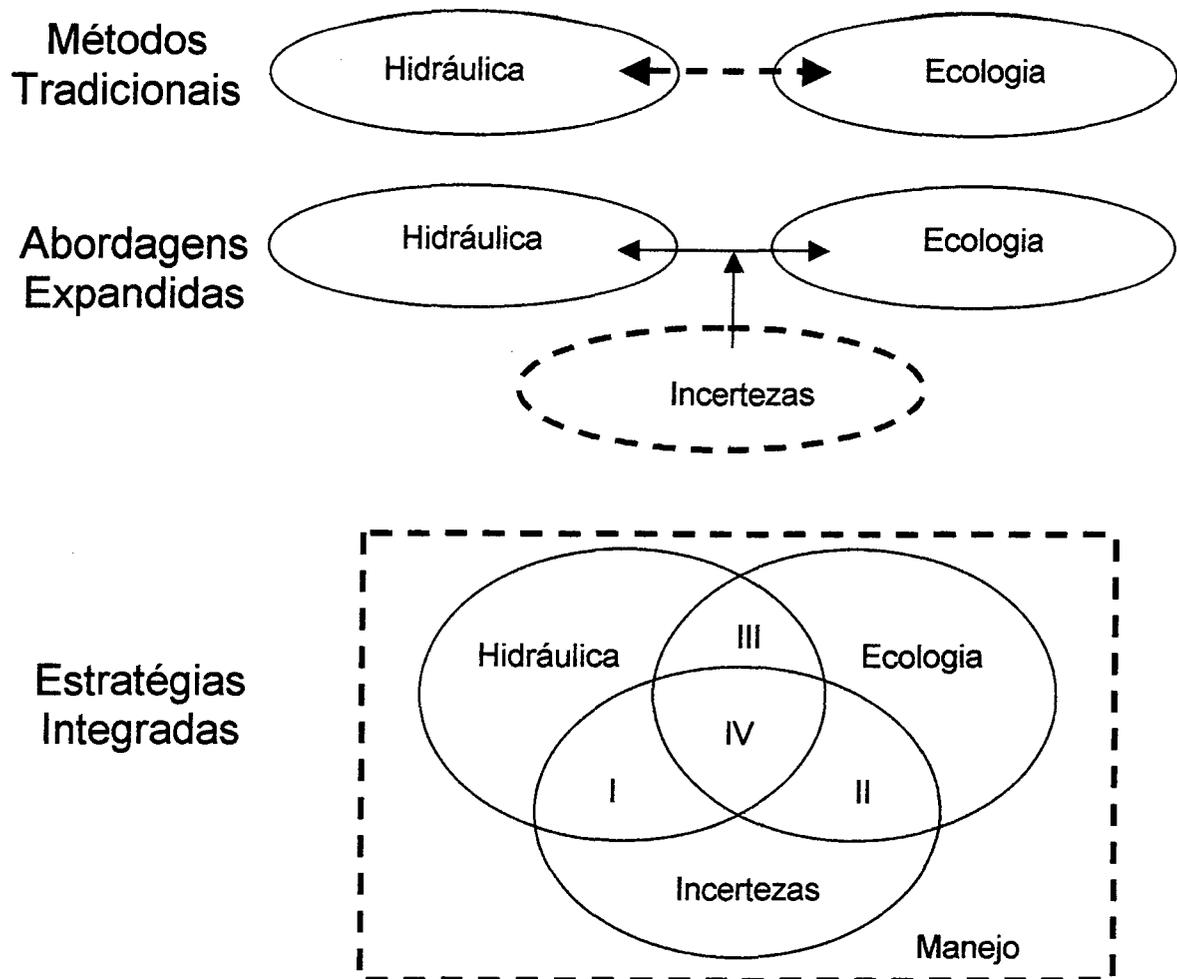


Figura 5.2. Resumo disciplinar da recuperação ambiental de áreas ribeirinhas. As linhas contínuas representam os conteúdos teóricos disciplinares; as linhas pontilhadas são as respectivas novas exigências e desafios. Os métodos tradicionais (acima) são baseados nas relações entre a hidráulica e a ecologia, porém com indeterminações: mais incógnitas do que equações. As abordagens expandidas (meio) enumeram metas ecológicas, aceitando as limitações impostas por incertezas mas só do ponto de vista qualitativo: buscando uma situação primitiva anterior, de não-degradação ambiental. As estratégias integradas (abaixo) dão conta das incertezas num manejo específico: avaliando as relações geo-bio-hidrológicas a partir dos dados, sob um processo de tomada de decisão e para propósitos de naturalização. É nesse último marco conceitual que é proposto um tratamento alternativo com hipóteses I, II, III e IV trabalhadas neste Capítulo.

Ao mesmo tempo, qualquer guia de recuperação que seja pensado em ser aplicado em rios de América do Sul, em especial usando aqueles “exitosos” guias desenvolvidos através dos critérios no Hemisfério Norte, deve considerar especialmente as duas desencorajadoras limitações anteriores. Ainda, as orientações de recuperação de ribeiras em América do Sul podem tratar não só com as medidas do “politicamente-correto-a-fazer”, as “receitas-do-bolo” nos livros de texto, as quais perguntam:

- *Quais canais de rios e de arroios apresentam uma forma física estável ?, e/ou*
- *Como variam as características geomorfológicas das diferentes partes do mesmo rio ?*

Alguns conceitos alternativos que emergem da *Geobiohidrologia* desenvolvida em América do Sul são necessários, o que facilita as abordagens alternativas e “interdisciplinarmente-mais-abertos-de-cabeça”, acrescentando novas questões como:

- *Quais tópicos se podem derivar na recuperação ambiental dos rios, os quais são monitorados com dados simples porém, transferíveis (dados que eles respeitam padrões internacionais), sob condições de transiente e, sobretudo, que levam em consideração as suas incertezas ?, e*
- *De que forma a recuperação de rios pode ser direcionada, considerando a manutenção do comportamento ecológico do rio (p.ex., resistindo às cheias extremas e, ao mesmo tempo, minimizando os custos por meio de dispositivos de proteção projetados de forma mais natural) como uma opção de manejo mais resiliente?*

As questões acima motivam mais “estratégias de manejo” do que “mitigar problemas específicos”, acrescentando três outros contextos: (1) o reconhecimento de demandas sociais e políticas, (2) a subjacente incerteza numa abordagem de recuperação e (3) a justificada alegação de abordagens integradas.

O primeiro desses contextos escapa do alcance deste Capítulo; porém, os outros dois tópicos foram postulados em Petts *et al.* (1995), Brooks e Shields (1996), Thorne *et al.* (1997). O Capítulo faz a sua contribuição no assunto, introduzindo novos enfoques para direcionar uma estratégia de manejo de recuperação, com um propósito: avaliar efeitos no curto prazo devido às causas que levam um longo prazo para se desenvolver. Os objetivos do Capítulo são:

- *propor uma estratégia na gestão de recuperar cursos d'água a partir de dados simples;*
- *aplicar essa nova abordagem através do tratamento alternativo das incertezas; e*
- *indicar o planejamento dos passos seguintes para aplicar técnicas de recuperação.*

Em síntese, o Capítulo propõe uma hipótese central sobre a necessidade de contar com habitats mais resilientes, em termos sustentáveis, porém que as estratégias usadas para a recuperação ambiental sejam também baseadas nas incertezas do problema. Nesse aspecto, os contextos teóricos abordam o problema de diferentes maneiras.

### **5.3 Contextos teóricos da recuperação ambiental de rios e as suas incertezas**

O contexto teórico é composto dos métodos tradicionais, das abordagens expandidas e das estratégias integradas para a avaliação da recuperação ambiental (Fig. 5.2).

#### **5.3.1 Métodos de recuperação tradicionais**

A recuperação de rios com frequência requer que canais retificados, alargados ou constringidos sejam reconstruídos para dimensões mais naturais possíveis. As abordagens para selecionar dimensões apropriadas podem ser categorizadas como: intuitivas, empíricas ou analíticas.

Primeiro, uma abordagem intuitiva usa as dimensões extraídas de córregos estáveis da mesma bacia em estudo ou de áreas não-degradadas e próximas do local.

Segundo, as abordagens empíricas incluem fórmulas geométricas e hidráulicas. Essas relações, em geral mais compatíveis com canais simples, com leitos de areia e/ou cascalhos, são

usadas na recuperação quando : (1) são obtidas equações com coeficientes baseados em canais de propriedades parecidas ao canal a ser recuperado, e (2) se descreve a hidrologia do local com descargas líquidas simples e com sedimento do leito de tamanho único. Porém, canais instáveis, com perfis longitudinais que erodem ou depositam, podem afastar-se em muito dessas relações frequentemente publicadas nos livros de texto; um exemplo disso é que não existem guias disponíveis para recuperar rios drenando bacias encravadas em “Oxisolos tropicais” de América do Sul.

Terceiro, as abordagens analíticas baseiam-se na idéia de que um sistema de canal pode ser descrito por um número finito de variáveis. Hey (1988) argumenta que existem pelo menos 15 variáveis necessárias para definir completamente a geometria do curso d’água natural, p.ex. a velocidade média  $V$ , a profundidade média  $d$ , a declividade longitudinal do curso  $S_o$ , largura  $W$ , profundidade máxima devido à descarga líquida  $d_{max}$ , comprimento de onda das formas de fundo  $\lambda$ , a amplitude da forma de fundo  $\Delta$ , a sinuosidade  $p$ , a comprimento do arco teórico do meandro  $z$ , a descarga líquida  $Q$ , a descarga sólida  $Q_s$ , os tamanhos característicos do sedimento do leito e das margens direita e esquerda,  $D$ ,  $Dr$  e  $Dl$ , respectivamente, e a declividade do vale  $S_v$ . Seis dessas 15 são consideradas variáveis independentes (Hey 1988):  $Q$ ,  $Q_s$ ,  $D$ ,  $Dr$ ,  $Dl$  e  $S_v$ , deixando 9 variáveis desconhecidas :  $V$ ,  $d$ ,  $S_o$ ,  $W$ ,  $d_{max}$ ,  $\lambda$ ,  $\Delta$ ,  $p$  e  $z$ . Para estimar essas variáveis desconhecidas, os projetistas só têm três equações disponíveis: de continuidade, de resistência ao fluxo e de transporte de sedimentos. Assim, já que o sistema deixa mais incógnitas que equações, o sistema, matematicamente falando, é indeterminado. Porém, essa indeterminação dos canais estáveis tem sido abordada:

- por uso de equações empíricas;
- assumindo valores pré-definidos de uma ou mais incógnitas;
- usando um que outro controle que faz permanecer constante uma ou outra incógnita; ou

- desprezando algumas das incógnitas através da simplificação (via reducionismo) do sistema do canal.

Em síntese, os métodos tradicionais demandam muitos dados, serviços onerosos, sobretudo para aquelas áreas que são muito diferentes daquelas onde as fórmulas analíticas foram inicialmente derivadas. O problema resume as incógnitas de “como as fórmulas de canais estáveis se relacionam às demandas de renaturalização”, pela relação:

*recuperação a partir de canais estáveis ← ? → metas de renaturalização.*

### 5.3.2 Abordagens expandidas

Para dar maior apelo às metas de recuperação num ponto de viabilidade, a teoria ecológica fornece conceitos através de Vannotte *et al.* (1980), Statzner *et al.* (1986), Boetzalaer *et al.* (1991), Borchardt (1996) e Neiff (1996) ao redefinir rios, ecótonos, distúrbios, resiliência, conceitos de renaturalização e suas respectivas incertezas.

Os *rios* se redefinem como sistemas nos quais água, nutrientes, sedimentos e organismos passam através de uma certa seção, a uma certa velocidade. Dessa forma, esses sistemas pulsáteis apresentam variabilidade biológica durante a fase das cheias (potamofase) e nas recessões (limnofase). Especificamente, os rios de América do Sul têm duas características. Primeiro, os grandes rios são governados por interações entre o canal principal e as planícies de inundação marginais. Segundo, há uma forte dependência do rio em relação a suas ribeiras e vales de inundação (Neiff, 1996). Assim, uma característica dos rios é que a máxima diversidade ecológica e produtividade estão associadas com as margens dos rios como um sistema ecótono. Esse *ecótono* é uma zona de transição entre dois sistemas ecológicos, tendo um conjunto de características unicamente definidas pelas escalas espaciais e temporais, bem como pelo forte vínculo entre os sistemas ecológicos adjacentes.

Na área de gestão ambiental, o conceito de ecótono é o foco de atenção da fronteira entre sistemas “lótico” e “terrestre”, a fim de promover ações de manejo no fluxo e no canal que sustentem os processos desse ecótono e, também, os controles sobre a biota do canal e das atividades humanas para o manejo adequado à pequena escala.

Por outro lado, *distúrbio* é qualquer evento discreto, no espaço e no tempo, que perturba e/ou transforma as comunidades do sistema ou a sua estrutura populacional, produzindo ~~mudanças nos recursos, na disponibilidade de substrate ou no meio ambiente físico, p.ex. através~~ de uma cheia. Então, a *resiliência* poderia ser definida, nesse contexto bio-hidráulico, como a habilidade de um sistema perturbado em recuperar o seu estado anterior ao distúrbio, espacial ou temporalmente. Em contrapartida, a *resistência*, como forma característica da estabilidade do sistema, é a habilidade de uma comunidade em resistir inicialmente ao distúrbio. Se uma condição potencial pode ser definida, p.ex., como através do potencial prístino ou “*Leitbild*” (Kern, 1994), as medidas que auxiliam o sistema “a voltar à natureza” são usualmente consideradas como renaturalização. No caso, como é reconhecida a diferença entre “natural” e “naturalizável”? O primeiro identifica um habitat virgem, sem degradação, e com um ecossistema único em flora e fauna. O segundo caso expressa qual manejo adequado para reabilitar córregos ribeirinhos degradados, considerando ainda as incertezas desse processo.

As incertezas próprias dos dados extraídos de áreas ribeirinhas, p.ex. a partir de uma medida de descarga líquida, são definidas pelos intervalos nos quais é esperado acontecer o verdadeiro valor, expressando-o como uma cert percentual do nível de confiança (Herschky 1985; p.474). Embora o erro de um resultado seja, por definição, uma incógnita, a incerteza é estimada muitas vezes de forma qualitativa, conforme a experiência do gerente ou usuário dos dados. Ao contrário da incerteza, a indeterminação é aquela situação na qual não é disponível nenhuma informação especial dos parâmetros e nenhum intervalo de variação respectivo, seja na situação de aplicar fórmulas já consagradas na literatura, seja na aplicação de fórmulas empíricas. Tudo

isso, leva a tratar a incerteza de forma qualitativa, como resumo, as seguintes relações quanto às abordagens expandidas:



### 5.3.3 Estratégias integradas

Quando a incerteza é requerida numa recuperação ambiental de forma quantitativa, consideram-se dois tipos delas, por exemplo, nos hidrogramas de vazão:

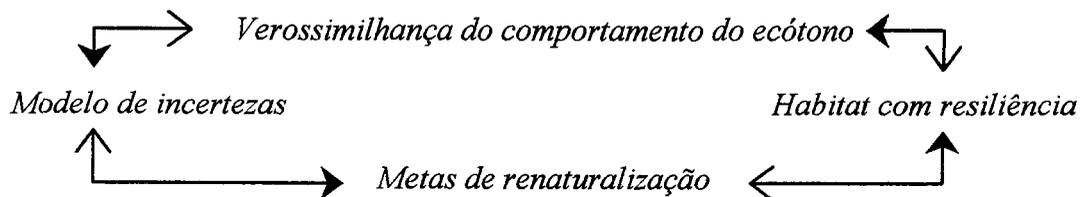
- (1) com a incerteza da medição particular de determinação da vazão líquida num canal natural, dependendo das condições do transiente durante uma cheia, da rugosidade do leito e das margens, da declividade da linha d'água, da variação do fator geométrico; e,
- (2) com a incerteza referida ao intervalo de confiança da curva chave (cota-descarga) da seção analisada do rio.

No primeiro grupo, aparece o modelo hidráulico de *cada* medição; no segundo, o modelo (estatístico ou hidráulico) de *todas* as medições. As incertezas afetando cada medição de descarga têm sido documentadas por Chow (1959) como (1) a rugosidade do perímetro, (2) a vegetação ribeirinha, (3) a forma não-regular do canal, (4) a falta de retificação do canal natural, (5) deposição e erosão, (6) obstruções à passagem do fluxo, (7) tamanho e forma do canal, (8) valores especiais de cota e de descarga (p.ex., ao ingressar no desborde do canal principal), (9) mudanças sazonais (p.ex., crescimento de macrófitas), (10) sedimentos em suspensão e transporte e (11) formas de fundo. Contudo, o uso de incertezas das vazões são somente reportadas em nível hidráulico para casos de capacidade de escoamento de diques (Lee e Mays, 1986; Fread, 1991, entre vários), sem referência aos casos da recuperação do rio. Essa lacuna leva a propor uma estratégia de tratamento alternativo das incertezas.

#### 5.4 Estratégia para o tratamento alternativo das incertezas

A proposta deste Capítulo da Tese é que qualquer método alternativo deve: (1) ser acessível quanto ao entendimento de profissionais da *Geobiohidrologia*, (2) ter rápida avaliação, simplificando as demandas usuais de muitos dados para recuperação ambiental, (3) ligar as demandas de recuperação ambiental e os métodos baseados nas incertezas.

É aqui introduzido um conceito que possa conter um produto operacional das discussões da Tese, ligando o ciclo:



Para fins operacionais, esse conceito é aqui denominado de “*Ecótonos Ribeirinhos com Recuperação Biológica a partir das Incertezas nos Hidrogramas de Vazão*” (do termo “*Riparian Ecotones with Bio-Restoration derived from Uncertainties of Streamflow Hydrograph*”, R.E.B.R.U.S.H.: “voltar-a-escovar”, apresentado por Mendiondo *et al.*, 2000).

O conceito REBRUSH foi desenvolvido a partir de estratégias interdisciplinares sobre sistemas naturais, com ênfase na experiência publicada na Geomorfologia, Biologia, Ecologia, Hidrologia e Hidráulica, p.ex.: *incertezas do escoamento de canais naturais* (Chow, 1959); *conceito do “contínuo do rio”* (Vannotte *et al.*, 1980); *resiliência em sistemas naturais, considerando variância e incertezas* (Holling, 1978; Fiering, 1982<sup>a</sup>, 1982<sup>b</sup>); *estimativas das incertezas hidráulicas* (Lee e Mays, 1984; Herschy, 1985; Fread, 1991); *hidráulica de canais abertos* (Knight, 1989); *translado da onda de cheia e o efeito da rugosidade* (Fread, 1991); *inferência estatística da análise de dados* (Efron e Tibshirani, 1993); *comportamento geomorfológico, equifinalidade e incertezas* (Beven, 1996); *proteção contra cheias relacionada*

com a recuperação dos rios (Tönsmann 1996); hipóteses integradoras de processos (Mendondo e Tucci, 1997c) e abordagem interdisciplinar de Geobiohidrologia (Kobiyama *et al.*, 1998); incertezas dos modelos (Lei e Schilling, 1998) e incertezas dos dados de curvas chaves (p.ex., da dinâmica dos rios de Sulamérica, Clarke *et al.*, 2000).

### 5.5 Hipóteses do modelo alternativo

As hipóteses iniciais do REBRUSH relatam quatro etapas (Figura 5.3), quais sejam:

- I. *Modelo de Incertezas*: a decomposição da variância do escoamento transiente é feita no modelo hidráulico da curva chave, p.ex. rugosidade, geometria, declividade de energia;
- II. *Verossimilhança do ecótono*: o intervalo de confiança da curva chave emula o comportamento potencial da ecologia do sistema ribeirinho;
- III. *Hábitat resiliente*: o balanço entre a decomposição da variância hidráulica (etapa I) e o intervalo de confiança (etapa II) permite obter uma situação (vazão) de referência;
- IV. *Manejo de Metas*: uma vazão de manejo ambiental é derivável a partir da vazão de referência (etapa III) e da vazão original da curva chave.



Figura 5.3- Manejo da recuperação ambiental dos rios através do tratamento alternativo das incertezas e a partir de uma abordagem interdisciplinar. Consultar a explicação no texto.

Em termos práticos, o objetivo é propor uma metodologia para estimar as incógnitas das variáveis de rugosidade, fator geométrico e declividade da linha de energia  $C_{ijm}, K_{ijm}, Sf_{ijm}$  (Figura 5.4) que influem na recuperação ambiental de um perfil longitudinal do rio/arroio, o qual é composto de  $N_x$  subtrechos ( $i = 1, \dots, N_x$ ), e nos quais são válidos os  $N_{hQ}$  pontos amostrados ( $j = 1, \dots, N_{hQ}$ ), da curva chave, representada por um par de variáveis de “cota-vazão” e das  $N_m$  áreas transversais distribuídas de uma seção transversal de um canal ( $m = 1, \dots, N_m$ ). Essa metodologia trata de relacionar as incertezas dessas variáveis do escoamento, por exemplo através dos seus coeficientes de variação  $CV(C)_{ij}, CV(K)_{ij}, CV(Sf)_{ij}$ .

De acordo com os métodos tradicionais da hidráulica, é definida uma curva chave por pares  $h_i, Q_i, i = 1, \dots, N_{hQ}$ , numa seção de controle de um curso d’água. Assim,  $h_i$  é a cota ou nível de água e  $Q_i$  é a vazão integrada na seção de controle, definida para a  $i$ -ésima medição da curva chave. Os tipos de curva chave e os métodos para a sua obtenção aparecem em Herschy (1985) e Jaccon e Cudo (1991).

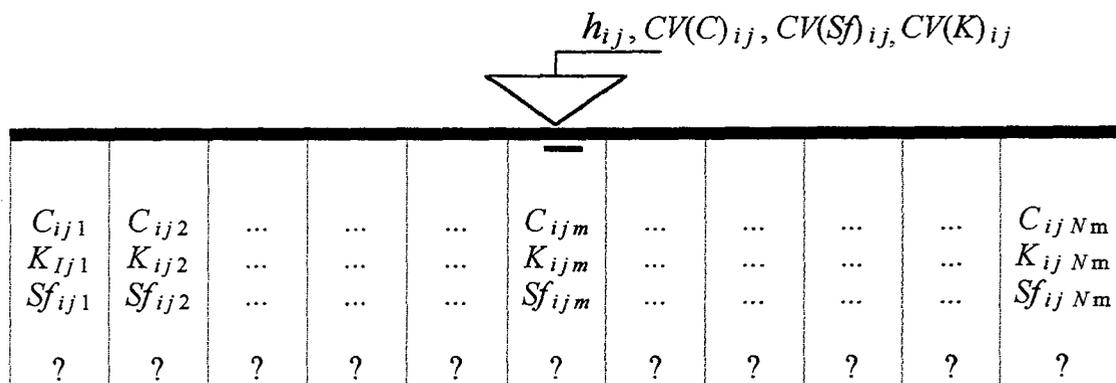


Figura 5.4- Incógnitas no manejo ambiental da seção transversal do canal conforme a metodologia do tratamento alternativo das incertezas;  $h_{ij}, CV(C)_{ij}, CV(Sf)_{ij}, CV(K)_{ij}$ :  $i$ -ésimo nível d’água registrado na curva chave, e coeficientes de variação de  $C_{ijm}, K_{ijm}, Sf_{ijm}$  (variáveis no modelo de escoamento) no  $j$ -ésimo sub-trecho longitudinal do canal; “ $m$ ” área parcial da seção transversal analisada.

A partir do conceito de volume de controle da hidráulica dos fluidos (Chow *et al.*, 1994), a curva chave é definida como dispositivo de aferição das vazões, a qual é válida para um trecho particular  $L_p$  do rio, o qual tem uma extensão total  $L_t \gg L_p$ , ou seja, a curva chave fornece valores médios das vazões ao longo de  $L_p$ . Neste Capítulo, é escolhida uma topologia do canal simples, p.ex., sem uniões ou bifurcações de braços dos rios e sem construções especiais como barragens, diques, etc. Como corolário dessa condição, a continuidade longitudinal do canal é proposta nessa abordagem simples. Para abordagens mais complexas quanto à topologia, consultar, p.ex., Jaccon e Cudo (1989). Na topologia simples, as incertezas dos dados podem ser expressas pela: (1) incerteza hidráulica em cada medição, e (2) incerteza estatística devido a todos os pontos da curva chave.

### 5.5.1 Incertezas hidráulicas de cada medição

Por um lado, o modelo hidráulico que rege a curva chave ao longo de  $L_p$  pode se expressado pela equação do tipo Manning ou Chèzy (consultar p.ex., Chang, 1988). Para o  $i$ -éssimo par de cota-vazão (integrada em toda a seção transversal), representa-se o escoamento pelo produto entre a variável da rugosidade ou de resistência ao escoamento  $C_i$ , de um fator geométrico  $K_i$  e da declividade da linha de energia  $Sf_i$ , por :

$$Q_i = C_i K_i Sf_i^{1/2} \quad (5.1).$$

Ao se aplicar uma aproximação de série de Taylor de primeira ordem na Equação (5.1), é obtida a variância numa medição de vazão pelo modelo hidráulico  $var_M(Q)_i$  (como uma estimativa da incerteza do tipo II, consultar Capítulo 2). Aplicando a raiz quadrada e dividindo pelo valor observado, assumindo-o como valor médio da distribuição dos erros da medição, obtém-se uma estimativa do coeficiente de variação da  $i$ -ésima medição de vazão, isto é:

$$CV_M(Q)_i = [var_M(Q)_i]^2 \div (\bar{Q}_i = Q_i) \quad (5.2).$$

De forma geral, independente de qual subtrecho da análise, cada  $i$ -ésima medição de vazão,  $CV_M(Q)_i$  depende dos coeficientes de variação da rugosidade  $CV(C)_i$ , da declividade de energia  $CV(Sf)_i$ , do fator geométrico  $CV(K)_i$  e de suas covariâncias  $cov(C,Sf)_i$ ,  $cov(C,K)_i$  e  $cov(Sf,K)_i$  respectivas. Para condições de transiente, Knight (1989) e Fread (1991) propõem expressões da sensibilidade da vazão em relação aos incrementos na declividade e na rugosidade, de forma independente entre si, e em função do incremento de nível d'água e do intervalo de tempo,  $\Delta h_i$  e  $\Delta t_i$ , respectivamente. No caso,  $\Delta t_i$  apresenta-se na ordem de poucos minutos. O fator geométrico  $K$  tem expressões matemáticas conforme a forma do canal (consultar Chow *et al.*, 1994). Assim, um intervalo  $\Delta K$  é função direta de  $\Delta h$ . A expressão geral de  $CV_M(Q)_i$  é:

$$[CV_M(Q)_i]^2 = VAR_M(Q)_i + COV_M(Q)_i \quad (5.2b),$$

sendo

$$VAR_M(Q)_i = [CV(C)_i]^2 + \frac{1}{4} [CV(Sf)_i]^2 + [CV(K)_i]^2,$$

$$COV_M(Q)_i = 2 [CV(C)_i CV(K)_i + \frac{1}{2} CV(C)_i CV(Sf)_i + \frac{1}{2} CV(Sf)_i CV(K)_i],$$

$$CV(C)_i = [(|\Delta h_i| h_i^{-1} + 1)^{1/b} - 1],$$

$$CV(Sf)_i = V_{c_i}^{-1} |\Delta h_i| (\Delta t_i)^{-1} (1 - 4/9 Fr_i^2),$$

$$CV(K)_i = |(\Delta K)_i| K_i^{-1},$$

em que  $h_i$  é a cota média d'água durante da  $i$ -ésima medição de vazão,  $Fr_i = V_i (g Rh_i)^{-1/2}$  o número de Froude,  $V_i$  a velocidade média na seção,  $Rh_i$  o raio hidráulico,  $b$  o expoente de  $h_i = (Q/a)^b$  (Fread 1991) ou  $(Q/\hat{\alpha})^{1/\hat{b}}$  pelo método tradicional, e  $V_{c_i}$  a celeridade da onda (Knight,

1989). Herschy (1985), Lee e Mays (1984) e Chow *et al.* (1994) apresentam expressões para  $[CV_M(Q)_i]^2 = VAR_M(Q)_i$ , sem considerar os termos de variância e covariância. Como contribuição à Tese, a Equação 5.2b é uma expressão que incorpora a *decomposição da variância do modelo* de vazão incluindo as correlações das variáveis do modelo da Equação 5.1.

### 5.5.2 Incertezas estatísticas da curva chave

Por outro lado, o desvio-padrão da  $i$ -ésima vazão (integrada) observada responde, também, ao modelo de comportamento do conjunto de dados, isto é, incluindo o conjunto dos outros  $N_{hQ} - 1$  pontos da curva chave. Ou seja, que o produto da variabilidade natural em termos estatísticos (incerteza do tipo I, consulte Capítulo 2),  $s_N(Q)_i$  pode ser inferido de forma simples pelo intervalo de confiança da regressão da curva chave teórica (isto é, dos parâmetros estimados da curva de ajuste,  $\alpha, \beta, \dots$ ), ou de forma mais complexa por um quantil P de distribuição de probabilidade  $Prob[Q(h_i)]$  através de métodos intensivos via Monte Carlo e/ou de bootstrap (Efron e Tibshirani, 1993). Nesse capítulo, apresenta-se o primeiro método, por regressão. Nessa abordagem,  $s_N(Q)_i$  é um indicador do grau de *verossimilhança do ecótono ribeirinho*, cujo comportamento da vazão é dado conforme o intervalo de confiança de  $Q$  para um dado  $h=h_i$ .

### 5.5.3 Vazão característica

Para cada par de cota-vazão, o intervalo de confiança da incerteza estatística pode ser aproximada pela incerteza do modelo hidráulico através de:

$$s_N(Q)_i = s_M(Q)_i + e_i \quad (5.3),$$

em que  $e_i$  é um erro aleatório. A vazão característica  $Q_{ref_i}$  é definida como a relação entre  $s_N(Q)_i$  e  $CV_M(Q)_i$ , isto é:

$$Q_{ref_i} = s_N(Q)_i \div CV_M(Q)_i \quad (5.4).$$

Na Equação 5.4,  $Q_{ref_i}$  é um indicador simples entre as incertezas do modelo hidráulico (só de uma medida de vazão) e as incertezas estatísticas da curva chave (de todas as medições de vazão). A vazão característica  $Q_{ref_i}$  é relacionada como um indicador da *resiliência do sistema*, ou seja, da capacidade do modelo para lidar com a incerteza e variabilidade natural. Altos valores de  $Q_{ref_i}$  indicam um sistema natural com alta oscilação quando se comparado com a capacidade do modelo que trata de simulá-lo; vice-versa, baixos valores de  $Q_{ref_i}$  determinam uma tendência do modelo em ter variabilidade alta em relação ao sistema natural. Em resumo,  $Q_{ref_i}$  expressa uma situação de referência do sistema que há de ser manejado usando o modelo. A partir da Equação 5.2,  $Q_{ref_i}$  é função das propriedades hidráulicas, p.ex. do Froude  $Fr_i$ .

#### 5.5.4 Vazão de manejo

A vazão de manejo  $Q_{man_i}$  depende do controle a ser procurado num sistema ribeirinho. Ela pode ser obtida com diversas abordagens, p.ex. a partir do fim específico de se recuperado ambientalmente, como um balanço explícito entre  $Q_i$  e  $Q_{ref_i}$ . Uma hipótese simples é que o sistema seja controlado a partir da vazão original  $Q_i$ , incluindo um peso da diferença entre essa vazão original e uma vazão característica da resiliência (através das variâncias do sistema natural e do modelo que tenta estudá-lo), por exemplo por:

$$Q_{man_i} = Q_i + \phi (Q_{ref_i} - Q_i) \quad (5.5),$$

em que  $\phi$  é um fator de preferência pelo objetivo procurado. A mesma hipótese da Equação 5.5 pode-se obter a vazão de manejo conforme a soma ponderada entre dois efeitos: (1) um efeito

conhecido *a priori* (a própria vazão  $Q_i$ ), e (2) outro efeito alternativo do sistema ( $Q_{ref_i}$ ) que é um produto das incertezas do primeiro efeito (consultar Equação 5.4), ou seja:

$$Q_{man_i} = (1-\phi) Q_i + \phi Q_{ref_i} \quad (5.5b).$$

Nesse caso, o fator  $\phi$  indica o grau de preferência de incluir uma situação de mudança ( $\phi \neq 0$ ) em relação às condições teoricamente esperadas de ocorrerem no comportamento da curva chave. Também, é esperado que  $\phi$  responda a regras diferentes, conforme diferentes valores hidráulicos. No caso, a forma simples de atribuir uma regra é dar um controle conforme a cota d'água, isto é,  $\phi(h)$ . Para o sistema sob controle ao longo do tempo, a regra responde a  $Q_i(t)$  com uma saída  $Q_{man_i}(t)$ . No caso de recuperação ambiental através da correção de curvas chaves, a regra é resumida por:

$$\text{selecionar } \phi, \text{ tal que } \max\{Q_{man_i}(\phi)\} < Q_i \quad (5.6).$$

A literatura mostra modelos e técnicas diferentes para direcionar a Inequação 5.6, p.ex. através da revegetação das margens e hidráulica fluvial (consultar p.ex. Kern e Nadolny, 1984; DVWK, 1987; Lange e Lecher, 1989; Pasche e Rouvé, 1985; Nuding, 1994; Thorne *et al.*, 1997; Gertsgraser, 1998; Darby, 1999). Em síntese, as técnicas e modelos procuram um efeito de amortecimento da onda de cheia ( $Q_{man_i} < Q_i$ ) devido a um manejo *in situ*. Neste Capítulo da Tese é proposto o mecanismo de amortecimento de ondas através de *um efeito* de reservatório.

### 5.5.5 Efeito de reservatório

Os efeitos de amortecimento de onda de cheia são vistos como pequenos efeitos de retardo temporário de uma onda de cheia na condição de transiente. Isto é, um armazenamento

temporário,  $S_i/\Delta t$ , que opera entradas ( $Q_i(t)$  e  $Q_i(t+1)$ ) e produz saídas ( $Q_{man_i}(t)$ ,  $Q_{man_i}(t+1)$ ), conforme o modelo hidrológico simples (consultar Tucci, 1993; Chow *et al.*, 1994):

$$S_i/\Delta t = \frac{1}{2} [Q_i(t) + Q_i(t+1) - Q_{man_i}(t) - Q_{man_i}(t+1)] \quad (5.7)$$

para a previsão  $2 S_i/\Delta t + Q_{man_i}(t+1)$ . Aplicando a diferença para valores esperados pela Inequação 5.6,  $S_i/\Delta t(\phi) = \Delta Q_i(\phi) = (Q_i - Q_{man_i}(\phi))$ , é possível construir curvas marginais de operação  $Q_{man_i}(\phi) = f_\phi [2 S_i/\Delta t(\phi) + Q_{man_i}(\phi)]$ . Para diferentes valores de  $\phi(h)$ , há uma curva que integra as curvas marginais, na forma

$$Q_{man_i}(h) = f_h [2 S_i/\Delta t(h) + Q_{man_i}(h)] \quad (5.8).$$

### 5.5.6 Propagação do efeito em trechos consecutivos

A capacidade de armazenamento da Equação 5.8 é muito pequena num único subtrecho de um canal, e portanto o efeito da Equação 5.7 é geralmente pequeno numa seção única. O efeito de reservatório da Equação 5.7 pode ser aplicado em trechos consecutivos. Na prática, espera-se que ocorram os efeitos de deformação de uma onda de cheia numa bateria de  $N_x$  subtrechos consecutivos de extensão  $\Delta x$ , isto é  $L_p = N_x \Delta x$ , em que a Equação 5.7 é aplicada de forma geral ou particular em cada  $j$ -ésimo subtrecho  $\Delta x$ . Na propagação ao longo de  $L_p$  a recuperar ambientalmente, a vazão de entrada é  $Q(t)$ , e a vazão de saída  $Q_{rec}(t)$  é a vazão amortecida ao final de todos os subtrechos consecutivos, ou seja:

$$Q(t) \rightarrow (\text{propagação ao longo de } L_p) \rightarrow Q_{rec}(t) \quad (5.9).$$

Dessa maneira, a continuidade física do problema é direcionada através dos  $N_x$  efeitos de reservatórios simples. Isso é limitado conforme os  $N_x$  subtrechos consecutivos do canal não possam ser extensos (em termos de  $\Delta x$ ) ao ponto de introduzir um efeito de translação de onda que se deforma naturalmente conforme as incertezas do modelo físico.

### 5.5.7 Incertezas do modelo físico

Em termos de recuperação ambiental, a Equação 5.7 e a Equação 5.8 podem ser generalizadas ou particularizadas para cada  $j$ -ésimo subtrecho  $\Delta x$  a projetar. Isto é, as Equações 5.7 e 5.8 podem ser mantidas constantes ou variar ao longo de  $N_x$  conforme o manejo desejado. Do mesmo modo, as quantidades da Equação 5.2, aplicadas para a  $i$ -ésima cota ( $h_i$ ) e para o  $j$ -ésimo subtrecho ( $\Delta x_j$ ), permitem extrair as quantidades  $CV(C)_{ij}$ ,  $CV(K)_{ij}$ ,  $CV(Sf)_{ij}$ ,  $i = 1, \dots, N_{hQ}$ ,  $j = 1, \dots, N_x$ , cujas quantidades têm relação com as incertezas do modelo físico.

Seja respectivamente  $\bar{S}o_{ij}$  e  $s(So)_{ij}$  o valor esperado e o desvio-padrão da declividade do fundo do canal, cuja declividade é suposta que não mude durante as condições de transiente (isto é, um modelo de fundo fixo, sem ter em conta o transporte de sedimentos no fundo do canal, os quais criam novas formas do fundo durante a passagem da cheia), a declividade de energia pode ser aproximada pela declividade de fundo, isto é  $S \rightarrow So$ . Em condições de transiente, essa aproximação é violada (consultar Tucci, 1998), mas em termos práticos é a aproximação que se usa em projetos do tipo (Brooks e Shields, 1996).

Para a  $i$ -ésima cota e no  $j$ -ésimo subtrecho do canal, a interpretação física de  $CV(C)_{ij}$  é que dadas as  $m = 1, \dots, N_m$  áreas parciais da seção transversal, as quantidades  $\bar{C}_{ij}$  e  $s(C)_{ij}$  são respectivamente a média e o desvio-padrão [da variável de rugosidade] das  $m$  áreas parciais, isto é  $C_{ij1}, C_{ij2}, \dots, C_{ijNm}$ . Estendendo também para as outras variáveis da Equação 5.2 (Figura 4), podem-se expressar as variáveis  $CV(C)_{ij}$ ,  $CV(K)_{ij}$  e  $CV(Sf)_{ij}$  através de:

$$\begin{aligned}
 CV(C)_{ij} &= s(C)_{ij} [\bar{C}_{ij}]^{-1} \\
 CV(K)_{ij} &= s(K)_{ij} [\bar{K}_{ij}]^{-1} \\
 CV(Sf)_{ij} &= s(So)_{ij} [\bar{S}o_{ij}]^{-1}
 \end{aligned}
 \tag{5.10}$$

O sistema de Equações 5.10 diz que a incerteza do modelo hidráulico de uma *i*-ésima medição de vazão, válido para a seção transversal do *j*-éssimo subtrecho do canal ( $CV(C)_{ij}$ ,  $CV(K)_{ij}$ ,  $CV(Sf)_{ij}$ ), é expressada pelo valor médio e desvio-padrão da variável que influi no modelo hidráulico na seção transversal analisada. No caso do fator geométrico K, ele é dependente das mudanças entre seções contíguas do canal. Por outro lado, o sistema de Equações 5.10 também permite inferir sobre o tipo de seção transversal que cumpra os quesitos da Equação 5.2, e que seja adequada a nível de projeto de recuperar ambientalmente o canal, nessa seção transversal e nessa cota, a partir da engenharia de Recursos Hídricos e o Saneamento Ambiental.

### 5.5.8 Seleção das variáveis de projeto

Na fase de projeto que trate com biodiversidade, a estratégia consiste em (1) inserir a variabilidade de atributos ou de componentes variacionais, p.ex., através dos coeficientes de variação ou desvios-padrões, e (2) ligar essas componentes variacionais para inferir o grau de heterogeneidade ou diversidade real de atributos geomorfológicos, biológicos e hidráulicos a serem incluídos numa seção transversal. Maior o grau de diversidade, maior o tipo de recuperação ambiental (do ponto de vista ideal), embora com limitantes físicas e econômicas (do ponto de vista prático). Assim, existem várias seqüências de cálculo, por exemplo:

- (1) obter  $CV(C)_{io\ jo}$ ,  $CV(Sf)_{io\ jo}$  e  $CV(K)_{io\ jo}$  através da Equação 5.2, e propor valores de projeto de  $\bar{C}_{io\ jo}$ ,  $\bar{K}_{io\ jo}$  e  $\bar{S}f_{io\ jo}$  conforme literatura (p.ex., de  $\bar{C}$ , Chow (1959), Chen (1989); de  $\bar{S}f$  e  $\bar{K}$ , de Brooks e Shields (1996), Brookes (1996), etc.), e para assim obter, através da Equação 5.10, as variáveis  $s(C)_{io\ jo}$ ,  $s(K)_{io\ jo}$ ,  $s(Sf)_{io\ jo}$ ;

(2) propor inicialmente valores de projeto conforme tabelas de  $\bar{C}_{iojo}$  de Chow (1959), Chen (1989), de  $\bar{K}_{iojo}$  e  $\bar{Sf}_{iojo}$ , e propor também intervalos de variação *a priori* de  $s(C)_{iojo}$ ,  $s(K)_{iojo}$ , e  $s(Sf)_{iojo}$ .

A primeira seqüência de cálculo usa o roteiro discutido nos subitens 5.5.1 a 5.5.8; a segunda seqüência de cálculo não necessariamente. Geralmente, a segunda seqüência de cálculo é sustentada pela experiência do profissional que faz o projeto de recuperação *in situ*, baseado nas características do lugar e restrições de sustentabilidade (p.ex., ambientais, sociais e econômicas).

Depois de escolher a seqüência de cálculo, os passos seguintes são:

selecionar  $\{ C_{ijm} \}$ , sujeito a:  $\{ s(C)_{ij}, \bar{C}_{ij}, Qman_{ij}, (d_m)_i, Rh_i \}$ ,

selecionar  $\{ K_{ijm} \}$ , sujeito a:  $\{ s(K)_{ij}, \bar{K}_{ij}, Qman_{ij}, (d_m)_i, Rh_i \}$ ,

selecionar  $\{ So_{ijm} \}$ , sujeito a:  $\{ s(So)_{ij}, \bar{So}, Qman_{ij}, Fr_{ij}, Vc_{ij} \}$  ( 5.11 ).

As ações 5.11 são necessárias para escolher quais técnicas aplicar na recuperação ambiental. Nas restrições 5.11,  $(d_m)_i$  é a profundidade d'água da *m*-ésima área parcial da seção transversal na *i*-ésima cota d'água. Uma síntese dos passos anteriores aparece na Figura 5.5.

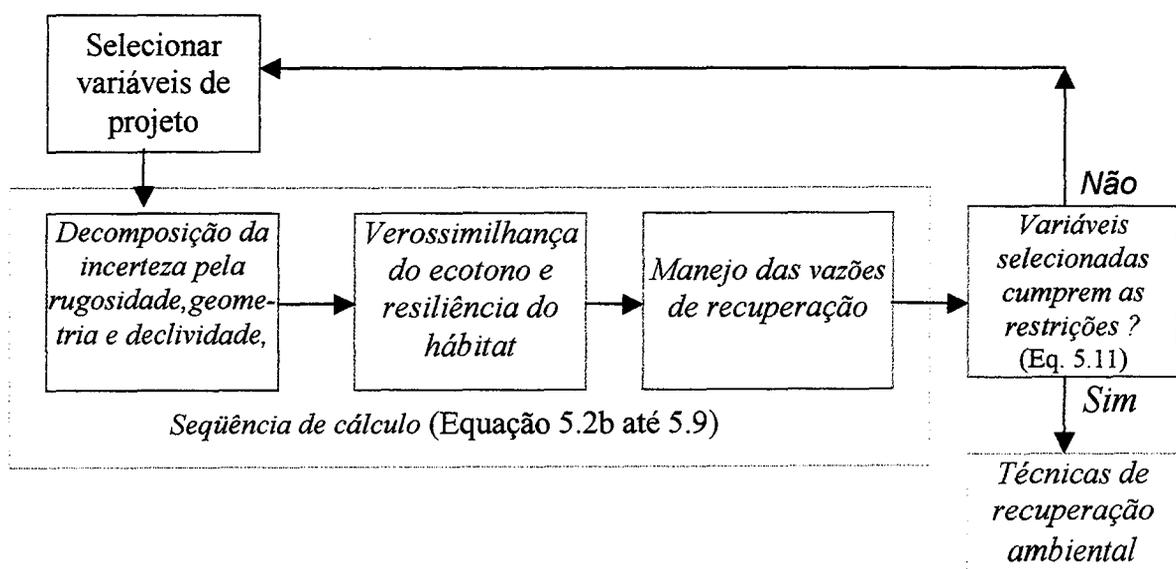


Figura 5.5- Seleção de variáveis de projeto através da seqüência de cálculo (ênfatasadas neste Capítulo da Tese), metas e técnicas de recuperação.

### 5.5.9 Técnicas de recuperação

As técnicas de recuperação ambiental cumprem com as variáveis selecionadas, com as metas e com o orçamento disposto. Existe uma série extensa de técnicas para recuperar ecologicamente os cursos de água, fora do alcance da Tese. Uma compilação aparece em FISRWG, 1998.

Técnicas de recuperação para mitigar cheias é estudado por Tönsmann (1996) (Figura 5.6).

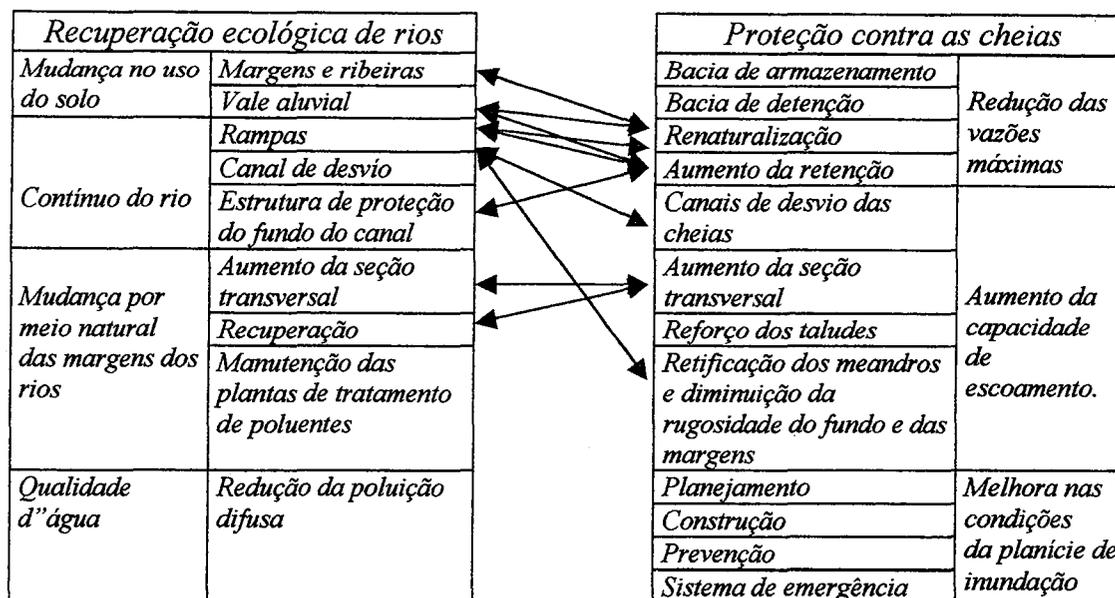


Figura 5.6- Proteção contra cheias relacionada com a recuperação dos rios (Tönsmann 1996)

### 5.6 Aplicação

A metodologia das Equações 5.1 a 5.9 é aplicada na escala de 1 a 560 km<sup>2</sup> de bacias embutidas do PROJETO POTIRIBU (Castro et al., 2000), com critérios de estabilidade dos canais, de acordo com a Tabela 5.1 e obtida do banco de dados do Setor de Hidrometria IPH-UFRGS..

Tabela 5.1- Estabilidade geomorfológica de sub-bacias do PROJETO POTIRIBU

| Area [km <sup>2</sup> ] | Descarga específica <sup>a</sup> [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> m <sup>-1</sup> ] | $Q \div W$ | $S_o$ [m m <sup>-1</sup> ] | Ordem e condições geomorfológicas |
|-------------------------|--|------------|----------------------------|-----------------------------------|
| 1                       | 2,3  | 7 ÷ 3      | 0,01                       | 2da. Ordem, erosão                |
| 20*                     | 2,5  | 14 ÷ 8     | 0,0025                     | 4ta. Ordem, transição             |
| 563                     | 3,1  | 124 ÷ 40   | 0,002                      | 7ma. Ordem, deposição             |

a: vazão de desborde, vazão formadora; \*: analisada neste Capítulo da Tese.

No Arroio Turcato de 20 km<sup>2</sup>, o critério geomorfológico o considera como “canal não-estável”, com efeitos cumulativos pelo transporte do material numa faixa espacial entre 300, 900 e 1500 m, em média. Essas distâncias são obtidas a partir do centro de gravidade da distância das cabeceiras até a foz do Arroio Turcato. A sub-bacia do Turcato apresenta dois inventários de curvas chave: de 1992-93 por Chevallier (1993) e de 1998, por Castro *et al.* (2000).

Este Capítulo enfatiza a segunda delas. O Arroio Turcato é representativo das cabeceiras do Planalto Sulbrasileiro onde os sedimentos produzidos durante as tormentas prevalecem sobre os sedimentos transportados como formas de fundo. A sinuosidade do curso varia entre 1 e 1,3, dependendo do local e da ordem geomorfológica. Especialmente em bacias de cabeceira, as velocidades medidas apresentam um comportamento de histérese com a profundidade, de acordo com as datas de medição anteriores ou posteriores aos eventos de El Niño (ENSO do 1992 e 1997). Nas cheias reais, medições da velocidade média da descarga líquida *versus* as cotas mostram no total valores desde 0,2 m s<sup>-1</sup> nas recessões até 0,9 m s<sup>-1</sup> em situações próximas da vazão formadora (“*bankfull*”). Porém, existem “platôs” de  $V(h)$ , com velocidades médias de água de 0,6 - 0,7 m s<sup>-1</sup> antes do evento de El Niño de maio de 1992, e variando de 0,5 a 0,6 m s<sup>-1</sup> depois dele (Figura 5.6, “antes do ENSO ’92” e “depois do ENSO ’92”, respectivamente).

No entanto, antes da curva chave de 1998, houve ainda ENSO de 1997. As velocidades médias máximas para a curva chave de 1998 [Figura 5.7a, “’98 (eventos simples)”] variaram entre 0,7 e 0,9 m s<sup>-1</sup>, mas que podem aumentar até 0,5 a 0,9 m s<sup>-1</sup> [Figura 5.7, “’98 (evento complexo)”. O anterior repercute na vazão observada na curva chave (Figura 5.7b) quando comparadas com o fator geométrico  $K = A R h^{2/3}$  em que os efeitos não-lineares são não só característicos, senão que permitem integrar as diferenças entre curvas chaves distintas.

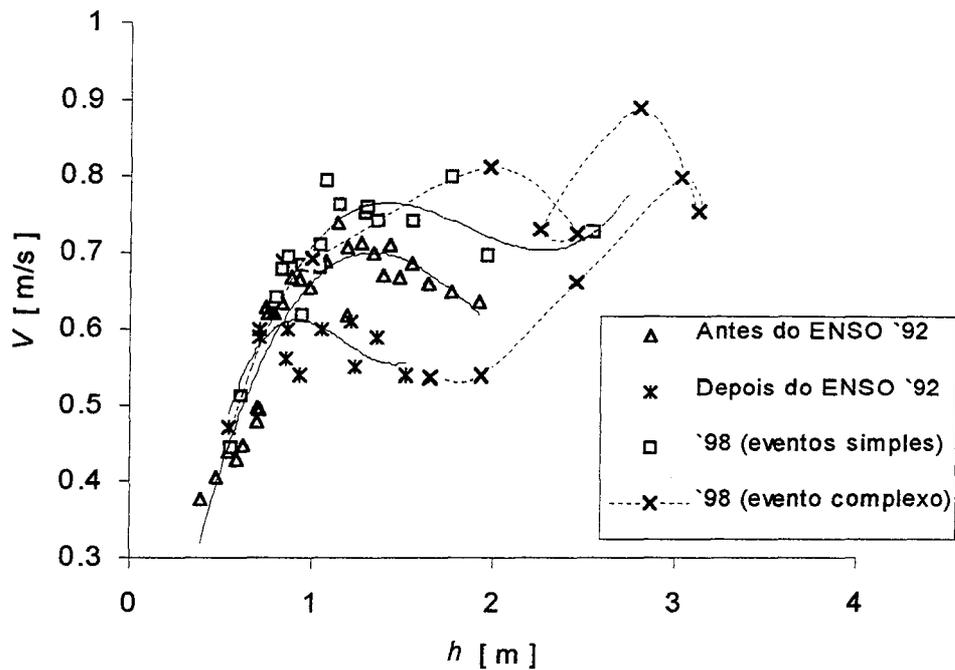


Figura 5.7a- Mudanças da velocidade média  $V$ , conforme o nível d'água  $h$  da curva chave do Arroio Turcato, e o efeito dinâmico do evento complexo com múltiplos picos no hidrograma.

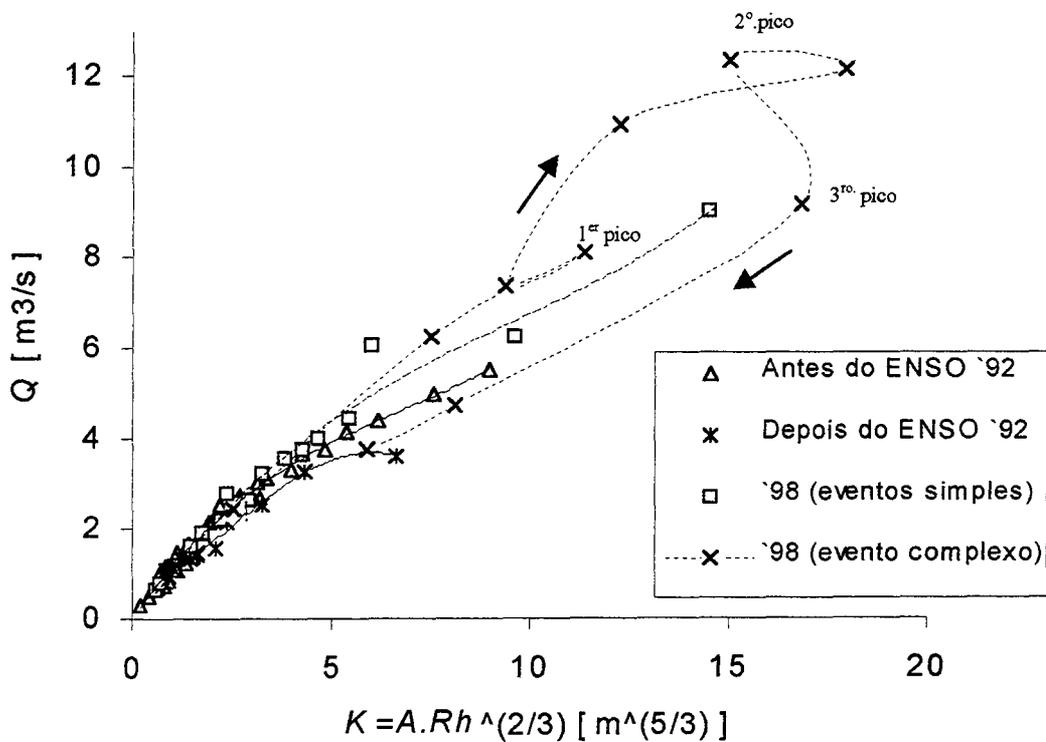


Figura 5.7b- Mudanças da vazão  $Q$  conforme o fator geométrico  $K=A.Rh^{2/3}$  da curva chave do Arroio Turcato, e o efeito dinâmico do evento complexo com múltiplos picos no hidrograma.

Numa campanha de vazão a variável medida é a velocidade instantânea  $V_i$  que, ao integrá-la na seção transversal, fornece estimativas da velocidade média  $V$ , a qual apresenta uma não-linearidade com a cota, representada pelas equações (Figura 5.7a):

$$V = 0,1280 h^3 - 0,8170 h^2 + 1,496 h - 0,1446, R^2 = 0,8734, N_{hQ} = 27 \text{ (antes do ENSO '92),}$$

$$V = 0,7516 h^3 - 2,6764 h^2 + 3,013 h - 0,4795, R^2 = 0,4229, N_{hQ} = 13 \text{ (depois do ENSO '92),}$$

$$V = 0,1932 h^3 - 1,0678 h^2 + 1,859 h - 0,2752, R^2 = 0,8651, N_{hQ} = 18 \text{ (eventos simples do '98),}$$

válidas para o escoamento dentro da calha principal e que são comentadas na próxima seção.

A seguir são mostrados a análise dos dados de 1998 (subitem 5.6.1) e os resultados do método alternativo na mitigação de cheias observadas (subitem 5.6.2)

### 5.6.1 Análise dos dados da curva chave de 1998

A medição de vazão da curva chave de 1998 (Castro *et al.*, 2000) é válida para  $h < 315$  cm, limite onde começa a várzea de inundação. Chevallier (1993), através do método de Stevens (Jacon e Cudo, 1989), apresenta a extrapolação da curva chave de 1992-93 até  $h = 600$  cm. Utilizaram-se os dados da curva chave de 1998 para usar o método de Stevens e extrapolar os dados observados (Figura 5.8). Castro *et al.* (2000) utilizam a extrapolação deste Capítulo da Tese para converter as cotas em vazões fora da calha principal do Arroio Turcato.

A curva chave de 1998 tem  $N_{hQ} = 30$ . Em cada medição há velocidades instantâneas  $V_i$  que, ao serem integradas na seção transversal  $A$ , conformam uma amostra de  $N(V_i)$  valores para o cálculo da velocidade média  $\bar{V}_i$ , e logo obter a vazão  $Q = A \cdot \bar{V}_i$ . Tendo o perfil transversal da área de passagem d'água, é obtido o perímetro molhado  $P$  e o raio hidráulico  $Rh = A \div P$ . A informação da amostra de  $V_i$  é estimada pela análise dos histogramas de frequência empírica:

$$\begin{aligned}
 H(V_i) &= \sum_{k=1}^{Nk} \Pr[V_i]_k \ln(\Pr[V_i]_k), \\
 I(V_i) &= \prod_{k=1}^{Nk} \Pr[V_i]_k, \\
 \text{Ln}(I(V_i)) &= \sum_{k=1}^{Nk} \Pr[V_i]_k \\
 \text{para } \sum_1^{NK} \Pr[V_i]_k &= 1
 \end{aligned}
 \tag{5.12},$$

em que  $H(V_i)$  é a Entropia de Shannon e  $I(V_i)$  a verossimilhança (Efron e Tibshirani, 1993). Na Equação (5.12) as velocidades instantâneas foram fatiadas em  $k$  classes ( $k = 1, \dots, Nk$ ) para construir histogramas empíricos, cujas ordenadas são a probabilidade  $\Pr[V_i]_k$ . Assim,  $H(V_i)$  e  $I(V_i)$  apresentam a habilidade do operador em capturar velocidades instantâneas diferentes em cada medição de vazão. Altos valores absolutos de  $H(V_i)$  e  $-\text{Ln}[I(V_i)]$  representam alta informação, independentemente de  $N(V_i)$  ou da condição do transiente, p.ex., ascensão, recessão do hidrograma (Figura 5.9, Tabela 5.2, e Figura 5.10) ou em regime permanente durante a medição.

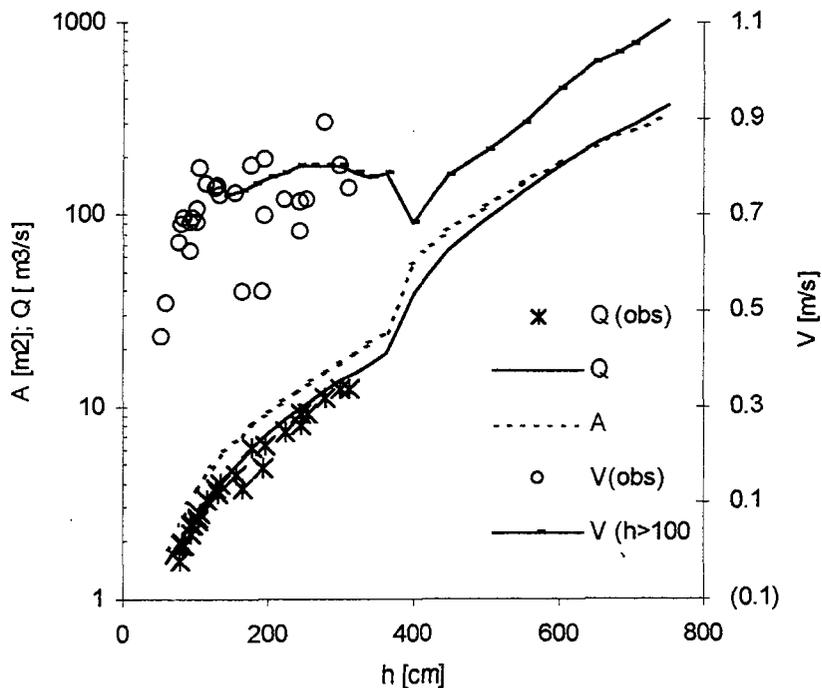


Figura 5.8- Extrapolação da curva chave (linhas) para a medição de vazão de 1998 no Arroio Turcato, bacia embutida do PROJETO POTIRIBU, do IPH-UFRGS.

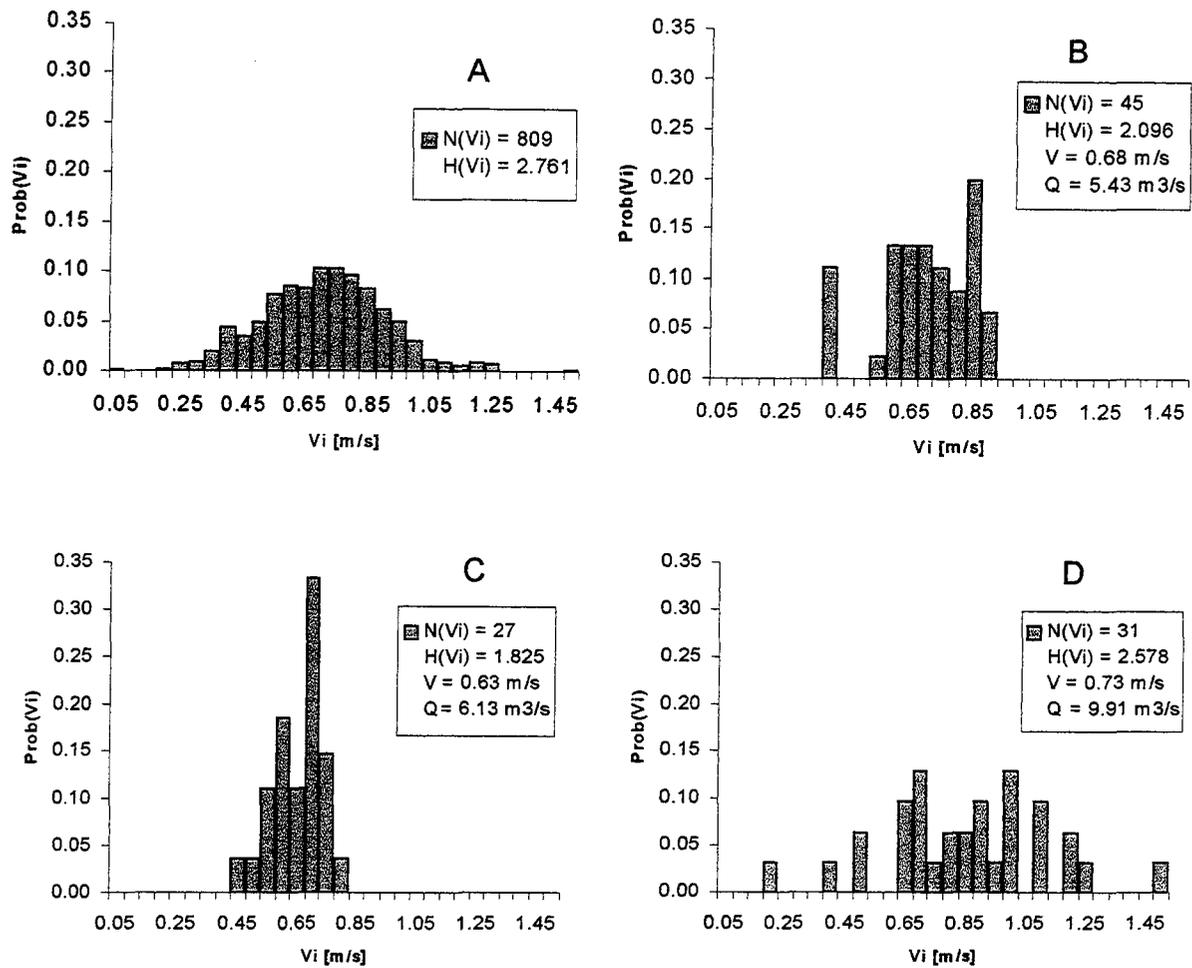


Figura 5.9- Histogramas de frequência da velocidade média instantânea observada ( $V_i$ ) na seção de controle do Arroio Turcato (PROJETO POTIRIBU) para todas as medições de vazão (“A”), e para três medições de vazão (“B”, “C” e “D”).  $N(V_i)$ : tamanho da amostra,  $H(V_i)$ : informação,  $V$ : velocidade média da seção transversal,  $Q$ : vazão.

Tabela 5.2- Exemplo das medições das velocidades instantâneas no Arroio Turcato

| Descrição                    | Variável            | Data                  |                       |                      |                       |
|------------------------------|---------------------|-----------------------|-----------------------|----------------------|-----------------------|
|                              |                     | Mar/Dez-98            | 09-Dez-98             | 09-Dez-98            | 09-Dez-98             |
| Medições (Figura 5.9)        | -                   | “A”                   | “B”                   | “C”                  | “D”                   |
| Medições na curva chave      | $N_{hQ}$            | 30                    | 1 (24a.)              | 1 (25a.)             | 1 (27a.)              |
| Amostra de cada medição      | $N(V_i)$            | 809                   | 45                    | 28                   | 31                    |
| Informação da amostra        | $H(V_i)$            | 2,761                 | 2,096                 | 1,825                | 2,578                 |
| Verossimilhança da amostra   | $I(V_i)$            | $4,33 \cdot 10^{-38}$ | $7,71 \cdot 10^{-10}$ | $5,72 \cdot 10^{-9}$ | $6,25 \cdot 10^{-24}$ |
| Logaritmo da Verossimilhança | $\text{Ln}[I(V_i)]$ | -86,03                | -20,98                | -18,98               | -53,43                |
| Transiente de medições       | $\Delta h/\Delta t$ | Mixto                 | 0                     | < 0 (1era.)          | < 0 (2da.)            |

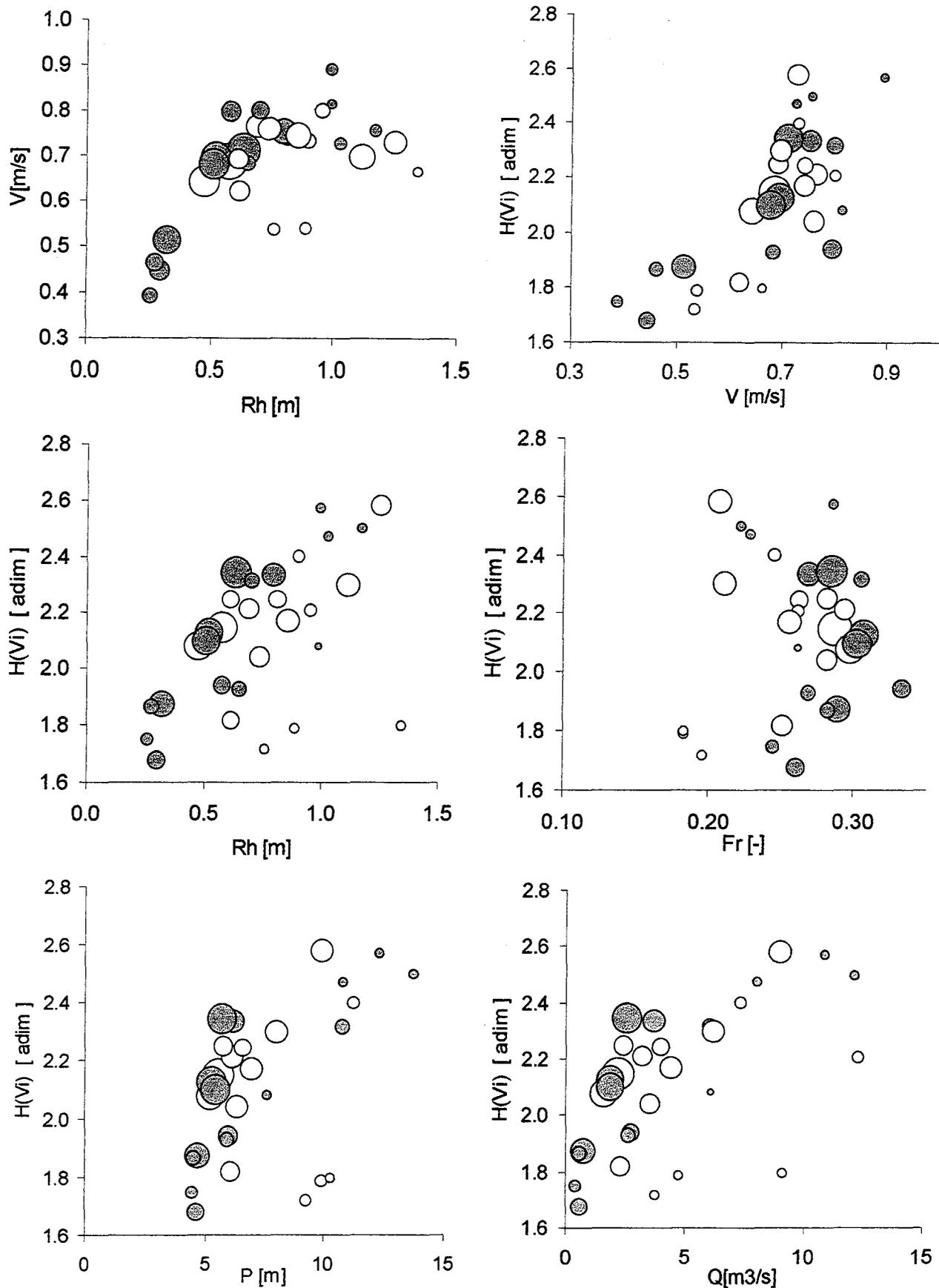


Figura 5.10- Velocidade média  $V$ , raio hidráulico  $Rh$ , Froude  $Fr$ , perímetro molhado  $P$ , vazão  $Q$  e informação de cada amostra das velocidades instantâneas  $H(Vi)$ , para  $N_{hQ} = 30$  medições da curva chave do Arroio Turcato. O tamanho dos círculos é proporcional ao tamanho da amostra  $N(Vi)$ , das medições de transientes durante a ascensão,  $\Delta h/\Delta t \geq 0$  (●), e a recessão,  $\Delta h/\Delta t < 0$  (○), dos hidrogramas de cheia.

Todas as amostras das medições da curva chave de 1998 compreendem um total de 809 dados de  $V_i$  (Figura 5.9, “A”). A mediana é igual ao valor esperado, de  $0,685 \pm 0,196 \text{ m s}^{-1}$ , e os mínimo e máximo absolutos de  $0,005$  e  $1,466 \text{ m s}^{-1}$ , respectivamente. As amostras de  $V_i$  foram fatiadas para um intervalo discreto  $\Delta V_i = 0,05 \text{ m s}^{-1}$ , entre  $0$  e  $1,50 \text{ m s}^{-1}$ , resultando em 30 intervalos de classe ( $Nk = 30$ ). Cada medição de vazão tem um número característico de  $N(V_i)$ , uma distribuição dos histogramas de frequência  $\text{Pr}[V_i]_k$  e, portanto, diferentes informações de  $H(V_i)$  e  $I(V_i)$ . Os exemplos “B”, “C” e “D” da Figura 5.9 representam hidrogramas complexos, com mais de um pico de cheia característico, onde foram feitas medições em diferentes momentos. Entre eles, a cheia “D” apresenta uma qualidade de informação alta,  $H(V_i) = 2,578$  e  $-\text{Ln}[I(V_i)] = -53,43$ , Tabela 5.2) quando comparada com as outras, denominadas de “B” e “C”.

Em termos gerais, a velocidade média cresce rapidamente, proporcional e sem histerese com o raio hidráulico até  $V \cong 0,7$  a  $0,8 \text{ m s}^{-1}$  e  $Rh \cong 0,6 \text{ m}$ . Para  $Rh > 0,6 \text{ m}$  a velocidade apresenta um comportamento medianamente estável, com histerese característica das subidas e recessões do hidrograma. As medições de melhor qualidade de informação indicam uma leve tendência visual ao decréscimo de  $V$ , para  $Rh > 0,6 \text{ m}$ , o que corresponde à evidência física em que há um efeito diferenciado das raízes da vegetação ribeirinha nos taludes do Arroio Turcato, e o que produz um incremento da resistência ao escoamento a partir de  $h > 120 \text{ cm}$ .

No Arroio Turcato há uma concentração grande número de medições para  $I(V_i) < 2,4$ , correspondendo a limites de  $V \cong 0,7$  a  $0,8 \text{ m s}^{-1}$ , a  $Rh \cong 0,5$  a  $1,2 \text{ m}$ ,  $Fr \cong 0,25$  a  $0,3 \text{ m}$ ,  $P \cong 5$  a  $7,5 \text{ m}$  e  $Q \cong 5$  a  $7,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , e com intervalos de  $1,25 < h < 2 \text{ m}$  e  $7,5 < K < 10 \text{ m}^{5/3}$  (Fig. 5.7a e Fig. 5.7b).

## 5.6.2 Resultados do método alternativo para mitigação de cheias

O tratamento alternativo das incertezas (Equações 5.1 até 5.9) para os dados da curva chave de 1998 do Arroio Turcato em condições de transiente. Quatro medições em condições de regime

Tabela 5.3- Limites físicos característicos do escoamento no Arroio Turcato ( $Q < Q_b = 14 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ )

| $h^*$<br>[m] | $Q^*$<br>[ $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ] | $V^*$<br>[ $\text{m s}^{-1}$ ] | $\text{Máx}\{\Delta Q(h)\}$<br>[ $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ] | $\Delta V/\Delta h$<br>[ $\text{s}^{-1}$ ] | Permanência de $Q$<br>diárias |
|--------------|--|--------------------------------|--|--|-------------------------------|
| < 0,6        | < 1,0                                  | < 0,55                         | 0,2  | > 0  | $\text{Pr}[Q_d > 1] = 40 \%$  |
| 0,60 – 1,25  | 1,0 – 3,8                              | 0,55 – 0,8                     | 1,1  | > 0  | $\text{Pr}[Q_d > 3,8] = 1 \%$ |
| 1,25 – 2,00  | 3,8 – 7,0                              | 0,65 – 0,8                     | 3,9  | < 0  | $\text{Pr}[Q_d > 7] < 0,1 \%$ |
| 2,00 – 2,50  | 7,0 – 9,5                              | 0,65 – 0,9                     | 4,1  | > 0  | Não-estimado                  |

Para cotas baixas de  $h < 0,60 \text{ m}$ , há vazões instantâneas de  $Q < 1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ . Esse valor, extrapolado para vazões diárias, tem uma permanência mais da metade do tempo. Entre  $0,6 < h < 1,25 \text{ m}$ , há 99 % de chances de ocorrer  $Q_d < 3,8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , numa faixa de  $\text{máx}\{\Delta Q(h)\} > 1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ . Para  $h > 1,25 \text{ m}$  os intervalos de  $Q$  crescem mais de quatro vezes em relação aos intervalos anteriores, porém pode existir um comportamento inverso de  $V(h)$ .

Para construir as curvas marginais de armazenamento há que escolher o máximo valor de  $Q_{man}$  (de saída) que permite regularizar  $Q^*$  (de entrada). Isto é, selecionar  $\phi$  tal que  $\text{máx}\{Q_{man}(\phi)\} = Q^*$ . Curvas marginais de armazenamento aparecem na Figura 5.15.

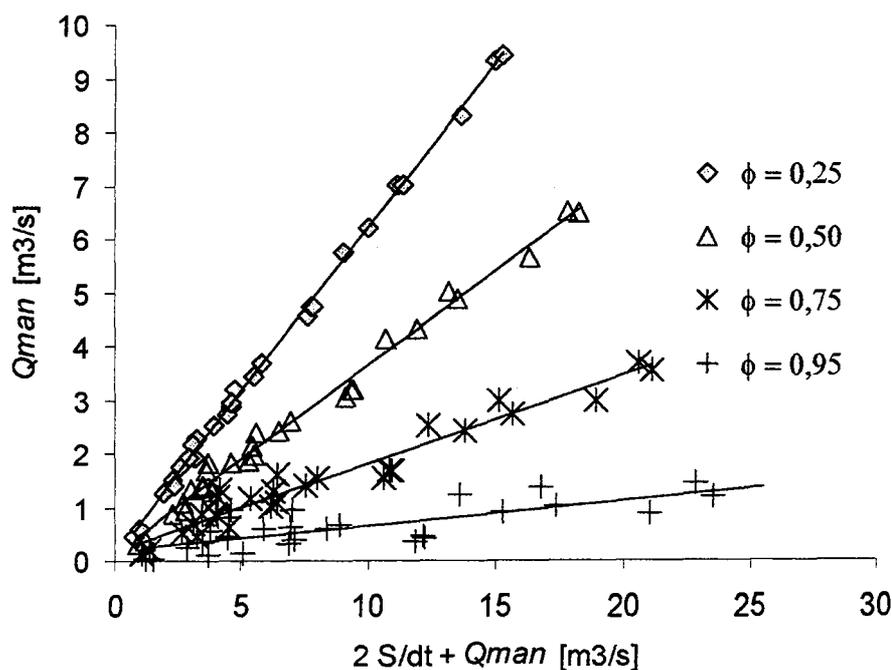


Figura 5.15- Curvas marginais de armazenamento  $Q_{man}(\phi)$  para o Arroio Turcato.

Os valores para  $\phi$  são: 0,95 ( $Q_{man} = 0,046 X + 0,20$ ;  $R^2 = 0,57$ ), 0,75 ( $Q_{man} = 0,163 X + 0,17$ ;  $R^2 = 0,94$ ), 0,5 ( $Q_{man} = 0,352 X + 0,13$ ,  $R^2 = 0,99$ ) e 0,25 ( $Q_{man} = 0,614 X + 0,08$ ,  $R^2 = 0,99$ ), que fornecem as curvas marginais de armazenamento da Figura 5.15, sendo  $X = [2(Q - Q_{man}) + Q]$ . Para as condições de um modelo simples de armazenamento, os intervalos anteriores correspondem a máximos em  $X$  de 23, 38, 47 e 52  $m^3 s^{-1}$ , respectivamente. Para construir a curva de armazenamento total, procede-se pela soma das curvas marginais de armazenamento, por exemplo:

$$\begin{aligned} Q_{man}(\phi=0,95) = 0,046 X + 0,20 &\leq Q^* = 1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}, & 0 < X \leq 23 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}; \\ 1 < Q_{man}(0,75) = (0,163 (X - 23) + 0,17) &\leq Q^* = 3,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}, & 23 < X \leq 38 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}; \\ 3,8 < Q_{man}(0,50) = (0,352 (X - 38) + 0,13) &\leq Q^* = 7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}, & 38 < X \leq 47 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}; \\ 47 < Q_{man}(0,25) = (0,614 (X - 47) + 0,08) &\leq Q^* = 9,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}, & 47 < X \leq 52 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}. \end{aligned}$$

A teoria de Puls (Chow *et al.*, 1994; Tucci, 1998) é uma técnica consagrada e é utilizada neste Capítulo da Tese para a operação dos “efeitos de reservatórios” ao longo do canal.

### 5.6.2.5 Propagação numa seqüência de subtrechos do canal

Os subtrechos  $N_p$ , nos quais se aplica o efeito do reservatório anterior, complementam a atenuação da onda de cheia. Assim,  $N_p$  depende do grau de performance nas vazões amenizadas: maior número de subtrechos com restauração e que oferecem um efeito de reservatório, maior será o amortecimento da onda de cheia. De acordo com a equação de continuidade de um escoamento unidimensional num canal aberto (p.ex., Cunge *et al.*, 1980, Pág.14), uma diminuição da vazão devido às condições de amortecimento que produz uma obra de restauração num trecho ribeirinho, leva a incrementar a área molhada. Para o  $j$ -ésimo trecho de canal e o  $i$ -ésimo par da curva chave, temos que  $-\Delta Q_{ij} = -\Delta A_{ij} \cdot \Delta x \cdot \Delta t^{-1}$ .

Durante a propagação de cheias,  $\Delta t$  é fixado numa discretização das  $Q_i$ . Além disso,  $\Delta A_{ij}$  e  $\Delta x$  estão relacionadas não só com os aspectos hidráulicos do rio, senão também com a capacidade potencial de criar áreas restauradas ambientalmente ao longo do córrego. Para conseguir uma mitigação da onda de cheia,  $\Delta x = L_p \cdot (N_p)^{-1}$  deve ser fixado conforme o manejo e conforme a capacidade de amortecimento de onda pelo “efeito reservatório” (subitem 5.6.4). Também,  $\Delta A$  é um indicador para comparar os métodos usuais do aumento da capacidade de armazenamento no canal e/ou bacias de detenção no canal (Tönsmann, 1996). Os “efeitos reservatório” não precisam ser iguais em cada um dos  $\Delta x$ . Neste Capítulo, é simulado o efeito de mitigar ondas de cheias com múltiplos “efeitos reservatório” (subitem 5.6.4) os quais são mantidos constantes ao longo de uma seqüência de 10 subtrechos do canal natural.

#### 5.6.2.6 Cheias reais analisadas

A Figura 5.16 apresenta dois eventos chuva-vazão discretizados a cada 10 minutos do PROJETO POTIRIBU (Castro *et al.*, 2000). As precipitações totais são de 23 mm para o primeiro (11-05-93) e 75 mm para o segundo evento (22-10-94), os quais têm intensidades máximas de 81 e 78 mm h<sup>-1</sup> em 10 min. O efeito das áreas saturadas do Arroio Turcato é significativo para essas lâminas precipitadas (Mendiondo, 1995). Ambas chuvas produzem hidrogramas observados  $Q(t)$  com vazões máximas de 9,5 e 9,1 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>, respectivamente. A lâmina escoada dos eventos é 7 mm e 11mm, com coeficientes de escoamento de 0,086 e 0,141, respectivamente.

É aplicado o método apresentado no Capítulo para calcular a vazão amortecida  $Q_{rec}(t)$  de 5.9. As reduções das vazões máximas são de 30-35 %. A continuidade mostra que incrementos  $+\Delta A$  de 23%, 57% e 114% são necessários para conseguir adequar as vazões máximas quando os subtrechos apresentam comprimentos unitários de 500, 200 e 100 m, respectivamente. Esse cálculo é para  $\phi = 0,25$  e  $N=10$ . Os efeitos hidráulicos têm lugar nessas condições.

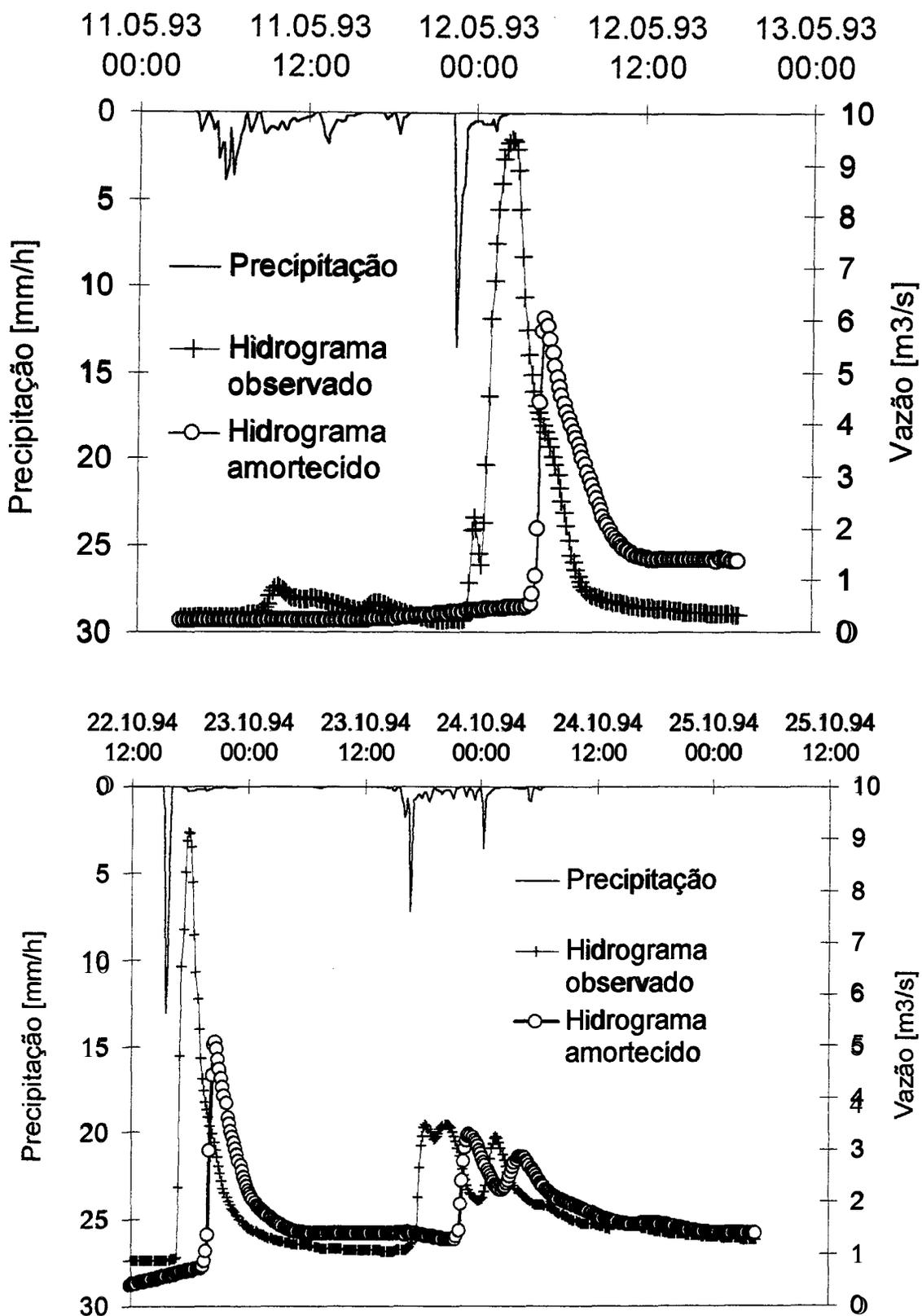


Figura 5.16- Hidrogramas observados  $Q(t)$  e amortecidos  $Q_{rec}(t)$  devido aos efeitos de armazenamento produzido pelo tratamento alternativo das incertezas no Arroio Turcato.

## 5.7 Discussão

A finalidade deste Capítulo é discutir os resultados do tratamento alternativo das incertezas (subitem 5.7.1), da recuperação ambiental via manejo das incertezas (subitem 5.7.2) e, assim, apresentar os limites da metodologia proposta (subitem 5.7.3).

### 5.7.1 Tratamento alternativo das incertezas

Em primeiro lugar, os resultados finais da Figura 5.16 devem ser vistos para condições de manejo e não com o intuito puramente de simulação. Isso significa que os efeitos de amortecimento da cheia pela metodologia proposta (Equações 5.1 até 5.9) poderiam ser explorados, para a recuperação ambiental, na medida em que encontrar um projeto final conforme uma análise de sensibilidade entre  $\phi$  e  $N_p$ . O objetivo do Capítulo *não* é realizar uma análise de sensibilidade do método e, *sim*, demonstrar os caminhos metodológicos para um manejo alternativo das incertezas direcionadas à dissipação de energia das cheias.

O retardo da vazão máxima dos hidrogramas da Figura 5.16, ao redor de 2,5 horas, resulta da aplicação de uma seqüência de “efeitos reservatório”, tendo um hidrograma de entrada ( $Q(t)$ ) e um hidrograma amortecido ( $Q_{rec}(t)$ ). Cada “efeito reservatório” é atribuído a um subtrecho com recuperação potencial. A saída do primeiro subtrecho é a entrada do segundo que, no exemplo apresentado, tem as mesmas curvas marginais  $Q_{man}(\phi)$ . Essa parametrização também é flexível e pode mudar conforme um projeto de recuperação ambiental com diferentes técnicas em diferentes subtrechos do rio ou arroio.

No caso do Arroio Turcato, os limites característicos de  $Q^*$  (ver Tabela 5.3) contribuem para identificar comportamentos especiais da curva chave e, dessa maneira, ter uma condicionante *a priori* da preferência ( $\phi$ ) pelo manejo das incertezas. Maior preferência pela inclusão das incertezas (representadas por  $Q_{ref}$ ), maior mudança é de se esperar no sistema natural. Neste Capítulo, os limites  $Q^*$  para o Arroio Turcato foram obtidos a partir da análise

pormenorizada (1) das curvas chaves, (2) da curva de permanência de vazões diárias, (3) da não-linearidade das velocidades médias com a cota d'água, assim como (4) diferentes condições de transiente ( $\Delta h/\Delta t \neq 0$ ). Também a informação contida em cada amostra da medição de vazão, expressada por  $H(V_i)$  ou  $I(V_i)$ , contribui nessa discriminação. No entanto, todas as medições de vazão em transiente foram incluídas neste Capítulo. A exploração de diferentes jogos de curva chave, como função da qualidade dos dados, seja pela entropia  $H^*$  ou pela verossimilhança  $I^*$ , através de pares:

$$\{ h_i [H(V_i) > H^*], Q_i [H(V_i) > H^*] \}, \text{ ou}$$

$$\{ h_i [I(V_i) > I^*], Q_i [I(V_i) > I^*] \},$$

não foi explorada no Capítulo tendo em vista manter uma suficiência estatística na estimativa dos intervalos de confiança. Até a data, a informação contida na curva chave de 1998 do Arroio Turcato é considerada apropriada. Na medida em que novos dados de medição de vazão do Arroio Turcato sejam incorporados no banco de dados do PROJETO POTRIBU, é possível estender o método deste Capítulo com o quesito da *qualidade de informação* dos pares  $h_i, Q_i$ .

Outras discussões recaem (1) na histerese dos eventos reais (Figuras 5.7a e 5.7b), (2) na faixa de validade do método proposto quando extrapolações da curva chave (Figura 5.9) são necessárias e (3) na aplicação da metodologia em situações com dados escassos. Em primeiro lugar, o efeito dinâmico de uma onda de cheia tem sido tratado por métodos consagrados (Cunge *et al.*, 1980), Knight *et al.* (1980) e Chow *et al.* (1994). Esses métodos podem ser aplicados para desagregar o comportamento não-biunívoco durante a cheia e permitir discriminar os efeitos dinâmicos nas variáveis  $V, Sf, C$  e  $K$ . O método do Capítulo permite essa discriminação; no entanto, ela demanda maior quantidade de dados para as estimativas dos intervalos de confiança  $var[Q]$ . Em segundo lugar, a validade das curvas chave do Arroio Turcato foi proposta no

PROJETO POTIRIBU (publicado por Castro *et al.*, 2000), embora ela precise de uma estimativa dos intervalos de confiança. O método proposto no Capítulo só pode ser aplicado nessas circunstâncias. Em terceiro lugar, o comportamento de transiente ( $\Delta h/\Delta t \neq 0$ ) foi aqui analisado para as curvas chave. A mesma metodologia (Equações 5.1 até 5.4) pode ser derivada frente a hidrogramas observados, mas sem os dados de curva chave. Nesse caso, a histerese entre cota e vazão é desconsiderada, e os limites físicos  $Q^*$  para obter as preferências  $\phi$  e as funções de armazenamento marginal  $Q_{man}(\phi)$  recaem na experiência do usuário e conhecedor do sistema.

### 5.7.2 Recuperação ambiental via manejo das incertezas

Em segundo lugar, a forma de atribuição de preferências pelas incertezas, ou não, incide nas vazões características,  $Q_{ref}$ . Essa conclusão, embora óbvia, aqui é tratada de forma quantitativa, na forma de atribuir a  $Q_{ref}$  (1) um caso *não* de “meta em si”, porém (2) “um caso alternativo a um sistema sob manejo das incertezas”. O primeiro caso impõe uma restrição muito forte (e, as vezes, pouco verificável na prática), que é de interpretar  $Q_{ref}$  como situação ótima. Assim, esse caso se desenvolve a partir de ditar uma condição de referência “prístina”, de meta ideal.

Como complemento, o segundo caso cria uma restrição mais moderada no sentido de adotar a condição de referência de  $Q_{ref}$  como um indicador, entre os vários que o sistema pode ter, para avaliar situações de manejo ambiental. Assim, essa segunda interpretação introduz maior robusticidade na análise, dado que as condições de referência são obtidas a partir de métodos explícitos de cálculo da incerteza – por um lado, das incertezas estatísticas; por outro, das incertezas hidráulicas.

O método aqui apresentado pode ser aprimorado quando reestimados os intervalos de confiança de  $\text{var}[Q]$  (Equação 5.13) através de métodos intensivos, p.ex. Monte Carlo ou Bootstrap. É de esperar que os intervalos de confiança dos métodos intensivos sejam maiores que

os estimados pelo método aproximado da Equação 5.13 ou métodos analíticos. Assim,  $Q_{ref} = \text{var}[Q] \div CV(Q)$  crescerá para esses novos intervalos.

Em princípio, o atual método (Equações 5.1 até 5.9) não limita o valor de  $Q_{ref}$ , porém  $Q_{man} < Q$ , devido às metas de mitigação de cheias. Maiores estudos devem ser feitos nesse contexto, com outros jogos de dados de curva chave. Assim, as curvas de armazenamento marginal são planejadas uma vez definida a meta de qual o grau de recuperação (nesse caso, tratada através do conceito de mitigação ou dissipação de cheias) é procurado.

### 5.7.3 Limites da metodologia apresentada

Em terceiro lugar, é oportuno mencionar que a estratégia alternativa do Capítulo enumera quais cálculos são necessários para que um curso natural possa viavelmente se aproximar (seja pelas ações na rugosidade, na declividade da linha d'água, no fator geométrico e as suas respectivas covariâncias) a uma condição *de manejo ambiental*; porém não há referência a uma etapa de pré-degradação (ou condição pristina) do rio ou arróio sob análise. Essa última é apontada pelas metas de naturalização potencial (p.ex. “*Leitbild*” de DVWK, 1996; Tönsmann, 1996). Dessa maneira, o método aqui proposto procura um efeito hidráulico, que por sua vez tem uma correspondência geomorfológica e biológica quando é procurada uma provável causa ambiental desse efeito, p.ex., numa recuperação ecológica do trecho.

No entanto, esse cálculo feito via a metodologia deste Capítulo *não* diz qual é o tipo final de projeto do canal a recuperar ambientalmente, ou como vai ser o aspecto visual desse canal na recuperação ambiental. Porém, foram derivadas as equações (p.ex., Equação 5.11) que permitem relacionar  $CV(C)_{iojo}$ ,  $CV(Sf)_{iojo}$  e  $CV(K)_{iojo}$ , e propor valores de projeto de  $\bar{C}_{iojo}$ ,  $\bar{K}_{iojo}$  e  $\bar{Sf}_{iojo}$  a fim de obter os respectivos desvios-padrões para cada subtrecho a recuperar. Isso é visto como uma contribuição do método para incluir de forma simples indicadores do grau de diversidade interna dos habitats a recuperar.

Por exemplo, o valor médio de rugosidade, do fator geométrico ou da declividade que é manejado para recuperar ambientalmente os trechos, incide no grau de mitigação de cheias ao longo de um trecho escolhido. Porém, a diversidade desses parâmetros, obtida pelos  $CV(C)_{io\ jo}$ ,  $CV(K)_{io\ jo}$ ,  $CV(K)_{io\ jo}$  incorpora aspectos de desenho interno, de cada subtrecho; o que tem sido feito ao longo do século XX em projetos de engenharia ambiental condicionado pela experiência do projetista. O método aqui apresentado simplesmente incorpora critérios estatísticos que colaboram com essa prática no sentido de fazer uma ligação direta com as incertezas que existem no sistema ribeirinho.

Esse método é um processo de tomada de decisão derivada da ação direta de engenheiros, proprietários, leis ambientais e dos recursos hídricos, assim como a atividade interdisciplinar com atitudes de *Geobiohidrologia* (Capítulo 2). Até aí a pertinência deste Capítulo. As considerações colocadas por Larsen (1994), DVWK (1996), Tönsmann (1996) e Bordchart (1996) discutem a questão de “conflito” diante da necessidade de projetos de recuperação ambiental. Dada essa característica, a metodologia do Capítulo deve ser considerada como uma abordagem alternativa “para trabalhar junto a, e dependendo de, metas ambientais”, entre as quais podem ser consideradas aquelas do Conceito Ideal (“*Leitbild*”) de recuperação. Nesse aspecto, as seguintes recomendações :

- contabilizar numa forma preliminar quanta diversidade para o habitat introduzem as metas do Conceito Ideal (“*Leitbild*”) num modelo de decomposição da incerteza da curva chave,
- simplificar a incorporação dessa diversidade através do manejo e ações que sejam interpretadas até por profissionais com atitudes pela *Geobiohidrologia* (Capítulo 2).

## 5.8 Sumário

O sumário é direcionado (1) à metodologia do Capítulo e (2) às expectativas da Tese quanto à *Geobiohidrologia* para o manejo das incertezas.

### 5.8.1 Sumário do tratamento alternativo das incertezas

Embora a recuperação ecológica dos rios seja atualizada de forma contínua, p.ex., através dos métodos tradicionais, as abordagens expandidas e as estratégias integradas, os problemas das incertezas nos hidrogramas de cheias não são driblados e dirigidos para propósitos práticos. Por exemplo, pode o amortecimento da onda de cheia ser avaliado a partir das incertezas nos hidrogramas?

Essa questão responde a que as estratégias baseadas na incerteza sejam direcionadas aos habitats ribeirinhos mais resilientes. Nesse aspecto, o Capítulo toma duas referências como ponto de partida. Por um lado, o esquema de proteção de cheias e de recuperação de rios proposto por Tönsmann (1996) e usado especialmente para uma fase de projeto. Por outro lado, a visão anterior é usada para direcionar as incertezas nas curvas chaves (ver Clarke *et al.*, 2000).

No entanto, o tratamento das incertezas do Capítulo introduz um método alternativo, complementando as idéias anteriores, para desenvolver um dispositivo de mitigação de ondas de cheias, manejando hidráulica, ecologia e estatística no objetivo de recuperar canais. O Capítulo *não* fornece o projeto de canal restaurado; porém, propõe um método para estimar os efeitos de potenciais de dispositivos que amortecem o hidrograma de saída, de forma análoga aos efeitos de armazenamento de reservatório. Assim, os passos consecutivos de como derivar as técnicas de recuperação ambiental por trechos de rio são mostrados em termos estatísticos. Isto é, as técnicas de recuperação introduzem valores esperados e variância destes para adequá-los a um efeito dinâmico desejado em cada subtrecho a ser recuperado ambientalmente.

As hipóteses de trabalho consideram que a verossimilhança e a resiliência dos habitats ribeirinhos resumem a escala em que esses efeitos de armazenamento são a causa de qualquer dispositivo ou sistema dissipativo, nesse caso, de mitigação de cheias.

Este Capítulo descreve uma estratégia simples e viável, integrando aspectos da eco-hidráulica e estatística (Figura 5.3), a fim de estimar efeitos de uma recuperação potencial de rios em hidrogramas de cheias. Primeiro, são apresentados os manejos da recuperação ecológica dos rios relacionada com as incertezas das cheias. Segundo, existem três partes metodológicas: (1) estratégia e cálculo, (2) metas de restauração e (3) técnicas de recuperação. Neste Capítulo, é enfatizada a primeira delas como um indicador preliminar das estimativas dos efeitos de restauração hidráulica sobre a mitigação de cheias. Para as metas de restauração, é aconselhável ver os conceitos ideais ("*Leitbild*") em Kern (1992); para as técnicas de recuperação, é aconselhável as propostas de FISRWG (1998). Um esquema do modelo proposto é mostrado através de passos derivados para mitigar as descargas. Finalmente, dois casos mostram a performance dessa mitigação, de acordo com os passos anteriores.

### 5.8.2 Sumário enquanto às expectativas da Tese

As recomendações de técnicas de recuperação são fundamentadas por um grupo de discussão interdisciplinar. Nesse caso, atitudes pela *Geobiohidrologia* (Capítulo 2) são pertinentes. Um exemplo disso se apresenta na Tabela 5.4.

Da Tabela 5.4, as técnicas selecionadas devem ser componentes de um sistema projetado a naturalizar através de funções específicas (ver diálogo integrado da *Geobiohidrologia* do Capítulo 2) para um córrego d'água, ao mesmo tempo, ligando cálculos de recuperação. Essas técnicas, resumidamente, são classificadas como: (1) práticas dentro dos arroios, (2) tratamento das margens dos arroios, (3) reconstrução do canal, (4) medidas complementares para o córrego e (5) práticas de manejo na bacia que drena até o curso d'água a naturalizar. A metodologia do Capítulo pode incidir nas três primeiras delas, na forma de incluir variância das variáveis de escoamento (Equações 5.1 até 5.5).

Tabela 5.4- Exemplo de pesquisa de manejo das incertezas ribeirinhas pela *Geobiohidrologia*

| Ordem (Bloco)      | Detalhes das ações  |
|--------------------|---|
| Pesquisa Principal | Gestão das incertezas na recuperação ambiental de cursos d'água           |
| A-Gestão das Metas | Manejo multipropósito das incertezas através de <i>Geobiohidrologia</i> : |
| A-1 :              | Recuperação de rios pelos métodos tradicionais e expandidos               |
| A-2 :              | Crítica pós-execução dos projetos de recuperação ambiental                |
| A-3 :              | Discussão interdisciplinar para o manejo das incertezas                   |
| A-4 :              | Estudo das exigências legais  |
| B-Avaliação :      | Estratégia de cálculo preliminar relacionada à renaturalização :          |
| B-1 :              | Modelo de decomposição das incertezas (neste Capítulo)                    |
| B-2 :              | Tratamento alternativo das áreas ribeirinhas (neste Capítulo)             |
| B-3 :              | Exemplo de mitigação na Defesa contra Cheias (neste Capítulo)             |
| C-Técnicas :       | Técnicas viáveis para recuperação de rios:                                |
| C-1 :              | Técnicas viáveis a partir da <i>Geobiohidrologia</i>                      |
| C-2 :              | Crterios de manejo ante problemas reais e casos de estudo                 |
| D-Resultados:      | Comunicação dos resultados  |
| D-1 :              | Preparo de workshops “Recuperação de rios” ( <i>Geobiohidrologia</i> )    |
| D-2 :              | Publicação dos resultados “Estratégias integradas com incertezas”         |

Por exemplo, a experiência de recuperação (Begemann e Schiechtl, 1986; Brooks e Shields, 1996; Lang e Tönsmann, 1999) apontam, às seguintes técnicas possíveis sob manejo da que podem ser úteis na abordagem interdisciplinar da *Geobiohidrologia*:

- (1) práticas “internas” ao arroio : grandes obstáculos criados com madeira, refúgios criados com arbustos e troncos, conjunto de pedras, pequenos saltos e quedas, escadas para peixes, cobertura de árvores, etc.;
- (2) tratamento das “margens”: recriar novas formas das margens, plantio de espécies, pacotes de ramas, matrizes vegetais, plantio combinado de espécies, “falsos” taludes, estacas, ancoragem biológica, etc., cobertas vegetais (troncos, rolos de raízes, etc.);

- (3) “reconstrução” do canal: criação de áreas de retenção e planícies de inundação, manutenção de conexões hidráulicas, restauração dos antigos meandros abandonados, canais naturais de bifurcação do fluxo, ativação de “cotovelos” dos rios e das planícies de inundação através do desmantelamento de diques provisórios, etc.

Particularmente, tanto a estratégia conceitual como o cálculo (Equações 5.1 até 5.11) aceitam a introdução de novas componentes que alterem, p.ex., o perímetro molhado e a sua rugosidade, a declividade do fundo do canal e o fator geométrico de um córrego selecionado. Da combinação das “metas demandadas” com “avaliações ambientais”, entra em cena um processo recursivo de tomada de decisão até que a avaliação quantitativa seja aproximada dos objetivos qualitativos. Assim, qualquer “Plano de pesquisa e manejo das incertezas ribeirinhas através da *Geobiohidrologia*” (Tabela 5.4) tem como incumbência principal a introdução das linhas básicas para recuperação a partir de estratégias de cálculo do Capítulo, para os córregos selecionados e com uma detalhada discussão das limitações, vantagens e desvantagens de cada caso, e com recomendações de cunho prático.

## Capítulo 6

### Conclusões e Recomendações

#### 6.1 Síntese das conclusões

Os sumários detalhados foram apresentados ao final de cada capítulo da Tese, aparecendo, aqui, os aspectos gerais da mesma. Esta Tese procura contribuir para um melhor manejo, em termos de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, das incertezas através da abordagem interdisciplinar de *Geobiohidrologia*, com ênfase na recuperação ambiental de bacias a partir de dados da Região Sul do Brasil.

Propõe um arcabouço metodológico e quantitativo para o manejo das incertezas frente às estratégias interdisciplinares (Capítulo 2), a plausibilidade de modelos consagrados e alternativos do meio não-saturado (Capítulo 3), as sensibilidades paramétricas (Capítulo 4), e o tratamento alternativo da incerteza na escala de área ribeirinha (Capítulo 5), de acordo aos dados do PROJETO POTIRIBU, do IPH-UFRGS.

Os métodos propostos no trabalho respondem à pergunta geral e condutora desta Tese (Capítulo 1), *“como direcionar o uso de incertezas na recuperação dos ambientes numa bacia hidrográfica?”*. A Tese sistematiza essa pergunta de diferentes maneiras, conforme (1) a escala e (2) os dados disponíveis para essa escala. Quando novas hipóteses foram introduzidas a modo de contribuição da Tese (p.ex., Capítulo 2, 3, 4 e 5), o esforço foi para apresentá-las no âmbito interdisciplinar, porém com sentido prático para a área de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

Assim, da análise crítica dos ambientes internos à bacia hidrográfica, embora com parametrizações e variáveis diferentes, emerge uma similaridade: em cada um desses ambientes há condições de estimar intervalos de confiança das variáveis respectivas e, assim, é possível inferir as incertezas. Portanto, não foi proposto na Tese nenhum método para retirar a incerteza do(s) sistema(s); pelo contrário, trabalhou-se no sentido de aproveitar a incerteza de cada problema, construir uma estratégia específica a esse respeito e ter fins práticos, p.ex., maior retenção da umidade no perfil com *Oxisolos* heterogêneos sob meio não saturado (Capítulo 3 e Capítulo 4), ou diminuição de vazões por um tratamento alternativo das incertezas que criam efeitos de armazenamento (Capítulo 5).

Comprovou-se que esses métodos são viáveis na medida em que eles sejam aprimorados nas bacias estudadas. No caso da escala de pedon, as curvas de variância dos parâmetros no perfil de *Oxisol* (Capítulo 3 e Capítulo 4), e os limites físicos, estiveram relacionadas com a geomorfologia local, mas incidem também no conflito do uso d'água pelas plantas. No caso da escala ribeirinha (Capítulo 5), os intervalos de confiança foram relacionados com a hidráulica do regime de transiente.

Em síntese, essas matérias foram abordadas na Tese com questões complementares quanto ao manejo das incertezas através da *Geobiohidrologia* (subitem 6.1), os habitats das bacias selecionadas (subitem 6.2), os dados e as suas escalas de atuação (subitem 6.3), e os objetivos de recuperação pertinentes (subitem 6.4), comentados a seguir.

## **6.2 Do manejo das incertezas através da *Geobiohidrologia***

- *“De que maneira o estudo e manejo das incertezas com abordagem de Geobiohidrologia proporcionariam uma visão alternativa, tanto científica como tecnológica, com respeito aos métodos para a proteção e recuperação das bacias hidrográficas e os seus respectivos habitats interiores?”.*

De várias maneiras. Em primeiro lugar, em relação ao estilo de diálogo empregado entre profissionais e tomadores de decisão que lidam com incertezas. Através de princípios e métodos quantitativos que sustentem esse diálogo, p.ex., (1) manejo adaptativo, (2) verossimilhança e (3) resiliência (Capítulo 2). Em síntese, a Tese faz a proposta de converter um problema aparentemente exclusivo da modelação numa estratégia de manejo, para usar a incerteza da modelação com um apelo de recuperação de um sistema em constante mudança. Além disso, o Capítulo 2 propõe um roteiro, na forma de protocolo, para especificar os âmbitos da *Geobiohidrologia* num manejo adaptativo a longo prazo.

Em segundo lugar, a Tese permitiu introduzir categorias de análise (Capítulo 2; Capítulo 3 e Capítulo 5), pela escolha do modelo, a decomposição da variância, a verossimilhança de ecótonos (tanto na área-fonte e nos canais de baixa ordem) e por habitats que expressam a sua resiliência de múltiplas formas. Nesses aspectos, a Tese aportou aos métodos tradicionais (p.ex., modelos consagrados do meio não-saturado, Capítulos 3 e 4) novos modelos alternativos (Capítulos 2, 3, 4 e 5) na procura de colocar a discussão em relação à recuperação ambiental de bacias. A *Geobiohidrologia*, como marco de ação, foi oportuna para a Tese no momento de discutir os aspectos interdisciplinares das incertezas e os seus manejos nas diferentes escalas.

Terceiro, a Tese só destaca a presença dessas categorias para (1) as condições de drenagem (a curva de retenção é obtida nessas condições!) na escala de pedon, e (2) as condições de transiente do escoamento ribeirinho.

Quarto, as “histereses” dos processos nas bacias analisadas são naturais e esperadas, existindo também interferências pelos ciclos de agricultura e pela qualidade dos dados. Por um lado, o fator “biológico” da agricultura inclui um fator “antrópico”.

Também, desconsiderar a mudança sazonal do uso do solo próximo às margens dos arroios quita a robustez do método de medição de vazão contendo todos os dados observados (isto é, os pares  $h, Q$ ) como iguais candidatos a formar uma única curva de descarga. Por outro lado, o Capítulo 5 da Tese mostrou a mudança da qualidade de informação [p.ex., através de  $H(V_i)$  ou  $I(V_i)$ ] para diferentes intervalos de cotas d'água. Portanto, recompor ou restaurar o estado biológico das margens ribeirinhas não é só um produto da rugosidade imposta pela vegetação (influindo no fator  $C$ , do Capítulo 5), senão que é dependente dos dados a serem trabalhados.

### 6.3 Dos ambientes das bacias selecionadas

- *“De que maneira os habitats internos a uma bacia hidrográfica, sejam eles considerados como áreas fontes unitárias ou como unidades de canais de cabeceira, poderiam ser pensados de alcançar maior ou menor resiliência quando ligados com estratégias baseadas nas incertezas pela Geobiohidrologia?”.*

A Tese reúne evidências sob hipóteses concretas. Em relação à área-fonte, ela é vista como uma seqüência de sistemas menores (*pedons*), em que os armazenamentos de umidade do solo podem reter a umidade por mais tempo [quando existem condições não saturadas, de  $Kr_b(\theta < \theta_s) < Kr_u(\theta < \theta_s)$  ], porém sujeitos a que exista a possibilidade de liberá-los mais rapidamente quando a saturação é iminente [isto é,  $Kr_b(\theta_s) > Kr_u(\theta_s)$ ]. Quanto à porosidade, as amostras heterogêneas, do método bimodal, são as únicas capazes de mostrar esse comportamento que as amostras homogêneas, do método unimodal, não considera. Esse é um exemplo prático para evidenciar o princípio de resiliência.

Com referência à escala ribeirinha, é considerar  $Q_{man} = f(Q, \phi)$ , para  $\phi \neq 0$ . O último tem uma idéia prática: quanto maior for o indicador de incertezas ( $\phi$ ), mais resiliente

é o sistema sob manejo. Considerar indicadores das incertezas permite estimar a redução da magnitude de eventos de cheia, atribuídas a um efeito de recuperação ambiental potencial (Capítulo 5). Os resultados práticos anteriores comprovam a teoria sobre manejo adaptativo sob incertezas (Holling, 1978), e com seguidores <http://www.resalliance.org>).

#### 6.4 Dos dados usados e as suas escalas

- *“Qual tipo de abordagem metodológica quanto à recuperação de bacias se pode derivar através de dados simples, padronizados, transferíveis, porém baseados no manejo das incertezas pela Geobiohidrologia?”*

Faz emergir a escala de trabalho. Por um lado, e excetuando os dados da física em nível microscópico, todos os capítulos da Tese usam variáveis obtidas de monitoramento simples, úteis para a Geomorfologia, Biologia e Hidrologia. Por exemplo, os valores esperados na escala de pedon de  $Ks$  (Capítulo 3 e Capítulo 4) permitem compará-los com outras fontes de dados do PROJETO POTIRIBU, p.ex., de modelo Green-Ampt da simulação de chuva (Castro *et al.*, 1995; Mendiondo *et al.*, 1995); da análise geoestatística espacial de  $\langle Ks \rangle$  (Mendiondo, 1995) ou da analogia de transição escalar no espaço de  $\langle Ks \rangle$  (Mendiondo e Tucci, 1997c). Assim, o limite de tal ligação só chega até a escala da área-fonte (bacia de ordem zero). Outro exemplo permite assumir quais mudanças da variável  $Q$  sob recuperação ambiental através das incertezas (Capítulo 5) são esperadas na geração do escoamento em bacias embutidas (Mendiondo, 1995).

#### 6.5 Dos objetivos de recuperação

- *“De que forma os objetivos da recuperação ambiental podem ser baseados na capacidade esperada da escala local (condição de manejo) ao invés de um potencial naturalmente inalterado (condição pristina)?”*

A Tese trabalhou de várias maneiras. Na escala de área-fonte, usaram-se os solos agrícolas e os solos com mata nativa de galeria (Capítulo 4). Dessa comparação, trata-se de aproximar quais são as capacidades esperadas do sítio a se recuperar ambientalmente.

Na escala ribeirinha (Capítulo 5),  $Q_{ref}$  é derivada a partir dos intervalos de confiança dos dados (incerteza estatística) e da variância de cada experimento de medição de vazão (incerteza no modelo). Para estimar o amortecimento de ondas de cheia, o manejo de  $Q_{ref}$  é relacionado com a vazão medida  $Q$  e com o trecho a recuperar através dos parâmetros  $\phi$  e  $Np$ . Deixa-se esclarecido que a relação entre o amortecimento de cheias e as metas de recuperação ambiental é usada assim: (1) aplica-se o tratamento alternativo das incertezas até o objetivo de mitigar cheias (Equação 5.1. até 5.9), (2) indica-se, em teoria, quais projetos finais de recuperação (Equação 5.10 e 5.11) se correspondem com a metodologia anterior. O objetivo não é mostrar projetos de recuperação ambiental; mesmo assim, a Tese indica as atitudes da *Geobiohidrologia* para alcançá-los (Capítulo 2).

Os subitens anteriores (6.2, 6.3, 6.4 e 6.5) mostram elementos das incertezas através da *Geobiohidrologia* para recuperar ambientalmente bacias hidrográficas que é a essência desta Tese. Para destacar o manejo/gestão das mesmas, algumas recomendações seguem.

## 6.6 Recomendações

- Incluir as conclusões desta Tese para os futuros trabalhos pela abordagem de *Geobiohidrologia* incluam a integração dos efeitos da histerese dos processos naturais. Assim, processos biológicos que acompanham os ciclos de aumento e diminuição da umidade no solo, e subida e recessão de hidrogramas de cheias na área ribeirinha, poderiam ser viabilizados de forma prática no PROJETO POTIRIBU do IPH-UFRGS.

- Diferenciar, no caso da geomorfologia, os processos de histerese conforme o lugar que ocorram dentro de uma toposequência real do solo e num plano de área-fonte. Isto merece tratamento futuros.
- Experimentar, no PROJETO POTIRIBU, com processos de histerese nas curvas de retenção, e com condutividade hidráulica, *não* foram disponíveis nesta Tese; portanto, é recomendado que orçamentos futuros do projeto discutam a pertinência deles.
- Investir em trabalhos de campo que validem a Equação 5.10 e 5.11, com o exemplo da bacia trabalhada aqui no PROJETO POTIRIBU, aproveitando a experiência dos profissionais do Setor de Hidrometria do IPH-UFRGS.
- Realizar tarefas de gabinete: (1) através de uma maior análise de sensibilidade de  $\Delta Q(i)$  pelos parâmetros  $\phi$  e  $N_p$ , (2) ligando a teoria de geoestatística unidimensional, para desagregar as incertezas locais (pelo modelo do experimento de medição de vazão) através de um estudo variacional no espaço (ao longo do córrego).
- Validar dos resultados dos Capítulos 3 e 4 em outras áreas-fontes do Arroio Turcato, especialmente naquelas áreas onde houve mudanças na prática conservacionista a partir do ano 1994, do cultivo tradicional para o plantio direto.
- Aplicar funções de pedotransferência (Tomassella e Hodnet, 1998; Gaiser *et al.*, 2000) para completar a transferência de informação, com incertezas, dos Capítulos 3 e 4.
- Aprimorar, no PROJETO POTIRIBU do IPH-UFRGS, a possibilidade de ter no banco de dados de solos testes da metodologia dos Capítulos 3 e 4, confrontando-a com metodologias de pedotransferência.
- Usar as analogias de transição escalar (Mendiondo e Tucci, 1997c) para derivar o problema inverso: conforme as mudanças de  $\langle Ks \rangle$ ;

- Procurar evidências para obter  $\langle \theta(\psi) \rangle$ , isto é  $\langle \theta(\psi) \rangle = f_1^{-1} (\langle Ks \rangle)$ . No caso, o PROJETO POTIRIBU apresenta uma vantagem: o monitoramento espacial e temporal das evidências macroscópicas, p.ex., via caminhos preferenciais CPASs (Mendiondo *et al.*, 1998), colabora com o estabelecimento de limites válidos  $\langle Ks \rangle \pm \langle s_{Ks} \rangle$ , e assim delimitar os intervalos de confiança  $\langle \theta(\psi) \rangle \pm \langle s_{\theta(\psi)} \rangle$  ou  $\langle \theta(\psi) \rangle_{\text{superior}}$  e  $\langle \theta(\psi) \rangle_{\text{inferior}}$ .
- Testar a técnica do Capítulo 5 em outras estações de medição de vazão. Porém, os registros hidrométricos na maior parte da América do Sul e até os inventários mundiais não fazem uma completa publicação dos dados brutos (GRDC, 2000, comunicação pessoal), que são os que contêm as fontes de incerteza para a metodologia mostrada no Capítulo 5 e, portanto, limitam, até agora, a generalização do método.
- Solicitar aos órgãos que publiquem as condições de cada medição de vazão da curva chave; senão, a metodologia do Capítulo 5 só pode ser testada derivando esses dados indiretamente a partir das séries temporais dos cotagramas e hidrogramas.
- Adotar a metodologia do Capítulo 5 como uma estratégia preliminar (entre várias possíveis) de direcionar a recuperação das áreas ribeirinhas em termos quantitativos. Até agora, essa metodologia só foi aplicada aos dados do PROJETO POTIRIBU.
- Incluir, nas pesquisas futuras, a interação dos ciclos agrícolas (sazonais) com os biológicos puros das margens (presentes ao longo do ano).
- Direcionar, nos trabalhos futuros, a resiliência na forma espacial, em complemento à idéia de ecótonos viáveis de manejo ao longo do tempo. Os trabalhos futuros podem incluir a simulação a partir dessas escalas espaciais.

## Referências

- ADAMS, W. 1993. Places for nature: protected areas in British nature conservation. In : F.B. Goldsmith and A. Warren (eds.) Conservation in Progress, Chichester: John Wiley, Ch. 11, p.185-208. (Pág.194, oferece o exemplo de 72000 ha a um custo de 67 milhões de Liras: 90 Liras/ha)
- ANDERSON, M.G.; BURT, T.P.(eds.) 1991. *Process studies in hillslope hydrology*. Chichester: John-Wiley & Sons, 539p.
- BEAR, J. 1972. *Dynamics of fluid in porous media*. New York: Elsevier.
- BEGEMANN, W. 1982. The Gewässerwald - Lacustrine and Riparian Forestry. In: W. Pflug (ed.) *Ingenieurbiologie: Uferschutzwald and Fließgewässern*. Stuttgart: K.Krämer Vg., p.88-97.
- BEGEMANN, W., M.SCHIECHTL, H. 1986. *Ingenieurbiologie*. Wiesbaden: Bauverlag, 215p.
- BENDER, M., SIMONOVIC, S. (1995): Proponent and stakeholder interaction in collaborative water resources project planning. In: Modeling & management of sustainable basin-scale water resource systems (Proc. of a Boulder Symp., July 1995). IAHS Publ. no. 231, p.159-168.
- BERTRAM, H.-U., GARBRECHT, G. 1987. Einzeldarstellungen der Forschungsarbeiten. In: G. Rouvé, *Hydraulische Probleme beim naturnahem Gewässerausbau*. Weinheim: VCH (Série DFG – Deutsche Forschungsgemeinschaft), p. 43-112.
- BEVEN, K. 1996. Equifinality and Uncertainty in Geomorphological Modelling, In: B. Rhoads and C. Thorn (eds.) *The Scientific Nature of Geomorphology*. Chichester: Wiley, p.291-313.
- BEVEN, K. , CLARKE, R. 1986. On the variation of infiltration into a homogeneous soil matrix containing a population of macropores. *Water Resources Research*, v.22, n.3, p.383-388.
- BEVEN, K., GERMANN, P. 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, v.18, n.5, p. 1311-1325.
- BINDER, W. 1993. Renaturierung und Regeneration von Fließgewässern. In : *Jahrbuch für Naturschutz*. (Bonn : Arb. Naturschutz e.V.), 48.
- BINDER, W. 1998. Rios e córregos, preservar-conservar-renaturalizar. A recuperação de rios, possibilidades da engenharia ambiental, Rio de Janeiro, SEMADS, 39p.
- BLÖSCHL, G., SIVAPALAN, M. 1995. Scale issues in hydrological modelling: a review. *Hydrological processes*, v.9, p.251-290.
- BML-BMUJF-WWF 1998. Bundesministerium für Land- und Fortwirtschaft – Bundesministerium für Umwelt, Jung und Familie-World Wild Fund Österreich -. *The Book of Austrian Rivers*. Viena: Thienel Offsetdruck, 50p. (Coleção Lebende Flüsse).
- BML-BMUJF-WWF 1999. Bundesministerium für Land- und Fortwirtschaft – Bundesministerium für Umwelt, Jung und Familie-World Wild Fund Österreich -. *The future of Austrian Rivers*. Viena: Medien & Verlags GmbH, 50p. (Coleção Lebende Flüsse).
- BML-BMUJF-WWF: Bundesministerium für Land- und Fortwirtschaft – Bundesministerium für Umwelt, Jung und Familie-World - Wild Fund Österreich. (1998): *The Book of Austrian Rivers*. (Viena: Thienel Offsetdruck), 50p. ('Lebende Flüsse' Collection).
- BOETZALAER, M., L. VAN GELDERMALSEN, J. VRIJLING AND J. PRINS, 1991. Hydraulics and Environment, *Journal of Hydraulic Research*, v.1.9, Extra Issue, p.77.
- BOJANICH, E. M. 1987. Hidrología urbana en llanuras loéssicas. III Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Santa Rosa, La Pampa.
- BORDCHART, D. 1996. Ökologische Bewirtschaftung von Fließgewässern. In: F. Tönsmann (ed.) *Sanierung und Renaturierung von Fließgewässern*, Kasseler Wass.Mitt., Heft 6/1996, Herkules Kassel, p.17-24.
- BOSCH, J.M., HEWLETT, J.D. 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *J. Hydrol.*, Amsterdam, v.55, p.3-23

- BOULET, R., LEPRUN, J., CHEVALLIER, P., SANCHEZ Y VACAS, A. 1993. *Reconnaissance pedologique sur les bassins du Projet Potiribu. Rapp. Provisoire 29-31/3/1993*. IPH-UFRGS, 15 p.
- BASSINGTON, R. 1995. *Field Hydrogeology*, John Wiley & Sons.
- BROOKES, A., S. KNIGHT, D. SHIELDS, JR., 1996. Habitat enhancement, In : A. Brooks and D. Shields, Jr., *River channel restoration : guiding principles for sustainable projects*. Ch. 4, p. 103-126.
- BROOKES, A., SHIELDS JR., D. 1996. Towards an approach to sustainable river restoration, In : *River channel restoration*, Eds. Brooks, A. and Shields, Jr. D. (Chichester: Wiley), 385-403.
- BROOKS, A. 1994. River channel change. In: P. Calow and G. Petts (eds.) *The River Handbook*. London: Blackwell, p.55-75.
- BROOKS, A., SHIELDS JR., D. 1996. Perspectives on River Channel Restoration. In: A. Brooks and F. Shields Jr. D. (eds.) *River Channel Restoration*. Chichester, Wiley, p.1-21.
- BROOKS, R., COREY, A. 1966. Properties of porous media affecting fluid flow. *Journal of Irrigation and Drainage Div. ASCE*, v.92, n.2, p. 61-88
- BROWN, G.; KRYGIER, J.T. 1970. Effects of clear-cutting on stream temperature. *Water Resour. Res.*, v.6, p.1133-1139
- BRUINJEEL, L.A. 1996. Predicting the hydrological impacts of tropical forest conversion: The need for integrated research. In: J. Gash, C. Nobre, J. Roberts e R. Victoria. *Amazonian Deforestation and Climate* Chichester: John Wiley & Sons, Ch. 2,
- COLLISCHONN, W., PILAR, J., MENDIONDO, E., CRUZ, M. 1999. Obtenção do hidrograma unitário a partir do modelo unitário do terreno. XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, ABRH
- BURDINE, N. 1953 Relative permeability calculations from pore size distribution data. *Trans. Soc. Petr. Eng.*, n. 198, p. 71-78.
- BURT, T. 1989. Storm runoff generation in small catchments in relation to the flood response in large basins. In: K. Beven e P. Carling (ed.) *Floods: geomorphological, hydrological and sedimentological implications*. New York: John Wiley, p.11-35.
- CAIRNS-SMITH, A., H. HARTMAN. 1986. *Clay minerals and the origin of life*. Cambridge: Univ. Press., 193p.
- CAMPANA, N. , MENDIONDO, E. M., TUCCI, C. M. 1995. A Multi Source Approach to Hydrologic Parameter Estimation in Urban Basins. *Water Science and Technology*, v.32, n.1, p.233-240
- CARPENEDO, V. 1985. *Qualidade e estabilidade de agregados de Latossolos Roxos submetidos a diferentes manejos*. Porto Alegre : Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Diss. Mestrado em Agronomia, 121 p.
- CARVALHO, N. O. 1996. Novos métodos e equipamentos em Hidrometria. Parte 2: Medida do nível d'água. *A água em Revista*. CPRM, ano IV, n.7, p.9-14
- CARVALHO, A. P., P. ABRÃO, P.J. FASOLO, R. O. POTTER. 1990. *Levantamento semidetalhado dos solos da bacia do Arroio Taboão (Pejuçara/Ijuí-RS)*. Informe inédito. 41 p.
- CASTRO, N. 1996. *Ruissellement et erosion sur des bassins versants de grandes cultures du Plateau Basaltique du sud du Bresil (Rio Grande do Sul)*. Strasbourg : Univ. Luis Pasteur , Tese de Doutorado, 178p.
- CASTRO, N., CHEVALLIER, P. 1993. Funcionamento hidrossedimentológico de uma Terra Roxa Estruturada. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 10, Gramado, 1993. *Anais*, Porto Alegre: ABRH, v.2, p.456-465.
- CASTRO, N., CHEVALLIER, P., GOLDENFUM, J. 2000. *Projeto Potiribu 1989-98: Dados Básicos de Pluviometria e Fluviometria* Rec. Hidr. 35 IPH-UFRGS. Porto Alegre.
- CASTRO, N., MENDIONDO, E., CHEVALLIER, P. 1995, Análise das estimativas na micro-escala hidrológica do basalto sulriograndense. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 11, Recife, 1995. *Anais*, Porto Alegre: ABRH, v.2, p.189-193.
- CASTRO, N.M.R., MENDIONDO E.M., CHEVALLIER, P. 1995. Sensitivity Analysis of Hydrological Micro-scale estimations. In: XI BRAZILIAN WATER RESOURCES SYMPOSIUM, Recife, 1995, *Anais*, v.2, p.181-186.

- CELLIER, F. E. 1991. *Continuous system modelling*. New York, Springer Verlag
- CHANG, H. 1989. *Fluvial process in river engineering*. (New York : Wiley).
- CHAPMAN, C., S. WARD. 1997. *Project risk management*. Chichester: Wiley, 322p.
- CHAPMAN, T. 1999. A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrological processes*, v.13, p.701-714.
- CHAPPELL, N., L. TERNAN. 1991. Flow path dimensionality and hydrological modelling. In: K. Beven e I. Moore (ed) *Terrain Analysis & Distributed Modelling in Hydrology*, Chichester: John Wiley, p.121-140,
- CHEVALLIER, P. 1990. *Complexité hydrologique du petit bassin versant*. Th. de Doctorat, Paris: ORSTOM Etudes et Thèses., 245 p.
- CHEVALLIER, P. 1993. PROJETO POTIRIBU, dados pluviométricos e fluviométricos. Coleção Recursos Hídricos IPH-UFRGS, N.33.
- CHOW, V. T. 1959. *Open channel hydraulics*. New York: McGraw Hill.
- CHOW, V. T, D. MAIDMENT, L. MAYS. 1994. *Applied Hydrology*. New York: Mc Graw Hill, 583 p.
- CLARKE, R., MENDIONDO, E. , BRUSA, L. 2000. Uncertainties in mean discharge from two South American rivers due to rating-curve variability, *Hydrological Sciences Journal* v. 45, n.2, p. 1-17
- CLARKE, R.T. 1994. *Statistical modelling in hydrology*. Chichester: Wiley.
- CLARKE, R.T. 1998. *Stochastic processes for water scientists: developments and applications*. Chichester: Wiley.
- CLINNICK, P.F. 1985. Buffer strip management in forest operations: a review. *Aust. For.*, 48(1): 34-45
- COOKE, D., A H. CRAVEN E G. M CLARKE. 1981. *Basic Statistical Computing*. London: Edward Arnold Publ. Ltd., 156 p.
- CRAMER, H.. 1950. *Mathematical methods of statistics*. Upsala: Almqvist Wiks., 651 p.
- CRUZ, J. 1998. O uso do histograma tempo-área geoprocessado na potencialização de estudos hidrológicos. In : I FÓRUM DE GEO-BIO-HIDROLOGIA: ESTUDO EM VERTENTES E MICROBACIAS. *Anais*. Curitiba.
- CUNGE, A.J., HOLLY Jr , F.M., VERWEY, A. 1980. *Practical aspects of computational river hydraulics*. London: Pitman Publ., 419p.
- DANIELSON, R.E , SUTHERLAND, P.L. 1986. Porosity. In: A. Klute (ed.) *Methods of Soil Analysis*". Madison: Am. Soc. Agr. Inc., Part 1, Ch. 8, p. 443-462 (SSSA Books Series: 5).
- DARBY, S. 1999. Effect of riparian vegetation on flow resistance and flood potential. *Journal of Hydraulic Engineering*, 125(5) 443-454
- DFG – Deuts. Forschungsgemeinschaft 1987. *Hydralische Probleme beim naturnahen Gewässerausbau*. Würzburg, VCH
- DFG - Deuts. Forschungsgemeinschaft 1995. *National Report on Hydrological Research 1983-1993* Bonn, DFG.
- DFG - Deutsche Forschungsgemeinschaft 1987. *Hydraulische Probleme beim naturnahen Gewässerausbau*, Weinheim : VCH-Verlagsgesellschaft mbH.
- DICKINSON, W.T., WALL, G.J. 1977. The relationship between source-area erosion and sediment yield. *Hydrol. Sci. Bull.*, v.22, p.527-530,
- DIETRICH, W.E., RENEAU, S.L., WILSON, C.J. 1987. Overview: "zero-order basins" and problems of drainage density, sediment transport and hillslope morphology. *IAHS Pub.*, n.165, p.27-37,
- DILAHA, T., R. RENEAU, S. MOSTAGHIMI, D. LEE. 1988. Vegetative filter strips for agricultural nonpoint source pollution control. *Amer. Soc. Agr. Eng.*, v.32, n.2, p.513-519.
- DOOGE, J. 1986. Looking for hydrological laws. *Water Resources Research*, v.22, n.5, p.61-85.
- DOOGE, J. 1988. Hydrology in perspective. *Hydrological Sciences Journal*, v.33, n.1, p.61-85.
- DOORENBOS, J., KASSAM, A.H. 1979. *Yield response to water*. Roma: FAO. (FAO Irrigation and Drainage Paper, 33).
- DORAN, J.W., SARRANTONIO, M., LIEBIG, M.A. 1996. Soil health and sustainability. *Advances in Agronomy*, San Diego, v.56, p.1-54
- DRAPER, N.R., SMITH, H. 1981. *Applied regression analysis*. 2.ed. New York: Wiley.

- DUAN, Q., SOROOSHIAN, S., GUPTA, V. 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, v.28, n.4, p.1015-1031.
- DUNNE, T.; BLACK, R.D. 1970b. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resour. Res.*, Washington, v.6, p.1296-1311,
- DUNNE, T.; LEOPOLD, L.B. 1978. *Water in Environmental Planning*. San Francisco: Freeman, 818p.
- DURNER, W., 1994. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure, *Water Resources Research*, v.30, n. 2, p. 211-223
- DVWK - Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. 1996. Fluß und Landschaft - Ökologische Entwicklungskonzepte, 240/1996 (Bonn: D. Moser )
- DVWK - Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., 1987. Erfahrungen bei Ausbau und Unterhaltung von Fließgewässern, Schr.7 (Hamburg : Paul Parey) 275p.
- DVWK -Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. Ökologische Entwicklungskonzept. Sch. 240, Vg Paul Varey.
- DVWK -Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., 1987. Erfahrungen bei Ausbau und Unterhaltung von Fließgewässern, Schr. 79, Hamburg, Vg Paul Parey.
- EFRON, B., TIBSHIRANI, R.J. 1993. *An introduction to the bootstrap*. New York: Chapman & Hall.
- ELZAS, M. S., ÖREN, T. I. ; ZEIGLER, B. 1989. *Modelling and simulation methodology - Knowledge systems' paradigms*. North Holland, Amsterdam.
- EMBRAPA .1999. Sistema brasileiro de classificação de solos. Brasília: Embrapa,, 412 p.
- EMERMAN, S. 1995, The tipping bucket equations as a model for macropore flow. *Journal of Hydrology*, v.171, p.23-47
- ENGMAN, E. 1995. Recent advances in remote sensing in Hydrology. Washington, U. S. National Report 1991-1994, Contributions in Hydrology, AGU, p.967-976
- ENTEKHABI, D., RODRÍGUEZ-ITURB, I., CASTELLI, F. 1996 Mutual Interaction of Soil Moisture State and Atmospheric Processes, *Journal of Hydrology*, v.184, p.3-17
- EP – European Parliament (2000). Framework for community action in the field of water policy. Directive 2000/60/EC. Official Journal of the European Communities. L 327.
- FANNING, D.S.; FANNING, M.C.B1988. *Soil: morphology, genesis and classification*. New York: John-Wiley & Sons, 395p.
- FAO 1999. *The Forest Book*, Rome, FAO Press.
- FARIA, A. P. 1996. *Dinâmica e fragilidade das bacias fluviais de primeira ordem*. Rio de Janeiro: Instituto de Geociências, Tese Doutor. Ciências, 216 p.
- FARIA, A.P. 1998. A Importância dos Pipes na Geração e no Comportamento dos Fluxos em Pequenos Canais Fluviais, *RBRH- Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.3, n.2, Abr./Jun. , p. 5-14
- FASHCHEVSKY, B. 1990. Problems of ecosystemic rate-setting for water regimes of streams and lakes under anthropogenic impacts. Seminar on Ecosys Approach to Water Management. Oslo: United Nations.
- FASHCHEVSKY, B. 1992. Ecological approach to management of international river basins. (In: J.van Dam & J. Wessel) Transboundary river basin management and sustainable development. Paris: Unesco (IHP-IV Project M-5-2.)
- FASHCHEVSKY, B. 1996. Fundamentos de Hidrologia Ecológica. Minsk, 240.
- FASHCHEVSKY, B., SHULICKA, L. 1997. River basin environmental passport and database. In: N.B. Harmancioglu et al (eds.) Integrated approach to environmental data management systems, Amsterdam: Kluwer, p. 517-524
- FAUSCH, K.D.; NORTHCOTE, T.G. 1988. Large woody debris and salmonid habitat in a small coastal British Columbia stream. *Can. J. For. Res.*, v.49, p.682-693 1992.
- FAYBISHENKO, B. 1995. Hydraulic behavior of quasi-saturated soils in the presence of entrapped air: Laboratory experiments. *Water Resources Research*, v. 31, n.10, p.2421-2435.
- FEDDES, F.A., KABAT, P., VAN BAKEL, P, BRONSWIJK, J., HALBERTSMA, J. 1988. Modeling water dynamics in the unsaturated zone – state of the art. *Journal of Hydrology*, v.100, p. 69-111.
- FIERING, T. 1982a A Screening model to quantify Resiliency, *Wat. Res. Res*, 18(1), pp.27-32.

- FIERING, T. 1982b. Alternative indices of resilience. *Water Resources Research*, v.18, n.1, pp.33-39.
- FIES, J., A. BRUAND. 1998. Particle packing and organization of the textural porosity in clay-silt-sand mixtures. *European Journal of Soil Science*, 49, p.557-567.
- FISRWG – Federal Interagency Stream Restoration Working Group 1998. *Stream corridor restoration*. Springfield: National Technical Information Service.
- FRANKS, S., P. GINESTE, K.BEVEN, P. MEROT. 1998. On constraining the predictions of a distributed model: the incorporation of fuzzy estimates of saturated areas into the calibration process. *Water Resour. Res.*, Washington, v.34, n.4, p.787-797
- FREAD, J. 1991. Flood routing and Manning “n”. In: T. Yen (ed.) *Channel Flow Resistance: Centennial of Manning’s Formula*, 421-435..
- FREER, J., BEVEN, K., AMBROISE, B. 1996. Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data: an application of the GLUE approach. *Water Resources Research*, Washington, v.32, n.7, p.2161-2174.
- FREEZE, R.A. 1975. A stochastic-conceptual analysis of one-dimensional groundwater flow in nonuniform homogenous media. *Water Resour. Res.*, Washington, v.11, p.725-741,
- FUKUNAGA, M. 1990 Pattern recognition. Acad. Press, Washington.
- FULLEN, M., MITCHELL, D., BARTON, A., HOCKING, T. et al. 1998. Soil erosion and conservation in the headwaters of the Yangtze River, Yunnan Province, China. In: M. Haigh, J. Krecek, G. Rajwar e M. Kilmartin *Headwaters: Water Resources and Soil Conservation*. Rotterdam: Balkema, p.299-306.
- GEISER, T. , GRAEF, F., CORDEIRO, J. C. 2000. Water retention characteristics of soils with contrasting clay mineral composition in semi-arid tropical regions. *Aust. J. Soil. Res.*, 2000, 38, 523-36.
- GENZ, F 1996. Caracterização hidrológica da mudança do uso do solo em vertentes: mata x cultivo. FOREST’96. Belo Horizonte., *Anais*, p. 20-22.
- GENZ, F. ; DIAS, L.S.O. 1998. Projeto de recomposição florestal das áreas ciliares do rio Itapicuru/ba - fase de implantação. In: I FÓRUM DE GEO-BIO-HIDROLOGIA: ESTUDO EM VERTENTES E MICROBACIAS. *Anais*. Curitiba.
- GENZ, F., TUCCI, C. 1995. Infiltração em superfícies urbanas. RBE- Cadernos de Recursos Hídricos, v.3, n.1, p. 77-103.
- GERKE, H., VAN GENUTCHEN, M. 1993, A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resour. Res.*, v.29, n. 2, p. 305-319.
- GERMANN, P. 1986. Rapid drainage response to precipitation. *Hydrological Processes*, v.1, p.3-13.
- GERSTGRASE, C. 1998. Soil bioengineering methods for bank protection. In: Martin Haigh et al (eds.) *Headwaters: water resources and soil conservation*. Rotterdam: Baalkema, Ch. 36, p.373-380.
- GINÉS, H., VÁSQUEZ, E. 1990 The major South American Rivers, *Interciencia*, v.15, n.6, p. 326-330
- GOLDENFUM, J. 1995, *Soil water flow processes: a critical evaluation using numerical simulations and lysimeter data*. Londres: Imperial College, London Univ. Tese de Doutorado, 286 p.
- GOLLEY, F. 1999. Considering theoretical and practical needs of ecology. *Ecological engineering*, 12, p.181-187.
- GOODLAND, R. 1995. The concept of environmental sustainability, *Annu. Rev. Ecol. Syst.*, v.26, p.1-24.
- GORE, J., D. SHIELDS, JR., 1995, Can large rivers be restored ? *Bioscience*, v.45, n.3, p.142-152
- GOVERS, G. 1989. Spatial and temporal variability in rill development processes at the Huldenberg Experimental Site. *Catena Suppl.*, Braunschweig, n.8, p.17-34
- GRAY, D.H.; LEISER, A.T. 1982. *Biotechnical Slope Protection and Erosion Control*. New York, Van Nostrand Reinhold Co., 271p.
- GRAYSON, R, G. BLÖSCHL, R. BARLING, I. MOORE. 1993.Process, Scale and Constraints in Hydrological Modelling in GIS. In: VIENNA INTERNATIONAL CONFERENCE, 1993. Hydrogis’93: Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources, Proceedings, LAHS Publ, N.211, p.83-92,

- 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.
- GRDC - Global Runoff Data Base - Grabs, W.; de Couet, T.; Pauler, J. (1996). Freshwater Fluxes from Continents into the World Oceans Based on Data of the Global Runoff Data Base. Global Runoff Data Centre Report N°. 10 Koblenz Germany.
- GREEN, W., H., & AMPT, C., A. 1911. Studies on soil physics: I. Flow of air and water through soils. *J. Agr. Sci.*, v.4, p.1-24.
- GUPTA, H., P. O YAPO, S. SOROOSHIAN. 1998 Towards a New Paradigm for the Calibration of Hydrologic Models. *Water Resources Research*, V. 34, No. 4, p.234-145
- GUPTA, V. 2000. A framework for reassessment of basic research and educational priorities in hydrological sciences. Hydrology Workshop, Albuquerque, NM, Jan. 31- Feb.1, 1999, to the NSF-GEO Directorate <http://cires.colorado.edu/hydrology/40.html>
- HAAN, C. 1977. *Statistical Methods in Hydrology*. Iowa: University Press, 379 p.
- HAEN, H. 1996. World food security: challenge to FAO. In: AIDA – Alianz der International Ausgerichteten Deutschen Agrarforschung, Bonn, 12-13.02.1996, Aida Forum: Perspectives for world food security: challenges for agricultural research, p.9-27
- HARKER, D., LIBBY, G., HARKER, K., EVANS, S., EVANS, M. 1999. Landscape restoration handbook. London: Lewis Publ., 145p + 650 annex.pages.
- HARMON, M.E. + 13 co-autores .1986. Ecology of coarse woody debris in temperate ecosystems. *Advances in Ecological Resear.*, v.15, p.133-302,
- HARRISON, C. 1993. Nature conservation, science and popular values. In: F.B. Goldsmith and A. Warren (eds.) *Conservation in Progress*. Chichester: John Wiley, Ch. 4, p. 35-49.
- HAUPT, L., KELLER, R. 2000. Effect of rock ramp fishway design on flow measurement properties of a small compound weir. In: U. Maione, B. Majone L. & R. Monti (eds) *New Trends in Water & Environ. Eng.* Balkema: Rotterdam
- HAUSMAN, A. 1975. Behavior of the Cristaline Aquifer in Greater Porto Alegre. International Association of Hydrogeologist, Memories. Porto Alegre. v. XI, p. 45 - 51
- HeMUEJFaG – Hessisches Ministerium für Umwelt, Energie, Jugend, Familie und Gesundheit. 1997. *Lebensadern unserer Landschaft*. Wiesbaden: Berneker, 50p.
- HERING, D., J. KAIL, S. ECKERT, M. GERHARD. 2000. Coarse woody debris quantity and distribution in Central European streams. *Internat. Rev. Hydrobiol.* 85(1), 5-23.
- HERING, D., KAIL, J., ECKERT, S., GERHARD, M. ET AL. 2000. Coarse woody debris quantity and distribution in Central European streams. *Internat. Rev. Hydrobiol.*, v.85, n.1, p.5-23.
- HERING, D., REICH, M. 1997. Bedeutung von Totholz für Morphologie, Besiedlung und Renaturierung mitteleuropäischer Fließgewässer, *Natur und Landschaft*, v.72, n.9, p.383-389.
- HERSCHY, R. W. 1985. Streamflow measurement. London: Elsevier, 553p.
- HEWLETT, J.D. 1961b. Soil moisture as a source of base flow from steep mountain watersheds. USDA Forest Service *Station Paper*. Southern Forest Experiment Station, Asheville, n.132, p.1-11
- HEWLETT, J.D.; HIBBERT, A.R. 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON FOREST HYDROLOGY (1965: Pennsylvania). *Proceedings*. Pennsylvania State Univ., p.275-290
- HEY, R. D. 1988. Mathematical models of channel morphology, In: Anderson, M. G (ed.) . *Modelling geomorphological systems*, Chichester, Wiley, p.99-126
- HEY, R. D. 1994. Environmentally sensitive river engineering. In: P.Calow and G. Petts (eds.) *The River Handbook*. London: Blackwell, p.337-362.
- HIGGINS, C.G., COATES, D.R. (eds.) 1990. Groundwater Geomorphology: The Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms. *The Geological Survey of America*, Special Paper 252.
- HILLEL, D. 1991. Research in soil physics: a re-view. *Soil Science*, v.151, n.1, p.30-34.
- HOFFMANN, A., HERING, D. 2000 Wood-Associated Macroinvertebrate Fauna in Central European Streams. *Internat. Rev. Hydrobiol.*, v.85, n.1, p.25-28.
- HOLLING, C.S. 1978. *Adaptive Environmental Assessment and Management*. John Wiley and Sons, Chichester (3 Int. Ints. Appl. Sys. Anal. Series)

- HOLLING, C. S. 1996. Engineering resilience versus ecological resilience. In: *Peter Schulze (Editor) Engineering within ecological constraints*. National Academy of Sciences. <http://www.nap.edu/openbook/0309051983/html/31.html>
- HOMES, V., HERING, D., REICH, M. 1999. The distribution and microfauna of ponds in stretches of an alpine floodplain differently impacted by hydrological engineering. *Regulated Rivers: Research & Management*, v.15, p.405-417.
- HORTON, R.E. 1933. The rôle of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Am. Geophys. Union*, Washington, v.12, p.189-202,
- HOSANG, J. 1996. Behaviour of nitrate in a heterogeneous field soil: measurements and modelling on different spatial scales. *Hydrological Processes*, V.10, p.1193-1208.
- HUNT, R., C. ZHENG, C. 1999. Debating Complexity in Modeling. *EOS Trans.*, v.80, n.3, p.29.
- IAHR – Intern. Ass. Hydraulic Research 1993. Looking into Sustainable Development, Research Agenda and Future Topics of Concern, IAHR Press, 21 p.
- IBGE. Pesquisa Nacional por Amostra Domiciliar - PNAD. 1996.
- IGBP The International Geosphere-Biosphere Programme: A Study of Global Change. The Initial Core Projects. Stockholm: IGBP, 1990.
- IPH-UFRGS (Instituto de Pesquisas Hidráulicas). 1979. Estudos Preliminares das Áreas Marginais do Rio Ibicui, RS. 2v, v.2, 38p + anex.
- ISLAM, S. 1996 Why Bother for 0.0001 % of Earth's Water?. Challenges for Soil Moisture Research, *EOS, Trans, AGU*, v.77, n.43, oct.22, p.420.
- IUCN – The World Conservation Union. 2000. *A world strategy for conservation and sustainable management of water resources in the 21<sup>st</sup> century*. *World Water Vision – WWC-CME*, <http://watervision.org/>. UNESCO, Paris.
- JACCON, G, CUDO, K. 1989. Curva-Chave: Análise e Traçado. Brasília: DNAEE, 273 p.
- JARVIS, N. 1994. *The MACRO - A model of water movement and solute transport in macroporous soils*. Swedish University of Agricultural Sciences. Uppsala: Uppsala Univ, Sweden, 58p.
- JEDICKE, E. 1994. *Biotopverbund: Grundlagen und Maßnahmen einer neuen Naturschutzstrategie*. Stuttgart, Umer, 284p.
- JOHANNSEN, R. 1982. Functioning of bio-engineering measures by way of example of river engineering. In: W. Pflug (ed.) *Ingenieurbiologie: Uferschutzwald and Fliessgewässern*. Stuttgart: K.Krämer Vg., p.102-111.
- JONES, D. 1983. Statistical analysis of empirical models fitted by optimization. *Biometrika*, v.70, n.1, p.67-88.
- JULIEN, P. 1995. *Erosion and sedimentation*. New York: Cambridge Univ. Press, 280p.
- KATTELMANN, R. 1998. Conservation of headwater catchments in the Sierra Nevada. In: M. Haigh, J. Krecek, G. Rajwar e M. Kilmartin *Headwaters: Water Resources and Soil Conservation*. Rotterdam: Balkema, 437-442
- KAYANE, I. 1992. Global scale hydrologic cycle. In: THEON, J.S., MATSUNO, T., SAKATA, T., FUGONO, N. (eds) *The global role of tropical rainfall*, Deepak Pub. p.33-51.
- KAYANE, I. NAKAGAWA, K., EDAGAWA, H., MADDUMA BANDARA, C.M. 1995. Hydrological consequences of global warming revealed by the century-long climatological data in Sri Lanka and Southwest India. In: *An Interim Report of IGBP Activities in Japan 1990-1994*, Tokyo: Science Council of Japan, p.65-81.
- KELLER, E.A., SWANSON, F.J. 1979. Effects of large organic material on channel form and fluvial processes. *Earth Surface Processes*, v.4, p.361-380
- KENDALL, C., McDONELL, J.J. 1993. Effect of intrastorm isotopic heterogeneities of rainfall, soil, and groundwater on runoff modeling. *IAHS Publication*, n.215, p.41-48
- KENNEDY, V.C., KENDALL, C., ZELLWEGER, G.W., WYERMAN, T.A., AVANZINO, R.J. 1986. Determination of the components of stormflow using water chemistry and environmental isotopes, Mattole River basin, California. *J. Hydrol.*, Amsterdam, v.84, p.107-140
- KENT, D. 1994. Designing wetlands for wildlife. In: D. Kent (ed.) *Applied wetlands science and technology*. London: Lewis Publ., p.283-306.

- KERN, K, NADOLNY, I., 1986. Naturnahe Umgestaltung ausgebauter Fließgewässer, In : P. Larsen (Hgr) Mitteil., Heft 175/1986, *Wasserbau und Kulturtechnik*, Karlsruhe, 143 p.
- KERN, K. 1992. Restoration of lowland rivers: the German experience. In: Carling, P. & Petts, G. (eds) *Lowland floodplain rivers*. Chichester: Wiley, 279-297.
- KERSTING, W. 1979. *Die ausgleichenden Massnahmen des Umweltschutzes bei der Hochwasserregelung der Aller*. Celle: Schweiger & Pick Verlag, 90p.
- KIRKBY, M.J. (ed.) 1978. *Hillslope Hydrology*. Chichester: John Wiley, 389p.
- KIRKBY, M.J., CHORLEY, R.J. 1967. Throughflow, overlandflow and erosion. *Bull. Intern. Assoc. Sci. Hydrology*, v.12, p.5-21
- KIRKWALD, E. 1964. *Gewässerpflge*, BLV Verlagsgesellschaft, Münschen, 168 p.
- KIRKWALD, E. 1982. Schäden und Nutzen von Gewässerwäldern - Damage caused to and uses of Lacustrine and Riparian Forestry. In: W. Pflug (ed.) *Ingenieurbiologie: Uferschutzwald and Fliessgewässern*. Stuttgart: K.Krämer Vg., p.29-39.
- KITE, G. 1995. Scaling of input data for macroscale hydrologic modeling. *Water Resources Research*, Washington, v.31, n.11, p.2769-2781.
- KITE, G. 1997. *Frequency and Risk Analyses in Hydrology*. Water Resources Publ., Fort Collins, 224 p.
- KLEBS, F. *Hydrology and soil-moisture balance of small grassland and forest basins in the Pró-Mata Project area, Northern Rio Grande do Sul, Brazil*. Dipl. m. Kartierung. Geow. Fak. d. Eberhard-Karls-Universität Tübingen, 133 p., 1996.
- KLEMES, V. 1983. Conceptualization and scale in hydrology. *Journal of Hydrology*, v.65, p.1-23.
- KLIR, G. 1989. Inductive systems modeling: an overview. In: Elzas, M., Ören, T., Zeigler (ed.) *Modeling and simulation methodology*. Elsevier Publ.- North Holland.
- KNIGHT, D. 1989. Hydraulics of flood channels. In Beven, K., Carling, P. (eds.) *Floods : Hydro-sedimentological and geomorphological implications*, Chichester, Wiley, 83-105.
- KOBIYAMA, M. 1994. *Influência da Minhoca Loca (Amyntas spp. Rosa, 1891) sobre o movimento da água no solo, relacionado ao crescimento da Bracatinga (Mimosa scabrella Benth.)* Curitiba: Pós-graduação em Eng. Florestal, UFPR, Tese de Doutorado, 88 p.
- KOBIYAMA, M. 1999. Rurralizacao no meio urbano- ciência e cultura no uso da água. In: Seminario de Ciência e Tecnologia (1998: Niterói), Niterói: Prefeitura Municipal de Niterói, Anais, p.78-86.
- KOBIYAMA, M., HANSEN, S. 1998. Water resources management with a rainwater collection system in Florianópolis, Santa Catarina State, Brazil. In: INTERNATIONAL Workshop on Non-Structural Flood Control in Urban Areas 1998. São Paulo. *Proceedings*. ABAS
- KOBIYAMA, M., USHIWATA, C., BARCIK, C. 1993. Recuperação de áreas degradadas – conceito, um exemplo e uma sugestão. *Bio*, Rio de Janeiro, Ano 5, nro. 6, p.95-102
- KOBIYAMA, M, KUBOTA, J., TSUKAMOTO, Y. 1995 Hydraulic properties of forest soils with macropores in low suction zone. *IPEF Piracicaba* v.48/49, p.50-60, jun./dez.
- KOBIYAMA, M., GENZ, F. Y MENDIONDO, E. M. 1998. Geo-bio-hidrologia. En Kobiyama, Genz y Mendiondo, I Fórum de Geo-bio-hidrologia: Estudo em Vertentes e Microbacias Hidrográficas, UFPR, Curitiba, p. 1- 25.
- KOBIYAMA, M., SHINOMIYA, Y., OLIVEIRA, S., MINELLA J. 1998. Consideração da pedogênese através das propriedades hidráulicas do solo. In: I FÓRUM DE GEO-BIO-HIDROLOGIA, Curitiba, 12-15/10/98, *Anais*, Cap. 5, p.165-172.
- KOOREVAAR, P., MENELIK, G., DIRKSEN, C. 1994. *Elements of soil physics*. Amsterdam: Elsevier. Série Developments in soil science, n. 13, 228p.
- KOUTITAS, C. G. 1983. *Elements of computational hydraulics*. London: Pentech Press, 138p.
- KÓVACS, Z. 1997. *Teoria da probabilidade e processos estocásticos*. Sao Pãulo: Edição Acadêmica, 120p.
- KRAUSE, A. 1985. *Ufergehölzpflanzungen an Gräben, Bächen und Flüssen in Flachland*. Bonn-Bad Godesberg: Bundesforschungsanstalt für Naturschutz und Landschaftökologie, 74p. (Série Schriftenreihe für Vegetationskundeserregelung Gewässerpflge: Naturnaher Ausbau und Unterhaltung von Fließgewässern. Berlin: Paul Parey Vg., 341p.

- KUBOTA, J., SIVAPALAN, M. 1995. Towards a catchment-scale model of subsurface runoff generation based on synthesis of small-scale process-based modelling and field studies. *Hydrological Processes*, v.9, p.541-554
- KUDREV, T.G. 1994. *Água: vida das plantas*. São Paulo: Ícone, 178p.
- KUNDZEWICZ, Z. 1995. New uncertainty concepts in hydrology and water resources. International Hydrology Series. UNESCO-Cambridge Press, Cambridge.
- KUNDZEWICZ, Z., J. KINDLER 1995. Multiple criteria for evaluation of reliability aspects of water resources aspects. *IAHS Publ. No. 231*, p.217-224.
- LAMBERTI, G.A., GREGORY, S.V., ASHKENAS, L.R., WILDMAN, R.C., STEINMAN, A.D. 1989. *Influence of channel geomorphology on retention of dissolved and particulate matter in a Cascade Mountain stream*. USDA Forest Service, p.33-39. (General Tech. Rep. PSW-110).
- LANG, T., TÖNSMANN, F. (1999): Vorbeugender Hochwasserschutz im Einzugsgebiet der hessischen Lahn, Hessen-IRMA, Mat. Band 9 (Kassel : Herkules).
- LANGE, G., LECHER, K. 1989. *Gewässerregelung Gewässerpflege*, Berlin, Paul Parey.
- LARGE, A.R., PETTS, G. 1994. Rehabilitation of river margins. In: P. Calow and G. Petts (eds.) *The River Handbook*. London: Blackwell, p.401-418.
- LARSEN, P. 1994. Restoration or River Corridors: German Experiences. In: P. Calow and G. Petts (eds), *Rivers Handbook*, Blackwell Science, Oxford, Ch. 22, p.419-438
- LAWES, G., JAMES, A. 1987. *Scanning Electron Microscopy and X-Ray Microanalysis*. Chichester: John Wiley & Sons, 211 p.
- LEAL, M. A . 1997. A dimensão ambiental no Plano 2015. *A água em Revista*, CPRM, ano. 5, n.8, p.4-15, março
- LEE, H. L., MAYS, L. 1983. Improved Risk and Reliability Model for Hydraulic Structures. *Water Resources Research*, v. 19, n. 6, p. 1415-1422
- LEE, H.-L., MAYS, L. 1984. Hydraulic uncertainties in flood levee capacity. *Journal of Hydraulic Engineering*, 112(10), 928-934.
- LEHNARD, R.J, PARKER, J.C, MISHRA, S. 1989. On the correspondence between Brooks-Corey and Van Genutchen models. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v.115, n.4, p.744-751.
- LEI, J. H., W. SCHILLING. 1998. Systems modeling revisited – verification, confirmation and the role of uncertainty analysis, In: THIRD INTERNATIONAL CONFERENCE ON HYDROINFORMATICS, Copenhagen, Denmark, 24-26 Aug. 1998, V. Babovic and L. Larsen (eds.) *Hydroinformatics'98*, Rotterdam: Baalkema, p. 1123-1127
- LIBARDI, P. L. 1995. *Dinâmica da Água no Solo*. São Paulo: ESALQ/USP , 1ra ed., 497 p.
- LIKENS, G.E., BORMANN, F.H., PIERCE, R.S., EATON, J.S., JOHNSON, N.M. 1977. *Bio-geo-chemistry of a Forested Ecosystem*. New York: Springer-Verlag, 146p.
- LIMA, W.P. 1989. Função hidrológica da mata ciliar. In: Barbosa, L.M. Simpósio sobre Mata Ciliar, I. *Anais*, Campinas, Fundação Cargill, p.25-42.
- LOWERLY, M. , NASH, J. 1970. A comparison of Methods of Fitting the Double Exponential Distribution. *Journal of Hydrology*, v.10, p. 259 – 275
- MAGETTE, W., BRINSFIELD, R., PALMER, R., WOOD, J. 1989. Nutrient and sediment removal by vegetated filter strips. *Amer. Soc. Agr. Eng.*, v.32, n.2, p.663-667.
- MALMER, A. 1996. Hydrological effects and nutrient losses of forest plantation establishment on tropical rainforest land in Sabah, Malaysia. *Journal of Hydrology*, v. 174, n.129-148.
- Mangelsdorf, J., Scheurmann, K., Wei, F.-H. (1990). *River morphology : A guide for geoscientists and engineers* (Berlin : Springer Verlag) , 243 p.
- MANLY, B. 1991. *Randomization and Monte Carlo Methods in Biology*. New York: Chapman & Hall, 281 p.
- MARTINS, E. S., CLARKE, R. T. 1993. Likelihood-based confidence intervals for estimating floods with given return periods. *Journal of Hydrology*, v. 147, p.61-81.
- MCCULLAGH, P., NELDER, J. 1985. *Generalized Linear Models*. London: Chapman, 261p.
- MCCULLOGH, J., M. ROBINSON. 1993. History of forest hydrology. *Journal of Hydrology*, v.150, p.180-216

- McDONNELL, J.J. A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Water Resour. Res.*, Washington, v.26, p.2821-2832,
- McDONNELL, J.J., BONELL, M., STEWART, M.K., PEARCE, A.J. 1990. Deuterium variations for stream hydrograph separation. *Water Resour. Res.*, Washington, v.26, p.455-458
- MENDIONDO, E. 1995. *Integração das escalas hidrológicas nas sub-bacias embutidas do Rio Potiribú*, RS. Porto Alegre: Pós-grad. Rec. Híd., IPH, Diss. Mestrado Eng. Civil. 247 f + an.
- MENDIONDO, E. M. 1998. Análise multidimensional y temporal de la respuesta espectral de la vegetación relacionada con humedales. In: II Simpósio de Rec. Híd. del Cono Sur, Santa Fe, Arg., 1998, *Actas*, v.2, p.91-99.
- MENDIONDO, E.M. 2000a. Integrated eco-hydraulics options for recovering aquatic environments In: U. Maione, B. Majone L. & R. Monti (eds) *New Trends in Water & Environ. Eng.* Balkema: Rotterdam, p.1-10.
- MENDIONDO, E.M. 2000b. Ecological concepts for Lahn Watershed, Germany. In: F. Tönsmann, "Leitbild der Lahn", Fach. Wasserbau und Wasserwirtschaft, Ghk ( em alemão).
- MENDIONDO, E. M, TUCCI, C. 1997a. Escalas Hidrológicas I: Conceitos. *RBRH-Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.2, n.1, p.59-80.
- MENDIONDO, E. M, TUCCI, C. 1997b. Escalas Hidrológicas II: Diversidade de processos,. *RBRH-Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.2, n.1, p.59-80.
- MENDIONDO, E. M, TUCCI, C. 1997c. Escalas Hidrológicas III: Hipótese integradora na bacia vertente. *RBRH-Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.2, n.1, p.59-80.
- MENDIONDO, E. M., GOLDENFUM, J. 1998. Unsaturated Media Study by Pseudosaturation Approach in Terra Roxa Estruturada Soils, Southern Brazil. XXII General Assembly of Eur. Geoph. Soc., Nice, 1998., *Anales Geophysicae*, Kattenburg-Landen, EGS, 1998, v.2, p.c43
- MENDES, C. A., MENDIONDO, E. M., COLLISCHONN, W. 1996. Modelo Digital do Terreno e aplicacoes à bacia hidrográfica, II CONGR. INT. ENG. RURAL, CADIR 96, Neuquén, Argentina, *Anais*, p.75-78.
- MENDIONDO E., TUCCI C., CASTRO N. 1995. Mudanças dos parâmetros na escala experimental das bacias do Rio Potiribu, RS. In : XI SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, Recife, 1995, *Anais*, Hidrologia Superficial, v.1, p.141-146.
- MENDIONDO, E M; CLARKE, R T; TUCCI, C. 1994. Diversidade de atributos naturais e antrópicos em sistemas de transição através de análise multidimensional . In: D. Marques (org.) I SEMINÁRIO DE QUALIDADE DE ÁGUAS CONTINENTAIS, Porto Alegre, 1994, Ch.3, p.295-310 (*Coleção ABRH Publ.n.2*)
- MENDIONDO, E. M. , TÖNSMANN, F., CLARKE, R. T. 2000. River Restoration, Discharge Uncertaintis and Floods. In: F. Tönsmann e M. Koch (eds). Kassel Res. Rep. & Pap. of Hydraulic Eng., V. 13/2000, p.61-70.
- MENDIONDO, E. M., NEIFF, J. J., DEPETTRIS, C. 2000. Eco-hydrology aided by remote sensing. In: U. Maione, B. Majone L. & R. Monti (eds) *New Trends in Water & Environ. Eng.* Balkema: Rotterdam, p.17-24.
- MENDIONDO, E., TUCCI, C., CASTRO, N. 1995. Mudanças na parametrização de uma parcela sujeita a lavuras na bacia do Rio Potiribú, RS. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 11, Recife, 1995. Porto Alegre: ABRH, *Anais*, v.1, p.141-146.
- MENDIONDO, E., N. CASTRO, V. AUZET, P. CHEVALLIER. 1998. Surface Flow Pathways in Subtropical Agricultural Headwaters: A Case Study from Southern Brazil. In: M. Haigh et al (eds.) *Headwaters: Soil Resources and Soil Conservation*, Rotterdam: Baalkema, Ch. 26, p.285-292
- MILNER, A. 1994. System recovery. In: P.Calow and G. Petts (eds.) *The River Handbook*. London: Blackwell, p.76-97.
- MINE, M.R.M. 1998. *Método determinístico para minimizar o conflito entre gerar energia e controlar cheias*. Porto Alegre. Tese (Doutor em Engenharia) – Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998.
- MOORE, R.J. 1985. The probability-distributed principle and runoff production at point and basin scales. *Hydrological Sciences Journal*, Wallingford, v.30, n.2, p. 273-297.

- MOORE, R.J., CLARKE, R.T. 1981. A distribution function approach to rainfall-runoff modelling. *Water Resources Research*, Washington, v.17, n.5, p.1367-1382.
- MORGAN, M. G., M. HENRION. 1995.. *Uncertainty: a guide to dealing with uncertainty in quantitative risk and policy analysis*. New York: Cambridge Univ. Press, 332p.
- MUALEM, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Wat. Res. Res.*, v.12, n.6, p.773-870.
- MÜLLER, F. 1999. State-of-the-art in ecosystem theory. *Ecological Modelling* 100: 135-161
- MUTH, W. et al. 1992. Hochwasserrückhaltebecken: Planung, Bau und Betrieb. Mahlsheim: Expert Verlag (Série Kontakt & Studio, Band 341),
- NAKAMURA, F. 1989. Scale problems in field science - Solution for spatiotemporal problems. *Res. Bull. College Exp. For. Fac. Agric. Hokkaido Univ.*, Sapporo, v.46, p.287-313,
- NAKAMURA, F., DOKAI, T. 1989. Estimation of the effect of riparian forest on stream temperature based on heat budget. *J. Jap. For. Soc.*, Tokyo, v.71, p.387-394
- NAKAMURA, F., SWANSON, F.J. 1993. Effects of coarse woody debris on morphology and sediment storage of a mountain stream system in western Oregon. *Earth. Surface Processes and Landform*, v.18, p.43-61
- NEIFF, J., MENDIONDO, E., DEPETTRIS, C. 2000. Enso's floods on Paraná river ecosystems, South America. In : F. Tönsmann e M. Koch (editors). *River flood defence*. Herkules Vg., Kassel.
- NEIFF, J.J., 1996. Large Rivers of South America: Towards the New Approach, *Verh. Internat. Verein. Limnol*, Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlag, 26, p. 167-180.
- NELDER, J., MEAD, R. 1965. A simplex method for function minimisation. *Computer Journal*, v.7, p.308-313.
- NIELSEN, D. 1997. A challenging frontier in Hydrology – The vadose zone. In: N. Buras (ed.) *Reflections on Hydrology: Science and Practice*. Washington: AGU Book Board, p. 203-226.
- NJOKU, E. G., ENTEKHABI, D. 1996 Passive Microwave Remote Sensing of Soil Moisture, *Journal of Hydrology*, v.184, p.101-129
- NRC – National Research Council (1999): *New strategies for America's Watersheds*. Comm. Wat. Man., Nat. Acad. Press, Washington, D.C.
- NRC – National Research Council (2000) *Risk analysis and uncertainty in flood damage reduction studies*. Comm. on Geosciences. Washington, D.C.
- NUDING, A. 1994. Hydraulic resistance of river banks covered with brushwood. *Proc. 2nd Intern. Conf. River Flood Hydraulics*, March 1994, York, England, Eds. W. White (Wallingford: Wiley), 427-436
- OEA (OAS - Organization of American States) (1999): *Status and Proposed Actions for Sustainable Development of the Americas* (Washington: OAS Press), 25p + an.
- OHTA, T. 1990. A conceptual model of storm runoff on steep forested slopes. *J. Jap. For. Soc.*, Tokyo, v.72, p.201-207, (em japonês com sumário inglês).
- OHTA, T.; FUKUSHIMA, Y.; SUZUKI, M. 1983. Research on runoff from hillsides by one-dimensional transient saturated-unsaturated flow. *J. Jap. For. Soc.*, Tokyo, v.65, p.125-134 (em japonês com sumário inglês).
- OKUNISHI, K. 1994. Concept and methodology of hydrogeomorphology. *Trans. Jap. Geomorph. Union*, Tokyo, v.15A, p.5-18
- ONDA, Y. 1992. Influence of water storage capacity in the regolith zone on hydrological characteristics, slope processes, and slope form. *Z. Geomorph. N.F.* v.36, p.165-178
- ONDA, Y. 1994. Contrasting hydrological characteristics, slope processes and topography underlain by paleozoic sedimentary rocks and granite. *Trans. Jap. Geomorph. Union*, Tokyo, v.15A, p.49-65
- PARROTTA, J. (org) 1999. *Tropical restoration for the New Millennium*. IN: *Intern. Conf. Proceedings*, Puerto Rico: IITF-USDA, 139 p.
- PASCHE, E., ARNOLD, U., ROUVÉ, G. 1987. Die mathematische Erfassung turbulenter austauschvorgänge in querschnitts- und rauheitsgegliederten Gerinnen. In: G. Rouvé, *Hydraulische Probleme beim naturnahem Gewässerbau*. Weinheim: VCH (Série DFG – Deutsche Forschungsgemeinschaft), p. 164-204.
- PASCHE, E., ROUVÉ, G. (1985): Overland flow with vegetatively roughened flood plains. *Journal of the Hydraulics Div. ASCE* 111(9)

- PASCHE, E., ROUVÉ, G.. 1987. Zusammenfassende Darstellung und Bewertung der Forschungsergebnisse. In: G. Rouvé (org). *Hydraulische Probleme beim naturnahem Gewässerausbau*. Weinheim: VCH (Série DFG- Deutsche Forschungsgem.), p.1-41.
- PEARCE, A.J., STEWART, M.K., SKLASH, M.G. 1986. Storm runoff generation in humid headwater catchments. 1. Where does the water come from? *Water Resour. Res.*, Washington, v.22, p.1263-1272
- PETERJOHN, W.T., CORRELL, D.J. 1984. Nutrient dynamics in an agricultural watershed: observations on the role of a riparian forest. *Ecology*, v.65, p.1466-1475
- PETERSON; G + 10 autores 1997. Uncertainty, climate change and adaptive management. *Conservation Ecology* 1(2):4 <http://www.consecol.org/vol1/iss2/art4>
- PETTS, G. 1994. Rivers: dynamic components of catchment ecosystems. In: P.Calow and G. Petts (eds.) *The River Handbook*. London: Blackwell, p.3-22.
- PETTS, G., MADDOCK, I., BICKERTON, M. AND FERGURSON, A. (1995): Linking Hydrology and Ecology. In: *Ecological Basis for River Management*, Eds. Harper, D. & Fergurson, A. (London: Wiley), 1-16.
- PETTS, G., MADDOCK, I., BICKERTON, M., FERGURSON, A. 1995. Linking Hydrology and Ecology: The scientific basis for river management. In: D. Harper and A. Fergurson (eds.) *The Ecological Basis for River Management*. John Wiley, p.1-16
- PFLUG, W. 1998. Braunkohlentagebau und Rekultivierung, Springer Verlag, Berlin, 1067 p.
- PFLUG, W., 1982. Wasserschutzwald, Gewässerschutzwald, Uferschutzwald – Forestry for the protection of groundwater, sheetwater, banks and shorelines. In: W. Pflug (ed). *Ingeniurbilogie*. Kal Krämer Verlag, Stuttgart, p. 9-16.
- PILAR, J., MENDIONDO, E. M., LANNA, E. 2001. Um modelo de seguro agrícola para a gestão de riscos na agricultura em sequeiro, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, ABRH, Porto Alegre, v.6, n.1, Mar.2001, 83-94.
- PILAR, J., CRUZ, M.A, MENDIONDO, E. M., SANTANA, A. G. 1998. Modelos numéricos do terreno 3: Obtenção do hidrograma unitário. In: I FÓRUM DE GEO-BIO-HIDROLOGIA: ESTUDO EM VERTENTES E MICROBACIAS. *Anais*. Curitiba. 1998.
- PILGRIM, D. 1983. Some problems in transferring hydrological relationships between small and large basins and between regions. *Journal of Hydrology*, v.65, p.49-72.
- PINAY, G.; DECAMPS, H. 1988. The role of riparian woods in regulating nitrogen fluxes between the alluvial aquifer and surface water: a conceptual model. *Regulated Rivers*, v.2, p.507-516
- PINSTRUP-ANDERSEN, P. 1996. Perspectives for world food security: challenges for the international agricultural research system. In: AIDA – Alianz der International Ausgerichteteten Deutschen Agrarforschung, Bonn, 12-13.02.1996, Aida Forum: Perspectives for world food security: challenges for agricultural research, p.28-42.
- POTTER, K. 1991. Hydrological impacts of changing land management practices in a moderate-sized agricultural catchment, *Water Resources Research*, v.27, n.5, p. 845-855.
- PREVEDELLO, C. 1998. Novo método para estimativa da umidade do solo na condição de capacidade de campo. In: I FÓRUM DE GEO-BIO-HIDROLOGIA, Curitiba, 12-15/10/98, *Anais*, Cap.5, p. 173-178.
- PREVEDELLO, C. 1996. *Física do Solo com problemas resolvidos*. Curitiba: Salesward, 445 p.
- PRICE, M. 1998. Sustain mountain development: the role of forests. In: M. Haigh, J. Krecek, G. Rajwar e M. Kilmartin *Headwaters: Water Resources and Soil Conservation*. Rotterdam: Balkema, p.443-450.
- PUJOL, A., MENÉNDEZ, A. 1987. *Análisis unidimensional de escurrimiento en canales*. Buenos Aires: Eudeba (Serie Ciencias y Técnicas Hídricas), 90p.
- PURSEGLOVE, J., 1988. *Taming the flood*. Oxford Press, 307p.
- QUINN, P., K. BEVEN, P. CHEVALLIER, O PLANCHON. 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. In: K. Beven e I. Moore (ed) *Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*, Chichester: John Wiley, p.63-84
- RAJWAR, G. 1998. Changes in Plant Diversity and related problems for environmental management in the Headwaters of the Garhwal Himalaya. In: M. Haigh, J. Krecek, G. Rajwar e M. Kilmartin *Headwaters: Water Resources and Soil Conservation*. Rotterdam: Balkema, p.335-343.

- RAO, D. V. 1984. Estimation of Log Pearson Parameters by Mixed Moments, *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 109, n.8, p. 1118-1130.
- REIMOLD, R. 1994. Wetlands functions and values. In: D. Kent (ed.) *Applied wetlands science and technology*. London: Lewis Publ., p.55-78.
- REISER, D.W., BJORN, T.C. 1979. *Habitat requirements of anadromous salmonids*. Corvallis: USDA Forest Service. 54p. (General Tech. Rep. PNW-96)
- REULE, M., RITTER, W.(eds). 1996. *Perspective for World Food Security - Challenges for Agricultural Research*, 2. Forum Allianz Int. Ausgericht. Deutsch. Agrarforsch, ATSAF.
- RICKERT, K. 1987. Der Einfluß von Gehölzbewuchs auf das Abflußverhalten in Fließgewässernaturmessungen. In: G. Rouvé, *Hydraulische Probleme beim naturnahem Gewässerausbau*. Weinheim: VCH (Série DFG – Deutsche Forschungsgemeinschaft), p.113-163.
- ROBINSON, E.G., BESCHTA, R.L. 1990. Coarse woody debris and channel morphology interactions for undisturbed streams in southeast Alaska, U.S.A. *Earth Surface Processes and Landforms*, v.15, p.149-156
- RODRIGUEZ ITURBE, I., GUPTA, V. 1983. Introduction to scale problems in Hydrology, *Journal of Hydrology*, v. 100, p. vi-vii.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I. 2000. Ecohydrology: a hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics, *Water Resources Research*, V. 36, N.1, p.3-9
- ROSE, CHRIS. 1993. Achieving change. In: F.B. Goldsmith and A. Warren (eds.). *Conservation in Progress*. Chichester: John Wiley
- ROSGEN, D. 1996. *Applied river morphology*. Pagosa Springs: Wildland.
- RUBCOV, M.V. , J.K.DRACICOV. 1971. Delimitation of productive forests along rivers. *Lesn. Hoz.*, 11: 67-69. In: *Forestry Abstracts*, v.23, n.3, p. 3677
- SALO, E.A.; CUNDY, T.W. (eds.) 1987. *Streamside Management - Forestry and Fishery Interactions*. Seattle: Univ. Washington, Institute of Forest Resources 471p. (Contribution No. 57).
- SAUERWEIN, B., SCHÖTZ, D., TÖNSMANN, F., TROSTDORF, F. 1999. Reaktivierung von ehemaligen Kleinstwasserkraftanlagen an der Mahlgera in Thüringen. In: *Zweites Anwenderforum Kleinwasserkraftwerke*, Passau, 1999, OTTI: Ostbayerisches Technologie-Transfer-Institut e.V., p. 183-212.
- SCHEIDEGGER, A.E. 1973. Hydrogeomorphology. *J. Hydrol.*, Amsterdam, v.20, p.193-215,
- SCHLOSSER, I., KARR, J. 1981. Water quality in agricultural watersheds: impact of riparian vegetation during base flow. *Water Resources Bulletin*, v. 17, n.2, p.233-240.
- SCHMIDT, T. 1996. Gebietsbezogenes Renaturierungskonzept für einem Mittelgebirgsbach am Beispiel der Losse. In: F. Tönsmann (ed.) *Sanierung und Renaturierung von Fließgewässern*, Kasseler Wass.Mitt., Heft 6/1996, Herkules Kassel, pp.185-205.
- SCHMIDT, T., TÖNSMANN, F. 1996. Rahmenplan eines gebietsbezogenen Renaturierungskonzeptes für die Losse. Kassel: Herkules Verlag, 123p + an. (Série Kasseler Wasserbau Materialien, Band 5).
- SCHREIER, H., S. BROWN, M. CARVER, P. SHAH. 1998. Linking land degradation to nutrient and sediment transport in a middle mountain watershed in Nepal. In: Haigh, M., Krecek, J., Rajwar, G and Kilmartin, M. *Headwaters: Water Resources and Soil Conservation*. Rotterdam: Baalkema, p. 315-327.
- SCHRÖDER, W. 1996. Renaturierung von Fließgewässern unter besonderer Berücksichtigung der Feststoffbelastung. In: F. Tönsmann (ed.) *Sanierung und Renaturierung von Fließgewässern*, Kasseler Wass.Mitt., Heft 6/1996, Herkules Kassel, p.157-162.
- SCHULZE, D.G. 1989. An introduction to soil mineralogy. In: *Minerals in Soil Environments*. Madison: Soil Science Society of America Press, ch.1, p.1-34 (SSSA Books Series, n.1).
- SCHUMM, S.A. 1971. Fluvial geomorphology: channel adjustment and river metamorphosis. In: SHEN, H.W. (ed.) *River Mechanics*. Fort Collins: Water Resources Pub. p.4/1-4/22.
- SCS – SOIL CONSERVATION SERVICE. 1964. *Engineering Handbook*. Section 4: Hydrology, U.S. Dept. Agr. Supplement, Washington.
- SEDELL, J.R., BISSON, P.A., SWANSON, F.J., GREGORY, S.V. 1990. What we know about large trees that fall into streams and rivers. In: *From the Forest to the Sea - A Story of Fallen Trees*. Corvallis: USDA Forest Service, p.47-81. (General Tech. Rep. PNW-229)

- SHERMAN, L.K. 1932. Streamflow from rainfall by unit-graph method. *Engineering News-Record*, New York, v.108, p.501-505,
- SHIELDS JR., F., KNIGHT, S. AND COOPER, C. 1997. Rehabilitation of warmwater stream ecosystems following channel incision. *Ecological engineering* 8, 93-116.
- SHIELDS, F. D, JR., C. COOPER, S. KNIGHT, 1995, Experiment in stream restoration, v. 121, n. 6, p.494-502
- SHIELDS, F. D, JR., S. KNIGHT, C. COOPER, 1995, Rehabilitation of watersheds with incising channels, *Water Resources Bulletin* AWRA, v.31, n.6, p. 971-982.
- SHIELDS, F. D., JR., KNIGHT, S., COOPER, C. 1997. Rehabilitation of warmwater stream ecosystems following channel incision. *Ecological engineering*, v.8, p.93-116.
- SHIELDS, F. D., JR., 1995, Reach-average dimensions for channel reconstruction, In : *Environmental and coastal hydraulics : protecting the aquatic habitat*. ASCE : American Society of Civil Engineers, San Francisco, California, 10-15/08/1997, v.1, Water for a changing global community, p.388-393.
- SHIELDS, F. D., JR., AZIZ, N. 1992, Knowledge-based system for environmental design of stream modifications, *Applied engineering in agriculture*, American Society of Agricultural Engineers, v.8, n.4, p.553-562
- SHIELDS, F. D., JR., BERNARD, J. 1998. Rehabilitation strategies involving woody vegetation for degraded stream corridors : research opportunities, Paper. No. 98-2130 ASAE Meeting Presentation, 2950 Niles Road, St. Joseph, MI 49085-9659, USA
- SHIELDS, F. D., JR., COOPER, C., KNIGHT, S. 1992, Rehabilitation of aquatic habitats in unstable streams. In : 5<sup>TH</sup> INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON RIVER SEDIMENTATION, KARLSRUHE. v.II, p.1093-1102
- SHIELDS, F. D., JR., COOPER, C., KNIGHT, S. 1993. Initial habitat response to incised channel rehabilitation. *Aquatic conservation : marine and freshwater ecosystems*, Wiley. v. 3, p.93-103
- SHIELDS, F. D., JR., KNIGHT, S., COOPER, C. 1998. Addition of spurs to stone toe protection for warmwater fish habitat rehabilitation. *Journal of the American Water Resources Association*, v.34, n.6, p. 1427-1436.
- SHIELDS, F. D., JR., KNIGHT, S., COOPER, C. 1994. Effects of channel incision on base flow stream habitats and fishes. *Environmental Management*, v. 18, n.1, p.43-57
- SHIELDS, F. D., JR., S. KNIGHT, C. COOPER, 1995, Incised stream physical habitat restoration with stone weirs. *Regulated rivers : research and management*, v.10, n.6, p.181-198.
- SHIELDS, F., JR., KNIGHT, S., COOPER, C. 1995, Streambank protection and habitat restoration, In : *First International Conference of Water Resources Eng. Div. ASCE*, et al, 14-18 /08 /1995, San Antonio, Texas, Proceedings, p.721-725.
- SHIELDS, JR., D, COOPER, C., TESTA, S. 1995. Towards greener riprap : environmental considerations from microscale to macroscale, In : C. Thorne, S. Abt et al, *River Coastal and Shoreline Protection : erosion control using riprap and armourstone*. Chichester : Wiley, Ch.34, p.557-574.
- SHIELDS, JR., D., GRAY, D. 1992. Effects of woody vegetation on sandy levee integrity, *Water Resources Bulletin*, American Water Resources Association, v.28, n.5, p. 917-931.
- SHIELDS, JR., D. 1982, Environmental features for flood control channels. *Water Resources Bulletin*, American Water Resources Association, v.18, n.5, p.779-784
- SHIELDS, JR., D. 1991. Woody vegetation and riprap stability along the sacramento river mile 84.5-119. *Water Resources Bulletin*, American Water Resources Association, v.27, n.3, p.527-536
- SHIELDS, JR., D., BOWIE, A., COOPER, C. 1995. Control of streambank erosion due to bed degradataion with vegetation and structure. *Water Resources Bulletin*, American Water Resources Association, v.31, n.3, p.475-489
- SHIELDS, JR., D., SMITH, R. 1992. Effects of large woody debris removal on physical characteristics of a sand-bed river. *Aquatic Conservation : Marine and Freshwater ecosystems*, v. 2, p.145-163.
- SHINOMIYA, Y; KOBIYAMA, M., KUBOTA, J. 1998. Influence of soil-pore connection and soil pore distribution on the vertical variation of unsaturated hydraulic properties of forest slopes, *Journal of Japan Forest Soc.*, Tokyo, v.80, p. 105-111.

- SHIMOMIYA, Y., TAKAHASHI, K., KOBIYAMA, M., KUBOTA, J. (2001) Evaluation of the tortuosity parameter for forest soils to predict unsaturated hydraulic conductivity. *Journal of Forest Research* (in press)
- SIDLE, R., TSUBOYAMA, Y., NOGUCHI, S., HOSODA, I., FUJIEDA, M., SHIMUZU, T. 1995. Seasonal Hydrological Response at Various Spatial Scales in Small Forested Catchment, Hitachi Ohta, Japan.
- SIDLE, R.C., PEARCE, A.J., O'LOUGHLIN, C.L. *Hillslope Stability and Land Use*. Washington: American Geophysical Union, 1985. 140p. (Water Resources Monograph Series, 11).
- SIDLE, R.C.; SWANSON, D.N. 1982. Analysis of a small debris slide in coastal Alaska. *Can. Geotech. J.*, v.19, p.167-174
- SILVA, A. J., RIBEIRO, M. R., MERMUT, A., BENKE, M. 1998. Influência do cultivo contínuo da cana-de-açúcar em Latossolos Amarelos coesos do estado de Alagoas: propriedades micromorfológicas. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, 22, p.515-525.
- SILVEIRA, G. L. 1997. *Quantificação de vazão em pequenas bacias carentes de dados*. Porto Alegre: UFRGS - Curso de Pósgraduação em Rec. Hidr. e San. Tese de Doutorado, 180p.
- SIMONS, D., F. SENTÜRK. 1992. *Sediment transport technology: Water and Sediment Dynamics*. Colorado: Water Resources Publications, 895p.
- SKLASH, M.G. 1990. Environmental isotope studies of storm and snowmelt runoff generation. In: ANDERSON, M.G.; BURT, T.P. (eds.) *Process Studies in Hillslope Hydrology*. Chichester: John-Wiley & Sons, p.401-435.
- SKLASH, M.G.; FARVOLDEN, R.N. 1979. The role of groundwater in storm runoff. *J. Hydrol.*, Amsterdam, v.;43, p.45-65
- SKLASH, M.G.; STEWART, M.K.; PEARCE, A.J. et al. 1986. Storm runoff generation in humid headwater catchments. 2. A case study of hillslope and low-order stream response. *Water Resour. Res.*, Washington, v.22, p.1273-1282
- SPOSITO, G. 1998. *Scale Dependence and Scale Invariance in Hydrology*. Cambridge University Press, Cambridge.
- STATZNER, B., GORE, J., AND RESH, V. (1986) : Hydraulic stream ecology : Observed patterns and potential applications, *J. N. Am. Benthol. Soc.*, 7, 307-360.
- SWANK, W.T., CROSSLEY JR., D.A. (eds.) 1988. *Forest hydrology and ecology at Coweeta*. New York: Springer-Verlag, 469p.
- SWANSON, F.J. 1980. Geomorphology and ecosystems. In: *Annual Biology Colloquium (40: 1979) Proceedings (Forests: Perspectives from Ecosystem Analysis.)* p.159-170.
- SWANSON, F.J., GREGORY, J.R., SEDELL, J.R., CAMPBELL, A.G. 1982a. Land-water interaction; The riparian zone. In: EDMOND, R.L. (ed) *Analysis of coniferous forest ecosystems in the western United States*. Hutchinson Ross Pub. Comp., p.267-291.
- SWANSON, F.J.; JANDA, R.J.; DUNNE, T.; SWANSON, D.N. (eds.) 1982b. *Sediment budgets and routing in forested drainage basins*. Corvallis: USDA Forest Service, (General Tech. Rep. PNW-141)
- Thorne, C. R., Hey, R., Newson, M. (1997) : *Applied fluvial geomorphology for river engineering and management*. (Chichester : Wiley), 375p.
- TOFFLER, A. 1980. *A Terceira Onda*. Rio de Janeiro: Record.. 14<sup>a</sup> edição.
- TOMASELLA, J., CASTRO, N. 1993. Modelagem de curvas de infiltração de curvas simuladas (Projeto Potiribú). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 10, Gramado, 1993. Porto Alegre: ABRH, *Anais*, v.2, p.466-472.
- TÖNSMANN, F., 1996. Hochwasserschutz und Renaturierung, In: F. Tönsmann (ed.) *Sanierung und Renaturierung von Fließgewässern*, Kasseler Wass.Mitt., Heft 6/1996, Herkules Kassel, p.35-46.
- TRÄBING, K. 1996. Flussmorphologische Aspekte der Leitbildfindung. In: F. Tönsmann (ed.) *Sanierung und Renaturierung von Fließgewässern*, Kasseler Wass.Mitt., Heft 6/1996, Herkules Kassel, p.57-78.
- TROJAN, M.D., D. LINDEN. 1998. Macro-porosity and Hydraulic Properties of Earthworm-Affected Soils as Influenced by Tillage and Residue Management. *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, 62, p.1687-1692.

- TSUKAMOTO, Y.; KUBOTA, J. 1991. Role of forest in hillslope process. *Trans. Jap. Geomorph. Union*, Tokyo, v.12, p.243-257
- TSUKAMOTO, Y.; MINEMATSU, H. 1987. Hydrogeomorphological characteristics of a zero order basin. *LAHS Pub.*, n.165
- TUCCI, C. A. M. 1998. *Modelos Hidrológicos*. Porto Alegre: Ed.Universidade, 669p.
- TUCCI, C. E., VILLANUEVA, A. O., MENDIONDO, E. M. 1997. Control Alternatives of Urban Floods in the Fortaleza District, Blumenau, SC, Brasil. I INTERNATIONAL SEMINAR OF URBAN WATERS, 15/05/97 Santa Fe, Argentina, *Proceedings*.
- TUCCI, C., & CLARKE, R. T. 1998: Environmental Issues in the la Plata Basin. *Water Res. Dev.*, v. 14, n. 2, p. 157-173.
- TUCCI, C.E.M., CLARKE, R.T. 1997. Impacto de mudanças da cobertura vegetal no escoamento: revisão. *RBRH- Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.2, n.1, p.135-152
- UNDERWOOD, A. 1994. Spatial and temporal problems with monitoring. In: P.Calow and G. Petts (eds.) *The River Handbook*. London: Blackwell, p.101-123.
- UNEP – United Nations Environment Programme. 1995. *Global biodiversity assessment*. Cambridge: University Press, 1140p.
- UNESCO – Programa Hidrológico Internacional . 1996 . Mapa Hidrogeológico de América del Sur Escala 1: 5000000. DNPM, Porto Alegre, 210 p.
- UNESCO. 1996. *Mapa Hidrogeológico de América del Sur*. CPRM-DNPM, 210 p. + Mapas.
- URBAN, D.J., O'NEILL, R.V., SHUGART Jr., H.H. 1987. Landscape ecology: A hierarchial perspective can help scientists understand spatial patterns. *BioScience*, v.37, p.119-127
- UV-CINARA-IRC. 1997. *Gestión para la sostenibilidad*. Santiago de Cali: Univ. del Valle,
- VAN ASSELT, M.B.A, 1999. Uncertainty in decision-support. From problems to challenge, ICIS working paper I99-E006, Maastricht, The Netherlands.
- VAN GENUTCHEN, M. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sc. Soc. Am. J.*, v.44, p. 892-898.
- VAN HAVEREN, B. 1998. Human and institutional dimensions of sustainable headwater management. In: M. Haigh, J. Krecek, G. Rajwar e M. Kilmartin *Headwaters: Water Resources and Soil Conservation*. Rotterdam: Balkema, 451-459.
- VAN LOON, E.E., KEESMAN, K. 2000 Identifying scale-dependent models: the case of overland flow at the hillslope scale. *Water Resources Research*, v. 36, n.1, p.243-254.
- VANNOTE, R.L., MINSHALL, G.W., CUMMINS, K.W., SEDELL, L.R., CUSHING, C.E. 1980. The river continuum concept. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, v.37, p.130-137
- VOGEL, H., K. ROTH. 1998. A new approach for determining effective soil hydraulic functions. *Eur. J. Soil Sci.*, 49, p.547-556.
- WALLING, D.E. 1983. The sediment delivery problem. *J. Hydrol.*, Amsterdam, v.65, p.209-237
- WALTERS, C. 1997. Challenges in adaptive management of riparian and coastal ecosystems. *Conservation Ecology* 1(2):Art.1
- WANG, F. 1990. Improving Remote Sensing Analysis Through Fuzzy Information Representation. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v.56, p.1163-1168.
- WARD,R. 1984. On the Response to Precipitation of Headwater Streams in Humid Areas, *Journal of Hydrology*, Amsterdam, V.74, p.171-189
- WARREN, A. 1993. Naturalness: A Geomorphological Approach. In: F.B. Goldsmith and A. Warren (eds.) *Conservation in Progress*. Chichester: John Wiley, Ch.2, p.15-24.
- WELTZ, M., KIDWELL, M., DALE FOX, H. 1998. Influence of abiotic and biotic factors in measuring and modeling soil erosion: State of knowledge., *Journal of Range Management*, v.51, n.5, p.482-495
- WEYMAN, D. 1970. Throughflow on Hillslopes and Its Relation to the Stream Hydrograph, *Bull. of International Association of Scientific Hydrology*, Wallingford, XV,2, p.25-33
- WHEATER, H, TUCK, S., FERRIER, R., JENKINS, A., KLEISSEN, F., WALKER, T., BECK, M. 1993. Hydrological Flow Paths at the Allt A'Mharcaidh Catchment: Analysis of Plot and Catchment Scale Observations. *Hydrological Processes*, Amsterdam, v.7, p.359-371,
- WILSON, C.J.; DIETRICH, W.E. 1987. The contribution of bedrock groundwater flow to storm runoff and high pore pressure development in hollows. *LAHS publ.*, n.165, p.49-59

- WITTENBERG, H. 1999. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. *Hydrological Processes*, 13, p.715-726.
- WOLF, H. 1992. Ökologische Gesichtspunkte – Hochwasserrückhaltebecken mit Dauerstau. In: W. Muth (org). *Hochwasserrückhaltebecken. Renningen-Malmsheim: Expert Verlag*, p.83-118 (Série "Kontakt & Studium", B.341).
- WOOD, E. 1998. Scale analyses for land-surface hydrology. In: G. Sposito (ed.) *Scale dependence and scale invariance*. Cambridge Univ. Press, New York.
- WRI (WORLD RESOURCES INSTITUTE). 1993. *World Resources 1992-93*. Washington.
- YASUHARA, M. 1984. Watershed response to a storm rainfall. *Sci. Rept.*, Inst. Geosci. Univ. Tsukuba, Sect. A, Tsukuba, v.5, p.1-27
- YATSU, E. 1988. *The Nature of Weathering*. Tokyo: Sozoshu. 624p.
- ZADEH, L. A., POLAK, E. 1969 *System Theory*. TATA McGraw Hill, Bombay (Inter-Univ. Electr. Series, Vol. 8)
- ZENTNER, J. 1994. Enhancement, restoration and creation of freshwater wetlands. In: D. Kent (ed.) *Applied wetlands science and technology*. London: Lewis Publ., p. 127-166.

**Anexo 1- Curvas de retenção (Fonte: Castro, 1996)**

| Repetição,<br>Prof. (cm) | Sucção (atm.) |       |       |       |       |       |       |       |       |
|--------------------------|---------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                          | 0,000         | 0,060 | 0,100 | 0,300 | 0,500 | 0,700 | 1,000 | 2,000 | 3,000 |
| 0 - 10                   | 0,457         | 0,441 | 0,436 | 0,423 | 0,407 | 0,402 | 0,399 | 0,395 | 0,393 |
| 0 - 10                   | 0,488         | 0,433 | 0,428 | 0,420 | 0,416 | 0,410 | 0,406 | 0,402 | 0,398 |
| 0 - 10                   | 0,511         | 0,438 | 0,429 | 0,419 | 0,409 | 0,375 | 0,370 | 0,368 | 0,365 |
| Média                    | 0,485         | 0,437 | 0,431 | 0,420 | 0,411 | 0,396 | 0,392 | 0,388 | 0,385 |
| Desvio-Padrão            | 0,027         | 0,004 | 0,005 | 0,002 | 0,005 | 0,018 | 0,019 | 0,018 | 0,018 |
| 10 - 20                  | 0,531         | 0,506 | 0,500 | 0,476 | 0,460 | 0,448 | 0,444 | 0,441 | 0,439 |
| 10 - 20                  | 0,536         | 0,484 | 0,480 | 0,468 | 0,463 | 0,459 | 0,455 | 0,452 | 0,449 |
| 10 - 20                  | 0,492         | 0,471 | 0,466 | 0,459 | 0,455 | 0,450 | 0,446 | 0,443 | 0,440 |
| Média                    | 0,519         | 0,487 | 0,482 | 0,468 | 0,459 | 0,452 | 0,448 | 0,445 | 0,443 |
| Desvio-Padrão            | 0,024         | 0,017 | 0,017 | 0,009 | 0,004 | 0,006 | 0,006 | 0,006 | 0,006 |
| 20 - 30                  | 0,525         | 0,499 | 0,495 | 0,478 | 0,465 | 0,440 | 0,438 | 0,436 | 0,435 |
| 20 - 30                  | 0,487         | 0,465 | 0,455 | 0,440 | 0,435 | 0,425 | 0,426 | 0,426 | 0,426 |
| 20 - 30                  | 0,504         | 0,482 | 0,474 | 0,466 | 0,463 | 0,451 | 0,446 | 0,443 | 0,441 |
| Média                    | 0,506         | 0,482 | 0,475 | 0,461 | 0,454 | 0,438 | 0,436 | 0,435 | 0,434 |
| Desvio-Padrão            | 0,019         | 0,017 | 0,020 | 0,019 | 0,017 | 0,013 | 0,010 | 0,009 | 0,008 |
| 30 - 40                  | 0,512         | 0,486 | 0,481 | 0,475 | 0,471 | 0,444 | 0,441 | 0,438 | 0,436 |
| 30 - 40                  | 0,537         | 0,498 | 0,491 | 0,469 | 0,442 | 0,428 | 0,427 | 0,427 | 0,426 |
| 30 - 40                  | 0,519         | 0,499 | 0,491 | 0,462 | 0,445 | 0,433 | 0,431 | 0,430 | 0,430 |
| Média                    | 0,523         | 0,494 | 0,488 | 0,469 | 0,453 | 0,435 | 0,433 | 0,432 | 0,431 |
| Desvio-Padrão            | 0,013         | 0,007 | 0,005 | 0,007 | 0,016 | 0,008 | 0,007 | 0,005 | 0,005 |
| 40 - 50                  | 0,515         | 0,480 | 0,474 | 0,462 | 0,439 | 0,433 | 0,430 | 0,429 | 0,427 |
| 40 - 50                  | 0,528         | 0,498 | 0,488 | 0,469 | 0,452 | 0,436 | 0,437 | 0,436 | 0,436 |
| 40 - 50                  | 0,494         | 0,459 | 0,455 | 0,446 | 0,440 | 0,428 | 0,424 | 0,422 | 0,419 |
| Média                    | 0,512         | 0,479 | 0,472 | 0,459 | 0,444 | 0,432 | 0,430 | 0,429 | 0,428 |
| Desvio-Padrão            | 0,017         | 0,019 | 0,017 | 0,012 | 0,007 | 0,004 | 0,006 | 0,007 | 0,008 |
| 50 - 60                  | 0,557         | 0,492 | 0,485 | 0,468 | 0,440 | 0,425 | 0,422 | 0,422 | 0,420 |
| 50 - 60                  | 0,512         | 0,501 | 0,492 | 0,479 | 0,448 | 0,436 | 0,434 | 0,432 | 0,431 |
| 50 - 60                  | 0,511         | 0,478 | 0,465 | 0,458 | 0,448 | 0,443 | 0,439 | 0,437 | 0,435 |
| Média                    | 0,527         | 0,490 | 0,481 | 0,468 | 0,445 | 0,435 | 0,432 | 0,430 | 0,429 |
| Desvio-Padrão            | 0,026         | 0,011 | 0,014 | 0,011 | 0,004 | 0,009 | 0,009 | 0,008 | 0,008 |
| 60 - 70                  | 0,526         | 0,494 | 0,483 | 0,466 | 0,453 | 0,443 | 0,441 | 0,440 | 0,439 |
| 60 - 70                  | 0,517         | 0,504 | 0,476 | 0,461 | 0,447 | 0,401 | 0,405 | 0,407 | 0,408 |
| 60 - 70                  | 0,541         | 0,502 | 0,498 | 0,492 | 0,487 | 0,471 | 0,468 | 0,466 | 0,464 |
| Média                    | 0,528         | 0,500 | 0,486 | 0,473 | 0,462 | 0,438 | 0,438 | 0,438 | 0,437 |
| Desvio-Padrão            | 0,012         | 0,005 | 0,011 | 0,017 | 0,021 | 0,036 | 0,032 | 0,030 | 0,028 |
| 70 - 80                  | 0,553         | 0,513 | 0,507 | 0,500 | 0,488 | 0,483 | 0,479 | 0,477 | 0,475 |
| 70 - 80                  | 0,567         | 0,539 | 0,528 | 0,517 | 0,498 | 0,469 | 0,470 | 0,470 | 0,470 |
| 70 - 80                  | 0,548         | 0,511 | 0,500 | 0,495 | 0,489 | 0,483 | 0,480 | 0,477 | 0,475 |

IPH-UFRGS – Contribuições da análise de incertezas para a recuperação ambiental de bacias pela abordagem interdisciplinar de Geobiohidrologia

|               |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|---------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Média         | 0,556 | 0,521 | 0,511 | 0,504 | 0,492 | 0,479 | 0,476 | 0,475 | 0,473 |
| Desvio-Padrão | 0,010 | 0,016 | 0,014 | 0,011 | 0,005 | 0,008 | 0,005 | 0,004 | 0,003 |
| 80 - 90       | 0,546 | 0,511 | 0,505 | 0,485 | 0,474 | 0,471 | 0,468 | 0,466 | 0,464 |
| 80 - 90       | 0,538 | 0,523 | 0,516 | 0,506 | 0,473 | 0,445 | 0,446 | 0,447 | 0,447 |
| 80 - 90       | 0,521 | 0,481 | 0,475 | 0,470 | 0,466 | 0,460 | 0,456 | 0,453 | 0,451 |
| Média         | 0,535 | 0,505 | 0,499 | 0,487 | 0,471 | 0,458 | 0,456 | 0,455 | 0,454 |
| Desvio-Padrão | 0,013 | 0,022 | 0,021 | 0,018 | 0,004 | 0,013 | 0,011 | 0,010 | 0,009 |
| 90 - 100      | 0,609 | 0,568 | 0,562 | 0,546 | 0,517 | 0,507 | 0,505 | 0,503 | 0,502 |
| 90 - 100      | 0,580 | 0,519 | 0,515 | 0,504 | 0,495 | 0,482 | 0,479 | 0,477 | 0,476 |
| 90 - 100      | 0,593 | 0,511 | 0,499 | 0,486 | 0,462 | 0,412 | 0,414 | 0,415 | 0,415 |
| Média         | 0,594 | 0,533 | 0,525 | 0,512 | 0,491 | 0,467 | 0,466 | 0,465 | 0,464 |
| Desvio-Padrão | 0,014 | 0,031 | 0,033 | 0,031 | 0,028 | 0,049 | 0,047 | 0,045 | 0,045 |

**Anexo 2- Medições de vazão de 1998, PROJETO POTIRIBU, IPH-UFRGS**

| Data      | hora início | hora fim | $h_{ini}$<br>(cm) | $h_{fim}$<br>(cm) | $h_{média}$<br>(m) | Q<br>(m <sup>3</sup> /s) | A<br>(m <sup>2</sup> ) | P<br>(m) | V<br>(m/s) | Rh=A/P<br>(m) | Fr.<br>(-) |
|-----------|-------------|----------|-------------------|-------------------|--------------------|--------------------------|------------------------|----------|------------|---------------|------------|
| 24/7/1998 | 09:35       | 10:10    | 56                | 56                | 0,56               | 0,613                    | 1,378                  | 4,636    | 0,445      | 0,297         | 0,261      |
| 3/9/1998  | 14:05       | 15:15    | 97                | 92                | 0,945              | 2,187                    | 3,212                  | 5,556    | 0,684      | 0,578         | 0,287      |
| 3/9/1998  | 16:10       | 17:00    | 85                | 76                | 0,805              | 1,598                    | 2,487                  | 5,227    | 0,643      | 0,476         | 0,297      |
| 6/9/1998  | 11:25       | 12:05    | 61                | 61                | 0,61               | 0,778                    | 1,515                  | 4,710    | 0,513      | 0,322         | 0,289      |
| 7/9/1998  | 01:35       | 02:30    | 83                | 90                | 0,865              | 1,919                    | 2,765                  | 5,298    | 0,694      | 0,522         | 0,307      |
| 7/9/1998  | 03:25       | 04:05    | 104               | 104               | 1,04               | 2,578                    | 3,629                  | 5,721    | 0,710      | 0,634         | 0,285      |
| 7/9/1998  | 04:45       | 05:20    | 121               | 138               | 1,295              | 3,745                    | 4,976                  | 6,238    | 0,753      | 0,798         | 0,269      |
| 7/9/1998  | 05:25       | 06:05    | 139               | 134               | 1,365              | 3,991                    | 5,385                  | 6,618    | 0,741      | 0,814         | 0,262      |
| 7/9/1998  | 06:35       | 07:08    | 119               | 112               | 1,155              | 3,241                    | 4,241                  | 6,141    | 0,764      | 0,691         | 0,294      |
| 7/9/1998  | 09:25       | 09:55    | 106               | 109               | 1,075              | 2,767                    | 3,476                  | 5,983    | 0,796      | 0,581         | 0,333      |
| 7/9/1998  | 14:20       | 15:45    | 102               | 106               | 1,04               | 2,655                    | 3,894                  | 5,949    | 0,682      | 0,655         | 0,269      |
| 12/9/1998 | 13:29       | 14:36    | 83                | 83                | 0,83               | 1,89                     | 2,784                  | 5,434    | 0,679      | 0,512         | 0,303      |
| 12/9/1998 | 19:15       | 19:40    | 98                | 90                | 0,94               | 2,458                    | 3,794                  | 6,128    | 0,620      | 0,619         | 0,251      |
| 12/9/1998 | 19:51       | 20:27    | 118               | 236               | 1,77               | 6,065                    | 7,582                  | 10,800   | 0,800      | 0,702         | 0,305      |
| 12/9/1998 | 20:40       | 21:22    | 260               | 250               | 2,55               | 9,056                    | 12,435                 | 9,914    | 0,728      | 1,254         | 0,208      |
| 12/9/1998 | 21:38       | 22:14    | 217               | 176               | 1,965              | 6,253                    | 8,971                  | 8,045    | 0,697      | 1,115         | 0,211      |
| 12/9/1998 | 22:33       | 23:04    | 162               | 150               | 1,56               | 4,465                    | 6,014                  | 6,994    | 0,742      | 0,860         | 0,256      |
| 12/9/1998 | 23:20       | 23:57    | 142               | 120               | 1,31               | 3,583                    | 4,719                  | 6,368    | 0,759      | 0,741         | 0,282      |
| 17/9/1998 | 22:43       | 23:22    | 103               | 96                | 0,995              | 2,459                    | 3,554                  | 5,775    | 0,692      | 0,615         | 0,282      |
| 17/9/1998 | 23:32       | 23:49    | 175               | 220               | 1,975              | 6,279                    | 7,545                  | 7,619    | 0,814      | 0,990         | 0,261      |
| 17/9/1998 | 23:57       | 00:19    | 238               | 253               | 2,455              | 8,094                    | 11,151                 | 10,825   | 0,726      | 1,030         | 0,228      |
| 18/9/1998 | 01:09       | 01:29    | 230               | 222               | 2,26               | 7,391                    | 10,114                 | 11,212   | 0,731      | 0,902         | 0,246      |
| 18/9/1998 | 01:55       | 02:16    | 266               | 294               | 2,8                | 10,96                    | 12,295                 | 12,351   | 0,891      | 0,995         | 0,285      |
| 18/9/1998 | 02:34       | 02:59    | 306               | 320               | 3,13               | 12,16                    | 16,116                 | 13,750   | 0,755      | 1,172         | 0,223      |
| 18/9/1998 | 03:25       | 03:47    | 312               | 294               | 3,03               | 12,36                    | 15,455                 | 16,170   | 0,800      | 0,956         | 0,261      |
| 18/9/1998 | 04:35       | 04:54    | 254               | 238               | 2,46               | 9,176                    | 13,815                 | 10,290   | 0,664      | 1,343         | 0,183      |
| 18/9/1998 | 05:35       | 05:49    | 200               | 187               | 1,935              | 4,754                    | 8,808                  | 9,919    | 0,540      | 0,888         | 0,183      |
| 18/9/1998 | 06:12       | 06:30    | 170               | 160               | 1,65               | 3,784                    | 7,065                  | 9,280    | 0,536      | 0,761         | 0,196      |