UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**A DINÂMICA DA DRENAGEM SUBTERRÂNEA NO PLANALTO
CÁRSTICO ALAMBARI-OURO GROSSO, IPORANGA (SP)**

Allan Silas Calux

Tese de doutorado apresentada junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (Geoquímica e Geotectônica) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, na área de concentração Geoquímica dos Processos Exógenos para a obtenção do título de Doutor em Ciências.

Orientador: Prof. Dr. Ivo Karmann
Coorientador: Dr. José Antônio Ferrari

São Paulo
2019

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho por qualquer meio convencional ou eletrônico para fins de estudo e pesquisa desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP
Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação:
Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Calux, Allan Silas

A Dinâmica da Drenagem Subterrânea no Planalto
Cárstico Alambari-Ouro Grosso, Iporanga (SP) /
Allan Silas Calux; orientador Ivo Karmann;
coorientador José Antonio Ferrari. -- São Paulo,
2019.
146 p.

Tese (Doutorado - Programa de Pós-Graduação em
Geoquímica e Geotectônica) -- Instituto de
Geociências, Universidade de São Paulo, 2019.

1. Hidrologia cárstica. 2. Geomorfologia
cárstica. 3. Carstologia. 4. Carste poligonal. I.
Karmann, Ivo, orient. II. Ferrari, José Antonio,
coorient. III. Título.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**A DINÂMICA DA DRENAGEM SUBTERRÂNEA NO PLANALTO
CÁRSTICO ALAMBARI-OURO GROSSO, IPORANGA (SP)**

ALLAN SILAS CALUX

Orientador: Prof. Dr. Ivo Karmann
Coorientador: Dr. José Antônio Ferrari

Tese de Doutorado

Nº 598

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Ivo Karmann

Dr. Gerson Cardoso da Silva Júnior

Dr. Silvio Takashi Hiruma

Dr. Paulo César Boggiani

Dr. Reginal Antonio Bertolo

SÃO PAULO
2019

Mais uma vez...

*Ao meu saudoso pai Marco Antônio Calux (in memoriam),
por sua sapiência, por tudo o que fez sem saber... e a
minha mãe Eliana Venturato Calux, por sua senciência,
por tudo o que fez sabendo...*

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Ivo Karmann, por ter acreditado no nosso projeto e permitido que o conduzíssemos com liberdade. Obrigado pela confiança!

Agradeço especialmente ao Dr. José Antonio Ferrari, pesquisador do Instituto Geológico da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, co-orientador deste trabalho. Pela generosidade, pela disposição, pela paciência em ensinar! Por ter legado uma parcela do seu vasto conhecimento sobre o carste e a “matemática” por trás do seu funcionamento.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP (Processo 2015/04952-1), pelo financiamento oferecido, e ao Instituto Geológico da Secretaria do Meio Ambiente de São Paulo – IG/SMA, pelo apoio financeiro e institucional ao projeto de pesquisa.

Ainda do ponto de vista institucional, agradeço à Vale S/A, por ter cedido centenas de horas de trabalho quando então eu compunha o quadro de técnicos da empresa. Em especial aos gestores Rodrigo Dutra Amaral e Iuri Brandi, por serem os facilitadores deste tempo doado à pesquisa pública.

À todos os docentes do programa de pós-graduação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – IGC/USP, em especial aos Professores Dr. Francisco William da Cruz Júnior, Dr. Marcelo Monteiro da Rocha, Dr. Paulo César Boggiani e Dr. Reginaldo Antonio Bertolo, pela seriedade e compromisso com a educação de qualidade e, consequentemente, com o futuro do nosso país. Igualmente aos funcionários do IGC/USP, em especial ao Sr. Alexandre Blumer Bezerra e Sra. Katherine Kutsumbos, por oferecerem todo o suporte necessário ao desenvolvimento do programa.

Aos companheiros Márcio Felix Dionísio, o “Batista”, e José Alves, ambos do IG/SMA, por terem percorrido esta jornada inteira junto conosco! Ao Dr. Silvio Takashi Hiruma, da mesma instituição, pelos conhecimentos partilhados em campo e pela gentil participação na Comissão Julgadora desta tese.

Ao Dr. Gerson Cardoso da Silva Júnior, por suas importantes críticas e sugestões a este trabalho como membro da Comissão Julgadora.

Aos meus pais Marco Antonio Calux (*in memoriam*) e Eliana Venturato Calux, por terem me colocado no mundo com dignidade, por desde cedo me ensinarem direta ou indiretamente o poder transformador da educação. Às minhas irmãs Bruna Calux e Marcela Calux por, sem saber, me forçarem a ser exemplo.

À Patrícia Zen, minha esposa e companheira, por tolerar a minha obsessão por fazer coisas demais, por ser o contrapeso da minha inquietude, a calma que traz equilíbrio. À Luiza Calux, filha e companheira, generosa, brilhante, esperança garantida de um mundo muito melhor que o do nosso tempo!

Aos meus grandes e eternos amigos de infância, fonte permanente de inspiração: Acauã Rodrigues dos Santos, Daniel Miori Nascimento, Diogo Granado Checchia, Dirceu Costa Júnior, Douglas Squarizi, Estevan Balensifer Hass, Guilherme Miori Nascimento, James Francisco Citadini, Rafael Thiago Barbieri, Rodolfo Balensifer Hass, Rodrigo Marcondes Marretti (in memoriam) e Thadeu Pietrobon.

Aos meus mais recentes mas não menos importantes amigos, alguns espeleólogos, outros não: Alexandre Camargo (Iscoti), Ataliba Fraga Coelho, Dr. Carlos Calle Tápia, Carlos Frederico Lott, Dr. Carlos Henrique Grohmann (Guano), Daniel Menin, Daniela Silva, Dra. Eleonora Trajano, Fernando Frigo, Jorge Duarte, Leda Zogbi, Leilane Sobrinho, Dr. Luis B. Piló, Dr. Marconi Souza Silva, Marcos Otávio Silvério, Marcus Paulo de Oliveira, Mariane Ribeiro, Marina Leão, Matheus Brajão Mescolotti, Matheus Simões, Myléne Bertbert-Born, Pierre Munaro, Dra. Renata Andrade, Roberto Brandi, Robson de Almeida Zampaulo, Dr. Rodrigo Lopes Ferreira (Drops), Thami Gomes da Silva, Thiago Lima. Pelas curtas conversas, pela provocação constante. Em especial ao Brandi, Iscoti, Leda e Piló, minhas referências!

Por fim, aos meus grandes amigos, heróis da reistência, do Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas, do Instituto Chico Mendes de Biodiversidade – ICMBio/CECAV: Jocy Brandão Cruz, José Carlos Ribeiro Reino (Zeca), Cristiano Fernandes Ferreira, André Afonso Ribeiro e Diego Medeiros Bento.

RESUMO

O carste pode ser entendido como um sistema aberto, uma forma de relevo que resulta de processos que operam em conjunto nos subsistemas hidrológico e geoquímico. Os mecanismos de gênese e desenvolvimento de aquíferos cársticos levam à formação de meios anisotrópicos altamente descontínuos e heterogêneos, na sua estrutura espacial e no seu funcionamento temporal, podendo apresentar estrutura de permeabilidade hierárquica com fluxo turbulento. Apesar das limitações impostas pela anisotropia do meio, a descarga de aquíferos cársticos tende a concentrar-se em uma única ressurgência, permitindo, para entender suas propriedades, o uso da análise de sistemas baseada em estatística de séries temporais. O arranjo espacial complexo da drenagem subterrânea tem implicações no sinal hidrológico do exutório do sistema, de forma que a correta interpretação dos espectros obtidos prescindem de uma adequada caracterização da estrutura da drenagem, por meio testes com traçadores. Neste contexto, este trabalho teve como objetivo investigar o sinal hidrológico e sua relação com os padrões de recarga e a geometria e distribuição espacial das drenagens subterrâneas dos aquíferos do planalto cárstico Alambari-Ouro Grosso, localizados na região cárstica do Vale do Ribeira, município de Iporanga, São Paulo. Os métodos e técnicas utilizados envolveram análises por meio de fotointerpretação, morfometria de depressões poligonais, identificação e tipificação *in situ* e em gabinete das feições de recarga e descarga do sistema, testes qualitativos e quantitativos com traçadores corantes, obtenção de séries históricas de parâmetros hidrológicos e estatística descritivas exploratórias em séries temporais. Os resultados obtidos a partir de testes com traçadores corantes e análises morfométricas demonstraram a existência, no mesmo sinclinal, de dois sistemas independentes e funcionalmente distintos: i) Sistema Alambari, responsável por drenar quase 80% da área das depressões poligonais do planalto e a maior área da contribuição alóctone aos sistemas (65,9%), apresentando assinaturas hidrológicas típicas de um carste bem desenvolvido; e ii) Ouro Grosso, composta por depressões poligonais menos expressivas, recargas difusas, armazenamento epicárstico/pedológico e comportamento mais inercial. O sistema Alambari apresenta ainda depressões poligonais com as maiores declividades e a maior amplitude altimétrica, o que representa recargas potencialmente mais energéticas que no sistema Ouro Grosso. As séries temporais demonstraram que, em qualquer estação climática, o sistema Ouro Grosso é mais inercial que o sistema Alambari e o efeito memória da vazão menos variável em Alambari, característica provavelmente associada a maior capacidade de drenagem do sistema. Comportamento semelhante ao da vazão foi observado na condutividade elétrica, com exceção no inverno de 2017 (o mais seco), onde observou-se uma subida gradativa da mesma, demonstrando que a memória da condutividade elétrica pode refletir a resposta rápida do sistema a impulsos de chuva ou o comportamento de longo prazo associado à lenta e constante mineralização das águas do sistema. O comportamento da condutividade elétrica no sistema Ouro Grosso é anômalo, uma vez que as injeções de água meteórica no sistema resultam em picos de saturação e não diluição. Este fenômeno foi explicado a partir da noção de “efeito pistão”, ou seja, um impulsionamento de águas saturadas na rede fraturada e nos reservatórios epicársticos/pedológicos, resultando na disponibilização de água mineralizada ao sistema. A análise das correlações cruzadas mostrou que na relação chuva *versus* condutividade elétrica, nos períodos relativamente mais secos, a desmineralização da água é menor. As análises também evidenciaram o comportamento dos reservatórios dinâmicos cujo fluxo de água mineralizada aumenta quando a recarga é mais intensa.

Palavras-chave: Brasil, hidrologia cárstica, geomorfologia cárstica, carstologia, carste poligonal.

ABSTRACT

Karsts can be understood as an open system, a form of relief resulting from processes that operate together in the hydrological and geochemical subsystems. The mechanisms of genesis and development of karst aquifers lead to the formation of highly discontinuous and heterogeneous anisotropic media, in their spatial structure and in their temporal functioning, being able to present a hierarchical permeability structure with turbulent flow. Despite the limitations imposed by the environmental anisotropy, the discharge of karst aquifers tends to concentrate in a single resurgence, allowing, to understand its properties, the use of systems analysis based on time series statistics. The complex spatial arrangement of the underground drainage has implications in the hydrological signal of the exudate of the system, so that the correct interpretation of the obtained spectra doesn't have an adequate characterization of the structure of the drainage, through tests with tracers. In this context, the objective of this work was to investigate the hydrological sign and its relation with the recharge patterns and the geometry and spatial distribution of the subterranean drainage of the aquifer of the Alambari-Ouro Grosso karst plateau, located in the karst region of the Ribeira Valley, southeastern Brazil. The methods and techniques used involved analysis through photointerpretation, morphometry of polygonal depressions, in situ identification and typing, and in the recharge and discharge characteristics of the system, qualitative and quantitative tests with dye tracers, obtaining historical series of hydrological parameters and descriptive statistics in time series. The results obtained from tests with dye tracers and morphometric analysis showed the existence, in the same syncline, of two independent and functionally distinct systems: i) Alambari System, responsible for draining almost 80% of the area of the polygonal depressions of the plateau and the largest area of the allochthonous contribution to the systems (65.9%), presenting hydrological signatures typical of a well developed karst; and ii) Ouro Grosso, composed of less expressive polygonal depressions, diffuse refills, epikarst/pedological storage and more inertial behavior. The Alambari system also has polygonal depressions with the highest slopes and the highest altimetric amplitude, which represents potentially more energetic recharges than in the Ouro Grosso system. The time series showed that, in any weather season, the Ouro Grosso system is more inertial than Alambari system and the flow memory effect is less variable in Alambari, a characteristic probably associated to the greater drainage capacity of the system. Similar behavior to the flow rate was observed in the electrical conductivity, except in the winter of 2017 (the driest), where it was observed a gradual increase, demonstrating that the electrical conductivity memory can reflect the rapid response of the system to impulses of rainfall or the long-term behavior associated with the slow and steady mineralization of the system's waters. The behavior of the electrical conductivity in the Ouro Grosso system is anomalous, since the injections of meteoric water into the system result in saturation and non-dilution peaks. This phenomenon was explained by the notion of "piston effect", a saturated water propulsion in the fractured network and in the epikarst/pedological reservoirs, resulting in the availability of mineralized water to the system. The analysis of the cross correlations showed that in the relationship between rainfall versus electrical conductivity, in the relatively drier periods, water demineralization is lower. The analyzes also showed the behavior of the dynamic reservoirs whose mineralized water flow increases when the recharge is more intense.

Key words: Brazil, karst hydrology, karst geomorphology, karstology, polygonal karst.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	1
2	OBJETIVOS.....	5
3	MATERIAIS E MÉTODOS.....	7
4	OS PLANALTOS CÁRSTICOS DO VALE DO RIBEIRA	9
4.1	Contexto Geológico	9
4.1.1	Grupo Lajeado	10
4.2	Contexto Geomorfológico.....	13
4.3	Contexto Hidrológico.....	14
4.4	Contexto Climático e Fitofisionômico	18
5	A ÁREA CARBONÁTICA ALAMBARI-OURO GROSSO.....	21
5.1	Materiais e Métodos	22
5.2	A zona de Recarga	26
5.2.1	Distribuição e morfometria das feições de recarga.....	29
5.3	A Zona de Descarga.....	35
5.4	As Principais Cavernas do Planalto	37
6	IDENTIFICAÇÃO DAS ZONAS DE RECARGA E CARACTERIZAÇÃO DAS ROTAS DE FLUXO A PARTIR DE TESTES COM TRAÇADORES	47
6.1	Materiais e Métodos	47
6.1.1	Identificação de conexões hidrológicas	50
6.1.2	Estimação dos parâmetros hidráulicos das rotas de fluxo	51
6.2	Resultados e Discussões.....	55
6.2.1	Identificação das conexões hidrológicas e delimitação das zonas de recarga dos sistemas	55
6.2.2	Parâmetros hidráulicos das rotas de fluxo	56
6.2.3	Conexões hidrológicas e morfometria das depressões poligonais.....	62
7	CARACTERIZAÇÃO DOS AQUÍFEROS ALAMBARI E OURO GROSSO A PARTIR DO SINAL HIDROLÓGICO REGISTRADO NAS RESSURGÊNCIAS	67
7.1	Materiais e Métodos	68
7.1.1	Aquisição de séries temporais	69
7.1.2	Curva-chave da vazão.....	72
7.1.3	Análise do hidrograma de recessão	75

7.1.4	Análise de séries temporais – análises globais, ondeletas e relação impulso-resposta	77
7.1.4.1	Análise Global do Aquífero e Ondeletas	78
7.1.4.2	Relação Impulso-Resposta do Sistema.....	81
7.1.4.3	Dinâmica do Transporte	82
7.2	Resultados e Discussões	82
7.2.1	Séries obtidas nos sistemas Alambari e Ouro Grosso	82
7.2.1.1	Análise da Série Total.....	84
7.2.1.2	Análise Sazonal	88
7.2.1.3	Relações Impulso-Resposta.....	102
7.2.2	Análise de eventos isolados	109
8	CONCLUSÕES	115
8.1	Contribuições à gestão do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira	117
9	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	119

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Localização da área de estudo.	4
Figura 3.1 – Roteiro metodológico para investigação do sistema cárstico Alambari-Ouro Grosso.....	8
Figura 4.1 - Mapa geológico regional simplificado. Fonte: Faleiros (2003).....	9
Figura 4.2 - Mapa geológico simplificado da área de estudo. Modificado de CPRM (2012). Área de estudo destacada pela elipse vermelha.	11
Figura 4.3 – Contexto hidrológico da área de estudo: margem esquerda do Betari, afluente do rio Ribeira de Iguape.	15
Figura 4.4 - Conexões hidráulicas dos sistemas cársticos da porção sudeste do planalto Lajeado-Bombas. C.F – Abismo Córrego Fundo; L.B – Gruta Laboratório; L.G – Lago do Bairro da Serra; C.S – Gruta Córrego Seco; C – Córrego Carniça; C.G – Córrego Grande; R – Abismo Roncador; P – Abismo Paçoca; B – Abismo Berta do Leão; B.T – Córrego Batalha; S.M – Córrego Sebastião Machado; D.A – Dolina das Areias; R.B – Ressurgência Bombas; G.J – Gruta Jeremias; E.L – Escola Lajeado. Modificado de Genthner <i>et al.</i> (2003).....	16
Figura 4.5 - Precipitação acumulada mensal das estações meteorológica da Serra dos Mota (1972-2018) e do Bairro da Serra (2015-2017). Fonte: DAEE (2018).	19
Figura 4.6 – Planaltos cársticos do Vale do Ribeira revestidos pela típica floresta perenifolia hidrófila costeira.	19
Figura 5.1 - Quadro geral das zonas de recarga e descarga da porção NE do planalto cárstico poligonal do bloco Lajeado.	22
Figura 5.2 - Depressões poligonais fechadas definidas por Hiruma no contexto do planalto cárstico Alambari-Ouro Grosso.....	23
Figura 5.3 – Rio Gurutuba com exutório no vale cego do abismo homônimo, onde as águas superficiais são injetadas em fluxo concentrado diretamente na rede de drenagens subterrâneas.	27
Figura 5.4 – Lagoa Grande, corpo d’água desenvolvido em depressão fechada, colmatada em sua base.....	28
Figura 5.5 - Distribuição dos atributos morfométricos das depressões poligonais do Planalto Cárstico Alambari-Ouro Grosso.....	33
Figura 5.6 - Conexão entre as cavernas Alambari de Cima e Alambari de Baixo interceptada por uma grande depressão poligonal.	36

Figura 5.7 – <i>Overflow</i> causado pelo represamento temporário da ressurgência Ouro Grosso.	37
Figura 5.8 - Distribuição das principais cavernas do planalto cárstico Alambari-Ouro Grosso.	39
Figura 5.9 - Mapa topográfico (acima: planta; abaixo: perfil) da caverna Alambari de Baixo. Modificado de GGEO (1985).	42
Figura 5.10 - Mapa topográfico (acima: planta; abaixo: perfil) da caverna Alambari de Cima. Modificado de CEU (1973).....	42
Figura 5.11 - Mapa topográfico (planta) do Abismo Gurutuva. Modificado de UPE e TRUPE Vertical (2011).	42
Figura 5.12 – Localização do Abismo do Gurutuva e dos sumidouro da Mineira e 03, possíveis pontos de infiltração e confluência com a drenagem subterrânea principal da caverna. As setas azuis indicam as prováveis conexões subterrâneas.	43
Figura 5.13 - Mapa topográfico (abaixo: planta; acima: perfil) da caverna Ouro Grosso. Modificado de C.E.U. 1973.	44
Figura 5.14 - Mapa topográfico do Abismo Lagoa Grande. Modificado de UPE (inédito). ...	45
Figura 5.15 – Localização do Abismo Lagoa Grande em relação ao vale seco (paleodrenagem) e à Lagoa Grande. A linha tracejada em azul representa o limite aproximado do vale seco.	45
Figura 6.1 – (A) Diluição da fluoresceína-sódica em balde graduado antes da (B) injeção; (C) Injeção de rodamina na região do sumidouro da Lagoa Grande.....	49
Figura 6.2 - Representação gráfica dos parâmetros estimados a partir da curva de concentração de um traçador corante hipotético. Modificado de Field (2002).	51
Figura 6.3 - Localização dos pontos de injeção e monitoramento de traçadores. Os seguimentos verdes (fluoresceína) e vermelhos (rodamina) representam as rotas comprovadas por meio dos testes qualitativos.	56
Figura 6.4 – Curva de concentração dos testes com traçadores realizados nos sistemas Alambari e Ouro Grosso. Curvas em verde: fluoresceína; Curvas em vermelho: rodamina. (Continua na próxima página)	58
Figura 6.5 - Parâmetros hidráulicos dos sistemas Alambari e Ouro Grosso.....	61
Figura 6.6 - Distribuição das depressões poligonais fechadas segundo sistema de contribuição hídrica.....	62
Figura 6.7 – Gradiente da drenagem subterrânea no sistema Alambari.	66
Figura 6.8 – Gradiente da drenagem subterrânea no sistema Ouro Grosso.	66

Figura 7.1 - Modelo conceitual do fluxo de água em um sistema cárstico hipotético. Modificado de Ford & Williams (2007).....	68
Figura 7.2 – (A) Localização das estações de monitoramento; Exemplos das estações de monitoramento: (A) estação fluviométrica no interior da cavidade Alambari de Baixo; (B) estação pluviométrica instalada na base do planalto no Bairro da Serra.	70
Figura 7.3 – (A) Linígrafos, (B) condutivímetros e turbidímetros utilizados no monitoramento hidrológico; (C) Equipamentos para monitoramento pluviométrico; (D) Tubos de PVC onde foram acondicionados as sondas das estações fluviométricas.	71
Figura 7.4 - Medidas de vazão utilizando molinete na ressurgência da caverna Ouro Grosso.	72
Figura 7.5 - Exemplo de medida realizada na estação fluvimétrica da Alambari de Baixo em 10/09/2015 utilizando o método <i>área-velocidade</i>	73
Figura 7.6 – Correlação entre os dados de vazão e nível d’água das estações fluviométricas (A) Alambari de Baixo e (B) Ouro Grosso.....	74
Figura 7.7 - Diferentes elementos do hidrograma de uma ressurgência cárstica após um evento de chuva: t_L : tempo entre o pulso de chuva e o pico de vazão do hidrograma; t_B : tempo de retorno ao fluxo de base; α : coeficiente de recessão; t_R : tempo de resposta. Modificado de White (1988) e Fiorillo (2014).	75
Figura 7.8 – Série temporal obtida entre dezembro de 2014 e abril de 2018 na estação pluviométrica Bairro da Serra e nas estações fluviométricas Alambari de Baixo e Ouro Grosso.....	83
Figura 7.9 - Razões da condutividade elétrica Ouro Grosso/Alambari e Alambari/Ouro Grosso e sua relação com a chuva.	84
Figura 7.10 – Autocorrelações da chuva e das vazões.	85
Figura 7.11 - Análises espectrais das vazões: (A) sistema Ouro Grosso; e (B) sistema Alambari.	86
Figura 7.12 - Análise de ondas das vazões em (A) Ouro Grosso e (B) Alambari. Período em dias.....	87
Figura 7.13 - Funções de Autocorrelação dos Sistemas Alambari e Ouro Grosso nos (A) verões e (B) invernos.	89
Figura 7.14 – (A) Séries temporais de vazão (verões) e (B) funções de autocorrelação na estação Ouro Grosso.	90
Figura 7.15 – (A) Séries temporais de vazão (verões) e (B) funções de autocorrelação na estação Alambari.	92

Figura 7.16 – (A) Séries temporais de vazão no inverno e (B) funções de autocorrelação na estação Ouro Grosso.	93
Figura 7.17 – (A) Séries temporais de vazão no inverno e (B) funções de autocorrelação na estação Alambari.....	94
Figura 7.18 - Funções de Autocorrelação da condutividade elétrica da água nos Sistemas Alambari e Ouro Grosso: (A) verões; (B) invernos.....	95
Figura 7.19 - Chuva e condutividade elétrica das águas nos sistemas Alambari e Ouro Grosso. Notar na série Alambari destaque para os longos períodos de aumento gradual da condutividade elétrica.	96
Figura 7.20 – (A) Séries temporais de condutividade elétrica no verão e (B) funções de autocorrelação na estação Ouro Grosso.	98
Figura 7.21 – (A) Séries temporais de condutividade elétrica no verão e (B) funções de autocorrelação na estação Alambari.	99
Figura 7.22 – (A) Séries temporais de condutividade elétrica no inverno e (B) funções de autocorrelação na estação Ouro Grosso.	100
Figura 7.23 – (A) Séries temporais de condutividade elétrica no inverno e (B) funções de autocorrelação na estação Alambari.	101
Figura 7.24 - Correlações cruzadas chuva x vazão no sistema Ouro Grosso nos (A) verões e nos (B) invernos.	103
Figura 7.25 - Correlações cruzadas chuva x vazão no sistema Alambari nos verões (A) e nos invernos (B).....	104
Figura 7.26 - Correlações cruzadas chuva <i>versus</i> condutividade elétrica no sistema Ouro Grosso nos verões (A) e nos invernos (B).	106
Figura 7.27 - Correlações cruzadas chuva <i>versus</i> condutividade elétrica no sistema Alambari durante os verões (A) e nos invernos (B).....	108
Figura 7.28 - Curvas de recessão selecionadas na estação fluviométrica Alambari de Baixo.	110
Figura 7.29 - Curvas de recessão selecionadas na estação fluviométrica Ouro Grosso.	111
Figura 7.30 - Box-plot com a distribuição dos coeficientes de recessão por tipo de segmento (α_c , α_f e α_m) e por estação hidrométrica.	112
Figura 7.31 - Correlação entre os coeficientes de recessão α_c , α_f e α_m e a precipitação máxima anterior ao pico da recessão nas estações Alambari e Ouro Grosso. Destacado em cinza os parâmetros que atingiram correlação com significado estatístico.	113

Figura 7.32 - Correlação entre os coeficientes de recessão α_c α_f e α_m e a precipitação acumulada de sete dias anterior ao pico da recessão nas estações Alambari e Ouro Grosso. Destacado em cinza os parâmetros que atingiram correlação com significado estatístico.	113
Figura 7.33 - Correlação entre os coeficientes de recessão α_c α_f e α_m e a precipitação acumulada de 15 dias anterior ao pico da recessão nas estações Alambari e Ouro Grosso. Destacado em cinza os parâmetros que atingiram correlação com significado estatístico.	114
Figura 7.34 - Correlação entre os coeficientes de recessão α_c α_f e α_m e a precipitação acumulada de 30 dias anterior ao pico da recessão nas estações Alambari e Ouro Grosso.	114

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1 - Feições hidrológicas identificadas na zona recarga.	28
Tabela 5.2 - Parâmetros morfométricos das depressões fechadas.	31
Tabela 5.3 - Cavernas inseridas na área de estudo. Fonte: Cadastro Nacional de Cavernas da Sociedade Brasileira de Espeleologia – CNC/SBE (2018) e Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas do Centro de Pesquisa e Conservação de Cavernas – CANIE/CECAV (2018).	37
Tabela 6.1 – Propriedades dos traçadores corantes utilizados. Fonte: Mull (1988), Goldscheider & Drew (2007) e Leibundgut <i>et al.</i> (2009).	48
Tabela 6.2 - Coordenadas de localização, distância e azimuth dos pontos de injeção de traçadores em relação ao pontos de monitoramento.	55
Tabela 6.3 – Parâmetros hidráulicos das rotas de fluxo subterrâneo.	60
Tabela 6.4 - Depressões poligonais segundo sistema de contribuição hidrológica.	62
Tabela 6.5 – Sumário estatístico comparativo dos atributos morfométricos das bacias dos sistemas Alambari (AL) e Ouro Grosso (OG).	65
Tabela 7.1 - Estação de monitoramento localização geográfica parâmetros monitorados resolução temporal da amostragem e período de coleta de dados.	71
Tabela 7.2 – Medidas de nível d’água e vazão das estações fluviométricas Alambari de Baixo e Ouro Grosso.	73
Tabela 7.3 - Efeito memória da vazão nos sistemas no período das chuvas e no período de estiagem – valores em horas e dias.	89
Tabela 7.4 - Efeito memória da condutividade elétrica nos sistemas no período das chuvas e no período de estiagem – valores em horas e dias.	96
Tabela 7.5 - Correlações cruzadas chuva <i>versus</i> vazão nos sistemas Alambari e Ouro Grosso.	102
Tabela 7.6 - Correlações cruzadas chuva <i>versus</i> condutividade elétrica da água nos sistemas Alambari e Ouro Grosso. Tempo de resposta para a desmineralização máxima.	105
Tabela 7.7 – Correlação entre os coeficientes de recessão (α_c , α_f e α_m), o pico de chuva (PP) e a chuva acumulada em sete (PP7), 15 (PP15) e 30 dias (PP30).	112

1 INTRODUÇÃO

O carste pode ser entendido como um sistema aberto, composto pela integração dos subsistemas hidrológico e geoquímico (Ford & Williams, 2007). O relevo cárstico resulta dos processos que operam em conjunto nestes dois subsistemas. Os processos hidrológicos combinados com variações litoestratigráficas e litoestruturais determinam a localização da erosão dentro de litologias cársticas e são os principais condicionantes no desenvolvimento do relevo. Durante a carstificação, interstícios pré-existentes (poros ou fissuras) transformam-se em vazios que se intercomunicam e desenvolvem uma estrutura organizada que drena a água.

Os mecanismos de gênese e desenvolvimento de aquíferos cársticos levam à formação de meios anisotrópicos altamente descontínuos e heterogêneos, não apenas na sua estrutura espacial mas também no seu funcionamento temporal (Mangin, 1984; Labat *et al.*, 2000). A porosidade primária associada a uma matriz intersticial geralmente é muito incipiente em aquíferos cársticos, dominados por porosidade secundária (fraturas) ou terciária (condutos), podendo apresentar estrutura de permeabilidade hierárquica com fluxo turbulento. O aquífero pode ser esquematizado como uma rede de condutos altamente permeável quilométrica, geralmente desconhecida, “imersa” em um volume de calcário fraturado de baixa permeabilidade e conectada com uma área de descarga local (Kiraly, 1998). A dualidade entre um processo de infiltração rápido, caracterizado pela rede de condutos, e uma infiltração lenta, caracterizada pela rede de fraturas, dificulta a modelagem do aquífero. No carste, quando um poço permite caracterizações hidrogeológicas, sua validade é limitada pela grande complexidade e descontinuidade do meio (Padilla & Bosch, 1995); desta forma a noção de volume elementar representativo não pode ser utilizada (Mangin, 1994; Bakalowicz, 2005).

Apesar das limitações impostas pela anisotropia do meio, a descarga de aquíferos cársticos costuma concentrar-se em uma única ressurgência, característica que tem estimulado o uso da análise de sistemas para entender suas propriedades. A análise de sistemas em aquíferos cársticos baseada em estatística de séries temporais foi estabelecida por Mangin (1984) e vem sendo empregada em diversos estudos (Padilla & Bosch, 1995; Larocque *et al.*, 1998; Mathevet *et al.*, 2004; Zare *et al.*, 2005; Ferrari, 2006; Ferrari & Karmann, 2008; entre outros). O princípio da técnica é considerar o aquífero como um filtro que transforma um sinal de entrada (precipitação) num sinal de saída (débito). Portanto o grau de transformação do sinal de entrada fornece informações a respeito da natureza do fluxo no sistema. Para Mangin (1984; 1994), o hidrograma da ressurgência fornece uma representação integrada da rede de fluxo, podendo ser utilizado para interpretar a memória do sistema que está ligada às reservas e à natureza mais ou menos carstificada do aquífero; possibilita discernir entre sistemas bem drenados (bem carstificados) ou mal drenados (pobremente carstificados – ou fissurais).

Para Smart & Hobbs (1986) o hidrograma traduz três atributos fundamentais que governam o comportamento dos aquíferos carbonáticos: recarga, armazenamento e transmissão. O não reconhecimento da natureza independente destes componentes resulta em interpretações errôneas quanto às características do fluxo. Segundo o modelo dos autores, o hidrograma da ressurgência depende: a) da natureza da recarga que pode ser concentrada (entradas grandes e localizadas) ou difusa (entradas pequenas e disseminadas por uma grande área); b) da capacidade de armazenamento do sistema (alta ou baixa); e c) da característica do fluxo (em condutos ou fraturas). De acordo com esta proposição, a interpretação do sinal hidrológico de fontes cársticas também deve levar em conta o arranjo e as características das feições da recarga. Portanto, o conhecimento do relevo e da estrutura da drenagem superficial deve ser considerado ao estudar aquíferos cársticos.

O arranjo espacial da rede de drenagem subterrânea que conecta as áreas de recarga com as fontes cársticas interfere no sinal hidrológico do exutório do sistema. Portanto, faz-se necessário conhecê-lo para a correta interpretação do espectro obtido. De acordo com Halihan & Wicks (1998), reservatórios em sistemas de condutos, ou sistemas com múltiplas saídas, interferem na forma do hidrograma. Assim, testes com traçadores devem ser realizados para caracterizar a estrutura da drenagem subterrânea e promover a correta interpretação do sinal hidrológico. Do ponto de vista ambiental esta informação é importante, pois permite prever danos relacionados à disposição inadequada de poluentes em terrenos cársticos. Num sistema distributivo, por exemplo, a infiltração de um poluente em um único sumidouro pode contaminar várias ressurgências a quilômetros de distância, enquanto que num padrão convergente, diferentes sumidouros podem contaminar uma mesma fonte. Este tipo de informação é relevante para aquíferos cársticos, conhecidos por serem mais eficientes em transmitir do que depurar poluentes (Ford & Williams, 2007). Estudos com traçadores fluorescentes permitem a obtenção da geometria das conexões hidrológicas e também a aquisição de diversos parâmetros hidrodinâmicos das rotas de fluxo.

Apesar de essenciais para a caracterização da estrutura da drenagem subterrânea, os testes com traçadores são um tanto limitados para elucidar a dinâmica do transporte no interior do sistema. Isso ocorre pois os testes simulam apenas o transporte de carga em solução e são realizados em situações meteorológicas específicas. Apenas com o monitoramento contínuo é possível correlacionar a hidrodinâmica com o fluxo de matéria no sistema. Nesta abordagem variáveis associadas a processos morfogenéticos (erosão química e mecânica) e parâmetros relacionados à qualidade da água (turbidez e condutividade elétrica) podem ser obtidos e relacionados com a hidrodinâmica (Massei *et al.*, 2006).

A interação entre o relevo e a evolução de aquíferos cársticos foi investigada por Mylroie (1984). Segundo este autor, nas paisagens cársticas a água subterrânea é um importante agente geomórfico; a evolução do relevo pode ser fortemente influenciada pela maneira como a água subterrânea transita em direção a uma ressurgência. No carste ocorre um *feedback* positivo: a evolução da drenagem subterrânea influi na evolução do relevo e vice-versa. Esta relação foi ratificada por Ferrari (2007), que utilizando ferramentas para simulações hidrológicas, mostrou que a distribuição da recarga alóctone interfere na localização e na magnitude de feições superficiais (depressões fechadas) e também no desenvolvimento de sistemas de cavernas.

O manejo adequado dos ambientes cársticos não é apenas uma maneira de preservar feições paisagisticamente e cientificamente interessantes. O uso inadequado e a ocupação sem planejamento destes ambientes podem gerar impactos socioeconômicos significativos. A contaminação da água e do solo pode, por exemplo, inviabilizar atividades econômicas em núcleos rurais e urbanos. Conhecer o comportamento hidrodinâmico de aquíferos cársticos é fundamental para o desenvolvimento sustentável destas paisagens.

Neste contexto, a presente pesquisa investigou os planalto cársticos Alambari-Ouro Grosso, localizados no carste poligonal do Vale do Ribeira (Karmann, 1994), município de Iporanga, Estado de São Paulo. A área de estudo está inserida na porção centro-sul do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira – PETAR (Figura 1.1).

Estudos hidrológicos de terrenos cársticos são ainda incipientes no Vale do Ribeira. Apesar dos trabalhos que investigaram características hidrodinâmicas e suas relações com o relevo a geoquímica e a paleoclimatologia (Karmann, 1994; Ayub, 1998; Genthner, 2001; Genthner *et al.*, 2003; Cruz Jr. *et al.*, 2005; Ferrari, 2006; Ferrari, 2007; Ferrari & Karmann, 2008), ainda existem diversas regiões inexploradas e um universo de variáveis a serem investigadas e correlacionadas. O monitoramento simultâneo de aquíferos cársticos na região possibilita compreender a relevância das variáveis envolvidas na dinâmica do escoamento.

A tese está estruturada da seguinte maneira: o Capítulo 1 introduziu a tese promovendo uma discussão geral sobre a complexidade dos aquíferos cársticos e os modos mais adequados à sua investigação, destacando a importância de se entender a hidrodinâmica dos aquíferos cársticos a definição da área de sua área influência, que por sua vez permite o uso sustentável dos recursos hídricos e o manejo correto em áreas onde há sobreposição de interesses sociais econômicos e ambientais. O Capítulo 2 destaca os objetivos gerais e específicos do trabalho; no Capítulo 3 uma versão sintética dos materiais e métodos empregados, que serão detalhados ao longo dos demais capítulos, é apresentada; o Capítulo 4 contextualiza o carste regional caracterizando seus aspectos geológicos, geomorfológicos, hidrológicos, climáticos e fitofisionômicos. Realiza também breve revisão dos trabalhos de carste desenvolvidos na área de estudo e em seu entorno; o Capítulo 5 aprofunda-se sobre as características do planalto cárstico Alambari-Ouro Grosso definindo e caracterizando as zonas de recarga e descarga, bem como as principais cavernas do sistema; o Capítulo 6 é dedicado à investigação das rotas de fluxo por meio da aplicação de técnicas de traçadores fluorescentes; o Capítulo 7 analisa as características dos aquíferos cársticos da área por meio da análise temporal do sinal da ressurgência (nascente cárstica); e, por fim, o Capítulo 8, a partir de uma análise integrada de todos os capítulos, apresenta as conclusões deste trabalho.

Figura 1.1 - Localização da área de estudo.

2 OBJETIVOS

O objetivo desta pesquisa foi, a partir da abordagem da análise de sistemas, investigar o sinal hidrológico dos aquíferos cársticos localizados na região cárstica do Vale do Ribeira, município de Iporanga, Estado de São Paulo, mais especificamente, no planalto cárstico Alambari-Ouro Grosso, e compreender sua relação com os padrões de recarga, o arcabouço litoestrutural e a geometria e distribuição espacial das drenagens subterrâneas.

Objetivos específicos consistiram em:

- a) analisar o relevo para entender o contexto geral do carste;
- c) realizar monitoramentos contínuos do fluxo de matéria em fontes cársticas;
- d) realizar monitoramentos contínuos do débito de nascentes cársticas para caracterização hidrodinâmica do sistema;
- e) caracterizar a relação impulso-resposta do sistema com relação ao débito e ao fluxo de matéria;
- f) investigar a relação do sinal hidrológico com os demais componentes investigados;
- g) comparar os resultados obtidos nos dois sistemas para ponderar o papel das variáveis envolvidas no sinal hidrológico.

Além do avanço do conhecimento científico, os resultados desta pesquisa certamente contribuirão para o aperfeiçoamento do plano de manejo do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira – PETAR, sobretudo no que diz respeito ao uso turístico das cavernas Alambari de Baixo e Ouro Grosso, dois dos principais atrativos da área.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Um sistema é toda estrutura, dispositivo ou procedimento real ou abstrato que liga num dado espaço de tempo uma entrada, uma causa ou uma impulsão (de matéria energia ou informação) a uma saída, um efeito ou uma resposta (de matéria, energia ou informação) (Jacquet, 1971). Para cada excitação definida para a função de entrada teremos uma resposta definida pela função de saída. Um sistema que permite a passagem de uma grandeza de entrada a uma grandeza de saída se comporta como um operador. Este é o fundamento básico para a análise do carste a partir da abordagem sistêmica.

O termo sistema cárstico é entendido como o centro de um processo dinâmico (o fluxo) determinado por uma entrada (a chuva) e uma saída (o débito). Segundo Mangin (1994) a noção de sistema cárstico é idêntica a de aquífero cárstico apenas quando a recarga do maciço é autóctone e o fluxo é abastecido exclusivamente pela precipitação (sistema unitário). No caso de alguns planaltos do vale do Ribeira, as ressurgências não traduzem apenas o comportamento do aquífero cárstico, mas do sistema cárstico como um todo, que engloba as bacias alóctones que injetam água no aquífero. Estas bacias também são responsáveis pela organização da drenagem subterrânea e modulam a entrada de água no carste (sistema binário).

As abordagens propostas neste trabalho visam compreender, a partir das premissas acima apresentadas, como os diversos componentes do sistema (relevo, infiltração, arcabouço estrutural e geometria da drenagem subterrânea) podem influenciar no sinal hidrológico manifestado em fontes cársticas. Os métodos e técnicas utilizados envolveram análises por meio de técnicas de fotointerpretação, o cálculo de parâmetros morfométricos das depressões poligonais, identificação e tipificação *in situ* e em gabinete das feições de recarga e descarga do sistema, obtenção de séries históricas de parâmetros hidrológicos por meio de sondas com registradores automáticos (*dataloggers*) e estatística descritivas exploratórias em séries temporais. O diagrama da Figura 3.1 apresenta o roteiro metodológico aplicado, que será detalhado nos Capítulos 5, 6 e 7.

Figura 3.1 – Roteiro metodológico para investigação do sistema cárstico Alambari-Ouro Grosso.

4 OS PLANALTOS CÁRSTICOS DO VALE DO RIBEIRA

4.1 Contexto Geológico

O contexto geológico regional é o da Faixa Dobrada Apiaí, seguimento do Sistema Orogênico da Mantiqueira (Brito-Neves *et al.*, 1999), elaborado no Ciclo Brasileiro. É composto pela sequência metassedimentar supracrustal vulcano-sedimentar genericamente denominada de Grupo Açungui (Mesoproterozóico a Neoproterozóico), o qual é compartimentado em blocos tectônicos seguindo um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NE-SW (Campanha, 1991; Campanha & Sadowski, 1999). O Grupo Açungui, por sua vez, compreende seis unidades litoestratigráficas, a saber: 1) Grupo Votuverava; 2) Grupo Lajeado; 3) Grupo Itaoca; 4) Formação Água Clara; 5) Formação Iporanga; 6) Sequência Serra das Andorinhas. A área de estudo encontra-se no bloco tectônico Lajeado, que compreende uma sequência metassedimentar de baixo grau metamórfico (Subgrupo Lajeado), composta por unidades pelíticas, psamíticas e carbonáticas, incluindo um corpo de gabro no topo (Figura 4.1). Daremos ênfase a ele a seguir.

Figura 4.1 - Mapa geológico regional simplificado. Fonte: Faleiros (2003).

4.1.1 Grupo Lajeado

O Grupo Lajeado ocorre em uma cunha tectônica limitada pelas zonas de cisalhamento da Ribeira Figueira e Quarenta-oitava (Faleiros & Campanha, 2004), sendo composto por uma alternância de espessos pacotes de rochas carbonáticas e siliciclásticas cujo ambiente de formação foi interpretado por diversos autores como uma sequência plataformar rasa de mar aberto (Petri & Suguio, 1969; Pires, 1988; Campanha & Sadowski, 1999). Do ponto de vista macroestrutural é caracterizado por grandes anticlinais e sinclinais abertos com eixos subhorizontais de direção NE-SW e clivagem plano-axial com alto mergulho para NW (Campanha & Sadowski, 2002). A coluna litoestratigráfica é composta pelas formações Betari, Bairro da Serra, Água Suja, Mina de Furnas, Serra da Boa Vista, Passa Vinte e Gortuba (Campanha, 1985; 1991). O mapa da

Figura 4.2 - Mapa geológico simplificado da área de estudo. Modificado de CPRM (2012). Área de estudo destacada pela elipse vermelha.

apresenta o contexto geológico simplificado da área de estudo.

A Formação Betari, base do Grupo Lajeado, é constituída por metarenitos, metaconglomerados (Membro Inferior) e metarritimitos (Membro Superior), em geral sustentando as porções mais elevadas do relevo, formando serras alongadas e relativamente arredondadas; a Formação Bairro da Serra, por sua vez, é composta por mármore finos, homogêneos, calcíticos e dolomíticos, impuros, margosos, com pontuações localizadas de pirita; a Formação Água Suja apresenta filitos bandados com intercalações de matassilitos e metarenitos; a Formação Mina de Fornos é constituída por mármore com características morfológicas, petrográficas e estruturais semelhantes as da Formação Bairro da Serra; a Formação Serra da Boa Vista, tal qual a Formação Betari, sustenta um sistema de serras alongadas e destacadas dos relevos contíguos, sendo constituída por metarenitos de granulação variada; a Formação Passa-Vinte, caracterizada pela proeminência de feições exocársticas, é composta por mármore bandados calcíticos e dolomíticos impuros; por fim, a Formação Gorutuba apresenta dominância de metapelitos calciossilicatos e mármore em alternância rítmica de estratos e lâminas submilimétricas a decimétricas. Há de se citar também a ocorrência de diques básicos Juro-Cretáceos, ocorrendo sob a forma de corpos tubulares sendo do denominado Dique do Betari o mais expressivo, se estendendo da Serra de Paranapiacaba a Serra das Andorinhas, lineamento com direção NW, mergulho subvertical e espessura máxima de 70 metros.

Figura 4.2 - Mapa geológico simplificado da área de estudo. Modificado de CPRM (2012). Área de estudo destacada pela elipse vermelha.

4.2 Contexto Geomorfológico

No quadro geomorfológico regional a área situa-se na transição entre o Planalto Atlântico e a Província Costeira, sobre o flanco sudoeste da Serra da Paranapiacaba. Apresenta relevo montanhoso com amplitude topográfica de até 700 metros. Segundo a compartimentação geomorfológica de Almeida (1964), modificada e complementada no mapa geomorfológico do Estado de São Paulo (IPT, 1981), a área encontra-se na zona Costeira, subzona da Serrania do Ribeira. Embutidos na Serrania do Ribeira ocorrem superfícies classificadas como Planaltos Interiores, que correspondem à planaltos parcialmente dissecados adjacentes a vales profundamente entalhados.

Na área, a superfície cárstica encontra-se rebaixada em relação às rochas pelíticas-psamíticas e graníticas, característica essa que, segundo Karmann & Ferrari (2002), condiciona sistemas cársticos de recarga mista (binários), tendo na recarga alogênica um importante agente morfogenético. Tendo como foco as áreas carbonáticas do Lajeado e Furnas-Santana, Karmann (1994) compartimentou a paisagem da seguinte maneira:

- Zona de contato: marcada por feições de absorção de água alogênica, formando uma faixa ao longo do contato dos metacalcários. Caracterizada pela presença de vales cegos, poljes de contato e sumidouros, responsáveis por absorver o escoamento superficial das rochas insolúveis que contornam os metacalcários. Marcada por vales assimétricos, com vertente sobre os carbonatos frequentemente escarpadas, exibindo paredões rochosos. Pórticos de cavernas associados à paleo-sumidouros, atualmente em níveis superiores e com salões de abatimento, são frequentes;
- Zona fluviocárstica: superfície sobre os metacalcários onde a drenagem superficial é predominante, com feições cársticas localizadas. Este tipo de situação pode ser observado junto ao Bairro da Serra, no município de Iporanga, onde o rio Betari corta a faixa carbonática do Lajeado. Neste caso, o vale fluvial assume talvegue largo, com planície de agradação desenvolvida e canal fluvial com padrão meandrante, onde as feições cársticas estão restritas às vertentes do vale, com ressurgências e entradas de cavernas;

- Zona de carste poligonal: paisagem típica sobre rochas carbonáticas, onde o escoamento superficial, de natureza essencialmente autogênica, é totalmente absorvido por sumidouros localizados em fundos de depressões, cujos divisores de águas formam um padrão planimétrico poligonal;

Ferrari *et al.* (1998), tendo como área de estudo as superfícies carbonáticas da porção nordeste da Província Espeleológica do Vale do Ribeira, utilizaram técnicas de geoprocessamento para a obtenção de parâmetros morfométricos destas paisagens poligonais. Os autores obtiveram valores de rugosidade, declividade, amplitude do relevo, densidade de drenagem e circularidade em 98 depressões poligonais fechadas e seus resultados permitiram concluir que o padrão planimétrico das depressões da região depende da anisotropia da resistência ao desenvolvimento de drenagens.

4.3 Contexto Hidrológico

A área de estudo é drenada pelo rio Betari, afluente de margem esquerda do rio Ribeira de Iguape, em seu alto curso (Figura 4.3). Com cerca de 25 km de extensão (Gerhard, 1999), trata-se de um rio encachoeirado e de corredeiras cujas nascentes se formam na borda do Planalto Atlântico, denominado localmente como Planalto de Guapiara (Karmann, 1994). Em seu alto curso, nos 12 km iniciais, entalha filitos e calcários, formando cânions. Nos seus cursos médio e baixo, ou seja, nos 13 km restantes, forma um vale aberto porém encaixado, com morros residuais e terraços fluviais. Sua bacia engloba pouco mais de 215 km² e concentra 473 cursos d'água, que juntos somam 520 km de extensão. Apresenta densidade de drenagem de 2,2 canais/km² e 2,4 km/km² (Domingos, 2002).

A hidrologia dos sistemas cársticos da bacia do Betari tem sido alvo de pesquisas científicas desde meados da década de 1990. O primeiro trabalho realizado na região foi o de Karmann (1994). Em sua tese de doutoramento, o autor identificou uma sequência evolutiva da paisagem cárstica iniciada em um sistema fluvial, cuja segmentação progressiva dos vales, realizada por meio da implantação de bacias de drenagem fechadas, conformou um carste poligonal. A hidrologia cárstica do sistema Pérolas-Santana, um dos mais proeminentes na região, também foi investigada por Karmann (*op.cit.*). A análise do hidrograma da ressurgência da caverna Santana indicou que o sistema Pérolas-Santana é, segundo a classificação de Worthington (1991), do tipo *fluxo total permanente*, não apresentando nascentes em cotas superiores. Ou seja, o sistema é convergente em uma ressurgência. O sistema também foi avaliado sob a perspectiva do coeficiente de recessão α que apontou para

um sistema bem desenvolvido, onde, na perspectiva de Milanovic (1976), os baixos valores de α indicam a presença de extensiva rede de faturamento e grande capacidade de armazenamento de água subterrânea. O balanço hídrico, por sua vez, estabeleceu como área mínima de captação de recarga superficial o valor 25,4 km², mais de 70% superior àquela calculada a partir dos divisores topográficos, demonstrando a importância de abordagens específicas no estudo da hidrologia cárstica da região.

Figura 4.3 – Contexto hidrológico da área de estudo: margem esquerda do Betari, afluente do rio Ribeira de Iguape.

Alguns anos depois, Ayub (1998) realizou testes qualitativos e semi-quantitativos com traçadores corantes, para testar conexões hidráulicas nos sistemas cársticos Pérolas-Santana, Grilo e Zezo. Em seu trabalho a autora comprovou a conexão hidrológica entre as cavernas Pérolas, Tobias e Santana, cujo tempo de trânsito variou entre 44 e 51 horas (para uma vazão de 0,384 m³s⁻¹). Demonstrou também o que ela denominou de “vazamentos” entre os sistemas

Grilo e Zezo e aventou a hipótese de um possível sistema distributário envolvendo os subsistemas Zezo, Grilo e Pérolas-Santana.

As conexões hidráulicas dos sistemas cársticos da porção sudeste do planalto Lajeado-Bombas foram testadas por Genthner *et al.* (2003). Utilizando os modelos conceituais de circulação das águas subterrâneas para esta área, propostos por Karmann (1994), os autores realizaram testes qualitativos com o traçador corante Rodamina FWT em oito sumidouros e cinco ressurgências. Os resultados demonstraram que a área é drenada por três sistemas (Figura 4.4): i) Córrego Fundo, sistema de padrão divergente que conecta as drenagens alóctones da serra da Biquinha às ressurgências Córrego Seco e lago do Bairro da Serra; ii) Areias, grande sistema convergente abastecido pelas drenagens alóctones da Serra da Anta Gorda e por extensa malha de depressões fechadas autogênica que interconectam as cavernas Areias de Cima, Areias de Baixo e Ressurgências das Areias; iii) Bombas, drenado por rios da serra da Anta Gorda e serra do Sem Fim, que cruzam o eixo de um anticlinal invertido seguindo para o rio Ribeira através do rio Bombas.

Figura 4.4 - Conexões hidráulicas dos sistemas cársticos da porção sudeste do planalto Lajeado-Bombas. C.F – Abismo Córrego Fundo; L.B – Gruta Laboratório; L.G – Lago do Bairro da Serra; C.S – Gruta Córrego Seco; C – Córrego Carniça; C.G – Córrego Grande; R – Abismo Roncador; P – Abismo Paçoca; B – Abismo Berta do Leão; B.T – Córrego Batalha; S.M – Córrego Sebastião Machado; D.A – Dolina das Areias; R.B – Ressurgência Bombas; G.J – Gruta Jeremias; E.L – Escola Lajeado. Modificado de Genthner *et al.* (2003).

Esta mesma área, a porção sudeste do planalto Lajeado-Bombas, foi investigada por Ferrari & Karmann (2008) por meio da aquisição de séries temporais e análise dos hidrogramas das nascentes cársticas Ressurgência das Areias e Ressurgência do Lago. Também foram coletados dados pluviométricos no alto do planalto, para avaliação das relações de impulso-resposta no sistema. Os sistemas foram caracterizados por meio da análise de séries temporais com ferramentas estatísticas de autocorrelação, correlação cruzada, análise espectral e análise de ondeletas. A autocorrelação e a análise espectral dos débitos das ressurgências demonstrou que o Lago tem comportamento inercial, com efeito de memória de 84,94 dias e tempo de regulação de 68,96 dias. A Ressurgência das Areias, por sua vez, responde imediatamente aos pulsos pluviométricos, apresentando efeito de memória de 3,5 dias e tempo de regulação de 5,3 dias. Em relação a análise do impulso-resposta, a função de correlação cruzada mostrou que os tempos de resposta foram 10 horas para a Ressurgência das Areias e 53 horas para o Lago.

4.4 Contexto Climático e Fitofisionômico

O Vale do Ribeira é uma região de clima subtropical úmido, sem estação seca definida (Gutjahr, 1993). Na classificação de Köppen-Geiger (1948), o clima da área é definido como tropical de monções (Am). Segundo Monteiro (1973), as variações topográficas possibilitam a diversificação de climas locais. As temperaturas médias anuais variam de 20 a 22°C (Ferrari *et al.*, 2011).

Em relação às chuvas, segundo informações do Departamento de Águas e Energia Elétrica – DAAE (Estação F5-042 - Serra dos Mota, 1972-2018), a precipitação acumulada anual é de 1.593,0 mm, tendo como mês mais úmido janeiro e mais seco agosto, com precipitação acumulada de 261,4 mm e 64,0 mm, respectivamente (Figura 4.5). A estação pluviométrica instalada no Bairro da Serra em função deste trabalho, apresentou valores um pouco diferentes dos observados na série histórica da estação meteorológica do Posto DAAE. Em 2015, o mês mais chuvoso foi dezembro, acumulando 284,6 mm de chuva, e o mais seco agosto, acumulando 27,8 mm, menos da metade do valor obtido na série histórica. Em 2016, o mês mais chuvoso foi fevereiro, acumulando o elevado valor de 453,0 mm de chuva, e o mais seco abril, acumulando 25,6 mm, quase um terço do valor obtido na série histórica. Em 2017, por sua vez, o mês mais chuvoso foi novamente dezembro, acumulando 364,0 mm de chuva, e o mais seco julho, acumulando 15,2 mm, cerca de um quarto do valor obtido na série histórica. Ou seja, durante o período monitorado, houve um deslocamento nos meses com mais chuva e choveu mais do que a média. O mesmo deslocamento foi observado nos meses mais secos e a chuva acumulada foi bem inferior a média (Figura 4.5). É notável que nos anos monitorados a precipitação total foi superior à média da série histórica, sendo de 1938,8 mm em 2015, 1881,6 mm em 2016 e 1875,6 mm em 2017.

Este clima permite o desenvolvimento da Floresta Perenifólia Hidrófila Costeira (Alonso, 1977) que apresenta uma fisionomia alta e densa, consequência da variedade de espécies pertencentes a várias formas biológicas e estratos. Seus elementos mais altos podem alcançar de 25 a 30 metros. O grande número de lianas, epífitas, fetos arborescentes e palmeiras dão a esta floresta um caráter tipicamente tropical (Figura 4.6).

Figura 4.5 - Precipitação acumulada mensal das estações meteorológica da Serra dos Mota (1972-2018) e do Bairro da Serra (2015-2017). Fonte: DAEE (2018).

Figura 4.6 – Planaltos cársticos do Vale do Ribeira revestidos pela típica floresta perenifólia hidrófila costeira.

5 A ÁREA CARBONÁTICA ALAMBARI-OURO GROSSO

A área que hospeda os sistemas cársticos Alambari e Ouro Grosso está localizada na porção SW do subgrupo Lajeado, sendo composta por rochas da Formação Bairro da Serra. Pode ser caracterizada como um planalto carbonático deprimido entre serras sustentadas por rochas metapelíticas, as serras da Onça Parda e do Manduri. Exibe topos nivelados em torno de 700 metros, tendo seus limites demarcados por sumidouros. A amplitude de relevo, ou seja, a diferença de altitude entre as cristas das serras alongadas e o fundo dos vales, varia entre 690 e 450 metros (Karmann, 1994). Constitui-se como um corpo carbonático alongado cujo acamamento e eixo de dobras apresentam as direções predominantes NE-SW do alinhamento regional da Faixa Ribeira.

A recarga alóctone é originada nas nascentes destas serras enquanto a recarga autóctone se realiza no planalto deprimido, através de um conjunto de pontos de absorção implantados em uma rede de depressões poligonais fechadas de dimensões variáveis (*e.g.* Karmann, 1994). Vale destacar a presença de uma drenagem perene na porção cimeira do planalto carbonático, na bacia colmatada do rio Gurutuba, e um corpo d'água perene em uma bacia mista (alóctone e autóctone) denominado Lagoa Grande, cujas características serão detalhadas ao longo deste capítulo.

O *front* do planalto evoluiu por meio do entalhamento do rio Betari, nível de base local, o que permitiu a implantação de uma zona de descarga representada principalmente por duas feições de restituição, as ressurgências do rio Alambari e do rio Ouro Grosso. Também ocorre uma terceira ressurgência, um “olho d'água” aqui denominado Ressurgência do Campo. Localiza-se entre as da Alambari e Ouro Grosso, próxima ao rio Betari, apresentando vazão média insignificante para o sistema. Uma quarta feição foi observada próxima a ressurgência da caverna Alambari de Cima, junto à drenagem. Trata-se de um “olho d'água” cujos elevados valores de condutividade elétrica, sobretudo quando comparado aqueles medidos na drenagem principal, sugerem uma circulação freática mais profunda, provavelmente relacionada à porção fraturada do aquífero cárstico.

Em síntese, a área cárstica Alambari-Ouro Grosso é caracterizada por uma zona de recarga mista, composta por um conjunto de drenagens alóctones, com nascentes nas serras da Onça Parda e Manduri, e sumidouros autóctones (carste poligonal); por uma rede de drenagem subterrânea heterogênea e anisotrópica, com condutividade hidráulica variável em função do grau de carstificação do meio; e uma zona de descarga representada principalmente

pelas ressurgências dos rios Alambari e Ouro Grosso. A Figura 5.1 ilustra este cenário hidrológico e geomorfológico.

Figura 5.1 - Quadro geral das zonas de recarga e descarga da porção NE do planalto cárstico poligonal do bloco Lajeado.

5.1 Materiais e Métodos

A identificação e tipificação das diferentes áreas de recarga foi obtida a partir da análise conjunta de mapas geológicos sobrepostos a modelos digitais do terreno e mapas de feições de recarga, como dolinas, vales cegos e pontos de absorção obtidos a partir de fotointerpretação de detalhe em escala 1:25.000 e levantamento de campo direcionado às feições de interesse. Foram utilizados os procedimentos descritos por Karmann (1994), Ferrari *et al.* (1998) e Hiruma *et al.* (2007). As zonas de recarga foram delimitadas em trabalho inédito de Hiruma, onde foram definidas 38 depressões poligonais fechadas, conforme apresentado na Figura 5.2.

Figura 5.2 - Depressões poligonais fechadas definidas por Hiruma no contexto do planalto cárstico Alambari-Ouro Grosso.

Os parâmetros morfométricos das depressões delimitadas por Hiruma (2013) foram extraídos de mapas hipsométricos e de declividade¹. Foram calculadas: área, perímetro, declividade média e máxima, amplitude altimétrica das bacias, largura média, maior largura e maior comprimento. A frequência e o comprimento total das drenagens foram calculados a partir digitalização das drenagens da carta topográfica da folha SG-22-X-B-V-2 (Iporanga), escala 1:50.000 (IBGE, 1987). A hierarquia fluvial foi elaborada de acordo com Strahler (1957). Os resultados foram obtidos por meio dos softwares *ArcGIS 10.2.2* e *Statistica 7.0*.

¹ Mapas obtidos a partir do processamento de imagens SRTM com resolução espacial de 30 metros.

A densidade de drenagem (Equação 5.1), índice que relaciona o comprimento total dos canais de drenagem com a área da bacia onde estão inseridos, expressa a relação entre diversos fatores, dentre eles, a disponibilidade de água pluvial, as características hidrogeológicas da rocha onde as drenagens se hospedam, o grau de alteração antrópica, entre outros. Seu cálculo foi feito por meio da fórmula apresentada na Equação 5.1.

$$Dd = \frac{C}{A} \quad \text{Equação 5.1}$$

Onde,

Dd : densidade de drenagem;

C : comprimento total dos canais de drenagem;

A : área da bacia.

Também foram calculados outros quatro índices, que expressam a probabilidade de ocorrência de enchentes. No entanto, no presente trabalho, seu uso deve ser relativizado uma vez que não foram concebidos para a análise de bacias de drenagens cársticas e muito menos de depressões poligonais fechadas. Neste trabalho eles foram utilizados apenas para complementar a interpretação acerca da dinâmica de infiltração nas zonas de recarga. São eles:

- 1) Fator de forma (Equação 5.2) – corresponde a razão entre a largura média da bacia e seu comprimento axial. Neste índice valores inferiores a 0,5 apresentam baixa propensão a grandes enchentes, valores entre 0,5 e 0,75 média propensão e entre 0,75 e 1 alta propensão;

$$F_F = \frac{B}{L} \quad \text{Equação 5.2}$$

Onde,

F_F : fator de forma;

B : largura média da bacia;

L : comprimento axial da bacia.

- 2) Índice de circularidade (Equação 5.3) – índice que relaciona a área total da bacia e a área do círculo de perímetro igual ao da área total da bacia. Segundo Müller (1953) e Schumm (1956), o valor 0,51 representa um nível moderado de escoamento e, consequentemente, pouca contribuição na concentração do escoamento; valores

maiores que 0,51 indicam tendência à circularidade e maior probabilidade de ocorrência de enchentes; valores menores que 0,51 caracterizam uma bacia alongada, o que favorece o processo de escoamento;

$$I_c = \frac{A}{A_c} \quad \text{Equação 5.3}$$

Onde,

I_c : índice de circularidade;

A : área total da bacia;

A_c : área de perímetro igual ao da área da bacia.

- 3) Coeficiente de compacidade (Equação 5.4) – índice que relaciona o perímetro da bacia e o perímetro de uma circunferência de mesma área. Trata-se de um número adimensional que varia com a forma da bacia, independentemente de seu tamanho. Quanto mais irregular for a bacia maior será o coeficiente. Menores valores, por outro lado, indicam maior potencialidade de produção de picos de enchentes elevados (Porto *et al.*, 1999);

$$K_c = \frac{0,28P}{\sqrt{A}} \quad \text{Equação 5.4}$$

Onde,

K_c : coeficiente de compacidade;

P : perímetro de uma circunferência com mesma área da bacia;

A : área da bacia.

- 4) Índice de conformação (Equação 5.5) – é o resultado da relação entre a área da bacia e um quadrado de lado igual ao comprimento axial da bacia. Quanto mais próximo de 1, maior a propensão a picos de enchente, tendo em vista a semelhança a um quadrado.

$$F_c = \frac{A}{L^2} \quad \text{Equação 5.5}$$

Onde,

F_c : índice de conformação;

A : área da bacia;

L : quadrado de lado igual ao comprimento axial da bacia.

Na zona de descarga, a fim de se identificar eventuais anomalias na condutividade elétrica, o que indicaria a exfiltração de água saturada profunda, foi realizado levantamento sistemático ao longo do rio Betari. Foram tomadas medidas à cada 20 metros, a partir da confluência dos rios Ouro Grosso e Betari até a confluência dos rios Alambari e Betari. Utilizou-se uma sonda multiparâmetro da marca e modelo *Aquaread AP800*. No entanto, não foram identificadas alterações significativas.

5.2 A zona de Recarga

A zona de recarga do planalto cárstico Alambari-Ouro Grosso é marcada pela presença de elementos autóctones e alóctones, implantados na paisagem sob a forma de depressões poligonais fechadas. As superfícies alóctones ocupam uma área de 13,6 km² (65,7%) enquanto que as autóctones respondem por 7,1 km² (34,3%).

Um aspecto qualitativo a ser destacado é a nítida diferenciação entre as características das bacias do flanco NW, que em sua maior parte contribuem com o sistema Ouro Grosso, em relação as do flanco SE do Sinclinal, que drenam o sistema Alambari. Além da evidente diferença de tamanho das bacias, maiores em SE do que em NW, a quantidade de canais de drenagem infiltrando diretamente em sumidouros é muito mais expressiva em SE, tanto em quantidade de pontos quanto em volume de água. Outra importante diferença é que, embora não tenha sido realizado levantamento sistemático, observa-se que, em geral, o flanco NW é caracterizado pela presença de sedimentos inconsolidados e cobertura pedológica mais espessa do que no flanco SE. Estas características, em conjunto, sugerem uma participação mais significativa da recarga difusa nas bacias do flanco NW em relação ao flanco SE.

No interior do planalto carbonático, onde se desenvolvem as depressões autóctones, as feições de recarga mais recorrentes são as dolinas, o que é esperado, por se tratar de um carste poligonal. Estas depressões concentram a infiltração normalmente em um único ponto, a porção mais rebaixada da mesma, e não dão acesso à cavernas.

Uma feição se destaca na zona de recarga autóctone, a drenagem do Gurutuva. Trata-se de uma drenagem perene que se desenvolve na porção cimeira do planalto carbonático, em uma bacia de drenagem com 0,84 km² com orientação N-S (Figura 5.3). As águas por ela drenada são injetadas diretamente no sistema subterrâneo em fluxo concentrado em um vale cego que dá acesso a caverna homônima, um abismo subterrâneo com 175 metros de desnível e 1.764 metros de desenvolvimento (Martinelli, 2011). O modelado cárstico influencia e é influenciado pelo grau de carstificação da rede de drenagem subterrânea e o Abismo da

Gurutuva é justamente produto da elevada transmissividade hidráulica de seus condutos pela alta disponibilidade de água oriunda da drenagem perente (*feedback* positivo).

Figura 5.3 – Rio Gurutuva com exutório no vale cego do abismo homônimo, onde as águas superficiais são injetadas em fluxo concentrado diretamente na rede de drenagens subterrâneas.

Já nas bacias mistas alogênicas e autogênica, destaca-se na paisagem a Lagoa Grande (Figura 5.4), localizada no flanco NW do sinclinal. Trata-se de um corpo d'água perene, com uma área de cerca de 150 m² e profundidade média submétrica, implantado na base de uma depressão alongada com orientação N-S e área de captação de 1,07 km², a quinta maior do planalto. Segundo relatos de moradores locais, durante longos períodos de estiagem, a lagoa fica quase seca, permitindo visualizar o ponto onde as águas infiltram-se no aquífero cárstico.

Pessenda *et al.* (2010) investigaram as características isotópicas e palinológicas dos intactos sedimentos do fundo da lagoa. Segundo os autores, a datação ¹⁴C indicou idade máxima de 1.030±60 anos AP e um provável clima mais úmido entre ~370 e ~340 anos AP, correspondendo a uma parte do período LIA (*little ice age*). Estes dados são importantes pois revelam uma participação muito recente da lagoa no contexto geo-hidrodinâmico do sistema Ouro Grosso.

Figura 5.4 – Lagoa Grande, corpo d’água desenvolvido em depressão fechada, colmatada em sua base.

Durante a etapa de campo foram identificadas 16 feições de recarga (Tabela 5.1) sendo 12 sumidouros com injeção concentrada e três com injeção difusa (Lagoa Grande, Sumidouro Grota Seca e Sumidouro Leito). O Abismo Lagoa Grande constitui um sumidouro desativado localizado na porção distal de um vale seco de grandes proporções, o mesmo onde está inserido o Sumidouro da Grota Seca.

Tabela 5.1 - Feições hidrológicas identificadas na zona recarga.

Nome	Tipo de Feição	UTM N*	UTM E*	Elevação (m)
Abismo Gurutuva	Caverna/sumidouro	7284195	737705	411
Abismo Lagoa Grande	Caverna	7284656	736572	459
Lagoa Grande	Lagoa cárstica	7284615	736820	453
Ouro Grosso (Michel Le Bret)	Caverna/sumidouro	7284132	735644	430
Sumidouro Alambari de Baixo	Sumidouro	7282133	736500	192
Sumidouro Betari Mirim	Sumidouro	7286097	739256	407
Sumidouro Cateto	Sumidouro	7285788	738126	434
Sumidouro Fundel	Sumidouro	7286290	738871	400
Sumidouro Grota Seca	Sumidouro	7285375	736913	572

Nome	Tipo de Feição	UTM N*	UTM E*	Elevação (m)
Sumidouro Leito	Sumidouro	7285724	737834	437
Sumidouro Sítio da Mineira	Sumidouro	7284006	737132	450
Sumidouro Sítio do Mineiro	Sumidouro	7282846	737026	224
Sumidouro 01	Sumidouro	7286054	739182	404
Sumidouro 02	Sumidouro	7284781	738640	397
Sumidouro 03	Sumidouro	7284072	738061	296
Sumidouro 04	Sumidouro	7283774	737631	281

5.2.1 Distribuição e morfometria das feições de recarga

A zona de recarga da área cárstica Alambari-Ouro Grosso, como dito anteriormente, é composta por 38 depressões poligonais fechadas (Tabela 5.2, Figura 5.2 e Figura 5.5), que juntas cobrem uma área de 20,7 km². Destas, 16 apresentam recarga mista, ou seja, autóctone e alóctone, cobrindo 18,5 km², 89,4% da área total. Vinte e duas apresentam recarga exclusivamente autóctone, no entanto, apesar de em maior quantidade, recobrem uma área de apenas 2,2 km² (10,6%). A área média das bacias autóctones é de 0,10 km², enquanto que das depressões mistas é de 1,16 km², ou seja, cerca de 11 vezes maior. Nesta perspectiva, mesmo se desconsiderarmos a presença das duas maiores bacias mistas, que de fato constituem *outliers* da amostra, o valor médio das mesmas ainda é cinco vezes maior que daquelas apenas autóctones. Esses dados demonstram a importância das bacias mistas na recarga do sistema.

Analisando mais detalhadamente, considerando a composição das bacias em função da natureza de recarga, observa-se que a área exclusivamente alóctone, independentemente de seus limites como bacia, é de 13,6 km² contra 7,1 km² da área exclusivamente autóctone. Isso reitera a importância da recarga alóctone na recarga do sistema.

A área média das bacias é de 0,55 km², com valores máximo e mínimo de 6,99 km² e 0,01 km², respectivamente. A frequência média de drenagens é de 2,9 drenagens por depressão e o comprimento total médio destas é de 1,49 km. A densidade de drenagens é, em média 1,86 km/km². Em relação a hierarquia fluvial, duas são de 3^a ordem, onze de 2^a ordem, cinco de 1^a ordem e as demais, na escala do mapeamento utilizado, não apresentaram nenhuma drenagem. Em relação aos índices que avaliam a probabilidade de picos de cheia, os valores médios obtidos foram de 0,41 para fator de forma, 0,62 para o índice de circularidade,

1,28 para o índice de compacidade e de 0,41 para o índice de conformação. Estes índices indicam média à baixa propensão à picos de cheia. A amplitude altimétrica das bacias variou de 17 à 549 metros, com valor médio de 191,1 metros. A declividade máxima das bacias variou de 12,1 à 61,2 graus, com valor médio de 40,4 graus, enquanto que a declividade média variou de 6,6 à 33,3 graus, com valor médio de 19,7 graus.

Tabela 5.2 - Parâmetros morfométricos das depressões fechadas.

Depressão	Área da bacia (km ²)	Perímetro da bacia (km)	Maior largura (km)	Maior comprimento (km)	Largura média da bacia (km)	Fator de forma	Índice de circularidade	Índice de Compacidade	Índice de Conformação	Comprimento total das drenagens	Densidade de drenagem	Ordem da bacia	Declividade média (graus)	Declividade máxima (graus)	Amplitude altimétrica máxima	Tipo de recarga	Área Alóctone	Área Autóctone	% Alóctone	% Autóctone
1	6,99	12,04	2,50	3,90	1,79	0,46	0,61	1,28	0,46	20,11	2,88	3	19,8	61,2	519	alóctone e autóctone	5,780	1,210	82,7	17,3
2	3,71	8,81	1,90	2,20	1,68	0,77	0,60	1,28	0,77	13,15	3,55	3	22,4	58,3	549	alóctone e autóctone	2,700	1,010	72,8	27,2
3	1,50	6,02	1,32	2,20	0,68	0,31	0,52	1,38	0,31	276	1,85	2	23,7	55,0	543	alóctone e autóctone	1,010	0,480	67,8	32,2
4	0,63	3,49	0,92	1,26	0,50	0,39	0,65	1,23	0,39	-	-	-	22,9	60,1	262	alóctone e autóctone	0,390	0,240	61,9	38,1
5	0,01	0,42	0,11	0,12	0,09	0,73	0,75	1,14	0,73	-	-	-	15,2	30,3	36	alóctone e autóctone	0,006	0,004	60,0	40,0
6	0,01	0,42	0,12	0,15	0,07	0,49	0,79	1,11	0,49	-	-	-	33,3	51,2	80	autóctone	0,000	0,011	0,0	100,0
7	0,02	0,62	0,13	0,22	0,11	0,48	0,77	1,13	0,48	-	-	-	14,0	23,7	28	autóctone	0,000	0,023	0,0	100,0
8	0,17	2,22	0,49	0,83	0,21	0,25	0,44	1,49	0,25	-	-	-	21,5	49,5	199	alóctone e autóctone	0,079	0,095	45,4	54,6
9	0,02	0,62	0,09	0,22	0,09	0,39	0,63	1,25	0,39	-	-	-	7,9	12,1	23	autóctone	0,000	0,019	0,0	100,0
10	0,21	1,84	0,56	0,56	0,37	0,66	0,77	1,13	0,66	0,79	3,82	2	23,9	51,1	200	autóctone	0,000	0,210	0,0	100,0
11	0,05	0,96	0,27	0,31	0,16	0,50	0,66	1,22	0,50	-	-	-	18,9	39,4	123	autóctone	0,000	0,048	0,0	100,0
12	0,02	0,58	0,10	0,25	0,07	0,27	0,65	1,23	0,27	-	-	-	21,4	32,7	45	autóctone	0,000	0,017	0,0	100,0
13	0,07	1,10	0,26	0,44	0,16	0,36	0,72	1,17	0,36	-	-	-	24,5	51,1	195	autóctone	0,000	0,069	0,0	100,0
14	0,21	2,09	0,49	0,73	0,29	0,40	0,62	1,27	0,40	1,28	6,01	2	21,4	46,9	164	autóctone	0,000	0,210	0,0	100,0
15	0,30	2,33	0,52	0,92	0,33	0,35	0,69	1,19	0,35	1,09	3,64	2	21,6	46,7	209	autóctone	0,000	0,300	0,0	100,0
16	0,09	1,13	0,30	0,38	0,23	0,61	0,87	1,06	0,61	0,36	4,08	1	15,1	40,0	78	autóctone	0,000	0,088	0,0	100,0
17	0,07	1,06	0,34	0,32	0,21	0,64	0,73	1,16	0,64	0,23	3,49	1	17,5	33,5	83	autóctone	0,000	0,066	0,0	100,0
18	0,04	0,82	0,14	0,33	0,11	0,33	0,68	1,20	0,33	-	-	-	18,0	33,1	59	autóctone	0,000	0,036	0,0	100,0
19	0,04	0,92	0,12	0,39	0,10	0,25	0,56	1,32	0,25	-	-	-	17,9	31,7	101	autóctone	0,000	0,038	0,0	100,0
20	0,02	0,58	0,15	0,23	0,09	0,38	0,74	1,15	0,38	-	-	-	20,2	38,8	51	autóctone	0,000	0,020	0,0	100,0
21	0,01	0,50	0,06	0,21	0,05	0,24	0,53	1,36	0,24	-	-	-	16,5	31,3	38	autóctone	0,000	0,011	0,0	100,0
22	0,01	0,57	0,07	0,22	0,05	0,24	0,46	1,46	0,24	-	-	-	18,1	33,4	50	autóctone	0,000	0,012	0,0	100,0
23	0,03	0,72	0,11	0,29	0,09	0,31	0,63	1,25	0,31	-	-	-	22,4	35,2	98	autóctone	0,000	0,026	0,0	100,0
24	0,80	5,55	1,33	1,70	0,47	0,28	0,33	1,73	0,28	2,66	3,31	2	17,0	45,6	335	alóctone e autóctone	0,700	0,100	87,5	12,5

Depressão	Área da bacia (km ²)	Perímetro da bacia (km)	Maior largura (km)	Maior comprimento (km)	Largura média da bacia (km)	Fator de forma	Índice de circularidade	Índice de Compacidade	Índice de Conformação	Comprimento total das drenagens	Densidade de drenagem	Ordem da bacia	Declividade média (graus)	Declividade máxima (graus)	Amplitude altimétrica máxima	Tipo de recarga	Área Alóctone	Área Autóctone	% Alóctone	% Autóctone
25	0,02	0,58	0,18	0,23	0,09	0,39	0,76	1,14	0,39	-	-	-	6,6	17,2	17	autóctone	0,000	0,020	0,0	100,0
26	0,03	0,80	0,24	0,27	0,12	0,44	0,62	1,26	0,44	0,26	8,19	1	17,0	25,5	75	autóctone	0,000	0,032	0,0	100,0
27	0,12	1,88	0,26	0,74	0,16	0,22	0,43	1,52	0,22	-	-	-	21,0	39,0	259	alóctone e autóctone	0,070	0,050	58,3	41,7
28	0,09	1,68	0,21	0,65	0,14	0,21	0,40	1,57	0,21	0,59	6,53	1	18,7	32,5	219	alóctone e autóctone	0,071	0,020	78,0	22,0
29	0,27	2,11	0,47	0,80	0,34	0,42	0,76	1,14	0,42	-	-	-	19,4	33,5	201	alóctone e autóctone	0,200	0,072	73,5	26,5
30	0,08	1,41	0,25	0,61	0,13	0,21	0,49	1,41	0,21	-	-	-	20,9	33,2	201	autóctone	0,000	0,078	0,0	100,0
31	0,49	3,47	0,46	1,45	0,34	0,23	0,51	1,39	0,23	-	-	-	20,7	37,8	305	alóctone e autóctone	0,270	0,220	55,1	44,9
32	1,07	5,71	1,11	1,61	0,66	0,41	0,41	1,55	0,41	3,55	3,33	2	19,4	45,9	317	alóctone e autóctone	0,640	0,420	60,4	39,6
33	0,58	3,40	0,90	1,13	0,51	0,45	0,63	1,25	0,45	2,14	3,69	2	20,7	47,4	233	autóctone	0,000	0,580	0,0	100,0
34	0,26	2,00	0,63	0,65	0,40	0,61	0,82	1,10	0,61	0,78	3,01	2	18,4	35,6	130	autóctone	0,000	0,260	0,0	100,0
35	1,38	5,29	1,31	1,52	0,91	0,60	0,62	1,26	0,60	2,32	1,68	2	23,6	49,2	376	alóctone e autóctone	0,860	0,510	62,8	37,2
36	0,23	2,65	0,27	0,94	0,24	0,26	0,41	1,55	0,26	0,93	4,05	1	22,4	42,6	264	alóctone e autóctone	0,110	0,120	47,8	52,2
37	0,26	2,18	0,43	0,80	0,33	0,41	0,69	1,19	0,41	1,13	4,31	2	24,8	52,7	281	alóctone e autóctone	0,190	0,076	71,4	28,6
38	0,84	3,62	1,24	1,12	0,75	0,67	0,81	1,11	0,67	2,75	3,27	2	19,2	51,8	317	alóctone e autóctone	0,570	0,270	67,9	32,1

Figura 5.5 - Distribuição dos atributos morfométricos das depressões poligonais do Planalto Cárstico Alambari-Ouro Grosso.

5.3 A Zona de Descarga

O sistema de restituição das águas drenadas pelo planalto cárstico é composto principalmente pela ressurgência de duas cavernas: Alambari de Baixo e Ouro Grosso. Localizam-se no *front* do planalto, próximas ao nível de base local, o rio Betari. Em linha reta, a menor distância entre a ressurgência da Alambari de Baixo e o rio Betari é de 75 metros, e da Ouro Grosso, 127 metros. Além destas duas, como citado anteriormente há outras duas ressurgências, a Ressurgência do Campo e o olho d'água na margem direita da ressurgência da caverna Alambari de Cima, cerca de cinco metros abaixo. Tratam-se possivelmente de nascentes do tipo Vauclusiana. No caso da Ressurgência do Campo, apesar de apresentar os maiores valores de condutividade elétrica (192,6 $\mu\text{S}/\text{cm}$ em 05/2015 e 223 $\mu\text{S}/\text{cm}$ em 10/2015), apresenta vazão insignificante para o sistema. Em relação ao olho d'água da ressurgência da Alambari de Cima, também apresentou elevados valores de condutividade elétrica (217 $\mu\text{S}/\text{cm}$ em 05/2016), e embora não tenha sido realizado levantamento sistemático em busca de novos pontos de injeção de águas desta circulação freática mais profunda ao longo da drenagem superficial (que interconecta as cavernas Alambari de Cima e de Baixo), o grau de diluição observado na estação de monitoramento da Alambari de Baixo nos permite afirmar que sua contribuição não é predominante.

Aventou-se também a hipótese da ocorrência de uma recarga oriunda de águas profundas ocorrer diretamente no rio Betari. No entanto, durante o levantamento realizado, não foram encontradas variações significativas na condutividade elétrica da água, o que nos permite assumir que as duas ressurgências citadas anteriormente são os principais mecanismos de restituição do sistema.

A ressurgência da caverna Alambari de Baixo ocorre à jusante da Ouro Grosso e constitui o exutório do sistema. Devido a proximidade entre as cavernas Alambari de Baixo e Alambari de Cima, é possível que no passado geológico elas fossem conectadas, embora não existam evidências inequívocas que comprovem esta hipótese. Atualmente a dolina que as separa, em linha reta, tem apenas 250 metros de distância, trecho no qual a drenagem subterrânea torna-se temporariamente subaérea (Figura 5.6).

Durante o período monitorado sua vazão média foi de 0,53 m^3/s . A vazão máxima foi de 10,64 m^3s^{-1} , após um evento extremo de chuva em 20 de fevereiro de 2016, onde em apenas uma hora o acumulado foi de 81,6 mm e nas duas horas seguintes somou 123,6 mm. As vazões mínimas observadas foram de 0,15 m^3s^{-1} , durante a estiagem dos meses de agosto e setembro de 2015.

Figura 5.6 - Conexão entre as cavernas Alambari de Cima e Alambari de Baixo interceptada por uma grande depressão poligonal.

A ressurgência da caverna Ouro Grosso localiza-se à montante da Alambari de Baixo. Durante o monitoramento apresentou vazão média de $0,13 \text{ m}^3/\text{s}$, com vazão máxima de $1,74 \text{ m}^3/\text{s}$ após o mesmo evento extremo citado anteriormente. Nesta ocasião um grande volume de água meteórica foi injetada diretamente no sistema, principalmente pelo sumidouro conhecido como “Boca Michel Le Bret” um vale cego que drena uma única depressão poligonal (Bacia 24) com área de $0,8 \text{ km}^2$. Após entrar no sistema subterrâneo, a água infiltrada percorre um caminho retilíneo vadoso até a ressurgência com elevado desnível, saindo da cota 430 e descendo até 206 metros em apenas 1.065 metros de distância. Esse elevado gradiente foi responsável por transformar rapidamente energia potencial em energia cinética e esse incremento de energia transportou uma grande quantidade de sedimentos clásticos de granulometria variada para a porção distal da caverna, causando um entupimento temporário da ressurgência. Além da entrada “Michel Le Bret” e da ressurgência do rio Ouro Grosso, a caverna possui um acesso fóssil localizado a cerca de 50 metros acima da ressurgência atual. O represamento causado pelo movimento de massa descrito fez com que o fluxo da ressurgência vertesse por esta entrada fóssil, de forma que a vazão máxima reflete o fluxo observado até o momento em que transformou-se de *fullflow* para *overflow* (e.g. Worthington, 1991). A Figura 5.7 ilustra este evento. As vazões mínimas observadas foram de $0,018 \text{ m}^3/\text{s}$ também durante os meses de agosto e setembro de 2015.

Figura 5.7 – Overflow causado pelo represamento temporário da ressurgência Ouro Grosso.

5.4 As Principais Cavernas do Planalto

No contexto da espeleologia moderna, a área de estudo tem sido palco de trabalhos espeleológicos desde a década de 1960 (Le Bret, 1966). Apesar do longo histórico de explorações, o conjunto de cavernas na área é parcialmente conhecido. Atualmente estão cadastradas 31 cavernas (CNC, 2018; CANIE, 2018), no entanto, suas coordenadas de localização são imprecisas e a maior parte não apresenta mapas espeleotopográficos, ao passo que restam inúmeras dúvidas em relação à duplicidade de cadastro. Destas 31, utilizando critérios hidrológicos, destacamos como principais as cavernas Alambari de Baixo, Alambari de Cima, o Abismo Gurutuva, o Abismo Lagoa Grande e a caverna Ouro Grosso (Tabela 5.3 e). Estas cavidades são responsáveis por interligar a zona de recarga à zona de descarga por meio de condutos com condutividade hidráulica heterogênea, mas sempre mais eficientes que o escoamento pelas fraturas.

Tabela 5.3 - Cavernas inseridas na área de estudo. Fonte: Cadastro Nacional de Cavernas da Sociedade Brasileira de Espeleologia – CNC/SBE (2018) e Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas do Centro de Pesquisa e Conservação de Cavernas – CANIE/CECAV (2018).

Caverna	UTME*	UTM N*	Desenvolvimento horizontal (m)	Desnível (m)
Alambari de Baixo	736565	7282076	890	32
Alambari de Cima	736527	7282304	1577	30
Alambari Nova	736468	7282081	NA	NA
Bauru (Abismo)	735722	7284120	0	23
Calango	734994	7283579	190	30

Caverna	UTM E*	UTM N*	Desenvolvimento horizontal (m)	Desnível (m)
Carste (Abismo)	737637	7284118	NA	NA
CQC 3 Camargos	737665	7284118	0	4
CQC 4 Camargos	738904	7285991	0	3
Fenda (Abismo)	735230	7283454	NA	NA
Fendinha	737637	7284149	NA	NA
Gruteiros	737691	7284600	0	16
Gurutuva (Abismo)	736413	7285031	1764	175
Hipotenusa (Abismo)	738537	7286008	1260	96
Jd. da Babilônia (Abismo)	736565	7282076	NA	NA
Lagoa Grande (Abismo)	7284656	736572	130	128
Medo (Abismo)	735192	7283523	NA	NA
Nóis Dá o Nome Depois	736482	7282099	NA	NA
Nóis Vai-Nóis Vem (Abismo)	735046	7283496	NA	NA
Normativa	735286	7283408	NA	NA
Ouro Grosso (Abismo)	734834	7283459	1100	192
Pinheirinho	738616	7283763	165	30
Pioneiro da Serra (Abismo)	735144	7283496	NA	NA
Que Nóis Cavemo	737306	7283315	NA	NA
Sem Preguiça	737816	7285681	NA	NA
Sem Preguiça 2	737815	7285594	NA	NA
Sonho	738615	7285302	NA	68
Teves (Abismo)	736518	7284614	NA	NA
Tronco (Abismo)	735956	7284061	NA	NA
Umbigo da OG (Abismo)	735466	7283884	46	12
Vontadinha (Abismo)	739240	7286164	NA	NA

*Datum WGS 1984

Figura 5.8 - Distribuição das principais cavernas do planalto cárstico Alambari-Ouro Grosso.

As cavernas Alambari de Cima e Alambari de Baixo estão localizadas na porção distal do sistema cárstico homônimo e a ressurgência desta última constitui o exutório do sistema Alambari. Apresentam, respectivamente, 890 e 1.577 metros de desenvolvimento horizontal. A Alambari de Baixo é uma das 41 cavernas listadas no famoso “*Índice das Cavernas de Grutas do Valle do Ribeira*”, de Ricardo Krone (1902). Lorenzo Granato (1901), fazendo alusão à expedição realizada por Krone em 1897, a descreve da seguinte maneira:

“De Iporanga seguindo para o caminho que conduz a Apiahy a pouco mais de 2 horas acha-se a Serra do Alambary, banhado pelas águas do rio homônimo. Subindo parte do morro acha-se uma abertura na rocha de uns 10 m de largura por 4 de altura que dá entrada a gruta do Alambary.

Esta gruta tem a seca entrada a NE.

Na 1ª sala da entrada, observam-se algumas estalactites e estalagmites que ocupam a atenção do visitante; no meio do vasto salão, enorme estalagmite se mostra magestosa, seja pelo tamanho, seja pela forma monumental que apresenta.

(...) Nesta distancia pode-se seguir para esquerda ou para direita.

Seguindo a esquerda sobe-se um terreno barrento e escorregadio que parece conduzir ao fim da gruta. N'este lado porem amplas aberturas conduzem a outros andares superiores que não pudemos vencer por falta de escada. (...) Voltando para traz a breve distância acha-se um precipício que conduz ao rio; jogando se uma pedra o barulho repercutia-se pelo espaço de 10 segundos.

A direita da entrada vê-se um corredor que dá sé um salão no fim do qual acha-se o rio que na parte subterrânea e comunica com o fundo. Nesta gruta visitei de 8 a 10 salas percorrendo uns 300 metros.

Parece que o rio désaparece no morro do Alambary.

Não foi possível achar a sahida, o que me fez suppor que ella se acha na parte baixa, invadida pelas aguas.

Há 8 anos mais ou menos grande parte da gruta desmoronou causando enorme pânico aos sertanejos que vivem ao redor da Serra do Alambary.”

Aparentemente, a Alambari de Cima é responsável por drenar praticamente todas as depressões que contribuem com o sistema. Entre a ressurgência da Alambari de Cima e o sumidouro da Alambari de Baixo a drenagem percorre um trecho subaéreo (Figura 5.6). As águas que ressurgem da Alambari de Cima constituem a principal origem das águas que infiltram no sumidouro da Alambari de Baixo, que por sua vez desaguam diretamente no rio Betari algumas centenas de metros depois.

As duas cavidades apresentam padrão planimétrico retilíneo e desenvolvimento visivelmente controlado pelo bandamento da rocha carbonática, com direção NE-SW, a mesma da macroestruturação regional. São caracterizadas pela presença de condutos amplos com eixos de diâmetro métrico à decamétrico que escoam perenemente e com facilidade as águas drenadas pelo sistema. Apesar disso vale destacar que na caverna Alambari de Cima, tanto em sua porção distal quanto proximal, o conduto da drenagem principal foi obliterado por abatimentos que filtram as águas a montante e dependendo do fluxo represam as águas à jusante, antes de ressurgirem. Outra questão que merece destaque é a presença em ambas as cavidades de um canal de drenagem superior desativado, no caso da Alambari de Baixo, ou em processo de desativação, no caso da Alambari de Cima. Eles testemunham um antigo momento de equilíbrio do nível de base local, o rio Betari, em uma posição mais elevada.

Com o seu rebaixamento estes condutos foram abandonados e a erosão a remontante aproveitou as descontinuidades que hoje hospedam os canais principais.

O Abismo Gurutuva também é uma das 41 cavernas listadas pelo pioneiro Richard Krone (1902), que a descreveu da seguinte forma:

“O vale do rio Alambari apresenta no seu lado direito uma série de rochedos descalvados e todos os afluentes daquele lado descem do planalto por cavernas. Um dos maiores destes riachos é o Gurutuva e subindo-se por íngreme caminho pelos aludidos rochedos logo se chega à sua embocadura na montanha. Sendo essa caverna de uma declividade assustadora nunca será explorada em todo o seu percurso e não é crível que haja ali depósito qualquer que possa recompensar um esforço de investigação.”

Sua primeira exploração foi realizada em 1964 por uma equipe composta por Guy Collet, Luiz Carlos Marinho, Maurice Lourette e Pierre Martin, quando então atingiram a profundidade de -42 metros. No mesmo ano uma segunda exploração é realizada, desta vez com Claude Chassan, Guy Collet e Michel Le Bret, atingindo a profundidade de -80 metros e um desenvolvimento de 104 metros. Trinta anos depois uma equipe do grupo TRUPE Vertical de Vinhedo descobre a continuidade da caverna e no ano seguinte, em parceria com o grupo União Paulista de Espeleologia – UPE, dá-se início a topografia da caverna. O levantamento topográfico foi concluído em meados de 2010 resultando em um desenvolvimento horizontal de 1.496 metros e um desenvolvimento vertical de 175 metros (Martinelli, 2011).

Do ponto de vista morfológico e hidrológico, o Abismo do Gurutuva apresenta desenvolvimento linear e as águas que o percorrem infiltram principalmente pelo vale cego que dá acesso à caverna. No entanto, dois outros pontos de infiltração, o Sumidouro da Limeira, localizado na porção cimeira da serra, e o Sumidouro 03, localizado na base de um paredão, dada sua localização e a organização dos condutos da caverna, são potenciais afluentes da mesma drenagem subterrânea (Figura 5.12). Trata-se de uma importante zona de recarga autogênica do sistema Alambari.

Figura 5.9 - Mapa topográfico (acima: planta; abaixo: perfil) da caverna Alambari de Baixo. Modificado de GGEO (1985).

Figura 5.10 - Mapa topográfico (acima: planta; abaixo: perfil) da caverna Alambari de Cima. Modificado de CEU (1973).

Figura 5.11 - Mapa topográfico (planta) do Abismo Gurutuva. Modificado de UPE e TRUPE Vertical (2011).

Figura 5.12 – Localização do Abismo do Gurutuva e dos sumidouro da Mineira e 03, possíveis pontos de infiltração e confluência com a drenagem subterrânea principal da caverna. As setas azuis indicam as prováveis conexões subterrâneas.

A caverna Ouro Grosso é a feição subterrânea mais importante do sistema homônimo. Constitui o trecho mais significativo da drenagem subterrânea, além do próprio exutório. Segundo Karmann (1994), o entalhamento fluvial desta caverna é fortemente guiado pelo acamamento de alto mergulho. Conforme pode ser observado no perfil da Figura 5.13, apresenta em sua porção mais à montante três condutos verticais, alinhados sobre o conduto inferior do rio e coincidentes com o vale seco superficial, onde os dois poços mais jusante representam antigos pontos de absorção da paleodrenagem e o terceiro, mais a montante, permanece conectado ao sumidouro principal, ainda ativo. Ainda segundo o autor, estes condutos verticais apresentam paredes divergentes em direção à base, em forma de

“garrações”, e esta característica é atribuída a fluxo livre em regime supercrítico da lâmina de água agressiva que, em queda livre, gera turbilhonamento próximo à base, alargando-a.

Trata-se de uma das maiores e mais profundas cavernas da região, com 1.100 metros de desenvolvimento horizontal e 228 metros de desenvolvimento vertical. Os trabalhos de topografia, iniciados pelo Centro Excursionista Universitário – C.E.U. – na década de 1970, foram reiniciados pela UPE nos anos 2000 e ainda estão em andamento (Martinelli, 2017).

Figura 5.13 - Mapa topográfico (abaixo: planta; acima: perfil) da caverna Ouro Grosso. Modificado de C.E.U. 1973.

O Abismo Lagoa Grande (Figura 5.14) constitui um sumidouro efêmero. Está localizado na porção distal de um vale seco, carstificado, o mesmo do sumidouro Grota Seca. Apresenta padrão morfológico, guardada as devidas proporções, muito semelhante ao da Ouro Grosso. Ou seja, desenvolvimento vertical, vadoso, seguido por um desenvolvimento horizontal. Não apresenta drenagem ativa, no entanto, durante eventos de elevada pluviosidade, é possível que o sumidouro Grota Seca não tenha capacidade de drenar toda a água que chega ao canal, reativando o sumidouro do abismo. Trata-se de uma caverna pouco investigada, tanto do ponto de vista geomorfológico quanto hidrológico. É possível ainda que drene eventuais transbordamentos da Lagoa Grande, localizada há apenas 240 metros de distância e praticamente na mesma cota altimétrica (Figura 5.15).

Figura 5.14 - Mapa topográfico do Abismo Lagoa Grande. Modificado de UPE (inédito).

Figura 5.15 – Localização do Abismo Lagoa Grande em relação ao vale seco (paleodrenagem) e à Lagoa Grande. A linha tracejada em azul representa o limite aproximado do vale seco.

6 IDENTIFICAÇÃO DAS ZONAS DE RECARGA E CARACTERIZAÇÃO DAS ROTAS DE FLUXO A PARTIR DE TESTES COM TRAÇADORES

Em hidrologia, um traçador é qualquer tipo de substância ou alguma propriedade da água que pode ser utilizada para a obtenção de informações sobre o seu fluxo e transporte de matéria (Benischke *et al.*, 2007). Embora as técnicas para obtenção de informações por meio de seu uso possam ser utilizadas em todos os tipos de ambientes hidrológicos e hidrogeológicos (Käss, 1998), estas foram inicialmente desenvolvidas para a investigação de aquíferos cársticos onde são, ainda hoje, mais largamente utilizadas (Goldscheider *et al.*, 2008). Quando combinadas com observações geológicas e hidrológicas, constituem uma das ferramentas mais poderosas para definir os limites da contribuição hídrica dos sistemas cársticos (Goldscheider, 2005).

O conhecimento do arranjo espacial da estrutura da rede de drenagem subterrânea (convergente ou divergente) permite refinar a interpretação do sinal hidrológico, uma vez que esta estrutura pode interferir nas características do hidrograma. Desta forma, estudos qualitativos com traçadores são adequados para identificar conexões entre áreas de recarga e descarga (*point-to-point*; Mull *et al.*, 1988) e estabelecer o tipo de rede de condutos (Field, 1999; 2002), ou seja, a geometria da drenagem subterrânea.

Estudos quantitativos com traçadores, por sua vez, são projetados para fornecer informações detalhadas sobre a hidrodinâmica dos sistemas hidrológicos, informações estas que não podem ser obtidas por meio da abordagem qualitativa (Field, 2002). A técnica consiste basicamente em extrair parâmetros a partir da quantidade de traçador recuperado nas estações de monitoramento, a chamada curva de recuperação.

O objetivo deste capítulo é apresentar os resultados qualitativos e quantitativos obtidos a partir de 14 testes realizados em 12 pontos de injeção localizados no planalto cárstico dos sistemas Alambari e Ouro Grosso.

6.1 Materiais e Métodos

A caracterização da estrutura e dos parâmetros hidráulicos do sistema cárstico Alambari-Ouro Grosso foi realizada por meio de testes qualitativos e quantitativos com os traçadores artificiais, cujas técnicas serão detalhadas nos subitens a seguir. Optou-se pelo uso de traçadores corantes devido a facilidade de manuseio, alta sensibilidade das análises, baixo limite de detecção, facilidade de calibração dos equipamentos, baixa toxicidade e baixo custo (Leibundgut *et al.*, 2009). Dos traçadores corantes, dois dos mais utilizados em ambientes

cársticos são a fluoresceína e a rodamina (Mull, 1988; Ayub, 1998), pertencentes ao grupo de traçadores com estrutura básica do xanteno. Neste trabalho foram utilizados ambos.

Estudos em ambientes cársticos com fluoresceína remontam o início do século XIX (Aley & Fletcher, 1976) e segundo Quinlan (1986), este é o traçador mais utilizado em estudos nos Estados Unidos. Em pó, a fluoresceína é marrom avermelhada (Figura 6.1A), mas quando diluída apresenta uma coloração verde-amarelo vívido (Figura 6.1B). Apresenta boa solubilidade quando em sua forma sódica, sendo possível diluir² até 300 g/L. Tem elevada intensidade de fluorescência e baixíssimo limite de detecção. Degrada mais facilmente em ambiente ácido, é fotodegradável e atóxica. Além disso, é extremamente conservativa e facilmente adsorvida por carvão ativado, o que a torna muito recomendável para testes qualitativos. A rodamina WT, por sua vez, apresenta coloração vermelha (Figura 6.1C). Tem baixa solubilidade², de 3-20 g/L, mas é fotoquimicamente mais estável que a fluoresceína. É considerada como genotóxica, no entanto, nas concentrações utilizadas nos testes, é segura do ponto de vista toxicológico, conforme certificado pela *Environmental Protection Agency* dos Estados Unidos (EPA, 1999). Apresenta limite de detecção dez vezes menor que da fluoresceína, mas ainda assim alto. Também é conservativa. A Tabela 6.1 apresenta uma síntese das propriedades físicas e químicas dos traçadores utilizados.

Pela facilidade de transporte optou-se por traçadores em pó, acondicionados em sacos herméticos, com massa indicada. Antes da injeção, a massa foi diluída em balde graduado de polipropileno com 20 litros de capacidade (Figura 6.1A).

Tabela 6.1 – Propriedades dos traçadores corantes utilizados. Fonte: Mull (1988), Goldscheider & Drew (2007) e Leibundgut *et al.* (2009).

Traçador corante	Fórmula química	Peso molecular (g/mol)	Ex/Em max (nm)	Limite de detecção (µg/L)	Background natural	Toxicologia	Interferência analítica	Outros problemas específicos
Fluoresceína-sódica	C ₂₀ H ₁₀ O ₅ Na ₂	376,27	491/516	10 ⁻³	Ausente	Seguro	eosina e pyranina	Forte sorção em baixo pH
Rodamina WT	C ₂₈ H ₃₁ ClN ₂ O ₃	479,01	555/570	10 ⁻²	Ausente	Genotóxico	Sulfurhoda-mina B e amidorhodamina G	-

² Quantidade de traçador solúvel em água pura a uma temperatura de 20°C Segundo Leibundgut *et al.* (2009).

Figura 6.1 – (A) Diluição da fluoresceína-sódica em balde graduado antes da (B) injeção; (C) Injeção de rodamina na região do sumidouro da Lagoa Grande.

6.1.1 Identificação de conexões hidrológicas

A identificação da estrutura da rede de condutos envolvida pela matriz fraturada foi obtida a partir da injeção de traçadores em sumidouros e pelo monitoramento das ressurgências por meio do uso de fluocaptadores de carvão ativado. Os traçadores foram introduzidos no sistema pelo método da injeção instantânea. Neste processo eles são diluídos em água e injetados instantaneamente num sumidouro que apresente fluxo turbulento, para garantir a perfeita diluição do traçador, impedindo que parte se perca por decantação (Rantz, 1982). Os fluocaptadores possuem a função de registrar a passagem do traçador e foram instalados nas ressurgências da Alambari de Baixo e Ouro Grosso. Foram instalados antes do teste e coletados num período de tempo considerado suficiente para a passagem do traçador, sempre superior a 20 dias. Os fluocaptadores foram confeccionados com uma tela de nylon e preenchidos com carvão ativado, conforme padrões sugeridos por Benischke (1999).

Vários autores elaboraram fórmulas para calcular a quantidade de traçador a ser utilizada em experimentos hidrológicos. Em uma síntese destes trabalhos Käss (1992) concluiu que essas fórmulas devem ser utilizadas somente como ponto de partida para a estimativa da quantidade a ser injetada. A prática tem demonstrado que a determinação da quantidade ideal depende do conhecimento da região estudada e da experiência do técnico na aplicação de traçadores. Neste trabalho utilizamos a experiência acumulada nos trabalhos de Ayub (1998) e Genthner *et al.* (2003), e nos métodos descritos por Aley & Fletcher (1976) e Schudel *et al.* (2003).

Após a realização do teste, os fluocaptadores de carvão ativado foram recolhidos e “lavados” com um eluente, extraindo-se o traçador capturado. As soluções resultantes foram analisadas com um espectrofluorímetro portátil modelo *Aquafluor*, da *Turner Designs*.

A identificação de conexões hidrológicas utilizando traçadores corantes e fluocaptadores é um método tradicional que pode ser classificado como qualitativo. Porém, neste trabalho, as conexões também foram comprovadas através de curvas de concentração obtidas por meio de espectrofluorímetros *in situ* instalados nas ressurgências Alambari de Baixo e Ouro Grosso. Foram utilizados simultaneamente dois fluorímetros de campo da marca e modelo *Albillia GGUN-FL30*, um em cada ressurgência. Trata-se de um equipamento multicanal que integra sensores de turbidez e dos traçadores de fluoresceína, rodamina e tinopal a um *datalogger*, que neste caso foi configurado para coletar e armazenar dados com uma resolução temporal de 10 minutos. As curvas de concentração do traçador utilizadas para a comprovação das conexões hidrológicas também foram utilizadas para caracterizar as rotas de fluxo conforme item a seguir.

6.1.2 Estimacão dos parmetros hidrulicos das rotas de fluxo

Os parâmetros hidráulicos das rotas de fluxo e a qualidade dos testes com traçadores foram estimados considerando a proposta de Field (2002). Estas estimativas só foram possíveis porque os traçadores corantes utilizados são conservativos, ou seja, solúveis e não reativos. Quando liberados num curso d'água, se comportam da mesma maneira que ela. Portanto, a medida do movimento do traçador é, com efeito, a medida do movimento de um elemento fluído com suas características de dispersão (Field, 1999).

Testes quantitativos com traçadores em aquíferos cársticos objetivam a obtenção de informações da geometria e da dinâmica do fluxo do aquífero. A técnica baseia-se na injeção de uma quantidade de traçador num sumidouro do sistema e na análise sistemática de amostras d'água no ponto de monitoramento, neste caso, as ressurgências Alambari de Baixo e Ouro Grosso. Como dito anteriormente a concentração do traçador foi obtida utilizando-se dois espectrofluorímetros multicanal, colocados diretamente nas ressurgências da Alambari de Baixo e Ouro Grosso. As análises foram acompanhadas pelo monitoramento da vazão da ressurgência.

A estimativa de parâmetros hidráulicos a partir do monitoramento da concentração do traçador foi obtida pelo método dos momentos, conforme procedimentos apresentados por Field (1999; 2002), ilustrados na Figura 6.2 e descritos a seguir:

Figura 6.2 - Representação gráfica dos parâmetros estimados a partir da curva de concentração de um traçador corante hipotético. Modificado de Field (2002).

- Recuperação da massa do traçador (Equação 6.1) - combinando as séries temporais de concentração do traçador com os valores de descarga é possível calcular a quantidade do traçador que passou pelo ponto monitorado. Quando esta quantidade é inferior a injetada, existe forte indicação de que parte do traçador foi desviada para outra rota. Também existe a possibilidade de que o traçador tenha sido extremamente diluído e chegado na ressurgência em concentrações inferiores a sensibilidade do equipamento, ou adsorvido pelo ambiente.

$$M_o = \int_0^{\infty} C(t)Q(t)dt$$

Equação 6.1

Onde,

M_o : massa de traçador recuperada

C : concentração do traçador;

Q : vazão do ponto monitorado;

t : tempo da amostragem.

- Tempo médio de residência, ou trânsito (Equação 6.2 e Equação 6.3) - tempo requerido para que o centro de gravidade da curva de recuperação do traçador atravessasse a rota investigada; representa o tempo de circulação do aquífero.

$$\bar{t} = \frac{\int_0^{\infty} tC(t)Q(t)dt}{\int_0^{\infty} C(t)Q(t)dt}$$

Equação 6.2

com desvio padrão:

$$\sigma_t = \left[\frac{\int_0^{\infty} (t - \bar{t})^2 C(t)Q(t)dt}{\int_0^{\infty} C(t)Q(t)dt} \right]$$

Equação 6.3

Onde,

$\bar{t}$: tempo médio de residência

C : concentração do traçador;

Q : vazão do ponto monitorado;

t : tempo da amostragem.

- Velocidade média do traçador (Equação 6.4 e Equação 6.5) - É a medida da velocidade de migração da parte principal de um poluente não reativo através de um conduto cárstico. O cálculo da velocidade pode ser efetuado considerando um conduto retilíneo ou sinuoso. No primeiro caso é considerada a distância em linha reta entre o ponto de injeção e de monitoramento no segundo caso um índice de sinuosidade é multiplicado pelo comprimento em linha reta. Neste trabalho, com base nos resultados de Karmann (1994), Genthner *et al.* (2003) e Ferrari & Karmann (2008), utilizou-se como índice de sinuosidade o valor de 1,25.

$$\bar{v} = \left[\frac{\int_0^{\infty} \frac{x_s}{t} C(t) Q(t) dt}{\int_0^{\infty} C(t) Q(t) dt} \right] \quad \text{Equação 6.4}$$

com desvio padrão:

$$\sigma_v = \left[\frac{\int_0^{\infty} x_s \left(\frac{1}{t} - \frac{1}{\bar{t}} \right)^2 C(t) Q(t) dt}{\int_0^{\infty} C(t) Q(t) dt} \right]^{1/2} \quad \text{Equação 6.5}$$

Onde,

$\bar{v}$: velocidade média do traçador

x_s : distância da rota do traçador (em linha reta ou multiplicada por um índice de sinuosidade);

C : concentração do traçador;

Q : vazão do ponto monitorado;

t : tempo da amostragem.

Com relação aos mecanismos de transporte do traçador:

Dispersão longitudinal (Equação 6.6 e Equação 6.7) - O coeficiente de dispersão longitudinal é uma medida do espalhamento da massa do traçador ao longo da rota de fluxo. Esta informação é relevante pois indica quanto a concentração de um poluente (solúvel e não reativo) persiste ou diminui ao longo do tempo.

$$\left[t \ln \left(\frac{A_p}{C t^{1/2}} \right) \right]^{1/2} = \left[\frac{x_s}{2D_L^{1/2}} - \frac{\bar{v}t}{2D_L^{1/2}} \right] \quad \text{Equação 6.6}$$

Onde a constante de proporcionalidade pode ser estimada de:

$$A_p = C_p \sqrt{t_p} \quad \text{Equação 6.7}$$

Onde

C_p : concentração de pico do traçador;

t_p : tempo do pico da concentração;

D_L : coeficiente de dispersão longitudinal;

$\bar{v}$: velocidade média do traçador;

C : concentração do traçador;

T : tempo da amostragem.

6.2 Resultados e Discussões

6.2.1 Identificação das conexões hidrológicas e delimitação das zonas de recarga dos sistemas

A identificação das conexões hidrológicas entre sumidouros e ressurgências foi obtida a partir de testes com traçadores corantes. Foram realizadas 14 injeções em 12 pontos diferentes: sete em sumidouros impenetráveis, três em drenagens influentes (Grotta Seca, Leito e Sumidouro 03), dois na Lagoa Grande e duas em sumidouros com acesso à cavernas (Abismo do Gurutuva e Ouro Grosso – entrada Michel Le Bret). Foram monitoradas as ressurgências da Alambari de Baixo e Ouro Grosso. A Tabela 6.2 apresenta as coordenadas de localização dos pontos de injeção e de monitoramento, bem com medidas de distância e azimute entre elas. A Figura 6.3 apresenta os pontos de injeção dos traçadores, de monitoramento e as conexões comprovadas pelos testes qualitativos e quantitativos.

Tabela 6.2 - Coordenadas de localização, distância e azimute dos pontos de injeção de traçadores em relação ao pontos de monitoramento.

Ponto de Injeção de traçadores	UTM E	UTM N	Elevação (m)	Distância para Alambari de Baixo (km)	Azimute para Alambari de Baixo (graus)	Distância para Ouro Grosso (km)	Azimute para Ouro Grosso (graus)	Ponto de Monitoramento
Ab. Gurutuva	737705	7284195	411	2,85	211	2,97	253	Ressurgências: Alambari de Baixo (736249E / 7281751N) Ouro Grosso (734835E / 7283439N)
Betari Mirim	739256	7286097	407	5,28	216	5,16	240	
Cateto	738126	7285788	434	4,45	204	4,04	234	
Fundel	738871	7286290	400	5,24	209	4,94	234	
Grotta Seca	736913	7285375	572	3,68	189	2,84	225	
Lagoa Grande	736820	7284615	453	2,92	191	2,31	242	
Leito	737834	7285724	437	4,28	202	3,77	233	
Ouro Grosso ML	735644	7284132	430	2,46	166	1,07	230	
Sítio da Mineira	737132	7284006	450	2,42	201	2,37	255	
Sítio do Mineiro	737026	7282846	224	1,34	215	2,27	285	
Sumidouro 02	738640	7284781	397	3,86	217	4,04	249	
Sumidouro 03	738061	7284072	296	2,95	217	3,29	258

Figura 6.3 - Localização dos pontos de injeção e monitoramento de traçadores. Os seguimentos verdes (fluoresceína) e vermelhos (rodamina) representam as rotas comprovadas por meio dos testes qualitativos.

6.2.2 Parâmetros hidráulicos das rotas de fluxo

As taxas médias de recuperação dos traçadores foram de 87,0% para testes com fluoresceína e 55,2% nos testes com rodamina, para distâncias médias, respectivamente, de 4,8 km e 4,1 km. O valor muito mais baixo de recuperação da rodamina indica que este traçador deve ser mais absorvido pelo meio que a fluoresceína. As taxas de recuperação abaixo de 100% foram atribuídas a grande diluição do traçador e não a desvios para outras rotas; neste caso, a concentração é tão baixa que não é detectada pelo fluorímetro *in situ* utilizado. Os valores médios de concentração de pico foram de 25,5 ppb nos testes com fluoresceína e 6,5 ppb nos testes com rodamina. Uma síntese das curvas de concentração é apresentada na Figura 6.4.

Os resultados obtidos nos testes quantitativos, apresentados na Figura 6.4 e Figura 6.5, mostram que, em média, nas rotas do sistema Ouro Grosso o escoamento é mais lento. Os valores de tempo de chegada do traçador, tempo de pico da concentração e tempo médio de trânsito são maiores em Ouro Grosso. A velocidade do traçador é maior no sistema Alambari, uma média de 134,3 m/h contra 109,3 m/h em Ouro Grosso.

No sistema Ouro Grosso apenas a rota cujo sumidouro encontra-se mais próximo à borda do planalto apresenta características de drenagem rápida; este sumidouro injeta as águas de uma bacia alóctone diretamente na Caverna Ouro Grosso. Os outros dois pontos mais distantes injetam pequenas quantidades de água no fundo de uma depressão (Lagoa Grande) e no meio do leito rochoso de um córrego (Grotta Seca). A Lagoa Grande drena muito lentamente, de forma que a conexão foi demonstrada apenas por meio dos testes qualitativos, não sendo detectado nos testes quantitativos.

No sistema Alambari a maioria dos sumidouros é formado por pontos de absorção da drenagem alóctone, localizados na base de vertentes escarpadas. Nos períodos mais secos a infiltração pode ocorrer de maneira difusa, ao longo do aluvião, antes de chegar ao sumidouro na base das vertentes. No alto do maciço dois pontos absorvem drenagens autóctones, um muito colmatado por sedimentos finos (Sumidouro da Mineira) e o outro livre, associado a entrada do Abismo Gurutuva. Na rota associada ao primeiro, a velocidade média do fluxo é de 48,7 m/h, no segundo, a velocidade é de 113,57 m/h.

O maior valor médio de dispersão longitudinal foi obtida para o sistema Alambari: 210,3 metros, contra 30,8 metros no sistema Ouro Grosso. Apesar disso, como discutido anteriormente, as rotas do sistema Alambari escoam mais rapidamente que as da Ouro Grosso, o que corrobora ainda mais a sua eficiência em termos de transmissividade hidráulica.

Os resultados obtidos com os testes qualitativos e quantitativos demonstram que os sistemas Alambari e Ouro Grosso são independentes. Quando comparamos os resultados dos testes com as depressões poligonais que constituem o planalto cárstico (Hiruma, 2013), é possível determinar que das 38 depressões, 23 (16,3 km²) drenam para a Alambari e 15 (4,4 km²) para Ouro Grosso. Uma análise das características morfométricas das depressões foi apresentada e discutida no Capítulo 5 e será detalhada por sistema no item 6.2.3, a seguir.

Figura 6.4 – Curva de concentração dos testes com traçadores realizados nos sistemas Alambari e Ouro Grosso. Curvas em verde: fluoresceína; Curvas em vermelho: rodamina. (Continua na próxima página)

Figura 6.3 – Curva de concentração dos testes com traçadores realizados nos sistemas Alambari e Ouro Grosso. Curvas em verde: fluoresceína; Curvas em vermelho: rodamina.

Tabela 6.3 – Parâmetros hidráulicos das rotas de fluxo subterrâneo.

Ponto de injeção	Ponto de injeção		Betari Mirim	Sítio Mineiro	Sítio Mineira	Gurutuva	Cateto	Fundel	Sumidouro 02	Sumidouro 03	Leito	Ouro Grosso	Fundel	Grota Seca	Lagoa Grande	Lagoa Grande
	Data (d/m/a)		23/06/2015	23/06/2015	17/07/2015	17/07/2015	11/06/2016	11/06/2016	12/07/2016	12/07/2016	09/09/2016	27/06/2017	16/09/2017	16/09/2017	07/10/2017	13/03/2018
	Traçador utilizado		FWT	RWT	FWT	RWT	FWT	RWT	RWT	FWT	FWT	FWT	FWT	RWT	FWT	FWT
	Massa injetada (g)		150	75	150	150	150	284	200	213	150	25	150	100	150	100
Ponto de amostragem	Tipo de ponto de injeção		Sumidouro	Sumidouro	Sumidouro	Sumidouro (caverna)	Sumidouro	Sumidouro	Drenagem influente	Sumidouro	Drenagem influente	Sumidouro (caverna)	Sumidouro	Drenagem influente	Lagoa cárstica	Lagoa cárstica
	Parâmetro	Unidade														
Alambari	Distância (Sinuosidade = 1,25)	km	6,58	1,67	3,03	3,55		6,5	4,84	3,68			6,5			
	Massa recuperada	%	98,5	56,3	97,7	90,6		35,37	38,67	99,59			48,31			
	Tempo de chegada	h	29,75	3,25	37,17	20,83		33,92	5,5	12,17			45,6			
	Tempo de pico	h	45,5	3,75	53,0	28,67		54,75	13,0	14,67			85,92			
	Concentração do pico	ppb	4,03	15,3	7,48	7,31	Não detectado	0,693	2,83	35,33	Não detectado	Não detectado	1,38	Não detectado	Não detectado	Não detectado
	Tempo médio de trânsito	h	67,6	5,3	59,7	31,3		75,94	33,31	17,09			100,83			
	Desvio padrão	h	25,4	1,53	15,05	6,24		27,61	21,29	3,6			32,3			
	Velocidade média	m/h	97,3	317,6	48,7	113,57		85,58	145,24	215,02			51,6			
	Velocidade máxima	m/h	221,18	513,85	78,3	170,43		191,64	879,55	301,97			114,09			
	Dispersão longitudinal	m	324,5	15,5	21,7	19,8		93,05	988,09	20,17			199,64			
Ouro Grosso (ressurgência)	Distância (Sinuosidade = 1,25)	km					5,56				5,35	3,08				
	Massa recuperada	%					66,15				103,58	95,5				
	Tempo de chegada	h					147,5				24,67	2,66				
	Tempo de pico	h					231,0				39,67	4,13				
	Concentração do pico	ppb	Não detectado	Não detectado	Não detectado	Não detectado	1,08	Não detectado	Não detectado	Não detectado	64,0	65,41	Não detectado	Não detectado	Não detectado	Não detectado
	Tempo médio de trânsito	h					247,6				47,98	6,92				
	Desvio padrão	h					36,06				19,54	7,04				
	Velocidade média	m/h					17,75				98,83	211,34				
	Velocidade máxima	m/h					29,79				192,26	548,37				
	Dispersão longitudinal	m					45,75				18,08	28,48

Figura 6.5 - Parâmetros hidráulicos dos sistemas Alambari e Ouro Grosso.

6.2.3 Conexões hidrológicas e morfometria das depressões poligonais

A partir das conexões hidrológicas identificadas por meio dos traçadores corantes e das características geomorfológicas das depressões poligonais, foi possível definir a zona de contribuição hídrica dos sistemas Alambari e Ouro Grosso, conforme apresentado na Tabela 6.4 e Figura 6.6.

Tabela 6.4 - Depressões poligonais segundo sistema de contribuição hidrológica.

Sistema	Depressões Poligonais
Alambari	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 33, 34, 36, 37 e 38
Ouro Grosso	19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32 e 35

Figura 6.6 - Distribuição das depressões poligonais fechadas segundo sistema de contribuição hídrica.

Utilizando as análises morfométricas realizadas nas depressões (*e.g.* Capítulo 5), nota-se que o sistema Alambari concentra 78,7% da área total das depressões poligonais. Neste sistema as depressões são, em termos de área, predominantemente alóctones: 10,8 km² contra 5,4 km² autóctones, precisamente o dobro. A área média das bacias é de 0,71 km², com valores máximo e mínimo de 6,99 km² e 0,01 km², respectivamente. A frequência média de drenagens é igual a 4 e o comprimento total médio destas é de 2,06 km. A densidade de drenagens é, em média 2,07 km/km². Em relação a hierarquia fluvial, duas são de 3^a ordem, oito de 2^a ordem, três de 1^a ordem e dez não apresentam drenagem nenhuma. Em relação aos índices que avaliam a probabilidade de picos de cheia, os valores médios obtidos foram de 0,47 para fator de forma, 0,67 para o índice de circularidade, 1,22 para o índice de compacidade e de 0,47 para o índice de conformação. Estes índices indicam, do ponto de vista da geometria das bacias, média à baixa propensão à picos de cheia. A amplitude altimétrica das bacias variou de 23 à 549 metros, com valor médio de 200,9 metros. A declividade máxima das bacias variou de 12,1 à 61,2 graus, com valor médio de 43,7 graus, enquanto que a declividade média variou de 7,9 à 33,3 graus, com valor médio de 20,4 graus. O gradiente máximo da drenagem subterrânea, ou seja, a diferença de altitude entre o sumidouro mais elevado, o Sumidouro Sítio da Mineira, e a ressurgência da caverna Alambari de Baixo, é de 279 metros (Figura 6.7).

O sistema Ouro Grosso, por sua vez, também é drenado por depressões predominantemente alóctones, que recobrem 2,8 km². As depressões autóctones ocorrem em 1,6 km². A área média das bacias é de 0,3 km², com valores máximo e mínimo de 1,38 km² e 0,01 km², respectivamente. Importante notar que aproximadamente 30% da área total de recarga do sistema é drenada por uma única bacia, a bacia 35 (Figura 5.2 e Tabela 5.2). A frequência média de drenagens é igual a 1,2 e o comprimento total médio destas é de 0,62 km. A densidade de drenagens é em média 1,54 km/km². Em relação a hierarquia fluvial, três são de 2^a ordem, duas de 1^a ordem e dez não apresentam drenagem nenhuma. Em relação aos índices que avaliam a probabilidade de picos de cheia, os valores médios obtidos foram de 0,32 para fator de forma, 0,55 para o índice de circularidade, 1,37 para o índice de compacidade e de 0,32 para o índice de conformação. A amplitude altimétrica das bacias variou de 17 à 376 metros com valor médio de 176,2 metros. A declividade máxima das bacias variou de 17,2 à 49,2 graus, com valor médio de 35,3 graus, enquanto que a declividade média variou de 6,6 à 23,6 graus, com valor médio de 18,6 graus. O gradiente máximo da drenagem subterrânea neste sistema é de aproximadamente 365 metros, tendo como sumidouro mais elevado a Grota Seca (Figura 6.8).

A análise comparativa (Tabela 6.5) dos parâmetros morfométricos demonstra que o sistema Alambari é drenado por um conjunto de depressões fechadas cuja soma das áreas é 3,6 e a área média 2,4 vezes maiores do que as do sistema Ouro Grosso. A frequência e a soma do comprimento total das drenagens são cerca de cinco vezes maiores no sistema Alambari. Em relação à hierarquia fluvial, enquanto em Alambari temos bacias que chegam a atingir 3ª ordem, em Ouro Grosso o máximo observado foi de 2ª ordem. A proporção da recarga autóctone/alóctone é relativamente a mesma nos dois sistemas.

A média da amplitude altimétrica máxima das depressões dos dois sistemas apresenta pequena diferença. Enquanto no sistema Alambari é de 200,9 metros, no sistema Ouro Grosso é de 176,2, uma diferença de menos de 15%. No entanto, se observarmos os valores obtidos para cada uma das depressões vamos perceber que as três maiores bacias são aquelas que apresentam as maiores amplitudes de relevo, com *ranges* acima dos 500 metros e, coincidentemente, as três localizam-se no sistema Alambari. Além disso as depressões do sistema Alambari são em geral mais íngremes do que as do sistema Ouro Grosso.

Com relação aos índices que medem a propensão à ocorrência de picos de cheia, para ambos os sistemas, há indicativo de tendência média à baixa. No entanto os valores obtidos nas depressões do sistema Ouro Grosso indicam ainda menor propensão que os do sistema Alambari. Apesar disso, no sistema Alambari os sumidouros são visualmente muito mais eficientes em transmitir as águas superficiais para o ambiente subterrâneo do que no sistema Ouro Grosso, onde espessos pacotes sedimentares e pedológicos revestem a zona de contato entre as superfícies alóctones e autóctones, amortecendo a infiltração. Ou seja, apesar de apresentar menores índices, é de se esperar maior susceptibilidade à cheias em Ouro Grosso do que em Alambari.

Tabela 6.5 – Sumário estatístico comparativo dos atributos morfométricos das bacias dos sistemas Alambari (AL) e Ouro Grosso (OG).

Parâmetro	Média		Soma		Mínimo		Máximo		Devio Padrão	
	AL	OG	AL	OG	AL	OG	AL	OG	AL	OG
Área da bacia (km ²)	0,71	0,30	16,29	4,46	0,01	0,01	6,99	1,38	1,58	0,44
Perímetro da bacia (km)	2,63	2,12	60,42	31,77	0,42	0,50	12,04	5,71	2,84	1,93
Fator de forma	0,47	0,32	10,79	4,83	0,25	0,21	0,77	0,60	0,16	0,11
Índice de circularidade	0,67	0,55	-	-	0,41	0,33	0,87	0,76	0,11	0,14
Índice de Compacidade	1,22	1,37	-	-	1,06	1,14	1,55	1,73	0,12	0,18
Índice de Conformação	0,47	0,32	-	-	0,25	0,21	0,77	0,60	0,16	0,11
Frequência de drenagens	4,00	1,20	92	18	0	0	30	8	-	-
Comprimento total das drenagens	2,07	0,63	47,50	9,38	0,00	0,00	20,11	3,55	4,79	1,18
Densidade de drenagem	2,07	1,54	-	-	0,00	0,00	6,01	8,19	1,99	2,66
Ordem da bacia	-	-	-	-	0	0	3	2	-	-
Declividade média (graus)	20,37	18,63	-	-	7,90	6,60	33,30	23,60	4,86	3,90
Declividade máxima (graus)	43,74	35,32	-	-	12,10	17,20	61,20	49,20	12,27	8,09
Amplitude altimétrica máxima	200,87	176,20	-	-	23,00	17,00	549,00	376,00	159,17	122,34
Área Alóctone	0,47	0,19	10,84	2,81	0,00	0,00	5,78	0,86	1,30	0,30
Área Autóctone	0,24	0,11	5,44	1,63	0,00	0,01	1,21	0,51	0,32	0,16
% Alóctone	25,12	31,71	-	-	0,00	0,00	82,70	87,50	-	-
% Autóctone	74,88	68,29	-	-	17,30	12,50	100,00	100,00	-	-

Figura 6.7 – Gradiente da drenagem subterrânea no sistema Alambari.

Figura 6.8 – Gradiente da drenagem subterrânea no sistema Ouro Grosso.

7 CARACTERIZAÇÃO DOS AQUÍFEROS ALAMBARI E OURO GROSSO A PARTIR DO SINAL HIDROLÓGICO REGISTRADO NAS RESSURGÊNCIAS

Os aquíferos cársticos são muito diferentes dos demais tipos de aquíferos. Sua estrutura e funcionamento estão associados processos hidrológicos e geoquímicos que operam em conjunto, elaborando o relevo cárstico (Ford & Williams, 2007). Durante a fase de iniciação, estes processos selecionam descontinuidades estruturais e texturais, tais como fraturas, juntas, planos de bandamento e macroporosidades, desenvolvendo um *continuum* hidráulico da superfície (zona de recarga) às nascentes (zona de descarga), produzindo uma estrutura rede de condutos subterrâneos heterogênea, organizada e hierarquizada (Bakalowicz, 2005). A Figura 7.1 ilustra conceitualmente a complexidade da circulação da água em uma sistema cárstico hipotético.

Para Palmer (1991), o padrão da rede de condutos subterrâneos (ou das cavernas), é determinado por dois conjuntos de condições: i) o tipo de porosidade (intergranular, bandamento ou fraturas); e ii) o tipo de recarga (difusa, por meio de depressões cársticas, hipogênica, entre outras). Ao que Bakalowicz (*op. cit.*) acrescenta outras duas condições: iii) o gradiente hidráulico; e iv) a relação entre a direção do gradiente hidráulico e os planos das drenagens.

Chang *et al.* (2015) afirmam que a rede de condutos é uma parte importante do aquífero cárstico e que esta é sempre a principal conexão com a ressurgência, devido a sua alta condutividade hidráulica. Por este motivo, influenciam muito o hidrograma da ressurgência. Outro fator que interfere na resposta do hidrograma da ressurgência são constrições na rede de condutos além de estruturas de armazenamento (Halinan *et al.*, 1998; Covington *et al.*, 2009)

Neste capítulo, abordaremos estas questões com base na análise de séries temporais, interpretando as condições de contorno dos sistemas em função dos resultados numéricos obtidos.

7.1.1 Aquisição de séries temporais

Para a aquisição das séries temporais foram instaladas duas estações fluviométricas (Figura 7.2A): uma no interior da caverna Alambari de Baixo (Figura 7.2B), outra na ressurgência da caverna Ouro Grosso. Também foi instalada uma estação pluviométrica no Bairro da Serra, localizada na base do planalto, entre as duas ressurgências, próxima ao rio Betari (Figura 7.2C). Foram monitorados três parâmetros: nível d'água, condutividade elétrica e pluviosidade.

As estações fluviométricas foram equipadas com sondas da marca *GlobalWater* (Xylem). Os modelos utilizados foram *WL16* (linígrafos) e *WQ-Cond* (condutivímetros), com amostradores automáticos modelo *GL500*, configurados para coletar dados com resolução temporal horária (Figura 7.3A e B). Posteriormente, as medidas de nível d'água foram transformadas em vazão, por meio do procedimento que será apresentado mais adiante. A estação pluviométrica foi equipada com um pluviógrafo de báscula da marca *Davis*, modelo *AeroCone Rain*, com resolução de 0,2 mm e equipado com registrador automático de pulsos da marca *Hobo*, modelo *Pendant Event Data Logger* (Figura 7.3C).

Os sensores hidrométricos foram acondicionados no interior de tubos de PVC com aproximadamente 1,5 metros de altura e 0,2 metros de diâmetro. A estes tubos foram acopladas réguas linimétricas graduadas (Figura 7.3D). O pluviógrafo foi instalado sobre estrutura de PVC, com cerca de 1,20 metros de altura, seguindo as recomendações da *World Meteorological Organization* (WMO 1994; 2008).

Os dados foram coletados entre os verões de 2014 e 2018, completando pouco mais de três anos hidrológicos. Durante este período dois episódios de cheia resultaram na avaria temporária dos condutivímetros das estações fluviométricas de Alambari de Baixo e da Ouro Grosso, resultando em perda de dados. Na Alambari de Baixo a série temporal está interrompida entre 20 de fevereiro e 14 de março de 2016. Na Ouro Grosso a lacuna compreende o período de 21 de setembro e 24 de outubro de 2016. A Tabela 7.1 apresenta as coordenadas de localização das estações, os parâmetros monitorados, a resolução temporal da coleta e os períodos de aquisição dos dados.

Figura 7.2 – (A) Localização das estações de monitoramento; Exemplos das estações de monitoramento: (A) estação fluviométrica no interior da cavidade Alambari de Baixo; (B) estação pluviométrica instalada na base do planalto no Bairro da Serra.

Figura 7.3 – (A) Linígrafos, (B) condutivímetros e turbidímetros utilizados no monitoramento hidrológico; (C) Equipamentos para monitoramento pluviométrico; (D) Tubos de PVC onde foram acondicionados as sondas das estações fluviométricas.

Tabela 7.1 - Estação de monitoramento localização geográfica parâmetros monitorados resolução temporal da amostragem e período de coleta de dados.

Estação de Monitoramento	UTM E*	UTM N*	Parâmetros monitorados	Resolução	Período de aquisição
Alambari de Baixo (AL)	736503	7282059	vazão (m ³ /s)	60 minutos	03/2017 – 03/2018
			condutividade elétrica (μS/cm)	60 minutos	12/2014 – 12/2015 03/2015 – 03/2018
Ouro Grosso (OG)	734857	7283517	vazão (m ³ /s)	60 minutos	12/2014 – 03/2018
			condutividade elétrica (μS/cm)	60 minutos	12/2014 – 03/2018
Bairro da Serra (PP)	735891	7282882	Precipitação (mm)	0,2 mm	12/2014 – 03/2018

* Datum WGS-1984 (Fuso 22J)

7.1.2 Curva-chave da vazão

Uma curva-chave pode ser definida como a representação gráfica da relação entre o nível de água e a vazão de uma determinada seção de um canal fluvial (Gupta, 1989). Trata-se de um modelo matemático que, após calibrado, permite a transformação dos dados de nível d'água em vazão instantânea. A estação ideal para o monitoramento de sistemas cársticos deve ser unívoca e estável, ou seja, cada elemento do primeiro conjunto (nível d'água) deve corresponder há apenas um elemento do segundo conjunto (vazão), e a curva resultante não deve afastar-se mais de 5% dos pontos medidos (Chow *et al.*, 1993; Tucci, 1997). Os dados necessários para a determinação de uma curva-chave são, naturalmente, o nível d'água (cota) e as vazões instantâneas (Chow *et al.*, 1993; Tucci, 1997).

As medidas de nível d'água foram obtidas a partir de leitura direta realizada nas réguas instaladas nos tubos de PVC que acondicionaram as sondas, no momento da medição das vazões. As medidas de vazão foram obtidas por meio do método *área-velocidade*, utilizando molinete fluviométrico da marca *GlobalWater (Xylem)*, modelo *FP211*. O procedimento consistiu em selecionar uma seção fluvial na proximidade das estações fluviométricas da Alambari de Baixo e Ouro Grosso (Figura 7.4) e realizar medidas sucessivas em níveis d'água distintos. Seguindo as recomendações de Parigot (1948), as seções selecionadas foram divididas em subseções com distância entre as verticais de 0,5 metros de comprimento. As medidas de velocidade foram tomadas a cada 0,1 metros de profundidade (Figura 7.5).

Figura 7.4 - Medidas de vazão utilizando molinete na ressurgência da caverna Ouro Grosso.

Figura 7.5 - Exemplo de medida realizada na estação fluvimétrica da Alambari de Baixo em 10/09/2015 utilizando o método área-velocidade.

As curvas-chave foram obtidas para as duas estações fluvimétricas. Foram coletados dados de vazão entre 26/02/2014 e 16/01/2018. Ambas as estações contaram com sete medidas (Tabela 7.2). Os coeficientes de correlação obtidos foram de 0,99 para Alambari e 0,95 para Ouro Grosso (Figura 7.6).

A relação nível d'água *versus* vazão pode ser determinada por mais de uma equação. No caso da Ouro Grosso, os níveis inferiores à 0,25 metros foram definidos por uma segunda equação.

Tabela 7.2 – Medidas de nível d'água e vazão das estações fluvimétricas Alambari de Baixo e Ouro Grosso.

Estação Ouro Grosso		Estação Alambari de Baixo	
Nível d'água (m)	Vazão (m³/s)	Nível d'água (m)	Vazão (m³/s)
0,255	0,023	0,255	0,420
0,245	0,038	0,280	0,459
0,310	0,041	0,220	0,282
0,290	0,047	0,300	0,448
0,290	0,059	0,565	1,117
0,370	0,115	0,270	0,408
0,540	0,335	0,490	1,003

Figura 7.6 – Correlação entre os dados de vazão e nível d'água das estações fluviométricas (A) Alambari de Baixo e (B) Ouro Grosso.

7.1.3 Análise do hidrograma de recessão

O hidrograma da ressurgência é a expressão gráfica da variação temporal da descarga (vazão) de um sistema cárstico em resposta a eventos de chuva (Amit *et al.*, 2002). Uma vez que em sistemas cársticos as drenagens subterrâneas tendem a concentrar seu exutório em um único ponto, a ressurgência, ele representa a resposta global do aquífero aos eventos de precipitação (Padilla *et al.*, 1994; Ford & Williams, 2007).

A curva de recessão é a parte do hidrograma que se estende do pico máximo de vazão até a base da próxima curva ascendente (Figura 7.7). Sua forma é influenciada pelo tamanho do aquífero (Bonacci, 1993) e pelas características hidrodinâmicas do sistema, incluindo as taxas de infiltração na zona vadosa e de fluxo de água na zona saturada. Estas, por sua vez, são controladas pelo grau de carstificação⁴ e, segundo Goldscheider & Drew (2007), pelas condições de recarga (*e.g.* difusa ou concentrada, autogênica ou alogênica). Quando a curva do hidrograma atinge o pico, o armazenamento no sistema cárstico é máximo, atingindo o mínimo, ou seja, o seu fluxo de base, após um longo período de recessão (Ford & Williams, 2007).

Figura 7.7 - Diferentes elementos do hidrograma de uma ressurgência cárstica após um evento de chuva: t_L : tempo entre o pulso de chuva e o pico de vazão do hidrograma; t_B : tempo de retorno ao fluxo de base; α : coeficiente de recessão; t_R : tempo de resposta. Modificado de White (1988) e Fiorillo (2014).

⁴ Para mais informações a respeito do grau de carstificação consultar Milanovic (1981).

A análise do hidrograma de recessão é um tópico bem conhecido nas ciências hidrológicas e é utilizada há décadas para caracterizar sistemas cársticos europeus e norte-americanos (White, 2002). As análises quantitativas derivam dos trabalhos pioneiros de Boussinesq (1903; 1904) e Maillet (1905). Neste trabalho, a caracterização do sistema sob a perspectiva da curva de recessão foi realizada por meio do cálculo dos coeficientes de recessão de Maillet⁵. Segundo o autor, o fluxo de recessão pode ser descrito por uma simples relação exponencial apresentada na Equação 7.1. Como pode ser observado, o expoente de Maillet implica em uma relação linear entre a altura e a vazão, de forma que a Equação 7.1 pode ser representada na forma logarítmica, conforme Equação 7.2 e Equação 7.3.

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad \text{Equação 7.1}$$

$$\log Q_t = \log Q_0 - 0.4343 \alpha t \quad \text{Equação 7.2}$$

$$\alpha = \frac{\log Q_1 - \log Q_2}{0.4343(t_2 - t_1)} \quad \text{Equação 7.3}$$

Onde,

Q_t : vazão em m³/s no tempo t ;

Q_0 : vazão em m³/s no tempo 0;

Q_1 : vazão no tempo 1 de um segmento da curva de recessão;

Q_2 : vazão no tempo 2 de um segmento da curva de recessão;

e : logarítmo neperiano;

t : tempo decorrido entre Q_t e Q_0 (normalmente em dias);

t_1 : tempo 1 de um segmento da curva de recessão;

t_2 : tempo 2 de um segmento da curva de recessão;

α : coeficiente de recessão.

⁵ Para uma revisão detalhada da aplicação das curvas de recessão na caracterização de aquíferos cársticos consultar Ford & Williams (1989; 2007), Dewandel *et al.* (2003), Fiorillo (2014), entre outros.

7.1.4 Análise de séries temporais – análises globais, ondeletas e relação impulso-resposta

A análise de sistemas cársticos a partir de impulsos naturais pode ser abordada por meio da aquisição de séries temporais de dados hidrológicos. As séries temporais são importantes para a extração de informações a respeito da estrutura do sistema pois trabalham com a totalidade dos impulsos por ele filtrados. A série deve ser longa o suficiente para destacar as estruturas por ela expressa e, acima de tudo, deve ser completa. Para estudos de hidrologia cárstica a melhor caracterização do sistema é obtida com a análise de crônicas longas, superiores a nove anos, que exibem o comportamento médio do aquífero e levam em conta a alternância de anos mais úmidos e mais secos que o normal (Mangin, 1994). No entanto, com a análise de um ano hidrológico já é possível obter uma caracterização do sistema (Larocque *et al.*, 1998).

As séries de precipitação pluviométrica são obtidas com a instalação de registradores digitais de eventos de chuva na área de influência das zonas de recarga. Já as séries de débitos são obtidas com a instalação de registradores digitais de nível de água nas fontes cársticas. Os registradores de nível devem ser devidamente calibrados com as curvas-chave, que relacionam o débito à altura da lâmina de água; para tanto diversas medidas de vazão devem ser realizadas nas fontes monitoradas.

Para a caracterização dos sistemas monitorados foram utilizadas ferramentas para a análise de séries temporais como a autocorrelação, a análise espectral, a análise de ondeletas e a correlação cruzada. A autocorrelação, a análise espectral e a correlação cruzada, foram desenvolvidas por Jenkins & Watts (1968). A análise de ondeletas foi introduzida na área de ciências da terra por geofísicos (Grosmann & Morlet, 1984), que trabalharam com processamento de sinais sísmicos. Atualmente, estas técnicas são amplamente utilizadas em diversos campos científicos. Mangin (1984) foi o pioneiro na utilização de análises de correlação e espectrais na investigação do fluxo subterrâneo no carste. Posteriormente, com outros colaboradores, também foi precursor do uso de ondeletas nesta mesma linha de investigação. No Brasil, esta abordagem já foi aplicada por Ferrari (2006) e Ferrari & Karmann (2008) nos sistemas cársticos da região de Areias, município de Iporanga, São Paulo.

7.1.4.1 Análise Global do Aquífero e Ondeletas

Na análise global do aquífero o alvo da investigação é o sinal filtrado pelo sistema. Avalia-se como cada ponto da série se relaciona com os demais em diferentes períodos de tempo.

Ferrari & Karmann (2008), em trabalho pioneiro no Brasil, sintetizaram o significado hidrológico das funções de autocorrelação, correlação cruzada, densidade espectral e ondeletas. Segundo os autores, a autocorrelação de uma série temporal (Equação 7.4 e Equação 7.5) evidencia a dependência entre os pontos da série em intervalos de tempo mais e mais espaçados, traduzindo a memória do sistema investigado: quanto maior o efeito de um evento, mais lento será o decaimento do correlograma.

$$r(k) = \frac{C(k)}{C(0)} \quad \text{Equação 7.4}$$

$$C(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x}) \quad \text{Equação 7.5}$$

Onde,

r_k : coeficiente da autocorrelação;

k : tempo de deslocamento “lag”, variando de 0 até m ;

C_k : autocorrelação da série para um determinado valor de k ;

n : comprimento da série temporal;

x : valor de um evento;

$\bar{x}$: média dos eventos;

m : ponto de corte, utilizado $m \leq n/3$ (Mangin, 1984).

Em aquíferos cársticos a velocidade de decaimento do coeficiente de autocorrelação pode ser interpretada de diversas formas. Para Ferrari & Karmann (2008), pode ser traduzido como capacidade de armazenamento do sistema, onde um decaimento mais lento seria a resposta gráfica de uma maior capacidade de armazenamento e, conseqüentemente, maior tempo de esvaziamento dos reservatórios; Mangin (1984; 1994) e Larocque *et al.* (1998), por sua vez, relacionam a velocidade de decaimento ao grau de carstificação do meio: quanto mais lento, mais mal drenados são os sistemas, menos carstificados; Smart & Hobbs (1986) advertem que o decaimento lento também pode ocorrer em conseqüências de recargas

dispersas; por fim, Halihan & Wicks (1998), indicam que o comportamento do correlograma também pode estar ligado à estrutura da drenagem subterrânea. Para comparar diferentes sistemas utiliza-se como índice o tempo decorrido para se atingir o coeficiente de autocorrelação 0,2. Este valor foi definido por Mangin (1984) a partir de correlogramas obtidos em diversos sistemas cársticos e é chamado de efeito memória.

Em relação a análise espectral, ou função de densidade espectral, a série temporal é transformada e analisada no domínio das frequências, onde, na maior parte das vezes, alcança-se um melhor entendimento dos componentes da série temporal (Ferrari & Karmann, 2008), uma vez que a sua variância é decomposta e expressa em termos de sua frequência (Mangin, 1984). Neste trabalho utilizou-se a transformação proposta por Jenkins e Watts (1968; Equação 7.6). Para Mangin (1984), a função de Tukey (Equação 7.7) como função de ponderação foi a mais eficiente.

$$S(f) = 2 \left[1 + 2 \sum_{k=1}^m D(k) r(k) \cos(2\pi f k) \right] \quad \text{Equação 7.6}$$

$$D(k) = \frac{\left(1 + \cos \pi \frac{k}{m} \right)}{2} \quad \text{Equação 7.7}$$

Onde:

$S(f)$: densidade espectral;

k : tempo de deslocamento;

f : frequência, $f = \frac{j}{2m}$ ($j = 1 \dots m$);

$D(k)$: função de ponderação para que S_f não sejam tendenciosa.

A densidade espectral deve ser plotada em gráfico de frequências *versus* densidade espectral. Neste gráfico, os picos observados indicam a presença de um fenômeno periódico (Ferrari & Karmann, 2008): picos significativos próximos às baixas frequências indicam sistemas relativamente menos drenados; valores elevados de densidade espectral em frequências próximas de zero, indicam a ocorrência potencial de fenômenos periódicos mais longos que a série temporal analisada. A intensidade do espectro pode ser insignificante em altas frequências, indicando uma falta de informações úteis nesta faixa. A frequência de corte

é aquela onde a intensidade do espectro passa a ser insignificante. Quanto mais baixa a frequência de corte, mais inercial o sistema e, portanto, menos carstificado.

A caracterização do sistema a partir da função de densidade espectral é feita por meio da noção de largura de banda, ou seja, o intervalo de frequência onde a relação entrada-saída ocorre. Com este conceito é possível obter uma indicação do tempo de regulação, que define a duração da influência do sinal de entrada, um indicativo do comprimento do impulso-resposta do sistema. O tempo de regulação é obtido dividindo o valor de $f(0)$ por 2, onde o maiores tempos de regulação sugerem a ocorrência de um sistema mais inercial (Ferrari & Karmann, 2008).

A análise de ondeletas é uma ferramenta que fornece informação sobre a variabilidade dos processos em diferentes escalas de resolução, superando a limitação imposta pelas análises de autocorrelação e a análise espectral, que oferecem informações globais hidrodinâmica do sistema mas não permitem entender a variabilidade temporal dos fenômenos (Labat *et al.*, 2000). Ela permite obter uma representação completa dos fenômenos localizados e transientes e torna possível distinguir sinais cuja estrutura não pode ser identificada na análise espectral (Ferrari & Karmann, 2008). A ondeleta de Morlet (Equação 7.8), utilizada neste trabalho, é uma função de ondeleta não ortogonal e consiste em uma onda plana modulada por uma Gaussiana. A transformada de ondeleta contínua de uma sequência discreta X_n é definida como a convolução de X_n com uma versão escalada e transladada de $\psi_0(\eta)$ (Equação 7.9).

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2}$$

Equação 7.8

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \psi^* \left[\frac{(n' - n)\delta t}{s} \right]$$

Equação 7.9

Onde,

ψ_0 : ondeleta de Morlet;

ω_0 : frequência não dimensional;

η : tempo não dimensional.

Onde o (*) indica o complexo conjugado. Variando a escala (s) da ondeleta e transladando ao longo do tempo (n), é possível construir uma figura mostrando a amplitude

versus a escala de qualquer feição e como esta amplitude varia no tempo (Torrence & Compo 1998).

7.1.4.2 Relação Impulso-Resposta do Sistema

A função de correlação cruzada (FCC) (Equação 7.10 e Equação 7.11), diferentemente das abordagens anteriores que analisam de forma global as transformações que o sistema opera sobre o sinal de entrada, ou que discriminam fenômenos intercorrentes em diferentes escalas de tempo, é usada para analisar as relações entre as séries de entrada (precipitação) e de saída (débitos), para $k > 0$.

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y} \quad \text{Equação 7.10}$$

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y}) \quad \text{Equação 7.11}$$

Onde,

$C_{xy}(k)$: correlograma cruzado;

σ_x : desvios padrão das séries temporais;

σ_y : desvios padrão das séries temporais;

k : deslocamento entre as séries.

Se a série de entrada é aleatória, como são os eventos de chuva em escala horária, a FCC corresponde à resposta impulsionante do sistema (Ferrari & Karmann, 2008). Esta função fornece informação das relações causais ou não causais entre a entrada e a saída, e também da importância destas relações. Uma função de correlação cruzada perfeitamente simétrica indica que os sinais de entrada e saída reagem ao mesmo tempo a um terceiro sinal independente. Neste caso, a entrada não influencia a saída. A FCC com defasagem indica o tempo que o sinal de entrada levou para alterar o sinal na saída do sistema.

Compreender as defasagens entre entradas e saídas (precipitações e débitos) em aquíferos cársticos é uma informação útil pois fornece uma estimativa dos tempos de transferência do pulso e de viagem de partículas através do sistema. Esta análise complementa informações obtidas nos testes com traçadores (tempo de trânsito do traçador), pois faz uma estimativa global da transferência de matéria no sistema com impulsos de diferentes magnitudes.

7.1.4.3 Dinâmica do Transporte

Além de permitir a caracterização do sistema quanto à hidrodinâmica e à quantificação da relação precipitação-débito, as análises espectrais (*lato sensu*) descritas anteriormente também podem ser utilizadas para correlacionar a hidrodinâmica com a dinâmica do transporte no aquífero. Neste caso os dados obtidos com o monitoramento do fluxo de espécies em solução são analisados em conjunto com as séries de débitos e precipitações. Nesta abordagem, utilizou-se a condutividade elétrica como marcador do transporte de espécies em solução (Massei *et al.*, 2006).

Utilizando-se as ferramentas para análise global é possível avaliar como o sistema se comporta quanto ao fluxo de sedimentos. Com a análise de ondeletas foi possível verificar a variabilidade temporal do transporte em solução em diferentes escalas de resolução bem como as relações entre processos de diferentes escalas.

A aplicação da FCC nas séries de precipitação (entrada) e condutividade elétrica (saídas) mostra a relação impulso-resposta do sistema quanto ao fluxo de massa, permitindo verificar o comportamento do transporte em solução em função dos impulsos de chuva que incidiram sobre o planalto cárstico, comparando as respostas dos dois sistemas investigados.

7.2 Resultados e Discussões

7.2.1 Séries obtidas nos sistemas Alambari e Ouro Grosso

Durante o período monitorado, a estação da Alambari de Baixo apresentou vazão média de 0,52 m³/s, com valor máximo de 10,64 m³/s, em fevereiro de 2016, e mínimo de 0,15 m³/s, em agosto e setembro de 2015. Em relação à condutividade elétrica, apresentou média de 145,12 µS/cm, máximo de 240,24 µS/cm, em dezembro de 2016, e mínimo de 47,54 µS/cm, em março de 2017. A estação da Ouro Grosso, por sua vez, apresentou vazão média de 0,13 m³/s, com valor máximo de 1,73 m³/s, em fevereiro de 2016, e mínimo de 0,018 m³/s, em agosto e setembro de 2015. Em relação à condutividade elétrica, apresentou média de 155,51 µS, máximo de 208,51 µS/cm, em junho de 2017, e mínimo de 54,58 µS/cm, em fevereiro de 2016.

O aspecto geral dos registros de vazão (Figura 7.8A e Figura 7.8B) mostra que no sistema Alambari, as bases dos picos de cheia são menores e a linha do escoamento basal é menos variável que em Ouro Grosso. Os registros de condutividade elétrica (Figura 7.8C) mostram que em Ouro Grosso, os maiores valores ocorrem nos períodos mais chuvosos, tendência oposta a do sistema Alambari. Para melhor visualizar o comportamento nos dois sistemas e sua relação com a chuva, os valores das séries de condutividade elétrica foram

normalizados pelo valor máximo e suas razões calculadas. A plotagem das razões (Figura 7.9) mostra uma simetria espelhada; nos períodos chuvosos a condutividade elétrica é maior em Ouro Grosso e tende a diminuir com a chegada dos períodos mais secos. No sistema Alambari, a condutividade elétrica aumenta com a chegada dos períodos mais secos.

Figura 7.8 – Série temporal obtida entre dezembro de 2014 e abril de 2018 na estação pluviométrica Bairro da Serra e nas estações fluviométricas Alambari de Baixo e Ouro Grosso.

Figura 7.9 - Razões da condutividade elétrica Ouro Grosso/Alambari e Alambari/Ouro Grosso e sua relação com a chuva.

7.2.1.1 Análise da Série Total

Para a caracterização dos sistemas utilizamos ferramentas estatísticas para a análise de séries temporais. Inicialmente analisamos o sinal de entrada (chuva total diária) e os sinais de saída dos dois sistemas (vazões médias diárias). As funções de autocorrelação (Figura 7.10) mostram que a chuva apresenta um típico sinal aleatório, ou seja, nesta escala, os eventos chuvosos não apresentam continuidade temporal. As vazões, por sua vez, apresentam comportamento autorregressivo, ou seja, há continuidade temporal nos sinais da vazão. Este resultado mostra que os sistemas hidrológicos filtraram um sinal aleatório e o converteram para um sinal autorregressivo. De acordo com o gráfico da Figura 7.10, a vazão em Ouro Grosso apresenta comportamento mais autorregressivo que a vazão em Alambari. Do ponto de vista hidrológico, o decaimento mais lento da função de autocorrelação em Ouro Grosso, indica que este sistema drena mais lentamente que o sistema Alambari. Este comportamento aponta para um sistema com recarga menos concentrada, maior armazenamento e fluxo difuso (matriz fraturada/condutores colmatados). O comportamento do sistema Alambari indica recarga mais concentrada, menor armazenamento e fluxo em condutos. Utilizando o valor 0,2 da função de autocorrelação como referencial (Mangin, 1984), o efeito memória em Ouro Grosso é de 44 dias e em Alambari 17 dias.

Figura 7.10 – Autocorrelações da chuva e das vazões.

As análises espectrais globais das vazões (Figura 7.11A e Figura 7.11B) mostram que os dois sistemas apresentam estruturas de baixa frequência com períodos de 15 a 58 dias. No entanto, em Ouro Grosso, estas estruturas são mais energéticas que em Alambari. Em direção as altas frequências, a baixa energia nos sinais não permite observar com clareza períodos significativos, mas um período de 2,23 dias só é distinguível em Alambari. Por outro lado, as análises de ondeletas (Figura 7.12) deixam claro que estruturas de frequência com períodos inferiores a 8 dias são mais comuns e energéticas no sistema Alambari e períodos superiores a 8 dias, são mais frequentes e energéticos em Ouro Grosso.

Figura 7.11 - Análises espectrais das vazões: (A) sistema Ouro Grosso; e (B) sistema Alambari.

Figura 7.12 - Análise de ondas das vazões em (A) Ouro Grosso e (B) Alambari. Período em dias.

Os resultados apresentados na Figura 7.10 e Figura 7.12 mostram que períodos de cheia são mais longos em Ouro Grosso que em Alambari. A menor capacidade de drenagem em Ouro Grosso leva a sobreposição de cheias geradas por diferentes eventos de chuva, criando períodos mais longos nas análises espectrais. A rápida drenagem em Alambari evita esta sobreposição, principalmente em chuvas menos intensas. Desta forma, os períodos registrados são mais curtos.

7.2.1.2 *Análise Sazonal*

Para entender como os parâmetros obtidos na série temporal completa variam nas estações do ano, a drenagem subterrânea foi analisada em períodos específicos de maior e menor pluviosidade. As autocorrelações mostram que tanto no período mais chuvoso (verão) quanto no período mais seco (inverno) o efeito memória é sempre maior no sistema Ouro Grosso (Figura 7.13A e Figura 7.13B), o mesmo comportamento observado para a série completa (2014 -2018). Outro ponto que pode ser destacado é que durante o período chuvoso o efeito memória no sistema Alambari varia menos que no sistema Ouro Grosso. Este comportamento está ligado a maior capacidade de drenagem e recargas mais concentradas no sistema Alambari.

Os resultados mostram que o efeito memória é um parâmetro robusto para a comparação de sistemas hidrológicos submetidos ao mesmo sinal de entrada. Uma síntese dos valores é apresentada na Tabela 7.3.

Para compreender as variações no efeito memória observamos as características do sinal e sua relação com o volume escoado pelo sistema. Conforme já relatado, o efeito memória é muito variável no sistema Ouro Grosso; o menor valor, 68h, foi obtido para o verão 2014-15, período com o menor volume escoado pelo sistema; o maior valor, 188h, foi medido no verão 2015-16, período com o maior volume drenado pelo sistema (Figura 7.14); cabe destacar que, como citado anteriormente, no verão 2015-16 ocorreu um evento extremo com precipitação de 81,6 mm em uma hora, seguido por chuvas de 23,6 e 18,4 mm nas horas seguintes. Neste evento, a ressurgência monitorada não conseguiu dar vazão ao grande volume e parte do escoamento fluiu por uma saída superior da caverna.

O comportamento fortemente autoregressivo, observado nos verões 2015-2016 e 2016-2017, são consequência de longos períodos ininterruptos de recessão após chuvas intensas. O mesmo não ocorre em 2014-2015. O verão mais seco não saturou o sistema e não se observa longos períodos de recessão (a série não apresenta forte continuidade temporal). No verão 2017-2018 são observados períodos de recessão, mas descontínuados pela ocorrência de chuvas pontuais; já foi demonstrado (Jeannin & Sauter, 1998) que a frequência de eventos chuvosos interfere no valor do efeito memória. Hidrogramas resultantes de chuvas seguidas apresentam efeito de memória menor que hidrogramas com chuvas mais espaçadas.

Figura 7.13 - Funções de Autocorrelação da vazão nos Sistemas Alambari e Ouro Grosso nos (A) verões e (B) invernos.

Tabela 7.3 - Efeito memória da vazão nos sistemas no período das chuvas e no período de estiagem – valores em horas e dias.

Sistema	Série Completa	Verões				Invernos		
	2014 - 2018	2014-15	2015-16	2016-17	2017-18	2015	2016	2017
Alambari	254 h	56 h	55 h	21 h	54 h	28 h	43 h	492 h
	10,58 d	2,33 d	2,29 d	0,87 d	2,25 d	1,16 d	1,79 d	20,50 d
Ouro Grosso	879 h	68 h	188 h	128 h	95 h	76 h	77 h	569 h
	36,62 d	2,83 d	7,83 d	5,33 d	3,95 d	3,16 d	3,21 d	23,71 d

Figura 7.14 – (A) Séries temporais de vazão (verões) e (B) funções de autocorrelação na estação Ouro Grosso.

No sistema Alambari, os valores de efeito memória não são afetados por períodos mais secos ou mais úmidos (Figura 7.15). A drenagem no sistema é tão eficiente, com zonas de recarga concentradas e condutos bem evoluídos, que não é possível observar longas recessões, tal como em Ouro Grosso; após a chuva, o sinal retorna para um nível estável relativamente mais rápido. O valor anômalo de 21 horas foi provocado por uma sequência de eventos fracos que não saturaram o sistema a ponto de gerar curvas de recessão significativas.

Nos resultados obtidos para a estação seca (Figura 7.16 e

Figura 7.17), chama a atenção o alto valor do efeito memória para o inverno de 2017, consequência de uma única chuva significativa e uma longa recessão que começou logo após um período chuvoso no outono. A recessão é mais longa em Ouro Grosso. Em Alambari o escoamento se estabiliza a partir da hora 1125, aproximadamente. Os menores valores para o efeito memória são os de 2015, o inverno mais seco dentre os analisados. Comparado ao inverno 2016, os hidrogramas são menos volumosos e as recessões menos significativas.

Nas autocorrelações obtidas para a vazão, o efeito memória é sempre menor no sistema Alambari, seja na série completa (2014–2018), ou nas séries de períodos específicos. Este comportamento não é observado para a condutividade elétrica. A série completa mostra que a condutividade elétrica é mais inercial no sistema Alambari que no sistema Ouro Grosso. No entanto, as séries obtidas nos invernos e nos verões mostram que o sistema Ouro Grosso é mais inercial que Alambari, com exceção do inverno 2017, onde a memória de Alambari é maior (Figura 7.18 e Tabela 7.4).

Essa discrepância ocorre pois a autocorrelação da série completa é afetada por longos períodos de aumento gradativo da condutividade elétrica que ocorrem em Alambari, durante períodos com ausência ou baixa precipitação no outono-inverno (Figura 7.19). Já as séries dos períodos específicos, com exceção de Alambari no inverno de 2017, retratam o comportamento da condutividade elétrica frente aos impulsos de chuva, um processo de duração relativamente mais curto.

O aumento gradativo da condutividade elétrica da água em Alambari durante longos períodos sem precipitação significativa está relacionado ao aumento do tempo de contato água-rocha, em função da redução do fluxo e, possivelmente, pelo aumento da participação de água mais antiga, mais mineralizada, na rede de condutos.

Figura 7.15 – (A) Séries temporais de vazão (verões) e (B) funções de autocorrelação na estação Alambari.

Figura 7.16 – (A) Séries temporais de vazão no inverno e (B) funções de autocorrelação na estação Ouro Grosso.

Figura 7.17 – (A) Séries temporais de vazão no inverno e (B) funções de autocorrelação na estação Alambari.

Figura 7.18 - Funções de Autocorrelação da condutividade elétrica da água nos Sistemas Alambari e Ouro Grosso: (A) verões; (B) invernos.

Tabela 7.4 - Efeito memória da condutividade elétrica nos sistemas no período das chuvas e no período de estiagem – valores em horas e dias.

Sistema	Série Completa	Verões				Invernos		
	2014 - 2018	2014-15	2015-16	2016-17	2017-18	2015	2016	2017
Alambari	1632 h 68d	51 h 2,13d	---	124 h 5,16 d	39 h 1,63 d	91 h 3,79 d	57 h 2,37 d	420 h 17,50 d
Ouro Grosso	1128 h 47 d	342 h 14,25 d	240 h 10 d	336 h 14 d	167 h 6,96 d	198 h 8,25 d	125 h 5,21d	401 h 16,71 d

Figura 7.19 - Chuva e condutividade elétrica das águas nos sistemas Alambari e Ouro Grosso. Notar na série Alambari destaque para os longos períodos de aumento gradual da condutividade elétrica.

Assim como na análise das vazões, os efeitos memória das condutividades elétricas são maiores para as séries que apresentam menos descontinuidades, afetadas por poucos impulsos de chuva ou impulsos pouco significativos, e menores para as séries com maior densidade de descontinuidades significativas.

Em Ouro Grosso, os verões 2014-2015 e 2016-2017, relativamente os mais secos, com totais pluviométricos de 567 e 603 mm, respectivamente, apresentam os maiores períodos de recessão dos valores de condutividade elétrica e, conseqüentemente, os maiores valores de efeito memória (Figura 7.20). No verão 2016-2017, é possível observar que chuvas

insignificantes não conseguiram interromper o longo decaimento, observado na série da condutividade elétrica. No sistema Alambari (Figura 7.21), o maior efeito de memória é observado para o verão 2016-2017; no verão 2014-2015, diferentemente do observado em Ouro Grosso, a série apresenta mais descontinuidades; possivelmente, as chuvas que produziram pouco efeito no sistema vizinho foram mais significativas na zona de recarga de Alambari. Os menores valores de efeito memória são observados para os verões 2015-2016 e 2017-2018 em Ouro Grosso, os verões mais úmidos da série, com totais pluviométricos de 903 e 802 mm, respectivamente. Nota-se que as séries são muito descontinuadas por chuvas significativas; em Alambari, o verão 2017-2018 é o que apresenta o menor efeito memória. Os valores de efeito memória, sempre maiores em Ouro Grosso do que em Alambari, são consequência das longas recessões observadas após os picos de condutividade elétrica máxima.

A análise dos invernos mostra que, nos dois sistemas, o maior efeito memória foi observado em 2017 (Figura 7.22 e Figura 7.23), o mais seco da série investigada, com total pluviométrico de 98 mm. Neste período, Alambari apresentou efeito memória superior ao observado em Ouro Grosso pois, neste sistema, a ausência prolongada de chuvas promove uma subida contínua da condutividade elétrica, conforme discutido anteriormente. Nos dois sistemas, o menor efeito memória ocorreu no inverno de 2016, o mais úmido do período investigado, com total pluviométrico de 392 mm. Neste inverno, as séries apresentaram descontinuidades significativas. Nos dois sistemas, valores intermediários de efeito memória ocorreram no inverno de 2015. Neste período, a precipitação total foi de 308 mm.

Figura 7.20 – (A) Séries temporais de condutividade elétrica no verão e (B) funções de autocorrelação na estação Ouro Grosso.

Figura 7.21 – (A) Séries temporais de condutividade elétrica no verão e (B) funções de autocorrelação na estação Alambari.

Figura 7.22 – (A) Séries temporais de condutividade elétrica no inverno e (B) funções de autocorrelação na estação Ouro Grosso.

Figura 7.23 – (A) Séries temporais de condutividade elétrica no inverno e (B) funções de autocorrelação na estação Alambari.

7.2.1.3 Relações Impulso-Resposta

As correlações cruzadas traduzem a relação impulso-resposta dos sistemas. O objetivo da análise sazonal é verificar como esta relação se comporta frente a maior ou menor disponibilidade de água nos sistemas.

No sistema Ouro Grosso, nos verões, o tempo de resposta da vazão do sistema para impulsos de chuva variou de 3 a 5 horas, e, nos invernos, de 4 a 10 horas. No sistema Alambari, os tempos de resposta variaram de 3 a 4 horas nos verões e de 4 a 11 horas nos invernos (Tabela 7.5, Figura 7.24 e Figura 7.25). Nos dois sistemas a, correlação mais alta ocorreu no verão 2015-2016, o verão mais úmido do período analisado, com uma chuva acumulada de 903 mm. Em Alambari, a correlação mais baixa ocorreu no verão 2014-2015, o mais seco do período, com uma chuva acumulada de 567 mm. Em Ouro Grosso, a correlação mais baixa ocorreu no verão 2016-2017, o segundo verão mais seco do período, com precipitação acumulada de 603 mm.

No inverno, o comportamento da correlação chuva *versus* vazão é igual nos dois sistemas. A maior correlação é observada no inverno de 2015 (total pluviométrico 308 mm) e a menor correlação no inverno de 2017, o mais seco do período (98 mm). O inverno de 2016, o mais úmido do período (392 mm), apresenta valores de correlação intermediários, mas os maiores tempos de resposta. Esta anomalia no tempo de resposta observada em 2016 é resultado de chuvas fracas e contínuas (quase sem alteração da vazão) que precedem um evento relativamente mais forte que promove um pico de cheia. Desse modo, o tempo decorrido entre o início da chuva e o pico de cheia, é maior que o normal.

Nos dois sistemas os picos das correlações são mais agudos nos verões que nos invernos, resultado de chuvas mais intensas e concentradas. De maneira geral, os valores das correlações são maiores quando a disponibilidade de água nos sistemas é maior, indicando que a propagação do impulso de entrada é mais eficiente nesta situação.

Tabela 7.5 - Correlações cruzadas chuva *versus* vazão nos sistemas Alambari e Ouro Grosso.

Sistema	Série Completa	Verões				Invernos		
	2014 - 2018	2014-15	2015-16	2016-17	2017-18	2015	2016	2017
Alambari	4h	4h	4h	3h	4h	5h	11h	4h
	0,29	0,21	0,37	0,24	0,34	0,49	0,39	0,13
Ouro Grosso	3h	3h	3h	5h	4h	8h	10h	5h
	0,25	0,24	0,35	0,18	0,32	0,54	0,4	0,12

Figura 7.24 - Correlações cruzadas chuva x vazão no sistema Ouro Grosso nos (A) verões e nos (B) invernos. “Lag” em horas.

Figura 7.25 - Correlações cruzadas chuva x vazão no sistema Alambari nos verões (A) e nos invernos (B). “Lag” em horas.

Em relação a condutividade elétrica, no sistema Ouro Grosso, durante o verão, a desmineralização máxima da água ocorre entre 2 a 6 horas após a precipitação (Figura 7.26A e Tabela 7.6). A maior desmineralização ocorreu no verão de 2015-16, o mais úmido (903 mm), seguido pelos verões: 2017-18 (802 mm); 2014-15, o mais seco (567 mm); e 2016-17 (603 mm). Os anos mais secos foram os que apresentaram menor desmineralização. Como descrito anteriormente, no sistema Ouro Grosso, após a rápida desmineralização, a condutividade elétrica aumenta formando um patamar com valores superiores aos observados antes da chuva. Como pode ser observado, os patamares mais significativos ocorreram nos verões mais úmidos: 2015-16 e 2017-18 (Figura 7.26A), indicando que quanto maior a recarga no sistema, maior o volume deslocado do reservatório dinâmico que armazena água relativamente mais mineralizada. Nestes patamares, os valores máximos de mineralização ocorreram após 45 e 49 horas.

No sistema Ouro Grosso, as desmineralizações são menos intensas no inverno que no verão. Os picos negativos são pouco definidos e os tempos de resposta mais longos variam de 3 a 6h (Figura 7.26B). A maior desmineralização ocorreu no inverno de 2017, o mais seco (98mm), e as menores, nos invernos relativamente mais úmidos: 2015 (308mm) e 2016 (392mm). Os patamares com alta mineralização foram mais expressivos nos invernos mais úmidos de 2015 e 2016 e se estabilizaram após 40 horas. No inverno mais seco (2017), o patamar se formou após 15 horas. Assim como nos verões, quanto maior a recarga no sistema, maior o volume deslocado do reservatório dinâmico que armazena água relativamente mais mineralizada.

Tabela 7.6 - Correlações cruzadas chuva *versus* condutividade elétrica da água nos sistemas Alambari e Ouro Grosso. Tempo de resposta para a desmineralização máxima.

Sistema	Série Completa	Verões				Invernos		
	2014 - 2018	2014-15	2015-16	2016-17	2017-18	2015	2016	2017
Alambari	15 h	2h	---	2h	2h	13h	20h	2h
	-0,14	-0,11		-0,05	-0,21	-0,35	-0,32	-0,047
Ouro Grosso	2h	3h	2h	6h	3h	5h	6h	3h
	-0,03	-0,13	-0,16	-0,04	-0,13	-0,052	-0,056	-0,067

Figura 7.26 - Correlações cruzadas chuva *versus* condutividade elétrica no sistema Ouro Grosso nos verões (A) e nos invernos (B). “Lag” em horas.

No sistema Alambari, durante o verão, o máximo da desmineralização da água ocorre 2 horas depois da chuva (Figura 7.27A). Diferentemente do sistema Ouro Grosso, na mesma estação, o tempo de resposta não varia. Esta característica pode estar associada a melhor capacidade de drenagem do sistema e pontos de recarga mais concentrados. A desmineralização mais intensa ocorreu no verão 2017-2018, o mais úmido dentre os 3 verões analisados (802 mm). Nos verões relativamente mais secos, ou sejam 2014-2015 (567 mm) e 2016-2017 (603 mm), a desmineralização foi menos intensa. As correlações dos verões apresentam um pico de mineralização após a desmineralização máxima (entre 4 e 8 horas após a chuva). Esta feição não está presente na análise da série completa (2014 -2018); a elevação da condutividade elétrica não chega a formar um patamar como no sistema Ouro Grosso, sugerindo que se trata de um reservatório relativamente menos significativo dentro da estrutura do sistema. Os picos de mineralização mais intensos foram observados nos verões relativamente mais secos de 2016-2017 (603 mm) e 2014-15 (567 mm), e o menos intenso no verão mais úmido 2017-2018 (802 mm).

Nos invernos mais úmidos, ou seja, 2015 e 2016, os tempos de resposta para a desmineralização foram de 13 e 20 horas, respectivamente. As desmineralizações são mais lentas e as remineralizações também (Figura 7.27B). O aumento significativo nos tempos de resposta em relação ao verão é consequência de chuvas menos concentradas, não sendo observados picos de mineralização. No inverno mais seco, em 2017, o tempo de resposta é rápido como no verão, a remineralização é rápida e o pico de mineralização máxima é observado.

Figura 7.27 - Correlações cruzadas chuva *versus* condutividade elétrica no sistema Alambari durante os verões (A) e nos invernos (B). “Lag” em horas.

7.2.2 Análise de eventos isolados

Foram selecionados 25 hidrogramas 11 na estação Alambari (Figura 7.28) e 14 na estação Ouro Grosso (Figura 7.29), de onde foram extraídos os coeficientes de recessão α_c , α_f e α_m correspondendo respectivamente aos fluxos de conduto, fratura e matriz (Mangin, 1975; Fu *et al.*, 2016). Importante destacar que no caso da área estudada a recarga da matriz rochosa, dada sua alta compacidade e baixa porosidade, é incipiente, senão, inexistente. Neste caso ao coeficiente α_m foi atribuída a recarga proveniente do epicarste e da cobertura pedológica das bacias alogênicas. Como pode ser observado na Figura 7.30, o coeficiente de recessão de conduto (α_c) apresenta maiores valores em Alambari. Os componentes do fluxo do fraturado (α_f) e do epicarste/solo (α_m) apresentam valores médios maiores em Ouro Grosso. Os altos valores de recessão para a componente α_c indicam maior eficiência na circulação de água através dos condutos, mais eficientes em Alambari do que em Ouro Grosso.

Aos valores de coeficiente obtidos foi avaliada a sua correlação com o pico de chuva anterior ao evento e a chuva acumulada de sete, 15 e 30 dias anteriores o pico da curva de recessão. A síntese dos resultados é apresentada na Tabela 7.7, nas Figura 7.31, Figura 7.32, Figura 7.33 e Figura 7.34. Como pode ser observado, não há correlação direta entre os eventos de chuva e as chuvas acumuladas com os coeficientes de recessão do sistema Ouro Grosso. Essa independência foi interpretada como função da existência de reservatórios no epicarste e nas coberturas pedológicas que regulam a transmissividade hidráulica no sistema. Esta interpretação é corroborada pelas análises sazonais de autocorrelação, onde demonstrou-se maior efeito memória neste sistema.

No sistema Alambari, por outro lado, foi encontrada correlação entre os componentes α_f (fraturado) e α_m (epicarste/solo) em relação às chuvas acumuladas em no máximo 15 dias, o que está relacionado à eficiência da transmissão hidráulica neste sistema.

De maneira geral, os resultados mostram que os valores de memória obtidos nas autocorrelações são coerentes com os valores de α_c obtidos nas análises de recessão. Isso indica que o sinal do escoamento em conduto nas séries temporais foi o mais determinante na definição do efeito memória dos sistemas.

Figura 7.28 - Curvas de recessão selecionadas na estação fluviométrica Alambari de Baixo.

Figura 7.29 - Curvas de recessão selecionadas na estação fluviométrica Ouro Grosso.

Figura 7.30 - Box-plot com a distribuição dos coeficientes de recessão por tipo de segmento (α_c , α_f e α_m) e por estação hidrométrica.

Tabela 7.7 – Correlação entre os coeficientes de recessão (α_c , α_f e α_m), o pico de chuva (PP) e a chuva acumulada em sete (PP7), 15 (PP15) e 30 dias (PP30).

Sistema	Coeficiente	Precipitação acumulada (dias)							
		PP		PP7		PP15		PP30	
		p	r2	p	r2	p	r2	p	r2
Alambari	α_c	0,6967	0,0177	0,9366	0,0007	0,8970	0,0020	0,9122	0,0014
	α_f	0,0779	0,3054	0,0143	0,5047	0,0235	0,4519	0,1788	0,1911
	α_m	0,0057	0,5913	0,0370	0,3994	0,0610	0,3373	0,5148	0,0486
Ouro Grosso	α_c	0,2218	0,1216	0,2964	0,0904	0,2043	0,1306	0,5954	0,0242
	α_f	0,9948	36E-6	0,4445	0,0495	0,2453	0,1106	0,0879	0,2233
	α_m	0,7192	0,0112	0,2873	0,0936	0,2305	0,1174	0,2402	0,1129

Figura 7.31 - Correlação entre os coeficientes de recessão α_c , α_f e α_m e a precipitação máxima anterior ao pico da recessão nas estações Alambari e Ouro Grosso. Destacado em cinza os parâmetros que atingiram correlação com significado estatístico.

Figura 7.32 - Correlação entre os coeficientes de recessão α_c , α_f e α_m e a precipitação acumulada de sete dias anterior ao pico da recessão nas estações Alambari e Ouro Grosso. Destacado em cinza os parâmetros que atingiram correlação com significado estatístico.

Figura 7.33 - Correlação entre os coeficientes de recessão α_c , α_f e α_m e a precipitação acumulada de 15 dias anterior ao pico da recessão nas estações Alambari e Ouro Grosso. Destacado em cinza os parâmetros que atingiram correlação com significado estatístico.

Figura 7.34 - Correlação entre os coeficientes de recessão α_c , α_f e α_m e a precipitação acumulada de 30 dias anterior ao pico da recessão nas estações Alambari e Ouro Grosso.

8 CONCLUSÕES

Os resultados obtidos demonstram que, apesar do planalto cárstico Alambari-Ouro Grosso se desenvolver no mesmo contexto litoestratigráfico e litoestrutural, hospedados inclusive dentro de um mesmo sinclinal, existem dois sistemas independentes e funcionalmente distintos: i) Sistema Alambari, responsável por drenar quase 80% da área das depressões poligonais do planalto e a maior área da contribuição alóctone aos sistemas, apresentando assinaturas hidrológicas típicas de um carste bem desenvolvido; e ii) Ouro Grosso, composta por depressões poligonais menos expressivas, recargas difusas, armazenamento epicárstico/pedológico e comportamento mais inercial.

As análises morfométricas das depressões poligonais mostraram a importância da recarga alogênica no planalto cárstico: 13,65 km², 65,9% da área total, é composta por este tipo de recarga. Os testes com traçadores permitiram individualizar a zona de recarga dos dois sistemas, de forma que o sistema Alambari concentra a maior parte desta área, 10,8 km². É também no sistema Alambari que encontramos as maiores declividades e a maior amplitude altimétrica, o que representa recargas hídricas potencialmente mais energéticas que no sistema Ouro Grosso. A rede de drenagens subterrâneas acessível e conhecida pela existência de cavernas também é mais numerosas no sistema Alambari, onde são registradas pelo menos três grandes cavernas: Abismo Gurutuva, Alambari de Cima e Alambari de Baixo.

Os resultados obtidos nos testes quantitativos com traçadores mostram que em relação ao sistema Ouro Grosso, em média, as rotas do sistema Alambari apresentam escoamento mais rápido, com tempo de pico de concentração e tempo médio maiores, e velocidade do traçador cerca de 23% maior. Por outro lado, o sistema Alambari apresenta o maior valor médio de dispersão longitudinal. Apesar disso, o fato das rotas do sistema Alambari escoarem mais rapidamente que as da Ouro Grosso, evidenciam ainda mais a sua eficiência em termos de transmissividade hidráulica.

As autocorrelações das vazões mostraram que em qualquer estação climática o sistema Ouro Grosso é mais inercial que o sistema Alambari. As análises também mostraram que o efeito memória da vazão varia menos em Alambari característica que deve estar associada a maior capacidade de drenagem do sistema com recargas concentradas e escoamento em condutos bem desenvolvidos. Também foi possível constatar que o intervalo entre eventos chuvosos interfere no valor da memória da vazão – alta frequência de eventos resulta em memórias mais curtas. Outra constatação é que o efeito memória da vazão diminui quando um sistema bem drenado é submetido a chuvas pouco intensas.

As autorrelações das condutividades elétricas apresentaram comportamento semelhante, embora no inverno 2017 (o mais seco) a situação tenha se invertido e Alambari tenha se comportado de maneira mais inercial. Neste caso a autocorrelação evidenciou um comportamento específico deste sistema que foi a subida gradativa da condutividade elétrica em períodos com ausência de chuva. Assim, a memória da condutividade elétrica pode refletir a resposta rápida do sistema a impulsos de chuva ou o comportamento de longo prazo associado à lenta e constante mineralização das águas do sistema.

O comportamento da condutividade elétrica no sistema Ouro Grosso pode ser considerado como anômalo, uma vez que o esperado era que a injeção de água meteórica no sistema diluísse as águas saturadas estagnadas no sistema. Um comportamento semelhante a este foi observado por Ravbar *et al.* (2011) em *Podstenjšek Spring*, na Eslovênia, onde desenvolveram um modelo teórico e numérico para demonstrar que esse fenômeno se dava à ampliação da área de contribuição hídrica durante a estação úmida. Em síntese, o que eles demonstraram foi que durante o período de chuvas a oscilação do nível d'água do aquífero captava águas cuja bacia subterrânea, em condições de estiagem, fluíam para outra direção. No entanto, esta não parece ser a situação dos sistema Ouro Grosso. Neste sistema, o que parece ocorrer é um impulsionamento (efeito pistão) de águas saturadas na rede fraturada e nos reservatórios epicársticos/pedológicos, resultando na disponibilização de água mineralizada ao sistema, ao invés de água meteórica, o que foi corroborado pelas análises de correlação cruzada.

A análise das correlações cruzadas mostrou que a concentração da chuva interfere no tempo de resposta da vazão no sistema e, seu volume, na intensidade da resposta. Na relação chuva *versus* condutividade elétrica as correlações mostraram que nos períodos relativamente mais secos a desmineralização da água é menor. Na estação mais úmida o tempo de resposta para a desmineralização máxima em Alambari é um pouco menor que em Ouro Grosso. Os gráficos também evidenciaram o comportamento dos reservatórios dinâmicos cujo fluxo de água mineralizada aumenta quando a recarga é mais intensa.

Em síntese, o que os parâmetros morfométricos, os testes com traçadores e a análise das séries temporais permitem afirmar é que no sistema Alambari a zona de recarga é mais desenvolvida porque a rede de drenagem subterrânea transmite com eficiência as águas que infiltram principalmente por meio de fluxo concentrado em sumidouros no alto do planalto. E a rede de drenagem tem alta transmissividade hidráulica porque a zona de recarga é desenvolvida e disponibiliza para o sistema grande quantidade de água em fluxo concentrado.

8.1 Contribuições à gestão do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira

O PETAR é, em termos de atrativos turísticos, subdividido em núcleos de visitação, dentro os quais um deles é o Núcleo Ouro Grosso, localizado no Bairro da Serra, município de Iporanga/SP. As cavernas Alambari de Baixo e Ouro Grosso são duas das principais atrações turísticas deste núcleo.

Como vimos nos resultados apresentados, uma característica marcante de ambos os sistemas é que eles respondem drasticamente à eventos extremos, como aqueles observados em fevereiro de 2016, quando em apenas três horas foram acumulados 123,6 mm de chuva. No caso da caverna Ouro Grosso, a alta energia das águas injetadas no sistema principalmente pelo sumidouro do córrego Ouro Grosso, na entrada conhecida como “Boca Michel Le Bret”, resultou no entulhamento do canal de escoamento principal e transbordamento pela entrada fóssil da caverna Ouro Grosso, localizada alguns metros acima do nível médio atual do rio subterrâneo. A sonda linimétrica estava localizada à jusante da área onde o rio foi barrado, de forma que não é possível dizer em quanto tempo as águas ascenderam a ponto de reativarem a entrada fóssil, nem tampouco quanto tempo levou para que atingisse novamente os níveis médios normais. No entanto, trata-se justamente do trecho onde a visitação turística é realizado, tornando imperativo que, em caso de eventos semelhantes, seja realizada evacuação imediata e interdição temporária desta caverna.

No caso da caverna Alambari de Baixo, em resposta ao mesmo evento, o nível d’água do rio subterrâneo respondeu imediatamente ao pulso de chuva, subindo de 0,69 metros para 2,48 metros na primeira hora, elevação suficiente para inundar completamente o conduto distal da cavidade, onde é feita uma travessia para a ressurgência da caverna. Quatro horas depois do início do evento extremo de chuva, as águas atingiram a cota 4,52 metros, voltando ao nível anterior (0,69 metros) apenas sete dias depois. Este comportamento traz ao atrativo um nível de alerta importante e requer de seus operadores turísticos organização e preparo técnico. É preciso, desde já, trazer a previsão do tempo para o centro da operação turística desta caverna.

Mesmo em condições não extremas, os dados mostraram que o tempo de resposta para os pulsos de chuva varia de 3 a 10 horas na Ouro Grosso e de 3 a 11 horas na Alambari de Baixo, sendo que no verão essas respostas são mais rápidas. São respostas rápidas, mas não proibitivas ao uso turístico, tão necessário ao desenvolvimento da região, contanto que os guias e monitores locais estejam atentos as mudanças das condições climáticas, que estejam bem informados em relação a previsão do tempo e que, acima de tudo, não subestimem as consequências da operação turística em condições meteorológicas inadequadas.

Outro ponto importante a se destacar está relacionado à ocupação irregular da zona de recarga dos sistemas. Os testes com traçadores, os sistemas Alambari e Ouro Grosso drenam águas que infiltram quilômetros à montante de suas ressurgências, em sumidouros de recarga direta, rios influentes e em zonas de recarga difusa. Apesar de Ouro Grosso representar um sistema menos carstificado que a Alambari, em termos absolutos, ambos constituem sistemas cársticos bem desenvolvidos, com transmissividade hidráulica eficiente e rápida. Ou seja, qualquer eventual contaminação a montante, nos sumidouros, atingirá rapidamente as nascentes cársticas.

O que estamos querendo dizer com isso é que o uso inadequado destas áreas pode trazer, como já trouxe, graves consequências aos ecossistemas cavernícolas e também às populações que utilizam estas águas para abastecimento. Em um passado não muito distante, moradores do Bairro da Serra utilizavam as águas da Ouro Grosso para abastecimento. Não o fazem mais. Também há relatos dos primeiros exploradores da caverna Alambari de Cima da presença de bagres cegos, os mesmos observados nas águas do sistema Areias, localizado na outra margem do rio Betari. Atualmente, estes peixes desapareceram da Alambari de Cima, provavelmente em função da pecuária extensiva implantada à montante de um conjunto de sumidouros que abastece diretamente esta caverna. Estes peixes foram recentemente observados nas águas do Abismo Gurutuva, mas também há um sítio no alto do planalto, há montante das águas que o abastecem. Aparentemente esta é a última caverna deste sistema onde são observados espécimes desta espécie frágil, símbolo do PETAR, em evidente risco de extinção neste sistema.

O PETAR está localizado na região, do ponto de vista econômico, mais desfavorecidas do Estado de São Paulo. Por outro lado, é uma das áreas mais ricas em biodiversidade. O turismo de aventura, a observação de aves e outras modalidades de turismo que tem na natureza o seu apelo maior, certamente devem ser considerados como estratégia de desenvolvimento para a região. O que tentamos fazer nestes poucos parágrafos finais foi elencar tecnicamente, do ponto de vista do hidrológico e do funcionamento dos sistemas cársticos, questões que precisam ser tratadas para que o uso deste patrimônio seja seguro e perene.

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aley, T., Fletcher, M.W., 1976, Water Tracers Cookbook. Missouri Speleology, v. 3(16), p. 1-3.
- Almeida, F.F.M., 1964, Os fundamentos geológicos do relevo paulista, Boletim do Instituto de Geografia e Geologia, São Paulo, v. 41, p. 169- 263.
- Alonso, M.T.A., 1977, Geografia do Brasil - Região Sudeste, IBGE, Rio de Janeiro. 667 p.
- Amit, H., Lyakhovsky, V., Katz, A., Starinsky, A., Burg, A., 2002, Interpretation of spring recession curves, Ground Water, v. 40, p. 543-551.
- Ayub S., 1998, Aplicação do corante traçador fluorescente Rhodamina-WT no estudo hidrológico e hidrogeológico dos sistemas cársticos Pérolas - Santana, Grilo e Zezo, Município de Iporanga, Estado de São Paulo. São Paulo [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 104 p.
- Bakalowicz, M., 2005, Karst groundwater: a challenge for new resources, Hydrogeol J. v. 13, p. 148–160.
- Benischke, R., 1999, Fluorescent Tracers in Hydrology: principles instrumentation physico-chemical properties analytics, Austria Institute of Hydrogeology & Geothermics-Joanneum Research, 64 p.
- Benischke, R., Goldscheider, N., Smart, C., 2007, Tracer techniques, *in*: Goldscheider, N., Drew, D., Methods in karst hydrology, London: British Geological Survey, p. 147-170.
- Bonacci, O., 1993, Karst springs hydrographs as indicators of karst aquifers, Hydrological Science Journal, v. 38, p. 51-62.
- Boussinesq, J., 1903, Sur un mode simple d'écoulement des nappes d'eau d'infiltration à lit horizontal, avec rebord vertical tout autour lorsqu'une partie de ce rebord est enlevée depuis la surface jusqu'au fond, Comptes Rendus, Académie des Sciences (Paris), v. 137, p. 5–11.
- Boussinesq, J., 1904, Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources, Journal de Mathématiques Pures et Appliquées, v. 10, p. 5–78.
- Brito-Neves, B.B., Campos Neto, M.C. & Fuck, R.A., 1999, From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brazilian Pan African Cycle and orogenic collage, Episodes, v. 22 (3), p. 155-166.
- Cadastro Nacional de Cavernas – CNC, 2018, Banco de Dados: <http://www.cavernas.org.br/cnc/>, (acesso janeiro 2018)

- Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas – CANIE, 2018, Banco de Dados: <http://www.icmbio.gov.br/cecav/canie.html>, (acesso janeiro 2018)
- Campanha, G.A.C., 1985, Geologia das folhas Iporanga (SG.22-X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG.22-X-B-VI-1), Estado de São Paulo, IPT/Pró-Minério, Relatório 22, 352.
- Campanha, G.A.C., 1991, Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira Estados de São Paulo e Paraná [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 296 p.
- Campanha, G.A.C., 2011, Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira Estados de São Paulo e Paraná [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 296 p.
- Campanha G.A.C., Sadowski, G.R., 1999, Tectonics of the Southern Portion of the Ribeira Belt (Apiáí Domain), Precambrian Research, v. 98, p. 31-51.
- Campanha G.A.C., Sadowski, G.R., 2002, Determinações da Formação Finita em Metassedimentos da Faixa Ribeira, Revista Brasileira de Geociências, v. 31.
- Centro Excursionista Universitário – CEU, 1973, Mapa topográfico da caverna Alambari de Baixo.
- Centro Excursionista Universitário – CEU, 1973, Mapa topográfico da caverna Ouro Grosso.
- Chang, Y., Wu, J., Liu, L., 2015, Effects of the conduit network on the spring hydrograph of the karst aquifer, Journal of Hydrology, v. 527, p. 517-530.
- Chow V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W., 1993, Applied Hydrology, New York: McGrawHill, 572p.
- Covington, M.D., Wicks, C.M., Saar, M.O., 2009, A dimensionless number describing the effects of recharge and geometry on discharge from simple karstic aquifers, Water Resources Research, v. 45, W11410, 16p.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2012, Mapa geológico folha Apiáí (SG.22-X-B-V), escala 1:100.000.
- Cruz Jr., F.W., Karmann I., Viana, O., Burns, S. J., Ferrari, J.A., Vuille, M., Sial, A.N., Moreira, M.Z., 2005, Stable isotope study of cave percolation waters in subtropical Brazil: Implications for paleoclimate inferences from speleothems, Chemical Geology, v. 220, p. 245-262.
- Departamento de Águas e Energia Elétrica – DAEE, 2018, Série histórica de precipitação, temperatura e umidade (1972-2018) da Estação F5-042 – Serra dos Mota: <http://www.hidrologia.dae.sp.gov.br/Default.aspx?dadosorigem=Pluio%20m%C3%A9tricos&ugrhi=UGRHI&cidadeugrhi=PIRACICABA%20FCAPIVARI%20FJUNDIAI&prefixopost>

[o=D3-018](#), (acesso outubro 2018).

- Domingos, M.D., 2002, Limnologia do rio Betari (Iporanga, SP) e a relação com o estado de conservação de sua bacia hidrográfica: subsídios para o desenvolvimento sustentável [Tese de Doutorado]: São Carlos, Universidade de São Paulo, Escola de Engenharia de São Carlos. 295 p.
- Faleiros, F.M., 2003, Zona de Cisalhamento Ribeira: deformação metamorfismo e termobarometria de veios sin-tectônicos [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 146 p.
- Faleiros, F.M., Campanha, G.A.C., 2004, Petrografia e microestruturas de tectonitos da Zona de Cisalhamento Ribeira, Vale do Ribeira, SP e PR: implicações no zoneamento metamórfico e estrutural do Supergrupo Açungui e unidades correlatas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34(3), p. 419-430.
- Ferrari, J.A., 2006, Study of spring hydrographs of a karst plateau in southeast Brazil using time series analysis: 8th Conference on Limestone Hydrogeology, Presses universitaires de Franche-Comté Besançon France, Neuchâtel (Switzerland), p. 21-23, sep. 2006, p. 113-116.
- Ferrari, J.A., 2007, O papel da recarga alóctone no planalto cárstico Lajeado-Bombas Iporanga (SP), Resumos Expandidos e Simples, II Encontro Brasileiro de Estudos do Carste, IGc USP, p. 12-15.
- Ferrari, J.A., Amaral, R., Armani, G., Hiruma, S.T., 2011, A erosividade das chuvas nos planaltos cársticos do Vale do rio Betari, Iporanga (SP), *Revista do Instituto Geológico*, v. 32 (1/2), p. 1-10.
- Ferrari, J.A., Hiruma, S.T., Karmann, I., 1998, Caracterização morfométrica de uma superfície cárstica do Vale do Ribeira São Paulo (Núcleo Caboclos - PETAR), *Revista do Instituto Geológico*, v. 19 (1/2), p. 9-17.
- Ferrari, J.A., Karmann, I., 2008, Comportamento Hidrodinâmico de Sistemas Cársticos na Bacia do Rio Betari Município de Iporanga – SP, *Geologia USP Série Científica*, v. 8, p. 1-13.
- Field, M., 1999, The QTRACER Program for Tracer-Breakthrough Curve Analysis for Karst and Fractured-Rock Aquifers, Washington DC. EPA/600/R-98/156.
- Field, M., 2002, The QTRACER2 Program for Tracer-Breakthrough Curve Analysis for Tracer Tests in Karstic Aquifers and Other Hydrologic Systems, Washington DC, EPA/600/R-98/156a and 156b, 2/99.
- Fiorillo, F., 2014, The recession of spring hydrographs, focused on karst aquifers, *Water Resources Management*, v. 28, p. 1781-1805.

- Ford, D., Williams P., 2007, *Karst Geomorphology and Hidrology*: London, John Wiley & Sons, 562 p.
- Fu, T., Chen, H., Wang, K. 2016, Structure and water storage capacity of a small aquifer based on stream discharge in southwest China, *Journal of Hydrology*, v. 534, p. 50-62.
- Grupo de Espeleologia de Geologia da USP – GGEO, 1985, Mapa topográfico da caverna Alambari de Baixo.
- Genthner C., 2001, Aplicação do traçador fluorescente rhodamina-wt no estudo geohidrológico da área carbonática Lajeado – Bombas Vale do Betari Sul do Estado de São Paulo [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 95p.
- Genthner C., Ferrari J. A., Karmann, I., 2003, Identificação das áreas de recarga de fontes cársticas com o uso do traçador rodamina fwt (área carbonática Lajeado-Bombas Iporanga-SP), *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, v. 24 (1/2), p. 11-23
- Gerhard, P., 1999, Ecologia de populações e comportamento de quatro espécies de bagres Heptapterinae (Teleostei: Siluriformes) em riachos do Alto Vale do rio Ribeira (Iporanga, São Paulo) [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Biociências, 129 p.
- Goldscheider, N., 2005, Fold structure and underground drainage pattern in the alpine karst system Hochifen-Gottesacker, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 98(1), p. 1-17.
- Goldscheider, N., Drew, D., 2007, *Methods in karst hydrology*, London: British Geological Survey, 264 p..
- Goldscheider, N., Meiman, J., Pronk, M., Smart, C. 2008. Tracer tests in karst hydrology and speleology, *International Journal of Speleology*, v. 37(1), p. 27-40.
- Granato, L., 1901, As Grutas Calcáreas dos Municípios de Xiririca, Iporanga e Apiahy, Relatório (manuscrito), Arquivo Permanente do Arquivo do Estado de São Paulo, 44 p.
- Grosmann, A., Morlet, J., 1984, Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape, *SIAM J. Math. Anal.* p.723-736.
- Gupta, R.S., 1989, *Hydrology and hydraulic systems*, Englewood Cliffs Prentice Hall, 739 p.
- Gutjahr, M.R., 1993, Critérios relacionados à compartimentação climática de bacias hidrográficas: a bacia do rio Ribeira de Iguape [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Filosofia, Letras e Ciências, 90 p.
- Halihan, T., Wicks, C.M., 1998, Modeling of storm responses in conduit flow aquifers with reservoirs, *Journal of Hydrology*, v. 208, p. 149-178.

- Hiruma, S.T., Ferrari, J.A.; Amaral, R.; Honório, R.F., 2007, Mapeamento e caracterização de feições cársticas de superfície na Faixa Itaiacoca nas regiões de Nova Campina e Bom Sucesso de Itararé SP/PR, *Revista do Instituto Geológico*, v. 27-28 (1/2), p. 1-12.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, 1987, Carta Topográfica da Folha Iporanga (SG.22-X-B-V-2-MI-2827-2), escala 1:50.000.
- Instituto de Pesquisa Tecnológica – IPT, 1981, Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000.
- Jacquet, J., 1971, Aspects généraux de la représentation mathématique des phénomènes en hydrologie de surface, *La Houille Blanche*, v. 2, p. 105-110.
- Jeannin, P.Y., Sauter, M., 1998, Analysis Of Karst Hydrodynamic Behaviour Using Global Approaches: A Review, *Bulletin D’hydrogéologie*, v. 16, p. 31–48.
- Jenkins, G.M., Watts, D.G., 1968, *Spectral Analysis and its Applications*, Holden-Day San Francisco, California. 525 p.
- Karmann, I., 1994, Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto Vale do Ribeira de Iguape sudoeste do estado de São Paulo [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 228 p.
- Karmann, I., Ferrari, J.A., 2002, Carste e Cavernas do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR), SP: Sistemas de cavernas com paisagens subterrâneas únicas, *in*: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M.L.C. (Editores), *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, 1. Edição, Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 2002, v.01, p. 401-413.
- Käss, W., 1992, *Geohydrologische Markierungstechnik, Lehrbuch der Hydrogeologie*, Berlin-Stuttgart, Borntraeger, 519 p.
- Kiraly, L., 1998, Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach, *Bulletin d’Hydrogéologie*, v. 16, p. 77-98.
- Köppen, W., 1948, *Climatologia: con un studio de los climas de la tierra*, Mexico: Fondo de Cultura Economica, 478 p.
- Krone, R., 1902, Estudo sobre as cavernas do Valle do Rio Ribeira, *Archivos do Museu Nacional*, p. 142-166.
- Labat, D., Ababou, R., Mangin, A., 2000, Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part II: Continuous wavelets transform and multiresolution analyses, *Journal of Hydrology*, v. 238, p. 149-178.

- Larocque, M., Mangin, A., Razack, M., Banton, O., 1998, Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente France), *Journal of Hydrology*, v. 205, p. 217-231.
- Le Bret, M., 1963, Estudos espeleológicos no vale do Alto Ribeira, *Boletim IGG*, v. 47, p. 71-127, 1966.
- Leibundgut, C., Maloszewski, P., Külls, C. 2009, *Tracers in Hydrology*, Wiley-Blackwell, 441 p.
- Maillet, E., 1905, *Essais d'Hydraulique souterraine et fluviale*, Hermann, Paris.
- Mangin, A., 1984, Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale, *Journal of Hydrology*, v. 67, p. 25-43.
- Mangin, A., 1994, Karst Hydrogeology, *in* Gilbert, J., Danielopol, D.L., Stanford, J., Thorp, J. *Groundwater Ecology*: New York, Academic Press, p. 43-67.
- Martinelli, R., 2011, Abismo do Gurutuva: história de exploração e mapeamento de um dos maiores e mais difíceis abismos do PETAR. *Desnível*, v. 13/14, p. 21-34.
- Martinelli, R., 2017, Remapeamento da gruta Ouro Grosso, <https://upespeleo.org/2017/06/21/remapeamento-da-gruta-ouro-grosso/>, (acesso junho 2018).
- Massei, N., Dupont, J.P., Mahler, B.J., Laignel, B., Fournier, M., Valdes, D., Ogier, S., 2006, Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation spectral and wavelet analyses. *Journal of Hydrology*, v. 329, p. 244-257.
- Mathevet, T., Lepiller, M., Mangin, A., 2004, Application of time-series analyses to the hydrological functioning of an Alpine karstic system: the case of Bange-L'Eau-Morte, *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 8(6), p. 1051-1064.
- Milanovic, P.T., 1976, Water regime in deep karst: case study of the Ombla spring drainage area, *in*: Yevjevich, V., *Karst hydrology and water resources*, v. I, Karst Hydrology, Fort Collins, Water Resource Publications, p. 165-191.
- Milanovic, P.T., 1981, *Karst hydrogeology*, Littleton, Water Resource Publication, 434 p.
- Monteiro, C.A.F., 1973, A dinâmica climática e as chuvas no estado de São Paulo: estudo geográfico sob forma de atlas, São Paulo: Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia.
- Mull, D.S., Liebermann, T.D., Smoot, J.L., Woosley Jr., L.H., 1988, Application of Dye-Tracing Techniques for Determining Solute-Transport Characteristics of Ground Water in Karst Terranes, Environmental Protection Agency, 117 p.

- Müller, G., 1953, *Methods in Sedimentary Petrology*. New York: Stuttgart, 283 p.
- Myloie, J.E., 1984, Hydrologic classification of caves and karst, *Groundwater as a Geomorphic Agent*, R.G La Fleur, Allen & Unwin Boston, p. 157-172.
- Padilla, A., Bosch, A.P., Mangin, A., 1994, Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring, *Ground Water*, v. 32, p.267-277.
- Padilla, A., Bosch, A.P., 1995, Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis, *Journal of Hydrology*, v. 168, p. 73-89.
- Palmer, A., 1991, Origen and morphology of limestone caves, *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p. 21-25.
- Pessenda, L.C., Saia, S.E.M.G., Gouveia, S.E.M., Ledru, M.P., Abdelfettah, S., Amaral, P.G., Bendassolli, J.A., 2010, Last millennium environmental changes and climate inferences in the Southeastern Atlantic forest , Brazil. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, v. 82, p. 717–729.
- Petri, S., Suguio, K., 1969, Sobre os metassedimentos do Grupo Açungui no extreme sul do Estado de São Paulo, *Convênio USP-DAEE*, 98p.
- Pires, F.A., 1988, Uma nova concepção para os ambientes do Grupo Açungui, na região de Iporanga e Apiaí, sul do Estado de São Paulo, *in: 35º Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém, v. 2, p. 606-616.
- Porto, R.L.L., Zahed Filho, K., Silva, R.M., 1999, *Bacias Hidrográficas*, São Paulo: Universidade de São Paulo, Escola Politécnica.
- Quinlan, J.F., 1986, Discussion of groundwater tracers, *Ground Water*, v. 24(2), p. 253-259.
- Rantz, S.E., 1982, Measurement and computation of stream flow: Measurement of stage and discharge, *United States Geological Survey, Water Supply Paper*, v, 2175(1), 284p.
- Ravbar, N., Engelhardt, I., Goldscheider, N., 2011, Anomalous behaviour of specific electrical conductivity at a karst spring induced by variable catchment boundaries: The case of the Podstenjšek spring, Slovenia. *Hydrological Processes*, v. 25, p. 2130–2140. doi:10.1002/hyp.7966
- Schudel, B., Biaggi, D., Dervev, T., Kozel, R., Muller, I., Ross, J.H., Schindler, U., 2003, Application of artificial tracers in hydrogeology-Guideline, *Bulletin d’Hydrogéologie*, v. 20 91 p.
- Schumm, S. A., 1956, Meanderwavelength of aluvial rivers. *Science*, v. 157(3796), p. 1549-1550.

- Smart, P.L., Hobbs, S.L., 1986, Characterisation of Carbonate Aquifers: A Conceptual Base, in: Proceedings of the Environmental Problems in Karst Terranes and Their Solutions Conference, National water well association, Bowling Green Kentucky, p. 1-14.
- Strahler, A.N., 1957, Quantitative analysis of watershed geomorphology, New Haven: Transactions: American Geophysical Union, v. 38, p. 913-920.
- Torrence, C.E., Compo, G.P., 1998, A Practical Guide to Wavelet Analysis. Bulletin of the American Meteorological Society, v. 79(1), p. 61-78.
- Tucci, C.E.M., 1997, Hidrologia: Ciência e Aplicação, Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, EDUSP e ABRH, 145 p.
- União Paulista de Espeleologia – UPE, Trupe Vertical, 2011, Mapa topográfico do Abismo do Gurutuba.
- União Paulista de Espeleologia – UPE, Inédito, Mapa topográfico do Abismo Lagoa Grande.
- White, W.B., 1988, Geomorphology and hydrology of karst terrains, New York, Oxford University Press, 464 p.
- White, W.B., 2002, Karst hydrology: recent developments and open questions, Engineering Geology, v. 65, p. 85-105.
- World Meteorological Organization – WMO, 1994, Guide to hydrological practices – Data acquisition and processing analysis forecasting and other applications, 5.ed., n.168, Genebra Suíça, 770p.
- World Meteorological Organization – WMO, 2008, Guide to meteorological instruments and methods of observation, 7.ed., n.8, Genebra Suíça.
- Worthington, S.R.H., 1991, Karst hydrogeology of the Canadian Rocky Mountains [Tese de Doutorado]: MacMaster University, 370 p.
- Zare, M.R.M., Nematollahi, A.R., Sedghi, H., 2005, Application of spectral analysis of daily water level and spring discharge hydrographs data for comparing physical characteristics of karstic aquifers, Journal of Hydrology, v. 311, p. 106-116.