



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

---

# HIDROGEOQUÍMICA E INTEMPERISMO NA BACIA DO RIO BANANAL (SP/RJ)

Adriana Filgueira Leite

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro para a obtenção do grau de Doutor em Geografia.

Orientadora: Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Ana Luiza Coelho Netto (PPGG/UFRJ)  
Co-orientadora: Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Maria Lúcia C. C. Pinto (IQ/UFRJ)

Rio de Janeiro

2006



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

---

# HIDROGEOQUÍMICA E INTEMPERISMO NA BACIA DO RIO BANANAL (SP/RJ)

**Adriana Figueira Leite**

Tese submetida ao corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Doutor.

Aprovada por:

Prof<sup>ª</sup> \_\_\_\_\_

**ANA LUIZA COELHO NETTO (orientadora)**  
(Doutora em Geografia e Prof<sup>ª</sup> Titular do Dep<sup>to</sup> de Geografia da UFRJ)

Prof<sup>ª</sup> \_\_\_\_\_

**MARIA LÚCIA COUTO CORREA PINTO (Co-orientadora)**  
(Doutora em Química e Prof<sup>ª</sup> Adjunta do Instituto de Química da UFRJ)

Prof<sup>o</sup> \_\_\_\_\_

**ANDRÉ DE SOUZA AVELAR**  
(Doutor em Geotecnia e Prof<sup>o</sup> Adjunto do Dep<sup>to</sup> de Geografia da UFRJ)

Prof<sup>ª</sup> \_\_\_\_\_

**MÔNICA DOS SANTOS MARÇAL**  
(Doutora em Geografia e Prof<sup>ª</sup> Adjunta do Dep<sup>to</sup> de Geografia da UFRJ)

Prof<sup>ª</sup> \_\_\_\_\_

**ISABEL PEREIRA LUDKA**  
(Doutora em Geologia e Prof<sup>ª</sup> Adjunta do Dep<sup>to</sup> de Geologia da UFRJ)

Prof<sup>o</sup> \_\_\_\_\_

**JÚLIO CÉZAR MENDES**  
(Doutor em Geologia e Prof<sup>o</sup> Adjunto do Dep<sup>to</sup> de Geologia da UFRJ)

Rio de Janeiro  
2006

Leite, Adriana Filgueira

Hidrogeoquímica e Intemperismo na bacia do rio Bananal (RJ/SP) ,  
Adriana Filgueira Leite. - - Rio de Janeiro: UFRJ/PPGG, 2006.

xviii, 150 f. : il. ; 29,7 cm.

Orientadores: Ana Luiza Coelho Netto e Maria Lúcia Couto Correa  
Pinto

Tese (doutorado) – UFRJ / IGEO / PPGG, 2006.

Referências bibliográficas: f. 142-150

1. Intemperismo. 2. Hidrogeoquímica. 3. Ambiente montanhoso-  
rural. 4. Geomorfologia – Tese. I. Coelho Netto, Ana Luiza. II. Pinto,  
Maria Lúcia Couto Correa. III. Universidade Federal do Rio de Janeiro,  
Instituto de Geociências, PPGG. IV. Título.

Dedico este trabalho a todos aqueles que estão lutando e ainda vão lutar para continuar fazendo pesquisa neste país.

## AGRADECIMENTOS

À Prof<sup>ª</sup> Ana Luiza Coelho Netto tanto por ter apostado mais uma vez nesta linha de pesquisa, como principalmente pelos doze anos de aprendizado no Laboratório de Geo-Hidroecologia.

À Prof<sup>ª</sup> Maria Lúcia Couto Correa Pinto pelo auxílio fundamental na decodificação da hidrogeoquímica e pela grande amizade e companheirismo a mim dedicados.

Às fontes de fomento à pesquisa, em especial ao CNPq e ao PRONEX (Programa de Núcleos de excelência), responsáveis pelo custeio da bolsa-auxílio, dos equipamentos e das atividades de campo.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGG/UFRJ) por apoiar nosso pedido de prorrogação de defesa de tese.

À equipe de pesquisadores e estagiários do Laboratório de Geo-Hidroecologia (GEOHECO) pelo auxílio nas atividades de campo. Sem a boa vontade destas pessoas, este trabalho jamais teria se concretizado. Neste sentido, destaco as contribuições de Ricardo do Santos Correa, Rafael Albuquerque Xavier, Paulo Jorge Vaitsman Leal, Felipe da Cunha Mosqueira e Wellington Sá Francisco dos Santos.

À equipe do Laboratório de Análise Ambiental e Mineral do Instituto de Química tanto pela realização das análises químicas, quanto pela troca de idéias, apoio e amizade.

Ao Gláucio (Duia), amigo de Bananal, por sempre contribuir no recrutamento dos nossos ajudantes de campo e pela grande paciência demonstrada em certa ocasião quando nossos materiais de campo ocuparam mais espaço do que o aceitável em sua pousada.

Ao casal Isabel e Benedito, caseiros e amigos da Fazenda Fortaleza, pela idoneidade na leitura dos piezômetros, poços e régua linimétrica, e acima de tudo, pelo acolhimento e amizade inigualáveis.

Ao Sr<sup>º</sup> Dirceu, taxista e amigo de Bananal, que muito mais que um motorista, mostrou-se um grande companheiro e auxiliar de campo. Seu desprendimento foi em muitas ocasiões o fator que garantiu o acesso e a segurança do monitoramento hidrogeoquímico.

Aos motoristas da garagem da UFRJ, em especial ao Jonas, por sempre conduzirem com cuidado e segurança a viatura de campo do GEOHECO, e por auxiliarem, dentro de suas possibilidades, na própria realização de nossas atividades.

À equipe administrativa do GEOHECO, ou seja, ao Fernando Brandão (Nando) e, mais recentemente, à Daniele, pela contribuição essencial na resolução dos problemas de ordem burocrática, e principalmente pelo auxílio em questões que muitas vezes transcendiam sua esfera de atuação.

Ao Prof<sup>o</sup> André Avelar por intermediar a negociação referente à aquisição dos equipamentos que compunham a estação digital.

À banca avaliadora pela apreciação do presente trabalho, apesar do curto prazo para a leitura.

A todos os que foram meus alunos durante a realização deste trabalho, tanto pela compreensão nos momentos de ausência, quanto pela oportunidade que me proporcionaram de aprendizado ao lidar com as diferenças de propósitos e de personalidades.

Ao meu irmão Teofilo que por sempre zelar pelo bom funcionamento do meu computador, me poupou de prejuízos irreparáveis.

Aos amigos que descobri e aos que redescobri, pela enorme paciência, apoio, conforto, estímulo e confiança.

À minha valorosa família, pela paciência, apoio incondicional, generosidade, e principalmente pelo grande amor. Sem este suporte esta proposta profissional jamais teria se tornado uma realidade.

LEITE, Adriana Filgueira. **Hidrogeoquímica e Intemperismo na bacia do rio Bananal (RJ/SP)**. Orientadora: Ana Luiza Coelho Netto. Co-orientadora: Maria Lúcia Couto Correa Pinto. Rio de Janeiro : UFRJ/PPGG; CNPq, 2006. Tese (Doutorado em Geografia).

Estudos hidrogeoquímicos voltados para o intemperismo vêm sendo feitos em larga escala no planeta buscando atender a três propósitos fundamentais: (1) medir taxas de denudação das encostas e rebaixamento do relevo; (2) medir taxas de consumo do CO<sub>2</sub> atmosférico visando compreender as mudanças climáticas globais do presente, e (3) compreender os efeitos da deposição ácida sobre os ecossistemas e sob diferentes litologias. Os dois últimos tópicos ganharam grande notoriedade a partir da década de oitenta quando as conseqüências das atividades humanas sobre o ambiente passaram a ser o foco das preocupações mundiais. Por este motivo, perfazem atualmente a maior parte dos estudos hidrogeoquímicos sendo, de modo geral, realizados em grandes bacias hidrográficas. Os estudos conduzidos em bacias de baixa ordem hierárquica, por sua vez, prevalecem em regiões temperadas. Pouco se sabe à respeito dos trópicos, em especial, no que se refere às áreas montanhosas, reconhecidas como as principais reguladoras dos processos de denudação do relevo. Com o intuito de ser uma contribuição ao preenchimento desta lacuna da literatura, realizou-se um estudo hidrogeoquímico que integrou pequenas e médias escalas de análise de uma bacia montanhosa tropical, tributária do rio Paraíba do Sul (SP/RJ). Buscou-se avaliar a magnitude dos processos de intemperismo entre diferentes compartimentos de relevo (montanhoso, pré-montanhoso e colinoso) todos posicionados em substrato silicático. Para tanto foi feito um monitoramento das concentrações de Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Al<sup>3+</sup>, Ferro total, SiO<sub>2</sub>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, além de parâmetros físico-químicos (C.E., pH, alcalinidade, acidez, turbidez e potencial de oxi-redução) em águas superficiais (rios) e subsuperficiais (poços). Monitorou-se também as oscilações de nível d'água do canal principal e de um

poço posicionado em uma concavidade estrutural suspensa, de uma bacia do compartimento pré-montanhoso. Como já se poderia esperar, as concentrações dos elementos foram muito baixas, tanto pela intensa lixiviação dos regolitos (expostos à alteração à pelo menos 5 Ma), quanto pela grande resistência à alteração oferecida pelo substrato silicático. No que se refere à bacia monitorada no compartimento pré-montanhoso, verificou-se que o aquífero leva cerca de seis meses a partir do início da estação chuvosa para alcançar seu nível máximo. Observou-se também que o mesmo é alcançado simultaneamente no canal principal e no poço da concavidade estrutural suspensa, fato este que sugere uma fonte comum de manutenção. Apesar da grande contribuição dos fluxos superficiais e subsuperficiais rasos para o canal principal durante a estação úmida, prevalecem as águas “velhas” que, por sua vez, são empurradas pelas águas “novas”. No que se refere às respostas hidrogeoquímicas entre compartimentos há, de modo geral, uma grande semelhança entre as águas, principalmente entre o pré-montanhoso e colinoso, que inclusive apresentam respostas sincronizadas às oscilações temporais. No compartimento montanhoso as águas mostraram-se muito pouco mineralizadas fato este relacionado à elevada declividade das vertentes, à alta resistência do substrato e, conseqüentemente, ao seu baixo tempo de residência. Nem mesmo a remoção dos materiais do regolito por movimentos de massa foi suficiente para modificar as características geoquímicas das águas, tal como se observou no compartimento colinoso. Apesar de alguns estudos apontarem para uma reativação neotectônica na área, a qual poderia expor mais significativamente a rocha sã, não se observou ainda nenhuma evidência clara a respeito de sua magnitude sobre os processos de intemperismo. Neste sentido, os resultados aqui obtidos sugerem que as águas tendem a estar em equilíbrio químico com os materiais do regolito e do substrato, comportamento este que é muito mais condizente com uma condição de estabilidade dos processos de intemperismo químico entre os compartimentos de relevo da bacia estudada.

LEITE, Adriana Filgueira. **Hidrogeoquímica e Intemperismo na bacia do rio Bananal (RJ/SP)**. Orientadora: Ana Luiza Coelho Netto. Co-orientadora: Maria Lúcia Couto Correa Pinto. Rio de Janeiro : UFRJ/PPGG; CNPq, 2006. Tese (Doutorado em Geografia).

Hydrogeochemical studies concerning weathering are being conducted worldwide with three different goals: (1) measurement of slope denudation rates; (2) measurement of atmospheric CO<sub>2</sub> consumption rates aiming the understanding of global weather changes, and (3) understand the effects of acid deposition on the ecosystem and on different lithology layers. The two last topics gained focus in the 80s when environmental concern started to pop up. These topics constitute the majority of hydrogeochemical studies in the present, normally considering large hydrographic basins. Smaller hydrographic basins are conducted in temperate regions. Little is known about tropical regions, especially of mountain areas, responsible for the processes which govern the relief denudation. Aiming to contribute to this gap in literature, the present dissertation details a hydrogeochemical study which integrated small and medium scale analysis of a tropical mountain basin, tributary of Paraíba do Sul River (SP/RJ, Brazil). The magnitude of the weathering processes in different physiographic zones (mountain, pre-mountain and hilly), all positioned in silicate bedrock. Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Al<sup>3+</sup>, Total iron, SiO<sub>2</sub>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup> concentration, besides physical chemical parameters (E.C., pH, alkalinity, acidity, turbidity and redox potential) in streams and groundwaters were monitored. The oscillation in the water level of the main stream and of a well positioned in a hanging structural hollow of the pre-mountain basin section was also monitored. As expected, the elemental concentration was very low, due not only to the intense regolith lixiviation (exposed to alteration at least for 5 Ma), but also to the large resistance to change offered by the silicate bedrock. Results indicate that the aquifer takes about six months, starting in the rainy season, to reach its maximum level. The

same fact is observed in the main water stream and in the well, suggesting a common water source. Despite of the expressive contribution of superficial and shallow subsuperficial flows to the main water stream level in the wet season, it seems that “old” waters (pushed by “new” waters) govern the level maintenance process. Regarding the hydrogeochemical responses in each physiographic zone, it is possible to say that there is good similarity in the water driven processes happening in the pre-mountain and in the hilly zones. In the mountain zone, the waters showed very low mineral content due to the large slopes, and consequently the high bedrock resistance and the low residence times, which characterize these areas. Not even the removal of regolith material due to mass transport was enough to modify the geochemical properties of the water, as observed in the hilly zone. Despite of other studies indicating neo tectonic reactivation of the area (which could expose the bedrock), no evidence of this action on weathering was observed. Present results show that the waters tend to be in chemical equilibrium with the regolith and bedrock materials, indicating the stability of the chemical weathering processes in the different sections of the studied basin.

## LISTA DE FIGURAS

<b>FIGURA 1</b> – Série de GOLDICH. _____	13
<b>FIGURA 2</b> – Os afloramentos da encosta cujo declive expressam os Limites de Intemperismo. _____	16
<b>FIGURA 3</b> – Mapa geológico da bacia do rio Bananal (escala 1:25.000). ____	25
<b>FIGURA 4</b> – Categorias de concavidades identificadas na bacia do rio Bananal (SP). _____	28
<b>FIGURA 5</b> – Erosão subterrânea que condiciona o desenvolvimento de voçorocas/cabeceiras de drenagem de primeira ordem. _____	28
<b>FIGURA 6</b> – Localização e geologia das áreas correspondentes ao compartimento pré-montanhoso. _____	31
<b>FIGURA 7</b> – Bacia Vizinha 3 em detalhe. _____	34
<b>FIGURA 8</b> – Localização da área correspondente ao compartimento colinoso. _____	36
<b>FIGURA 9</b> – Localização dos pontos amostrais correspondentes às áreas de monitoramento do compartimento pré-montanhoso. _____	39
<b>FIGURA 10</b> – Interior da concavidade estrutural suspensa monitorada (compartimento montanhoso). _____	41
<b>FIGURA 11</b> – Localização do ponto de coleta F2 (fratura da concavidade estrutural suspensa/compartimento pré-montanhoso). _____	42
<b>FIGURA 12</b> – Localização do ponto de coleta V2 (bacia tributária 1). _____	43
<b>FIGURA 13</b> – Localização dos pontos amostrais posicionados ao longo da Bacia do Rio Bananal e Anfiteatro Três Barras. _____	45
<b>FIGURA 14</b> – Relação entre chuva e nível linimétrico referente ao período entre Novembro de 1999 e Abril de 2000. _____	49
<b>FIGURA 15</b> – Relação entre chuva acumulada e nível linimétrico referente ao período entre Novembro de 1999 e Abril de 2000. _____	51

- FIGURA 16** – Relação entre chuva e nível linimétrico referente ao período entre Agosto de 2004 e Agosto de 2005. \_\_\_\_\_ 52
- FIGURA 17** – Relação entre chuva acumulada e nível linimétrico referente ao período entre Agosto de 2004 e Agosto de 2005. \_\_\_\_\_ 54
- FIGURA 18** – Relação entre chuva e nível d'água do poço da concavidade estrutural suspensa, referente ao período entre Agosto de 2004 e Agosto de 2005. \_\_\_\_\_ 55
- FIGURA 19** – Relação entre chuvas acumuladas e nível d'água do poço da concavidade estrutural suspensa, referente ao período entre Agosto de 2004 e Agosto de 2005. \_\_\_\_\_ 56
- FIGURA 20** – Relação entre nível linimétrico e nível d'água do poço da concavidade estrutural suspensa, referente ao período entre Agosto de 2004 e Agosto de 2005. \_\_\_\_\_ 57
- FIGURA 21** – Relação entre chuvas e nível linimétrico, referente ao período entre Abril de 2006 e Agosto de 2006. \_\_\_\_\_ 58
- FIGURA 22** – Relação entre chuvas acumuladas e nível linimétrico, referente ao período entre Abril de 2006 e Agosto de 2006. \_\_\_\_\_ 59
- FIGURA 23** – Relação entre intensidade das chuvas e o tempo de atraso entre o pico de chuva e o de nível d'água, referente ao período entre Outubro de 2004 e Janeiro de 2005. \_\_\_\_\_ 61
- FIGURA 24** – Relações entre as respostas da chuva, nível linimétrico e condutividade elétrica do alto vale do rio Fortaleza, em 26 de dezembro de 2004. \_\_\_\_\_ 63
- FIGURA 25** – Relações entre as respostas da chuva, nível linimétrico e condutividade elétrica do alto vale do rio Fortaleza, em 29 de novembro de 2004. \_\_\_\_\_ 65
- FIGURA 26** – Relações entre a distribuição e as concentrações de elementos, pH e C.E. das chuvas referentes ao período entre novembro de 1999 e abril de 2000. \_\_\_\_\_ 67

- FIGURA 27** – Relações entre as concentrações de elementos e as oscilações de nível d'água do alto vale do rio Fortaleza, no período entre novembro de 1999 e abril de 2000. \_\_\_\_\_ 69
- FIGURA 28** – Relações entre as concentrações de elementos e as oscilações de nível d'água na concavidade estrutural suspensa da bacia do rio Fortaleza, no período entre Agosto de 2004 e Agosto de 2005. \_\_ 73
- FIGURA 29** – Relações entre as concentrações de elementos e parâmetros físico-químicos e as oscilações de nível d'água do canal do rio Fortaleza, no período entre Agosto de 2004 e Agosto de 2005. \_\_ 76
- FIGURA 30** – Relações entre as concentrações de elementos e parâmetros físico-químicos e as oscilações de nível d'água do canal do rio Fortaleza, no período entre Março à Julho de 2006. \_\_\_\_\_ 80
- FIGURA 31** – Valores médios dos parâmetros físico-químicos e sílica e dos elementos + pH por ponto amostral da bacia do rio Fortaleza, referentes ao período entre 2003 e 2006. \_\_\_\_\_ 86
- FIGURA 32** – Valores absolutos dos parâmetros físico-químicos, elementos e sílica nos eventos amostrados entre 2003 e 2006 em todos os pontos amostrais da bacia do rio Fortaleza. \_\_\_\_\_ 90
- FIGURA 33** – Diagrama Eh–pH para substâncias termodinamicamente estáveis no sistema S–O<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O a 25 °C, mostrando os campos de predominância das espécies aquosas e de enxofre elementar para  $\Sigma S(aq) = 10^{-3}$  mol/Kg em limites aquosos/S<sup>0</sup>. \_\_\_\_\_ 101
- FIGURA 34** – Valores médios dos parâmetros físico-químicos e sílica e dos elementos + pH por ponto amostral das bacias tributárias (vizinhas) do rio Fortaleza, referentes ao período entre 2004 e 2006. \_\_\_\_\_ 105
- FIGURA 35** – Valores absolutos dos parâmetros físico-químicos, elementos e sílica nos eventos amostrados entre 2004 e 2006 em todos os pontos amostrais das bacias tributárias (vizinhas) do rio Fortaleza. \_\_\_\_\_ 111

- FIGURA 36** – Comparação dos valores absolutos dos parâmetros físico-químicos, elementos e sílica obtidos por evento entre o rio Fortaleza e suas bacias tributárias (período entre novembro de 2004 e julho de 2006). \_\_\_\_\_ 116
- FIGURA 37** – Valores absolutos dos parâmetros físico-químicos, elementos e sílica nos eventos amostrados entre 2003 e 2004 em todos os pontos amostrais do canal do Anfiteatro Bela Vista e do Rio Piracema, representativos do compartimento colinoso. \_\_\_\_\_ 121
- FIGURA 38** – Comparação dos valores absolutos dos parâmetros físico-químicos, elementos e sílica obtidos por evento entre o rio Fortaleza e o rio Piracema à montante e à jusante do canal da voçoroca (Anfiteatro Bela Vista), no entre 2003 e 2004. \_\_\_\_\_ 127
- FIGURA 39** – Comparação dos valores absolutos dos parâmetros físico-químicos, elementos e sílica obtidos por evento ao longo do rio Bananal (alto, médio e baixo cursos), e Anfiteatro Três Barras (compartimento colinoso). \_\_\_\_\_ 131
- FIGURA 40** – Comparação dos valores absolutos dos parâmetros físico-químicos, elementos e sílica obtidos por evento entre o rio Fortaleza, o rio Bananal e Anfiteatro Três Barras (compartimento colinoso). \_\_\_\_\_ 134

## LISTA DE TABELAS

- TABELA 1** – Média, Desvio Padrão, Coeficiente de Variação e Variância referentes aos parâmetros físico-químicos, cátions, ânions e sílica entre todos os pontos amostrais da bacia do rio Fortaleza (compartimento pré-montanhoso) em um mesmo evento de amostragem. \_\_\_\_\_ 82
- TABELA 2** – Média, Desvio Padrão, Coeficiente de Variação e Variância referentes aos parâmetros físico-químicos, cátions, ânions e sílica por ponto amostral (entre todos os eventos) referentes à bacia do rio Fortaleza (compartimento pré-montanhoso). \_\_\_\_\_ 84
- TABELA 3** – Média, Desvio Padrão, Coeficiente de Variação e Variância referentes aos parâmetros físico-químicos, cátions, ânions e sílica por ponto amostral (entre todos os eventos) referentes às bacias tributárias (vizinhas) do rio Fortaleza (compartimento pré-montanhoso). \_\_\_\_\_ 106
- TABELA 4** – Média, Desvio Padrão, Coeficiente de Variação e Variância referentes aos parâmetros físico-químicos, cátions, ânions e sílica entre todos os pontos amostrais das bacias tributárias (vizinhas) do rio Fortaleza (compartimento pré-montanhoso) em um mesmo evento de amostragem. \_\_\_\_\_ 112
- TABELA 5** – Média, Desvio Padrão, Coeficiente de Variação e Variância referentes aos parâmetros físico-químicos, cátions, ânions e sílica por ponto amostral (entre todos os eventos) referentes ao canal do Anfiteatro Bela Vista e ao rio Piracema (compartimento colinoso). \_\_\_\_\_ 118
- TABELA 6** – Média, Desvio Padrão, Coeficiente de Variação e Variância referentes aos parâmetros físico-químicos, cátions, ânions e sílica entre todos os pontos amostrais do canal do Anfiteatro Bela Vista e do Rio Piracema, representativos do compartimento colinoso. \_\_\_\_\_ 123

# SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b>	<b>01</b>
1.1 – OBJETIVOS GERAIS	07
1.1.1 – <i>Objetivos Específicos</i>	07
<b>2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b>	<b>08</b>
2.1 – OS PRIMÓRDIOS DA GEOQUÍMICA	08
2.2 – A GEOQUÍMICA E OS ESTUDOS DE INTEMPERISMO	09
2.3 – OS ESTUDOS DE INTEMPERISMO POR MEIO DA ÁGUA	14
2.4 – INTEMPERISMO QUÍMICO E GEOMORFOLOGIA	15
2.5 – BREVE RESGATE HISTÓRICO DOS ESTUDOS DESENVOLVIDOS NA BACIA DO RIO BANANAL	19
2.5.1 – <i>A proposição de uma hipótese evolutiva para a bacia do rio             Bananal</i>	21
<b>3. ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>22</b>
3.1 – GEOLOGIA REGIONAL	22
3.2 – CONDIÇÕES AMBIENTAIS DA BACIA DO RIO BANANAL	23
3.2.1 – <i>As cabeceiras de drenagem da bacia do Rio Bananal</i>	26
3.2.2 – <i>Características das áreas monitoradas nos compartimentos pré-             montanhoso e colinoso da bacia do Rio Bananal</i>	29

## **4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS \_\_\_\_\_ 38**

4.1 – MONTAGEM DA ESTAÇÃO EXPERIMENTAL DO ALTO VALE DO RIO FORTALEZA _____	38
4.2 – Pontos de AMOSTRAGEM _____	39
(a) <i>Compartimento pré-montanhoso</i> _____	39
(b) <i>Compartimento colinoso</i> _____	44
(c) <i>Rio Bananal e Anfiteatro Três Barras</i> (compartimentos montanhoso, pré-montanhoso e colinoso) _____	44
4.3 – AMOSTRAGEM DA ÁGUA _____	47
4.4 – ANÁLISES QUÍMICAS _____	47

## **5. RESULTADOS E DISCUSSÃO \_\_\_\_\_ 48**

5.1 – COMPARTIMENTO PRÉ-MONTANHOSO _____	48
5.1.1 – <i>Características do comportamento hidrológico da bacia do rio Fortaleza</i> _____	48
(a) Comportamento Geral _____	48
(a) Comportamento por Evento _____	60
5.1.2 – <i>Características temporais do comportamento hidrogeoquímico da bacia do rio Fortaleza</i> _____	66
(a) Comportamento Pluviométrico X Comportamento Geoquímico das Chuvas _____	66
(b) Comportamento Plúvio-fluviométrico X Comportamento Hidrogeoquímico Superficial e Subsuperficial _____	68
5.1.3 – <i>Características espaciais do comportamento hidrogeoquímico da bacia do rio Fortaleza</i> _____	81

(a) Análise espacial por parâmetro _____	85
5.1.4 – <i>Características gerais das bacias tributárias e sua relação com a bacia do rio Fortaleza</i> _____	104
5.2 – COMPARTIMENTO COLINOSO _____	117
5.2.1 – <i>Características espaço-temporais do comportamento hidrogeoquímico do Anfiteatro Bela Vista</i> _____	117
5.3 – ALGUMAS CONSIDERAÇÕES À RESPEITO DAS CARACTERÍSTICAS HIDROGEOQUÍMICAS DA BACIA DO RIO BANANAL (alto, médio e baixo cursos) E ANFITEATRO TRÊS BARRAS _____	129
<b>6. CONCLUSÕES _____</b>	<b>135</b>
<b>7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS _____</b>	<b>142</b>

# 1. INTRODUÇÃO

Estudos de intemperismo químico são realizados em todas as regiões do planeta submetidos aos mais diversos tipos climáticos e litologias. Tais estudos são realizados também segundo as mais diversas escalas de análise espacial e temporal. De um ponto de vista geomorfológico, os estudos de intemperismo são fundamentais ao entendimento dos processos de erosão que, por sua vez, são responsáveis pela esculturação dos relevos e pelo desenvolvimento das paisagens.

De modo geral, o intemperismo é analisado a partir do reconhecimento das modificações mineralógicas e químicas dos materiais que compõem os regolitos (CURTIS, 1976; LASAGA *et al.*, 1994; LASAGA, 1995; NAGY, 1995; WHITE, 1995; STEFÁNSSON *et al.*, 2001; WHITE, 2002), ou por meio do monitoramento da carga de solutos em suspensão nas águas dos rios, associados à suas taxas de vazão (GIBBS, 1967; STALLARD & EDMOND, 1983; OVALLE, 1985; DREVER & CLOW, 1995; EDMOND *et al.*, 1995; COSTA, 1997; SILVEIRA & COELHO NETTO, 1999; MORTATTI *et al.*, 2003; CARMO *et al.*, 2005). No que se refere à perspectiva do comportamento dos materiais do regolito, verifica-se que seu conhecimento mais detalhado é fundamental, posto que a dissolução dos minerais primários é uma das principais fontes de espécies dissolvidas para as águas naturais. O conhecimento do seu potencial de dissolução e das taxas de dissolução é considerada essencial para a interpretação quantitativa das composições das águas naturais e para o estudo da ciclagem de elementos no ambiente (STEFÁNSSON *et al.*, *op cit.*). LASAGA (*op. cit.*) acrescenta também que os maiores avanços no entendimento da geoquímica dos processos superficiais da Terra (ou seja, da alteração mineral) podem vir somente de um profundo entendimento das leis químicas e físicas que os governam. Além disso, os processos físicos e químicos que são intermediados pelas superfícies minerais têm efeitos profundos sobre uma grande variedade de problemas ambientais que afetam a sociedade, tais como a disposição dos lixos tóxicos e radioativos,

as chuvas ácidas e a drenagem ácida resultante da atividade mineradora (LASAGA *et al.*, *op. cit.*). Contudo, a integração do conhecimento científico relacionado à diversas escalas espaciais e temporais de análise, aos fundamentos da física e da química das reações minerais contemplando um tratamento completo do intemperismo químico ainda é um desafio.

Já os estudos de intemperismo relacionados à água são aqueles circunscritos aos chamados estudos hidrogeoquímicos, tal como o presente trabalho. Atualmente, os estudos hidrogeoquímicos podem ser classificados em duas categorias fundamentais e não mutuamente excludentes: (1) os dedicados à investigação das rotas de fluxos d'água em bacias de drenagem (MAYO & LOUCKS, 1995; BURNS *et al.*, 1998) e, (2) os dedicados ao entendimento dos processos de intemperismo químico propriamente ditos e suas conseqüências ambientais. Uma quantidade considerável de estudos associa ambas as abordagens (SMITH & DUNNE, 1977; DUNNE, 1978; OVALLE, *op. cit.*; ZHANG *et al.*, 1995; GENEREUX & PRINGLE, 1997; SILVEIRA & COELHO NETTO, *op. cit.*; RADEMACHER *et al.*, 2001). Dentro desta perspectiva, KOVALEVSKY *et al.* (2004), afirmam que tais estudos são de grande relevância por tornarem possível a determinação das fontes, concentração e destino dos constituintes dissolvidos dentro da estrutura física de fluxo e transporte configurada pela bacia de drenagem.

Dentro da perspectiva hidrológica e geomorfológica, há um interesse pela investigação hidrogeoquímica associada às rotas de fluxos d'água na medida em que estes regem a dinâmica erosiva de uma determinada bacia de drenagem, e, associados às características do substrato e do regolito, determinam o tempo de residência das águas que ali circulam. Tais estudos são realizados normalmente em bacias de baixa ordem hierárquica, constituindo ou não áreas montanhosas. São desenvolvidos também em todos os continentes, embora haja uma carência de publicações de âmbito internacional relacionadas ao hemisfério sul. Considerando aspectos mais diretamente aplicados, os estudos voltados para as rotas de fluxos d'água

direta ou indiretamente são também dedicados a atender as demandas do abastecimento humano, à agricultura e à prevenção e/ou remediação contra a ação de contaminantes nos reservatórios de água potável (ROSEN *et al.*, 1999; GÜLER & THYNE, 2004).

Quanto aos estudos hidrogeoquímicos voltados para o entendimento dos processos de intemperismo, tendem em sua maior parte a investigar as taxas de rebaixamento do relevo, estando deste modo, em íntima relação com os estudos geomorfológicos. Contudo, de acordo com SUMMERFIELD (1991), o transporte de materiais em solução é o aspecto menos estudado da denudação das encostas, e existem poucos dados quantitativos pelos quais se possam fazer comparações diretas com a efetividade de outros processos de encosta.

No entanto, a partir da década de oitenta do século vinte, estudos desta natureza passaram a ser realizados em uma proporção muito superior que nas décadas anteriores. Isto ocorreu em função do grande destaque ganho pelas questões relacionadas às mudanças climáticas globais ocorridas no último século. Este interesse vem do fato de que as reações que desencadeiam o intemperismo implicam no consumo do CO<sub>2</sub> atmosférico. Dentro desta perspectiva, o debate central está em saber se a exumação de cadeias montanhosas submetidas à orogênese resfria o clima global pela intensificação do intemperismo de rochas silicáticas. Há, inclusive, registros na literatura de que tal processo foi um dos responsáveis pelas oscilações climáticas globais que ocorreram ao longo do tempo geológico. Neste sentido, é feito um acompanhamento das taxas de consumo do CO<sub>2</sub> atmosférico pelo intemperismo a partir do monitoramento das concentrações dos solutos contidos nos rios, especialmente HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> e SiO<sub>2</sub>.

De modo geral, estudos hidrogeoquímicos voltados para o intemperismo e rebaixamento do relevo vêm sendo realizados em bacias de grande ordem hierárquica do hemisfério norte e em áreas montanhosas

tectonicamente ativas da Europa e da Ásia (BERNER, 1995; DALAI *et al.*, 2002; JACOBSON *et al.*, 2003; KRISHNASWAMI & SINGH, 2005). Ultimamente, porém, há uma tendência de se priorizar os estudos em menores escalas espaciais, principalmente em bacias de primeira ordem. Devido a sua maior homogeneidade no que se refere aos condicionantes ambientais (solo, rocha, vegetação, clima), é possível reconhecer com maior precisão qual ou quais destes condicionantes são os principais reguladores dos processos de intemperismo. Tal foi o caso do estudo desenvolvido por TIPPER *et al.* (2006) nos Himalaias, em que foram identificadas diferenças sazonais (relacionadas ao regime monçônico) nas taxas de intemperismo químico entre bacias posicionadas em substratos silicáticos e carbonáticos. No que se refere à América do Sul, pode-se afirmar que os estudos desenvolvidos nas bacias dos rios Amazonas e Orenoco visam também, entre outros objetivos, subsidiar estudos voltados para as mudanças climáticas globais (EDMOND *et al.*, *op. cit.*; EDMOND *et al.*, 1996).

Outra tendência recente relacionada aos estudos hidrogeoquímicos, refere-se à identificação de possíveis efeitos da acidificação das águas dos rios pela incidência de chuvas ácidas (JOHNSON *et al.*, 1994; BERNER & BERNER, 1996; NAVRÁTIL *et al.*, 2003; REYNOLDS *et al.*, 2004). Dentro desta perspectiva, observa-se que enquanto as águas provenientes dos substratos calcários têm maior potencial de tamponamento, as águas que circulam por substratos silicáticos não oferecem a mesma resistência. Tal comportamento pode implicar em danos profundos ao meio ambiente, aos ecossistemas aquáticos, especificamente. Tais estudos têm sido realizados em sua maior parte em bacias de pequena ordem hierárquica, normalmente no hemisfério norte.

Embora já há algum tempo exista um movimento no sentido da intensificação dos estudos em bacias de baixa ordem hierárquica, principalmente em função do interesse em se melhor compreender os efeitos da deposição ácida (acima apresentados), a maioria dos dados referentes à

denudação química nesta escala de abordagem é proveniente de áreas temperadas (JOHNSON, *op. cit.*). Pouco se sabe à respeito dos trópicos, em especial da América do Sul, cujos trabalhos têm se concentrado em grandes escalas espaciais de análise, como a da bacia Amazônica. Em contrapartida, pouco se sabe à respeito dos processos de intemperismo em pequenas bacias de drenagem montanhosas, em especial as tropicais, apesar de se reconhecer que são as principais produtoras de solutos e sedimentos para os grandes rios (WHITE *et al.*, 1998). Em outras palavras, são as bacias montanhosas (de baixa ordem hierárquica) as principais reguladoras dos processos de denudação do relevo, independente das dimensões do sistema de drenagem no qual se encontram inseridas.

É dentro desta perspectiva que se inclui o presente trabalho. Considerando a lacuna existente na literatura quanto aos processos de denudação química e à evolução hidrogeoquímica e do intemperismo em áreas montanhosas tropicais, principalmente sob pequenas e médias e escalas de análise, busca-se com este estudo, fornecer dados que contribuam com o melhor entendimento de tais processos. Trata-se de uma iniciativa pioneira não somente pelos motivos acima apresentados, como também por contribuir com os estudos que já vêm sendo conduzidos em uma bacia de drenagem do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul voltados para o entendimento dos processos de evolução do relevo.

A área de estudo em questão é a do rio Bananal (518 Km<sup>2</sup>) que é constituída por dois compartimentos de relevo principais, o montanhoso e o colinoso. O substrato é constituído por rochas silicáticas bastante fraturadas (ALMEIDA *et al.*, 1989). Verifica-se também que em algumas destas fraturas são desenvolvidas bacias de drenagem de primeira ordem, as quais, de acordo com AVELAR & COELHO NETTO (1992), seriam resultantes de processos de artesianismo e intemperismo diferencial. Tais feições do relevo foram denominadas pelos autores de concavidades estruturais. COELHO NETTO (1999 e 2003) acrescenta que tais concavidades tendem a ser mais

abundantes no médio/baixo curso do rio Bananal em função do aumento de aporte hídrico subterrâneo de montante para jusante da bacia. Dentro desta perspectiva, tanto as concavidades estruturais, quanto as inúmeras voçorocas ali existentes, seriam alimentadas pelas águas do aquífero regional. No alto curso do rio Bananal, no entanto, a evolução das vertentes seria regulada pela atuação de aquíferos suspensos.

Ao realizar o monitoramento hidrogeoquímico de uma bacia do compartimento pré-montanhoso, tributária do rio Bananal, LEITE (2001) encontrou baixíssimas concentrações de elementos, e nenhuma diferença espacial ou temporal significativa entre os pontos amostrais. Este comportamento não só expressou os elevadíssimos índices de lixiviação dos regolitos, comum em ambientes tropicais, quanto veio a confirmar que uma fonte comum subterrânea, era responsável pela manutenção dos canais mesmo em períodos de estiagem. Diante das diferenças topográficas e de funcionalidade das águas subterrâneas junto às lito-estruturas entre ambos os compartimentos de relevo, interessou-se em investigar a magnitude espacial dos resultados encontrados por LEITE (2001). Por outro lado, considerando a hipótese interpretativa proposta por COELHO NETTO (1999) a respeito da evolução geomorfológica da bacia do rio Bananal, verificou-se que, apesar da ampla base de conhecimentos até então produzidos e que lhe deram suporte, muitos dos pressupostos ainda constituíam questões em aberto e necessitavam ser devidamente mensurados.

As discussões aqui apresentadas correspondem ao desdobramento do estudo hidrogeoquímico das águas superficiais e subsuperficiais iniciado por LEITE (2001) no compartimento pré-montanhoso, acrescido dos compartimentos montanhoso e colinoso.

## **2.1 – OBJETIVOS GERAIS**

- 1)** Avaliar a participação de águas de diferentes fontes (chuva e aquíferos) para o canal de drenagem de uma bacia do compartimento montanhoso, a partir do monitoramento das rotas dos fluxos d'água.
  
- 2)** Avaliar o papel dos condicionantes lito-estruturais (fraturas, posicionamento nas vertentes do dip ou anti-dip) sobre a dinâmica hidrológica superficial e subsuperficial, à luz do comportamento hidrogeoquímico dos canais de drenagem.
  
- 3)** Avaliar a magnitude dos processos de intemperismo entre compartimentos de relevo da bacia do rio Bananal, ou seja, o montanhoso, o pré-montanhoso e o colinoso.
  
- 4)** Caracterizar o intemperismo de áreas montanhosas tropicais integrando pequenas e médias escalas espaciais de análise.

### **2.1.1 – OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- (a)** Avaliar os processos de intemperismo por meio de um estudo hidrogeoquímico.
  
- (b)** Buscar identificar possíveis diferenças temporais nos processos de intemperismo por meio de um monitoramento hidrogeoquímico sazonal.
  
- (c)** Relacionar o comportamento dos parâmetros químicos às oscilações de nível d'água superficial e subsuperficial de uma bacia do compartimento montanhoso.

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 – Os primórdios da Geoquímica

A Geoquímica como um campo de estudos independente não é tão antiga quanto às ciências que lhe deram origem, a Geologia e a Química. De acordo com RANKAMA & SAHAMA (1950), o termo geoquímica foi utilizado pela primeira vez em 1838 pelo químico suíço Christian Friedrich Schönbein (1799 – 1868), o descobridor do ozônio. Ele expôs o programa de um novo ramo da ciência, enfatizando a importância de se estudar em maior detalhe as propriedades de todas as formações geológicas, suas propriedades físicas e químicas, e suas relações de idade, enfatizando a importância de se comparar cuidadosamente os produtos das forças químicas ativas no presente com as atuantes no passado. Mais tarde, em 1842, ao retomar a discussão sobre a importância da geoquímica, destacou que a natureza química e a forma como se originaram as massas que constituem a Terra eram de uma importância pelo menos igual àquela da idade das formações geológicas e dos remanescentes fósseis de plantas e animais ali entremeados.

No entanto, estudos de caráter geoquímico já haviam sido feitos antes da época de Schönbein, embora não com este nome, durante o período de crescimento e desenvolvimento da química mineral, pelo químico sueco J. J. Berzelius (1779 – 1848). Porém, a maior parte da geoquímica do período anterior a Schönbein ocupou-se mais com estudos relacionados à mineralogia.

Discussões mais amplas à respeito do campo e dos problemas da geoquímica foram feitas por alguns contemporâneos de Schönbein na Alemanha. Em meados do século XIX, Gustav Bischof (1792 – 1870) discutiu tais questões em sua obra clássica “Elementos de Geologia Química e Física”, publicada inicialmente em alemão em 1847, e traduzida na década de 50 para o inglês.

De acordo com BERNER & MAASCH (1996), a obra de Bischof pode ser também considerada como pioneira dentro do que hoje se conhece por intemperismo químico. Neste sentido, os autores afirmam que dentro das obras de grande destaque científico tanto daquela época, quanto posteriores, nenhum outro trabalho de geologia havia feito menção a este processo, nem mesmo os de Charles Lyell e de James Dana.

Outra contribuição de destaque aos estudos de geoquímica veio já na década de trinta do século XX com os trabalhos de V. M. Goldschmidt e colaboradores realizados nos institutos mineralógicos das universidades de Oslo e Göttingen. Este foi um período de grande evolução dentro do campo da geoquímica, marcado pela descoberta das leis fundamentais que governam a distribuição dos elementos na natureza. Neste sentido, Goldschmidt fez grandes contribuições na medida em que ao longo de duas décadas estabeleceu a distribuição atual de um grande número de elementos químicos.

Esse novo desenvolvimento da geoquímica foi incorporado à evolução da química moderna, especialmente no que se refere à física atômica e nuclear, e em parte, ao desenvolvimento dos métodos físicos e químicos de determinação quantitativa dos elementos, mesmo em concentrações muito baixas, particularmente com o auxílio da análise de espectrometria ótica e de raios-X.

## **2.2 – A Geoquímica e os estudos de intemperismo**

Conforme discutido anteriormente, o trabalho clássico de Bischof foi um dos mais importantes no que se refere ao reconhecimento e ao entendimento dos processos de intemperismo (BERNER & MAASCH, 1996). No entanto, pode-se dizer que o mesmo foi um dos primeiros a fazê-lo de forma experimental. Antes dele, porém, houve outros trabalhos em que os processos de intemperismo foram reconhecidos embora não mensurados.

Neste sentido, WHITE & BRANTLEY (1995) discutem que já no século XVIII James Hutton faz referência à desintegração das rochas para formar solos ao afirmar que *“As ruínas de um mundo mais antigo são visíveis na estrutura presente de nosso planeta... As mesmas forças ainda estão destruindo, pela decomposição química ou pela violência mecânica, até mesmo as rochas mais duras e transportando os materiais para o mar.”*<sup>1</sup>

Os autores destacam ainda que durante aquela época muitas foram as propostas para explicar os processos de intemperismo químico. A intensa laterização observada no Brasil, por exemplo, foi atribuída por DARWIN em 1876 aos processos submarinos. Já BRONGNIART em 1839, atribuiu a decomposição feldspática do granito e a origem da caulinita a correntes elétricas resultantes do contato entre diferentes tipos de rocha. FOURNET em 1833 e HARTT em 1853 atribuíram o intemperismo químico mais corretamente à “eficácia do ácido carbônico contido na água” em promover a decomposição das rochas ígneas.

Dentro desta perspectiva, CHAMBERLIN (1899) propôs que as taxas de aumento do intemperismo químico associadas aos episódios de maior soerguimento das montanhas, resultariam na retirada de CO<sub>2</sub> atmosférico, a qual, por sua vez, levaria a um resfriamento global. Neste particular, não somente Chamberlin, mas também Arrhenius deram importantes contribuições no que se refere aos estudos ligados ao problema da composição atmosférica e seus efeitos sobre o clima via efeito estufa (BERNER & MAASCH, 1996). Como se pode perceber, data deste período a percepção de que os processos de intemperismo químico têm íntima relação com a produção e o consumo de CO<sub>2</sub> atmosférico. Esta, aliás, é uma discussão que foi retomada recentemente (final da década de 70 do século XX), a partir de questões emergentes como o aquecimento global e as mudanças climáticas impulsionadas pelas atividades humanas.

---

<sup>1</sup> *“The ruins of an older world are visible in the present structure of our planet... The same forces are still destroying, by chemical decomposition or mechanical violence, even the hardest rocks and transporting materials to the sea.”*

No entanto, BERNER & MAASCH (1996) afirmam também que antes mesmo que os cientistas acima referidos tivessem chegado à tais conclusões, J. J. EBELMEN (1814 – 1852), já o tinha feito, pelo menos quinze anos antes. Ebelmen era um engenheiro de minas francês, o qual apesar das grandes contribuições feitas dentro do campo da geoquímica e aos estudos de intemperismo químico, manteve-se sempre no anonimato. Isso ocorreu principalmente pelo fato de ter suas obras publicadas em língua francesa, sendo, portanto, pouco lidas pela comunidade acadêmica internacional. É possível também que sua morte prematura, aos trinta e sete anos, tenha restringido as possibilidades de divulgação de seu trabalho em uma escala mais ampla, até mesmo por meio da publicação de uma versão em língua inglesa.

No entanto, o fato mais interessante destacado por BERNER & MAASCH é que Ebelmen avançou muito mais trabalhando sozinho em meados do século XIX, do que todos os demais cientistas posteriores até a década de 90 do século XX, incluindo o próprio Bischof que lhe foi contemporâneo. Dentro desta perspectiva, os autores fazem um resgate da mais importante obra de Ebelmen que foi publicada em 1845 (dois anos antes do mais conhecido trabalho de Bischof que é de 1847). Assim sendo, BERNER & MAASCH (1996) discutem que embora as obras de ambos os autores tenham sido pioneiras, o trabalho de Bischof tem algumas limitações que o de Ebelmen não possui e daí a importância de seu resgate. Dentro desta perspectiva, os autores apontam as seguintes contribuições de Ebelmen: (1) a identificação da relação entre o ciclo do CO<sub>2</sub> e o intemperismo; (2) a identificação das relações entre as mudanças de composição da atmosfera e as mudanças climáticas; (3) o reconhecimento de que a alteração dos minerais primários gera vários produtos, nos quais os elementos alcalinos, alcalinos terrosos e a sílica são perdidos em solução com magnitude variável, enquanto alumínio e ferro e uma parte da sílica são retidos nos resíduos sólidos; (4) (conseqüente ao item anterior) o reconhecimento de que o intemperismo químico dá origem à produtos sólidos e elementos em solução; (5) a

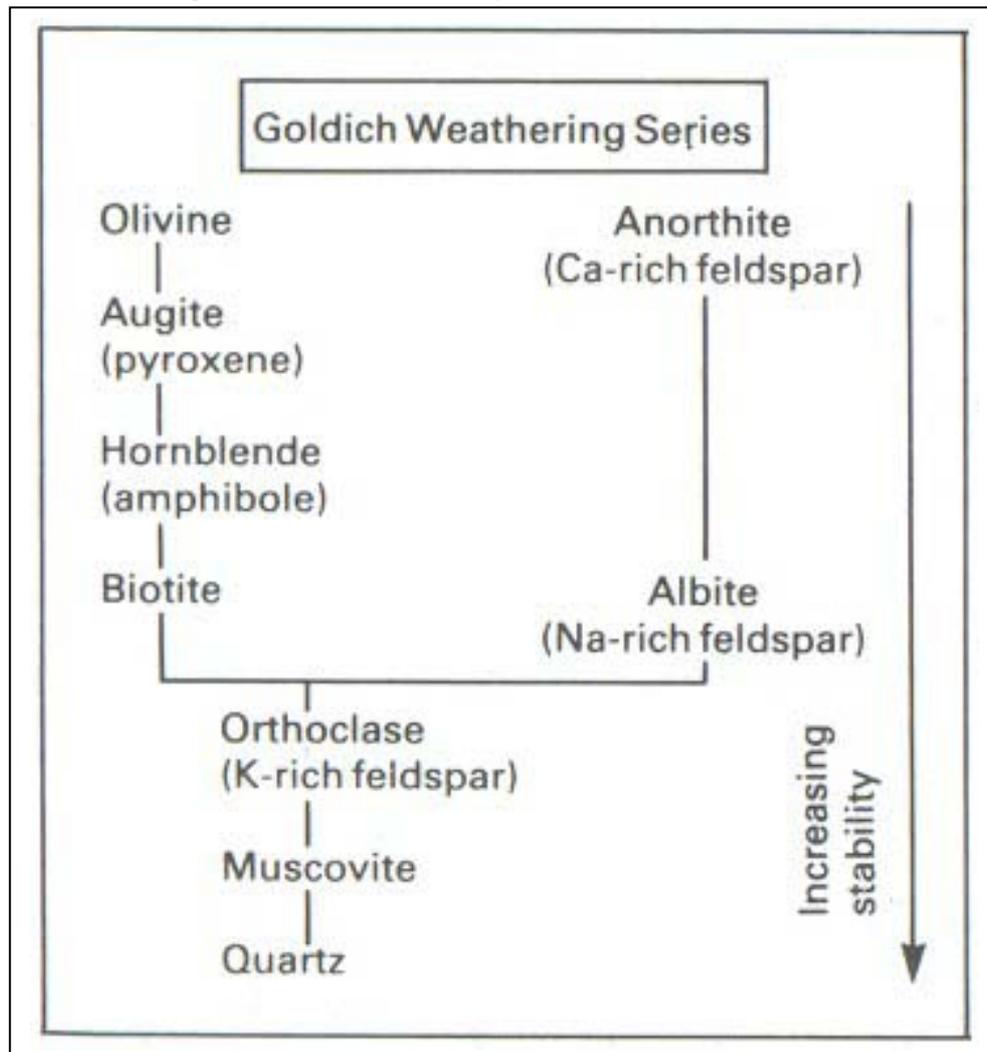
identificação dos processos de formação de cavernas; (6) a identificação da importância das plantas na aceleração do intemperismo tanto de silicatos, quanto de carbonatos; (7) a apresentação das fórmulas que descrevem as reações do intemperismo químico as quais segundo os autores, são idênticas atualmente utilizadas (129 anos mais tarde).

Infelizmente, o anonimato da obra de Ebelmen fez com que todos estes conhecimentos tivessem que ser redescobertos, de certa forma, por outros autores e em outras partes do mundo, o que de fato ocorreu, principalmente ao longo do século XX. Simultaneamente, outras contribuições foram feitas no sentido do entendimento dos processos de alteração diferencial dos minerais. Neste sentido, um dos trabalhos mais importantes foi o desenvolvido por GOLDICH (1938).

Preocupado em encontrar um método que fosse adequado à análise dos regolitos desenvolvidos sobre rochas heterogêneas (a exemplo dos gnaisses), Goldich analisou os minerais que constituíam os regolitos desenvolvidos sobre os gnaisses de Morton (Minnesota, EUA) e verificou que alguns destes minerais tendiam a ser mais resistentes que outros. Estes, por sua vez, tendiam também a se concentrar mais que os demais nos estágios mais avançados do intemperismo (Figura 1). Nesse estudo, o autor introduz o “princípio da estabilidade”, o qual relaciona a temperatura de cristalização do mineral com sua susceptibilidade à alteração química. Dentro desta perspectiva, os minerais que se cristalizam sob as mais elevadas temperaturas tendem a se alterar mais facilmente que aqueles que se cristalizaram sob temperaturas mais baixas (mais semelhantes às da superfície).

Pode-se considerar este estudo como de fundamental importância para o entendimento dos processos de intemperismo porque a partir de então se pode estabelecer índices para avaliar os estágios de intemperismo dos regolitos em diferentes profundidades e posições no relevo

tendo por base as concentrações percentuais dos minerais mais resistentes, e/ou as concentrações dos elementos químicos menos solúveis.



**FIGURA 1 – Série de GOLDICH.**

De acordo com WHITE & BRANTLEY (1995), os esforços atuais têm se concentrado bastante no entendimento dos processos químicos fundamentais que controlam o intemperismo mineral e na quantificação de suas taxas, tanto em laboratório quanto no campo. Dentro desta perspectiva, os estudos que têm como foco a água na interface com a geoquímica vêm passando por grande expansão, em decorrência principalmente da nova instrumentação analítica que permitiu pela primeira vez a observação direta das interações processadas entre as soluções e os minerais. Algumas das técnicas que têm sido utilizadas incluem varredura eletrônica, espectroscopia

fotoelétrica com raios-X, espectroscopia de absorção com raios-X, e tunelamento e microscopia atômica.

WHITE & BRANTLEY (1995) destacam também que o desenvolvimento de técnicas fundamentais à caracterização das reações do intemperismo tem levado ao reconhecimento da importância fundamental deste processo tanto no que se refere aos ecossistemas da Terra, como das interações com a biologia, hidrologia, e com os climas. O intemperismo químico vem ganhando reconhecimento nos estudos ambientais relacionados à qualidade das águas, acidificação de bacias de drenagem, ciclagem de nutrientes relacionadas à questões como o desmatamento, assim como no entendimento das relações de feedback entre a alteração química dos minerais e os balanços globais de CO<sub>2</sub>, e no efeito estufa. Estas questões têm proporcionado tanto um estímulo à pesquisa científica quanto aos financiamentos, principalmente no que se refere à realização de monitoramentos hidroquímicos de longo prazo, destinados à obtenção de informações mais detalhadas à respeito dos processos e das taxas naturais do intemperismo químico.

### **2.3 – Os estudos de intemperismo por meio da água**

Analisar as concentrações dos principais íons disponibilizados pelas reações do intemperismo é também uma forma de estimar a magnitude de tais processos em um determinado ambiente. Trabalhos desta natureza têm sido amplamente realizados em diversas partes do mundo, principalmente, conforme já discutido, a partir do aprimoramento das técnicas de análise de laboratório. Dentro desta perspectiva, um dos trabalhos clássicos mais citados pela literatura geoquímica é o de GARRELS & MACKENZIE (1967), o qual, de acordo com DREVER (1997), definiu a lógica que passou a ser utilizada na maioria dos estudos subseqüentes. Trata-se de um estudo desenvolvido com bases experimentais em que os autores relacionam as espécies e as proporções iônicas das águas provenientes de fontes (perenes e efêmeras) e lagos às características litológicas e hidrológicas da área estudada. Neste

sentido, GARRELS & MACKENZIE (1967) afirmam que *“As águas das fontes de Sierra Nevada resultam do ataque dos elevados conteúdos de CO<sub>2</sub> contido nas águas dos solos em rochas tipicamente ígneas e, portanto, podem ser consideradas como amostras aproximadamente ideais de um tipo de água principal. Suas composições são consistentes com um modelo no qual os minerais silicáticos formadores das rochas são convertidos dentro de um sistema fechado cujos produtos são os minerais do solo mais uma solução do solo em estado equilibrado com estes minerais.”*<sup>2</sup>

Mais recentemente os estudos hidrogeoquímicos têm sido feitos com objetivos diversos, mas diante da iminência do aquecimento global e de suas conseqüências, a maioria dos estudos tem se destinado ao monitoramento das taxas de mobilização e consumo de CO<sub>2</sub>, especialmente em áreas montanhosas onde os processos de soerguimento são ativos. Neste sentido, a cadeia dos Himalaias tem sido um dos locais mais bem monitorados do planeta embora outros locais montanhosos também estejam incluídos como os Andes e os Alpes (BERNER *et al.*, 1983; HUH *et al.*, 1998; DALAI *et al.*, 2002; JACOBSON, *et al.*, 2003; TIPPER *et al.*, 2006).

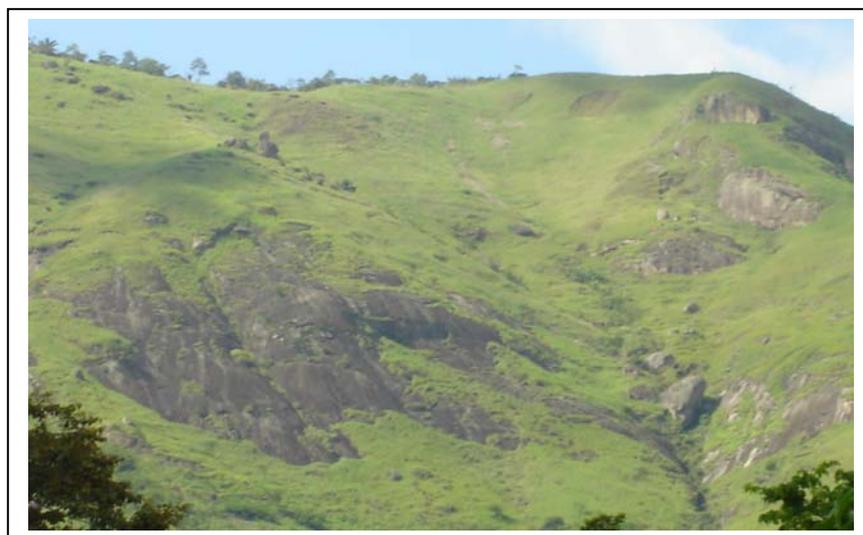
## **2.4 – Intemperismo químico e Geomorfologia**

As relações entre taxas de intemperismo e processos de esculturação do relevo sempre foram objetos de interesse da geomorfologia. Na literatura, os registros mais antigos datam do final do século XIX, com os trabalhos clássicos de Grove Karl Gilbert. Neste sentido, suas publicações de 1877 e 1909 podem ser consideradas fundamentais, visto que discutem os mecanismos reguladores das taxas de intemperismo (1877), e relacionam as diferentes taxas de produção do intemperismo ao longo de uma encosta à tendência de a mesma tornar-se convexa (1909).

---

<sup>2</sup> *“The spring waters of the Sierra Nevada result from the attack of high CO<sub>2</sub> soil waters on typical igneous rocks from and hence can be regarded as nearly ideal samples of a major water type. Their compositions are consistent with a model in which the primary rock-forming silicates are altered in a closed system to soil minerals plus a solution in steady-state equilibrium with these minerals”.*

Dentro desta perspectiva, Gilbert afirma que os segmentos das encostas mais declivosos seriam aqueles em que o intemperismo seria mais eficiente devido a constante retirada dos materiais fragmentados proporcionada pela ação da gravidade. No entanto, valores extremos de declividade impossibilitariam as interações entre a água e o substrato, restringindo deste modo, a atuação do intemperismo. A título de exemplo, esta seria a típica condição dos afloramentos de encostas montanhosas (Figura 2). Na medida em que constituem os segmentos de maior declividade na encosta, inviabilizam a formação do regolito. A esta condição extrema, Gilbert denominou limite de intemperismo.



**FIGURA 2** – Os afloramentos correspondem aos segmentos da encosta cuja declividade é mais elevada e, em conseqüência, as interações água-rocha são praticamente desprezíveis. Tal comportamento caracteriza o que Gilbert denominou *LIMITE DE INTEMPERISMO*. Já nos segmentos do entorno dos afloramentos, cuja declividade é mais suave, a água interage com o substrato, possibilitando a existência de solo e de vegetação.

Nos segmentos menos declivosos ocorreria o comportamento oposto. Os baixos declives permitiriam o maior acúmulo de sedimentos, e conseqüentemente, de água, permitindo também um maior tempo de interação entre ambos. No entanto, essa maior eficiência dos processos de intemperismo não seria ilimitada. O contínuo espessamento dos pacotes de materiais alterados aumentaria progressivamente à distância e o tempo de percurso da água entre a superfície e a rocha sã, restringindo a partir de um dado momento (determinado pela espessura do perfil de alteração), a atuação

do intemperismo. Nesta situação a falta de remoção dos materiais alterados configuraria também uma condição extrema, a qual Gilbert denominou limite de transporte.

Para os padrões da época e mesmo para os padrões da atualidade, pode-se dizer que o trabalho de Gilbert foi realmente pioneiro, pois com base apenas em observação, propôs um modelo que é considerado válido até os dias de hoje. Além disso, apesar de ter feito uma análise ao nível de encosta, abordou processos cuja magnitude é representativa da esculturação dos relevos em maiores escalas, a exemplo das superfícies montanhosas.

Neste sentido, a literatura destaca que, sendo os processos gravitacionais (responsáveis pela intensa remoção de materiais alterados), mais significativos em áreas montanhosas, estas seriam as superfícies em que as taxas de intemperismo seriam mais significativas, em detrimento das superfícies com menor declividade (uma discussão mais ampla a esse respeito pode ser verificada em SUMMERFIELD, 1991 e GOUDIE, 1995). Em outras palavras, enquanto as superfícies montanhosas se caracterizariam por taxas de intemperismo mais intensas, sendo restringidas apenas por limites de intemperismo, as superfícies não montanhosas (de baixo declive), apresentariam taxas de intemperismo menos significativas, sendo, por sua vez, reguladas por limites de transporte.

O trabalho de GILBERT (1877), conforme discutido anteriormente, foi realmente pioneiro, em especial por retratar um período em que estudos desta natureza não eram realizados de forma experimental. Apesar disso, os conceitos de LIMITE DE INTEMPERISMO e LIMITE DE TRANSPORTE são nos dias de hoje amplamente reconhecidos pela literatura. Neste sentido, todos os estudos hidrogeoquímicos que utilizam a bacia de drenagem como unidade de análise se reportam a estes conceitos para explicar as concentrações dos elementos das águas superficiais. Dentro desta perspectiva, um dos estudos mais citados pela literatura de intemperismo

químico e de hidrogeoquímica é o de STALLARD & EDMOND (1983), realizado no início da década de 80 na bacia do rio Amazonas.

Neste trabalho os autores discutem que as concentrações iônicas da foz do Amazonas são praticamente idênticas a da sua nascente nos Andes. Este comportamento resultaria tanto de diferenças quanto ao substrato, como em relação ao relevo. No que se refere ao substrato, enquanto no alto curso (Andes) predominam carbonatos e evaporitos (muito solúveis), no médio/baixo cursos encontram-se rochas cristalinas compostas por minerais que oferecem grande resistência à alteração. Além dos controles exercidos pela litologia e pelo relevo, os autores incluem ainda o clima. Neste sentido, afirmam que no alto curso a maior solubilidade das rochas associada à maior declividade conferiria às águas as mais elevadas concentrações de elementos. Já no médio e no baixo cursos, a menor declividade associada aos mais elevados índices pluviométricos e à maior resistência das rochas levaram à formação de regolitos bem desenvolvidos, constituídos por minerais que atualmente são praticamente inertes. Tal comportamento resultaria em baixíssimas concentrações de elementos neste segmento da bacia. Todos estes resultados levaram os autores a concluir que no segmento montanhoso prevaleciam os limites de intemperismo devido à elevada declividade, e no médio/baixo curso (não montanhoso), por razões inversas, os limites de transporte.

Alguns comentadores do estudo de STALLARD & EDMOND (1983), como SUMMERFIELD (1991) e DREVER (1997), dão grande ênfase a importância do relevo (ou da declividade) sobre os processos de intemperismo químico ali operantes, até mesmo em detrimento dos demais condicionantes (litologia e clima). Mas, diante da composição do substrato do segmento montanhoso da bacia amazônica (evaporitos + carbonatos), poder-se-ia de fato considerar o relevo como o condicionante de maior relevância?

BLUTH & KUMP (1994) ao fazerem uma breve revisão bibliográfica sobre a magnitude dos condicionantes do intemperismo químico e das concentrações de solutos nas águas superficiais, afirmam que há um consenso no sentido de que as concentrações de sólidos dissolvidos nos rios são uma função do *runoff*, e que as taxas de dissolução são controladas pela litologia da bacia e pela permeabilidade do solo e da rocha. Neste sentido, se o *runoff* é fundamental e este, por sua vez, é também dependente da declividade, pode-se dizer que no caso do estudo de STALLARD & EDMOND (1983) o relevo teve de fato sua parcela de contribuição. No entanto, há casos em que a bacia analisada encontra-se totalmente inserida em um substrato constituído por rochas cristalinas, o qual não necessariamente se comportará como no estudo acima referido. Esse é o caso da área onde o presente estudo foi conduzido, a qual além de apresentar diferenças marcantes quanto ao relevo, é também fortemente influenciada pela presença das lito-estruturas.

Considerando o amplo desenvolvimento de voçorocas e de canais de primeira ordem no médio/baixo curso da bacia estudada (compartimento colinoso), em detrimento do seu alto curso (compartimento montanhoso) os quais seriam resultantes da potencialização dos processos de artesianismo neste segmento da bacia (COELHO NETTO, 1999), pensou-se na possibilidade de que os modelos acima discutidos talvez não se reproduzissem na referida área de estudo, conforme será discutido a partir de então.

## **2.5 – Breve resgate histórico dos estudos desenvolvidos na bacia do rio Bananal**

O ponto de partida da presente discussão nos remete à superfície de colinas rebaixadas convexo-côncavas encontradas no médio/baixo cursos da bacia do rio Bananal (Médio Vale do Rio Paraíba do Sul – SP/RJ), área experimental do Laboratório de Geo-Hidroecologia (GEOHECO), ao qual se encontra vinculado o presente estudo. Tais feições são também conhecidas na literatura como rampas, anfiteatros, concavidades ou, segundo o termo em inglês, *hollows*. Tais feições foram identificadas e

amplamente estudadas em diversas regiões do planeta. Na bacia do rio Bananal, em particular, vêm sendo estudadas há pelo menos vinte e cinco anos, a partir dos trabalhos desenvolvidos por MEIS e colaboradores.

Tais estudos trouxeram grandes contribuições, sendo uma das mais importantes à identificação e análise dos materiais que constituem as rampas de alúvio-colúvio. Neste sentido, enquanto BIGARELLA (décadas de 60 e 70) relaciona tais depósitos à ocorrência de sedimentação e entalhamento da drenagem, resultantes, por sua vez, de alternâncias climáticas entre períodos glaciais e interglaciais, MEIS (década de 70 e início da década de 80) refere-se a tais feições como produtos da ação episódica dos processos erosivos, cuja ocorrência seria descontínua tanto espacial como temporalmente. No entanto, como tais estudos seguiam uma abordagem histórica (segundo a interpretação estratigráfica dos depósitos sedimentares), não davam ainda a ênfase necessária ao papel exercido pelos condicionantes hidrológicos.

Tal perspectiva foi então contemplada com a introdução da abordagem funcional por COELHO NETTO no final da década de oitenta. A partir de então, vários estudos com base em monitoramento hidrológico foram conduzidos na bacia do rio Bananal, oferecendo uma importante contribuição ao entendimento dos processos de erosão ali atuantes, em especial os relacionados à dinâmica subterrânea.

A partir do estudo de AVELAR & COELHO NETTO (1992), que identificou a relação existente entre estruturas do substrato, hidrologia subsuperficial e origem de canais de primeira ordem, um novo olhar foi lançado sobre as feições côncavas do relevo. Neste sentido, as concavidades passaram a ser consideradas como as feições-chave no que se refere ao entendimento da evolução geomorfológica da bacia do rio Bananal.

### **2.5.1 – A proposição de uma hipótese evolutiva para a bacia do rio Bananal**

Embora as concavidades estruturais fossem observadas tanto no compartimento colinoso quanto no montanhoso, verificou-se que as mesmas apresentavam-se em maior número no compartimento colinoso (LAFAYETTE PINTO *et al.*, 1998). Esta constatação em conjunto com todo o conhecimento acumulado até então, conduziu a hipótese interpretativa proposta por COELHO NETTO (1999). Nesta, a referida autora afirma que, o maior desenvolvimento de concavidades estruturais no segmento colinoso, à jusante da bacia, seria uma consequência direta do aumento do aporte hídrico proveniente dos segmentos posicionados à montante, potencializando deste modo, o efeito do artesianismo nos eixos de fraturamentos.

Considerando a grande efetividade dos processos de artesianismo evidenciados em alguns eixos de concavidades estruturais, como as observadas na bacia do rio Fortaleza (tributária do rio Bananal, posicionada no compartimento montanhoso), pensou-se na possibilidade de que estes poderiam estar proporcionando um comportamento diferenciado em relação aos já notificados pela literatura, tanto no que se refere à magnitude dos processos de intemperismo, quanto à aplicação dos conceitos de limites de transporte e limites de intemperismo.

### 3. ÁREA DE ESTUDO

#### 3.1 – Geologia Regional

A paisagem regional mostra três unidades fisiográficas maiores: 1) as cadeias montanhosas desenvolvidas em paralelo à zona costeira, incluindo os maciços costeiros, a Serra do Mar e a Serra da Mantiqueira; 2) a superfície de com colinas convexo-côncavas com fundos de vale largos e suavemente inclinados (nos plateaus interiores e próximo à costa), e 3) a planície flúvio-marinha ao longo da costa (as baixadas).

Estas áreas estão posicionadas na porção central da Faixa Móvel Ribeira, posicionada ao sul do cráton do São Francisco. Correspondem a quatro compartimentos tectônicos com direcionamento NE-SW: um autóctone e três alóctones (Baixo, Médio e Superior). De acordo com HEILBRON (1995) *apud* COELHO NETTO (1999), os eventos tectônicos principais incluem um evento compressivo/dúctil associado à orogênese brasileira (Neoproterozóica-Câmbrica/Ordoviciano) que foi responsável pela formação da faixa móvel, e dois outros de caráter extensivo/rúptil são relacionados à abertura da margem passiva Atlântica (iniciada no Jurássico) e ao rifteamento continental de idades Neocretácea e Paleogênica.

Os compartimentos tectônicos pré-cambrianos são compostos por três grupos litológicos (HEILBRON, *op cit*): o embasamento pré-1,8 G.a.; as rochas supra-crustais e as colisionais pós-1,8 G.a. e as rochas granitóides pós-tectônicas do Ciclo Brasileiro. Elas foram formadas durante a principal fase de deformação, sendo limitadas por zonas de cisalhamento inversas e dobramentos associados. Deformações posteriores originaram outra família de dobramentos abertos à fechados e zonas de cisalhamento dúcteis. A principal estrutura regional herdada destes tempos antigos é a megassinforma do Paraíba do Sul.

A tectônica Cretácea-Paleogênica é responsável pelo sistema de riftes do SE do Brasil, sendo caracterizada por uma série de falhas subverticais e rúpteis. Falhas normais de strike ENE e mergulho para SE constituem o limite norte das bacias sedimentares Cenozóicas (as bacias de Resende e Volta Redonda). Outras falhas são principalmente transcorrentes, com strike NW-NNW. A zona transtensional de Volta Redonda, com strike NW-SE, é a feição regional relacionada a estes eventos. Trata-se de uma zona de transferência que conecta os riftes do Paraíba do Sul e da Guanabara, que deslocou a megassinforma Pré-Cambriana, conforme proposto por VALERIANO & HEILBRON (1993) *apud* COELHO NETTO (1999). Estes eventos originaram também dois principais sets de juntas subverticais de strike NE-SW e SW-SE.

Falhas normais tanto promoveram soerguimento e subsidência diferenciais, quanto a exumação dos blocos crustais. Desde então, o relevo renovado e suas lito-estruturas subjacentes têm influenciado a evolução dos sistemas de drenagem regional. O médio curso do rio Paraíba do Sul corre preferencialmente ao longo do gráben de uma falha normal principal (ENE), desviando-se para NW-SE entre Floriano e Barra Mansa onde corre ao longo da zona transtensional de Volta Redonda. A bacia do rio Bananal (518 Km<sup>2</sup>) drena para nordeste o reverso da escarpa de falha atlântica chamada localmente de Serra da Bocaina; o rio Turvo drena para sudeste em direção à zona transtensional de Volta Redonda.

### **3.2 – Condições Ambientais da Bacia do Rio Bananal**

A bacia do rio Bananal drena duas principais zonas fisiográficas: uma montanhosa com desníveis topográficos superiores a 700 m de altitude, apresentando vertentes íngremes e fundos de vale estreitos, e uma zona de colinas convexo-côncavas com desníveis topográficos inferiores a 200 m, onde prevalecem fundos de vale extensos e suavemente inclinados (FERNANDES, 1990). Os perfis de altitude média dos topos das colinas decrescem em direção ao rio Paraíba e bacias tributárias, sendo previamente

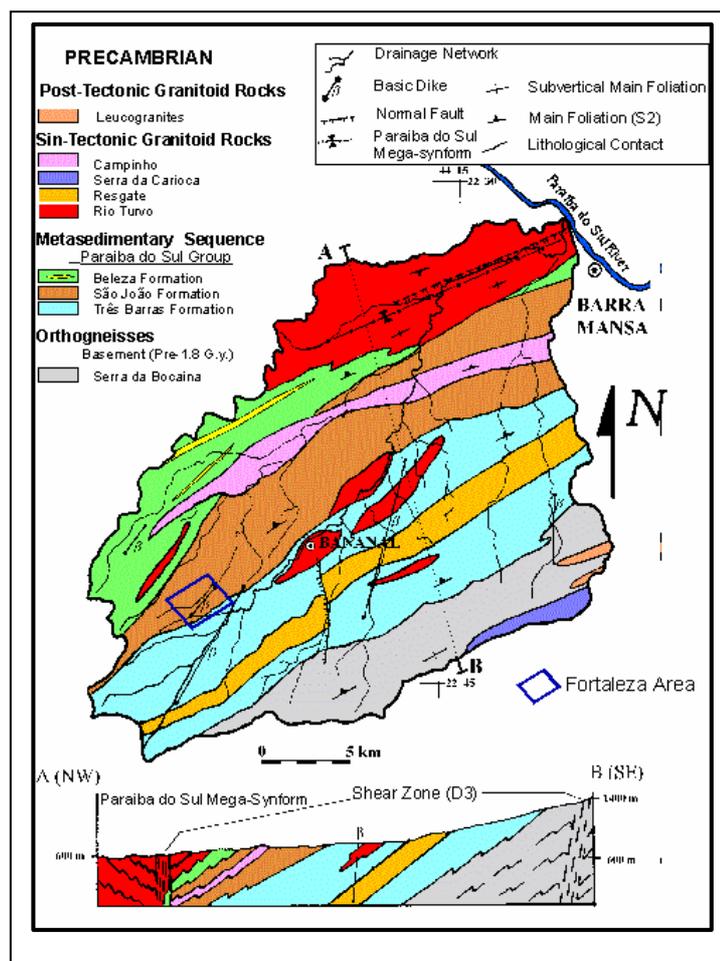
interpretados como remanescentes de uma superfície pedimentar mais antiga (KING, 1956; BIGARELLA *et al.*, 1965).

No seu curso mais baixo, o rio Bananal corre paralelo à megassinforma Pré-Cambriana, entalhando uma falha normal ENE de idade Cenozóica. À montante, ele segue o falhamento NW-NNW relacionado a estruturas de mesma idade. No seu curso médio-superior, ele segue o strike do acamamento das rochas Pré-Cambrianas, dissecando nas camadas de rocha menos resistentes. Os canais tributários principais também vêm sendo dissecados ao longo do strike do acamamento subjacente (ex.: rio Piracema) ou em paralelo às falhas NW-NNW (ex.: rio Carioca), enquanto muitos outros vales tributários menores são controlados por sets de juntas subverticais de strike SW-NE e SE-NW.

Podem ser vistos também *knickpoints* rochosos ao longo dos canais de drenagem variando de pequenas quedas d'água (entre 1,5 e 5,0 m de altura) até altas e íngremes cachoeiras (entre 30 e 50 m de altura), em ambos os compartimentos montanhoso e colinoso. Estas feições controlam o desenvolvimento de uma paisagem declivosa com vales suspensos que operam de forma independente do sistema regional. EIRADO SILVA *et al.* (1994) demonstrou que 80% destes *knickpoints* estão associados com juntas sub-verticais, a maioria das quais com strike SE-NW, ortogonal à principal foliação da rocha. DANTAS *et al.* (1994) observaram que os vales se tornam mais estreitos nos locais em que os *knickpoints* estão presentes. Alvéolos sedimentares mais largos ocorrem à montante dos *knickpoints*.

A bacia do rio Bananal diseca o compartimento superior da Faixa Móvel Ribeira. O substrato geológico é composto por rochas metamórficas de alto grau de idade Pré-Cambriana, incluindo o embasamento (ortognaisses) pre-1,8 G.a., a seqüência metassedimentar do Grupo Paraíba do Sul e as rochas granitóides, todas com strike NE-SW e mergulho de 20° a 40° NW, conforme mostrado por EIRADO SILVA *et al.* (1994), ALMEIDA *et al.*

(1991 e 1993). Os autores acima referidos subdividiram o Grupo Paraíba do Sul nas três principais unidades litológicas, incluindo a seguinte seqüência da base para o topo: 1) Unidade Três Barras – biotita gnaiss bandado, com lentes de rochas calciossilicáticas e xisto-pelíticas; 2) Unidade São João – silimanita-granada-muscovita-biotita-gnaiss, com níveis de gondito, rochas calciossilicáticas, xisto-pelíticas e mármore; 3) Unidade Beleza – biotita gnaiss bandado, com várias intercalações de rochas calciossilicáticas, xisto pelíticas, gondito, mármore e quartzito. As rochas granitóides foram subdivididas em cinco principais unidades: 1) Rio Turvo: granito porfírico/biotita gnaiss; 2) Serra da Bocaina: hornblenda-biotita-gnaiss; 3) Resgate: turmalina-biotita-muscovita-xisto-quartzo gnaiss; 4) Campinho: biotita-hornblenda-gnaiss; 5) Taquaral: biotita-hornblenda gnaiss granodiorítico e granito leucocrático (Figura 3).



**FIGURA 3 – Mapa geológico da bacia do rio Bananal em escala 1:25.000, produzido por ALMEIDA *et al.* (1991).**

Espessos perfis de intemperismo são encontrados no compartimento colinoso (acima de 20 m de espessura), os quais tendem a se tornar mais rasos em direção às encostas mais íngremes da zona montanhosa. Afloramentos de rocha ocorrem nas encostas mais declivosas (acima de 50°). O acamamento das rochas, junto com os diques e sets de juntas levam a processos de intemperismo diferencial.

Datações absolutas realizadas a partir de sedimentos fluviais e de encosta por DIETRICH *et al.* (1991), COELHO NETTO *et al.* (1994), além de evidências estratigráficas, sinalizaram a ocorrência de dois ciclos de instabilidade morfodinâmica sincronizados dentro da bacia do rio Bananal. No primeiro ciclo, ocorrido entre 10.000 e 8.000 atrás (Pleistoceno-Holoceno), teria prevalecido a erosão e a deposição, proporcionados por alterações paleoambientais e hidrológicas associadas ao aquecimento global. O último ciclo teria sido iniciado há cerca de duzentos anos atrás, com a devastação florestal e implantação da cafeicultura (entre meados do século XVIII e início do século XX), seguida pela implantação da pecuária extensiva e a introdução das gramíneas e o amplo desenvolvimento urbano-industrial.

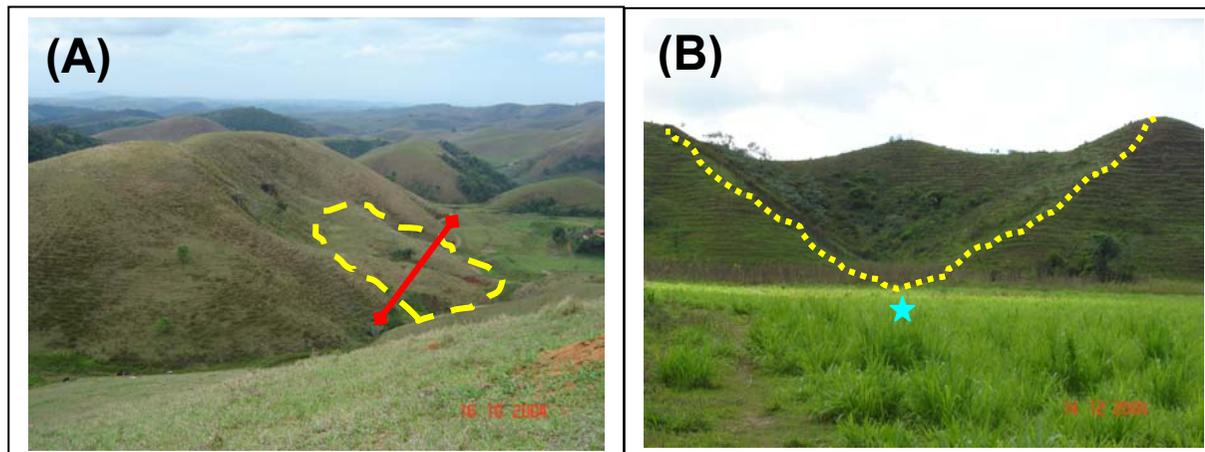
No que se refere à precipitação, verifica-se que o compartimento montanhoso é que o mais se destaca com um valor médio de 2.000 mm, em detrimento do colinoso, com 1.200 mm. As chuvas são concentradas em um único período do ano, entre novembro e março.

### **3.2.1 – As cabeceiras de drenagem da bacia do rio Bananal**

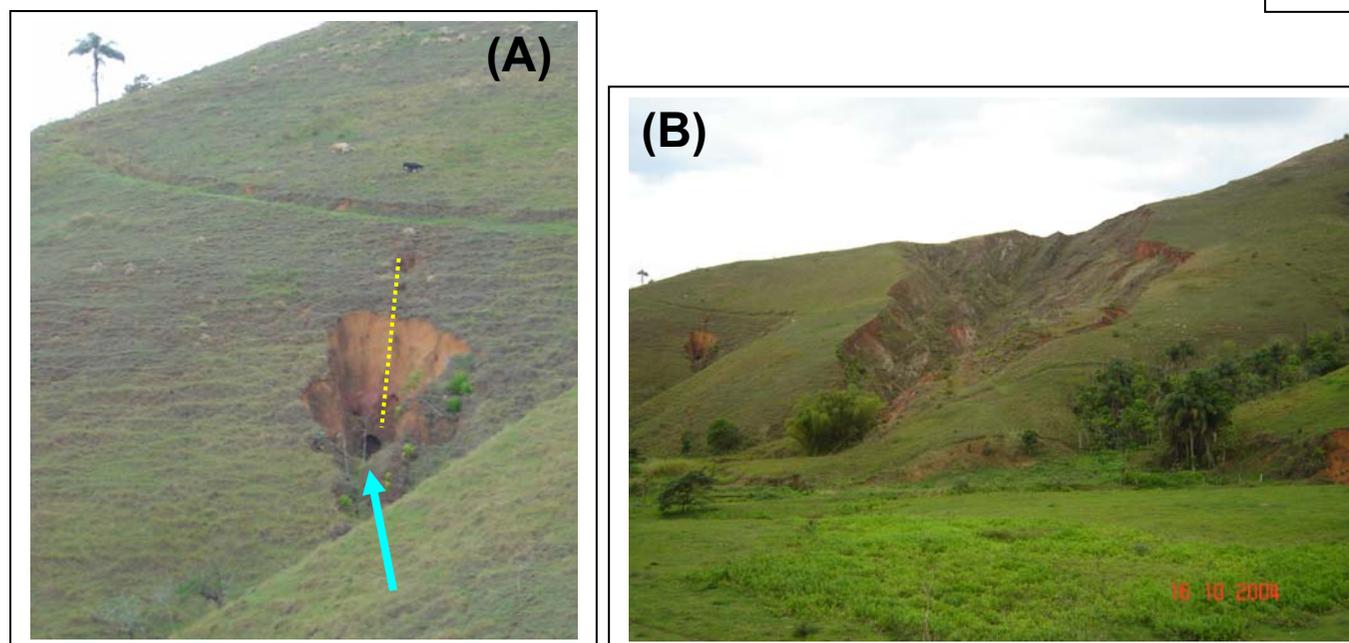
São comuns na bacia do rio Bananal as feições côncavas do relevo denominadas por MEIS & MONTEIRO (1979) de rampas. De acordo com as autoras, uma rampa individual seria constituída por uma feição erosiva na porção superior mais íngreme da superfície côncava ou anfiteatro, e uma feição deposicional convergente para o eixo do vale, na base da encosta. Nesta porção inferior haveria interdigitação de materiais coluviais e aluviais. As rampas teriam sido retrabalhadas e reafeiçoadas ao longo do tempo, dando origem aos “complexos de rampas”.

Tais feições são identificadas em diversas regiões do planeta recebendo também diferentes denominações. Por este motivo, AVELAR & COELHO NETTO (1992) optaram por utilizar o termo *concauidade* que além de constituir uma classificação morfológica, é uma tradução direta do termo *hollow* proposto por Hack na década de 60 e amplamente reconhecido pela literatura. Dentro desta perspectiva, são identificadas na bacia do rio Bananal duas categorias básicas de *concauidades*: as abertas e as estruturais.

As *concauidades* abertas resultam de movimentos de massa rotacionais que ocorrem no sopé das encostas. Resultam, de modo geral, da migração lateral dos rios e da construção de estradas, na medida em que tais processos provocam o descalçamento das bases das vertentes (Figura 4a). Já as *concauidades* estruturais, como o próprio termo sugere, têm o seu desenvolvimento relacionado à presença de fraturas no substrato, fato este que determina a forma “estrangulada” de sua base (Figura 4b). Seu desenvolvimento na bacia do rio Bananal foi relacionado por AVELAR & COELHO NETTO (1992) a ocorrência de fluxos ascendentes de águas subterrâneas provenientes do aquífero regional (artesianismo). Os autores discutem ainda que o intenso contato água-rocha em tais pontos de exfiltração condicionaria um intemperismo diferencial a partir dos eixos das fraturas, conforme foi identificado por XAVIER (2004). Com a ação contínua da erosão subsuperficial, seriam formados túneis erosivos (Figura 5a), os quais após o colapso, configurariam canais de primeira ordem, muitas vezes expressos na paisagem sob a forma de voçorocas (Figura 5b).



**FIGURA 4** – Categorias de concavidades identificadas na bacia do rio Bananal (SP). Em (A) CONCAVIDADE ABERTA, formada a partir do solapamento dos materiais da encosta proporcionado possivelmente pelo corte de sua base para a construção da estrada. Observar a posição do depósito correlato (indicado pela linha tracejada em amarelo) e a abertura da base (indicada pela disposição da linha em vermelho); em (B) CONCAVIDADE ESTRUTURAL, com estrangulamento na base (indicado pela estrela em azul).



**FIGURA 5** – Erosão subterrânea que condiciona o desenvolvimento de voçorocas/cabeceiras de drenagem de primeira ordem. Em (A) túnel erosivo (indicado pela seta em azul) relacionado ao artesianismo em estruturas do substrato na bacia do rio Fortaleza, tributária do rio Bananal (SP) (em amarelo, possível fratura). Neste caso, o “teto” do túnel ainda não colapsou, mas à medida que o material da superfície for erodido isto ocorrerá, configurando a situação observada em (B), onde já se identifica drenagem superficial. Verifica-se também em (B) a ocorrência

### **3.2.2 – Características das áreas monitoradas nos compartimentos pré-montanhoso e colinoso da bacia do rio Bananal**

O monitoramento hidrogeoquímico foi conduzido em duas áreas distintas: uma representativa do compartimento pré-montanhoso, e outra do compartimento colinoso. Ambas as áreas estão posicionadas sob o mesmo substrato, o qual é constituído por rochas metassedimentares da Unidade São João (ALMEIDA *et al.*, 1989) (Figura 3). Tratam-se das rochas mais homogêneas de toda a bacia do rio Bananal, segundo o mapa geológico de escala 1:25.000, características estas que determinaram a sua escolha para o monitoramento dos processos de intemperismo. No entanto, verifica-se que ao nível da escala de campo há certa heterogeneidade, determinada principalmente por lentes minerais e, possivelmente, microestruturas.

#### **a) COMPARTIMENTO MONTANHOSO**

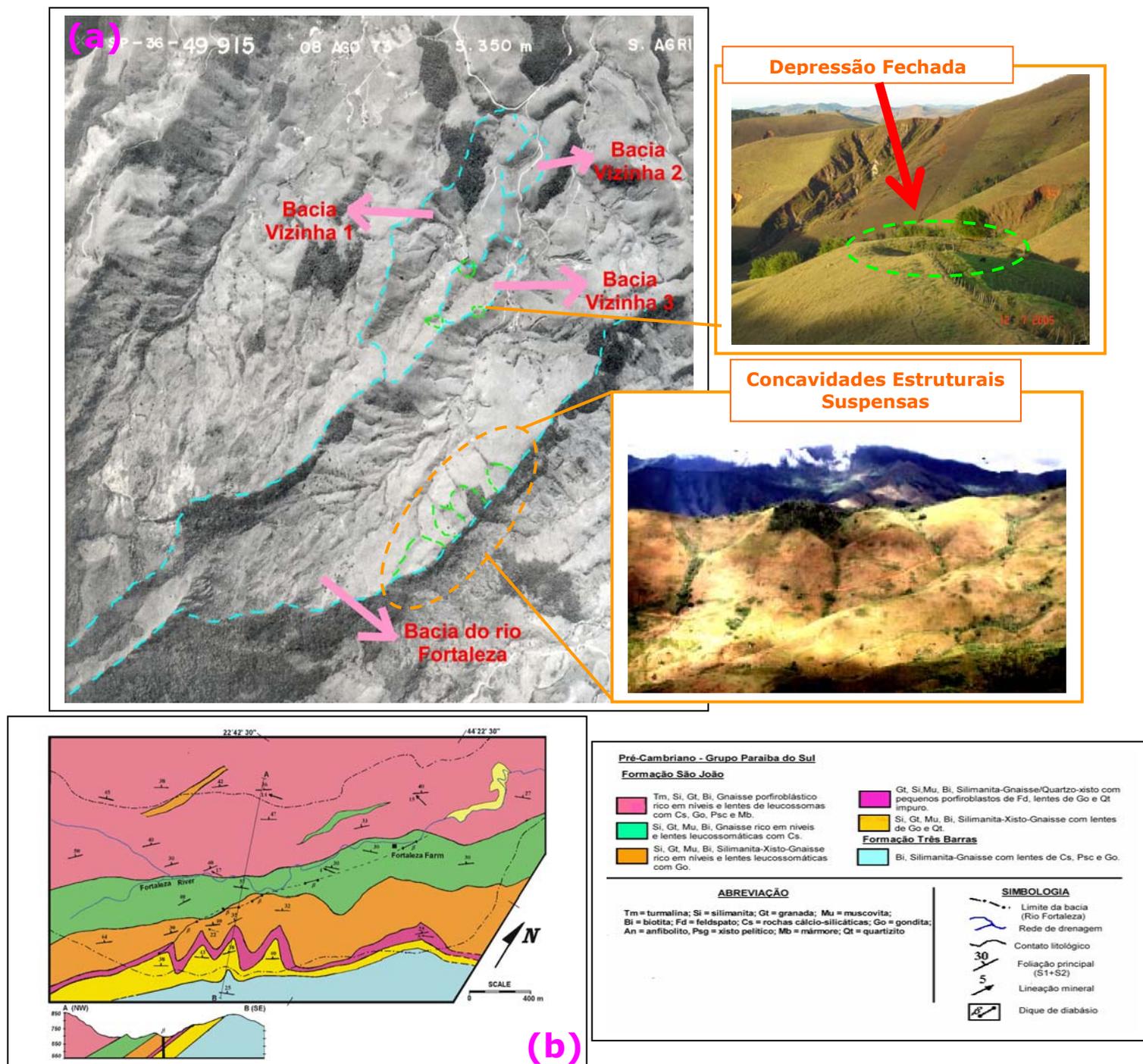
O monitoramento do compartimento montanhoso foi conduzido inicialmente na bacia do rio Fortaleza, tributária do rio Bananal. No trecho monitorado (alto vale) a bacia possui cerca de 4 Km<sup>2</sup>, e é de terceira ordem segundo a classificação de STRAHLER (1952), na escala de 1:10.000 (Figura 6).

A bacia como um todo apresenta uma grande quantidade de depósitos sedimentares, constituídos por terraços fluviais posicionados até 5 m acima do nível da planície de inundação atual, e blocos de rocha com até 2 m de diâmetro, distribuídos ao longo de toda a drenagem principal. Os canais de drenagem apresentam também uma grande quantidade de *knickpoints* articulados entre si.

A direção de mergulho das camadas litológicas confere à bacia estudada um perfil de relevo com encostas assimétricas. Esta é uma característica bastante observada em diversas drenagens montanhosas do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, sendo uma resultante da evolução lito-estrutural da região. De acordo com HEILBRON *et al.* (1991), as serras do Mar e da Mantiqueira corresponderiam a antigos anticlinais, e o rio Paraíba do Sul

seria controlado pela grande falha que separa estes dois compartimentos montanhosos. Deste modo, a direção de mergulho das camadas das serras do Mar e da Mantiqueira seriam convergentes para o rio Paraíba do Sul. Isso explicaria a tendência regional de assimetria dos vales que compõem as bacias de drenagem ali posicionadas. Enquanto os canais principais seguem preferencialmente o *strike* das camadas, os tributários desenvolvem-se nas vertentes de *dip* e *anti-dip*, em geral, controlados pelas fraturas (EIRADO SILVA *et al.*, 1993).

A vertente direita do alto vale do rio Fortaleza posiciona-se na direção de mergulho das camadas (*dip*) e caracteriza-se pela presença significativa de concavidades estruturais em diferentes estágios de desenvolvimento, sendo uma bastante evoluída e conectada à drenagem principal (posicionada fora dos limites estabelecidos para esse estudo) (Figura 5b), e as demais suspensas e desconectadas da drenagem principal (foto em detalhe incluída na Figura 6). No caso destas últimas, além de haver um controle local exercido por um estrato litológico de composição xisto-quartzítica (camada de coloração rosa magenta presente na Figura 6b), há também um condicionante relacionado à dinâmica de circulação das águas subterrâneas. Postula-se que, na competição pelas águas subterrâneas, a voçoroca atualmente conectada à drenagem principal (Figura 5b) tenha sido mais eficiente, canalizando então a maior parte da água (COELHO NETTO, A. C., 2003). Tal processo teria levado ao rebaixamento do nível de base da bacia como um todo, e à estagnação evolutiva das demais concavidades, menos eficientes. Assim sendo, tais feições constituiriam no presente em formas residuais, representativas dos estágios iniciais de formação de uma concavidade estrutural.



**FIGURA 6** – Localização e geologia das áreas correspondentes ao compartimento pré-montanhoso. Em (a) localização das bacias monitoradas feita sobre foto aérea (escala 1:25.000) referente ao ano de 1973. Os limites das bacias correspondem às linhas azuis. As linhas em verde correspondem às concavidades estruturais suspensas e à depressão fechada (na interface entre a Bacia Vizinha 3 e a Bacia do rio Fortaleza). As fotos em detalhe correspondem às concavidades estruturais suspensas e à depressão fechada posicionadas nas vertentes do *dip* e do *anti-dip* da bacia do rio Fortaleza, respectivamente. Em (b) encontra-se o mapa geológico do alto vale do rio Fortaleza (em escala 1:10.000), produzido por ALMEIDA *et al.* (1989).

O mesmo já não se pode afirmar para a vertente esquerda. Considera-se que a posição de *anti-dip* é inibidora do desenvolvimento de concavidades estruturais, na medida em que a disposição das camadas não seria favorável ao trabalho erosivo da água. No topo desta vertente identificou-se a presença de uma depressão fechada (Figura 6 em detalhe) cuja evolução vem sendo também objeto de investigação. Feições deste tipo foram também identificadas e monitoradas por FILIZOLA & BOULET (1996) na bacia de Taubaté (Médio Vale do Rio Paraíba do Sul), cujo substrato caracteriza-se pela presença de sedimentos Terciários e Quaternários.

Os resultados até então obtidos, sugerem que o fraturamento seguido pela percolação subvertical da água tenham sido responsáveis pelo surgimento ou evolução por subsidência geoquímica da referida depressão fechada (CASTRO & COELHO NETTO, 2002). Considerando que nesta vertente há lentes cálcio-silicáticas, é possível que estas tenham favorecido o desenvolvimento de tal feição erosiva.

Com relação aos solos, embora nenhum estudo pedológico tenha sido realizado nesta bacia com o intuito específico de uma classificação, sugere-se a ocorrência de Latossolos, especialmente nos segmentos mais íngremes e divisores das encostas. FERNANDES (2000), ao realizar um estudo pedogeomorfológico na vertente do dip, observou em grande parte dos pontos amostrais, a presença de pequena diferenciação e transição gradual a difusa entre horizontes, além de um horizonte B argiloso, bastante profundo. Tais características enquadram-se dentro da classe dos Latossolos. Este horizonte B argiloso seria também responsável pela ocorrência de níveis d'água suspensos, e pelo predomínio de fluxos subsuperficiais em relação aos fluxos verticais, em resposta à declividade acentuada. Já na vertente do anti-dip, CASTRO & COELHO NETTO (2002) identificaram na depressão supra citada, uma sucessão de solos constituída por Latossolo Vermelho no topo e vertente média/superior, e solos hidromórficos em seu centro. Tal configuração

sugere que o Latossolo teria passado por processos de hidromorfia após ter sido rebaixado pela subsidência geoquímica.

Quanto à vegetação, verifica-se que o ambiente em questão encontra-se em estágio de degradação bastante avançado. Predominam as gramíneas, observando-se também fragmentos de mata secundária nos segmentos mais declivosos da bacia. Tais fragmentos constituem remanescentes florestais que ressurgiram após o declínio da atividade cafeeira, tendo ali permanecido devido à dificuldade de acesso.

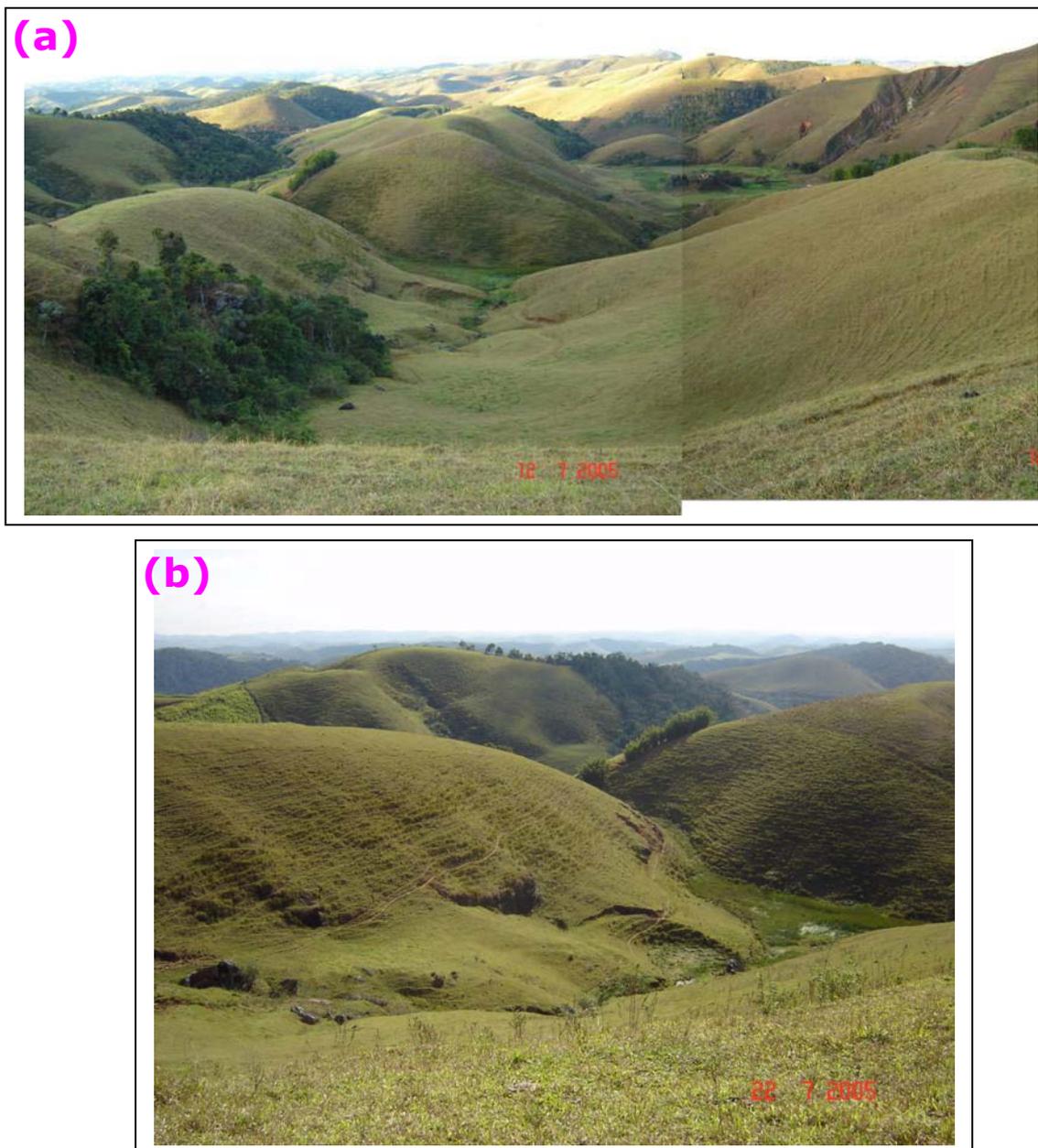
### ***As bacias tributárias (vizinhas)***

Após certo estágio de desenvolvimento do presente estudo, optou-se pela ampliação do monitoramento dentro do compartimento montanhoso. Assim sendo, foram incluídas mais três sub-bacias, todas tributárias do rio Fortaleza, as quais por falta de nomes especiais na carta topográfica foram denominadas simplesmente de bacias tributárias. É possível que todas elas estejam ainda incluídas dentro da Unidade São João. A cobertura e os usos do solo são exatamente os mesmos da bacia do rio Fortaleza.

As únicas informações adicionais das quais se dispõe atualmente referem-se às características litológicas e químicas da bacia vizinha 1 (a maior de todas). Neste sentido, identificou-se biotita-gnaiss granodiorítico na cabeceira, e biotita-gnaiss tonalítico no médio/baixo curso. A bacia vizinha 1 está posicionada à esquerda da bacia do rio Fortaleza. É constituída por uma grande quantidade de afloramentos rochosos em seu interior, embora sejam também identificados muitos segmentos em que os regolitos são espessos. Há na vertente do *dip* uma concavidade estrutural suspensa (com fundo saturado) cujo canal foi incluído no monitoramento hidrogeoquímico.

As bacias tributárias 2 e 3 não passam de concavidades mais evoluídas que as identificadas na vertente do *dip* da bacia do rio Fortaleza.

Ambas apresentam uma extensa superfície saturada apesar de possuírem um canal com fluxo d'água sempre perene. A bacia tributária 3 (Figura 6a e Figura 7), no entanto, é a que se encontra na interface entre a bacia do rio Fortaleza e a bacia vizinha 1 e contém a depressão fechada em seu divisor direito. Daí ter sido incluída no monitoramento.



**FIGURA 7 – Bacia Vizinha 3 em detalhe. Em (a) visão panorâmica da bacia a partir de seu divisor. Na vertente direita encontra-se a depressão fechada. Na vertente esquerda verifica-se um canal de drenagem com divisor rompido, o qual deve ter constituído no passado uma concavidade estrutural. Em (b) observa-se este mesmo canal com divisor rompido sob uma outra perspectiva.**

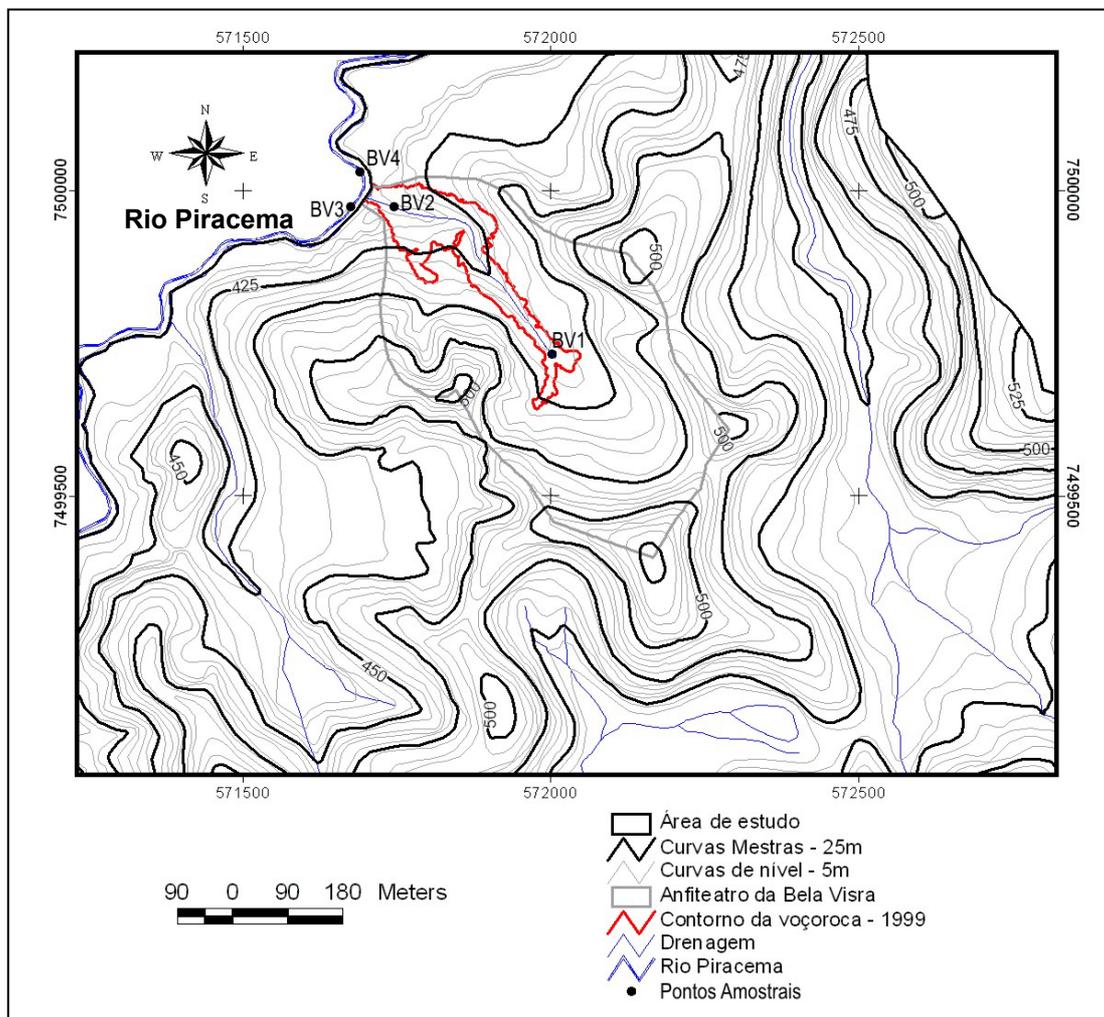
Esta sub-bacia possui uma extensa superfície saturada que se desenvolve ao longo de todo o canal principal. São também identificados afloramentos de rocha na vertente de anti-dip mais ou menos alinhados com a posição da referida área saturada. A presença destas feições, aliada a da depressão fechada fez com que se pensasse durante algum tempo na possibilidade da ocorrência de processos cársticos (ou pseudocársticos) neste local. Este, aliás, foi o principal motivo que estimulou a ampliação do monitoramento do compartimento montanhoso para as áreas do entorno. Observa-se, portanto, que na porção meso-inferior desta sub-bacia há um canal tributário com fluxo de água corrente (na vertente esquerda) cujo divisor é rompido (Figura 7). Ao que tudo indica, este pequeno canal constituía uma antiga concavidade estrutural. É possível que o maior rebaixamento do seu nível de base em relação ao canal principal desencadeado, por sua vez, pela competição por água subterrânea, tenha sido responsável pelo deslocamento da drenagem superficial para a porção meso-inferior desta sub-bacia, deixando “abandonado” o segmento posicionado à montante. Neste segmento “abandonado” encontra-se, inclusive, a depressão fechada acima referida.

#### **b) COMPARTIMENTO COLINOSO**

Com relação à área onde foi conduzido o monitoramento do compartimento colinoso, trata-se de um anfiteatro em cabeceira de drenagem que drena para o rio Piracema (afluente direto do rio Bananal). Nesta área encontra-se a Estação Experimental Bela Vista, a qual é monitorada desde 1982 (Figura 8).

Verifica-se ali a presença de um extenso processo de voçorocamento desenvolvido sobre depósitos Quaternários. De acordo com COELHO NETTO *et al.* (1994), tais depósitos formaram-se durante a transição Pleistoceno-Holoceno (entre 10.000 e 8.000 anos A.P.), período no qual houve intenso entulhamento dos vales fluviais. Os autores acrescentam ainda que o reentalhamento dos vales ocorreu somente com a introdução da cultura cafeeira que em função dos métodos de plantio inadequados, induziram a

retomada erosiva em escala regional. Neste sentido, a voçoroca ali existente constitui uma situação típica desta reativação erosiva, especialmente por ter se desenvolvido em um eixo de fraturamento.



**FIGURA 8** - Localização da área correspondente ao compartimento colinoso. BV1 e BV2 correspondem à drenagem da voçoroca, e BV3 e BV4 correspondem à drenagem do rio Piracema. (Adaptado de LEAL, 2004)

A referida voçoroca caracteriza-se também por apresentar momentos de grande progressão remontante alternados com períodos de maior estabilidade. Atualmente a voçoroca em questão apresenta-se com dois dígitos bem desenvolvidos. Um deles apresenta-se menos desenvolvido e é considerado estável, visto ter seccionado uma camada de sedimentos com grande concentração de argila. Constitui, na realidade no tronco principal da voçoroca. O outro se apresenta ativo, com taxas de recuo remontante bastante significativas (ROCHA LEÃO *et al.*, 2001).

Havia também uma suspeita por parte de COELHO NETTO (1999) a respeito da ocorrência de pirataria da drenagem subterrânea deste anfiteatro em relação ao vale vizinho, cujo nível de base encontra-se em uma posição topográfica mais elevada. O estudo desenvolvido por LEAL (2004), veio então a confirmar esta hipótese, indicando também outro ponto de pirataria posicionado no eixo do dígito estável, porém, neste caso, com exportação de água subterrânea para um outro vale vizinho. Como se pode constatar, o avanço ou a estabilidade dos processos de voçorocamento demonstram uma íntima relação com a dinâmica hidrológica subterrânea. Neste sentido, tal comportamento passou a ser também contemplado na presente análise ao expandir-se o estudo hidrogeoquímico para o compartimento colinoso.

## **4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS**

### **4.1 – Montagem da Estação Experimental do Alto Vale do Rio Fortaleza**

A montagem da Estação Experimental do alto vale do rio Fortaleza ocorreu durante o estudo realizado por LEITE (2001). Durante a realização do presente estudo realizou-se a instalação de mais quatro estações piezométricas: uma no interior da primeira concavidade estrutural suspensa, uma próxima ao divisor da encosta retilínea (acima da camada xisto-quartzítica e ao lado da concavidade), e os demais na média/baixa encosta, sendo um na encosta retilínea e o outro abaixo da concavidade, mais ou menos alinhado em sentido vertical com a estação posicionada no interior da concavidade. Foram também instalados poços nas estações piezométricas, com exceção apenas da estação posicionada na alta encosta retilínea. Tal como no monitoramento realizado por LEITE (2001), a instalação destas estações teve por objetivo coletar amostras para a realização de análises físicas, mineralógicas e químicas, e monitorar o comportamento piezométrico e hidrogeoquímico das águas subsuperficiais. Os resultados das análises físicas e mineralógicas encontram-se disponíveis no trabalho de XAVIER (2004).

Quanto ao monitoramento piezométrico, verificou-se um comportamento semelhante ao do trabalho de LEITE (2001), ou seja, os piezômetros da encosta retilínea permaneceram sempre secos. Apesar de as demais estações terem apresentado água, não foi possível estabelecer entre eles uma rede de fluxos. No que se refere ao monitoramento hidrogeoquímico, foi realizado com êxito, apesar da perda da estação da média/baixa encosta (abaixo da concavidade) após a ocorrência de um movimento de massa rotacional no final do ano de 2004.

Instalou-se também uma estação pluviométrica digital, dotada com sondas de nível d'água e condutividade elétrica. Tais equipamentos

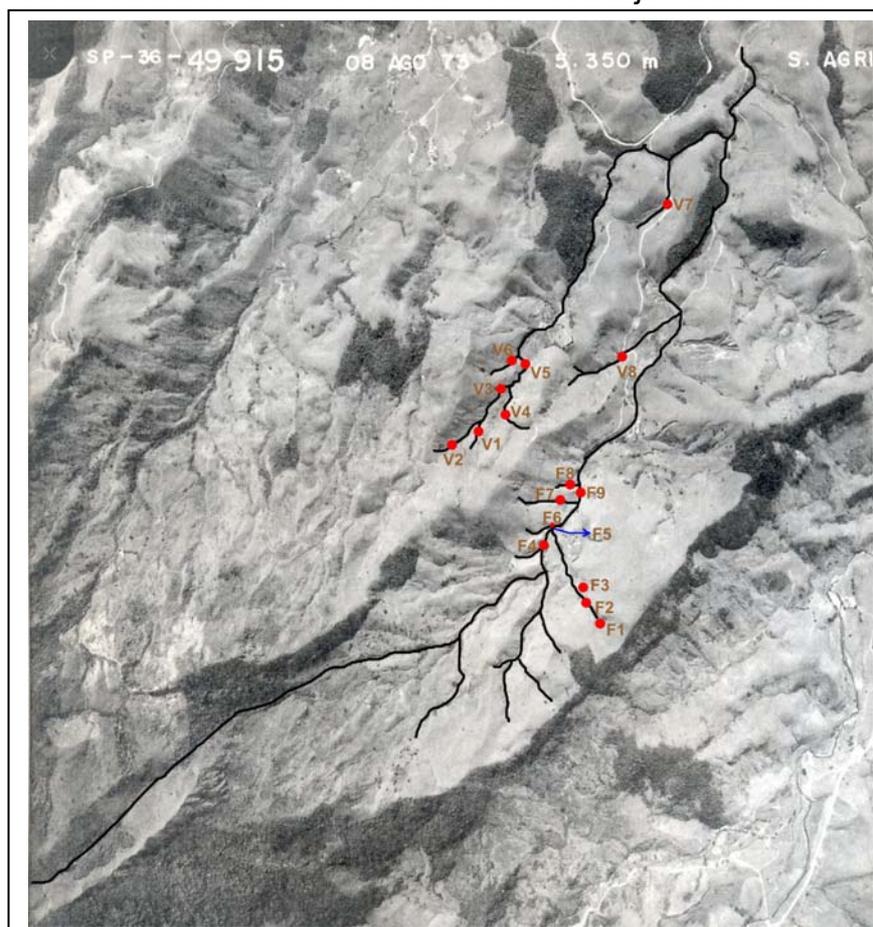
funcionaram entre outubro de 2004 e janeiro de 2006, quando foram então removidos pela força de uma enchente.

## 4.2 – Pontos de amostragem

### (a) Compartimento pré-montanhoso

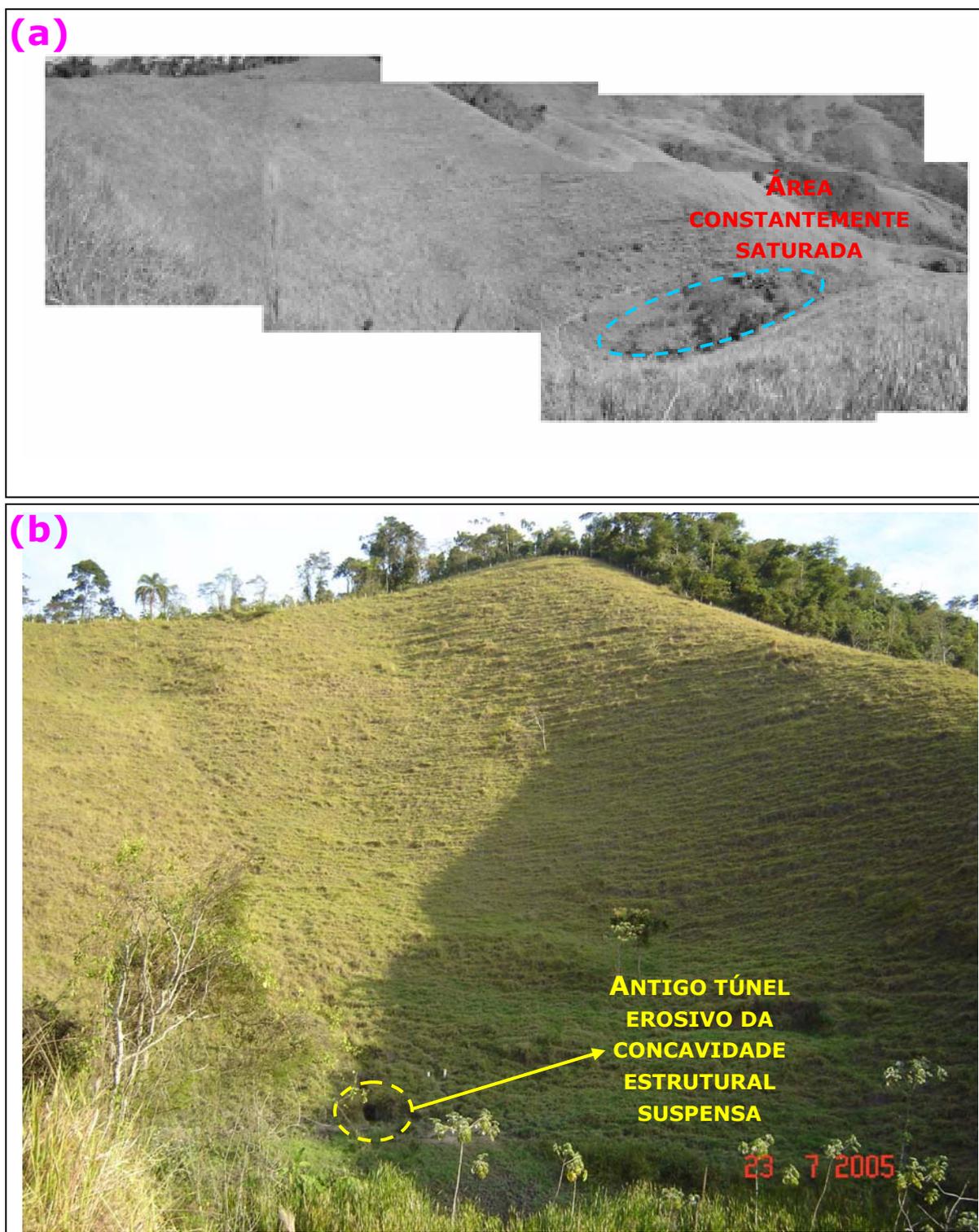
#### BACIA DO RIO FORTALEZA

Na bacia do rio Fortaleza foram selecionados nove pontos amostrais envolvendo tanto a drenagem superficial, quanto os poços, conforme demonstrado na Figura 9. A escolha dos pontos levou em consideração a posição na vertente (dip ou anti-dip), e a influência de lito-estruturas (fraturas em especial). Adicionou-se também um ponto em função da presença de uma mancha de vegetação mais bem desenvolvida. Na maioria dos pontos amostrais as coletas ocorreram entre abril de 2003 e julho de 2006.



**FIGURA 9** – Localização dos pontos amostrais correspondentes às áreas de monitoramento do compartimento pré-montanhoso. A delimitação das bacias encontra-se na Figura 6a.

PONTOS DE AMOSTRAGEM	DESCRIÇÃO
<b>F1</b>	Poço localizado no interior da concavidade estrutural suspensa. Trata-se de uma área constantemente saturada, mesmo nos períodos de maior estiagem. Há ainda neste local, evidências do antigo túnel erosivo a partir do qual teria se originado a referida concavidade (Figura 10).
<b>F2</b>	Drenagem superficial tributária do rio Fortaleza que conecta a concavidade estrutural suspensa ao canal principal. Este rio que corre exatamente no eixo da fratura que controla a concavidade estudada (Figura 11).
<b>F3</b>	Poço localizado abaixo da concavidade. Este ponto foi incluído na intenção de se comparar o comportamento químico de suas águas com as águas provenientes da concavidade. Esta foi uma forma de verificar se havia ou não na concavidade um aquífero suspenso em relação à drenagem principal. Trata-se também de uma área constantemente saturada. Devido à ocorrência de um movimento de massa no final de 2004 houve a perda desta estação.
<b>F4</b>	Drenagem principal (rio Fortaleza). Trata-se de um ponto localizado antes do encontro do canal proveniente da concavidade estrutural suspensa com o rio Fortaleza.
<b>F5</b>	Drenagem principal (rio Fortaleza). Este ponto, por sua vez, localiza-se à jusante do local em que o canal da concavidade estrutural suspensa deságua no rio Fortaleza. Buscou-se com os pontos F4 e F5 identificar uma possível influência das águas provenientes da concavidade sobre a drenagem principal.
<b>F6</b>	Canal tributário do rio Fortaleza, posicionado na vertente do anti-dip. Trata-se do único ponto que possui uma mancha de vegetação mais bem desenvolvida. Buscou-se com este ponto justamente identificar algum possível efeito da vegetação sobre a qualidade das águas superficiais.
<b>F7</b>	Canal tributário do rio Fortaleza, posicionado na vertente do anti-dip (à jusante de F6). Trata-se de um pequeno canal com fluxo bastante variável ao longo do ano, mas que também apresenta suas laterais constantemente saturadas.
<b>F8</b>	Canal tributário do rio Fortaleza, posicionado na vertente do anti-dip (à jusante de F7). O monitoramento dos pontos F7 e F8 teve por objetivo a identificação de possíveis influências das lentes cálcio-silicáticas presentes nesta vertente.
<b>F9</b>	Drenagem principal (rio Fortaleza). Este ponto amostral posiciona-se no local onde se encontrava a estação plúvio-flúvio-sedimentométrica.



**FIGURA 10** – Interior da concavidade estrutural suspensa monitorada. Em (a) encontra-se em destaque a superfície que permanece sempre saturada mesmo durante os momentos de estiagem (linha tracejada azul). Em (b) observam-se os resquícios do antigo túnel erosivo a partir do qual a concavidade estrutural evoluiu (linha tracejada amarela).

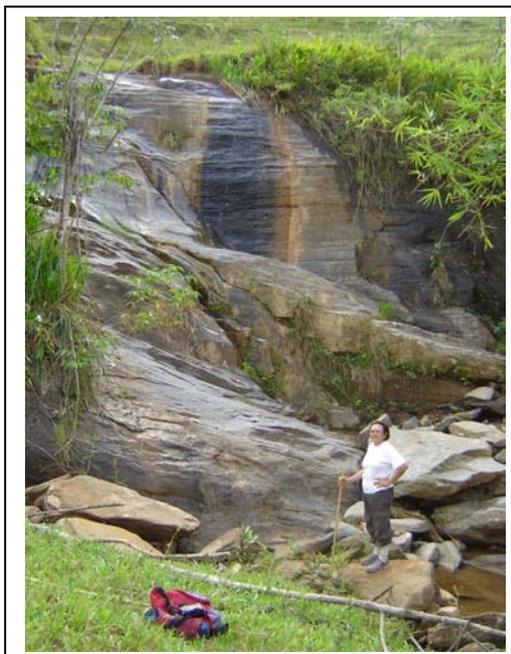


**FIGURA 11 – Localização do ponto de coleta F2. Como se pode perceber, o referido ponto encontra-se posicionado exatamente na fratura onde a concavidade estrutural está orientada. Na foto em detalhe é possível ter uma visualização do plano da fratura.**

#### BACIAS TRIBUTÁRIAS

Ao longo das bacias tributárias foram selecionados oito pontos amostrais, sendo seis na bacia tributária 1 (de V1 a V6), e os outros dois nas bacias tributárias 2 (V7) e 3 (V8), respectivamente (Figura 9). Os critérios de escolha dos pontos da bacia tributária 1 foram os mesmos da bacia do rio Fortaleza. Já nas bacias tributárias 2 e 3, devido ao seu menor tamanho, optou-se pela coleta nos segmentos em que os canais eram interceptados pela estrada de acesso às fazendas. Nas bacias tributárias todos os pontos de coleta correspondem à drenagem superficial. Na maioria dos pontos amostrais as coletas ocorreram entre novembro de 2004 e julho de 2006.

PONTOS DE AMOSTRAGEM	DESCRIÇÃO
<b>V1</b>	Cabeceira da bacia. Este canal secou após a ocorrência de movimentos de massa no final de janeiro de 2006.
<b>V2</b>	Cabeceira da bacia e do canal principal. Apesar do fluxo corrente, trata-se de um ambiente constantemente saturado.
<b>V3</b>	Canal principal (à jusante de V2) (Figura 12). Trata-se de um segmento em que o rio corre diretamente sobre a rocha, sendo também um nível de base local ( <i>knickpoint</i> ).
<b>V4</b>	Trata-se de um canal tributário do rio principal, posicionado na vertente do dip. À montante do ponto de coleta há uma concavidade estrutural suspensa, a qual apresenta também um fundo saturado. Seu divisor encontra-se na interface com a bacia tributária 3.
<b>V5</b>	Canal principal (à jusante da confluência do canal que contém V4 e o ponto V3). Trata-se também de um segmento em que o rio corre diretamente sobre a rocha.
<b>V6</b>	Canal tributário do rio principal, porém, posicionado na vertente do anti-dip. Trata-se de um ambiente constantemente saturado. Os materiais que constituem o leito do canal têm coloração acinzentada, sugerindo a ocorrência de hidromorfismo.
<b>V7</b>	Trata-se de uma pequena concavidade cujo canal deságua no rio Fortaleza. Há saturação em toda a sua extensão.
<b>V8</b>	A apresentação deste sítio amostral encontra-se descrita no item 3.2.2.



**FIGURA 12** – Localização do ponto de coleta V3. Trata-se de um segmento em que o rio corre diretamente sobre a rocha, além de ser também um nível de base local (*knickpoint*).

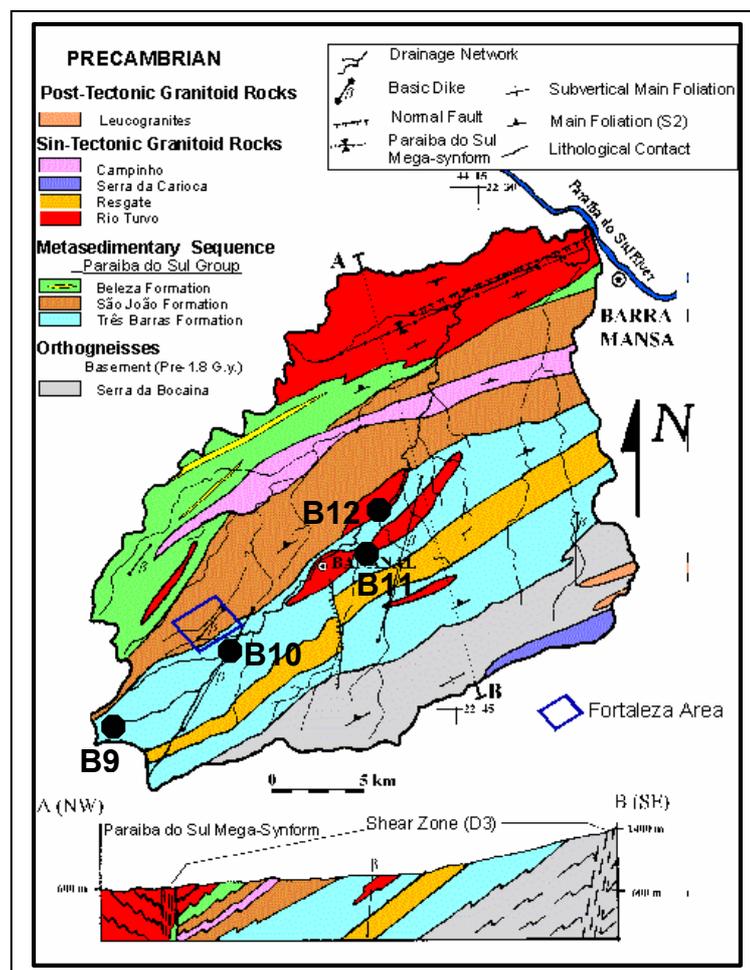
*(b) Compartimento colinoso*

No Anfiteatro Bela Vista foram selecionados quatro pontos amostrais correspondentes às águas superficiais (Figura 8). Neste local há conforme discutido no item 3.2.2, evidências de pirataria da drenagem subterrânea (LEAL, 2004). O monitoramento do compartimento colinoso ocorreu entre abril de 2003 e dezembro de 2004.

<b>PONTOS DE AMOSTRAGEM</b>	<b>DESCRIÇÃO</b>
<b>BV1</b>	Drenagem superficial do canal da voçoroca. Corresponde ao ponto localizado mais à montante, antes da bifurcação dos dígitos (Figura 8). Neste local evidencia-se a presença de vegetação plenamente desenvolvida.
<b>BV2</b>	Drenagem superficial do canal da voçoroca. Corresponde ao ponto posicionado mais à jusante, quase no local em que a voçoroca deságua no rio Piracema. Neste local a vegetação encontra-se desenvolvida somente no entorno da voçoroca e não no seu interior.
<b>BV3</b>	Rio Piracema, antes do deságüe do canal da voçoroca.
<b>BV4</b>	Rio Piracema, após o deságüe do canal da voçoroca. Buscou-se com os pontos BV3 e BV4 verificar qual seria a influência das águas da voçoroca sobre a drenagem do rio Piracema. A inclusão dos pontos BV1 e BV2 teve por objetivo fazer uma comparação do comportamento hidrogeoquímico entre canais com diferentes ordens hierárquicas.

*(c) Rio Bananal e Anfiteatro Três Barras (compartimentos montanhoso, pré-montanhoso e colinoso)*

Embora a inclusão destes pontos não tenha constituído um monitoramento propriamente dito, os mesmos foram incluídos ao final do presente estudo como uma forma de se obter informações adicionais à respeito do comportamento hidrogeoquímico dentro da escala da bacia do rio Bananal. Assim sendo, foram adicionados mais quatro pontos amostrais, sendo três ao longo do rio Bananal e um no Anfiteatro Três Barras (Figura 13).



**FIGURA 13** – Localização dos pontos amostrais posicionados ao longo da bacia do rio Bananal e Anfiteatro Três Barras.

PONTOS DE AMOSTRAGEM	DESCRIÇÃO
<b>B9</b>	Cabeceira do rio Bananal (Serra da Bocaina). Trata-se de um local em que o rio corre diretamente sobre a rocha com grande vazão, devido à elevada declividade. Não há evidências de desenvolvimento do regolito. A elevada dureza do substrato, inclusive, impediu que se obtivesse uma amostra adequada para a realização de análises químicas e petrográficas. Neste ponto as águas são bastante límpidas.
<b>B10</b>	Médio curso do rio Bananal. Neste local o rio já corre sobre uma espessa camada de sedimentos. Observa-se também uma elevada carga de sedimentos em suspensão. Trata-se de uma propriedade particular em que há uma pousada, o “Rancho do Baiano”, posicionada praticamente atrás da bacia do rio Fortaleza.
<b>B11</b>	Anfiteatro Três Barras. Sua escolha deveu-se ao fato de apresentar um regolito espesso submetido a movimentos de massa rotacionais cuja superfície de cisalhamento encontra-se posicionada a uma grande profundidade (FONSECA, A. P. comunicação pessoal, 2005). Buscou-se neste local verificar as influências da remoção das camadas superficiais do regolito sobre os processos de alteração da rocha sã subjacente, dentro da ótica dos conceitos de limites de intemperismo e limites de transporte.
<b>B12</b>	Baixo curso do rio Bananal (à jusante do Anfiteatro Três Barras). Neste local o rio já ultrapassou o centro da cidade e o ambiente se assemelha bastante ao do médio curso, inclusive no que se refere à elevada carga de sedimentos em suspensão. Verifica-se também que as águas são calmas, porém há evidências na vegetação do entorno da ocorrência de enchentes de grande porte.

### 4.3 – Amostragem da Água

Para evitar contaminação ou alterações na composição química original das águas amostradas, obedeceu-se aos seguintes procedimentos:

1. Todas as amostras foram acondicionadas em garrafas de polietileno de 500 ml (cujo material é inerte) devidamente descontaminadas no laboratório.
2. Já no campo, as garrafas eram rinsadas com água das próprias fontes de coleta, procedendo-se então à amostragem definitiva.
3. No final de cada evento de coleta, as amostras eram encaminhadas para análise, sempre que possível no mesmo dia. Na impossibilidade deste procedimento, as amostras eram guardadas na geladeira, sendo então encaminhadas ao laboratório no dia seguinte pela manhã.
4. Foram feitas coletas mensais das águas subsuperficiais (regolito) e da drenagem superficial (rios).

### 4.4 – Análises químicas

#### (a) PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS

- Condutividade Elétrica (C.E.), pH, acidez, alcalinidade, potencial de oxidação-redução (Eh) e turbidez.

#### (b) ELEMENTOS

- ÍONS POSITIVOS:  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ , Ferro total ( $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ ) e  $\text{Al}^{3+}$ .
- ÍONS NEGATIVOS:  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ .
- $\text{SiO}_2$ .

Todas as análises químicas de água foram realizadas no Laboratório de Análise Ambiental e Mineral do Instituto de Química (LAM/UFRJ).

## **5. RESULTADOS E DISCUSSÃO**

### **5.1 – COMPARTIMENTO PRÉ-MONTANHOSO**

#### **5.1.1 – *Características do comportamento hidrológico da bacia do rio Fortaleza***

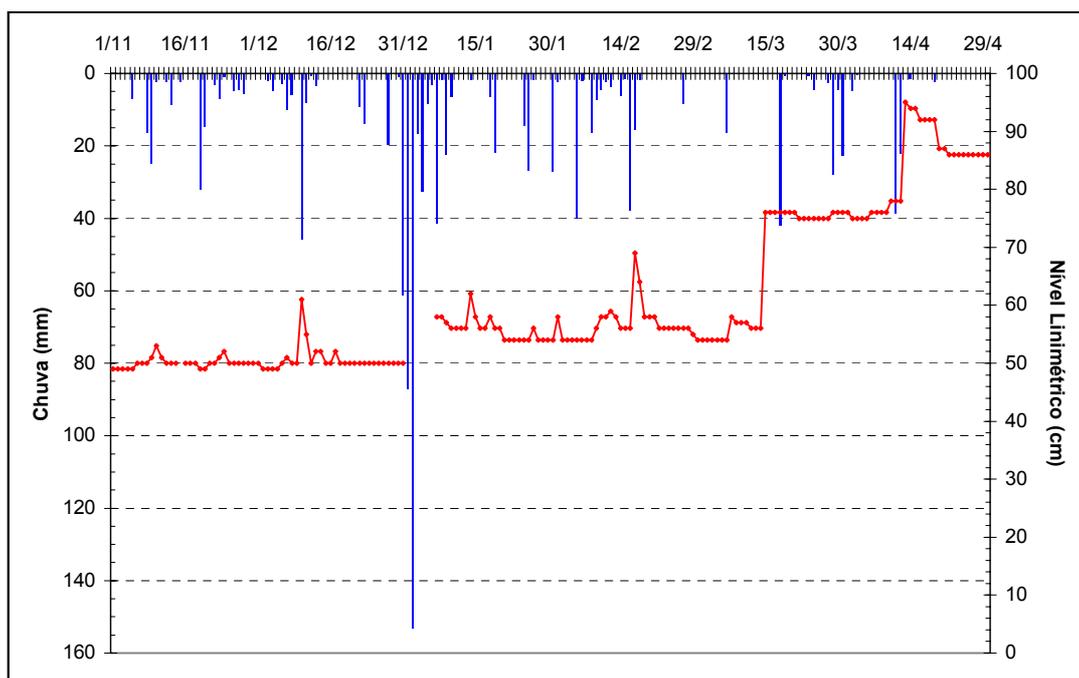
##### **a) Comportamento Geral**

Considerando a ausência de dados contínuos referentes ao nível d'água do rio Fortaleza e do poço localizado no interior da concavidade, optou-se por realizar uma análise por período de amostragem. Neste sentido, os dados foram subdivididos em três períodos que embora não contíguos forneceram informações à respeito do comportamento hidrológico tanto da estação úmida quanto da estação de estiagem. Diante da ausência de uma cobertura mais detalhada correspondente ao período do verão (estação chuvosa), optou-se pela reutilização dos dados de LEITE (2001).

##### **PERÍODO 1 – Novembro/1999 – Abril/2000 (estação chuvosa)**

As informações aqui apresentadas correspondem aos dados retrabalhados de LEITE (2001). Os dados de chuva são provenientes da Estação Bananal e os de nível d'água do rio Fortaleza são referentes à leitura da régua linimétrica pelo observador de campo. Não se dispõe de dados referentes ao nível d'água de piezômetros e poços para este período posto que os mesmos não apresentaram água.

Ao se observar a Figura 14 verifica-se que no início da estação chuvosa embora o nível d'água seja sempre sensível aos eventos pluviométricos de maior magnitude, há sempre um retorno à altura registrada antes das chuvas. Tais valores se mantêm praticamente constantes ao longo do tempo. Porém, a partir do momento em que a frequência e a quantidade de chuvas aumentam (entre o final de dezembro e o início de janeiro) há também uma tendência de subida na curva de nível d'água, a qual passa a se estabilizar segundo valores cada vez mais elevados.



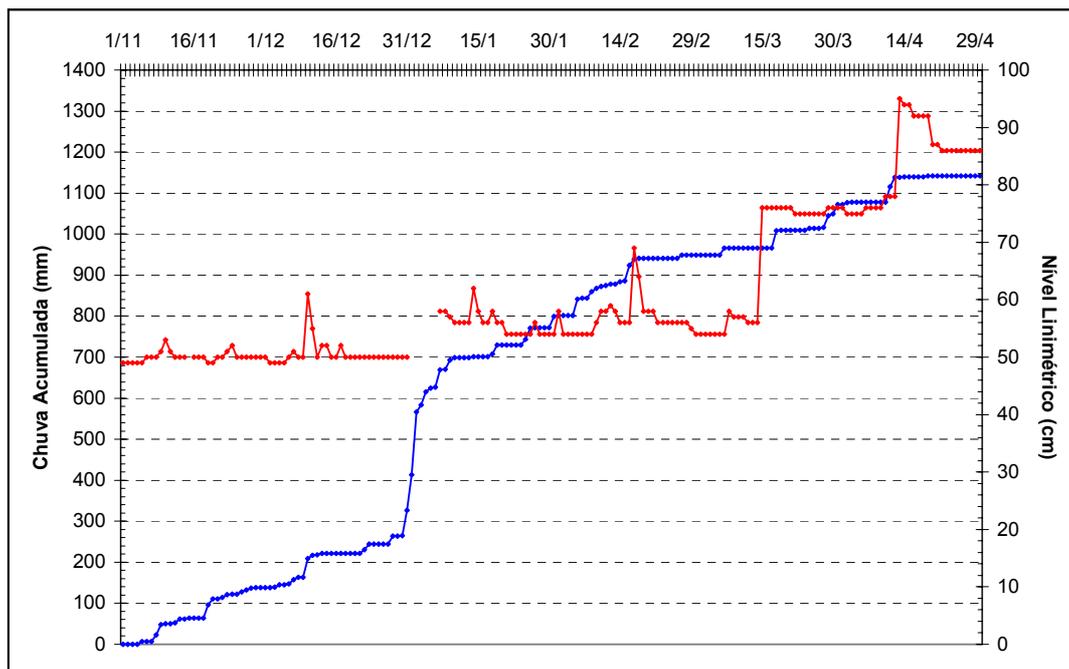
**FIGURA 14 – Relação entre chuva (colunas em azul) e nível linimétrico (linha em vermelho), referente ao período entre Novembro de 1999 e Abril de 2000.**

Ao longo deste período amostral são identificados três momentos de ascensão. O primeiro ocorre logo após as chuvas concentradas ocorridas entre o final de dezembro e o início de janeiro. O segundo momento, o qual inclusive é mais significativo que o anterior, ocorre somente três meses após, embora não se observe no gráfico nenhum evento pluviométrico que justifique tal ascensão. Neste caso, consideram-se duas possíveis justificativas. Uma delas diz respeito ao fato de ter ocorrido uma chuva de caráter mais pontual na área monitorada (muito comum nesta época do ano), a qual não teria sido devidamente registrada pelos equipamentos da Estação Bananal localizada a certa distância dali. A outra explicação, considerada como a mais provável, refere-se a uma resposta atrasada do aquífero às entradas pluviométricas de maior magnitude, principalmente as registradas entre o final de dezembro e o início de janeiro. Dentro de uma visão de conjunto, sugere-se que a primeira ascensão do nível d'água represente as contribuições dos fluxos superficiais e subsuperficiais rasos, cujas respostas são mais rápidas. A segunda ascensão constituiria uma resposta atrasada dos

fluxos subsuperficiais profundos cujo tempo de residência nos regolitos é maior.

Um terceiro momento de ascensão ocorre ainda no início da estação seca (final de março e início de abril). Nesta ocasião é possível que em função do aquífero ter alcançado o máximo de estocagem de água, tenha também respondido prontamente às chuvas de grande magnitude que ocorreram. Considerando, porém, que com o avanço da estação seca os eventos com tais características se tornam progressivamente mais raros e a frequência dos dias sem chuva aumenta, observa-se um rápido decréscimo da curva de nível d'água.

Na busca por uma melhor compreensão a respeito das relações entre os padrões de distribuição das chuvas e o comportamento dos fluxos subsuperficiais, utilizou-se a curva de chuvas acumuladas como um parâmetro do volume de água assimilado pelo aquífero durante o período amostrado. Neste sentido, a Figura 15 ratifica o que fora dito anteriormente no que se refere à resposta atrasada do nível d'água do rio Fortaleza ao maior pulso de chuvas ocorrido entre dezembro de 1999 e janeiro de 2000 (segundo momento de ascensão). Observa-se que embora o acúmulo de chuvas ocorra de forma progressiva, a resposta do canal a estas entradas ocorre somente três meses após, sob a forma de um pulso que eleva abruptamente o nível d'água, apesar da ausência de chuvas que justificassem tal ascensão. Situação semelhante é observada no Período 3, conforme será discutido mais adiante.



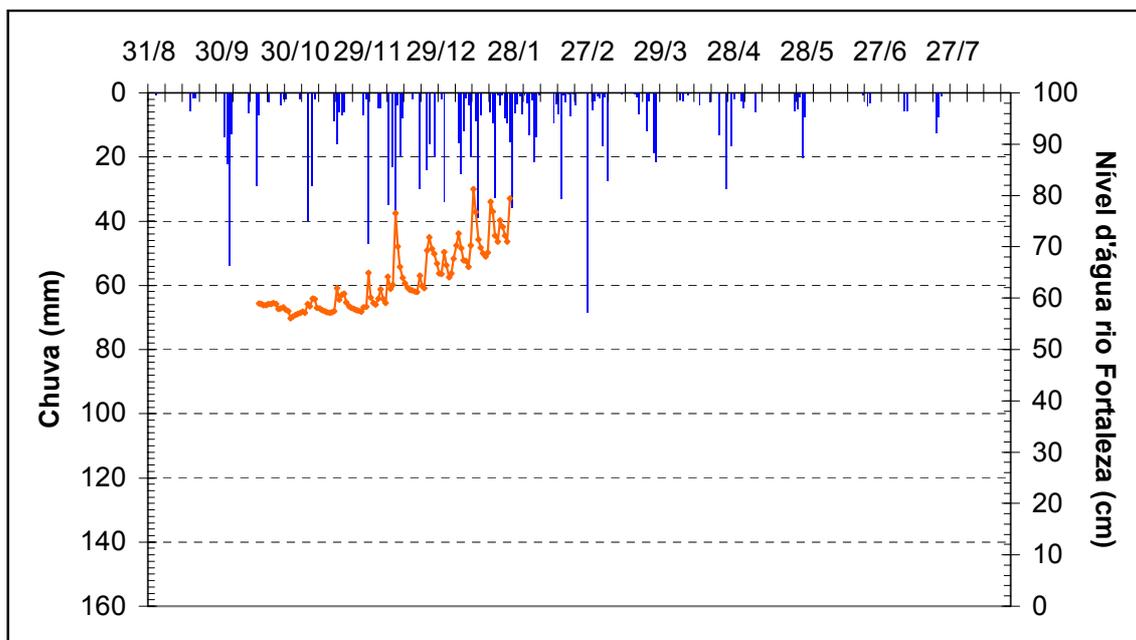
**FIGURA 15** – Relação entre chuva acumulada (linha em azul) e nível linimétrico (linha em vermelho), referente ao período entre Novembro de 1999 e Abril de 2000. Note-se que, apesar de terem sido apresentados dados de chuva desde o início de novembro, somente após a ocorrência dos eventos de maior magnitude (entre o final de dezembro e o início de janeiro) é que o nível d'água passa a responder de forma mais efetiva.

### **PERÍODO 2 – Agosto/2004 – Agosto/2005**

Utilizou-se na análise deste período os dados de chuva provenientes da Estação Fortaleza (de 31/08/2004 a 31/12/2004) e da Estação Bananal (de 01/01/2005 a 19/08/2005). Os dados de nível d'água são provenientes da Estação Fortaleza, porém, referem-se somente ao período entre 15/10/2004 e 26/01/2005. Dispõem-se também de dados referentes ao nível d'água do poço localizado no interior da concavidade estrutural suspensa monitorada, entre 31/08/2004 e 19/08/2005. Em função do aparelho com o qual as leituras eram feitas estar em manutenção não houve coleta de dados durante o período entre 20/11/2004 e 15/03/2005.

Conforme pode se observar na Figura 16 o período amostral 2, tal como o período 1, compreende à estação chuvosa. Possui, porém, a vantagem de ter sido estendido até meados da estação seca (monitoramento hidrogeoquímico e do nível d'água do poço da concavidade estrutural

suspensa), fornecendo deste modo, uma noção bastante representativa à respeito das respostas do aquífero às entradas pluviométricas. Ao se comparar os períodos 1 e 2 é notório que o período 2 foi muito mais chuvoso. Neste sentido, a curva de nível d'água do rio Fortaleza já apresenta uma tendência de ascensão desde o final de novembro.



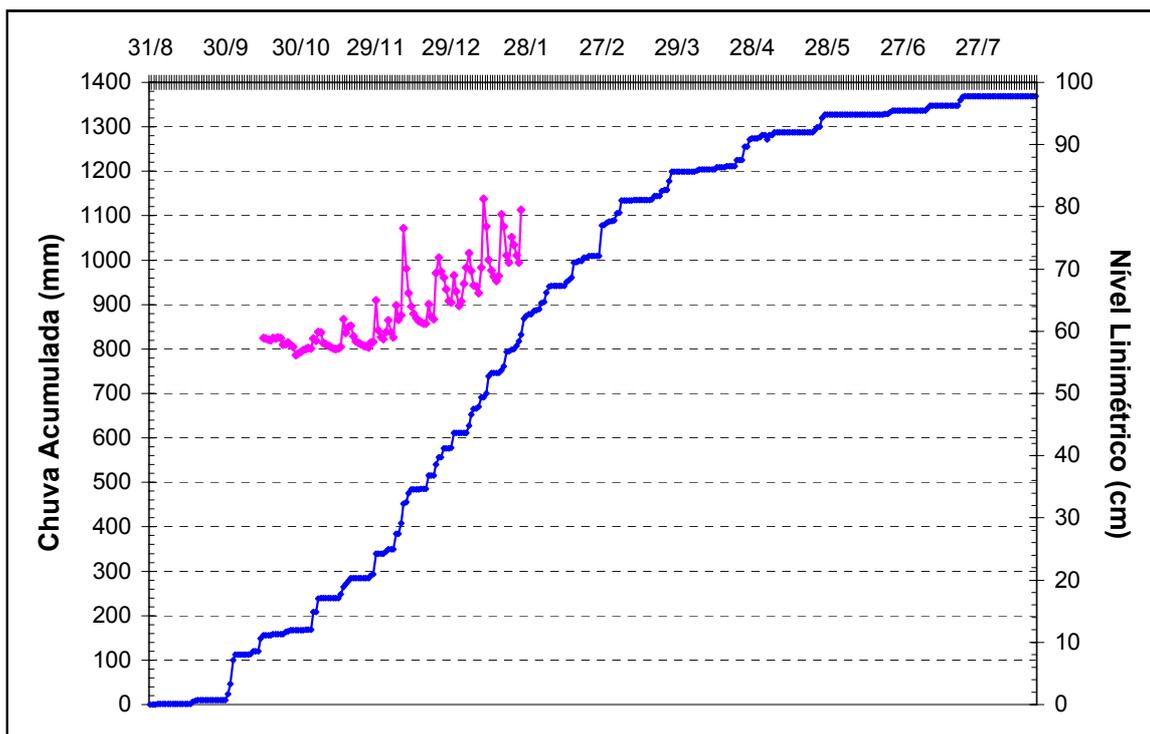
**FIGURA 16 – Relação entre chuva (colunas em azul) e nível linimétrico (linha em laranja), referente ao período entre Agosto de 2004 e Agosto de 2005.**

Verifica-se também que apesar da tendência geral de ascensão em resposta ao aumento da estocagem de água no aquífero, o nível d'água oscila bastante em função das chuvas individuais. Constituem, na realidade, respostas rápidas do canal aos fluxos superficiais, relacionadas à cobertura vegetal incipiente (gramíneas), à compactação dos solos, e à elevada declividade das vertentes. De acordo com OVALLE (1985), há que se considerar também o papel exercido pelos horizontes impermeáveis do solo, que por constituírem impedimentos à percolação vertical da água, favorecem a ocorrência dos fluxos superficiais. Considerando que horizontes com tais características foram identificados por FERNANDES (2000) na vertente do dip da presente área de estudo, é possível que os mesmos estejam atuando de forma semelhante. Neste particular, durante a ocorrência dos eventos pluviométricos de grande magnitude podem ser observadas verdadeiras

“cachoeiras” de escoamento superficial nos segmentos em que as trilhas interceptam a base das vertentes.

A que se considerar também o fato que já é senso comum na literatura de hidrologia que as áreas adjacentes aos canais de drenagem constituem as principais áreas-fontes dos fluxos de chuva, na medida em que recebem água e sedimentos dos segmentos das encostas posicionados à montante (DUNNE & LEOPOLD, 1978; COELHO NETTO, 1985). No caso da bacia do rio Fortaleza, pode-se acrescentar o fato de que ao longo do canal principal e de seus tributários, há uma grande quantidade de superfícies que permanecem saturadas mesmo durante o período de estiagem. É possível que tais superfícies sejam as primeiras a contribuir com fluxos de chuva durante os eventos pluviométricos, e logo, responsáveis também pela rápida ascensão do nível d'água do canal principal.

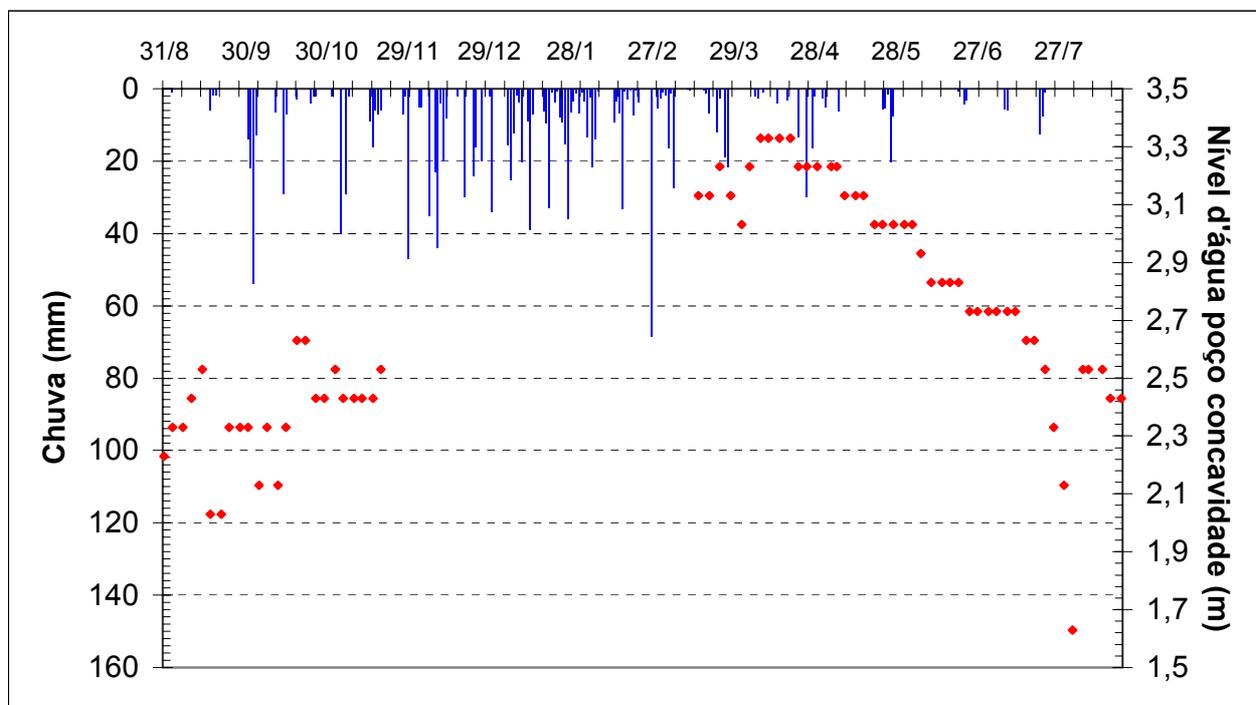
Porém, o que se observa é que a ascensão do nível d'água em uma escala de tempo mais longa tende a acompanhar muito mais a curva das chuvas acumuladas que a das chuvas individuais (Figura 17), em resposta à assimilação progressiva das chuvas pelo aquífero. Este comportamento já poderia ser esperado, pois, conforme já discutido, as chuvas individuais exercem uma influência mais direta sobre o nível d'água do rio por meio dos fluxos superficiais e por isso o rio tende a retornar a condição anterior a ocorrência do evento pluviométrico.



**FIGURA 17** – Relação entre chuva acumulada (linha em azul) e nível linimétrico (linha em rosa), referente ao período entre Agosto de 2004 e Agosto de 2005.

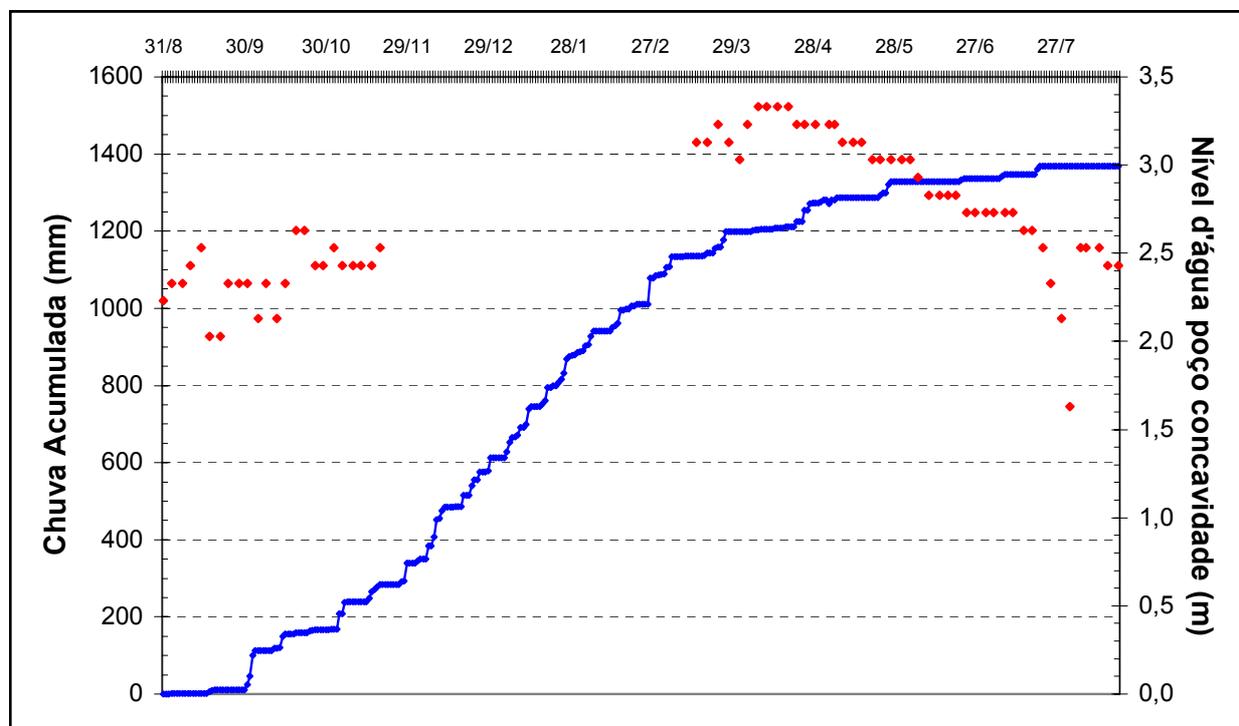
No que se refere ao poço da concavidade estrutural suspensa, verifica-se que apesar de haver certa dispersão dos dados entre agosto e novembro de 2004, há uma nítida tendência de ascensão da curva de nível d'água (Figura 18). Mesmo com a interrupção da amostragem entre 20/11/2004 e 15/03/2005, é possível inferir que ao longo deste intervalo de tempo o nível d'água continuou a elevar-se, alcançando seu ápice cerca de seis meses após o início da estação chuvosa, ou seja, em meados de abril de 2005. Observa-se que o maior volume de chuvas se concentra entre novembro de 2004 e fevereiro de 2005. A partir de março de 2005, mesmo havendo ainda uma grande quantidade de eventos pluviométricos, estes passam a ocorrer com uma frequência muito menor. Contudo, o nível d'água do poço continua em ascensão, por responder com atraso ao avanço da frente de umidade. Uma vez que o período de estiagem começa a se estabelecer (final de março de 2005) e as chuvas cessam por completo, não há mais nenhuma fonte de abastecimento para o aquífero e a curva de nível d'água declina. Em

agosto de 2005 já apresenta praticamente os mesmos valores de agosto de 2004.



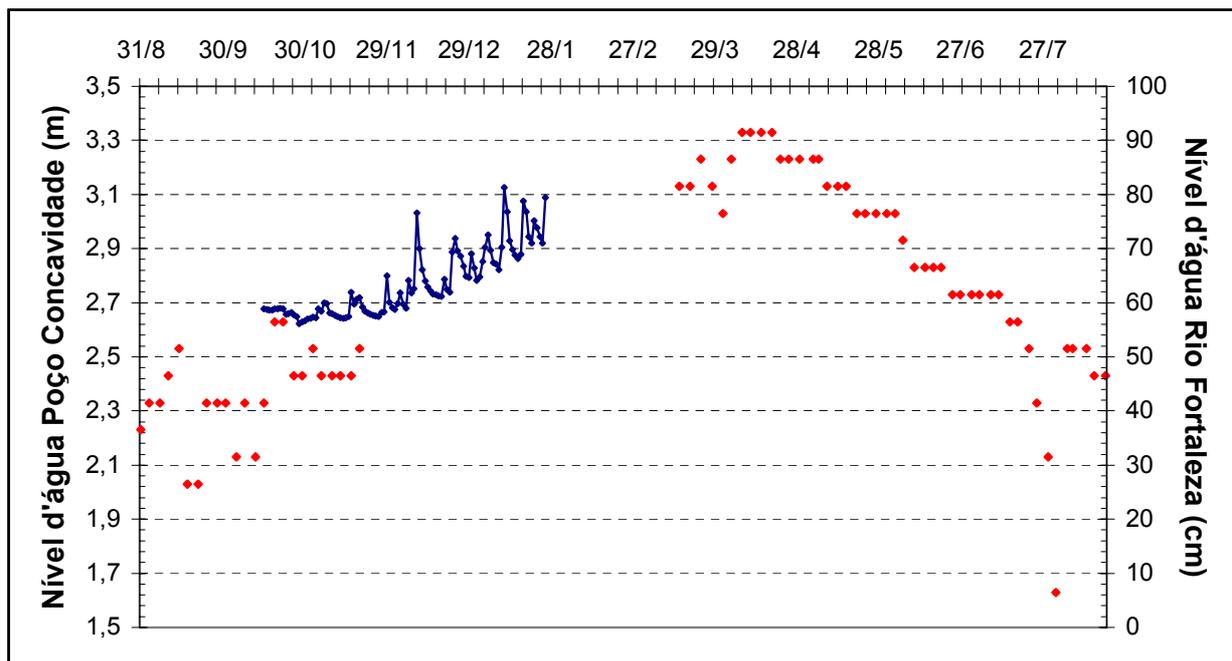
**FIGURA 18** – Relação entre chuva (colunas em azul) e nível d'água do poço da concavidade estrutural suspensa (pontos em vermelho), referente ao período entre Agosto de 2004 e Agosto de 2005.

No que se refere à relação com as chuvas acumuladas (Figura 19), verifica-se que a grande concentração de eventos pluviométricos entre o início de novembro de 2004 e o início de março de 2005 faz com que a curva da chuva acumulada seja bastante abrupta durante este período. Trata-se, portanto, do momento desta série amostral em que há o maior aporte de água para o aquífero. Contudo, logo que se inicia o período de estiagem (final de março de 2005) a referida curva começa a se estabilizar, assumindo uma forma cada vez mais plana. Ainda em função da resposta atrasada do aquífero, o nível d'água continua a aumentar por mais um mês, quando então começa a declinar.



**FIGURA 19** – Relação entre chuvas acumuladas (linha em azul) e nível d'água do poço da concavidade estrutural suspensa (pontos em vermelho), referente ao período entre Agosto de 2004 e Agosto de 2005.

Ao se comparar as respostas de nível d'água do rio Fortaleza e do poço da concavidade, observa-se que ao menos durante o breve período em que os dados foram obtidos simultaneamente, as tendências de ascensão são praticamente idênticas, principalmente no que se refere ao tempo de resposta às chuvas (Figura 20). Neste sentido, pode-se inferir que tanto as águas superficiais quanto as subsuperficiais são alimentadas por uma fonte comum, subterrânea. Tal constatação é também referendada pelo comportamento hidrogeoquímico, conforme será discutido *a posteriori*.

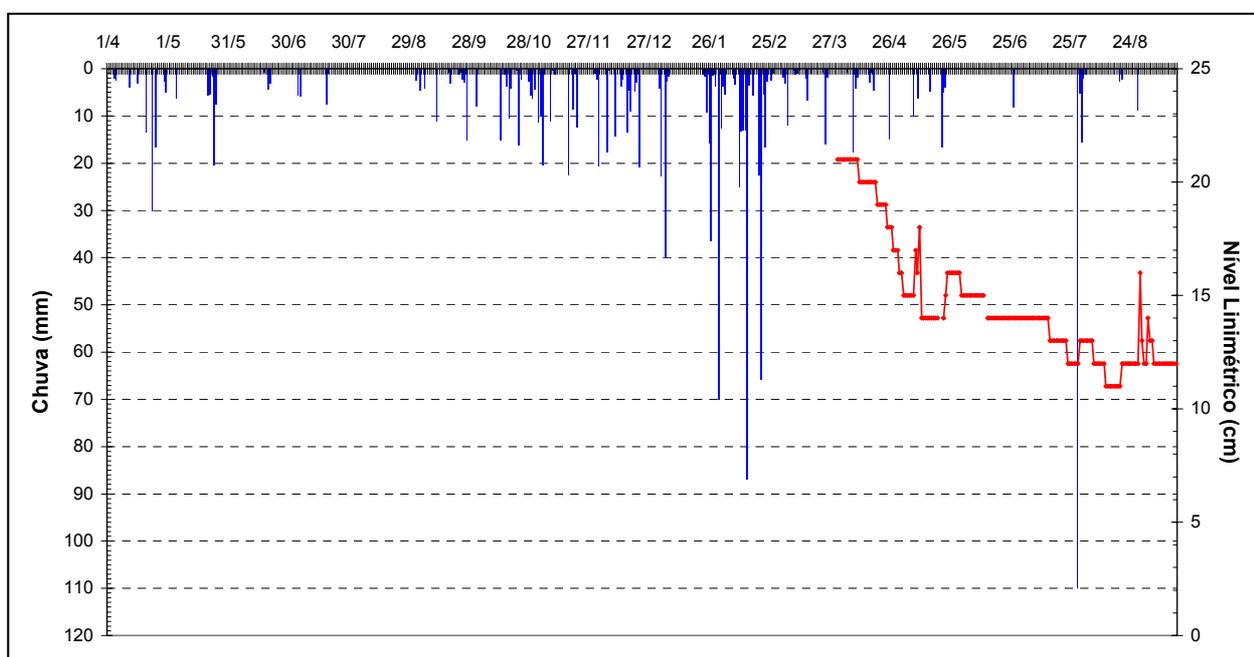


**FIGURA 20 – Relação entre nível linimétrico (linha em azul) e nível d'água do poço da concavidade estrutural suspensa (pontos em vermelho), referente ao período entre Agosto de 2004 e Agosto de 2005.**

### **PERÍODO 3 – Abril/2006 – Agosto/2006**

Na avaliação deste período amostral foram utilizados os dados pluviométricos provenientes da Estação Bananal e os dados de nível d'água obtidos a partir da leitura da régua linimétrica pela observadora de campo local. Em função de uma forte chuva ocorrida no final do mês de janeiro houve a perda da estação plúvio-flúvio-sedimentométrica, assim como dos dados até então registrados. Daí a ausência de informações anteriores ao mês de abril, ocasião a partir da qual o monitoramento foi retomado. Em função do assoreamento do rio Fortaleza houve uma diminuição na altura da lâmina d'água, e por isso os valores referentes ao nível linimétrico são os mais baixos registrados entre os três períodos amostrais analisados. A amostragem do nível d'água estendeu-se até meados de setembro de 2006. Não foi possível realizar o monitoramento do poço localizado no interior da concavidade.

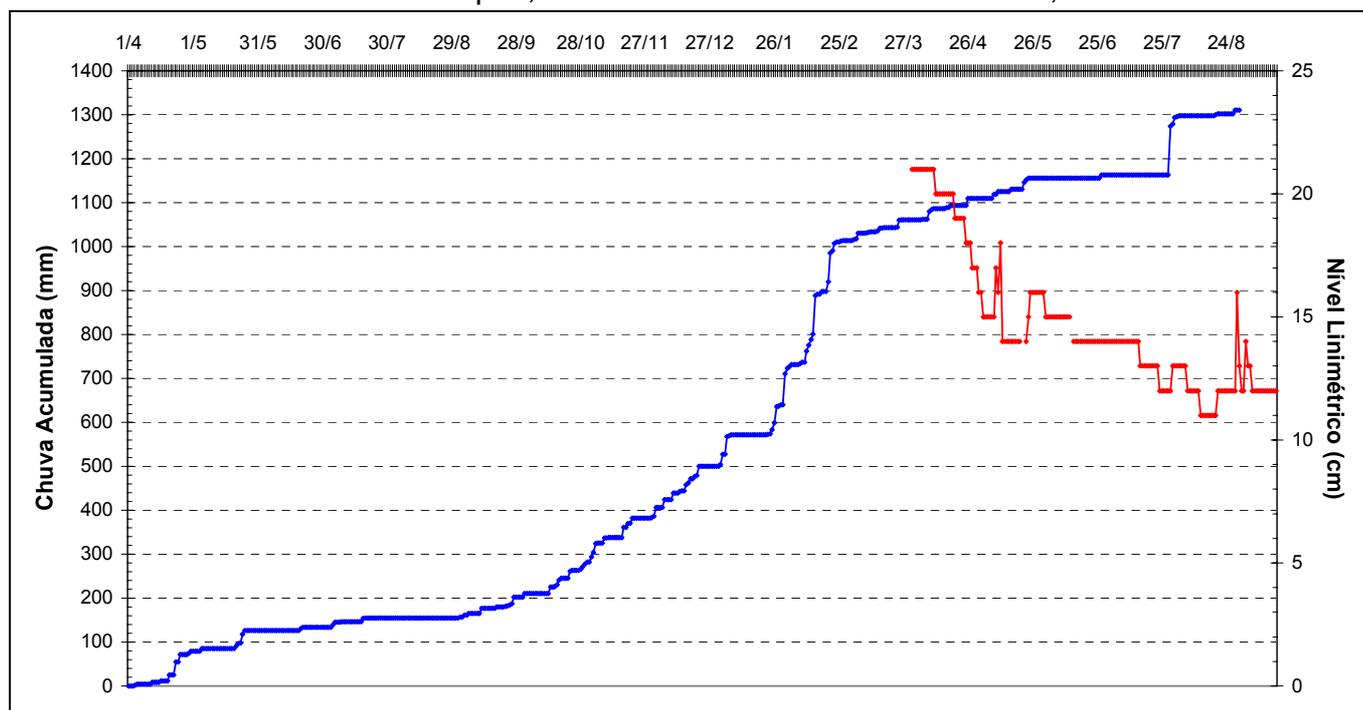
Como se pode observar na Figura 21 o período 3 corresponde à estação seca. De acordo com a discussão referente ao período 2, verifica-se que em decorrência da baixa frequência de chuvas, a curva de nível d'água apresenta-se em recesso. No caso ora analisado, o declínio é mais nítido no primeiro mês de amostragem (seis centímetros em um mês), estabilizando-se logo em seguida. Observa-se que entre abril e setembro de 2006 o declínio total foi de 10 cm, correspondendo à menor oscilação de nível d'água registrada entre todos os períodos amostrais. Porém, ainda assim são identificados dois picos de ascensão, os quais, ao contrário do que se poderia esperar, não constituem respostas imediatas à incidência das chuvas.



**FIGURA 21 – Relação entre chuvas (colunas em azul) e nível linimétrico (linha em vermelho), referente ao período entre Abril de 2006 e Agosto de 2006.**

Na primeira situação (11/05/2006), a ascensão do nível d'água ocorre somente dois dias após a ocorrência do evento pluviométrico. Neste sentido, embora o gráfico da distribuição das chuvas sinalize um evento que totalizou 10 mm em 09/05/2006, a observadora de campo notificou a ocorrência de chuva na bacia do rio Fortaleza um dia antes (em 08/05/2006). Verifica-se, portanto, que houve um atraso de dois dias na resposta do canal.

Na segunda situação observa-se a formação do pico de ascensão em 29/08/2006, dia seguinte a uma chuva de 8,8 mm. No entanto, o registro pluviométrico da Estação Bananal evidencia um evento pluviométrico de 110 mm em 31/07/2006, cuja incidência ocorreu provavelmente pelo menos dois dias antes (em 29/07/2006) na bacia do rio Fortaleza. Tratando-se, contudo, de um evento de chuva tão concentrado no tempo, pouco comum até mesmo durante o período úmido, considera-se que o rio Fortaleza respondeu apenas timidamente, elevando-se somente um centímetro. Como se pode observar a partir da Figura 21, este valor se manteve inalterado durante cerca de uma semana, quando então retoma a tendência anterior de declínio. Uma boa visualização da magnitude do referido evento, tal como da resposta do canal encontra-se na Figura 22. Note-se que apesar da abrupta ascensão da curva das chuvas acumuladas não há uma ascensão correspondente do nível d'água do rio Fortaleza. Conforme citado anteriormente, tal ascensão só ocorre cerca de um mês após, em decorrência de uma chuva de 8,8 mm!



**FIGURA 22 – Relação entre chuvas acumuladas (linha em azul) e nível limimétrico (linha em vermelho), referente ao período entre Abril de 2006 e Agosto de 2006.**

Como se pode perceber, ambos os picos correspondem a 4 cm de ascensão da lâmina d'água, seguintes a eventos pluviométricos

praticamente idênticos, sendo o primeiro de 10 mm e o segundo de 8,8 mm. Na primeira situação, devido à falta de informações referentes às oscilações do nível d'água anteriores ao dia 31/03/2006, não se pode afirmar categoricamente que se trata de uma resposta atrasada às chuvas do final do período úmido. Porém, ao se observar o gráfico da Figura 22, verifica-se que a curva das chuvas acumuladas sinaliza a ocorrência de um evento de grande magnitude cerca de dois meses antes do referido pico de ascensão. Porém, na segunda situação, à julgar somente pelo que é visto na figura, a resposta do canal é mais significativa à chuva de 8,8 mm que a de 110 mm. Diante do que já foi discutido à respeito do tempo de resposta do canal às chuvas de maior magnitude, sugere-se que o segundo pico constitui de fato uma resposta atrasada do rio Fortaleza a chuva do dia 29/07/2006.

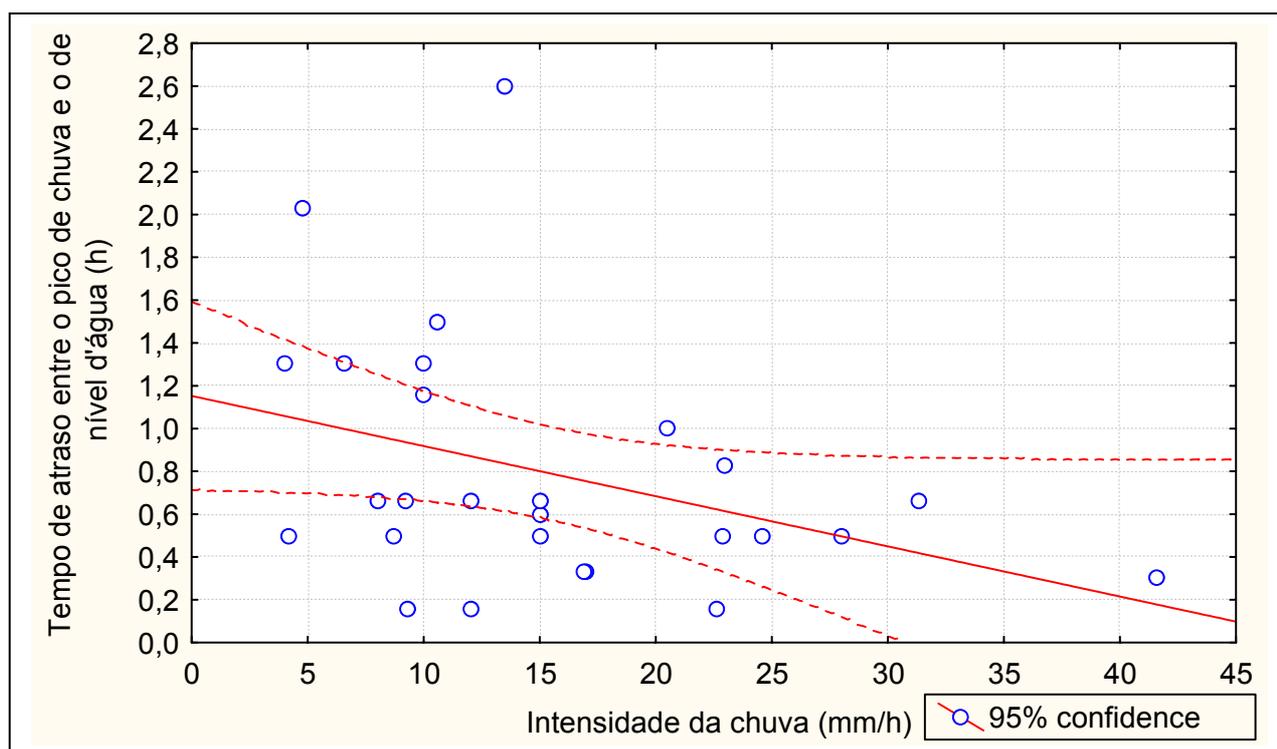
Assim sendo, conclui-se a partir da avaliação dos períodos de monitoramento 1, 2 e 3 que na bacia do rio Fortaleza não há simultaneidade entre os fluxos de entrada e de saída das águas, pelo menos as no que se refere aos fluxos que seguem rotas mais profundas.

## **b) Comportamento por Evento**

A análise do comportamento hidrológico por evento tem por objetivo fornecer informações mais detalhadas à respeito do comportamento dos fluxos d'água que convergem para o canal principal, buscando identificar tanto suas possíveis áreas fontes (superficiais ou profundas), quanto seus tempos de resposta. Neste sentido, realizou-se um estudo com base nos dados registrados pela então Estação Fortaleza obtidos no período compreendido entre 15/10/2004 e 26/01/2005 (período chuvoso).

A análise das respostas linimétricas aos eventos pluviométricos levou em conta o tempo decorrido entre a formação do pico de nível d'água e o pico máximo de chuva e a intensidade das chuvas. Conseqüentemente, trabalhou-se apenas com os dias chuvosos, dentro dos quais se totalizou vinte e oito eventos.

Observou-se tal como no estudo realizado por COELHO NETTO (1985), que quanto maior é a intensidade das chuvas, mais rápido é o tempo de resposta dos canais, conforme se pode observar na Figura 23. Verifica-se também que chuvas de mesma intensidade podem apresentar tempos de resposta diferenciados. Porém, esta variação tanto pode expressar diferenças na quantidade de chuva precipitada, quanto diferenças de áreas-fontes dos fluxos d'água que convergem para o canal monitorado. Neste sentido, os eventos cuja resposta é mais lenta costumam apresentar pequenas elevações do nível d'água em resposta aos fluxos d'água de trajetória mais longa ou profunda. Em contrapartida, as respostas mais rápidas produzem hidrógrafas mais agudas e são indicativas das respostas dos fluxos superficiais e subsuperficiais rasos, cujo tempo de residência junto aos materiais do regolito é menor.



**FIGURA 23 – Relação entre intensidade das chuvas e o tempo de atraso entre o pico de chuva e o de nível d'água, referente ao período entre Outubro de 2004 e Janeiro de 2005.**

Dentro desta perspectiva, realizou-se uma análise das áreas-fontes das águas que convergiram para o canal em função do tempo de resposta do nível d'água às chuvas. Todos os eventos em que o intervalo de

tempo entre os picos de chuva e de nível d'água foi inferior ou igual a uma hora (classe 1) foram considerados representativos dos fluxos superficiais e subsuperficiais rasos. Já aqueles cujo intervalo de tempo foi superior à uma hora (classe 2), foram considerados representativos dos fluxos subsuperficiais. De certa forma, esta subdivisão é nítida na Figura 23 (onde são vistas as linhas tracejadas).

Como se pode perceber, predominam os eventos que caracterizam a classe 1. Este resultado já poderia ser esperado posto tratar-se do período chuvoso, momento este em que o aquífero encontra-se em plena ascensão devido a alta frequência de eventos pluviométricos. Neste sentido, até mesmo os eventos considerados de pequena magnitude, como os de intensidade inferior a 10 mm/h, proporcionam elevações de nível d'água no canal. Porém, conforme discutido na análise do Período 3, eventos com este perfil não se comportam da mesma maneira durante a estação seca, ou seja, não exercem a menor influência sobre a ascensão da curva de nível d'água. Observa-se também que os eventos da classe 1 são mais frequentes durante o início da estação chuvosa. No entanto, com o avanço do período úmido, os eventos da classe 2, passam a se tornar mais frequentes (final de dezembro e início de janeiro). Isto ocorre em resposta à chegada dos fluxos de trajetória mais profunda ao aquífero, o qual, até então se apresentava com déficit hídrico. Porém, observa-se que, ao menos durante o período chuvoso, as respostas dos eventos da classe 2 ocorrem sob a forma de “pulsos” entremeados aos eventos da classe 1. Quando o período das chuvas se encerra, o aquífero já está suficientemente abastecido e mantém o fluxo de base durante o período de estiagem subsequente. No entanto,, de acordo com o que foi discutido na análise por períodos, tais “pulsos” ainda continuam a ocorrer durante a estação seca, independente das chuvas. À título de ilustração serão apresentados dois exemplos de hidrógrafas representativas das classes 1 e 2, respectivamente.

### HIDRÓGRAFA 1 (Classe 1)

Data: 26/12/2004.

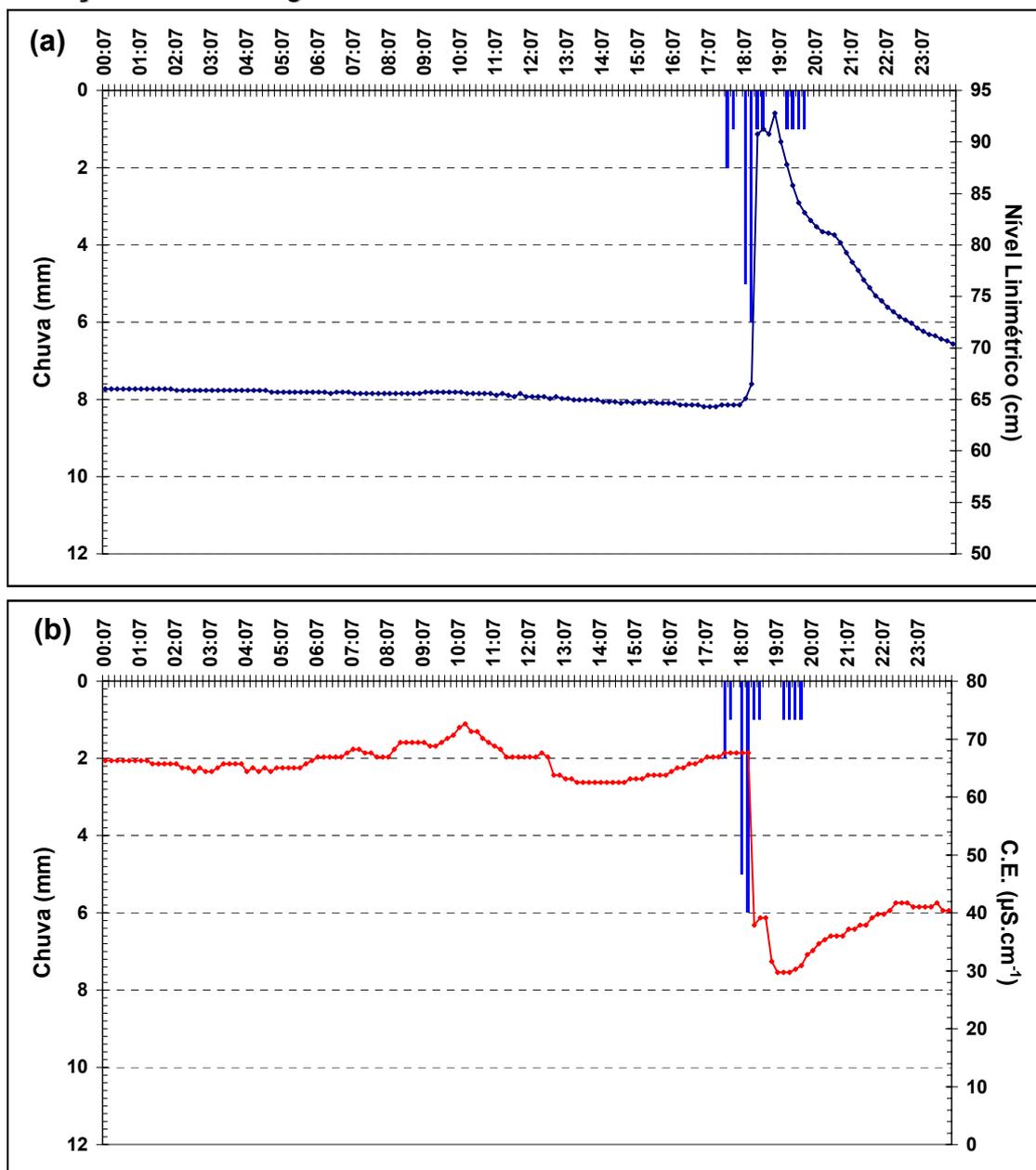
Precipitação: 20 mm.

Duração: 2 h e 20 min.

Intensidade da chuva: 8,7 mm/h.

Intervalo de tempo entre o pico de chuva e o pico de nível d'água: 30 minutos.

Elevação do nível d'água: 28 cm.



**FIGURA 24** – Relações entre as respostas da chuva, nível linimétrico (a) e condutividade elétrica (b) do alto vale do rio Fortaleza, em 26 de dezembro de 2004. O perfil da hidrógrafa (representativa da CLASSE 1), assim como a rápida queda nos valores de C.E. sinalizam a predominância dos fluxos superficiais e subsuperficiais rasos durante o referido evento pluviométrico.

Como se pode perceber, a partir da análise da Figura 24, o canal responde rapidamente tão logo a chuva se inicia, apesar da baixa intensidade do evento. Conforme já discutido, isto ocorre por tratar-se de um momento em que a frequência de eventos pluviométricos é alta e o nível d'água já se encontrar bastante elevado. A condutividade elétrica, por sua vez, responde imediatamente com diluição, refletindo o baixo tempo de residência das águas junto aos regolitos. Este comportamento constitui uma típica situação em que prevalecem os fluxos superficiais e subsuperficiais rasos.

### **HIDRÓGRAFA 2** (classe 2)

*Data:* 29/11/2004.

*Precipitação:* 31 mm (a); 5 mm (b); 11 mm (c).

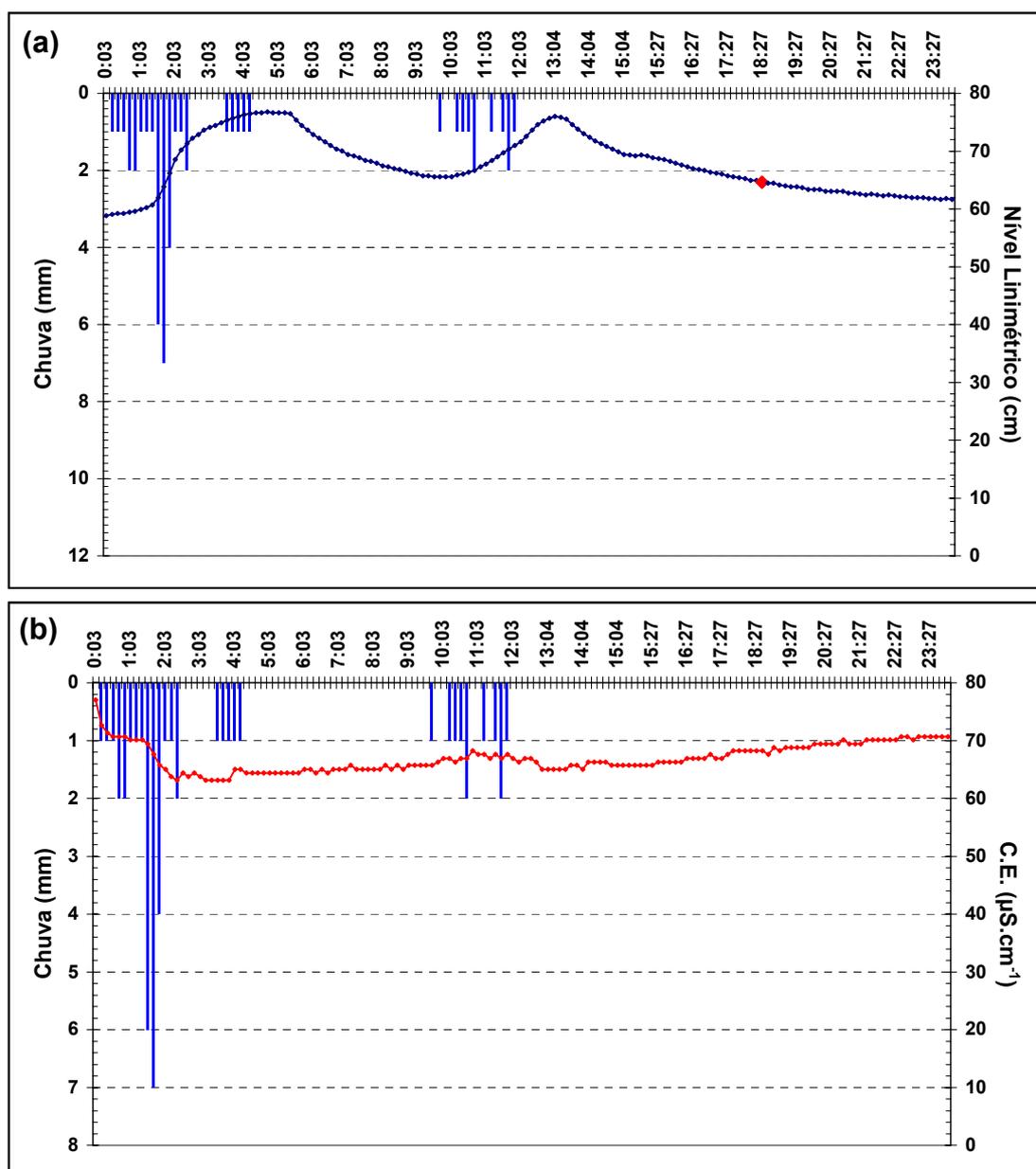
*Duração:* 2 h e 20 min (a); 50 min (b) e 2 h e 20 min (c).

*Intensidade da chuva:* 13,5 mm/h (a); 6,1 mm/h (b); 4,8 mm/h (c)

*Intervalo de tempo entre o pico de chuva e o pico de nível d'água:* 2 h e 40 min (a); 2 h e 2 min (c).

*Elevação do nível d'água:* 18 cm (a); 9 cm (c).

De acordo com a Figura 25, trata-se de uma ocasião em que a hidrógrafa de nível d'água assume uma feição mais suavizada que a hidrógrafa representativa da classe 1. Isso ocorre pelo fato de as respostas do canal aos eventos pluviométricos serem mais lentas que na situação anterior (hidrógrafa 1). Sugere-se que este comportamento seja uma expressão tanto das chuvas mais bem distribuídas ao longo do tempo, quanto e principalmente, do fato de prevalecerem as contribuições dos fluxos d'água de trajetória mais profunda. Curiosamente a condutividade elétrica sofre uma diluição gradual nas duas horas iniciais do evento e se mantém praticamente estável até o final do dia, independente das oscilações da curva de nível d'água. Considera-se que este é um comportamento convergente com a predominância dos fluxos subsuperficiais profundos.



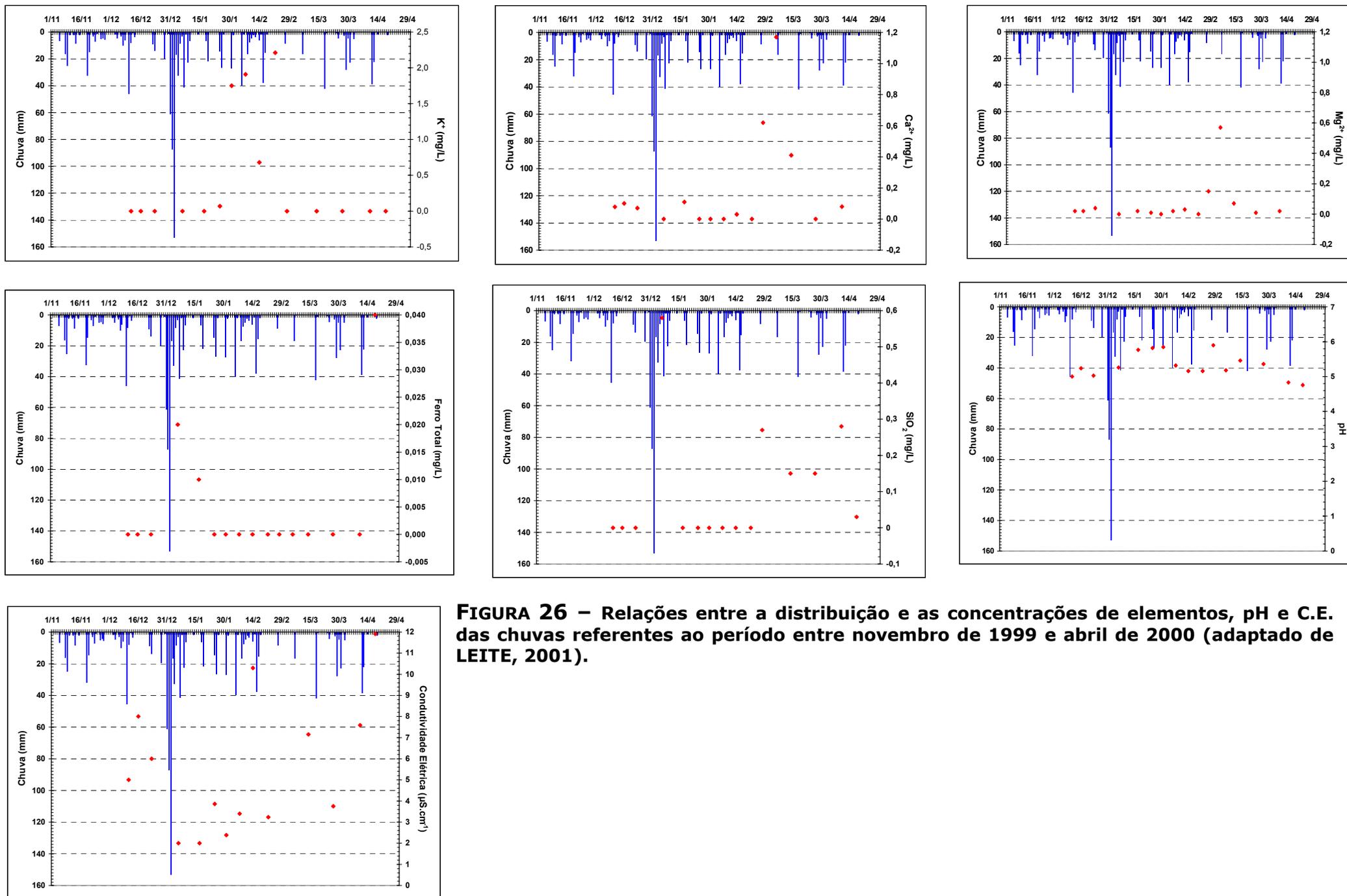
**FIGURA 25** – Relações entre as respostas da chuva, nível linimétrico (a) e condutividade elétrica (b) do alto vale do rio Fortaleza, em 29 de novembro de 2004. O perfil mais suavizado da hidrógrafa (representativa da CLASSE 2), assim como a queda mais sutil, seguida por estabilidade nos valores de C.E. em relação a hidrógrafa da Figura 24 sinalizam a predominância dos fluxos subsuperficiais profundos durante o referido evento pluviométrico. O ponto em vermelho no gráfico (a) representa o momento em que foi realizada a coleta realizada no ponto F9.

### **5.1.2 – Características temporais do comportamento hidrogeoquímico da bacia do rio Fortaleza**

#### **a) Comportamento Pluviométrico X Comportamento Geoquímico das Chuvas**

No estudo desenvolvido por LEITE (2001) nesta mesma área de estudo foram analisados os seguintes elementos nas águas das chuvas:  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ , Ferro Total,  $\text{SiO}_2$ , além de pH e Condutividade Elétrica. As concentrações de todos os elementos foram extremamente baixas. Este resultado já poderia ser esperado tanto pela posição da bacia em relação à Serra da Bocaina (à sotavento), como também pela grande distância em relação à costa. A total ausência de  $\text{Na}^+$  é um demonstrativo de que praticamente não há influência dos sais marinhos.  $\text{HCO}_3^-$  foi também ausente.  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SiO}_2$  e Ferro Total apresentaram valores muito próximos à zero na maioria dos eventos. Acompanhando o comportamento dos metais, a condutividade elétrica foi baixa, com valores predominantemente inferiores a  $10 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$  (Figura 26).

Verifica-se, no entanto, que houve ocasiões em que as concentrações dos elementos destoaram completamente da tendência predominante, tornando-se muito mais elevadas. A condutividade elétrica e o pH comportaram-se de maneira similar, o que de certa forma atenua a possibilidade de ter ocorrido erro de leitura. De acordo com a Figura 26, tais situações coincidiram com o momento da amostragem em que a frequência de chuvas foi a mais baixa. Conforme discutido por LEITE (2001), o comportamento geoquímico das chuvas é influenciado pela duração do período seco devido ao acúmulo de partículas sólidas e aerossóis em suspensão na atmosfera. Pode-se também acrescentar, neste caso, o efeito da evaporação que também proporciona um aumento nas concentrações dos elementos. Considerando, porém, que ainda assim alguns valores foram muito mais elevados que o padrão, não se descarta a hipótese de que em tais eventos tenha havido contaminação das águas. Neste sentido, apesar da tela protetora que recobria o coletor, é possível que alguns fragmentos minerais ou de outros materiais de pequena dimensão mobilizados pelos ventos tenham conseguido perpassar-lhe, alterando deste modo, a composição original da água.



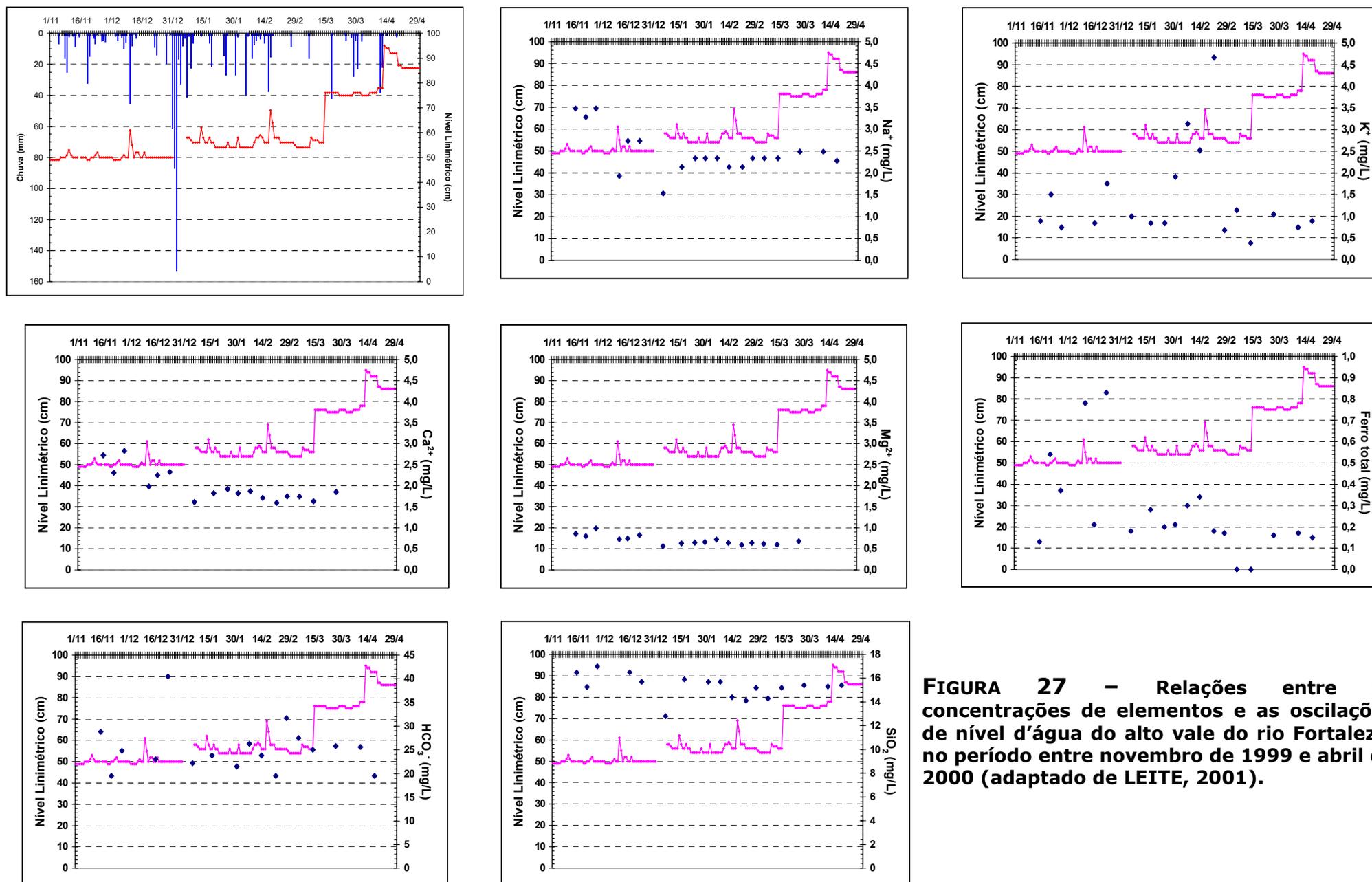
**FIGURA 26 – Relações entre a distribuição e as concentrações de elementos, pH e C.E. das chuvas referentes ao período entre novembro de 1999 e abril de 2000 (adaptado de LEITE, 2001).**

Contudo, a tendência que melhor caracterizou a referida amostragem foi a de concentrações de elementos praticamente nulas e acidez natural. No presente estudo, apesar das várias tentativas, não foi possível monitorar o comportamento geoquímico das chuvas. A mudança do intervalo de amostragem de semanal para mensal favoreceu o desenvolvimento de algas no coletor, tornando as amostras impróprias para análise. Porém, diante dos resultados provenientes do estudo desenvolvido por LEITE (2001), considerou-se desprezível a entrada de elementos via chuva, tanto na bacia do rio Fortaleza, quanto nas demais bacias monitoradas. Conseqüentemente, no que se refere às águas de saída (rios), considerou-se como fonte única de íons os materiais do regolito.

**b) Comportamento Plúvio-fluviométrico X Comportamento Hidrogeoquímico Superficial e Subsuperficial**

**PERÍODO 1**

Apesar da pequena amostragem (5 meses), este período teve a vantagem de ter sido amostrado semanalmente. Neste sentido, percebe-se claramente que todos os parâmetros analisados são bastante sensíveis às oscilações de nível d'água (Figura 27). Verifica-se que há sempre diluição após os eventos individuais de chuva de maior magnitude. Assim sendo, na medida em que as chuvas incidem, o nível d'água sofre ascensão com atraso, e os parâmetros analisados respondem simultaneamente com diluição. O que se observa, no entanto, é que estas respostas vêm em pulsos, pois, uma vez que o nível d'água retorna a sua condição inicial, os elementos também retornam aos valores obtidos antes dos picos de ascensão.



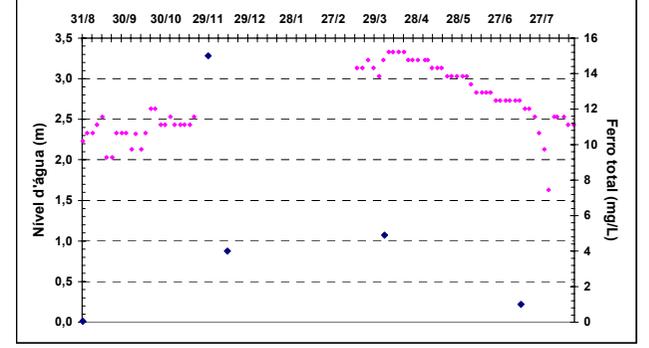
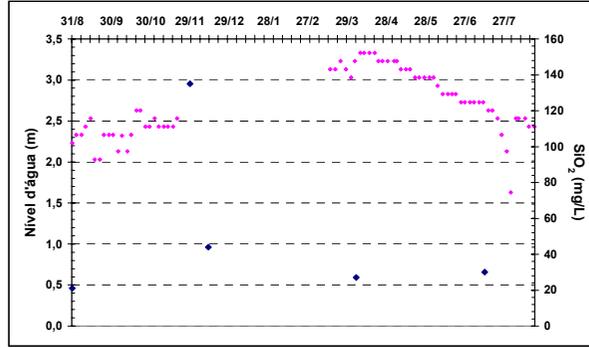
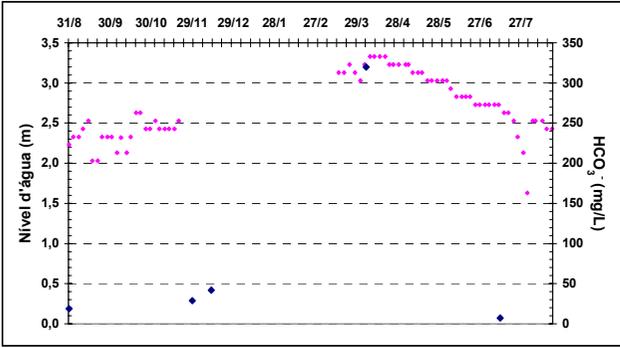
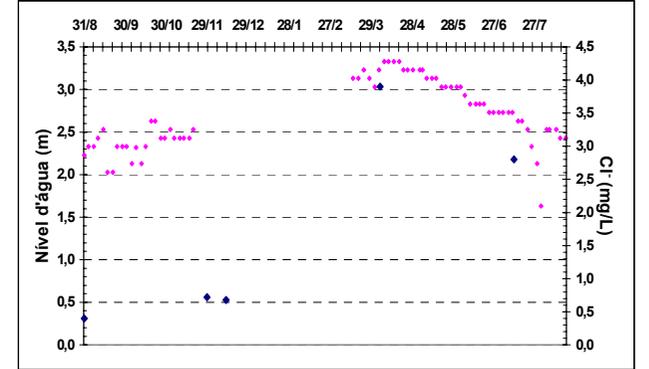
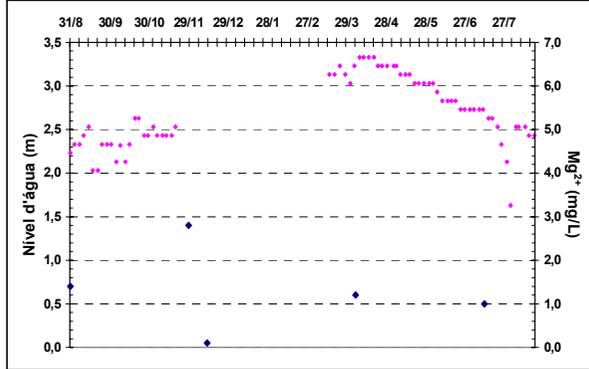
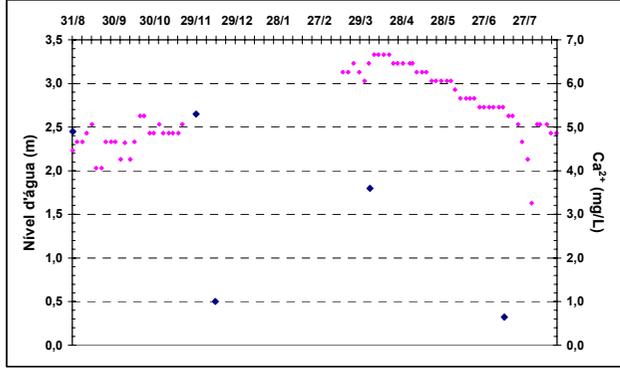
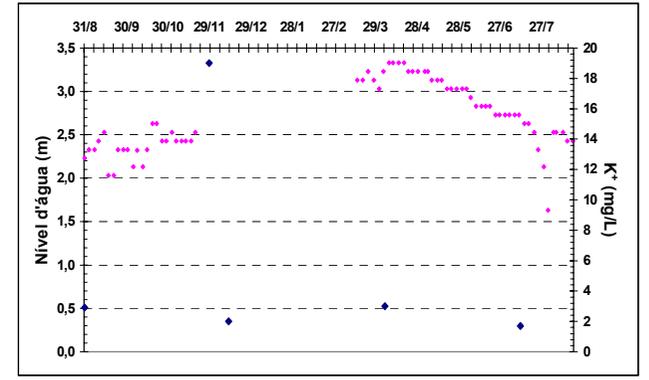
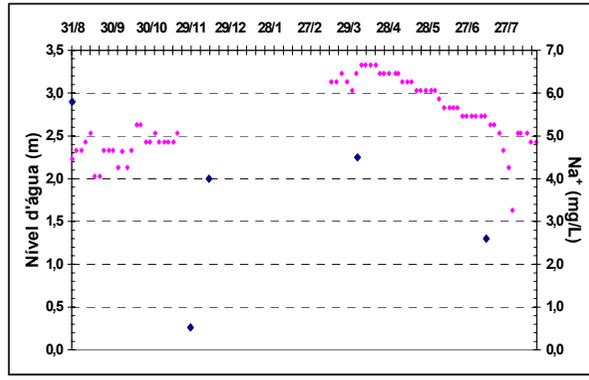
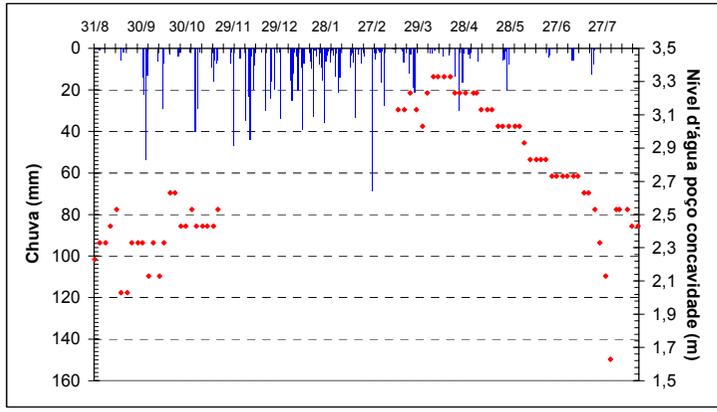
**FIGURA 27** – Relações entre as concentrações de elementos e as oscilações de nível d'água do alto vale do rio Fortaleza, no período entre novembro de 1999 e abril de 2000 (adaptado de LEITE, 2001).

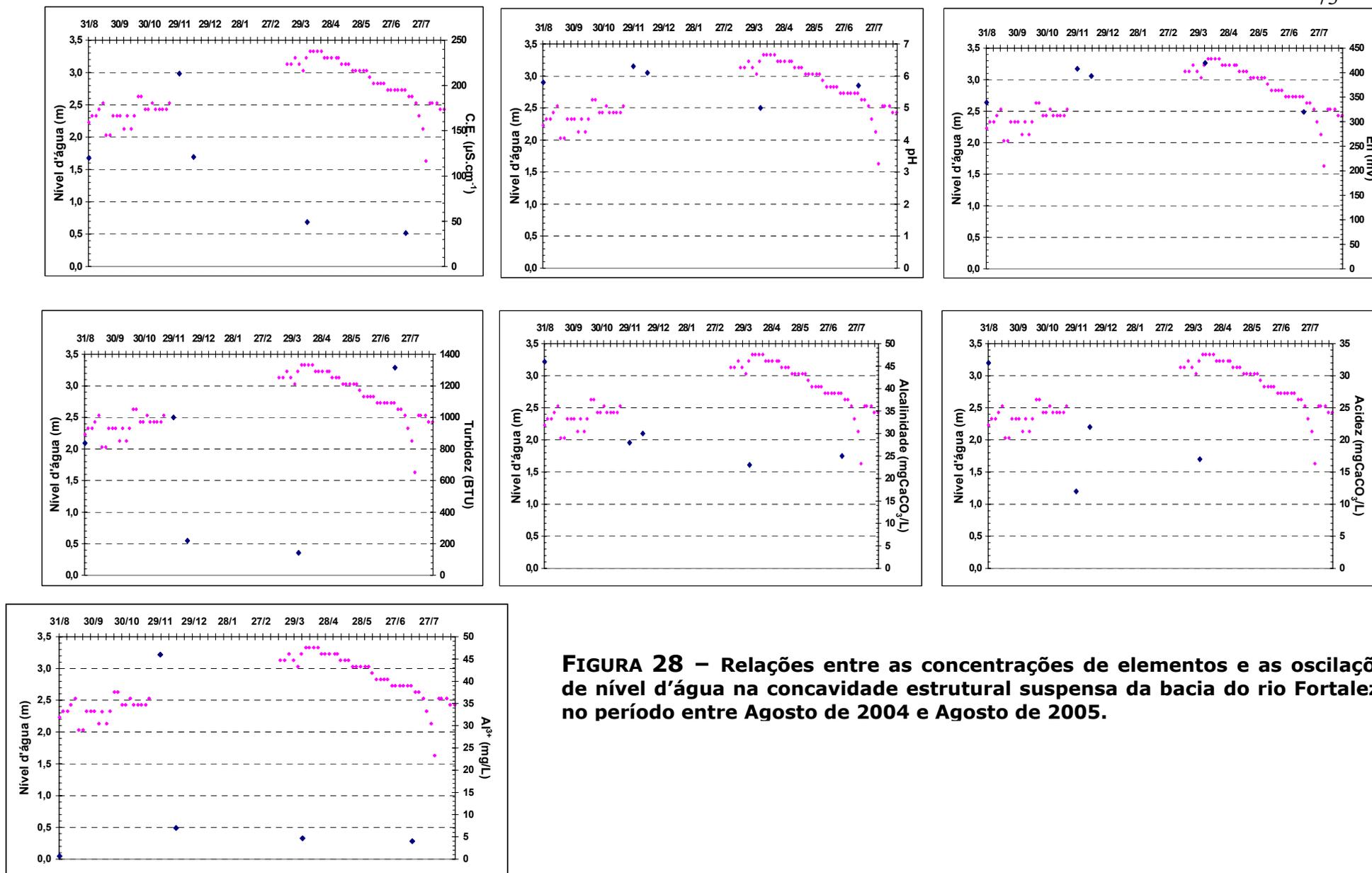
Contudo, esta é a tendência geral relacionada ao comportamento dos eventos individuais. Tomando-se, porém, como referência a escala de tempo da amostragem (5 meses), verifica-se que a maioria dos parâmetros analisados apresenta valores mais elevados no início do monitoramento, ou seja, no início do período úmido. Neste momento mostram-se, inclusive, muito mais sensíveis às entradas pluviométricas e às oscilações do nível d'água. No entanto, transcorrido o período em que as chuvas são mais concentradas (final de dezembro de 1999 e início de janeiro de 2000), a maioria dos elementos tem suas concentrações estabilizadas em um padrão mais baixo, mostrando-se também menos sensíveis às oscilações de nível d'água.

Embora não se tenha registros das concentrações dos elementos referentes ao período anterior ao da amostragem, sugere-se que apesar de o aquífero regional ser o principal mantenedor dos fluxos de base, houve no início do monitoramento uma contribuição mais significativa das águas de trajetória mais curta, ou seja, dos fluxos superficiais e subsuperficiais rasos. Daí a grande oscilação das concentrações dos elementos concomitante a do nível d'água. Este período tem uma duração de cerca de dois meses. A partir de então, quando os fluxos de percolação mais profunda alcançam o aquífero regional há mobilização das águas com maior tempo de residência que passam a prevalecer no canal. Considerando o grande volume de chuvas, as quais, conforme já discutido, são praticamente puras sob o aspecto químico, verifica-se a diluição das águas já contidas no aquífero, devido à mistura de água "nova" com água "velha". Esta seria a principal justificativa para a diminuição das concentrações dos elementos e a falta de correspondência destas com as oscilações de nível d'água observadas neste momento da amostragem.

## PERÍODO 2

No que se refere às águas do poço da concavidade estrutural suspensa, observa-se que o comportamento dos íons e parâmetros físico-químicos aponta para a existência de dois momentos distintos separados entre si pelo evento de 29/11/2004 (Figura 28). O primeiro momento corresponde ao final da estação seca e início da estação úmida. No final da estação seca onde há uma absoluta ausência de chuvas, pressupõe-se que o referido poço é alimentado unicamente pelas águas do aquífero regional. Neste sentido, os elementos que estão mais intimamente relacionados aos argilominerais e logo, aos materiais do regolito, contribuem minimamente devido à sua baixa mobilização. Em contrapartida, os elementos que já são abundantes nas águas do aquífero ou têm suas concentrações aumentadas (como o  $\text{Na}^+$ ), ou inalteradas (como o  $\text{Ca}^{2+}$ ). No entanto, com o início do período chuvoso (final de setembro de 2004), os íons contidos no regolito passam a ser mobilizados em maior proporção, alcançando um pico em 29/11/2004. Neste sentido, considera-se que dentre os eventos amostrados, o de 29/11/2004 foi um marco importante no que se refere ao comportamento dos fluxos d'água. Considerando que há um aumento nas concentrações de  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ , Ferro Total,  $\text{SiO}_2$  e da condutividade elétrica em relação aos demais parâmetros, sugere-se que nesta etapa do monitoramento prevalece a contribuição dos fluxos subsuperficiais com maior tempo de residência, muito provavelmente da água que permaneceu estocada junto aos materiais do regolito que constituem o fundo saturado. Conforme foi discutido no item dedicado às hidrógrafas por evento, na data em questão a resposta do canal foi bastante lenta, reforçando a hipótese de uma contribuição mais significativa dos fluxos subsuperficiais profundos. Após o dia 29/11/2004 as concentrações de  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ , Ferro Total,  $\text{SiO}_2$  e condutividade elétrica retornam à condição antecedente, mantendo-se estáveis até o final da amostragem (julho/2005). O  $\text{Na}^+$  que foi o único elemento a sofrer diluição durante este evento, retornando também à sua condição inicial com concentrações mais elevadas e igualmente estáveis.



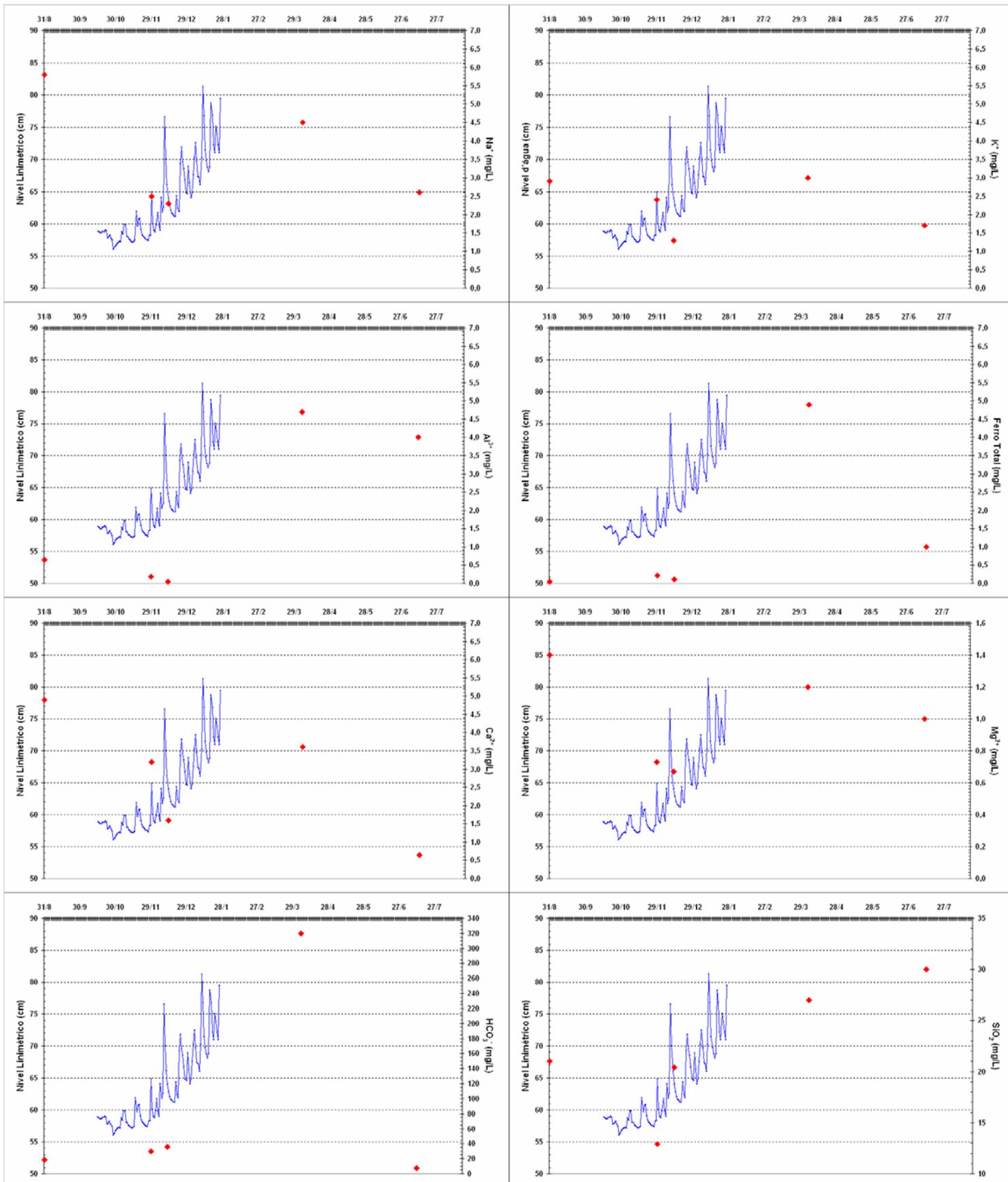


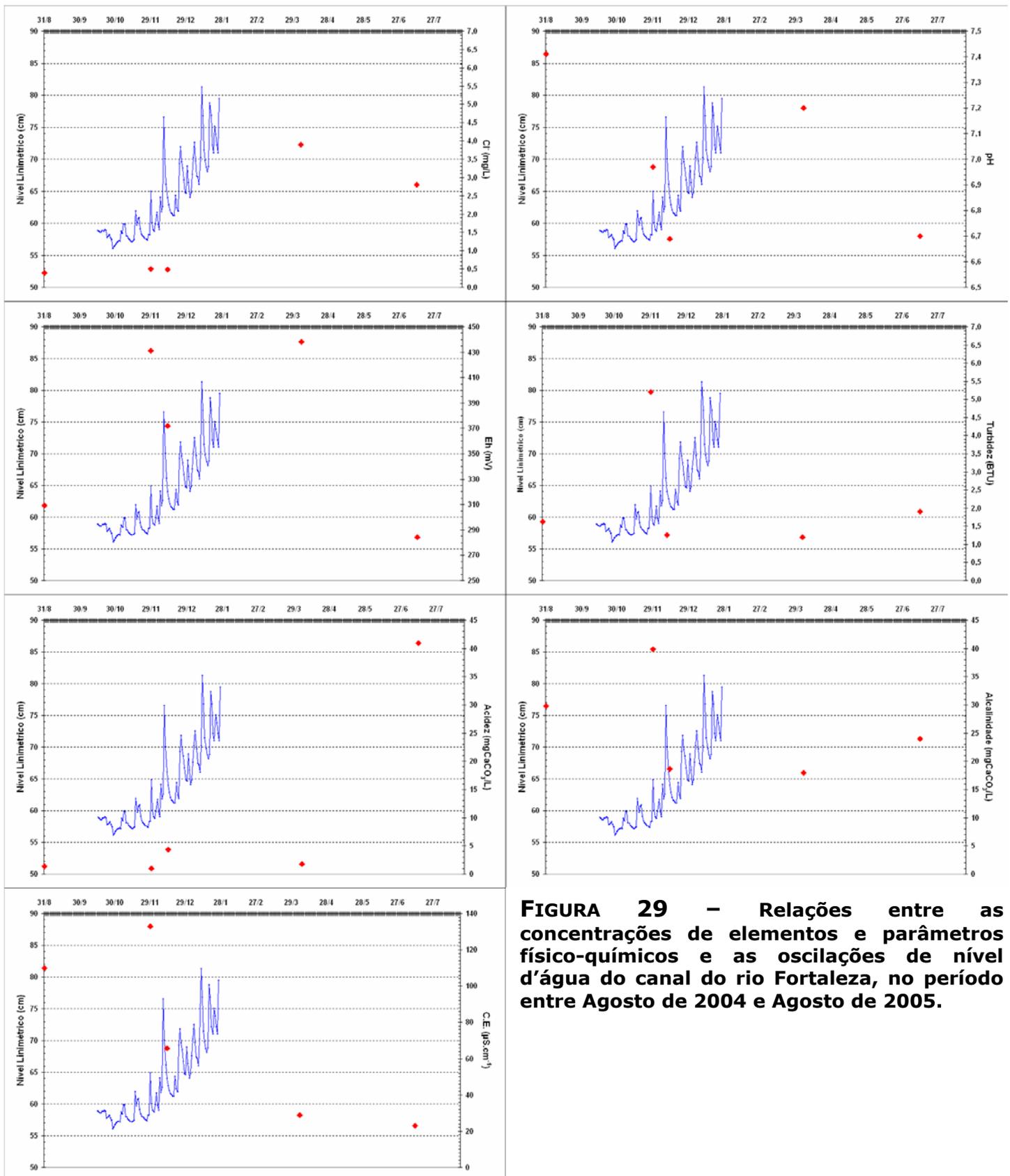
**FIGURA 28** – Relações entre as concentrações de elementos e as oscilações de nível d'água na concavidade estrutural suspensa da bacia do rio Fortaleza, no período entre Agosto de 2004 e Agosto de 2005.

Assim sendo, sugere-se que em um primeiro momento os fluxos subsuperficiais deslocam as águas com maior tempo de residência contidas no fundo saturado, as quais, inclusive são enriquecidas nos elementos mais dificilmente disponibilizados tais como o ferro e o alumínio. De modo geral, estas águas são estratificadas verticalmente devido à má drenagem. Com o aumento da frequência das chuvas há tanto uma elevação do nível freático quanto um aumento da contribuição dos fluxos de encosta que juntos proporcionam o deslocamento das águas “velhas” (como ocorreu em 29/11/2004). Uma vez que esta água é expelida, há um retorno à condição antecedente a qual se mantém estável na maioria dos parâmetros até o final da amostragem.

$\text{Cl}^-$  e  $\text{HCO}_3^-$  apresentam também um comportamento bastante interessante. Devido à sua origem atmosférica, ambos os íons apresentam perfis geoquímicos muito semelhantes entre si. Assim sendo, observa-se que suas concentrações além de muito baixas, se mantêm por longo tempo praticamente inalteradas. No entanto, quando a curva de ascensão do nível d'água atinge seu pico, tais elementos alcançam também seu valor máximo. Relaciona-se este fato ao momento em que a frente de umidade, ainda com fortes características das chuvas, completa seu trajeto até o aquífero regional. Não havendo mais entradas de chuvas devido ao início da estação seca, tanto a curva de nível d'água, quanto as concentrações de  $\text{HCO}_3^-$  e  $\text{Cl}^-$  entram em declínio.

No que se refere às águas do rio Fortaleza, observa-se que as tendências são idênticas, ou seja, embora prevaleçam as fontes subterrâneas durante a maior parte do ano hidrológico, há uma forte influência dos fluxos subsuperficiais rasos no início da estação chuvosa (Figura 29). Porém, ao contrário do que ocorre com as águas do poço da concavidade estrutural, há uma queda nos valores da maioria dos elementos e parâmetros físico-químicos entre o dia 29/11/2004 e 13/12/2004. Propõe-se que esta diluição seja um efeito ocasionado pela contribuição mais significativa dos fluxos superficiais e subsuperficiais rasos em 13/12/2004, os quais, devido ao seu baixo tempo de residência, tendem a apresentar baixas concentrações.





**FIGURA 29** – Relações entre as concentrações de elementos e parâmetros físico-químicos e as oscilações de nível d'água do canal do rio Fortaleza, no período entre Agosto de 2004 e Agosto de 2005.

Observa-se também um atraso de quatro meses nas respostas de Ferro Total e  $Al^{3+}$  entre o poço da concavidade estrutural e o rio Fortaleza. Ao longo da amostragem, os teores destes íons permanecem extremamente baixos (inferiores a 1 mg/L) e praticamente invariáveis. Porém, em meados de abril de 2005 alcançam valores próximos a 5 mg/L, retornando em seguida à condição antecedente. Estes máximos coincidem justamente com o momento de pico de nível d'água do poço da concavidade estrutural suspensa, o que sugere tratar-se de uma resposta atrasada dos fluxos de percolação profunda provenientes das encostas. Daí a coincidência com o momento em que as águas das últimas chuvas do período úmido chegam ao aquífero regional. Conforme já discutido, o fato de as respostas destes elementos serem mais rápidas na concavidade estrutural ocorre provavelmente devido à influência do nível de saturação que se encontra em seu interior, ou seja, trata-se de um controle local. No entanto,  $Cl^-$  e  $HCO_3^-$  se comportam exatamente da mesma forma que na concavidade estrutural, tanto no que se refere ao tempo de resposta, quanto nas concentrações.

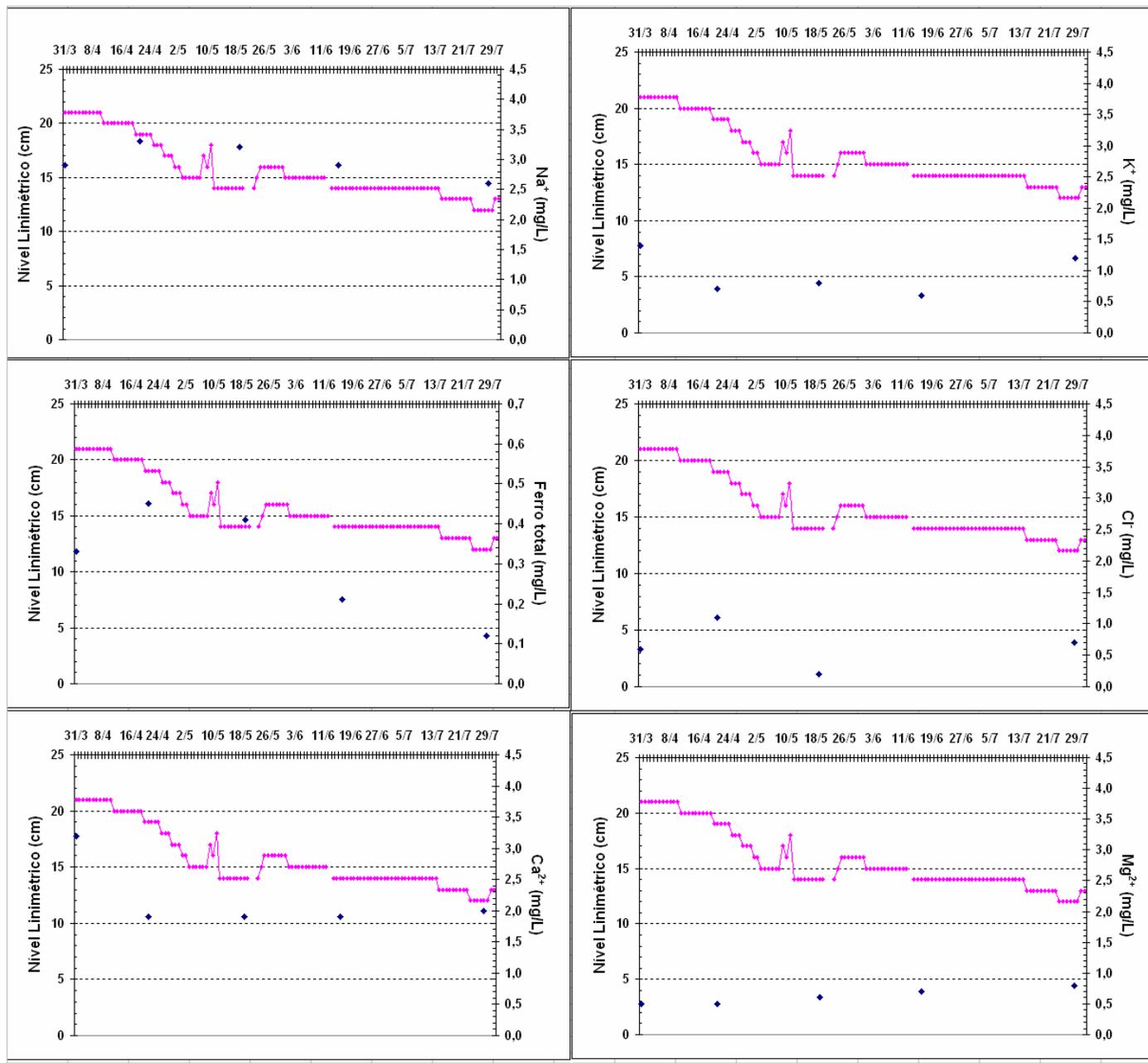
Sugere-se que mesmo com a influência significativa dos fluxos superficiais e subsuperficiais rasos sobre o canal principal, ao menos durante a estação úmida, tanto o rio Fortaleza quanto o poço da concavidade respondem de forma sincronizada às oscilações do aquífero regional. Neste sentido, apesar de não se dispor de uma série contínua e simultânea de dados referentes ao nível d'água do rio Fortaleza e do poço da concavidade estrutural suspensa, ao se comparar os períodos 1 e 2, verifica-se que há uma simultaneidade quanto ao momento do ano hidrológico em que ambos alcançam seu máximo, ou seja, entre o final de março e o início de abril.

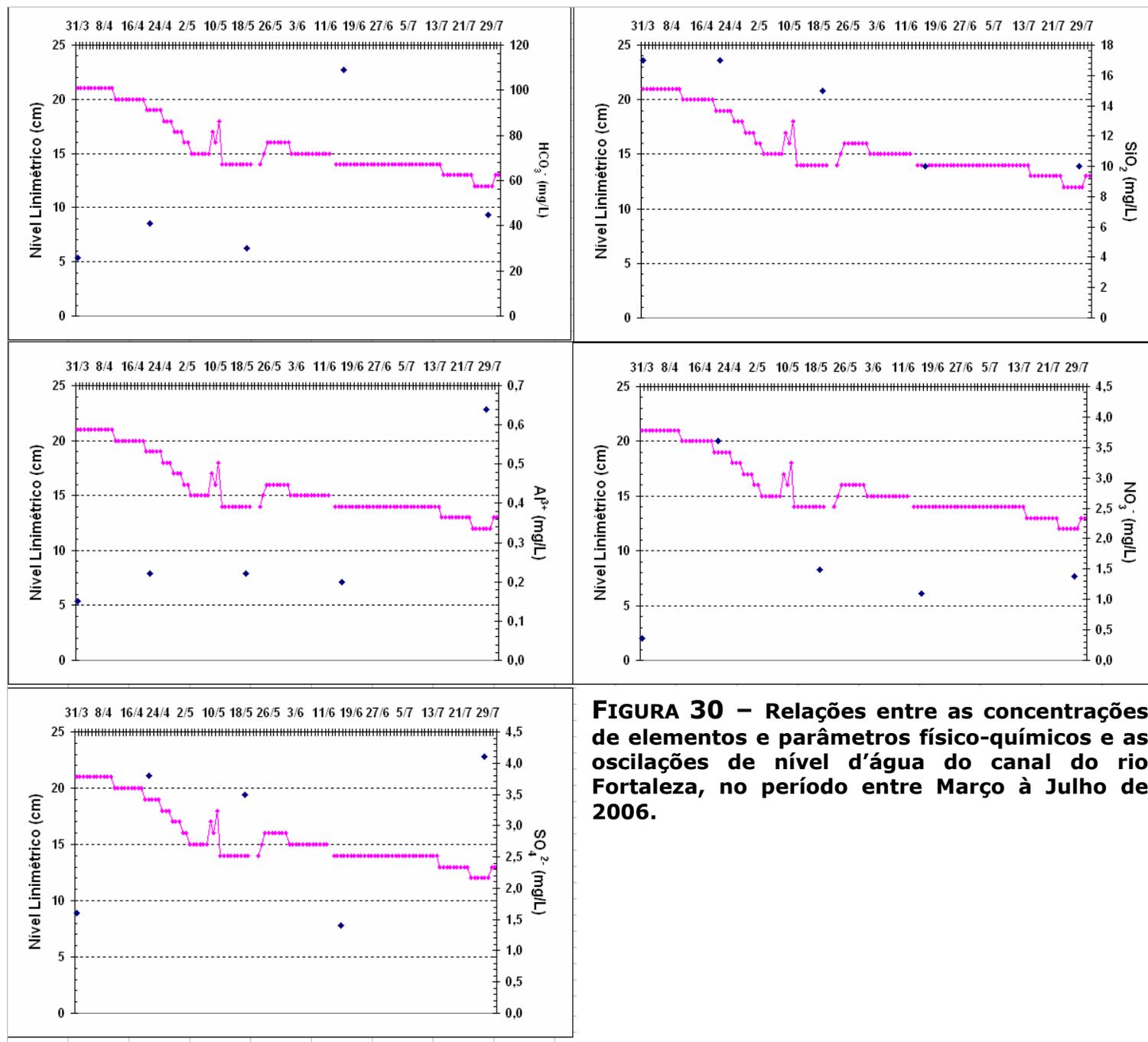
### **PERÍODO 3**

Conforme já discutido, o período 3 corresponde ao momento em que a curva de nível d'água encontra-se em declínio, ou seja, à estação seca. Infelizmente não há como inferir se o início da presente amostragem coincide com o estágio de pico, embora haja fortes indícios de que o seja. Conforme já discutido, ao se tomar como referência o período 1, verifica-se que o pico da curva de nível d'água ocorre exatamente entre o final de março e o início de abril, momento este em que se inicia a amostragem do período 3.

Quanto ao monitoramento hidrogeoquímico, devido à falta de informações referentes ao período anterior à 31/03/2006 não é possível se estabelecer uma relação concreta entre as oscilações dos teores destes elementos e parâmetros físico-químicos e o comportamento dos fluxos d'água. Considerando, porém, que as análises dos períodos 1 e 2 indicam que neste momento do ano hidrológico prevalecem as águas do aquífero regional, sugere-se que a mesma tendência persista no período 3, pois não há nada no comportamento dos íons e parâmetros físico-químicos que o diferencie dos demais. Talvez a única oscilação significativa seja a observada em 21/04/2006 na qual há um aumento nas concentrações de  $\text{Na}^+$ , Ferro Total,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  e  $\text{NO}_3^-$  e uma queda nos teores de  $\text{Ca}^{2+}$ , Eh, turbidez e alcalinidade. Em 16/06/2006 observa-se também um aumento nos teores de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$  e da acidez que pode ser correspondente ao comportamento observado no período 2 (Figura 30).

Considerando-se, no entanto, que uma boa parte dos parâmetros analisados permanece em declínio ou se estabiliza em faixas de concentrações mais baixas até o auge da estação seca, é provável que o aquífero esteja ainda disponibilizando as águas mais diluídas acumuladas durante a estação chuvosa. É possível também que tal processo persista até o início da estação chuvosa seguinte quando há um retorno aos processos descritos nos períodos 1 e 2.





**FIGURA 30 – Relações entre as concentrações de elementos e parâmetros físico-químicos e as oscilações de nível d'água do canal do rio Fortaleza, no período entre Março à Julho de 2006.**

### **5.1.3 – Características espaciais do comportamento hidrogeoquímico da bacia do rio Fortaleza**

De modo geral, as concentrações dos elementos são muito baixas nas águas da drenagem superficial (rios) e mais elevadas nas águas subsuperficiais (poços). O ponto F2 apesar de constituir a drenagem superficial apresentou também concentrações ligeiramente mais elevadas por sofrer influência de F1 posicionado à montante.

Verifica-se, também, que os parâmetros físico-químicos e os elementos analisados apresentam variações espaciais muito baixas, tal como demonstram a média, desvio padrão, coeficiente de variação e variância expostos na Tabela 1. Como se pode observar, diferenças significativas são observadas somente para o Eh e  $\text{HCO}_3^-$  que são altamente dependentes das condições de drenagem e da ocorrência ou não de eventos pluviométricos.

Observa-se também, de acordo com a Tabela 2, que os valores de desvio padrão e os de coeficiente de variação entre todos os eventos em um mesmo ponto de amostragem foram mais elevados que os valores obtidos entre vários pontos de amostragem em um mesmo evento (expressos na Tabela 1). As maiores diferenças foram identificadas para Eh, C.E., turbidez,  $\text{Cl}^-$  e  $\text{HCO}_3^-$ . Estes dados são indicativos de que nesta área de estudo o comportamento geoquímico das águas está mais sujeito aos efeitos da sazonalidade, que implica em maior ou menor aporte de água para os canais, que às diferenças espaciais de composição das rochas e dos regolitos os quais, por sua vez, já se encontram em um estágio bastante avançado de lixiviação.

**TABELA 1 – Média, Desvio Padrão, Coeficiente de Variação e Variância referentes aos parâmetros físico-químicos, cátions, ânions e sílica entre todos os pontos amostrais da bacia do rio Fortaleza (compartimento pré-montanhoso) em um mesmo evento de amostragem. Não foram incluídos os valores relativos aos poços (pontos F1 e F3).**

### PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS

		2/4/2003	7/5/2003	2/7/2003	7/9/2003	15/6/2004	30/8/2004	29/11/2004	13/12/2004	5/4/2005	12/7/2005	31/3/2006	21/4/2006	19/5/2006
<b>pH</b>	Média	6,8	6,8	6,6	7,1	7,4	7,1	7,0	7,0	6,9	6,6	7,2	7,0	7,4
	Desvio Padrão	0,26	0,22	0,19	0,05	0,24	0,35	0,17	0,18	0,33	0,19	0,14	0,18	0,45
	C.V. (%)	3,81	3,22	2,93	0,69	3,22	4,92	2,42	2,61	4,88	2,90	1,89	2,60	6,12
	Variância	0,07	0,05	0,04	0,00	0,06	0,12	0,03	0,03	0,11	0,04	0,02	0,03	0,20
<b>Eh</b>	Média	369,4	406,6	373,6	436,0	373,5	314,8	420,6	420,0	453,0	284,6	374,3	321,0	340,9
	Desvio Padrão	6,09	4,88	16,37	16,09	4,35	4,81	18,67	92,22	23,17	7,00	9,95	12,55	29,15
	C.V. (%)	1,65	1,20	4,38	3,69	1,16	1,53	4,44	21,96	5,11	2,46	2,66	3,91	8,55
	Variância	37,04	23,84	267,84	258,80	18,92	23,14	348,64	8505,20	536,80	49,04	99,06	157,43	849,84
<b>C.E.</b>	Média	28,0	26,6	27,2	23,2	18,4	86,7	136,2	76,6	43,6	25,8	23,4	24,0	26,9
	Desvio Padrão	6,66	4,03	6,68	6,18	4,52	26,25	22,53	8,77	12,01	6,49	5,36	5,63	11,19
	C.V. (%)	23,80	15,15	24,54	26,63	24,65	30,28	16,54	11,44	27,55	25,17	22,92	23,46	41,67
	Variância	44,4	16,24	44,56	38,16	20,47	688,89	507,76	76,89	144,24	42,16	28,73	31,71	125,27
<b>Turbidez</b>	Média	7,538	5,83	10,06	5,006	3,0	1,7	12,8	4,5	2,2	6,4	4,0	2,7	8,2
	Desvio Padrão	12,74	6,66	15,99	6,07	3,62	1,40	7,47	4,37	1,33	10,31	2,30	1,26	13,40
	C.V. (%)	168,95	114,26	158,96	121,35	119,00	82,15	58,39	96,76	59,82	161,02	56,77	46,29	164,24
	Variância	162	44,37	255,73	36,90	13,10	1,95	55,85	19,11	1,78	106,20	5,27	1,58	179,48
<b>Alcalinidade</b>	Média	32,42	21,92	22,52	23,30	---	24,92	36,28	21,88	27,00	25,40	45,14	24,14	26,00
	Desvio Padrão	15,17	9,89	9,97	10,05	---	4,45	6,23	3,49	7,21	3,50	6,49	3,52	6,57
	C.V. (%)	46,81	45,13	44,27	43,12	---	17,84	17,18	15,95	26,71	13,77	14,38	14,59	25,26
	Variância	230,27	97,87	99,40	100,96	---	19,76	38,84	12,17	52,00	12,24	42,12	12,41	43,14
<b>Acidez</b>	Média	3,2	2,9	3,0	2,6	---	2,52	3,06	3,40	2,02	---	1,71	3,43	2,86
	Desvio Padrão	1,17	0,22	0,89	0,80	---	1,56	1,11	0,62	0,26	---	0,45	1,59	0,35
	C.V. (%)	36,08	7,73	29,81	30,17	---	61,87	36,43	18,23	12,68	---	26,35	46,40	12,25
	Variância	1,37	0,05	0,80	0,63	---	2,42	1,24	0,38	0,07	---	0,20	2,53	0,12

**CÁTIONS**

		2/4/2003	7/5/2003	2/7/2003	7/9/2003	15/6/2004	30/8/2004	29/11/2004	13/12/2004	5/4/2005	12/7/2005	31/3/2006	21/4/2006	19/5/2006
<b>Na<sup>+</sup></b>	Média	2,6	2,7	2,7	2,7	3,8	4,4	2,7	2,5	3,5	1,8	3,3	3,6	3,5
	Desvio Padrão	0,55	0,62	0,69	0,67	0,52	1,57	0,67	0,70	0,83	0,87	0,85	1,07	1,10
	C.V. (%)	20,96	23,04	25,57	25,13	13,68	35,47	24,79	28,17	23,77	49,55	25,97	29,89	31,94
	Variância	0,30	0,38	0,47	0,45	0,27	2,47	0,45	0,50	0,69	0,75	0,72	1,14	1,22
<b>K<sup>+</sup></b>	Média	1,0	1,1	1,0	1,1	1,1	1,4	2,9	1,7	1,1	0,7	1,1	0,7	1,2
	Desvio Padrão	0,17	0,10	0,08	0,14	0,42	0,39	1,20	0,23	0,23	0,26	0,28	0,15	0,98
	C.V. (%)	16,50	9,07	7,54	12,66	39,01	28,17	40,67	13,41	20,46	37,91	25,12	20,40	84,53
	Variância	0,03	0,01	0,01	0,02	0,18	0,15	1,44	0,05	0,05	0,07	0,08	0,02	0,96
<b>Ca<sup>2+</sup></b>	Média	3,2	3,2	3,1	3,1	2,6	3,4	2,9	1,7	3,5	0,7	2,0	2,0	2,8
	Desvio Padrão	0,93	1,01	0,98	0,91	0,89	0,69	0,67	0,47	0,75	0,27	0,55	0,42	2,42
	C.V. (%)	29,39	31,94	31,97	29,19	33,60	20,62	23,12	27,84	21,75	39,62	26,92	21,47	86,31
	Variância	0,86	1,02	0,97	0,83	0,79	0,48	0,45	0,22	0,57	0,07	0,30	0,18	5,84
<b>Mg<sup>2+</sup></b>	Média	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	1,0	0,8	0,9	1,0	0,9	0,5	0,5	0,7
	Desvio Padrão	0,13	0,08	0,15	0,07	0,19	0,19	0,07	0,29	0,08	0,17	0,17	0,17	0,15
	C.V. (%)	17,92	10,88	21,61	10,18	23,12	19,40	9,10	31,23	7,69	20,27	30,91	31,52	22,80
	Variância	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,03	0,00	0,09	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02
<b>Ferro Total</b>	Média	0,1	0,3	0,2	0,1	0,4	0,1	0,6	0,2	0,1	0,1	0,4	0,4	0,4
	Desvio Padrão	0,03	0,24	0,13	0,06	0,20	0,01	0,32	0,16	0,02	0,00	0,09	0,07	0,02
	C.V. (%)	29,00	78,34	62,57	40,41	47,38	26,31	58,06	64,19	18,18	0,00	22,45	15,05	5,75
	Variância	0,00	0,06	0,02	0,00	0,04	0,00	0,10	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00

**ÂNIONS & SÍLICA**

		2/4/2003	7/5/2003	2/7/2003	7/9/2003	15/6/2004	30/8/2004	29/11/2004	13/12/2004	5/4/2005	12/7/2005	31/3/2006	21/4/2006	19/5/2006	16/6/2006
<b>Cl<sup>-</sup></b>	Média	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,3	0,46	0,57	1,07	1,72	0,57	0,61	0,14	24,20
	Desvio Padrão	0,04	0,05	0,07	0,14	0,07	0,0	0,10	0,08	1,77	0,43	0,20	0,25	0,05	27,98
	C.V. (%)	25,31	20,41	27,99	42,78	20,33	0,0	22,09	14,72	165,48	25,05	34,64	40,28	34,64	115,62
	Variância	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,0	0,01	0,01	3,12	0,19	0,04	0,06	0,00	782,89
<b>HCO<sub>3</sub><sup>-</sup></b>	Média	31,6	29,8	29,8	28,4	210,4	31,50	29,46	40,42	483,00	5,26	40,40	50,00	34,57	245,86
	Desvio Padrão	4,80	1,33	3,49	3,38	117,94	6,45	4,79	5,28	64,16	3,06	15,47	8,98	9,80	153,22
	C.V. (%)	15,19	4,45	11,70	11,91	56,06	20,48	16,27	13,06	13,28	58,21	38,29	17,95	28,34	62,32
	Variância	23,04	1,76	12,16	11,44	13908,80	41,62	22,99	27,87	4116,00	9,37	239,30	80,57	95,96	23476,98
<b>SiO<sub>2</sub></b>	Média	14,8	15,0	13,4	14,4	13,8	17,20	17,06	21,20	16,40	16,20	19,57	19,57	16,43	11,57
	Desvio Padrão	4,17	3,63	3,50	2,94	3,41	4,67	3,40	1,95	4,18	3,87	5,63	5,70	3,37	4,03
	C.V. (%)	28,15	24,22	26,11	20,41	24,72	27,17	19,94	9,19	25,46	23,88	28,76	29,14	20,54	34,83
	Variância	17,36	13,20	12,24	8,64	11,64	21,84	11,57	3,79	17,44	14,96	31,67	32,53	11,39	16,24

**TABELA 2 – Média, Desvio Padrão, Coeficiente de Variação e Variância referentes aos parâmetros físico-químicos, cátions, ânions e sílica por ponto amostral (entre todos os eventos) referentes à bacia do rio Fortaleza (compartmento pré-montanhoso).**

Parâmetros Físico-químicos																														
	pH					Eh					C.E.					Turbidez					Alcalinidade					Acidez				
	n	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	n	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	n	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	n	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	n	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância					
1	15	5,8	0,31	5,43	0,10	15	403,1	44,84	11,12	2010,25	15	62,9	49,74	79,11	2473,80	15	1351,4	2396,07	177,30	5741152,51	14	35,0	10,12	28,90	102,33	13	20,8	9,38	45,13	87,92
2	15	7,1	0,31	4,36	0,10	15	386,8	76,73	19,84	5887,76	15	50,4	35,74	70,95	1277,12	15	4,0	3,24	81,20	10,48	14	30,1	6,97	23,18	48,59	13	2,8	1,35	49,17	1,83
3	8	5,6	0,26	4,66	0,07	8	418,3	44,19	10,57	1952,94	8	70,5	69,11	98,06	4776,10	8	207,0	347,54	167,89	120787,47	7	26,6	9,80	36,81	96,00	7	39,8	20,50	51,55	420,40
4	11	7,0	0,34	4,78	0,11	11	372,7	38,63	10,36	1492,20	11	24,6	8,64	35,12	74,64	11	1,6	0,89	54,29	0,79	10	26,1	5,07	19,42	25,69	10	3,5	1,80	52,08	3,23
5	11	7,1	0,24	3,33	0,06	11	371,8	36,59	9,84	1338,88	11	24,1	8,80	36,44	77,43	11	1,3	0,48	37,01	0,23	10	27,3	6,71	24,55	45,00	10	4,0	2,81	71,21	7,91
6	11	7,2	0,40	5,52	0,16	11	355,1	49,71	14,00	2470,63	11	58,0	42,38	73,11	1796,15	11	3,5	3,04	88,19	9,26	10	32,8	8,68	26,50	75,32	9	2,7	1,11	41,39	1,23
7	15	6,8	0,36	5,35	0,13	15	382,5	42,17	11,02	1777,98	15	35,1	30,89	88,12	954,08	15	16,8	13,56	80,81	183,91	14	18,6	11,74	62,97	137,73	13	4,1	2,97	71,63	8,82
8	9	6,8	0,21	3,10	0,04	9	377,4	45,97	12,18	2113,36	9	46,2	30,36	65,76	921,78	9	5,6	7,51	134,82	56,37	9	31,8	10,57	33,28	111,83	8	4,0	3,14	77,76	9,86
9	15	7,1	0,29	4,10	0,08	15	372,4	43,72	11,74	1911,71	15	40,7	33,69	82,81	1134,69	15	2,6	1,86	63,23	2,75	14	29,0	8,26	28,53	68,25	13	3,2	2,68	82,49	7,17
Cátions																														
	Na+					K+					Ca2+					Mg2+					Al3+					Fe total				
	n	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	n	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	n	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	n	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	n	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	n	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância
1	15	4,1	1,26	30,95	1,59	15	4,6	4,54	97,95	20,64	15	3,5	1,78	50,18	3,16	15	1,3	0,79	59,82	0,62	15	9,4	12,21	129,95	149,018	15	5,8	6,84	118,39	46,730
2	15	4,1	0,95	23,37	0,90	15	1,7	0,76	46,26	0,58	15	2,9	1,03	36,11	1,06	15	0,9	0,17	18,90	0,03	15	0,4	0,37	99,56	0,139	15	0,3	0,18	71,49	0,034
3	8	2,7	0,54	19,62	0,29	8	1,6	0,32	19,99	0,10	8	3,9	1,44	37,36	2,07	8	1,3	0,39	30,98	0,15	8	0,2	0,27	110,91	0,071	8	0,6	0,62	112,12	0,382
4	11	2,6	0,38	14,92	0,15	11	0,9	0,16	17,59	0,03	11	2,9	1,20	41,60	1,45	11	0,6	0,11	17,39	0,01	11	0,2	0,17	83,46	0,030	11	0,2	0,11	50,92	0,012
5	11	2,7	0,36	13,20	0,13	11	0,9	0,15	17,11	0,02	11	2,2	0,52	23,93	0,27	11	0,6	0,12	18,99	0,01	11	0,2	0,16	77,81	0,026	11	0,2	0,14	69,75	0,020
6	11	4,1	0,88	21,30	0,78	11	1,3	1,20	91,38	1,44	11	3,2	1,99	62,10	3,94	11	0,9	0,23	24,68	0,05	11	0,2	0,18	74,74	0,031	11	0,3	0,15	57,20	0,022
7	15	2,4	1,33	54,66	1,77	15	1,1	0,59	52,29	0,34	15	1,8	0,90	49,69	0,80	15	0,7	0,21	31,47	0,05	15	0,5	0,61	111,63	0,373	15	0,4	0,30	72,56	0,091
8	9	2,9	0,67	23,10	0,45	9	0,9	0,46	49,13	0,21	9	2,0	0,65	33,05	0,43	9	0,8	0,13	17,04	0,02	9	0,2	0,17	90,14	0,029	9	0,3	0,18	63,72	0,033
9	15	2,9	0,94	32,90	0,88	15	1,1	0,46	41,67	0,22	15	2,6	0,86	33,60	0,74	15	0,7	0,17	23,34	0,03	15	0,2	0,14	87,00	0,021	15	0,2	0,12	64,82	0,015
Ânions & Silica																														
	Cl-					HCO3-					SO42-					NO3-					SiO2									
	n	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	n	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	n	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	n	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	n	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	n	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância
1	15	1,5	1,42	95,13	2,01	15	51,1	73,23	143,44	5362,58	7	4,8	3,57	74,07	12,72	7	1,7	1,25	73,09	1,57	13	68,2	47,19	69,21	2226,93					
2	15	6,3	21,63	343,04	467,74	15	100,0	137,62	137,63	18938,99	7	3,5	2,09	60,57	4,39	7	1,5	1,06	68,73	1,13	15	23,4	3,72	15,90	13,81					
3	8	0,8	0,19	23,92	0,04	8	17,3	7,15	41,37	51,09	0	---	---	---	---	0	---	---	---	---	8	16,5	4,26	25,81	18,17					
4	11	3,8	10,87	283,21	118,11	11	81,6	100,29	122,89	10058,14	5	2,5	0,64	25,10	0,41	5	1,6	1,05	67,07	1,11	11	12,3	2,61	21,26	6,82					
5	11	1,4	3,08	223,16	9,51	11	108,6	166,63	153,50	27767,09	5	2,6	0,88	34,20	0,77	5	1,7	0,92	52,91	0,84	11	12,3	2,69	21,78	7,21					
6	11	0,6	0,37	65,11	0,14	11	104,2	136,85	131,30	18726,64	7	2,1	1,40	67,57	1,96	7	1,4	1,12	82,02	1,27	11	17,7	3,12	17,58	9,72					
7	15	1,0	1,42	141,36	2,02	15	91,4	145,50	159,20	21170,31	7	2,8	1,76	62,04	3,11	7	1,2	0,96	78,87	0,93	15	15,7	3,41	21,67	11,61					
8	9	2,0	4,32	217,31	18,70	9	80,7	112,14	138,96	12575,84	7	2,3	1,27	55,66	1,62	7	1,6	1,06	67,33	1,12	9	15,8	4,31	27,23	18,56					
9	15	1,4	3,17	232,46	10,07	15	66,1	104,81	158,58	10984,85	7	3,0	1,53	51,47	2,34	7	1,5	0,92	59,98	0,84	15	14,1	3,77	26,80	14,18					

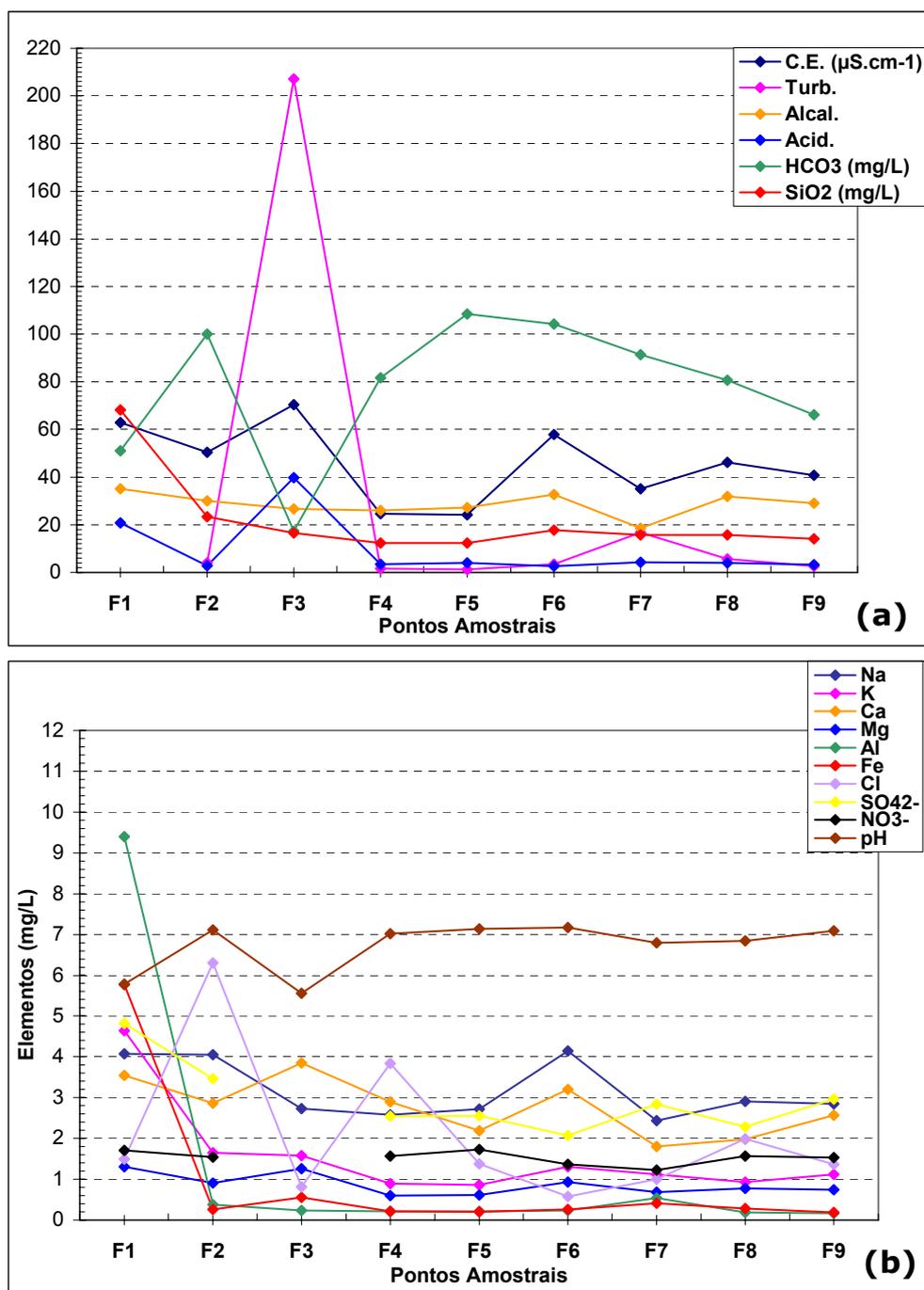
### **(a) Análise espacial por parâmetro**

#### **PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS**

Em um sentido amplo, o comportamento geoquímico das águas mostra-se fortemente influenciado pelo ambiente de coleta. Embora as concentrações dos elementos sejam baixas, há variações espaciais em função da influência de tais condicionantes. De modo geral, as águas dos poços apresentaram mais baixo pH e maior acidez que as águas dos rios. Esta maior acidez das águas subsuperficiais em relação às águas dos rios, resulta das interações entre as águas das chuvas que constituem ácidos fracos, e os minerais do solo em processo de decomposição. O que ocorre, na realidade, é uma primeira etapa de neutralização das águas meteóricas as quais, a partir deste momento, passam a constituir a solução do solo. Neste sentido, as águas das chuvas que neste local apresentam um pH médio de 5,3 (LEITE, 2001), ao percolarem os solos, dependendo da profundidade, do tempo de residência e das condições de drenagem, passam a apresentar valores que variam entre 5,0 (presente estudo) e 7,2 (LEITE, 2001).

No estudo desenvolvido por LEITE (2001) na bacia do rio Fortaleza, o ponto de amostragem do regolito posicionava-se na media/baixa encosta retilínea (interface entre o saprolito e o material deposicional (XAVIER, 2004), em um piezômetro com profundidade de 10,30 m. Neste local as águas apresentaram um valor médio de pH igual a 7,2 o qual é praticamente idêntico aos dos canais de drenagem. No presente estudo, a amostragem foi feita em dois poços, ambos com profundidade média de 5 m, e posicionados em ambientes saturados. Em condições de boa drenagem, as águas obtidas a esta profundidade costumam manter as características das chuvas, o que justificaria perfeitamente o baixo pH, embora fossem esperados valores entorno de 6,5. Porém, considerando as condições de má drenagem dos pontos de amostragem em questão, e a grande quantidade de matéria orgânica em decomposição (que disponibiliza elementos acidificantes para o ambiente), são identificados valores médios entre 5,5 e 5,7 (com valores extremos que variam entre 5,0 e 6,3). Verifica-se, neste caso, uma intensificação do caráter ácido das águas subsuperficiais, proporcionado pela decomposição da matéria orgânica.

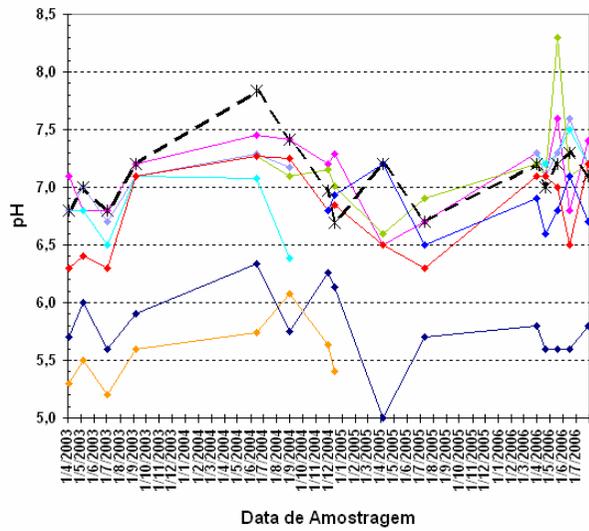
Na bacia do rio Fortaleza o pH das águas dos rios apresentou-se predominantemente neutro em todos os sítios amostrais, independente da posição nas vertentes (dip ou anti-dip). Tal comportamento já havia sido demonstrado por LEITE (2001), e reflete tendências gerais identificadas em águas de canais de todo o mundo. No estudo atual foram observados valores que variam na faixa entre neutro e levemente alcalino, ou seja, entre 7,0 e 7,5 (Tabela 2 e Figura 31 (b)).



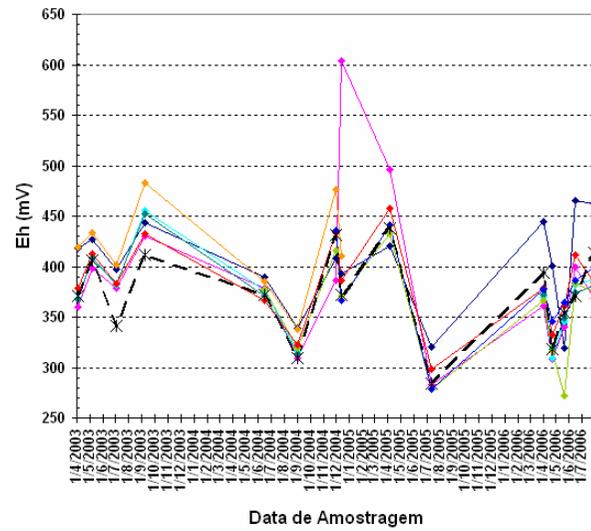
**FIGURA 31 –** Valores médios dos parâmetros físico-químicos e sílica (a) e dos elementos + pH (b) por ponto amostral da bacia do rio Fortaleza, referentes ao período entre 2003 e 2006.

Verifica-se também, de acordo com a Tabela 2 e com a Figura 31 (a) que, de modo geral, as águas tendem mais à alcalinidade que à acidez. Considerando que nas águas analisadas neste estudo as concentrações do íon bicarbonato são mais elevadas que as dos demais íons, e que há uma forte relação entre este e a alcalinidade, tal resultado já poderia ser esperado. Cabe aqui lembrar, conforme já discutido, que este é também um padrão que se reproduz na maioria dos rios do mundo. Por outro lado, observa-se que a alcalinidade média da bacia do rio Fortaleza varia entre 18 e 38 mgCaCO<sub>3</sub>/L (Tabela 2 e Figura 31 (a)). Tais valores podem ser considerados baixos, o que se justifica pelo fato de a área amostral estar posicionada em substrato composto por rochas silicáticas. No entanto, são também identificadas variações temporais que produzem valores entre 3 e 56 mgCaCO<sub>3</sub>/L (Figura 32 (e)). É possível que tais oscilações tenham relação direta com as altas variações dos teores de bicarbonato (apresentadas mais adiante), as quais seriam também responsáveis pelos valores de pH acima de 7,5 identificados em determinados eventos da série amostral.

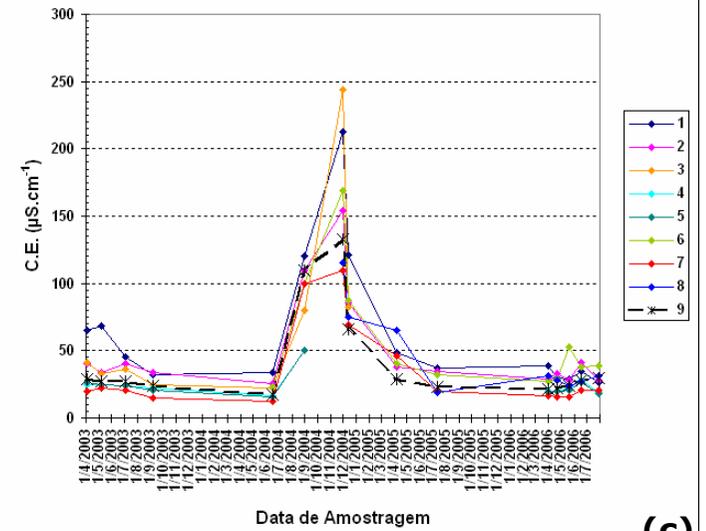
No que se refere à acidez, verifica-se que os componentes que contribuem para que seus valores sejam altos, principalmente o ferro e o alumínio, apresentam concentrações baixas nas águas superficiais, e mais elevadas nas águas subsuperficiais. Por este motivo, os níveis de acidez das águas superficiais são incipientes, e nas águas subsuperficiais são ligeiramente mais elevados (Tabela 2 e Figura 31 (a)). No entanto, tais teores de acidez ainda assim são insuficientes para que estas águas sejam consideradas ácidas.



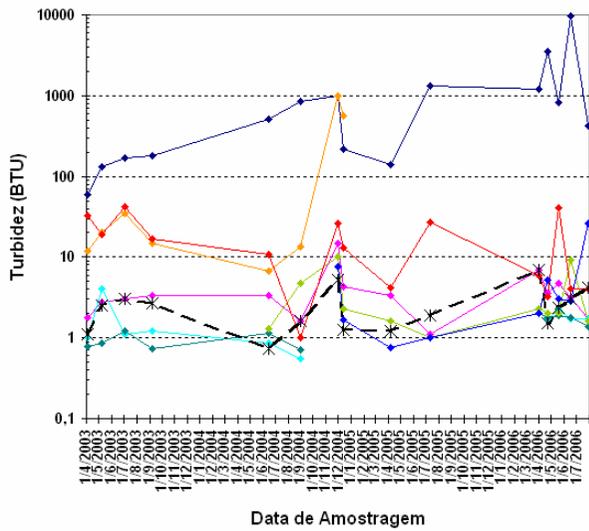
(a)



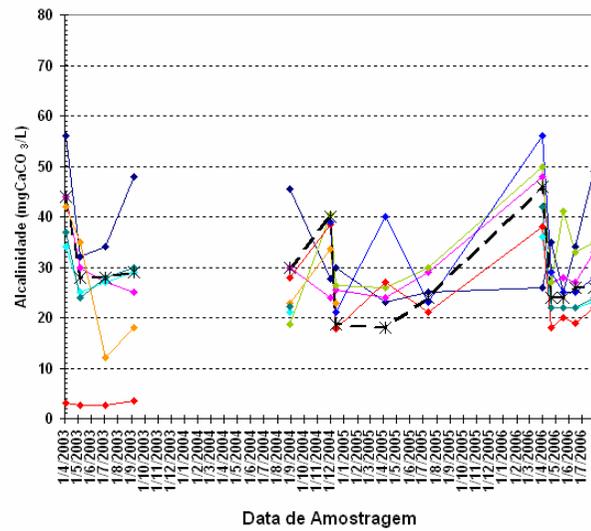
(b)



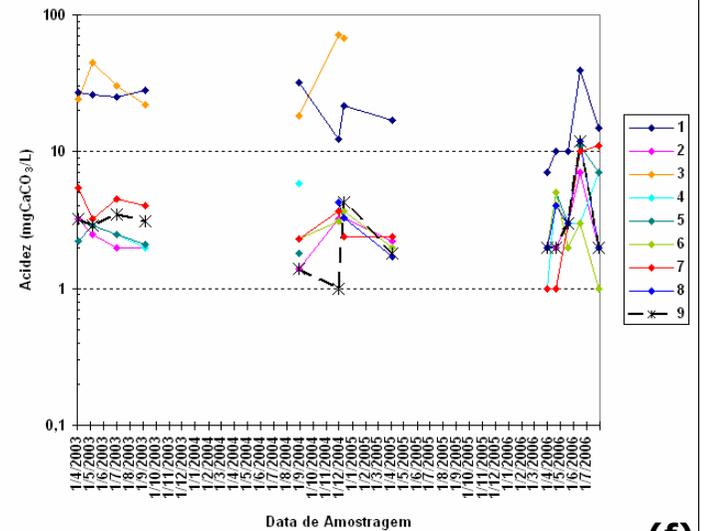
(c)



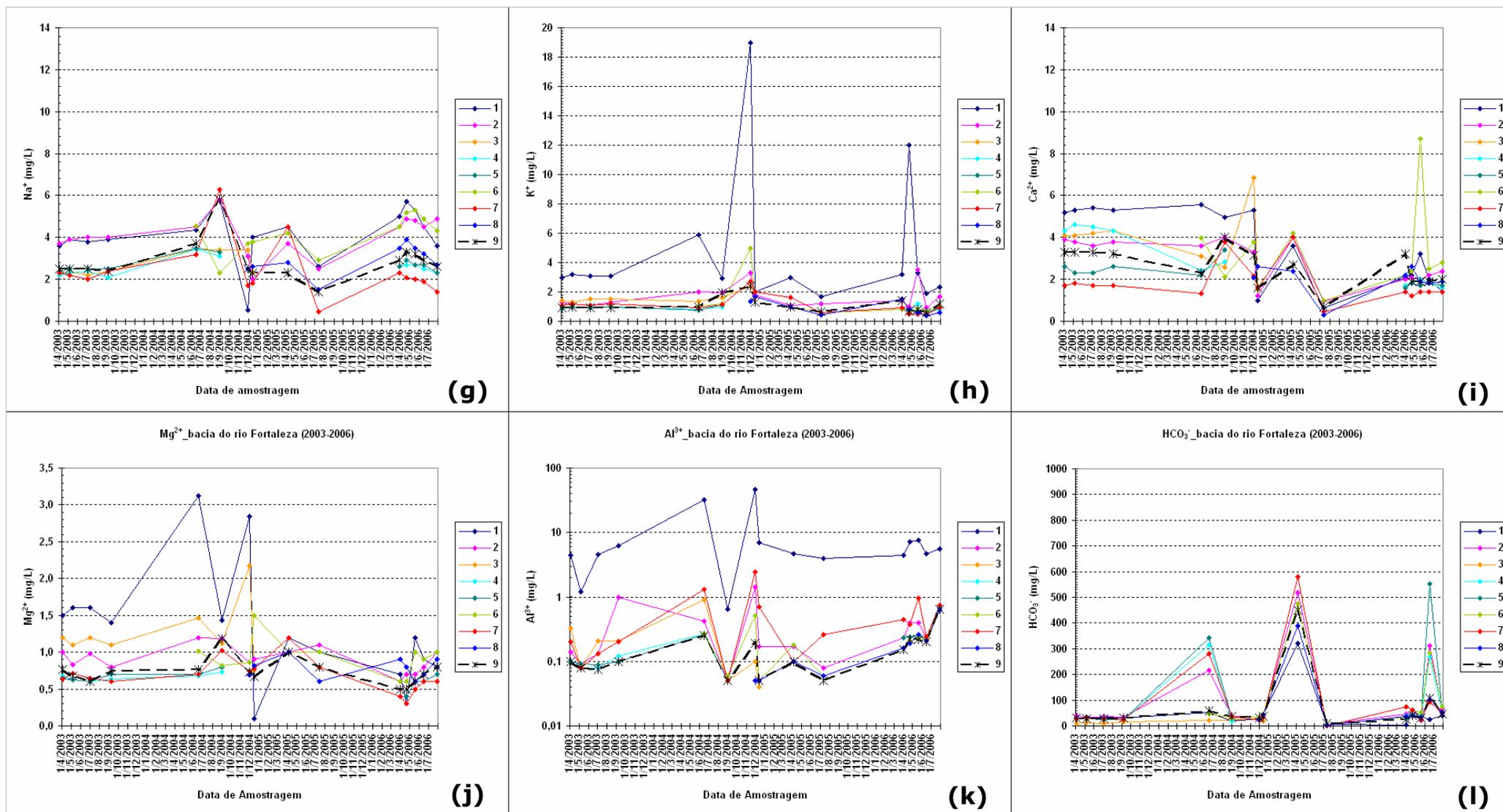
(d)

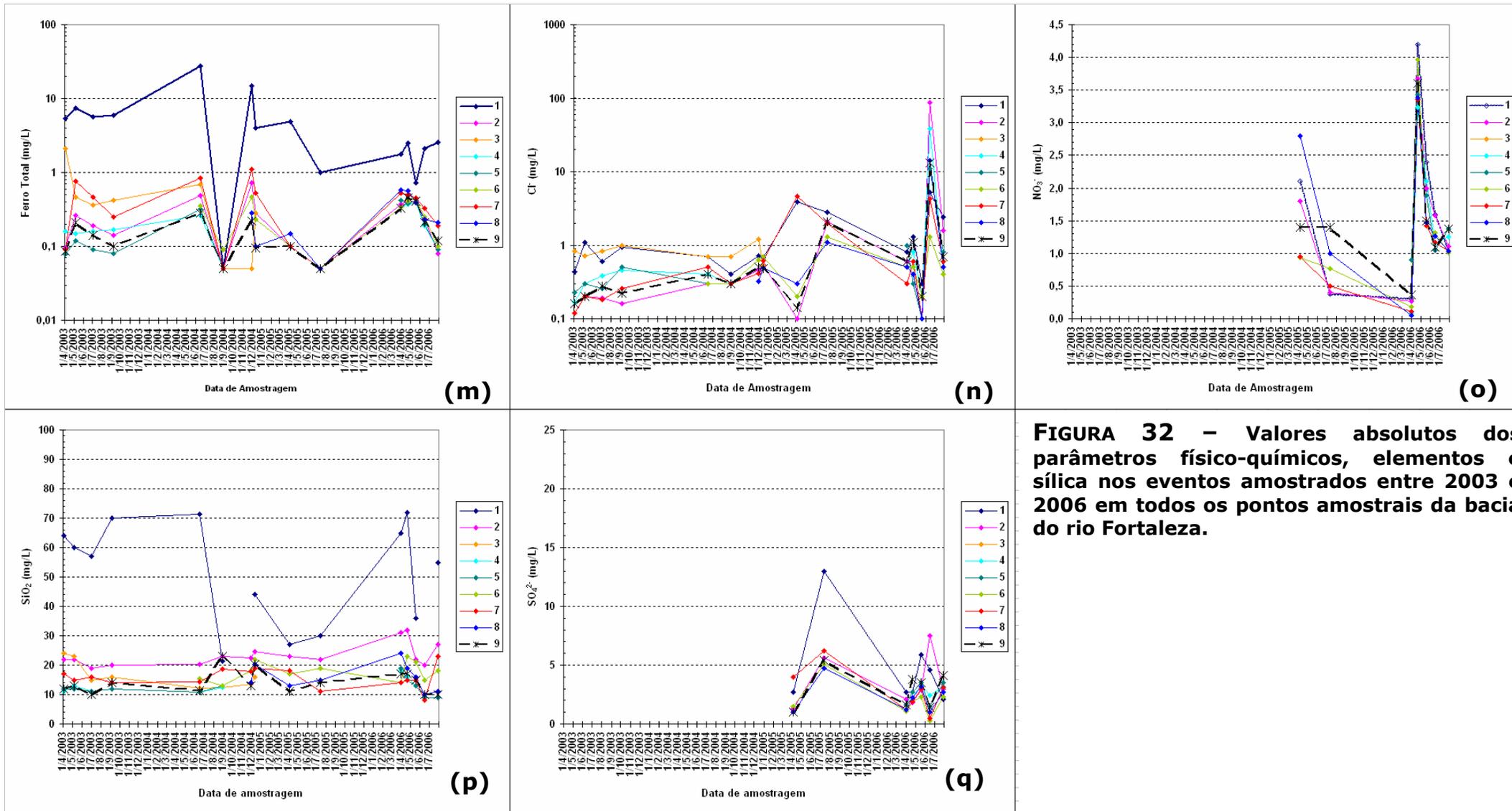


(e)



(f)





**FIGURA 32** – Valores absolutos dos parâmetros físico-químicos, elementos e sílica nos eventos amostrados entre 2003 e 2006 em todos os pontos amostrais da bacia do rio Fortaleza.

As águas da bacia do rio Fortaleza apresentaram também tendências oxidantes, com valores médios variando entre +355 mV e +418 mV (Tabela 2). Os valores mínimo e máximo correspondem à +270 mV em (F6) e +605 mV (em F2). Os pontos F1, F3 (poços), F2 e F7 (drenagem superficial) foram os que apresentaram os mais elevados potenciais de oxi-redução (Figura 32 (b)). É possível que a presença da vegetação nestes ambientes esteja contribuindo com teores adicionais de oxigênio às águas, por meio da atividade fotossintética. Já F2 apresenta picos no Eh em função do somatório das contribuições de F1 ao seu próprio. A declividade acentuada do canal neste ponto de amostragem faz com que a vazão ali seja alta, aumentando a aeração das águas. Por isso, o oxigênio atmosférico é incorporado em grandes proporções, aumentando, conseqüentemente, o Eh.

No que se refere à condutividade elétrica, verifica-se que a bacia do rio Fortaleza apresentou baixos valores, com médias que variaram espacialmente entre  $24 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$  (em F4 e F5) e  $70 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$  (em F3) (Tabela 2 e Figura 31 (a)). De acordo com a Figura 32 (c), o valor mínimo foi registrado em F7 ( $12 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ) e o máximo em F3 ( $244 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ). São observadas variações temporais bastante significativas em todos os sítios amostrais. Neste sentido, o ponto F1 foi o que mais se destacou. É possível que tal comportamento seja um reflexo da má drenagem associada aos momentos de expansão e recuo da área de saturação existente no interior da concavidade, fortemente relacionados à sucessão de períodos úmidos e de estiagem. Observa-se que tal comportamento se reproduz na maioria dos parâmetros analisados (alcalinidade, Eh,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Fe}_{\text{total}}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ), o que de certa forma, corrobora tal suposição. Em F4 e F5, as oscilações foram pequenas, muito possivelmente em função da menor amostragem (não foram realizadas entre o final de 2004 e o ano de 2005).

### **CONCENTRAÇÕES IÔNICAS**

Com relação aos elementos químicos analisados, verifica-se a seguinte ordem de abundância:  $\text{HCO}_3^- > \text{SiO}_2 > \text{Na}^+ \geq \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{Fe}_{\text{total}} \geq \text{Al}^{3+}$ . Trata-se da mesma tendência observada por LEITE (2001), nesta mesma área de estudo. Tal comportamento é comum em águas naturais, especialmente em bacias de drenagem posicionadas em substratos silicáticos. Conforme já mencionado, as concentrações são baixas e, portanto, indicativas da baixa mineralização das águas.

Identificou-se também ligeiras diferenças entre os pontos de amostragem correspondentes às águas superficiais (rios), basicamente em função da declividade e da quantidade de sedimentos acumulados no fundo do canal. Neste sentido, os pequenos níveis de base locais que apresentam baixa declividade, baixa vazão e, conseqüentemente, acúmulo de sedimentos, tendem pontualmente a tornar mais elevadas as concentrações de elementos em relação aos locais de amostragem em que a vazão é maior e o tempo de residência é menor. Essa situação foi típica dos pontos de amostragem posicionados na vertente do anti-dip (especialmente F7 e F8). Observou-se também que esta condição intensificou-se nos momentos de estiagem em função do fluxo mais baixo o qual, inclusive, dificultou em algumas ocasiões a realização da coleta.

#### **• CÁTIONS & SÍLICA**

No que se refere ao sódio, verifica-se que é o cátion que na maioria das ocasiões apresentou as mais elevadas concentrações nas águas de todos os pontos de amostragem. Seus teores médios variaram entre 2,4 mg/L em F7 e 4 mg/L em F1 e F2 (Tabela 2 e Figura 31 (b)). Os sítios amostrais que apresentaram as mais elevadas concentrações foram F1, F2 e F6. Em F1 este resultado já poderia ser esperado em função do maior tempo de residência das águas, e em F2 devido à influência das águas provenientes de F1. Em F6 é possível que haja alguma influência de características locais do substrato dentro da área de captação desta sub-bacia. No canal principal, as concentrações médias variaram entre 2,6 mg/L em F4 e 2,8 mg/L em F9.

Já com relação ao cálcio, verifica-se que suas concentrações médias variaram entre 1,8 mg/L em F7 e 3,9 mg/L em F3 (Tabela 2 e Figura 31 (b)). No canal principal, as médias foram de 2,9 mg/L em F4 e 2,6 mg/L em F9. Como se pode perceber, as concentrações médias de ambos os elementos (sódio e cálcio) são muito semelhantes entre si. Tal comportamento repetiu-se também na maioria das áreas monitoradas, com exceção da bacia vizinha 2, que é predominantemente cálcica.

Conforme já discutido, os teores de sódio e cálcio têm como fonte principal as rochas que compõem o substrato e, conseqüentemente, o regolito. Suas concentrações nos rios mais que as de qualquer outro elemento espelham as relações fundamentais estabelecidas entre os fluxos subsuperficiais (rasos e/ou profundos) e os materiais supracitados, seja em termos de composição química e mineralógica, seja em termos de tempo de residência das águas. Em outras palavras, refletem a magnitude dos processos de intemperismo. Assim sendo, as baixas concentrações de sódio e cálcio aqui verificadas, como já se poderia esperar, expressam o alto grau de lixiviação do regolito da área monitorada.

Com relação ao comportamento do  $K^+$ , BERNER & BERNER (1996) *apud* MEYBECK (1980) afirmam que a concentração média deste íon nos rios é de 1,3 mg/L, podendo variar entre 0,5 mg/L e 4,0 mg/L. Trata-se de uma baixa concentração, a qual costuma ser inferior a de sódio e cálcio. Conforme já discutido, dentre os elementos maiores o potássio é o mais abundantemente aproveitado na estrutura dos argilominerais. Por este motivo, logo que é disponibilizado pelo intemperismo dos minerais primários é rapidamente reaproveitado pelos minerais neoformados, permanecendo em sua maior parte retido no regolito.

Na bacia do rio Fortaleza as concentrações médias variaram entre 0,9 mg/L em F4, F5 e F8 e 4,6 mg/L em F1 (Tabela 2 e Figura 31 (b)).

No canal principal a concentração média foi de 1,1 mg/L em F9. Considerando as baixas concentrações de  $K^+$  em relação às de  $Na^+$  e  $Ca^{2+}$  nas águas da drenagem superficial, assim como a composição dos argilominerais predominantes nos regolitos, sugere-se que o comportamento acima discutido se reproduza também na presente área de estudo.

Assim sendo, de acordo com XAVIER (2004), o único argilomineral rico em  $K^+$  identificado na bacia do rio Fortaleza foi a illita, a qual, aliás, esteve presente em todos os perfis de regolito analisados. A illita é um dos possíveis produtos de alteração dos feldspatos e das micas. Considerando que a biotita perfaz 31% dos minerais contidos na amostra de rocha analisada, e que a mesma é praticamente ausente na fração areia (XAVIER, *op cit*), sugere-se que uma quantidade bastante significativa da biotita tenha se convertido em illita, mantendo ainda uma boa proporção de potássio em sua estrutura. Comportamento semelhante foi também identificado por SILVEIRA (1997) em um estudo hidrogeoquímico realizado no Maciço da Tijuca (RJ), porém, relacionando a formação de illita aos processos de alteração dos feldspatos. Assim sendo, os mais elevados totais de  $K^+$  em F1 e em F6, apesar da influência da vegetação (discutida adiante), seriam mais fortemente relacionados ao maior tempo de estocagem das águas nos sedimentos acumulados nestes pontos amostrais.

Por outro lado, a literatura também destaca a importante influência exercida pela vegetação sobre as concentrações de  $K^+$  nas águas dos rios. De acordo com HEM (1959) e BERNER & BERNER (1996), o efeito das plantas sobre a circulação do  $K^+$  é estritamente cíclico, ou seja, sujeito as fases de desenvolvimento e declínio da vegetação, as quais em alguns casos (nas médias e altas latitudes, principalmente) são altamente influenciadas pela sazonalidade. No entanto, com exceção de algumas áreas cultivadas, não constitui nem uma fonte e nem uma causa fundamental da redução das concentrações de potássio nas águas. À princípio pensou-se que algo semelhante poderia estar ocorrendo em F1 e F6, já que as mesmas

apresentam outro tipo de vegetação desenvolvida além das gramíneas. Contudo, não se dispõe de informações à respeito de uma possível influência da sazonalidade sobre o comportamento destas manchas de vegetação. Considerando, porém, que as concentrações de  $K^+$  tendem a aumentar com as vazões (BERNER & BERNER, *op cit*) e que estas foram mais elevadas nos pontos F1 e F6 em um evento que caracterizou o início da estação chuvosa (29/11/2004), ou seja, quando as vazões tendem a ser mais elevadas, é possível que o efeito da “lavagem” superficial nestes locais tenha constituído uma contribuição adicional aos teores de potássio.

Conforme discutido anteriormente, considerou-se a possibilidade de que na bacia do rio Fortaleza uma proporção significativa da biotita tenha se convertido em ilita, retendo deste modo, uma proporção importante do íon potássio. No entanto, o mesmo não teria ocorrido com o magnésio que além de menos abundante na estrutura da biotita, é mais solúvel, e menos retido que o potássio na estrutura dos argilominerais. Assim sendo, verificou-se que nas águas superficiais, as concentrações médias de magnésio variaram entre 0,6 mg/L na drenagem principal (em F4 e F5) e 0,9 mg/L (em F2 e F6). Já nas águas subsuperficiais (poços F1 e F3), a concentração média foi ligeiramente superior (1,3 mg/L), possivelmente em função do maior tempo de residência (Tabela 2 e Figura 31 (b)).

Dentre os minerais citados na introdução os quais contém  $Mg^{2+}$ , somente a biotita foi identificada na amostra de rocha referente à bacia do rio Fortaleza. Há também contribuições menores de granada (0,2%) e de clorita (0,2%), os quais também possuem magnésio em sua estrutura. Porém, diante do fato já discutido de que a biotita constitui 31% da rocha e é praticamente ausente no regolito (XAVIER, 2004), é possível que a maior parte do íon magnésio já tenha sido lixiviada dos perfis de intemperismo. Isso explicaria suas mais baixas concentrações nas águas da bacia do rio Fortaleza até mesmo em relação ao potássio que costuma ser o cátion menos abundante nas águas superficiais (BERNER & BERNER, 1996).

Com relação aos teores de ferro total, o ponto F1 é sem dúvida o que mais se destaca, com concentrações médias de 5,8 mg/L (Tabela 2 e Figura 31 (b)), chegando em alguns eventos a 28 mg/L (Figura 32 (m)). F3 (poço) e F7 (drenagem superficial com ambiente saturado no entorno) também apresentam teores de ferro um pouco mais elevados que os demais pontos de amostragem. Neste sentido, embora suas concentrações médias não sejam tão superiores (0,6 mg/L e 0,4 mg/L, respectivamente), se destacam pelos valores máximos que excederam bastante aos demais sítios amostrais (Figura 32 (m)). Na drenagem superficial as concentrações médias foram sempre inferiores a 0,5 mg/L, com oscilações muito pequenas em relação a este valor. No canal principal o valor médio encontrado em F4, F5 e F9 foi de 0,2 mg/L.

Diante dos presentes resultados e das observações de campo, sugere-se que as águas da referida área amostral sejam fortemente influenciadas pela ação das ferro-bactérias. SILVA & ALMEIDA (1979) ao descreverem as feições adquiridas pelos ambientes quando submetidos à ação das referidas bactérias afirmam que tal processo leva à formação de uma massa gelatinosa vermelho-acastanhada, viscosa, com aspecto ferruginoso, constituída por precipitados globulares, colônias de bactérias e produtos orgânicos precipitados. Tais feições são bastante comuns em praticamente todas as áreas monitoradas, exatamente nos segmentos em que as águas são estagnadas e nas partes calmas dos córregos. Daí as mais elevadas concentrações de ferro identificadas nos poços em relação às águas superficiais. Porém, deve-se lembrar que os poços da área em questão não ultrapassaram 5 metros de profundidade. Conforme já discutido na análise dos parâmetros anteriores, durante a coleta houve mistura das águas dos segmentos mais profundos com as águas superficiais oxigenadas. Já no estudo realizado por LEITE (2001) a amostragem ocorreu em um poço cuja profundidade era de 10,30 metros e as amostras foram obtidas a profundidades superiores a 5 metros e, portanto, sem influência da superfície. Sendo este um ambiente praticamente anóxico, as concentrações médias de ferro foram de apenas 0,04 mg/L.

Nas águas da drenagem superficial, apesar das mais baixas concentrações de ferro em relação aos poços, pode-se considerar que tais concentrações ainda assim são elevadas. É possível que nestes locais haja uma forte influência dos segmentos caracterizados pela má drenagem, principalmente após os eventos chuvosos de maior magnitude.

No entanto, deve-se lembrar que para que haja o desenvolvimento das ferro-bactérias, é necessário que as concentrações naturais do ferro sejam relativamente altas. Neste sentido, a participação das ferro-bactérias se resume apenas à solubilização dos compostos de ferro disponíveis nas águas superficiais e, portanto, não há nenhuma contribuição adicional proveniente de outros mecanismos orgânicos. Assim sendo, embora se reconheça nesta área o efeito potencializador proporcionado pelas referidas bactérias, deve-se admitir que altas concentrações de ferro já haviam sido disponibilizadas pelos processos de intemperismo.

Com relação ao alumínio, verificou-se que suas concentrações se mantiveram inferiores a 0,5 mg/L na maioria dos pontos da drenagem superficial e em praticamente todos os eventos (Figura 32 (k)). No canal principal as concentrações médias foram de 0,2 mg/L em F4, F5 e F9. As mais elevadas concentrações foram obtidas em F1, cujas concentrações médias alcançaram 9,4 mg/L, e o valor máximo chegou a 46 mg/L na ocasião do evento de 29/11/2004. O ponto F7 mostrou também um comportamento semelhante, embora em magnitude muito menor que F1.

De acordo com PARK & BURT (1999), as principais fontes de alumínio são as camadas turfosas, os topos dos solos, onde a condutividade hidráulica é maior que as camadas subjacentes e os horizontes B que são parcialmente cimentados, na medida em que proporcionam um aumento do fluxo lateral. No caso dos pontos F1 e F7, identifica-se saturação, fato este que pode estar contribuindo com as mais elevadas concentrações de alumínio. Concomitantemente, é possível que estes valores extremos obtidos fora da

faixa de pH ideal, resultem dos processos de complexação com a matéria orgânica que nos pontos F1 e F7 é bastante abundante. De acordo com BERNER & BERNER (1996), quando tal processo ocorre, o ferro e o alumínio formam complexos orgânicos dissolvidos ou oxihidróxidos coloidais misturados com a matéria orgânica, levando à mobilização e ao transporte de Fe e Al, os quais de outra maneira seriam imóveis e insolúveis. Comportamento semelhante foi também identificado por BRAUN *et al.* (2005) na área experimental de Mengong Brook, na República de Camarões. Os autores afirmam que os mais altos conteúdos de Al são encontrados na camada superior das águas subterrâneas contida na superfície alagada. Os autores acrescentam que tanto o Al quanto o Fe são afetados pela complexação orgânica e estão correlacionados com os conteúdos de carbono orgânico dissolvido. No que se refere às águas dos rios, PARK & BURT (1999) afirmam que os teores de  $H^+$  e  $Al^{3+}$  são freqüentemente explicados pela mistura das soluções do solo de vários horizontes.

Com relação à sílica verifica-se, de modo geral, um padrão de comportamento praticamente idêntico entre todos os sítios amostrais (Figura 32 (p)). Com exceção de F1 que apresentou um valor médio entorno de 70 mg/L (Tabela 2 e Figura 31 (a)), e uma grande oscilação entre o valor máximo e o mínimo (20 mg/L e 72 mg/L, respectivamente), todos os demais pontos apresentaram médias entre 12 mg/L e 18 mg/L. Interessante é que as oscilações das concentrações de sílica nos demais pontos de amostragem foram muito pequenas. Em F9, (coletor principal desta bacia), a sílica apresentou o mesmo valor de tamponamento indicado por LANGMUIR (1997), ou seja, 14 mg/L. Este valor, inclusive, já tinha sido identificado por LEITE (2001) no mesmo ponto amostral. A referida autora obteve também resultados semelhantes nas outras duas concavidades estruturais suspensas (não monitoradas no presente estudo), ambas posicionadas na vertente do dip. Ao que tudo indica, tal comportamento sugere que na bacia do rio Fortaleza o efeito de tamponamento é bastante significativo na grande maioria dos pontos. Somente em F1, (concavidade atualmente estudada), tal padrão não se repete,

devido ao intenso processo de dessilicatização que ocorre nos materiais do regolito (XAVIER, 2004), o qual tende a tornar as concentrações de sílica muito elevadas.

#### • ÂNIONS

No que se refere ao íon bicarbonato, verifica-se que as águas superficiais se diferenciam das subsuperficiais em função das diferenças de pH, conforme já discutido. Neste sentido, as águas dos rios que predominantemente possuem pH igual ou superior a 7,0 tendem a apresentar concentrações mais elevadas de bicarbonato que as águas dos poços, cujo pH é sempre inferior a 6,3 (Figura 32 (a)).

Excetuando-se os valores extremos (especialmente os valores muito altos, não representativos do conjunto amostral), o valor médio de  $\text{HCO}_3^-$  considerado representativo tanto da drenagem principal (pontos F4, F5 e F9), quanto da tributária (particularmente os pontos F7 e F8), foi de 33 mg/L<sup>3</sup>. Ao se analisar a Figura 32 (I), que apresenta os valores absolutos de  $\text{HCO}_3^-$  por evento, verifica-se que apesar de haver três ocasiões em que os valores foram extremos (15/06/2004, 05/04/2005 e 16/06/2006), na maioria dos eventos e em praticamente todos os pontos de amostragem os valores se mantiveram entre 30 e 40 mg/L, incluindo F1. No caso de F1, no entanto, pode tratar-se de um valor obliterado pela mistura de águas com diferentes características, conforme discutido em relação ao Eh. Assim sendo, na medida em que as águas subsuperficiais são estratificadas, há inevitavelmente uma mistura entre as diferentes camadas (superficiais e subsuperficiais) durante a realização das coletas. Neste sentido, é possível que os mais elevados teores de bicarbonato resultem de uma contribuição mais efetiva das águas superficiais.

Há também outros fatores intervenientes no que se refere às oscilações dos teores de bicarbonato neste sítio amostral. Apesar de os

---

<sup>3</sup> Este valor foi estimado com base na exclusão dos eventos amostrados em 15/06/2004, 05/04/2005 e 16/06/2006 e não consta de nenhuma das tabelas ou figuras aqui apresentados.

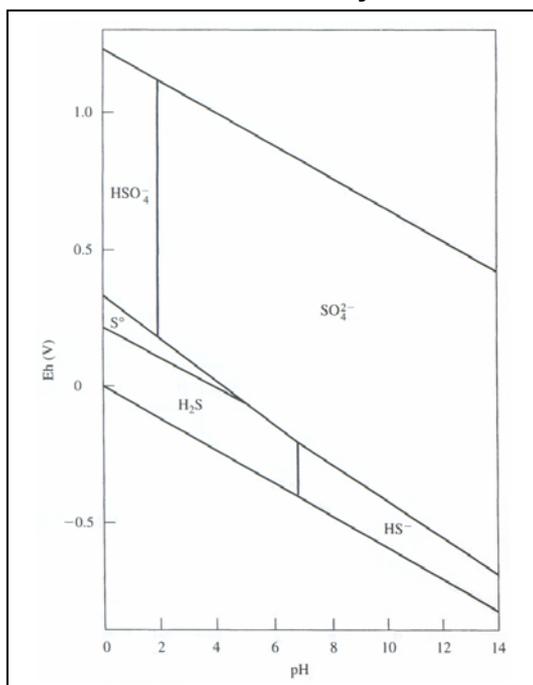
materiais que compõem o fundo da concavidade permanecerem saturados mesmo durante os períodos de maior estiagem, há conforme discutido, expansão e recuo da superfície saturada em função da sazonalidade. Considerando que os íons são analisados em termos de concentrações, ou seja, massa em relação ao volume do soluto (no caso, a água), as variações sazonais no aporte de água, tanto em função das chuvas quanto das taxas de evaporação modificam as proporções naturais dos teores de bicarbonato.

No que se refere ao íon sulfato, verifica-se de acordo com a Tabela 2 e com a Figura 31 (b), que as concentrações médias variaram entre 2,1 mg/L (em F6) e 4,8 mg/L (em F1). Na drenagem superficial, além de F2, F9 e F7 que apresentaram concentrações médias de 3,5 mg/L, 3 mg/L e 2,8 mg/L, respectivamente, todos os demais pontos apresentaram-se bastante similares entre si.

Considerando que não se identificou nenhuma fonte de sulfato de origem mineral, são sugeridas duas principais fontes/condicionantes para a ocorrência deste íon nas águas da referida área amostral: (1) sulfato proveniente de sais cíclicos (chuva), o qual após intensa evaporação tem suas concentrações aumentadas; e, (2) sulfato proveniente da decomposição da matéria orgânica, principalmente nos ambientes saturados, onde o maior tempo de residência das águas também tende a aumentar suas concentrações. Cabe aqui ressaltar que ambos os condicionantes podem estar atuando em conjunto, sendo esta talvez a principal razão para que tenham sido identificados valores muito acima da média em determinados eventos. Neste sentido, verifica-se que as maiores concentrações de sulfato coincidiram com os momentos de maior estiagem, o que reforça a hipótese de que a vegetação tem uma atuação importante nesta área amostral. Do contrário, os locais caracterizados por má drenagem como os pontos F1 e F7 não teriam se destacado. Em F1, há também o fato de que os compostos sulfatados produzidos pela decomposição da matéria orgânica, e que entram no ambiente sob a forma reduzida, são

rapidamente transformados para a forma oxidada, a qual conforme já mencionado, é mais estável sob as condições superficiais.

Dentro desta perspectiva, a Figura 33 (abaixo), demonstra as relações entre Eh, pH e as formas predominantes sob as quais se apresentam os compostos sulfatados. Ao se analisar o gráfico deve-se ter atenção aos valores de Eh que se encontram expressos em volts (V) e não em milivolts como no presente estudo. Diante dos valores de Eh e pH identificados nas águas superficiais e subsuperficiais dos sítios amostrais analisados, observa-se que todos se encontram dentro dos limites em que predomina o íon sulfato, ou seja, na faixa de pH entre 5,5 e 7,5 e Eh oxidante (valores positivos). No entanto, considerando que as águas subsuperficiais encontram-se isoladas do contato com a superfície, e conseqüentemente, do oxigênio, é possível que em seu ambiente original predominem as formas reduzidas. Conforme foi discutido no item referente ao Eh, o mais provável é que as águas encontradas em diferentes profundidades sejam misturadas no ato da coleta. Neste sentido, haveria um acréscimo de íons sulfato provenientes das camadas mais profundas do regolito na medida em que ao serem postas em contato com a atmosfera, houvesse a oxidação dos compostos sulfatados.



**FIGURA 33 – Diagrama Eh-pH para substâncias termodinamicamente estáveis no sistema S-O<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O a 25 °C, mostrando os campos de predominância das espécies aquosas e de enxofre elementar para ΣS(aq) = 10<sup>-3</sup>**

Quanto ao íon nitrato, pode-se dizer que suas concentrações médias são praticamente idênticas em todos os pontos amostrais (Tabela 2 e Figura 31 (b)). Observou-se apenas uma diferença sutil com relação às condições de drenagem ou de desenvolvimento da vegetação. Neste sentido, F1 e F6 mais uma vez se destacaram, no entanto, somente pelo fato de apresentarem os valores máximos mais elevados dentre todos os demais pontos (4,2 mg/L e 4 mg/L, respectivamente) (Figura 32 (o)). F2 mais uma vez parece sofrer o efeito dos fluxos provenientes de F1, e por isso, também apresenta um valor máximo elevado (3,7 mg/L). No que se refere aos demais pontos, verifica-se que o valor médio que melhor os representa é 1,5 mg/L.

Diferenças temporais foram observadas no sentido de que predomina a diluição nos momentos em que há mais água disponível no sistema, a exemplo do que ocorreu no evento de março de 2006 (final da estação chuvosa) (Figura 32 (o)). Porém, com o término do período úmido, as concentrações de nitrato sofrem um grande aumento e decrescem progressivamente a partir de então, quando as chuvas se tornam absolutamente escassas. É provável que no início do Verão, haja um grande aumento das concentrações deste íon na medida em que ocorre a “varredura” das camadas superficiais dos regolitos pelos fluxos superficiais e subsuperficiais. Segue-se então uma grande diluição, a qual se mantém até que o período chuvoso tenha fim, conforme se observou no evento de março de 2006. Contudo, nos períodos de maior estiagem, ao contrário do que era esperado, as concentrações de nitrato sofrem um grande aumento, seguido por uma queda progressiva, conforme se observou nos eventos seguintes (abril, maio, junho e julho). Neste sentido, verifica-se que as concentrações de  $\text{NO}_3^-$  são altamente dependentes das condições de vazão, ou mais especificamente, da lavagem superficial dos regolitos que são ricos em matéria orgânica.

No que se refere ao cloreto, com exceção de F2 e F4, as concentrações médias foram sempre inferiores a 2 mg/L (Tabela 2 e Figura 31 (b)). No canal principal as concentrações médias foram de 1,4 mg/L em F5 e

em F9. As mais altas concentrações médias foram identificadas em F2 (6,3 mg/L) e F4 (3,8 mg/L). Embora, tal como os demais íons, o  $\text{Cl}^-$  não apresente diferenças espaciais tão significativas, é possível verificar a partir da Figura 32 (n), que em alguns eventos há claras diferenças nas respostas entre as áreas que possuem drenagem totalmente livre e aquelas que apresentam superfícies saturadas. Este foi o caso, por exemplo, dos pontos F1 e F7 no evento de 05/04/2005, os quais, ao contrário da tendência predominante de diluição verificada nos demais pontos amostrais, tiveram suas concentrações aumentadas.

Dentro desta perspectiva, BERNER & BERNER (1996) afirmam que o cloreto nas rochas é extremamente móvel e muito solúvel. Uma vez em solução, tem um comportamento geoquímico bastante tranquilo. Reage muito pouco com outros íons, não forma complexos, não é absorvido em grandes proporções nas superfícies minerais, e não é ativo na ciclagem biogeoquímica. Pelo fato de ser não reativo quimicamente é, inclusive, utilizado como um traçador natural das massas de água, particularmente nos oceanos, mas também em águas subterrâneas e superficiais. Este comportamento sugere que devido à sua alta mobilidade, o cloreto tende a não permanecer no sistema uma vez que haja boa drenagem. Por outro lado, na medida em que também não é absorvido pelas superfícies minerais e não participa da ciclagem biogeoquímica, tende a se concentrar nos ambientes mal drenados. Simultaneamente há de se levar em conta os efeitos da evaporação. É provável que este processo seja mais eficiente nos ambientes saturados, devido à baixa mobilização da água e, conseqüentemente, dos elementos químicos. Este efeito seria ainda mais significativo para o cloreto pelo fato de não ser reaproveitado pelos minerais e nem pelos vegetais. No entanto, há que se recordar também que, de acordo com a análise temporal, as mais elevadas concentrações de  $\text{Cl}^-$  ocorrem no momento do ano hidrológico em que o nível d'água está em seu ápice. Trata-se, deste modo, de uma ocasião em que as águas convergem para as drenagens superficiais e para o

poço encontram-se ainda com fortes características das chuvas. Daí seus mais elevados teores.

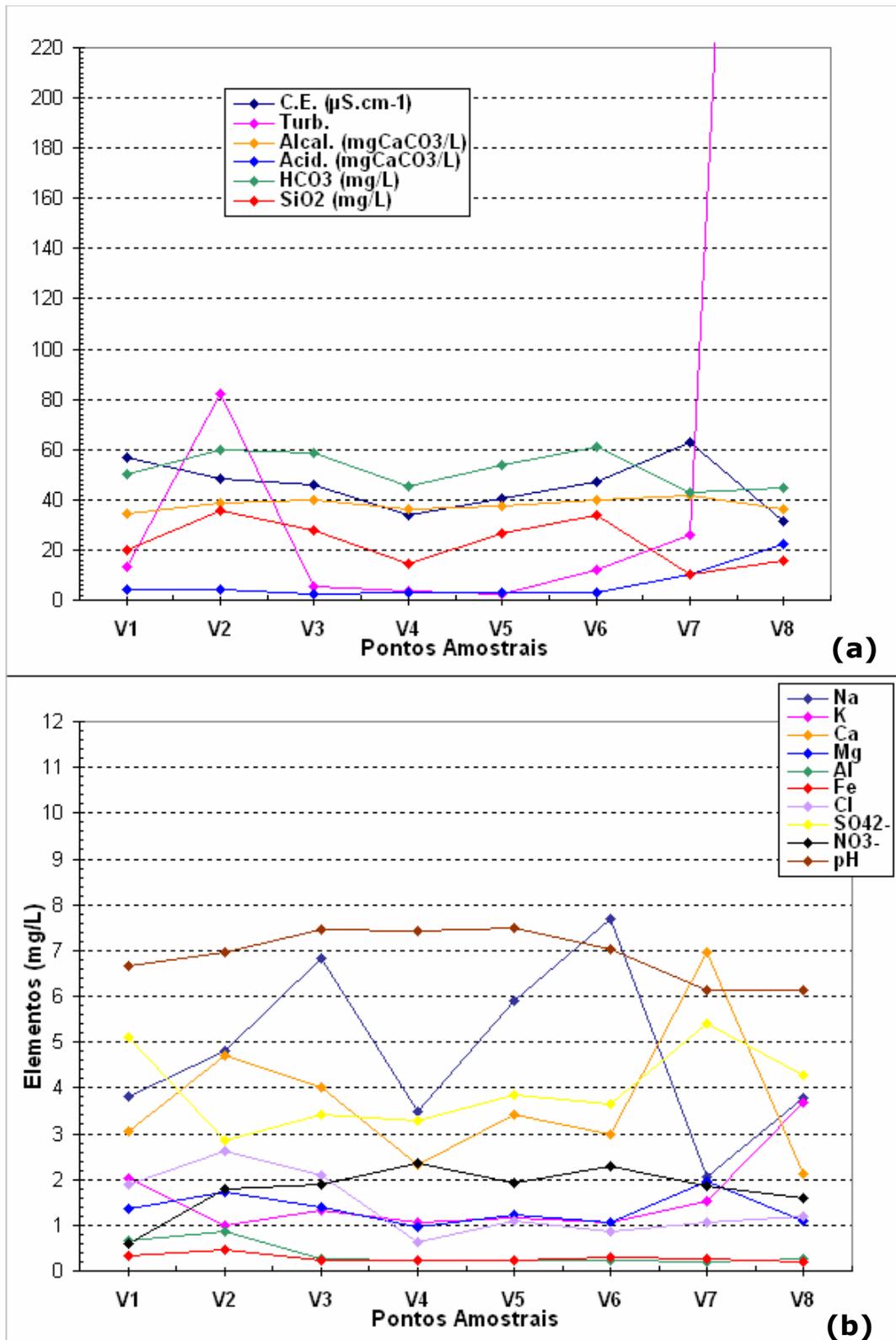
Como se pode perceber, apesar da ampliação temporal e espacial da amostragem em relação ao trabalho desenvolvido por LEITE (2001), persiste a mesma homogeneidade nas respostas hidrogeológicas. Não se observou nenhuma diferença no que se refere à presença de cobertura vegetal desenvolvida, ou quanto à influência de lito-estruturas ou posição da vertente (dip ou anti-dip). As baixíssimas concentrações de elementos sugerem altos níveis de lixiviação, apesar do substrato constituído por rochas silicáticas oferecer naturalmente grande resistência aos processos de intemperismo. Para avaliar a magnitude espacial a nível de compartimento de relevo dos processos identificados na bacia do rio Fortaleza, ampliou-se o monitoramento hidrogeológico para algumas das suas bacias tributárias, cujos resultados serão apresentados a seguir.

#### **5.1.4 – Características Gerais das Bacias Tributárias e sua relação com a Bacia do rio Fortaleza**

Tal como na bacia do rio Fortaleza, as concentrações iônicas são muito baixas e apresentam a mesma ordem de abundância ( $\text{HCO}_3^- > \text{SiO}_2 > \text{Na}^+ \geq \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{Fe}_{\text{total}} \geq \text{Al}^{3+}$ )<sup>4</sup>. De modo geral, as variações espaciais nas concentrações dos elementos e parâmetros físico-químicos são também muito baixas tal como demonstra a Figura 34 e a Tabela 3. Contudo, verifica-se que ainda assim alguns íons mostram um comportamento ligeiramente diferenciado, a exemplo do  $\text{Na}^+$  que apresenta concentrações mais elevadas na drenagem principal da bacia tributária 1 (V3 e V5) e no canal do anti-dip (V6). Por tratar-se de um íon bastante móvel, é possível que seja mais significativamente influenciado por características locais do substrato e/ou regolito que os demais íons.  $\text{Ca}^{2+}$  também se destaca na bacia tributária 2 (V7), provavelmente pelos mesmos motivos.

---

<sup>4</sup> A única exceção é feita à bacia tributária 3, em que as concentrações de  $\text{Ca}^{2+}$  foram superiores as de  $\text{Na}^+$ .



**FIGURA 34** – Valores médios dos parâmetros físico-químicos e sílica (a) e dos elementos + pH (b) por ponto amostral das bacias tributárias (vizinhas) do rio Fortaleza, referentes ao período entre 2004 e 2006.

**TABELA 3 – Média, Desvio Padrão, Coeficiente de Variação e Variância referentes aos parâmetros físico-químicos, cátions, ânions e sílica por ponto amostral (entre todos os eventos) referentes às bacias tributárias (vizinhas) do rio Fortaleza (compartimento pré-montanhoso).**

Parâmetros Físico-químicos																								
	pH				Eh				C.E.				Turbidez				Alcalinidade				Acidez			
	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância
1	6,7	0,29	4,37	0,08	362,8	68,28	17,84	4662,69	86,9	55,41	63,78	3070,30	13,4	7,67	57,23	58,76	34,3	8,73	25,42	76,14	4,3	2,50	58,59	6,25
2	7,0	0,24	3,47	0,06	371,6	44,70	12,03	1997,80	72,6	70,06	96,44	4907,96	82,0	217,86	265,77	47463,12	38,5	9,24	23,98	85,44	4,1	2,46	60,07	6,03
3	7,5	0,48	6,41	0,23	347,3	44,98	12,95	2023,33	74,5	62,37	83,70	3889,47	5,4	4,89	90,15	23,93	40,1	5,48	13,67	30,05	2,5	1,19	46,83	1,41
4	7,4	0,46	6,18	0,21	351,3	52,03	14,81	2707,56	48,4	44,21	91,43	1954,87	3,9	2,54	65,26	6,44	36,5	16,10	44,17	259,24	3,0	1,58	53,06	2,49
5	7,5	0,26	3,54	0,07	349,4	43,65	12,49	1905,58	66,8	55,66	83,33	3097,73	2,2	1,06	48,00	1,12	37,4	6,95	18,61	48,35	2,7	1,29	47,10	1,86
6	7,0	0,32	4,50	0,10	357,9	39,32	10,99	1546,36	55,1	22,99	41,70	528,36	12,0	24,68	206,07	609,30	39,7	12,08	30,43	145,81	3,0	2,17	71,71	4,72
7	6,1	0,16	2,58	0,03	351,1	57,73	16,44	3333,11	63,0	18,57	29,48	344,81	26,2	20,51	78,36	420,60	41,9	11,40	27,25	130,02	10,5	5,30	50,37	28,13
8	6,1	0,19	3,05	0,03	389,7	53,44	13,71	2855,56	58,4	60,83	104,12	3699,70	751,3	1473,10	196,08	2170027,85	36,4	8,41	23,09	70,74	22,4	7,39	33,00	54,64
Cátions																								
	Na <sup>+</sup>				K <sup>+</sup>				Ca <sup>2+</sup>				Mg <sup>2+</sup>				Al <sup>3+</sup>				Fe total			
	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância
1	3,8	0,59	15,46	0,35	2,0	0,71	35,36	0,51	3,1	1,22	39,71	1,48	1,4	0,26	19,53	0,07	0,7	0,34	51,29	0,115	0,3	0,26	80,00	0,067
2	4,8	1,52	31,65	2,32	1,0	0,49	50,11	0,24	4,7	2,36	50,23	5,58	1,7	0,56	32,46	0,32	0,9	1,72	200,77	2,974	0,5	0,77	167,63	0,595
3	6,8	2,45	35,84	5,98	1,3	0,73	54,85	0,54	4,0	1,42	35,45	2,03	1,4	0,40	28,44	0,16	0,3	0,18	68,75	0,032	0,2	0,16	64,36	0,025
4	3,5	0,61	17,52	0,37	1,1	0,63	58,35	0,39	2,3	1,18	50,64	1,39	1,0	0,43	44,58	0,19	0,2	0,18	82,70	0,032	0,2	0,14	58,28	0,019
5	5,9	1,08	18,32	1,17	1,1	0,47	41,16	0,22	3,4	1,24	36,44	1,53	1,2	0,29	23,20	0,08	0,2	0,19	86,33	0,035	0,2	0,14	63,01	0,019
6	7,7	1,83	23,85	3,35	1,1	0,52	47,94	0,27	3,0	1,75	58,64	3,07	1,1	0,30	27,81	0,09	0,2	0,20	83,40	0,040	0,3	0,23	77,05	0,053
7	2,0	0,94	45,89	0,88	1,5	3,24	211,28	10,50	7,0	3,60	51,55	12,93	2,0	0,48	24,59	0,23	0,2	0,18	87,20	0,032	0,3	0,20	71,74	0,040
8	3,8	1,61	42,77	2,60	3,7	5,44	147,61	29,64	3,9	4,07	104,63	16,57	1,1	0,30	27,27	0,09	0,3	0,20	78,68	0,041	0,2	0,13	61,52	0,017
Ânions & Sílica																								
	Cl <sup>-</sup>				HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>				SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>				NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>				SiO <sub>2</sub>							
	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância
1	1,9	1,71	90,41	2,92	50,1	7,95	15,88	63,20	5,1	1,10	21,57	1,21	0,6	0,36	61,02	0,13	20,2	2,19	10,85	4,79				
2	2,6	4,08	156,15	16,65	59,5	23,57	39,58	555,35	2,9	1,71	59,77	2,92	1,8	1,30	72,47	1,69	35,7	21,77	60,95	473,98				
3	2,1	4,33	207,96	18,75	58,5	18,93	32,34	358,45	3,4	1,61	47,00	2,60	1,9	1,05	55,23	1,10	28,0	6,10	21,75	37,22				
4	3,5	7,75	218,41	60,03	45,0	23,03	51,13	530,31	3,3	2,47	75,21	6,11	2,4	1,76	74,60	3,09	14,5	3,70	25,62	13,72				
5	1,1	1,35	123,20	1,82	53,9	24,32	45,10	591,56	3,9	2,16	55,93	4,65	1,9	1,08	56,13	1,17	26,4	6,39	24,26	40,90				
6	0,9	0,78	88,69	0,60	60,8	29,24	48,11	855,19	5,3	4,79	90,32	22,92	2,3	1,95	85,49	3,81	33,6	13,63	40,55	185,67				
7	41,1	78,73	191,37	6197,92	42,7	20,41	47,77	416,47	7,6	6,70	87,94	44,84	1,9	1,48	78,99	2,18	10,4	3,08	29,47	9,46				
8	9,1	11,25	123,16	126,54	45,0	22,71	50,52	515,71	4,3	2,97	69,31	8,81	1,6	1,20	75,66	1,44	16,0	5,83	36,44	34,00				

No que se refere ao comportamento temporal observa-se também uma sincronia das respostas entre os pontos amostrais, principalmente dentro da bacia tributária 1 (pontos V1 a V6). Algumas diferenças são verificadas apenas nos pontos V7 (bacia tributária 2) e V8 (bacia tributária 3), ora com valores mais altos, ora mais baixos em relação à bacia tributária 1 (Figura 35). Tais diferenças ocorrem especialmente devido à constante saturação dos materiais que compõem o entorno de seus respectivos canais de drenagem. Como já se poderia esperar, os parâmetros físico-químicos são os mais fortemente influenciados por tais condições, especialmente pH, Eh, condutividade elétrica, turbidez e acidez. Contudo, quando se toma por base os valores referentes à média, desvio padrão, coeficiente de variação e variância entre todos os pontos por evento amostrado, as diferenças são mínimas, como mostra a Tabela 4.

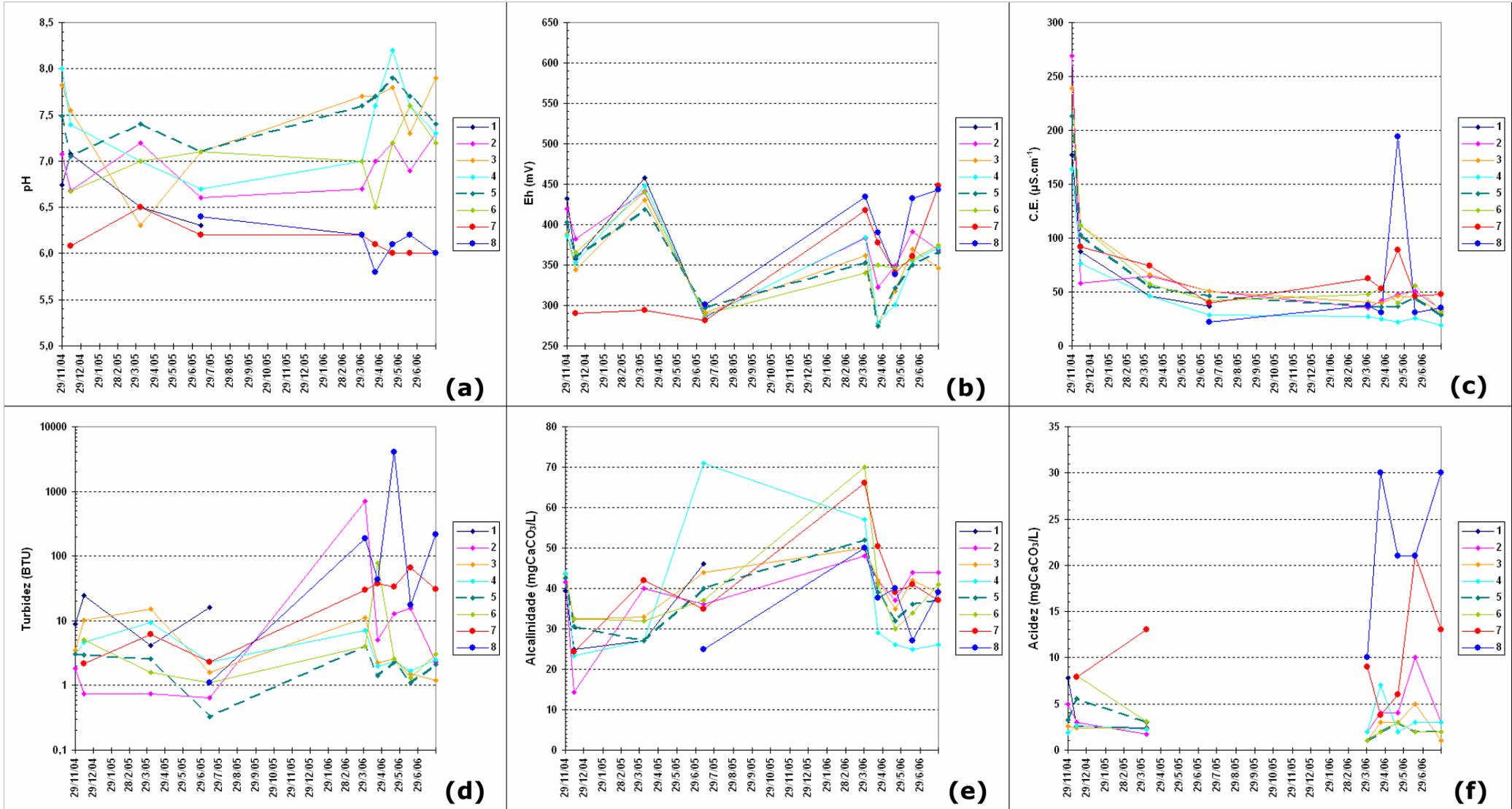
Ao se comparar os dados das bacias tributárias com os da bacia do rio Fortaleza, observa-se que as concentrações dos elementos são, de modo geral, mais elevadas nas primeiras, principalmente na tributária 1 (Figura 36). Este comportamento é atribuído a dois fatores fundamentais: (1) no caso da bacia tributária 1, diante da grande quantidade de afloramentos ali existentes, pressupõe-se que os regolitos são menos espessos que na bacia do rio Fortaleza. Neste sentido, apesar da sua grande lixiviação, o substrato encontra-se mais próximo à superfície e o intemperismo contribui de forma mais efetiva com elementos para as águas fluviais; (2) no caso das bacias tributárias 2 e 3, diante do fato de que a má drenagem contribui com o aumento do tempo de residência das águas junto aos materiais do regolito, verifica-se também um aumento nas concentrações dos elementos.

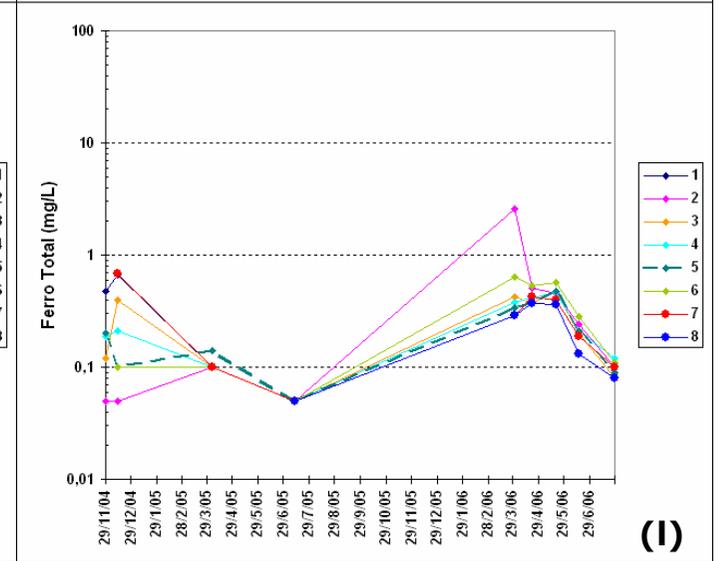
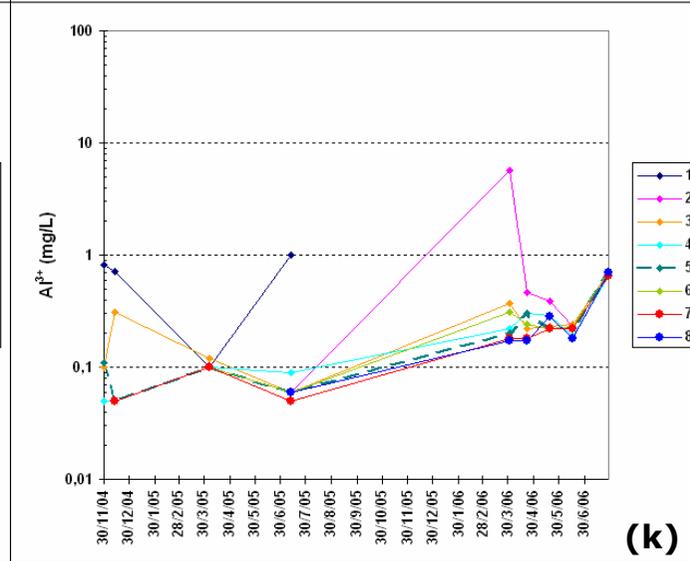
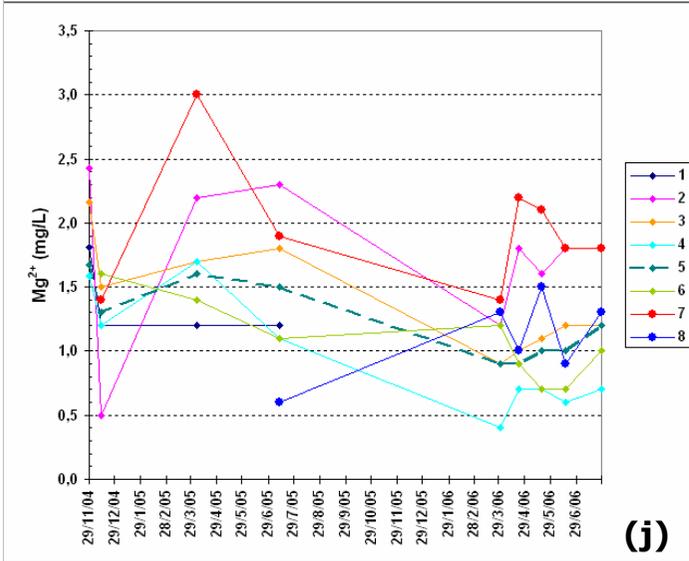
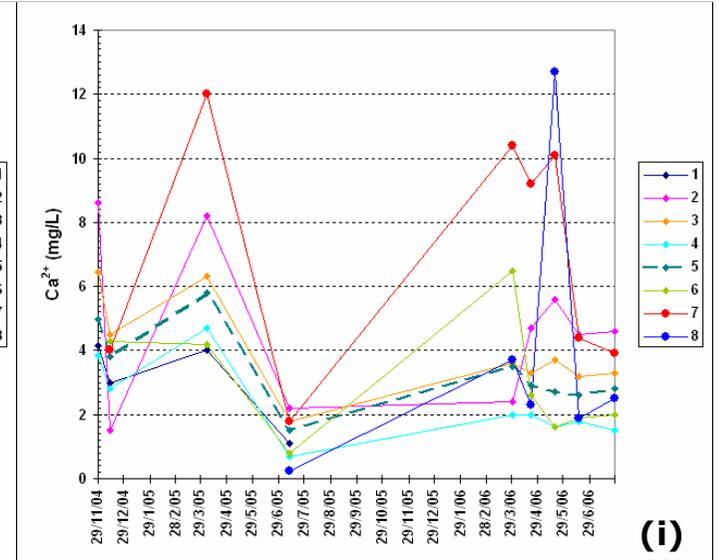
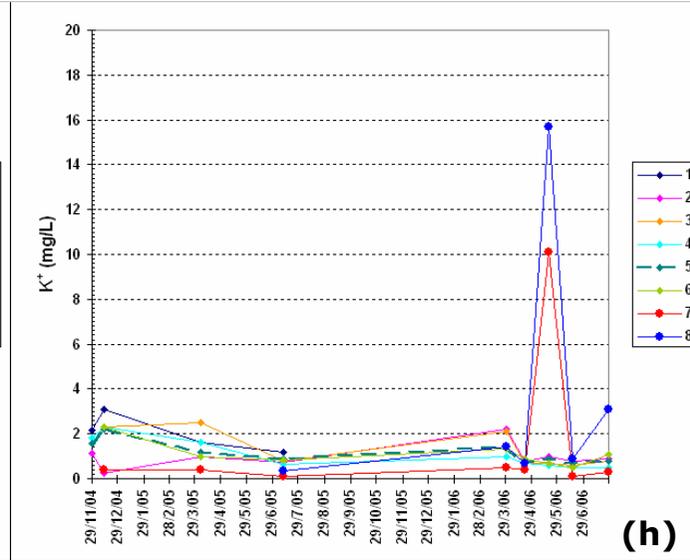
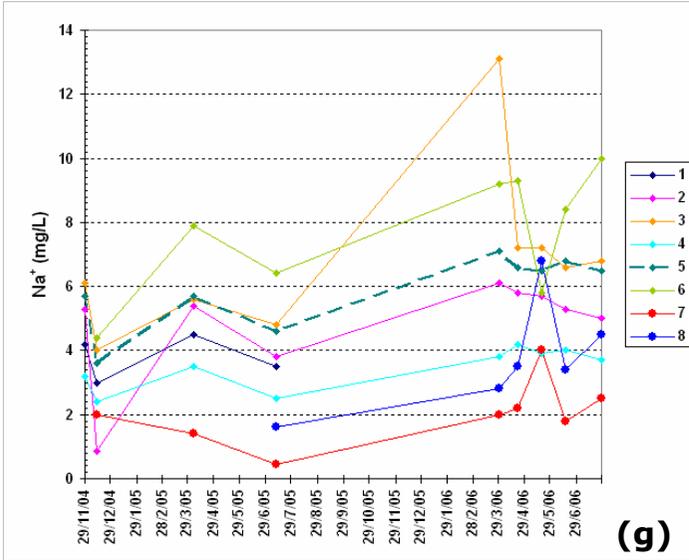
A análise da Figura 36 nos permite também observar que na maioria dos parâmetros a bacia do rio Fortaleza e suas tributárias respondem sincronicamente, ou seja, todos os pontos apresentam respostas simultâneas às variações temporais dos parâmetros físico-químicos e dos íons analisados. Diante da apreciação que foi feita à respeito do comportamento hidrogeoquímico associado às oscilações de nível d'água superficial (rio) e

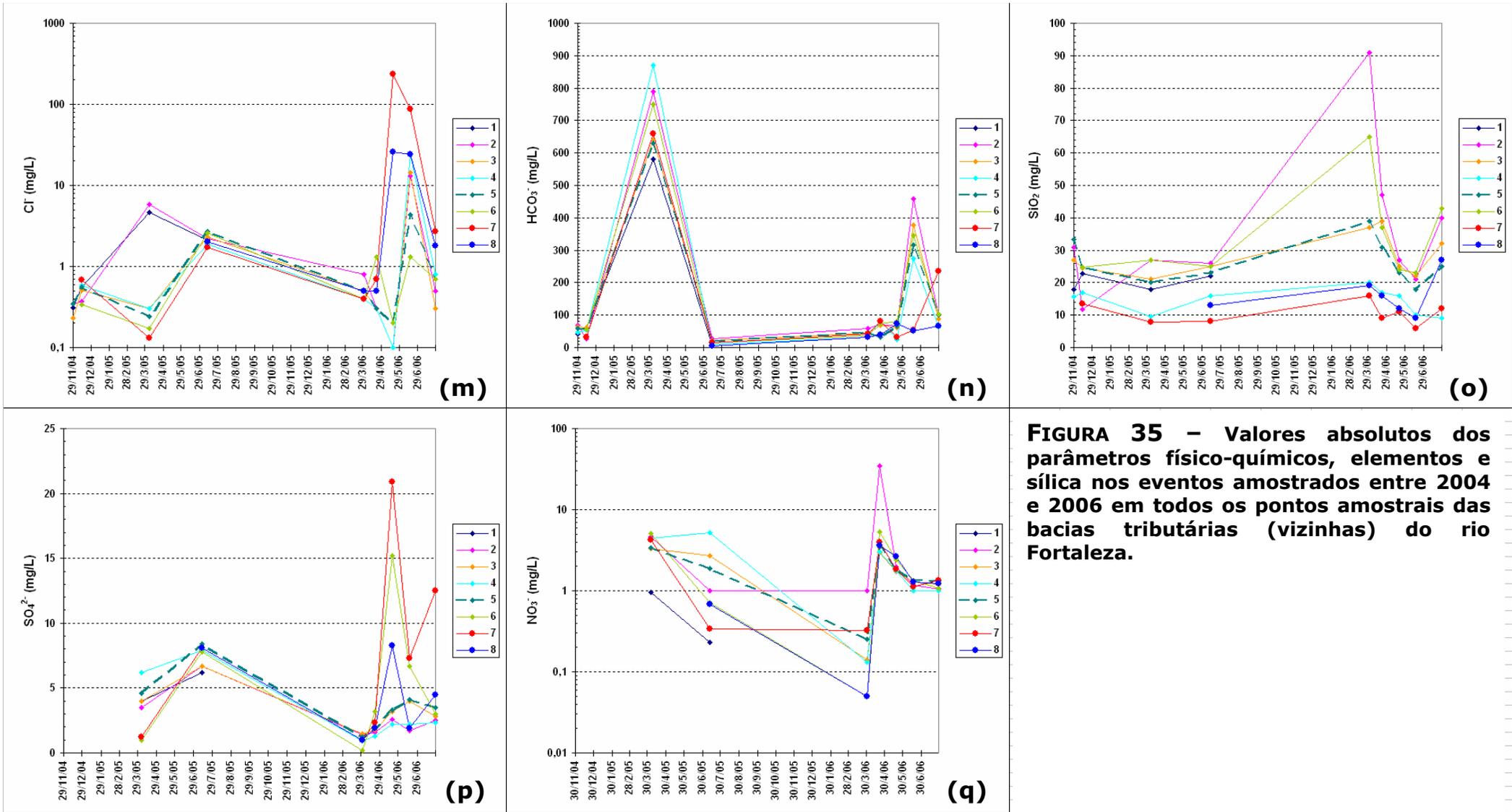
subsuperficial (poço) da bacia do rio Fortaleza, é possível que suas bacias tributárias sejam reguladas pelos mesmos mecanismos, inclusive no que se refere à magnitude de atuação dos fluxos subsuperficiais profundos. Além disso, apesar das pequenas diferenças espaciais na qualidade das águas, não se descarta a possibilidade de que todas as bacias sejam reguladas por um aquífero comum.

No que se refere à magnitude dos processos de intemperismo, os dados até então analisados sugerem que ao menos no compartimento pré-montanhoso não há uma diferenciação espacial tão significativa. Embora não se disponha de dados absolutos a respeito do tempo de residência das águas dentro do sistema, ou, mais objetivamente, de sua idade, a análise do comportamento hidrológico sugere que mesmo as águas de percolação mais profunda permanecem por pouco tempo junto aos materiais do regolito e do substrato. Este comportamento contribuiria também com as baixas concentrações de elementos, apesar de se reconhecer que o substrato silicático e o alto grau de lixiviação dos regolitos são os principais responsáveis por este perfil hidrogeoquímico. Por outro lado, mesmo nos locais onde se pressupõe a atuação do artesianismo, como nas concavidades estruturais suspensas (LEITE, 2001 e o presente estudo), não há diferenças espaciais consideradas expressivas no que se refere à qualidade das águas. Dentro desta perspectiva, são sugeridas duas possibilidades interpretativas: (1) conforme já discutido, a renovação das águas é rápida; e (2) as águas se encontram em equilíbrio geoquímico com os materiais do regolito ou substrato.

Seja como for, parece notório que no presente os processos de intemperismo já não são tão expressivos quanto foram possivelmente em um passado geológico longínquo ao menos, conforme já discutido, no compartimento pré-montanhoso. Para efeitos de comparação, monitorou-se também uma área do compartimento colinoso caracterizada pela presença de regolitos espessos e pela grande magnitude dos processos de voçorocamento e pirataria da drenagem subterrânea. Tais resultados encontram-se discutidos no item a seguir.







**FIGURA 35** – Valores absolutos dos parâmetros físico-químicos, elementos e sílica nos eventos amostrados entre 2004 e 2006 em todos os pontos amostrais das bacias tributárias (vizinhas) do rio Fortaleza.

**TABELA 4 – Média, Desvio Padrão, Coeficiente de Variação e Variância referentes aos parâmetros físico-químicos, cátions, ânions e sílica entre todos os pontos amostrais das bacias tributárias (vizinhas) do rio Fortaleza (compartimento pré-montanhoso) em um mesmo evento de amostragem.**

Parâmetros Físico-químicos		29/11/04	13/12/04	5/4/05	12/7/05	31/3/06	21/4/06	19/5/06	16/6/06	28/7/06
pH	Média	7,4	6,9	6,8	6,7	6,9	6,9	7,2	7,0	7,0
	Desvio Padrão	0,46	0,46	0,38	0,35	0,56	0,74	0,80	0,65	0,67
	C.V. (%)	6,26	6,65	5,57	5,26	8,05	10,64	11,14	9,20	9,62
	Variância	0,22	0,21	0,15	0,12	0,31	0,54	0,64	0,42	0,46
Eh	Média	405,8	350,4	418,6	289,1	382,0	324,3	330,6	373,7	388,4
	Desvio Padrão	17,92	26,96	52,14	6,49	31,65	45,62	16,16	26,90	37,14
	C.V. (%)	4,41	7,69	12,46	2,24	8,28	14,07	4,89	7,20	9,56
	Variância	320,96	726,82	2718,82	42,11	1001,43	2081,06	261,10	723,35	1379,67
C.E.	Média	212,4	91,6	58,4	39,8	41,2	40,1	68,0	42,9	32,6
	Desvio Padrão	38,75	18,19	9,75	9,59	10,29	9,93	54,85	9,88	7,98
	C.V. (%)	18,24	19,87	16,69	24,12	24,96	24,75	80,67	23,05	24,50
	Variância	1501,44	330,95	95,102041	91,9375	105,91	98,69	3008,86	97,55	63,67
Turbidez	Média	4,1	7,2	5,7	3,2	134,7	24,1	585,2	14,9	37,0
	Desvio Padrão	2,47	7,60	4,70	4,89	238,15	27,31	1410,45	21,86	74,15
	C.V. (%)	60,73	105,85	82,49	154,33	176,78	113,10	241,01	146,74	200,32
	Variância	6,10	57,78	22,05	23,95	56713,06	745,59	1989355	478,06	5498,00
Alcalinidade	Média	42,16	26,06	32,57	41,75	56,14	40,14	34,14	35,57	37,57
	Desvio Padrão	1,57	5,98	5,83	12,57	8,01	5,91	4,70	6,86	5,23
	C.V. (%)	3,72	22,96	17,89	30,10	14,26	14,73	13,78	19,29	13,93
	Variância	2,46	35,79	33,96	157,94	64,12	34,97	22,12	47,10	27,39
Acidez	Média	4,12	4,61	3,96	---	3,71	7,40	6,00	9,14	7,71
	Desvio Padrão	2,11	2,36	3,72	---	3,69	9,36	6,23	7,92	9,85
	C.V. (%)	51,18	51,25	93,96	---	99,41	126,47	103,89	86,60	127,71
	Variância	4,45	5,59	13,83	---	13,63	87,59	38,86	62,69	97,06

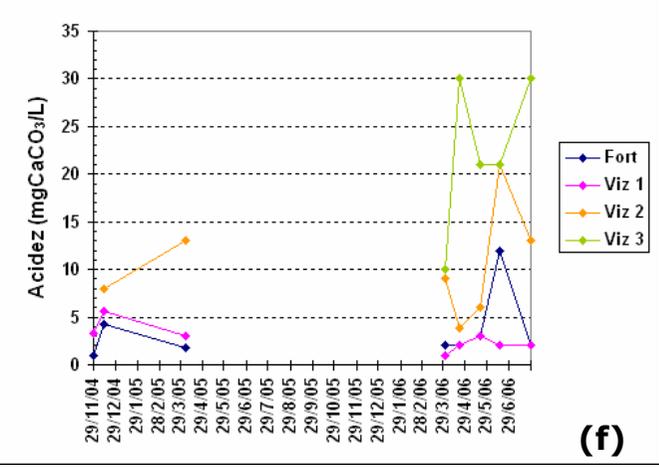
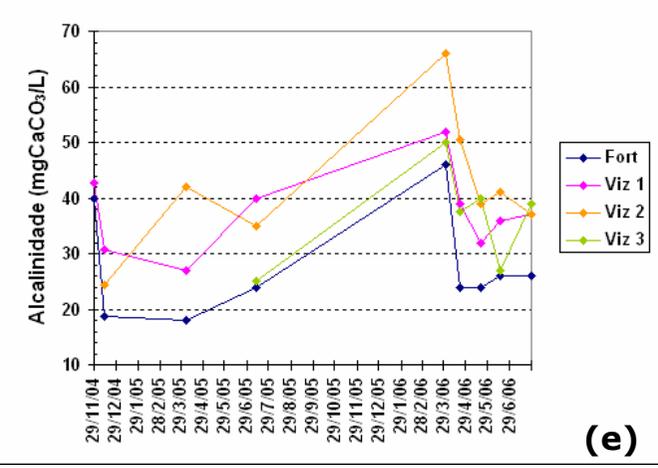
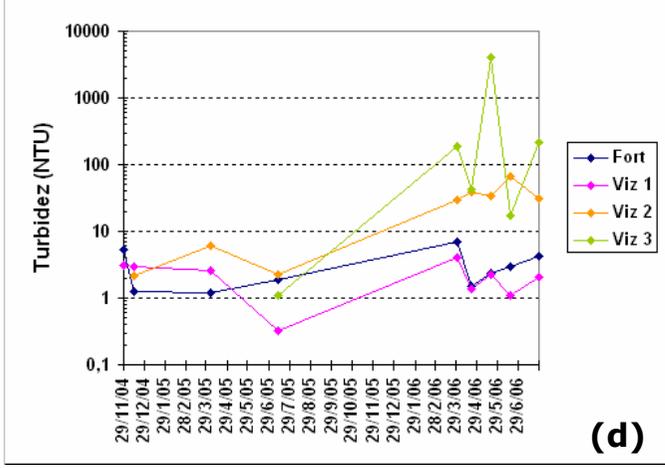
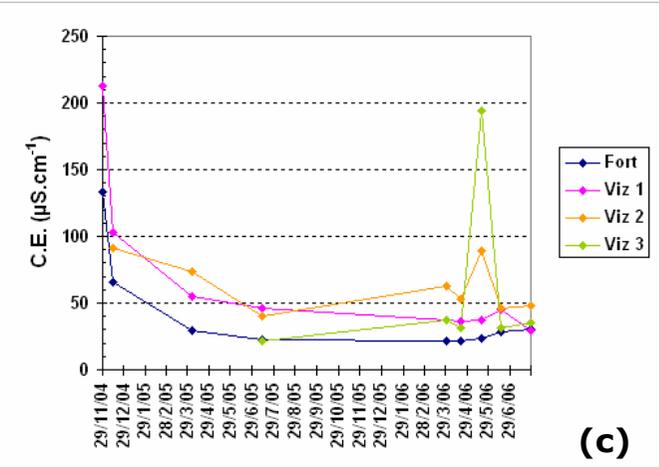
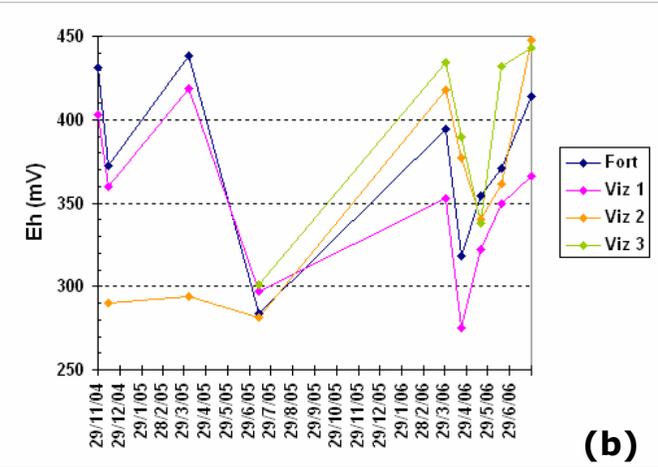
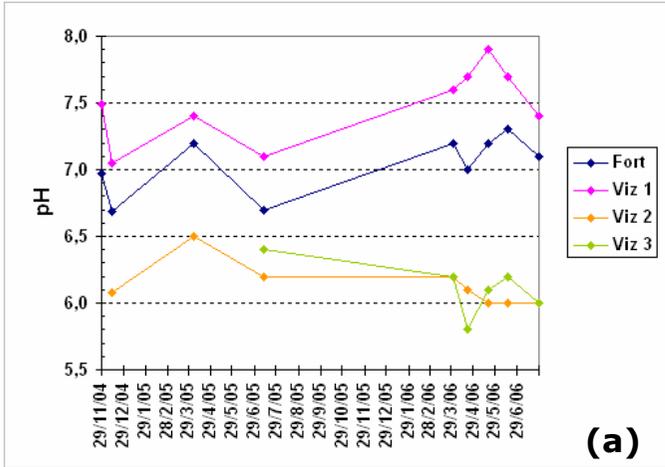
## Cátions

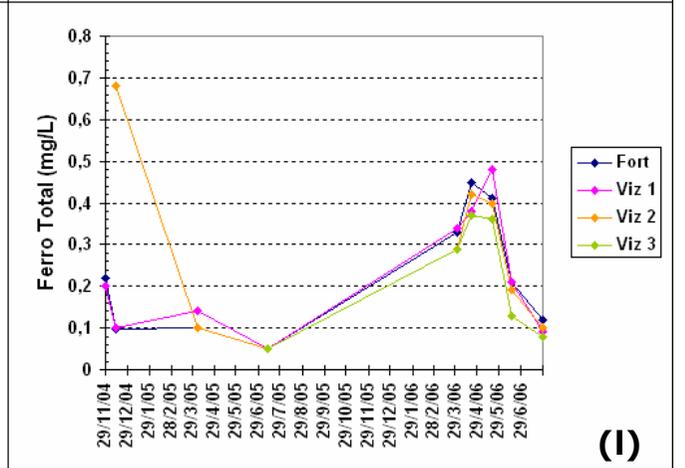
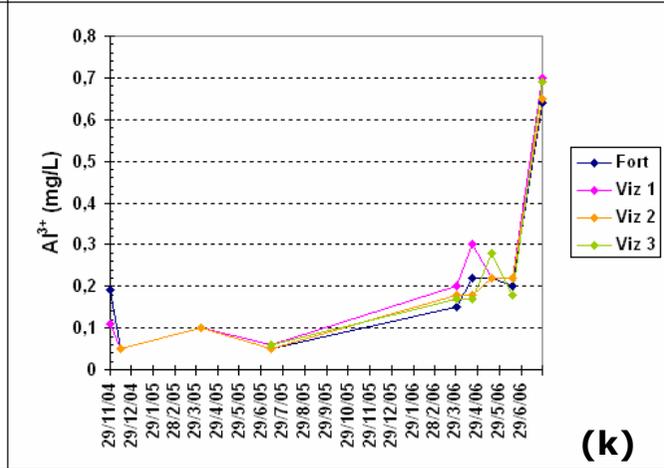
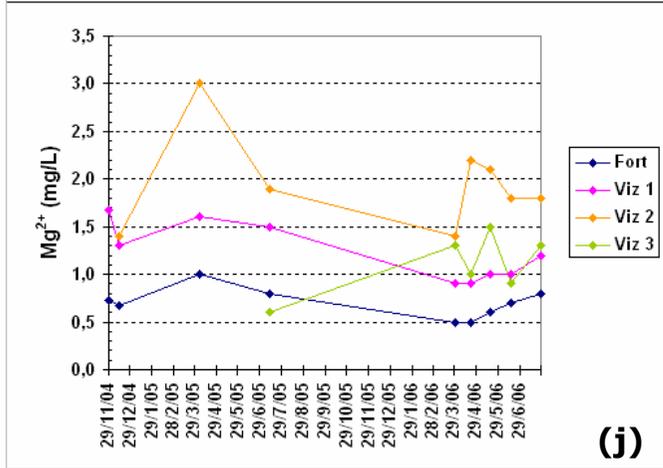
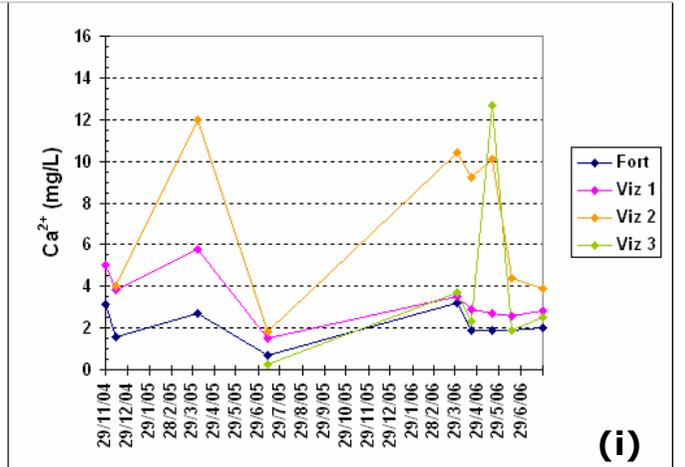
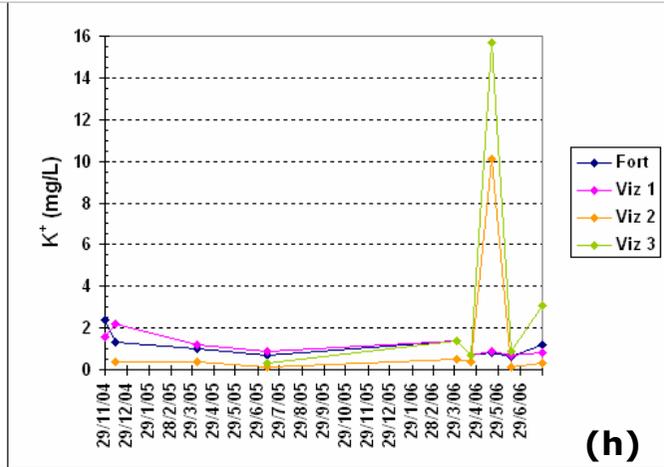
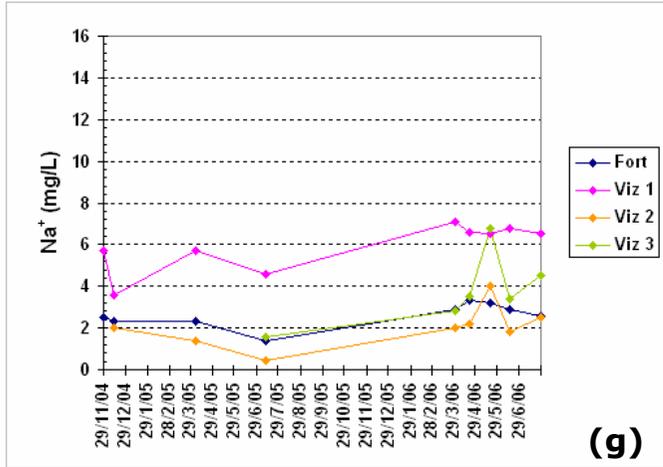
113

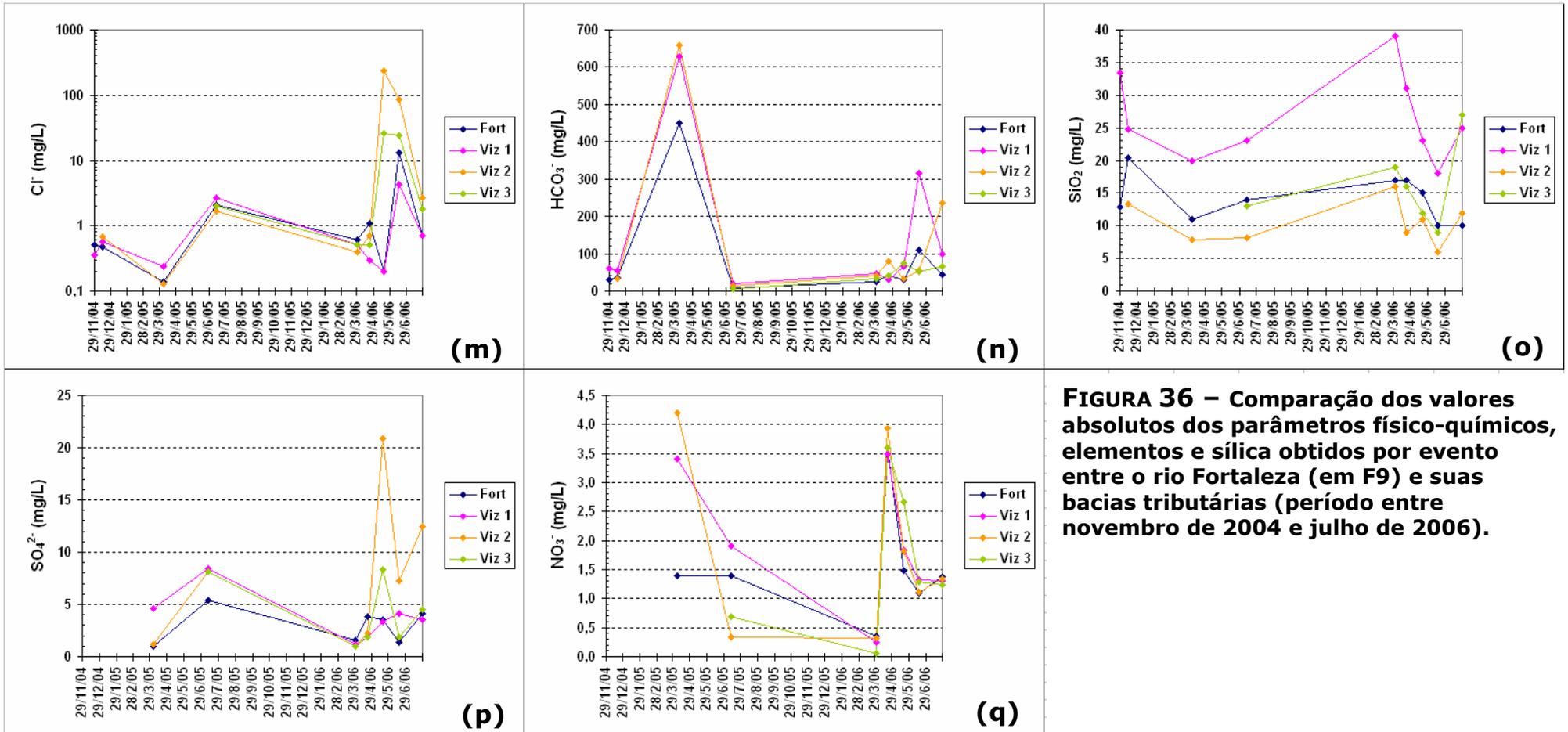
		29/11/04	13/12/04	5/4/05	12/7/05	31/3/06	21/4/06	19/5/06	16/6/06	28/7/06
Na <sup>+</sup>	Média	4,9	2,9	4,9	3,5	6,3	5,5	5,7	5,2	5,6
	Desvio Padrão	1,06	1,14	1,88	1,78	3,63	2,24	1,21	2,10	2,28
	C.V. (%)	21,64	39,46	38,70	51,37	57,64	40,45	21,22	40,59	40,93
	Variância	1,12	1,31	3,53	3,15	13,19	5,03	1,46	4,43	5,20
K <sup>+</sup>	Média	1,7	1,8	1,3	0,7	1,4	0,7	4,2	0,6	1,1
	Desvio Padrão	0,34	1,00	0,61	0,32	0,55	0,14	5,68	0,24	0,86
	C.V. (%)	20,50	54,59	46,00	46,05	38,81	20,20	133,81	41,25	80,55
	Variância	0,12	1,00	0,37	0,10	0,30	0,02	32,23	0,06	0,74
Ca <sup>2+</sup>	Média	5,6	3,4	6,5	1,3	4,6	3,9	5,4	2,9	2,9
	Desvio Padrão	1,75	0,98	2,63	0,62	2,72	2,33	4,04	1,08	1,00
	C.V. (%)	31,25	28,59	40,74	49,23	59,36	60,36	74,49	37,32	33,93
	Variância	3,07	0,95	6,92	0,39	7,41	5,42	16,35	1,17	1,00
Mg <sup>2+</sup>	Média	1,9	1,2	1,8	1,4	1,0	1,2	1,2	1,1	1,3
	Desvio Padrão	0,32	0,33	0,56	0,51	0,32	0,52	0,48	0,45	0,37
	C.V. (%)	16,38	26,81	30,48	35,46	30,26	42,55	38,43	39,65	28,93
	Variância	0,10	0,11	0,31	0,26	0,10	0,27	0,23	0,21	0,14
Ferro Total	Média	0,2	0,3	0,1	---	0,7	0,4	0,5	0,2	0,1
	Desvio Padrão	0,14	0,25	0,01	---	0,78	0,06	0,06	0,04	0,01
	C.V. (%)	69,24	79,43	13,24	---	109,82	14,42	13,42	20,41	14,26
	Variância	0,02	0,06	0,00	---	0,60	0,00	0,00	0,00	0,00

## Ânions &amp; Silica

		29/11/04	13/12/04	5/4/05	12/7/05	31/3/06	21/4/06	19/5/06	16/6/06	28/7/06
Cl <sup>-</sup>	Média	0,31	0,51	1,65	2,19	0,50	0,53	0,14	8,23	1,07
	Desvio Padrão	0,05	0,11	2,27	0,32	0,13	0,35	0,05	5,54	0,80
	C.V. (%)	15,80	21,66	137,67	14,53	26,19	65,31	34,99	67,37	74,45
	Variância	0,00	0,01	5,15	0,10	0,02	0,12	0,00	30,71	0,64
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Média	55,82	49,23	702,86	15,49	41,67	63,86	57,86	268,29	108,29
	Desvio Padrão	10,02	12,50	95,58	7,04	8,50	18,80	19,87	146,09	54,19
	C.V. (%)	17,95	25,39	13,60	45,45	20,40	29,43	34,34	54,45	50,04
	Variância	100,40	156,28	9134,69	49,54	72,28	353,27	394,69	21342,78	2936,20
SiO <sub>2</sub>	Média	25,00	19,80	18,63	19,78	41,00	28,00	19,71	15,57	26,86
	Desvio Padrão	6,95	5,28	7,04	6,15	25,76	13,08	6,09	6,52	11,97
	C.V. (%)	27,82	26,67	37,77	31,11	62,84	46,72	30,88	41,88	44,57
	Variância	48,37	27,88	49,50	37,85	663,71	171,14	37,06	42,53	143,27







**FIGURA 36 – Comparação dos valores absolutos dos parâmetros físico-químicos, elementos e sílica obtidos por evento entre o rio Fortaleza (em F9) e suas bacias tributárias (período entre novembro de 2004 e julho de 2006).**

## **5.2 – COMPARTIMENTO COLINOSO**

### **5.2.1 – Características espaço-temporais do comportamento hidrogeológico do Anfiteatro Bela Vista**

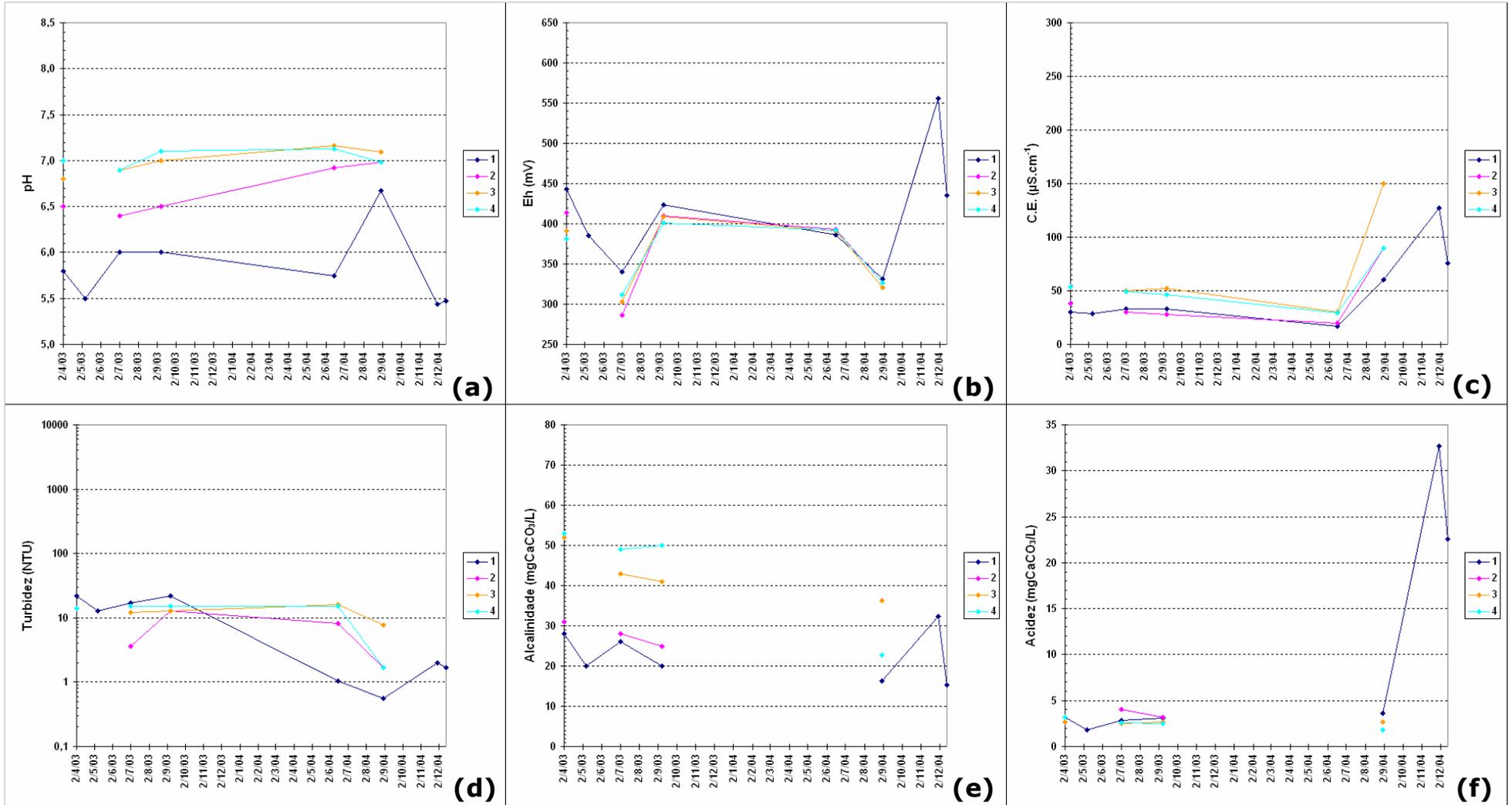
O monitoramento do compartimento colinoso correspondeu à drenagem superficial da voçoroca do Anfiteatro Bela Vista e ao rio Piracema. Cabe lembrar que a bacia do rio Fortaleza (compartimento pré-montanhoso) é tributária do rio Piracema e ambas estão posicionadas no substrato gnáissico metassedimentar da Unidade São João.

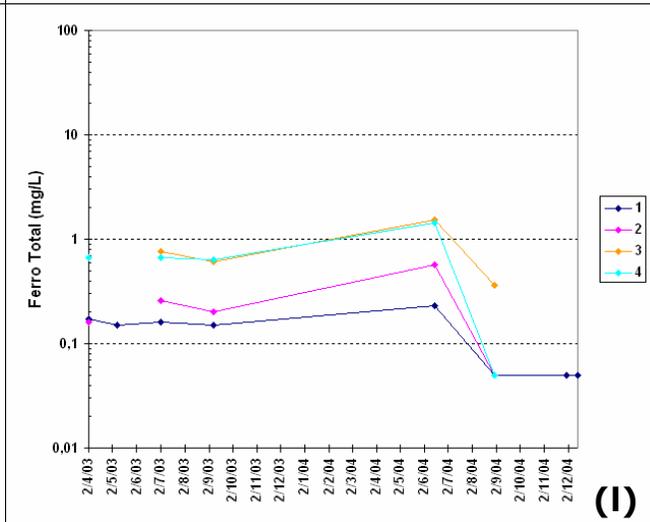
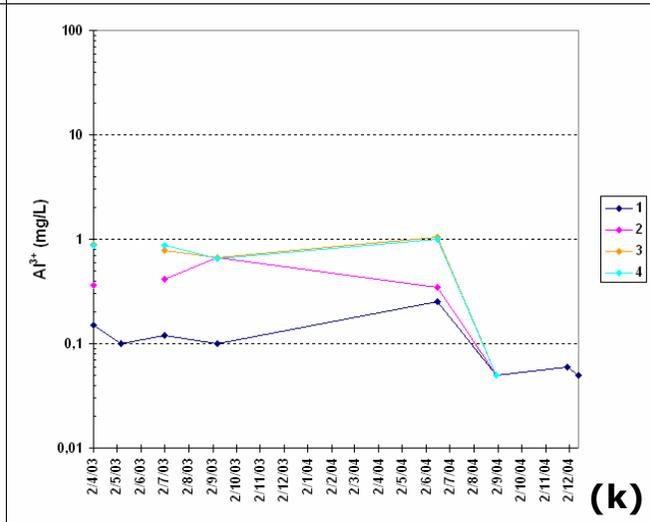
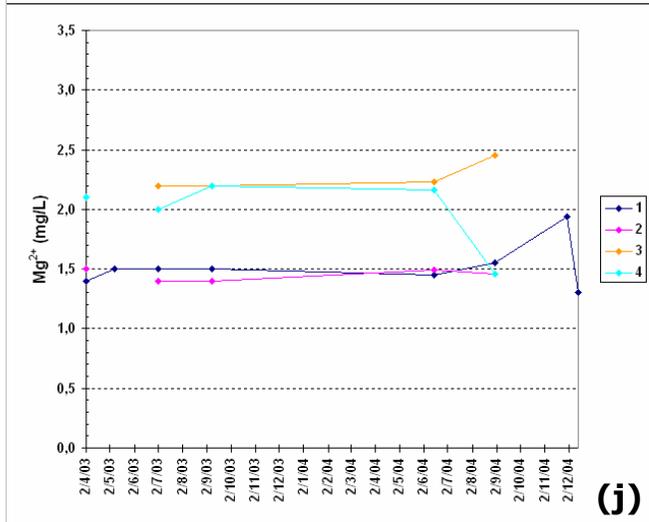
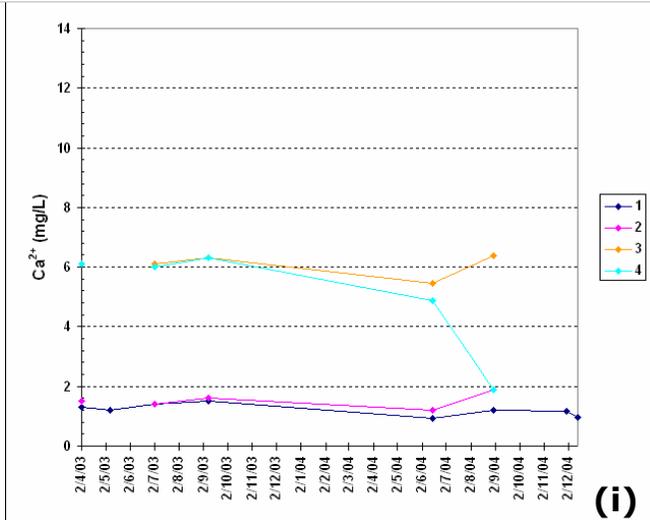
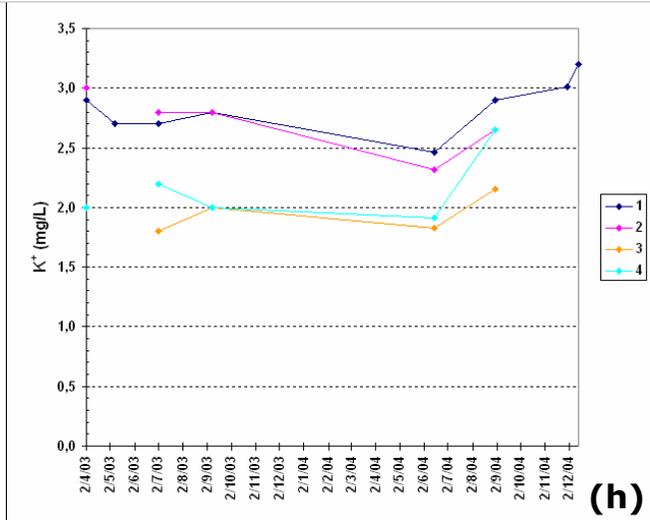
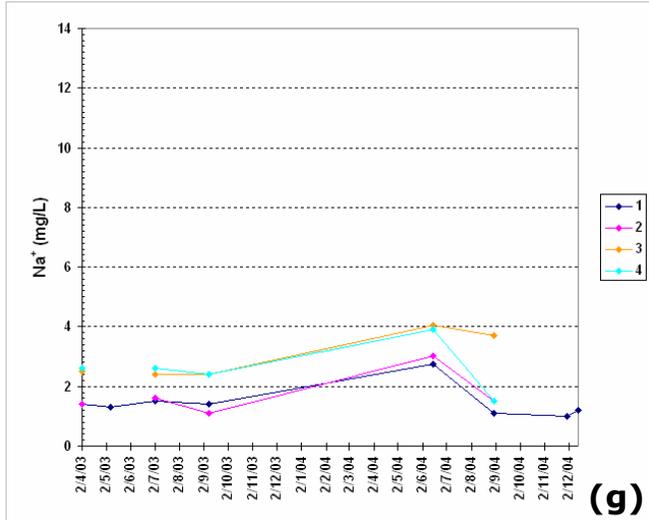
No que se refere às características hidrogeológicas gerais, evidencia-se que além das baixas concentrações iônicas há uma clara diferenciação entre as águas que drenam a voçoroca e as que drenam o rio Piracema. Neste sentido, o canal da voçoroca apresenta-se bastante diluído, apresentando concentrações mais elevadas somente para  $K^+$ . Este resultado é uma expressão tanto do maior tempo de residência das águas junto aos materiais do regolito, quanto da presença de vegetação, cuja influência é atestada pelo baixo pH (Tabela 5 e Figura 37 (a)) decorrente da decomposição da matéria orgânica (OVALLE, 1985). Pelo fato de ser tamponada, a sílica é o único composto que apresenta concentrações equivalentes em ambos os canais de drenagem. Quanto aos parâmetros físico-químicos e íons analisados, o rio Piracema apresenta sempre os mais altos valores.

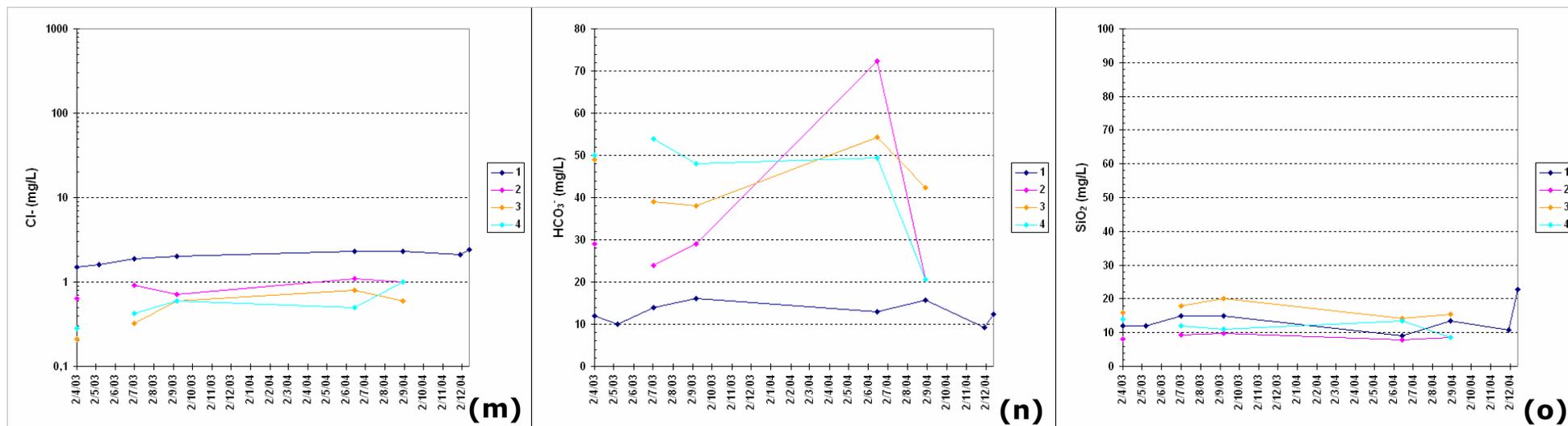
Considerando a grande espessura dos regolitos (superior à do compartimento pré-montanhoso), assim como a sua intensa lixiviação, a maior diluição das águas do canal da voçoroca já poderia ser esperada. Contudo, as mais elevadas concentrações de elementos identificadas no rio Piracema podem ser atribuídas à dois condicionantes básicos: (1) o fato de apresentar uma área maior de captação, para onde convergem as contribuições de todos os seus canais tributários; e (2) a continuidade dos processos de alteração química sofrida pelos fragmentos minerais que são mobilizados em suspensão. Porém, diante das pequenas diferenças de turbidez verificadas entre o rio Piracema e o canal da voçoroca (Figura 37 (d)), é possível que o segundo fator seja o que menos contribui neste processo.

**TABELA 5 – Média, Desvio Padrão, Coeficiente de Variação e Variância referentes aos parâmetros físico-químicos, cátions, ânions e sílica por ponto amostral (entre todos os eventos) referentes ao canal do Anfiteatro Bela Vista e ao rio Piracema (compartimento colinoso).**

Parâmetros Físico-químicos																								
	pH				Eh				C.E.				Turbidez				Alcalinidade				Acidez			
	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância
1	5,8	0,38	6,54	0,15	412,5	66,63	16,15	4439,75	50,6	33,98	67,19	1154,61	9,9	9,00	90,88	81,09	22,6	5,89	26,12	34,75	10,0	11,51	115,47	132,56
2	6,7	0,24	3,61	0,06	365,8	50,93	13,92	2593,76	41,2	25,10	60,97	629,86	8,1	4,90	60,76	24,03	26,7	3,09	11,59	9,57	3,1	0,79	25,97	0,63
3	7,0	0,13	1,85	0,02	363,0	42,54	11,72	1809,60	67,3	42,20	62,70	1780,76	12,6	2,77	22,02	7,70	43,1	5,73	13,30	32,81	2,7	0,09	3,27	0,01
4	7,0	0,08	1,19	0,01	362,4	36,27	10,01	1315,44	53,7	19,95	37,16	397,93	12,2	5,25	43,18	27,56	43,7	12,16	27,82	147,77	2,5	0,50	19,68	0,25
Cátions																								
	Na <sup>+</sup>				K <sup>+</sup>				Ca <sup>2+</sup>				Mg <sup>2+</sup>				Al <sup>3+</sup>				Fe total			
	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância
1	1,5	0,52	35,43	0,27	2,8	0,21	7,39	0,04	1,2	0,18	15,31	0,03	1,5	0,18	11,56	0,03	0,1	0,06	56,77	0,004	0,1	0,06	50,40	0,004
2	1,7	0,67	38,82	0,45	2,7	0,23	8,34	0,05	1,5	0,23	15,04	0,05	1,5	0,04	2,96	0,00	0,4	0,20	53,59	0,039	0,2	0,17	70,55	0,031
3	3,0	0,71	23,70	0,51	2,0	0,13	6,54	0,02	6,1	0,32	5,24	0,10	2,2	0,12	5,17	0,01	0,7	0,34	49,87	0,117	0,8	0,39	49,97	0,153
4	2,6	0,77	29,71	0,60	2,2	0,27	12,38	0,07	5,0	1,65	32,77	2,72	2,0	0,27	13,64	0,07	0,7	0,34	49,20	0,116	0,7	0,45	64,15	0,198
Ânions & Sílica																								
	Cl <sup>-</sup>				HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>				SiO <sub>2</sub>															
	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância	Média	Desv. Pad.	C.V. (%)	Variância												
1	2,0	0,31	15,54	0,10	12,8	2,25	17,63	5,06	13,8	3,92	28,39	15,34												
2	0,9	0,17	19,60	0,03	35,0	18,97	54,20	369,82	8,7	0,76	8,64	0,57												
3	0,5	0,21	42,05	0,05	44,5	6,22	13,96	38,64	16,7	2,07	12,42	4,30												
4	0,6	0,24	43,51	0,06	44,4	12,07	27,18	145,58	11,9	1,92	16,15	3,67												







**FIGURA 37 – Valores absolutos dos parâmetros físico-químicos, elementos e sílica nos eventos amostrados entre 2003 e 2004 em todos os pontos amostrais do canal do Anfiteatro Bela Vista (pontos 1 e 2) e do Rio Piracema (pontos 3 e 4), representativos do compartimento colinoso.**

Dentro desta perspectiva, a maior abundância de  $\text{Ca}^{2+}$  em relação aos demais íons nas águas do rio Piracema (Figura 37 (i)), é indicativa de que os rios tributários constituem importantes fontes de elementos para os rios de maior ordem hierárquica. Apesar do  $\text{Na}^+$  predominar nas bacias de pequena ordem, a maior mobilidade do  $\text{Ca}^{2+}$  é um condicionante de suas maiores taxas de exportação para as drenagens principais. Um importante indício à respeito de tal mecanismo é que há, na maioria dos eventos amostrados, um ligeiro efeito de diluição ou de aumento das concentrações (dependendo do elemento), no rio Piracema após o deságüe da drenagem do canal da voçoroca.

Verifica-se também que mesmo com as diferenças hidrogeoquímicas identificadas entre as drenagens do canal da voçoroca e a do rio Piracema, as variações estatísticas estimadas para todos os pontos amostrados por evento (Tabela 6) foram mínimas na maioria dos parâmetros analisados. Trata-se, portanto, de mais um indício de que na área estudada as diferenças hidrogeoquímicas espaciais possuem maior relação com o tamanho da área de captação do que com as características do substrato e/ou regolito, já que ambos os compartimentos de relevo (o pré-montanhoso e o colinoso) encontram-se atualmente em um estágio bastante avançado de lixiviação. Sugere-se aqui que o mesmo efeito tenha expressão em uma escala maior de análise, a exemplo do que é observado ao se comparar a bacia do rio Fortaleza com a bacia do rio Piracema (Figura 38).

Tal como se observou na bacia do rio Fortaleza e suas tributárias, houve também uma sincronicidade temporal nas respostas hidrogeoquímicas entre os pontos amostrados na drenagem superficial do Anfiteatro Bela Vista e no rio Piracema (Figura 37). Dentro de uma escala espacial maior, comportamento idêntico foi observado ao se comparar a bacia do rio Fortaleza com a bacia do rio Piracema (Figura 38), demonstrando assim que a sincronicidade de respostas caracteriza ambos os compartimentos de relevo.

**TABELA 6 – Média, Desvio Padrão, Coeficiente de Variação e Variância referentes aos parâmetros físico-químicos, cátions, ânions e sílica entre todos os pontos amostrais do canal do Anfiteatro Bela Vista (pontos BV1 e BV2) e do Rio Piracema (pontos BV3 e BV4), representativos do compartimento colinoso.**

**Parâmetros Físico-químicos**

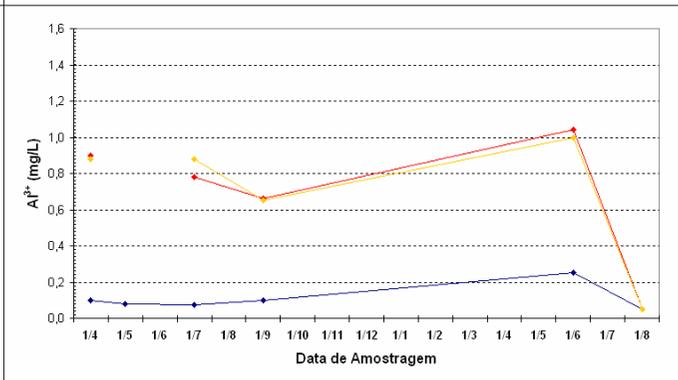
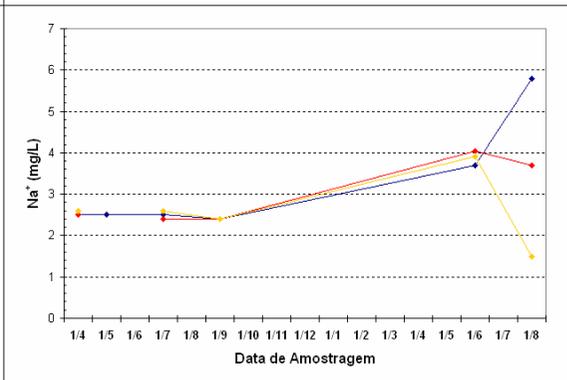
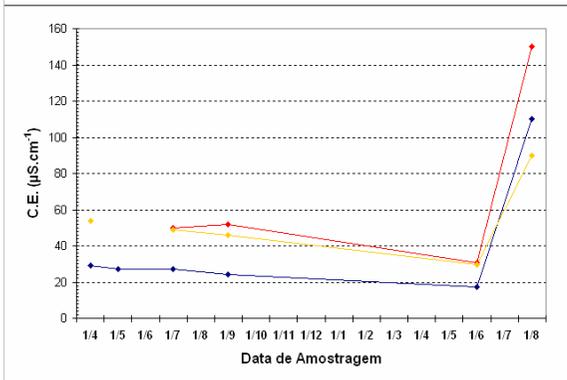
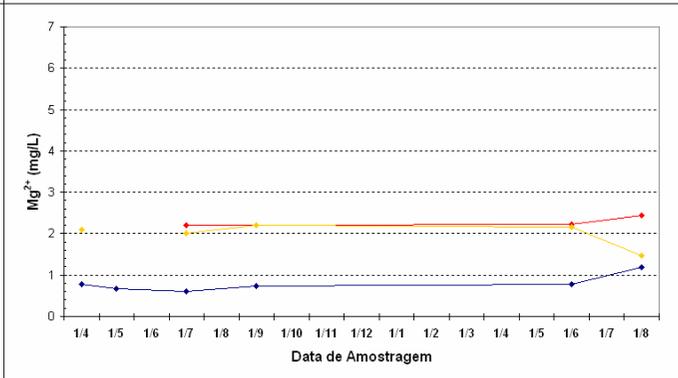
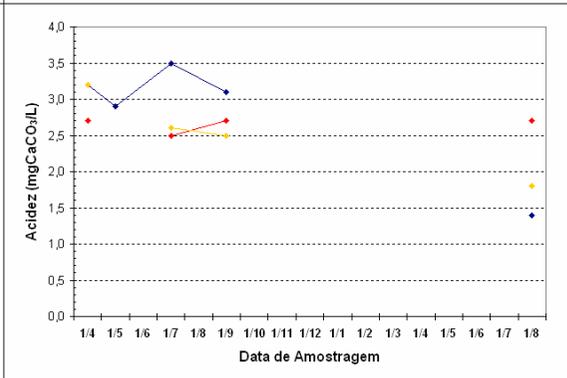
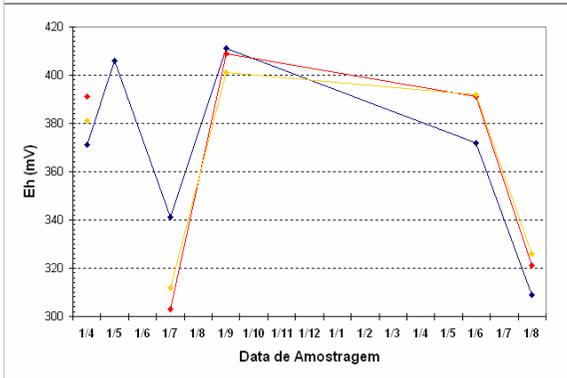
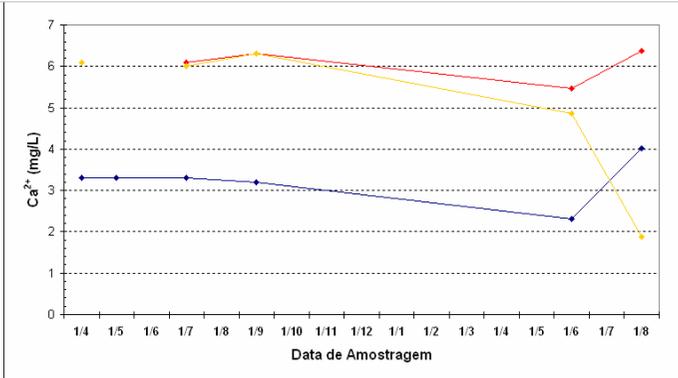
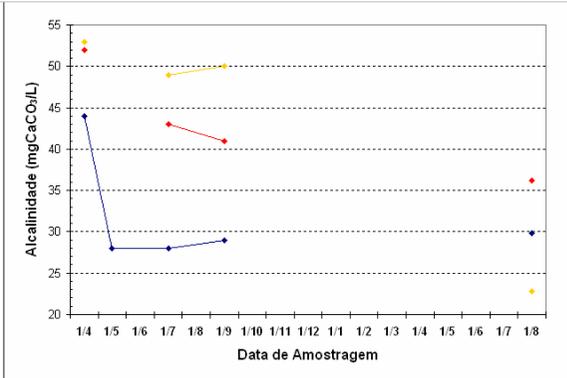
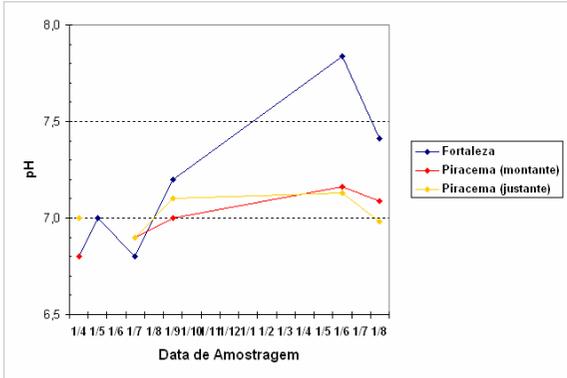
		<b>2/4/03</b>	<b>2/7/03</b>	<b>7/9/03</b>	<b>15/6/04</b>	<b>30/8/04</b>
<b>pH</b>	Média	6,5	6,6	6,7	6,7	6,9
	Desvio Padrão	0,45	0,38	0,44	0,58	0,16
	C.V. (%)	6,97	5,76	6,60	8,59	2,26
	Variância	0,21	0,14	0,19	0,34	0,02
<b>Eh</b>	Média	407,3	310,3	411,0	390,5	326,0
	Desvio Padrão	23,86	19,55	8,28	2,69	3,54
	C.V. (%)	5,86	6,30	2,01	0,69	1,08
	Variância	569,19	382,19	68,50	7,25	12,50
<b>C.E.</b>	Média	44,0	40,5	39,8	24,1	97,5
	Desvio Padrão	10,39	9,07	9,65	6,00	32,69
	C.V. (%)	23,62	22,39	24,29	24,90	33,53
	Variância	108	82,25	93,1875	35,946875	1068,75
<b>Turbidez</b>	Média	16	11,9	15,75	10,1	2,9
	Desvio Padrão	3,46	5,11	3,70	6,09	2,85
	C.V. (%)	21,65	42,96	23,49	60,29	96,98
	Variância	12	26,13	13,69	37,08	8,10
<b>Alcalinidade</b>	Média	41	36,5	34	---	24,5
	Desvio Padrão	11,55	9,76	12,06	---	7,24
	C.V. (%)	28,18	26,74	35,48	---	29,54
	Variância	133,50	95,25	145,50	---	52,48
<b>Acidez</b>	Média	3,1	3,0	2,9	---	2,5
	Desvio Padrão	0,22	0,60	0,29	---	0,75
	C.V. (%)	7,04	20,22	9,95	---	30,15
	Variância	0,05	0,36	0,08	---	0,56

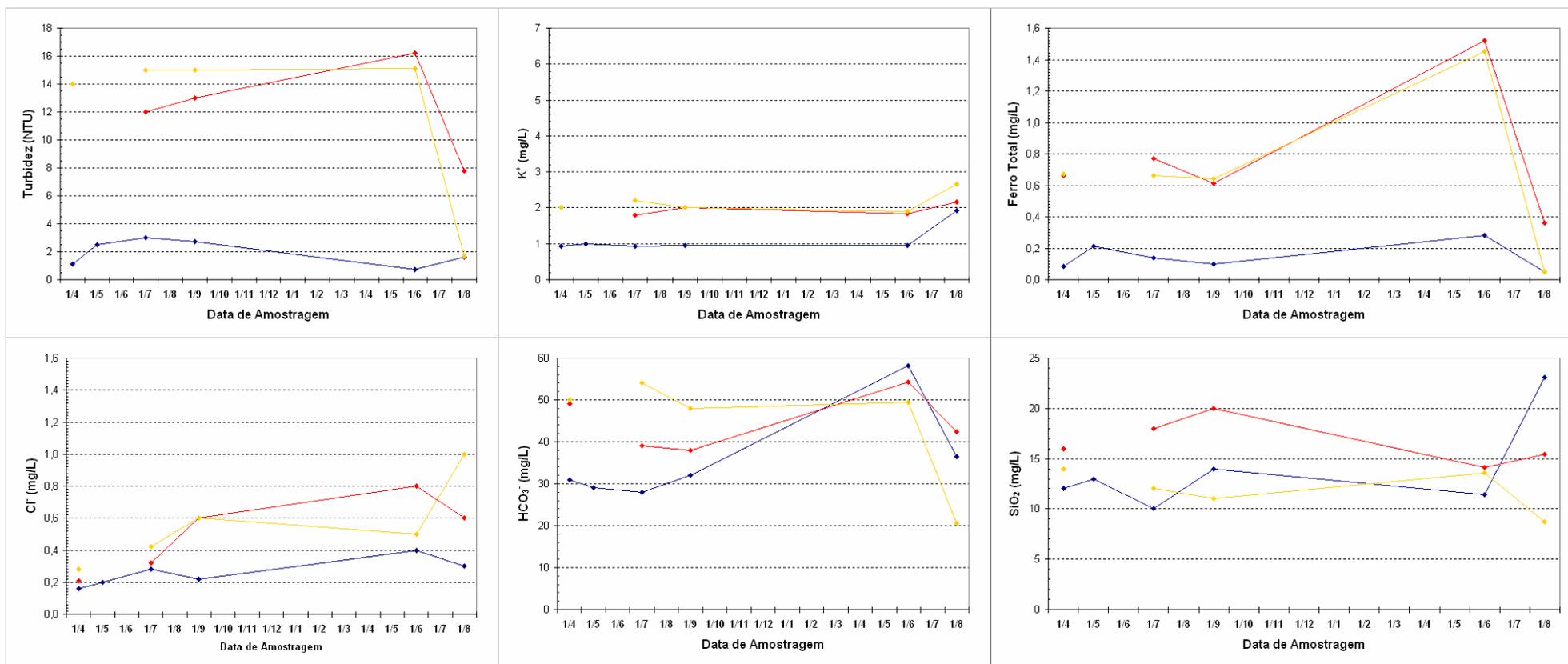
**Cátions**

		<b>2/4/03</b>	<b>2/7/03</b>	<b>7/9/03</b>	<b>15/6/04</b>	<b>30/8/04</b>
<b>Na<sup>+</sup></b>	Média	2,0	2,0	1,8	3,4	2,0
	Desvio Padrão	0,58	0,48	0,58	0,55	1,02
	C.V. (%)	29,17	23,78	32,04	16,14	52,49
	Variância	0,33	0,23	0,34	0,31	1,05
<b>K<sup>+</sup></b>	Média	2,5	2,4	2,4	2,1	2,6
	Desvio Padrão	0,48	0,40	0,40	0,27	0,27
	C.V. (%)	19,25	16,94	16,67	12,50	10,53
	Variância	0,23	0,16	0,16	0,07	0,07
<b>Ca<sup>2+</sup></b>	Média	3,8	3,7	3,9	3,1	2,8
	Desvio Padrão	2,35	2,33	2,38	2,06	2,06
	C.V. (%)	62,70	62,42	60,52	66,11	72,56
	Variância	5,53	5,41	5,64	4,25	4,24
<b>Mg<sup>2+</sup></b>	Média	1,8	1,8	1,8	1,8	1,7
	Desvio Padrão	0,33	0,33	0,38	0,36	0,42
	C.V. (%)	18,42	18,84	20,64	19,84	24,12
	Variância	0,11	0,11	0,14	0,13	0,17
<b>Ferro Total</b>	Média	0,4	0,5	0,4	0,9	0,1
	Desvio Padrão	0,25	0,26	0,23	0,56	0,13
	C.V. (%)	60,25	55,76	56,49	59,01	105,28
	Variância	0,06	0,07	0,05	0,31	0,02

**Ânions**

		<b>2/4/03</b>	<b>2/7/03</b>	<b>7/9/03</b>	<b>15/6/04</b>	<b>30/8/04</b>
<b>Cl<sup>-</sup></b>	Média	0,7	0,9	1,0	1,2	1,2
	Desvio Padrão	0,51	0,63	0,59	0,68	0,64
	C.V. (%)	78,03	70,51	60,30	58,15	52,39
	Variância	0,26	0,39	0,35	0,47	0,41
<b>HCO<sub>3</sub><sup>-</sup></b>	Média	35	32,8	32,8	47,3	24,8
	Desvio Padrão	15,70	15,16	11,78	21,60	10,36
	C.V. (%)	44,86	46,28	35,96	45,72	41,79
	Variância	246,50	229,69	138,69	466,69	107,42
<b>SiO<sub>2</sub></b>	Média	12,5	13,6	14,0	11,2	11,6
	Desvio Padrão	2,92	3,29	3,96	2,74	2,95
	C.V. (%)	23,31	24,26	28,35	24,61	25,51
	Variância	8,53	10,81	15,70	7,53	8,72





**FIGURA 38** – Comparação dos valores absolutos dos parâmetros físico-químicos, elementos e sílica obtidos por evento entre o rio Fortaleza (em F9) e o rio Piracema à montante (BV3) e à jusante (BV4) do canal da voçoroca (Anfiteatro Bela Vista), no entre 2003 e 2004.

Ao se comparar os compartimentos pré-montanhoso e colinoso, portanto, não são identificadas diferenças hidrogeoquímicas significativas. Tal comportamento sugere que ao menos na escala dos compartimentos de relevo a magnitude dos processos de intemperismo químico atuais é bastante limitada. Apesar das oscilações sazonais nas concentrações dos elementos, é possível que as águas, em um sentido mais amplo, tenham alcançado o equilíbrio químico com os materiais do regolito e do substrato.

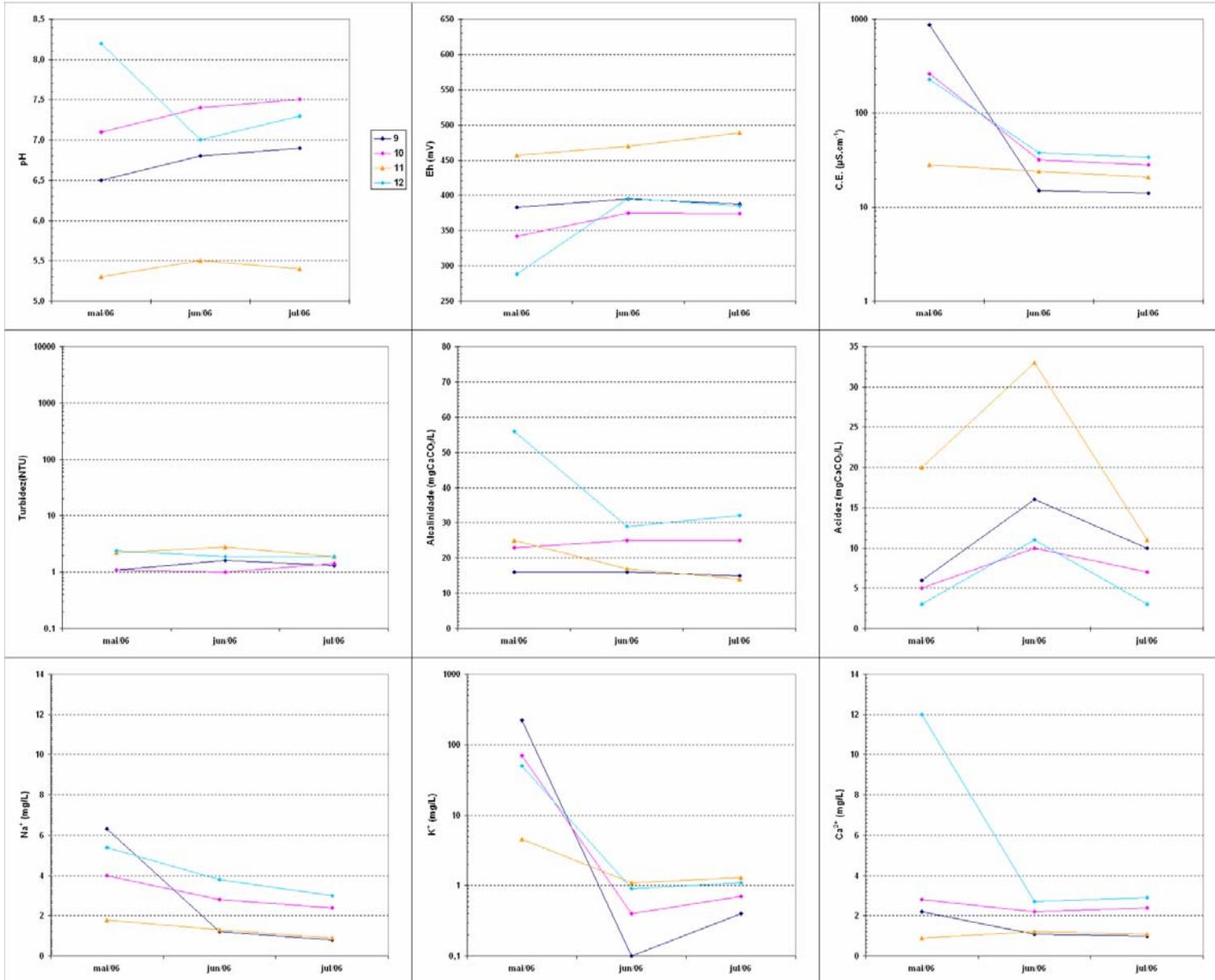
À fim de se obter uma noção mais precisa à respeito da magnitude espacial de tais processos, foi feita uma amostragem ao longo do rio Bananal em função de ser o rio de maior ordem hierárquica, e por interligar os compartimentos montanhoso e colinoso. Cabe lembrar, no entanto, que esta amostragem atendeu somente ao propósito de se fazer uma comparação espacial em maior escala, não constituindo, deste modo, um monitoramento propriamente dito. Daí sua duração de apenas três meses. Optou-se também pela realização da amostragem durante o período seco (maio, junho e julho), por tratar-se do momento do ano hidrológico em que as concentrações dos elementos oscilam menos em função de condicionantes hidrológicos. As coletas foram realizadas no seu alto, médio e baixo cursos, em locais considerados representativos de ambos os compartimentos de relevo. Considerando também, segundo a literatura de Geomorfologia, que a intensa remoção dos materiais por movimentos de massa expõe a rocha sã, tornando-a mais susceptível à atuação dos processos de intemperismo, selecionou-se uma área com tais características, o Anfiteatro Três Barras. Trata-se de um local posicionado no compartimento colinoso com regolitos espessos e submetidos à intensa mobilização, especialmente por movimentos de massa rotacionais. Os resultados obtidos encontram-se discutidos no item a seguir.

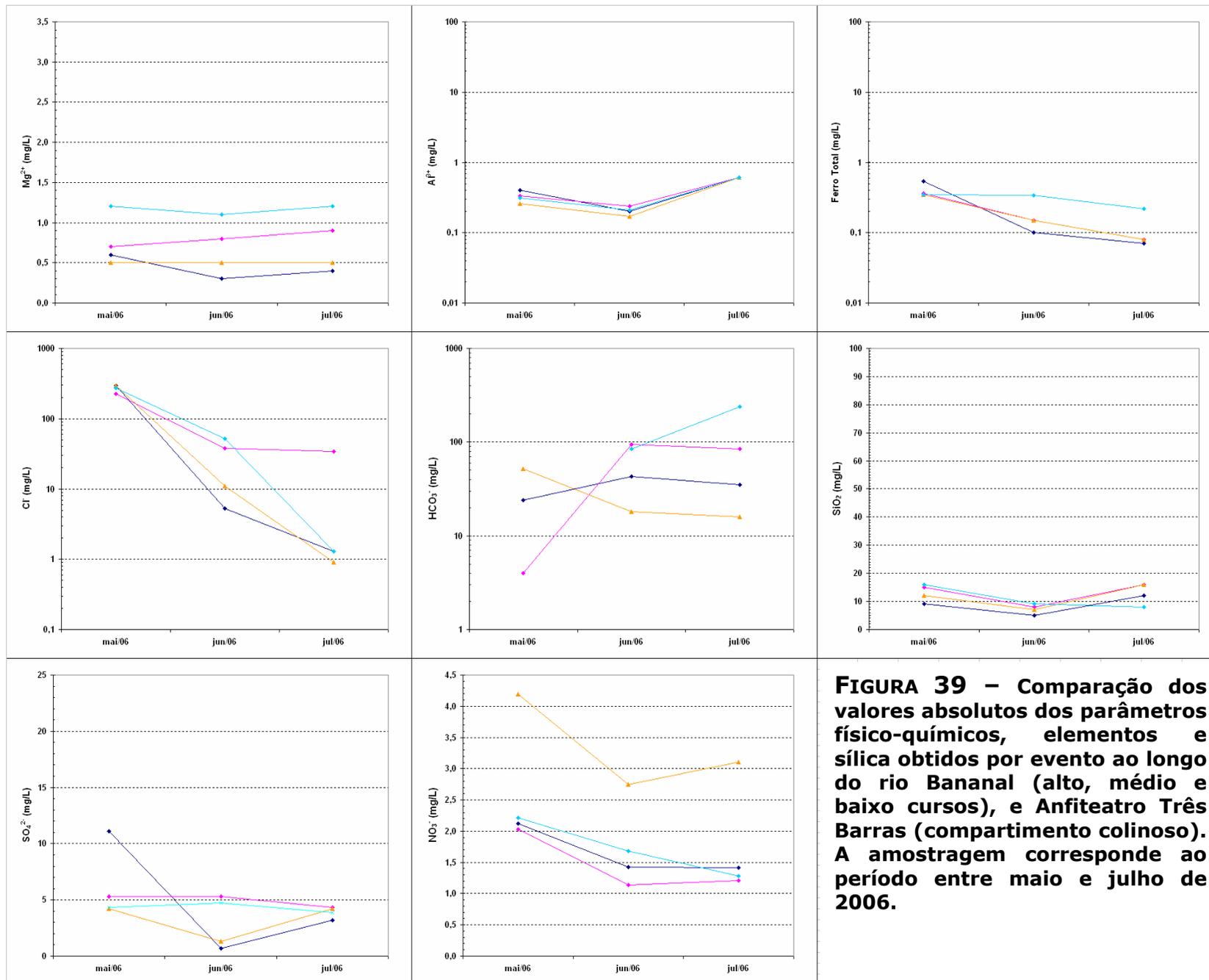
### **5.3 – ALGUMAS CONSIDERAÇÕES À RESPEITO DAS CARACTERÍSTICAS HIDROGEOQUÍMICAS DA BACIA DO RIO BANANAL (alto, médio e baixo cursos) E ANFITEATRO TRÊS BARRAS**

Com já se poderia esperar, o ponto BV9 (alto curso do rio Bananal), é o que apresenta as mais baixas concentrações de elementos, principalmente para condutividade elétrica e  $Mg^{2+}$ . Os pontos BV10 e BV12 (médio e baixo curso, respectivamente) apresentam concentrações iônicas muito próximas entre si e um pouco mais elevadas que em BV9 (Figura 39).

No que se refere a BV11 (Anfiteatro Três Barras), verifica-se que as maiores variações em relação aos demais pontos de amostragem ocorrem devido à influência exercida pela vegetação. O Anfiteatro Três Barras apesar de possuir drenagem corrente, apresenta um fundo saturado com uma vegetação típica de ambientes mal drenados plenamente desenvolvida. Neste sentido, suas águas apresentam sempre mais baixo pH e mais elevados valores de Eh, acidez e  $NO_3^-$ . Para alguns íons como  $Ca^{2+}$ ,  $Na^+$  e  $Mg^{2+}$  suas concentrações mostram maior semelhança com as águas amostradas em BV9, ou seja, no alto curso do rio Bananal. Para os demais íons e parâmetros físico-químicos, considera-se que seu comportamento aproximou-se bastante dos demais pontos posicionados ao longo do rio Bananal (médio e baixo cursos).

Neste sentido, apesar da pequena amostragem, considera-se que mesmo havendo constante remoção dos materiais do regolito e exposição da rocha sã, estes não exercem nenhuma influência realmente significativa sobre as características geoquímicas gerais das águas. Tal fato pode estar relacionado tanto à intensa lixiviação dos regolitos, que atualmente é constituído por minerais praticamente inertes, quanto pela baixa disponibilização de elementos proporcionada pelo substrato silicático.

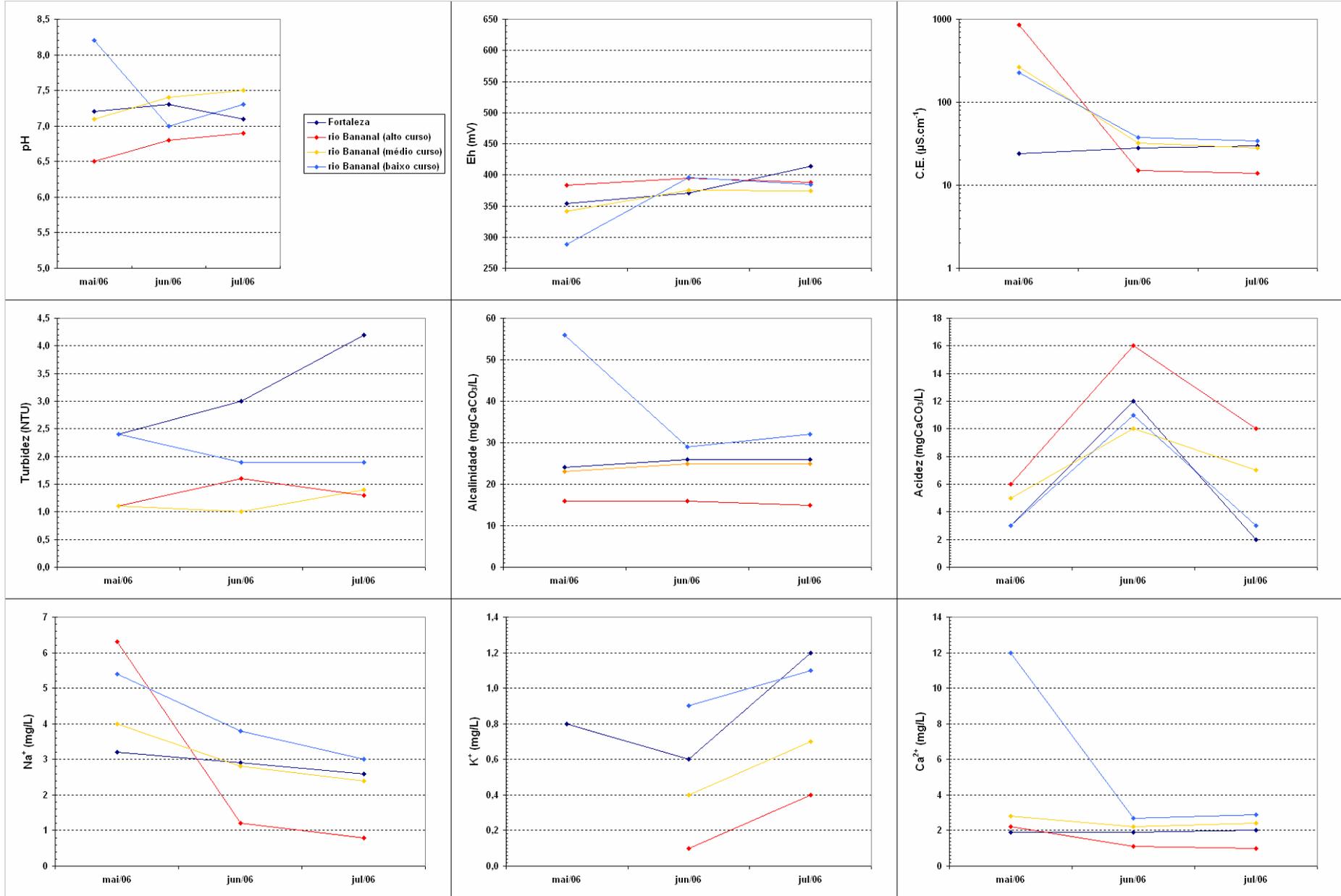


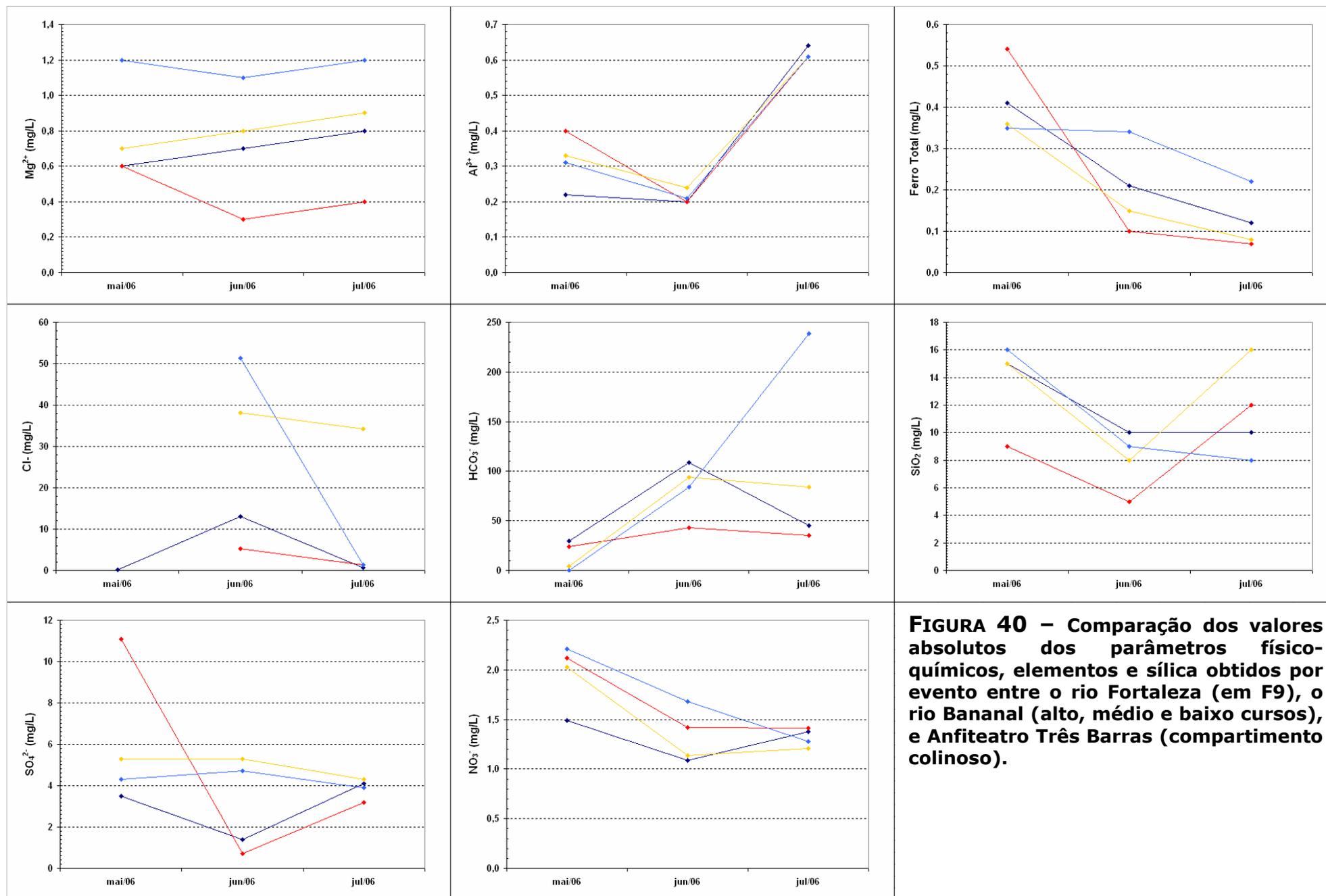


Em síntese, observa-se que ao longo do rio Bananal, tal como nas demais áreas amostradas dos compartimentos pré-montanhoso e colinoso, prevalecem as baixas concentrações de elementos. Verifica-se um ligeiro aumento das concentrações iônicas de montante para jusante, porém, nada que caracterize uma grande diferenciação espacial no perfil geoquímico das águas.

Quanto ao grau de semelhança entre as águas do rio Bananal e as do rio Fortaleza, verifica-se que não há também diferenças significativas entre ambos. No entanto, observa-se que as águas do rio Fortaleza apresentam uma semelhança maior com as águas do médio curso do rio Bananal na maioria dos parâmetros analisados (Figura 40). É possível que o fato deste ponto localizar-se em uma bacia vizinha posicionada imediatamente à direita da bacia do rio Fortaleza justifique tal comportamento. No entanto, para afirmações mais conclusivas a este respeito, seria necessária uma amostragem de mais longo prazo. Entretanto, tal comportamento reforça a proposta de um aquífero comum, independente da ordem hierárquica das bacias, pelo menos no segmento da bacia do rio Bananal compreendido entre o médio e o baixo curso. É neste segmento também que predominam as concavidades estruturais (LAFAYETTE PINTO *et al.*, 1998), assim como os processos de artesianismo.

Apesar de prevalecerem baixas taxas de mineralização das águas da bacia do rio Bananal como um todo, considera-se que tal processo é mais significativo no alto curso, ou seja, no compartimento montanhoso. Neste sentido, a elevada declividade das encostas, aliada à alta resistência do substrato silicático à alteração química seriam responsáveis por tal perfil geoquímico.





**FIGURA 40** – Comparação dos valores absolutos dos parâmetros físico-químicos, elementos e sílica obtidos por evento entre o rio Fortaleza (em F9), o rio Bananal (alto, médio e baixo cursos), e Anfiteatro Três Barras (compartimento colinoso).

## 6. CONCLUSÕES

No que se refere à bacia do rio Fortaleza, verifica-se que, de modo geral, as concentrações de elementos são muito baixas, fato este relacionado à intensa lixiviação dos regolitos e a baixa disponibilização de elementos pela alteração do substrato silicático.

Quanto ao comportamento hidrogeoquímico temporal, oscilações são observadas apenas em resposta a sucessão de períodos úmidos e de estiagem, em função da maior ou menor contribuição dos fluxos de chuva. Neste sentido, observa-se que no início do período úmido, quando o aquífero encontra-se com déficit hídrico, há uma rápida ascensão do nível d'água do canal, que é acompanhada por uma ligeira diluição dos elementos, tal como se observa no período 1 e no período 2 em 13/12/2004. Este fato está relacionado à maior contribuição dos fluxos superficiais e subsuperficiais rasos, e é demonstrado pela predominância de hidrógrafas da classe 1. Contudo, na medida em que há o preenchimento do aquífero, a contribuição dos fluxos subterrâneos profundos volta a prevalecer, porém, de uma forma progressiva. Neste sentido, as hidrógrafas da classe 2 aumentam de frequência, mas ocorrem sob a forma de “pulsos” entremeados às hidrógrafas da classe 1. Entretanto, as concentrações de elementos reassumem o comportamento anterior ao do período chuvoso, o que sugere que a água “nova” empurra a água “velha” no decorrer do período úmido. O ápice deste processo ocorre entre o final de março e o início de abril quando o aquífero apresenta o valor máximo de nível d'água. Nesta ocasião são identificadas também as mais elevadas concentrações de  $\text{Cl}^-$  e  $\text{HCO}_3^-$ . Se tais concentrações correspondem de fato ao somatório das contribuições de todos os eventos pluviométricos ocorridos durante o período úmido, tal como é proposto neste trabalho, é possível que constituam também um indício de que o aquífero alcançou seu limite máximo de ascensão exatamente neste momento.

No que se refere ao poço da concavidade estrutural suspensa, verifica-se que suas mais elevadas concentrações de elementos resultam basicamente do maior tempo de residência das águas na superfície saturada. No que se refere ao seu comportamento temporal, verifica-se que as águas da superfície saturada são as primeiras a sofrer deslocamento no início do período chuvoso, tanto pelo movimento de ascensão do aquífero subjacente, quanto pela convergência dos fluxos laterais provenientes das encostas. Este movimento é atestado pelo aumento ainda maior das concentrações de elementos no início do período úmido, ao contrário do que se observou no rio Fortaleza. Contudo, da mesma forma que no rio Fortaleza, há um retorno para suas concentrações iniciais. Outro fato interessante é que apesar dos poucos dados de nível d'água obtidos simultaneamente no rio Fortaleza e no poço da concavidade estrutural, verifica-se uma sincronicidade em suas respostas hidrológicas e hidrogeoquímicas. Sugere-se que tal comportamento seja indicativo de ambos sejam supridos por uma fonte comum, subterrânea.

Quanto ao comportamento hidrogeoquímico espacial, não se identificou nenhuma diferença significativa no interior da bacia do rio Fortaleza, tal como no estudo desenvolvido por LEITE (2001). Apesar da ampliação da amostragem, não se observou nenhum indício que sugerisse a influência dos condicionantes lito-estruturais e nem da posição na vertente (relação dip/anti-dip). Para verificar a representatividade espacial deste padrão identificado na bacia do rio Fortaleza dentro do compartimento montanhoso, optou-se pela expansão do monitoramento para algumas bacias tributárias.

A bacia tributária 1 apresentou a mesma ordem de abundância dos elementos, porém, as concentrações de cálcio e sódio foram um pouco mais elevadas. Este comportamento é atribuído ao fato desta sub-bacia apresentar uma grande quantidade de afloramentos e regolitos menos espessos os quais permitem uma interação maior entre os fluxos de percolação e a rocha. No que se refere às bacias vizinhas, suas mais elevadas concentrações são atribuídas ao maior tempo de residência das águas devido

às condições de má drenagem que lhes caracterizam. Apesar de tais diferenças, ainda assim as concentrações dos elementos podem ser consideradas baixas, caracterizando-as todas como muito lixiviadas. Considerando que há também uma sincronicidade temporal nas respostas hidrogeoquímicas entre a bacia do rio Fortaleza e suas tributárias, sugere-se que todas sejam reguladas pelos mesmos processos hidrogeológicos, quanto à dinâmica subterrânea.

Na área referente ao compartimento colinoso (Anfiteatro Bela Vista), pode-se dizer que as concentrações dos elementos também são muito baixas e, guardadas as devidas proporções, são semelhantes às águas da bacia do rio Fortaleza. É evidente que as concentrações do rio Piracema são um pouco mais elevadas. Este comportamento é atribuído à sua maior área de captação, devido ao somatório das contribuições dos seus tributários, dentre os quais, o próprio rio Fortaleza. Efeito semelhante é identificado quando há o encontro do canal da voçoroca com o rio Piracema, havendo aumento de concentração em parâmetros e diluição em outros. Contudo, a semelhança entre as águas de ambos os compartimentos, pareceu expressar claramente a profunda lixiviação dos seus regolitos, sugerindo deste modo, que os processos de intemperismo químico ali atuantes são extremamente limitados ou desprezíveis.

As coletas adicionais feitas ao longo do rio Bananal demonstram que há, de fato, um aumento nas concentrações dos elementos de montante para jusante, o qual está mais relacionado ao aumento da área de captação da bacia que a alguma influência do regolito e/ou substrato. Porém, as concentrações permaneceram ainda muito baixas, inclusive a do Anfiteatro Três Barras, sujeita à intensa remoção dos sedimentos. Observa-se também uma grande semelhança com o rio Fortaleza, principalmente no ponto de coleta referente ao médio curso do rio Bananal. Esta semelhança é atribuída à proximidade entre ambas as áreas de amostragem, as quais são separadas entre si apenas por um interflúvio. Sugere-se que haja uma fonte de

contribuição comum a ambos os pontos, apesar das diferenças de ordem hierárquica dos canais. Contudo, para afirmações mais categóricas, é necessário que se faça um monitoramento de longo prazo. As águas do alto curso, por sua vez, foram as menos mineralizadas. Considerando que na área de coleta o rio corre diretamente sobre a rocha, tal comportamento foi atribuído à alta resistência do substrato silicático à alteração química e, conseqüentemente, ao baixo tempo de residência da água. Em outras palavras, trata-se de um ambiente submetido ao limites de intemperismo.

A grande similaridade geoquímica das águas que circulam por ambos os compartimentos de relevo da bacia do rio Bananal apontam para o fato de que estas se encontram em equilíbrio químico com os materiais do regolito e da rocha, ou, conforme diz a literatura, em uma condição de “*steady state*”. De acordo com SUMMERFIELD (1991), quando esta condição é alcançada, os materiais do regolito já são quase quimicamente inertes. A relação entre os dados de XAVIER (2004) e os obtidos neste estudo nos permite inferir que os processos de intemperismo químico do presente há muito não possuem a mesma efetividade que tiveram em um passado geológico longínquo. Dentro desta perspectiva, CARMO (2005) com base na datação dos materiais que compõem os regolitos do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, afirma que os processos de intemperismo ali atuantes remontam à 5 Ma, ou seja, ao Plioceno (Período Terciário). A autora afirma ainda que a idade dos perfis de intemperismo aumenta da Costa Atlântica (onde se posiciona o Médio Vale do Rio Paraíba do Sul) em direção ao Quadrilátero Ferrífero (região interiorana do Planalto Sudeste Brasileiro). Neste sentido, os regolitos da área estudada além de muito antigos, são altamente lixiviados, a exemplo do que se constatou a partir do presente estudo.

A análise dos materiais do regolito da bacia do rio Fortaleza realizada por XAVIER (2004) demonstrou altíssimos índices de lixiviação. A presença de caulinita e, em alguns casos, de gibsita nos segmentos mais profundos dos perfis, é indicativa de que as soluções do solo conseguiram

alcançar grandes profundidades sem sofrer alterações significativas em suas características hidrogeoquímicas originais (semelhantes às chuvas). Isto resultaria de uma rápida percolação e de um baixo tempo de residência das águas no interior do regolito. No entanto, esta condição já não condiz com o momento presente, posto que o piezômetro instalado no local referente a este perfil de intemperismo (topo da encosta retilínea) não apresentou água em nenhum momento do monitoramento (LEITE, 2001). Neste sentido, sugere-se que no passado geológico os processos de intemperismo tenham sido muito mais intensos, em função principalmente de índices pluviométricos mais elevados e mais bem distribuídos que os atuais, que são concentrados no Verão.

É possível também que a intensa lixiviação destes regolitos tenha ocorrido concomitantemente ao preenchimento do aquífero regional. Na medida em que este era alimentado pelas grandes chuvas, houve a potencialização dos processos de artesianismo em algumas fraturas do substrato, levando à formação das feições côncavas do relevo, denominadas por AVELAR & COELHO NETTO (1992) de concavidades estruturais. Isto justificaria o fato de não se ter evidenciado respostas geoquímicas das águas em função da presença de estruturas do substrato (F1 e F2), posição na encosta (dip ou anti-dip) e à ocorrência de movimentos de massa (Anfiteatro Três Barras).

Atualmente o que se percebe é que ao longo da bacia do rio Bananal, os processos físicos prevalecem em relação aos químicos. Tais processos se manifestam por meio de voçorocamentos e pirataria da drenagem subterrânea, tal como demonstrado por LEAL (2004), especialmente no médio-baixo curso do rio Bananal. Porém, ainda assim identifica-se no divisor direito de uma das bacias tributárias do rio Fortaleza a presença de uma depressão fechada, a qual, de acordo com CASTRO & COELHO NETTO (2003), originou-se por processos de subsidência geoquímica. COELHO NETTO (2003) propõe inclusive que os mecanismos que produziram tal feição poderiam também ter

sido responsáveis pelo surgimento das concavidades estruturais. Contudo, estudos adicionais são ainda necessários para maiores inferências.

Diante do exposto, propõe-se o seguinte modelo de evolução hidrogeoquímica e de intemperismo para a bacia do rio Bananal:

(1) COMPARTIMENTO MONTANHOSO – Em virtude da elevada declividade das encostas e alta resistência do substrato aos processos de alteração química, as águas fluviais possuem baixo tempo de residência e baixa mineralização. Tal compartimento encontra-se submetido aos limites de intemperismo.

(2) COMPARTIMENTO PRÉ-MONTANHOSO – Há um ligeiro aumento nas concentrações dos elementos, porém, nada que as diferencie significativamente das águas do compartimento montanhoso. As pequenas diferenças espaciais na qualidade das águas expressam as diferenças espaciais na espessura dos regolitos que, por sua vez, são intensamente lixiviados. Daí prevalecerem também as baixas concentrações de elementos. Verifica-se, no entanto, que há uma participação importante das águas provenientes de fontes subterrâneas. Embora uma única bacia tenha sido submetida a um monitoramento hidrológico, verifica-se que todas as demais apresentam respostas hidrogeoquímicas sincrônicas, segundo as mesmas tendências de aumento ou decréscimo nas concentrações dos elementos.

(3) COMPARTIMENTO COLINOSO – De modo geral, as concentrações dos elementos são extremamente baixas, pois além de apresentarem regolitos muito lixiviados, são mais espessos que nos demais compartimentos. Neste sentido, nem mesmo a remoção dos sedimentos por movimentos de massa e a conseqüente exposição da rocha alterada modificam as características geoquímicas das águas, conforme seria esperado. Há, de fato, um aumento das concentrações de elementos de montante para jusante na drenagem

principal, porém, unicamente em consequência do aumento progressivo da área de captação da bacia.

Considerando o elevado tempo de exposição dos regolitos do Médio Vale do rio Paraíba do Sul aos processos de intemperismo, estimado por CARMO (2005) em 5 Ma, verifica-se que na bacia do rio Bananal não resta mais o menor indício da efetividade atual dos processos de alteração. É provável, conforme já discutido, que as águas que promoveram a intensa lixiviação dos regolitos ao longo destes 5 Ma tenham sido as mesmas a abastecer o aquífero regional e a potencializar as estruturas do substrato por meio de artesianismo, originando as concavidades estruturais. Daí o fato de não se ter encontrado relação entre o comportamento geoquímico das águas e a presença de lito-estruturas, apesar de os materiais do regolito guardarem este registro, conforme demonstrado por XAVIER (2004).

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, J. C. H.; EIRADO SILVA, L. G. A.; AVELAR, A. S. Perfil lito-estrutural na região Bananal-Arapeí, vertente norte da Serra da Bocaina – SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., 1989, Rio de Janeiro. **Atas...** Rio de Janeiro: SBG, 1989. p. 509–517.

ALMEIDA, J. C. H.; EIRADO SILVA, L. G. A.; AVELAR, A. S. Coluna tectono-estratigráfica de parte do Complexo Paraíba do Sul, na região de Bananal/SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., 1991. São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG, 1991. p. 509–512.

ATKINS, P.; JONES, L. **Princípios de química: questionando a vida moderna e o meio ambiente.** Porto Alegre: Bookman, 2005. 914 p.

AVELAR, A. S. & COELHO NETTO, A. L. Fraturas e desenvolvimento de unidades geomorfológicas côncavas no médio vale do rio Paraíba do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, **22** (2): 222–227. 1992.

BERNER, R. A. *Chemical weathering and its effect on atmospheric CO<sub>2</sub> and climate.* In: WHITE, A. F.; BRANTLEY, S. L. (ed.). *Chemical weathering rates of silicate minerals.* 1<sup>st</sup> ed. *Reviews in Mineralogy*, **31**: 565–583. 1995.

BERNER, E. K.; BERNER, R. A. **Global environment** – water, air, and geochemical cycles. New Jersey: Prentice Hall, 1996. 376 p.

BERNER, R. A.; LASAGA, A. C. & GARRELS, R. M. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric dioxide carbon over the past 100 million years. *American Journal of Science*, **283**: 641–683. 1983.

BERNER, R. A. & MAASCH, K. A. Chemical weathering and controls on atmospheric O<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub>: fundamental principles were enunciated by J. J. Ebelmen in 1845. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60** (9): 1633–1637. 1996.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. Considerações à respeito da evolução das vertentes. *Boletim Paranaense de Geografia*, **16/17**: 85–116. 1965.

BLUTH, G. J. S. & KUMP, L. R. Lithologic and Climatologic controls of river chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58** (10): 2341–2359. 1994.

BRAUN, J-J.; NGOUPAYOU, J. R. N.; VIERS, J.; DUPRE, B.; BEDIMO, J-P, B.; BOEGLIN, J-L.; ROBAIN, H.; NYECK, B.; FREYDIER, R.; NKAMDIOU, L. S.; ROUILLER, J. & MULLER, J-P. Present weathering rates in a humid tropical watershed: Nsimi, South Cameroon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69** (2): 357–387. 2005.

BURNS, D. A.; HOOPER, R. P.; McDONNELL, J. J.; FREER, J. E.; KENDALL, C.; BEVEN, K. Base cation concentrations in subsurface flow from a forested hillslope: the role of flushing frequency. *Water Resources Research*, **34** (12): 3535–3544. 1998.

CARMO, I. O. **Geocronologia do intemperismo cenozóico no sudeste do Brasil**, Rio de Janeiro. 2005. 134 p. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

CARMO, M. S.; BOAVENTURA, G. R.; OLIVEIRA, E. C. Geoquímica das águas da bacia hidrográfica do rio Descoberto, Brasília/DF – Brasil. *Química Nova*, **28** (4): 565–574. 2005.

CASTRO, S. S.; COELHO NETTO, A. L. Evolução pedogenética em depressão de topo, na bacia do alto vale do rio Fortaleza, região de Bananal (SP): resultados preliminares. In: ENCONTRO SOBRE ENGENHARIA GEOTÉCNICA E HIDROLOGIA NO SISTEMA ENCOSTA-PLANÍCIE COSTEIRA, 4., 2002, Bananal. **Anais...** Rio de Janeiro: Programa de Núcleos de Excelência (PRONEX/CNPq), 2002. p.181–192.

CETESB, disponível em <http://www.cetesb.sp.gov.br/Agua/rios/variaveis.asp#aluminio>.  
Consulta feita em 13/11/2006.

CHAMBERLIN, T. C. An attempt to frame a working hypothesis of the cause of glacial periods on an atmospheric basis. *Journal of Geology*, **7**: 545–584. 1899.

CHAPMAN, D. **Water quality assessments: a guide to the use of biota, sediments and water in environmental monitoring**. London: E & FN SPON (Routledge), 1998. 626 p.

COELHO NETTO, A. L. Evolução de cabeceiras de drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (RJ/SP): a formação e o crescimento da rede de canais sob controle estrutural. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **4** (2): 69–100. 2003.

COELHO NETTO, A. L. Catastrophic landscape evolution in a humid region (SE Brasil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes. *Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, Torino, s. III, t. 3, p.21–48, 1999.

COELHO NETTO, A. L. **Surface hydrology and soil erosion in a tropical mountainous rainforest drainage basin**, Rio de Janeiro. 1985. 181 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Departement Geografie-Geologie, Katholieke Universitet Leuven, Leuven.

COELHO NETTO, A. L.; FERNANDES, N. F.; DANTAS, M. E.; DIETRICH, W. E.; MONTGOMERY, D.; DAVIS, J. C.; PROCTOR, I.; VOGGEL, J.; SOUTON, J. 1994.  $^{14}\text{C}$  AMS evidences of two Holocene erosion-sedimentation cycles in SE Brasil: stratigraphy and stratigraphic inversions. In: INTERNATIONAL ASSOCIATION CONGRESS OF THE INTERNATIONAL ASSOCIATION OF SEDIMENTOLOGISTS, 14., 1994, Recife. **Anais...** Recife: IAS, 1994. p. 28–30.

CURTIS, C. D. Stability of minerals in surface weathering reactions: a general thermochemical approach. *Earth Surface Processes*, **1**: 63–70. 1976.

DALAI, T. K.; KRISHNASWAMI, S. & SARIN, M. M. Major ion chemistry in the headwaters of the Yamuna river system: chemical weathering, its temperature dependence and  $\text{CO}_2$  consumption in the Himalaya. *Geochimica et Cosmochimica. Acta*, **66** (19): 3397–3416. 2002.

DUNNE, T. Rates of chemical denudation of silicate rocks in tropical catchments. *Nature*, **274** (20): 244–246. 1978.

DUNNE, T.; LEOPOLD, L. B. **Water in environmental planning**. New York: W. H. Freeman and Company, 1978. 818 p.

DREVER, J. I. **The geochemistry of natural waters**: surface and groundwater environments. New Jersey: Prentice Hall, 1997. 436 p.

DREVER, J. I.; CLOW, D. W. *Weathering rates in catchments*. In: WHITE, A. F.; BRANTLEY, S. L. (ed.). Chemical weathering rates of silicate minerals. 1<sup>st</sup> ed. *Reviews in Mineralogy*, **31**: 463–483. 1995.

EDMOND, J. M.; PALMER, M. R.; MEASURES, C. I.; GRANT, B.; STALLARD, R. F. The fluvial geochemistry and denudation rate of the Guayana Shield in Venezuela, Colombia, and Brazil. *Geochimica et Cosmochimica. Acta*, **59** (16): 3301–3325. 1995.

EDMOND, J. M.; PALMER, M. R.; MEASURES, C. I.; BROWN, E. T.; HUH, Y. Fluvial geochemistry of the eastern slope of the northeastern Andes and its foredeep in the drainage of the Orinoco in Colombia and Venezuela. *Geochimica et Cosmochimica. Acta*, **60** (16): 2949–2976. 1996.

EIRADO SILVA, L. G. A.; DANTAS, M. E.; COELHO NETTO, A. L. Condicionantes lito-estruturais na formação de níveis de base locais (“knickpoints”) e implicações geomorfológicas no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., 1993, Rio de Janeiro. *Atas...* Rio de Janeiro: SBG, 1993. p. 96 – 101.

FERNANDES, M. R. **Evolução pedogeomorfológica de vertentes**: o caso da bacia do Fortaleza, Bananal – SP. Rio de Janeiro: UFRJ/FAPERJ, 2000. 104 p. (Relatório FAPERJ)

FERNANDES, N. F. **Hidrologia Subsuperficial e propriedades físico-mecânicas dos “Complexos de Rampa”** – Bananal (SP). 1990. 150 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

FILIZOLA, H. F. & BOULET, R. Evolution and opening of closed depressions developed in a quartz-kaolinitic sedimentary substratum at Taubaté basin (São Paulo, Brazil), and analogy to the slope evolution. *Geomorphology*, **16**: 77–86. 1996.

GARRELS, R. M. & MACKENZIE, F. T. Origin of the chemical compositions of some springs and lakes. Equilibrium concepts in natural water systems. *American Chemical Society Advances in Chemistry Series*, **67**: 222–242. 1967.

GENEREAUX, D.; PRINGLE, C. Chemical mixing model of streamflow generation at La Selva Biological Station, Costa Rica. *Journal of Hydrology*, **199**: 319 – 330. 1997.

GIBBS, J. R. The geochemistry of the Amazon river system: Part I. the factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geological Society of America Bulletin*, **78**: 1203–1232. 1967.

GILBERT, G. K. **Report on the geology of Henry mountains**. U.S. Geog. & Geol. Survey of the Rocky Mountain Region. Washington: Department of the interior, 1877. 151 p.

GOLDICH, S. S. A study in rock-weathering. *Journal of Geology*, **46**: 17–58. 1938.

GOUDIE, A. **The changing Earth**: rates of geomorphological processes. Oxford: Blackwell Publishers, 1995. Chapter 2: Weathering and the dissolved loads of rivers. p. 17–69.

GRIFFIOEN, J. Groundwater Quality. In: KOVALEVSKY, V. S.; KRUSEMAN, G. P.; RUSHTON, K. R. **Groundwater Studies** – an international guide for hydrogeological investigations. Paris: UNESCO, 2004. p. 43–94.

GÜLLER, C.; THYNE, G. D. Hydrologic and geologic factors controlling surface and groundwater chemistry in Indian Wells-Owens Valley area, southeastern California, USA. *Journal of Hydrology*, **285**: 177–198. 2004.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M. A. A megassinforma do Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., 1991, São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG, 1991. p. 519–526.

HEM, J. D. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural waters. *U.S. Geological Survey, Water Supply paper 1473*, 1959, 268 p.

HUH, Y.; TSOI, M-Y; ZAITSEV, A. & EDMOND, J. M. The fluvial geochemistry of the rivers of eastern Siberia: 1. Tributaries of the Lena river draining the sedimentary platform of the Siberian Craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62** (10): 1657–1676. 1998.

JACOBSON, A. D.; BLUM, J. D.; CHAMBERLAIN, C. P.; CRAW, D. & KOONS, P. O. Climatic and tectonic controls on chemical weathering in the New Zealand Alps. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67** (1): 29–46. 2003.

JOHNSON, C. E.; LITAOR, M. I.; BILLET, M. F.; BRICKER, O. P. Chemical weathering in small catchments: climatic and anthropogenic influences. In: MOLDAN, B; CERNÝ, J. **Biogeochemistry of small catchments**: a tool for environmental research. New York: John Wiley & Sons Ltd, 1994. p. 323–341.

KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, **18** (2): 147–266. 1956.

KRISHNASWAMI, S.; SINGH, S. K. Chemical weathering in the river basins of the Himalaya, India. *Current Science*, **89** (5): 841–849. 2005.

LAFAYETTE PINTO, R.; BARRETO, A. D. L. M.; BRONZ, D. & COELHO NETTO, A. L. Mapeamento de concavidades nas encostas da bacia do rio Bananal, médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). *GEOSUL*, **14** (27): 633–636. 1998.

LANGMUIR, D. **Aqueous Environmental Geochemistry**. New Jersey: Prentice Hall, 1997. 600 p.

LASAGA, A. C. *Fundamental approaches in describing mineral dissolution and precipitation rates*. In: WHITE, A. F.; BRANTLEY, S. L. (ed.). Chemical weathering rates of silicate minerals. 1<sup>st</sup> ed. *Reviews in Mineralogy*, **31**: 23–86. 1995.

LEAL, P. J. V. **Relação entre fluxos subterrâneos de vales vizinhos e a expansão da rede de drenagem via voçorocamentos na bacia do rio Piracema, Bananal (SP)**. 2004. 132 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

LEITE, A. F. **Estudo hidrogeoquímico em uma pequena bacia de drenagem montanhosa–rural: alto vale do rio Fortaleza, Bananal – SP**. 2001. 96 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

LEITE, A. F. **Variações químicas das águas pluviais através da vegetação e topo dos solos na encostas da Floresta da Tijuca: o papel das raízes finas**. 1997. 72 p. Monografia (Graduação em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

MAYO, A. L.; LOUCKS, M. D. Solute and isotopic geochemistry and ground water flow in the central Wasatch Range, Utah. *Journal of Hydrology*, **172**: 31–59. 1995.

MORTATTI, J.; PROBST, J-L.; BORTOLETTO JÚNIOR, M. J. Piracicaba river basin: mechanical and chemical erosions. *Geociências*, **22** (1): 75–81. 2003.

NAGY, K. L. *Dissolution and precipitation kinetics of sheet silicates*. In: WHITE, A. F.; BRANTLEY, S. L. (ed.). Chemical weathering rates of silicate minerals. 1<sup>st</sup> ed. *Reviews in Mineralogy*, **31**: 173–233. 1995.

NAVRÁTIL, T.; VACH, M.; NORTON, S. A.; SKRIVAN, P.; HRUSHA, J.; MAGGINI, L. The response of small stream in the Lesni potok forested catchment, central Czech Republic, to a short-term in-stream acidification. *Hydrology and Earth System Sciences*, **7** (3): 411–422. 2003.

NJITCHOUA, R.; DEVER, L.; FONTES, J. Ch. & NAAH, E. Geochemistry, origin and recharge mechanisms of groundwaters from the Garoua Sandstone aquifer, northern Cameroon. *Journal of Hydrology*, **190**: 123–140. 1997.

OVALLE, A. R. C. **Estudo hidrogeoquímico de águas fluviais da bacia do alto rio Cachoeira, Parque Nacional da Tijuca, RJ.** 1985. 85 p. Dissertação (Mestrado em Geoquímica) – Programa de Pós-Graduação em Geoquímica, Universidade Federal Fluminense, Niterói.

PARK, S. J.; BURT, T. P. The distribution of solute processes on an acid hillslope and the delivery of solutes to a stream: II. Exchangeable  $Al^{3+}$ . *Earth Surface Processes and Landforms*, **24**: 851–865. 1999.

PRICE, J. R. & VELBEL, M. A. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical Geology*, **202**: 397–416. 2003.

RADEMACHER, L. K.; CLARK, J. F.; HUDSON, G. B.; ERMAN, D. C.; ERMAN, N. A. Chemical evolution of shallow groundwater as recorded by springs, Sagehen basin; Nevada County, California. *Chemical Geology*, **179**: 37 – 51. 2001.

RANKAMA, K.; SAHAMA, T. G. **Geochemistry**. Chicago: The University of Chicago Press, 1950. 912 p.

REYNOLDS, B.; STEVENS, P. A.; BRITTAIN, S. A.; NORRIS, D. A.; HUGHES, S.; WOODS, C. Long-term changes in precipitation and stream water chemistry in small forest and moorland catchments at Beddgelert Forest, North Wales. *Hydrology and Earth System Sciences*, **8** (3): 436–448. 2004.

RICHARDSON, S. M.; McSWEEN JÚNIOR, H. Y. **Geochemistry**: pathways and processes. New Jersey: Prentice Hall – Englewood Cliffs, 1989. Chapter 6: Chemical weathering: dissolution and redox processes. p. 166–207.

ROCHA LEÃO, O. M. **Propagação remontante e controle de voçorocas em formações quaternárias no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul – Bananal, SP:** potencialidades e limitações da revegetação no controle da erosão. 2005. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

ROCHA LEÃO, O. M.; MORAES SILVA, T.; LEAL, P. J. V. LACERDA, W. A.; COELHO NETTO, A. L. Relações entre propagação de voçorocas em cabeceiras de drenagem e movimentos de massa em divisores topográficos, Bananal-SP. In: COBRAE, 3., 2001, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: ABMS, 2001. p. 141-149.

ROSEN, M. R.; BRIGHT, J.; CARRAN, P. STEWART, M. K.; REEVES, R. Estimating rainfall recharge and soil water residence times in Pukekohe, New Zealand, by combining geophysical, chemical and isotopic methods. *Ground Water*, **37** (6): 836–844. 1999.

SILVA, M. O. & ALMEIDA, C. Incrustações ferruginosas em captações: um caso de recuperação espetacular. *Boletim do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências de Lisboa*, **16** (1): 219–227. 1979.

SILVEIRA, C. S. **Hidrogeoquímica em sistema de drenagem montanhoso-florestal**: subsídio à compreensão do processo de intemperismo – Parque Nacional da Tijuca, RJ. 1997 157 p. (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

SILVEIRA, C. S.; COELHO NETTO, A. L. Hydrogeochemical responses to rainfall inputs in a small rainforest basin: Rio de Janeiro, Brazil. *Phys. Chem. Earth (A)*, **24** (10): 871–879. 1999.

SMITH, T. R.; DUNNE, T. Watershed geochemistry: the control of aqueous solutions by soil materials in a small watershed. *Earth Surface Processes*, **2**: 421–425. 1977.

STALLARD, R. F. & EDMOND, J. M. Geochemistry of the Amazon 2: the influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *Journal of Geophysical Research*, **88** (C14): 9671–9688. 1983.

STEFÁNSSON, A.; GÍSLASON, S. R.; ARNÓRSSON, S. Dissolution of primary minerals in natural waters II. Mineral saturation state. *Chemical Geology*, **172**: 251–276. 2001.

SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology**. Edinburgh: Prentice Hall, 1991. 537p.

TIPPER, E. T.; BICKLE, M. J.; GALY, A.; JOSHUA WEST, A.; POMIÈS, C. & CHAPMAN, H. J. The short term climatic sensivity of carbonate and silicate weathering fluxes: insight from seasonal variations in river chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**: 2737–2754. 2006.

UNIVERSIDADE DO ALGARVE (UALG), disponível em [http://www.ualg.pt/cima/documentos/EMAC/S\\_ciclo.pdf](http://www.ualg.pt/cima/documentos/EMAC/S_ciclo.pdf). Consulta feita em 11/11/2006.

XAVIER, R. A. **A influência das estruturas geológicas e da posição topográfica no desenvolvimento de regolitos**: bacia do alto rio Fortaleza, Bananal (SP). 2004. 115 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

WHITE, A. F. *Chemical weathering rates of silicate minerals in soils*. In: WHITE, A. F.; BRANTLEY, S. L. (ed.). *Chemical weathering rates of silicate minerals*. 1<sup>st</sup> ed. *Reviews in Mineralogy*, **31**: 407–461. 1995.

WHITE, A. F. Determining mineral weathering rates based on solid and solute weathering gradients and velocities: application to biotite weathering saprolites. *Chemical Geology*, **190**: 69–89. 2002.

WHITE, A. F. & BRANTLEY, S. L. *Chemical weathering rates of silicate minerals: an overview*. In: \_\_\_\_\_ (ed.). *Chemical weathering rates of silicate minerals*. 1<sup>st</sup> ed. *Reviews in Mineralogy*, **31**: 1–22. 1995.

ZHANG, J.; HUANG, W. W.; LÉTOLLE, R.; JUSSERAND, C. Major element chemistry of the Huanghe (Yellow River), China – weathering processes and chemical fluxes. *Journal of Hydrology*, **168**: 173–203. 1995.