

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

Rafael Carvalho Alves de Mello

**BALANÇO DE DENUDAÇÃO NO PLANALTO ALCALINO DE POÇOS
DE CALDAS (MG)**

Rio Claro – SP

2019

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

Rafael Carvalho Alves de Mello

**BALANÇO DE DENUDAÇÃO NO PLANALTO ALCALINO DE POÇOS
DE CALDAS (MG)**

Tese de doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Fabiano T. da Conceição

Rio Claro – SP

2019

M527b Mello, Rafael Carvalho Alves de
Balço de denudação no planalto alcalino de Poços de Caldas
(MG) / Rafael Carvalho Alves de Mello. -- Rio Claro, 2020
98 p. : il., tabs., fotos, mapas

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp),
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: Fabiano Tomazini da Conceição

1. Geociências. 2. Geoquímica. 3. Bacias hidrográficas. 4. Química
da água. 5. Transporte de sedimento. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

Rafael Carvalho Alves de Mello

**BALANÇO DE DENUDAÇÃO NO PLANALTO ALCALINO DE POÇOS
DE CALDAS – MG**

Tese de doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências em Meio Ambiente

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Fabiano Tomazini da Conceição
Prof. Dra. Cenira Maria Lupinacci da Cunha
Prof. Dr. Diego de Souza Sardinha
Prof. Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira
Prof. Dra. Vania Silvia Rosolen

Conceito: Aprovado

Rio Claro/SP, 22 de novembro de 2019

Aos meus pais, Ana Ruth Neves de
Carvalho e Demerval Antônio Alves de
Mello (in memoriam).

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente pela oportunidade de adquirir conhecimento, sobretudo, no convívio com o corpo docente, discente e funcionários.

Agradeço ao professor Dr. Fabiano Tomazini da Conceição pela orientação e tempo despendido em escutar e sanar minhas dúvidas.

Agradeço ao professor Dr. Diego de Souza Sardinha que me acolheu na Universidade Federal de Alfenas – (UNIFAL/Campus de Poços de Caldas) e disponibilizou a infraestrutura necessária para a condução dos trabalhos.

Agradeço ao Dr. Alexandre Martins Fernandes que na condição de aluno de pós-doutorado foi verdadeiro professor esclarecendo dúvidas e ensinando técnicas necessárias para o progresso da pesquisa, através dele tive acesso ao Laboratório de Isótopos Estáveis - (LIE) do Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo – (CENA/USP) e aproveito para estender meu agradecimento ao professor Dr. Jeferson Mortatti que foi muito gentil em disponibilizar o laboratório citado para analisar as amostras de água.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

*“How many years can a mountain exist
Before it’s washed to the sea?
Yes, ’n’ how many years can some people exist
Before they’re allowed to be free?
Yes, ’n’ how many times can a man turn his head
Pretending he just doesn’t see?
The answer, my friend, is blowin’ in the wind
The answer is blowin’ in the wind”*

(Bob Dylan – Blowin’ in the Wind, 1963)

RESUMO

O processo de denudação continental é controlado por fatores exógenos como intemperismo químico e erosão dos solos. Nesse processo, os sistemas fluviais desempenham um papel fundamental ao transportar os materiais sólidos e dissolvidos de seu local origem até atingir os oceanos. Visando investigar o balanço de denudação no Planalto Alcalino de Poços de Caldas – MG, adotou-se o método de balanço de massa geoquímico aplicado em escala de bacia hidrográfica, cuja análise quantitativa foi baseada nos fluxos de entrada e saída de elementos/compostos químicos em duas pequenas bacias hidrográficas situadas na borda noroeste do planalto. A média da descarga fluvial de sólidos dissolvidos foi estimada em $32,5 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ sendo que cerca de 40 % desse fluxo foi atribuído à deposição atmosférica ($14,0 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$) enquanto o restante foi associado ao intemperismo químico das rochas ($18,5 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$), enquanto a descarga sólida, estimada em $5,4 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, demonstra um sistema fluvial de baixo fluxo de sedimento. A taxa de intemperismo químico de fonólitos, tinguaítos e nefelina sienito de Poços de Caldas ($2,1 \text{ m Ma}$) foi inferior à taxa de remoção dos solos do planalto ($4,0 \text{ m Ma}$), revelando uma tendência de exumação das rochas do maciço a uma velocidade de $1,9 \text{ m Ma}$. A taxa de denudação do Planalto de Poços de Caldas foi reduzida com o passar do tempo geológico e sob o clima atual o relevo de Poços de Caldas tende a se manter na paisagem com pouca alteração em sua forma em um lento processo de exumação das rochas.

Palavras-chaves: Intemperismo químico. Química da água. Aporte atmosférico. Bacia hidrográfica.

ABSTRACT

The continental denudation process is controlled by exogenous factors such as chemical weathering and soil erosion. In this process, river systems play a key role in transporting solid and dissolved materials from their source site to the oceans. In order to investigate the denudation balance in the Poços de Caldas Alkaline Plateau - MG, the geochemical mass balance method applied in a watershed scale was adopted, whose quantitative analysis was based on the input and output flows of chemical elements / compounds in two small watersheds situated on the northwest edge of the plateau. The average fluvial discharge of dissolved solids was estimated at $32.5 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ and about 40% of this flow was attributed to atmospheric deposition ($14.0 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$) while the remainder was associated with the chemical weathering of the rocks ($18.5 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$), while the solid discharge estimated at $5.4 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ demonstrates a low sediment flow river system. The chemical weathering rate of phonolites, tinguaite and nepheline syenite from Poços de Caldas (2.1 m Ma) was lower than the removal rate from the plateau soils (4.0 m Ma), revealing a tendency for rock mass exhumation at a speed of 1.9 m Ma. The denudation rate of the Poços de Caldas Plateau has been reduced over time and under current weather the relief of Poços de Caldas tends to remain in the landscape with little change in its form in a slow process of exhumation of the rocks.

Keywords: Chemical weathering. Water chemistry. Atmospheric input. Watershed.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Contexto da geologia regional e Província Alcalina da Serra do Mar	18
Figura 2: Geologia de Poços de Caldas.....	19
Figura 3: Compartimentação geomorfológica do Planalto Sul de Minas Gerais.	21
Figura 4: Modelo evolutivo do complexo de Poços de Caldas.....	22
Figura 5: Modelo conceitual de circulação de águas subterrâneas no planalto de Poços de Caldas.	25
Figura 6: Evolução dos perfis de solo do maciço alcalino de Poços de Caldas.....	26
Figura 7: Modelo de perfil de manto alteração típico das lateritas de Poços de Caldas. Mn e Cn: veias de mineralizações de manganês e cério.....	27
Figura 8: Localização da área de estudo e estações de amostragem fluvial e pluvial.....	29
Figura 9: Mapa geológico das bacias do Córrego Amoras e Ariranha.	29
Figura 10: Séries históricas de precipitação média anual na Estação Bauxita e precipitação anual de 2016 registrada na Estação UNIFAL.	30
Figura 11: Distribuição da precipitação em 2016 e a média das séries históricas de precipitação no baixo curso do Ribeirão das Antas.....	30
Figura 12: Mapa de uso e ocupação da terra na área de estudo.	32
Figura 13: Distribuição percentual do uso e ocupação da terra na área de estudo.....	32
Figura 14: Fluxograma das etapas da pesquisa.	33
Figura 15: Pontos de monitoramento fluvial no (a) Córrego Amoras e (b) Córrego Ariranha.	38
Figura 16: Cromatografia iônica (a) e determinação da alcalinidade (b).....	40
Figura 17: Precipitação e vazão mensal nas bacias dos córregos Amoras e Ariranha no ano de 2016.	49
Figura 18: Condutividade elétrica em relação a vazão dos córregos Amoras (a) e Ariranha (b).	52
Figura 19: Concentração de sólidos dissolvidos totais em relação a vazão dos córregos Amoras (a) e Ariranha (b).	53
Figura 20: Comportamento do STD em relação à hidrógrafa anual e gráfico de histerese do Córrego Amoras. Referências hidrológicas 26/jan (1); 8/mar (2); 12/ago (3); 20/dez (4).....	53
Figura 21: Comportamento do STD em relação à hidrógrafa anual e gráfico de histerese do Córrego Ariranha. Referências hidrológicas 26/jan (1); 8/mar (2); 12/ago (3); 20/dez (4).	54
Figura 22: Concentração de sólidos suspensos em relação à vazão dos córregos Amoras (a) e Ariranha (b).	54
Figura 23: Gráfico de comportamento do STS em relação à hidrógrafa anual e gráfico de histerese do Córrego Amoras. Referências hidrológicas 26/jan (1); 8/mar (2); 12/ago (3); 20/dez (4).....	54
Figura 24: Gráfico de comportamento do STS em relação à hidrógrafa anual e gráfico de histerese do Córrego Ariranha. Referências hidrológicas 26/jan (1); 8/mar (2); 12/ago (3); 20/dez (4).....	55
Figura 25: Balanço e variabilidade iônica referente às principais espécies químicas dissolvida no Córrego Amoras em 2016.	56

Figura 26: Balanço e variabilidade iônica referente às principais espécies químicas dissolvida no Córrego Ariranha em 2016.	56
Figura 27: Distribuição percentual dos íons majoritários nos córregos Amoras (a) e Ariranha (b).	57
Figura 28: Distribuição temporal das concentrações de SiO ₂ , cátions e ânions majoritários, dureza e os metais Fe _{tot} e Al ³⁺ em função da hidrografia no Córrego Amoras.	58
Figura 29: Distribuição temporal das concentrações de SiO ₂ , cátions e ânions majoritários, dureza e os metais Fe e Al em função da hidrografia no Córrego Ariranha.	59
Figura 30: Balanço e variabilidade iônica referente às principais espécies químicas dissolvida nas águas pluviais coletadas em 2016.	60
Figura 31: Distribuição percentual das espécies químicas inorgânicas presente na água de chuva.	62
Figura 32: Variação da concentração dos íons inorgânicos nas águas em chuva nos períodos secos e úmidos durante o ano de 2016.	62
Figura 33: Razão molar dos Na ⁺ , K ⁺ , Mg ²⁺ , Ca ²⁺ e SO ₄ ²⁻ em relação ao Cl ⁻ presente nas águas pluviais, e respectivas curvas de referência para a chuva marinha.	63
Figura 34: Vazão em função das concentrações das espécies químicas dissolvidas e as respectivas curvas de diluição do Córrego Amoras.	67
Figura 35: Vazão em função das concentrações das espécies químicas dissolvidas e as respectivas curvas de diluição do Córrego Ariranha.	68
Figura 36: Distribuição do transporte específico diário de sólidos suspensos e dissolvido nas bacias dos córregos Amoras e Ariranha.	69
Figura 37: Contribuição dos aportes atmosférico e intemperismo químico no fluxo fluvial.	74
Figura 38: Diagrama de concentrações molares normalizadas pelo Na ⁺ das águas do Córrego Amoras e Ariranha e regiões de influência de pequenas bacias hidrográficas de diferentes litologias (carbonatos, silicatos e evaporitos de acordo com Gaillardet et al., 1999).	74
Figura 39: Diagrama de Gibbs (1970) - mecanismos de controle da composição química das águas fluviais do córrego Amoras e Ariranha.	75
Figura 40: Diagrama de variação de Harker. Nefelina sienito (círculo) e fonólito (quadrado), os marcadores de coloração escura representam a rocha sã e os marcadores claros o material alterado.	76
Figura 41: Fator de enriquecimento de elementos maiores em amostras do manto de alteração correspondente às rochas.	77

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Vazão e principais parâmetros físico-químicos do Córrego Amoras.....	51
Tabela 2: Vazão e principais parâmetros físico-químicos do Córrego Ariranha.	51
Tabela 3: Vazão e concentração de espécies químicas nas águas do Córrego Amoras.	55
Tabela 4: Vazão e concentração de espécies químicas nas águas do Córrego Ariranha.....	56
Tabela 5: Dados pluviométricos e características químicas das águas de chuva junto com a concentração média ponderada pela precipitação (C_{MPP}).....	61
Tabela 6: Elementos maiores (%), densidade (ρ em $t\ m^{-3}$) e mineralogia das amostras de nefelina sienito (RX04 e RX 05) e fonólito (RX02 e RX03) e material alterado do nefelina sienito (MA04 e MA05) e do fonólito (MA02 e MA03).	65
Tabela 7: Aporte atmosférico ($t\ ano^{-1}\ km^{-2}$) em Poço de Caldas no ano de 2016.....	71
Tabela 8: Correlação entre todos os parâmetros químicos obtidos das águas pluviais das bacias dos córregos Amoras e Ariranha.	71
Tabela 9: Fluxo anual de cátions e ânions nas bacias dos córregos Amoras e Ariranha.	74
Tabela 10: Índice de alteração química – CIA.	78

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
2	OBJETIVO	16
3	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	17
3.1	Planalto alcalino de Poços de Caldas	17
3.1.1	Geologia.....	17
3.1.2	Geomorfologia	21
3.1.3	Clima e hidrologia.....	24
3.1.4	Solos e manto de alteração.....	26
3.2	Bacias do Córrego Amoras e Ariranha.....	28
4	MATERIAIS E MÉTODOS	33
4.1	Características gerais da área de estudo	34
4.2	Geoquímica.....	35
4.3	Hidroquímica	37
4.3.1	Amostragem e erros analíticos.....	39
4.4	Tratamento dos dados	42
4.5	Aporte atmosférico	43
4.6	Transporte fluvial de sólidos suspensos e dissolvidos.....	44
4.7	Balço de denudação, processos intempéricos e consumo de CO ₂	45
5	RESULTADOS	49
5.1	Aspectos hidrológicos.....	49
5.2	Hidroquímica fluvial I: parâmetros físico-químicos	50
5.3	Hidroquímica fluvial II: Principais espécies químicas dissolvidas	55
5.4	Hidroquímica pluvial.....	60
5.5	Mineralogia e geoquímica de rochas e material alterado	63
6	DISCUSSÕES	66
6.1	Modelos de regressão linear e diluição teórica	66
6.2	Transporte fluvial de sólidos totais em suspensão e dissolvidos	69
6.3	Aporte atmosférico.....	70
6.4	Contribuição de diferentes fontes nos fluxos de sólidos totais em suspensão e dissolvidos	72
6.5	Mobilidade e enriquecimento dos principais óxidos	76
6.6	Processos de intemperismo químico e consumo de CO ₂	78

6.7	Taxas de intemperismo químico e remoção de solo.....	79
7	CONCLUSÃO.....	81
8	BIBLIOGRAFIA.....	83
	APÊNDICE 01: Fotografias das amostras de rocha e manto alterado	95
	APÊNDICE 02: Difratoogramas das rochas e materiais alterados.....	97

1. INTRODUÇÃO

A interação do ciclo hidrológico com os meios físico e biológico promove a transferência de matéria (sólida e em solução) e energia pelos compartimentos do ambiente. Nesse mecanismo natural, o intemperismo químico e a erosão dos solos são os principais responsáveis pelo modelamento da superfície terrestre, e, controlam o processo de denudação continental através da formação de solos e rebaixamento do relevo, respectivamente (TARDY, 1997). Os sistemas fluviais desempenham um importante papel nesse processo ao transportar os produtos do intemperismo e erosão para fora da bacia hidrográfica na forma de carga sólida (suspensão e fundo) e dissolvida. As cargas fluviais podem ser transferidas para outro rio, lançadas diretamente para o oceano ou então depositadas em lagos interiores no caso de bacias endorréicas (Stevaux & Latrubesse, 2017). Outro ponto fundamental sobre o processo de denudação da paisagem refere-se ao consumo de CO₂ atmosférico/solo a partir da hidrólise de silicatos, cujo balanço de longo prazo revela ser um importante mecanismo de regulação do clima global (GAILLARDET et al., 1999; VELBEL & PRINCE, 2007; GABET et al., 2010; MORTATTI & PROBST, 2003; CONCEIÇÃO et al., 2015; FERNANDES et al., 2016).

A entrada de água no continente se dá essencialmente pela precipitação, que na fase meteórica, incorpora parte dos gases atmosféricos e aerossóis adquirindo caráter levemente ácido devido ao equilíbrio estabelecido $H_2O + CO_2 \rightarrow H_2CO_3$. Geralmente, as águas de chuva apresentam pequena quantidade de sólidos dissolvidos, cuja proveniência é atribuída a aerossóis de origem marinha, terrestre e/ou antrópica (TARDY, 1997; NÉGREL & ROY, 1998; CONCEIÇÃO et al., 2011). A carga meteórica é transferida para a superfície na forma de precipitação, atingindo solos, vegetações e corpos hídricos. Apesar de se tratar de um mecanismo natural de ciclagem e redistribuição de vários elementos e/ou compostos químicos na superfície terrestre, a deposição atmosférica (seca e úmida) pode configurar uma fonte significativa de poluição difusa quando influenciada por regiões industrializadas, atribuindo características química específicas às águas fluviais (SOUZA et al., 2006; SUGUIO, 2006; REIS & BRANDÃO, 2013). De acordo com Probst (1992), no cálculo de balanço geoquímico em regiões poluídas, deve considerar os aportes associados a cada espécie química lançada pelas atividades antrópicas.

O balanço de massa geoquímico em escala de bacia hidrográfica configura uns dos métodos mais confiáveis para estimar quantitativamente os processos de transferência de massa na superfície terrestre. A partir de informações sobre o fluxo de entrada e saída de

elementos e/ou compostos químicos em uma bacia hidrográfica é possível obter as taxas atuais de intemperismo químico, consumo de CO₂ atmosférico/solo e remoção de solos, além de apontar as reações químicas e fases minerais que controlam a composição das águas fluviais (BRICKER, et al., 2003). Para tanto, é fundamental compreender a bacia hidrográfica como um sistema não isolado e aberto, ou seja, um modelo de fluxo de massa e energia contínuo, onde as componentes do sistema se inter-relacionam formando um todo em equilíbrio dinâmico, sujeito a constantes ajustes em resposta a alteração das variáveis que a compõe (CHRISTOFOLRTTI, 1980; 1999; MORTATTI & PROBST, 2012; HORÁCIO, 2015).

Essa abordagem tem sido empregada com frequência por vários pesquisadores, quer em bacias de escala continental ou local, as quais drenam preferencialmente um único tipo de rocha (basaltos ou granitos), permitindo que tais informações sejam extrapoladas globalmente (GARREL & MACKENZIE, 1967; STALLARD & EDMUND, 1981, 1983, 1987; KATS et al., 1985; VELBEL, 1985; MEYBECK, 1987; GAILLARDET et al., 1997; LOUVAT & ALLÈGRE, 1997; MORTATTI et al., 1997; BOEGLIN & PROBST, 1998; MILLOT et al., 2002; VIERS, et al., 2003; MORTATTI & PROBST, 2003; OLIVA et al., 2003; DESSERT et al., 2003; VELBEL & PRINCE, 2007; GABET et al., 2010; GUPTA et al., 2011; SARDINHA, 2011; GURUMURTHY et al., 2012; BARRETO et al., 2012; VENDRAMINI et al., 2013; CONCEIÇÃO et al., 2015; FERNANDES et al., 2016; SARDINHA et al., 2018). Os basaltos, geralmente, mais sensíveis ao intemperismo que outros silicatos, ocupam aproximadamente 5% da crosta continental e respondem por cerca de 20 - 35% do fluxo global atual de intemperismo (IBARRA et al., 2016), enquanto os granitos, geralmente mais resistentes ao intemperismo, ocupam cerca de 25 % da superfície da crosta terrestre (OLIVA et al. 2003).

Por outro lado, existem poucos estudos sobre o intemperismo de tipos específicos de rochas alcalinas, as quais constituem menos de 1% do volume das rochas magmáticas da crosta (GOMES & COMIN-CHIARAMONTI, 2017). O planalto de Poços de Caldas – MG (800 km²) apresenta tipos pouco comuns de rochas alcalinas associadas ao Cretáceo superior, formado principalmente por rochas sieníticas (nefelina sienito, fonólito e tinguaito), cujo principal magmatismo ocorreu por volta de 78,6 Ma (ULBRICH et al., 2002). A taxa de exumação do planalto de Poços de Caldas, no período que se estendeu do Cretáceo ao Eoceno, foi estimada em 21 m Ma⁻¹ (DORANTI & FRANCO, 2011). Seu posicionamento geográfico tropical, em comparação com outros complexos alcalinos semelhantes como os

Urais, na península do Kola ou Groelândia, o planalto de Poços de Caldas configura um dos melhores sítios para o estudo do intemperismo de rochas alcalinas (VALETON et al., 1997).

Para isso, foram determinados os fluxos fluviais anuais e específicos de elementos e/ou compostos químicos de duas pequenas bacias hidrográficas situadas na borda noroeste do planalto, ou seja, as bacias dos Córregos Amoras e Ariranha, nas quais foram determinados as taxas de intemperismo químico e remoção de solo, bem como, o consumo de CO₂ atmosférico/solo e a influência atmosférica na composição das águas fluviais.

Os resultados permitiram estabelecer uma relação das atuais taxas de denudação com as taxas obtidas por traços de fissão de apatita durante o Mesozoico/Cenozoico, possibilitando inferir novas considerações sobre a evolução de relevo da região do planalto de Poços de Caldas. Finalmente, este estudo contribui com o conhecimento dos processos de intemperismo químico em rochas alcalinas, os quais podem ser usados para complementar o conhecimento global sobre os processos de interação água-rocha/solo em bacias hidrográficas compostas por estes tipos de rochas ao redor do mundo em diferentes condições climáticas.

2. OBJETIVO

O presente trabalho teve como objetivo geral avaliar o balanço da denudação no planalto alcalino de Poços de Caldas, através dos seguintes objetivos específicos:

- Determinar os fluxos fluviais e aportes atmosféricos total e específicos de elementos e compostos químicos em duas pequenas bacias hidrográficas situadas na borda noroeste do planalto de Poços de Caldas;

- Determinar as taxas de intemperismo químico, consumo de CO_2 e remoção de solo;

- Determinar a influência atmosférica na composição das águas fluviais;

- Inferir novas considerações sobre a evolução do relevo na região do planalto de Poços de Caldas;

- Compreender a dinâmica do intemperismo químico de rochas alcalinas sieníticas situadas geograficamente nos trópicos. Informação que pode complementar o conhecimento global sobre os processos de interação em água-rocha/solo em bacias hidrográficas composta pelo mesmo tipo de rocha.

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 Planalto alcalino de Poços de Caldas

O planalto de Poços de Caldas é o maior complexo alcalino da plataforma continental Sul Americana. Trata-se de um maciço de rochas subvulcânicas associadas ao magmatismo alcalino do Neocretáceo (Turoniano-Coniaciano) período em que a atividade vulcânica alcançou grande expressão no território brasileiro, com a formação de outros grandes maciços como o Itatiaia e Passa Quatro (GOMES & COMIN-CHIARAMONTI, 2017). O maciço de Poços de Caldas está intrudido na Nappe de empurrão Socorro-Guaxupé que corresponde a uma estrutura de dobramentos alojada entre o Cráton São Francisco e a Bacia Sedimentar do Paraná, onde são reconhecidas várias unidades do Arqueano e Proterozoico (Crônicas), muitos corpos ígneos de diferentes linhagem petrogênicas (evento brasileiro ~ 800 a 450 Ma), unidades supracrustais altamente deformadas e recristalizadas pelo metamorfismo (JANASI, 1999; ULBRICH et al., 2005; DORANTI et al., 2014). A Bacia Sedimentar do Paraná, situada a oeste do maciço, configura um ambiente de deposição sedimentar com unidades vulcânicas toleíticas de preenchimento sub-horizontal e ligeiro mergulho para a o interior da bacia (ULBRICH et al., 2005). Na Faixa Ribeira, a leste, predomina o sistema de rift continental com diques alinhados na direção NE-SW e bacias cenozoicas (ZALAN & OLIVEIRA, 2005). A Figura 1 apresenta a geologia regional e destaca os principais corpos alcalinos do sudeste brasileiro.

3.1.1 Geologia

O lineamento Magmático de Cabo Frio configura uma sequência de vulcanismo que se estende em uma faixa curva na direção WNW-ESE, com 60 km de largura e 1150 km de comprimento, condicionada tectonicamente pela existência de falhas subcrustais (figura 2). O complexo de Poços de Caldas está situado no extremo oeste dessa província relativamente isolado dos demais maciços, composto principalmente por rochas sieníticas insaturadas em sílica, com predomínio de tinguaitos (75%), nefelina sienito (17%) e fonólito (5%), com ocorrências localizadas de rochas máficas e diques ultramáficos alterados hidrotermalmente, além de enclaves de arenitos das formações Botucatu e Aquidauana/Piramboia. (GOMES &

COMIN-CHIARAMONTI, 2005). A Figura 2 apresenta a geologia simplificada do maciço de Poços de Caldas

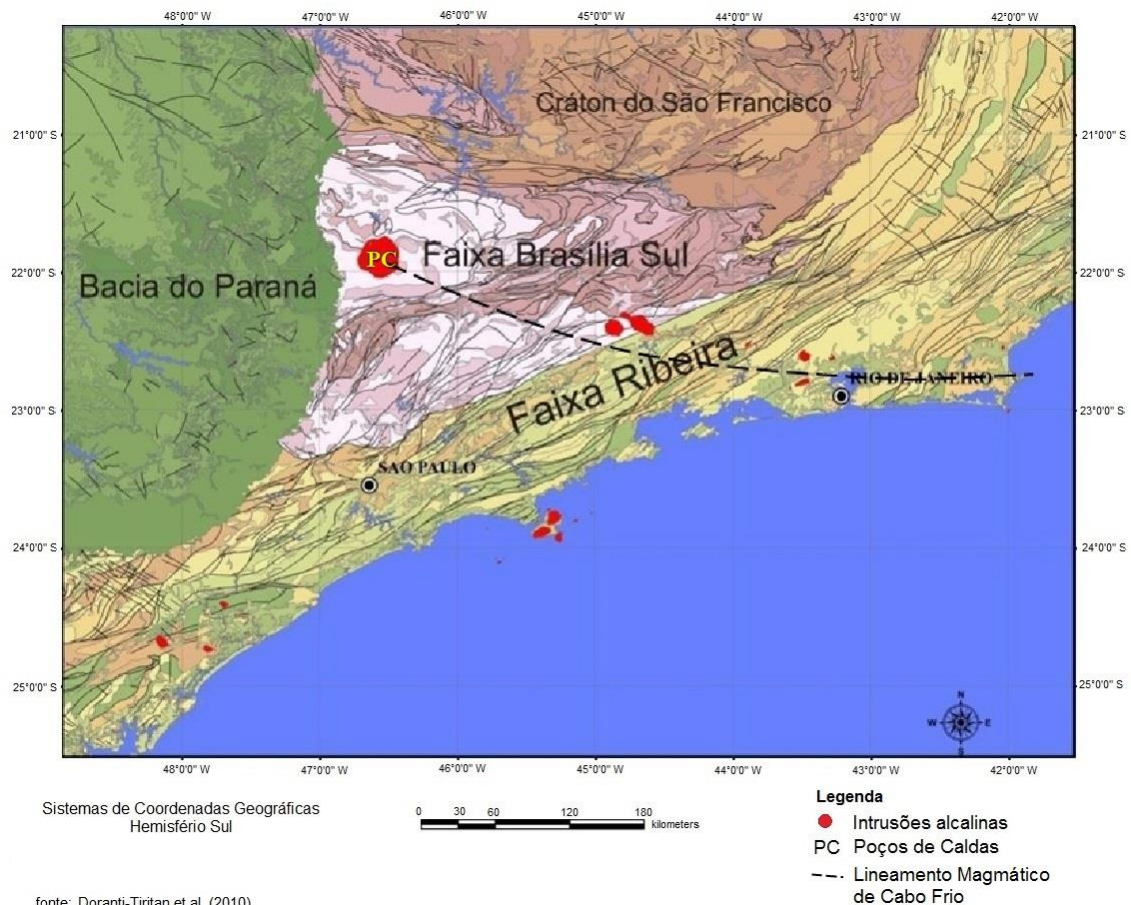


Figura 1: Contexto da geologia regional e Província Alcalina da Serra do Mar

As rochas sieníticas de Poços de Caldas caracterizam-se pela ausência de quartzo e presença do feldspato alcalino como principal silicato, seguido por feldspatoídes e minerais máficos. Os tinguaitos/fonólitos são os litotipos predominantes, tratam-se dos correspondentes extrusivos de nefelina sienitos, apresentam textura variando de afanítica a fanerítica de granulação fina, ocorrem ora esverdeada com a presença de egrina ($\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$), ora bege rosado com pseudoleucita (feldspato-K intergranular com nefelina), ou ainda acinzentado quando na forma porfírica. Nos fonólitos a textura é frequentemente porfírica e apresentam a matriz formada principalmente pelo feldspatoide analcita contendo fenocristais de sanidina tabular (forma do feldspato-K de alta temperatura) e em menor tamanho e proporção aparece fenocristais de nefelina, piroxênio e magnetita (Fe_3O_4). Os tinguaitos diferem dos fonólitos, sobretudo, na variação textural ocasionada pela substituição da nefelina por leucita ($\text{K}(\text{Si}_2\text{Al})\text{O}_6$). (ULBRICH et al., 2005; CODEMIG, 2015).

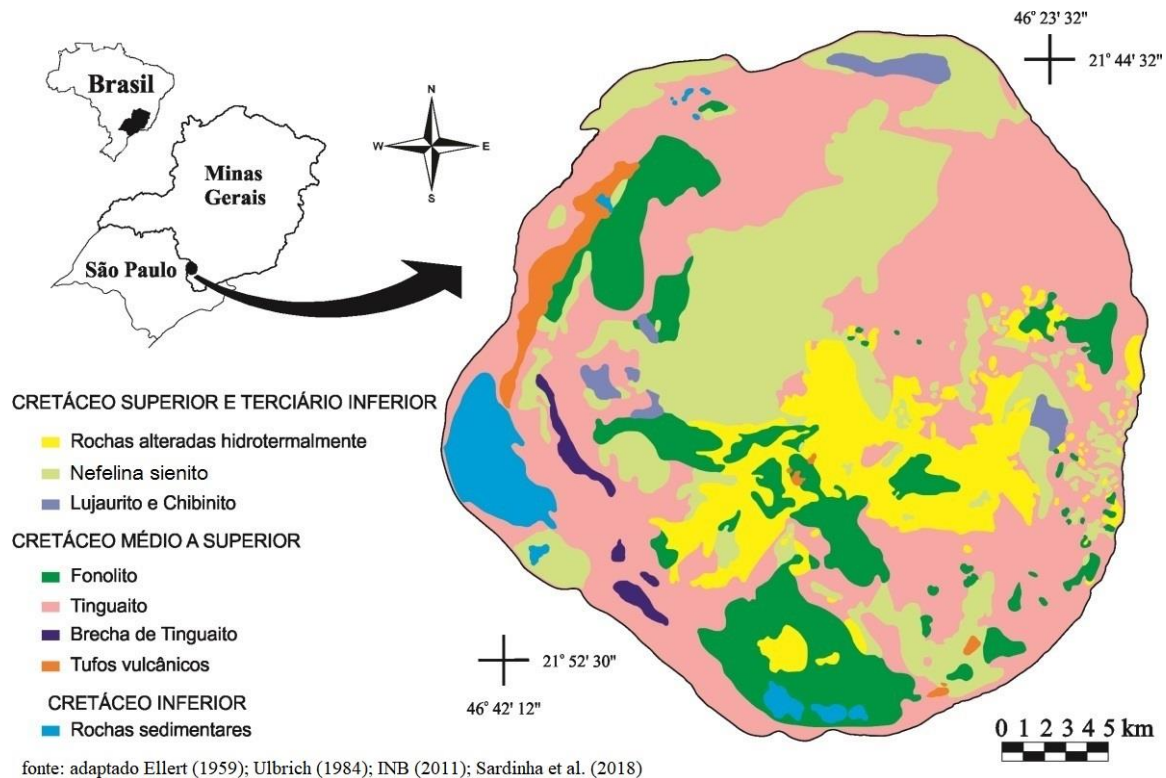


Figura 2: Geologia de Poços de Caldas.

Os corpos de nefelina sienito são estruturas discretas intrudidas nos fonólitos, apresentam textura granítica ou gnáissica e granulação variando entre média a grossa, estas rochas podem receber diferente classificação de acordo com a variação de textura, estrutura, tamanho de grãos, quantidade e distribuição dos minerais máficos e silicatos raros. A maioria das ocorrências é de pequeno porte não ultrapassando alguns km² e encontram-se agrupados nas bordas do maciço, com exceção de uma ocorrência no centro do complexo que se estende por 80 km². A mineralogia da nefelina sienito é bastante uniforme, com predomínio de feldspato-K (55 a 66%), seguido por nefelina alterada (35 a 20%) e clinopiroxênio (4 a 11%), destaca-se a ausência de plagioclásio e a presença do eudialita (silicato raro) também podem aparecer minerais como a biotita, sodalita primária, albita, kaersutitas e fluorita (ULBRICH et al., 2005).

De acordo com Gomes & Comin-Chiaramonti (2017), a concentração de feldspatos alcalinos aumenta com o grau de evolução das rochas. O ortoclásio é a variedade mais comum em rochas intrusivas, enquanto a sanidina e anortoclásio são frequentes em diques e depósitos de lavas. Quanto aos feldspatoides mais comuns no maciço de Poços de Caldas, destaca-se a nefelina ((Na,K)AlSiO₄), mineral anédrico de formação tardia, que ocupa os interstícios dos

demais componentes da rocha, alojando-se sobretudo ao lado do feldspato alcalino. De ocorrência generalizada nos corpos alcalinos, a nefelina pode ser substituído por outros feldspatoides como a cancrinita e analcita ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$) ou ainda ser alterado para zeólitas como a natrolita.

A cancrinita é a fase mais comum da alteração da nefelina e, como tal, é de ocorrência generalizada, sendo encontrada em rochas intrusivas, hipoabisais e vulcânicas. A analcita é uma fase mineral comum na matriz fundamental de muitas rochas alcalinas, mas também pode aparecer na forma de cristais euédrico e serem enriquecidos em cristalizações tardias. A natrolita geralmente está presente como cristais anédricos na matriz fundamental e representam um produto comum da alteração de feldspatódes (GOMES & COMIN-CHIARAMONTI, 2017).

Um importante pulso hidrotermal foi responsável por substituir os fonólitos do centro do planalto por “rochas potássicas”, nesse processo ocorreu à substituição do ortoclásio, nefelina e minerais máficos por microclínio, illita, caulinita e esmectitas, respectivamente. As “rochas potássicas” não são necessariamente enriquecidas em K_2O , esse termo deve-se ao fato do conteúdo de K e Rb se manterem na estrutura mineral das rochas metassomatizadas em vez de serem lixiviadas juntos com os outros cátions durante o processo de hidrotermalismo (VALETON et al., 1997).

As rochas máficas são encontradas principalmente no Vale do Quartel, a região configura uma faixa de rochas piroclásticas que contém brechas, aglomerados e tufos vulcânicos, essas rochas por vezes contêm vesículas, amídalas e fragmentos de fonólitos remanescentes de fluxos de lava, podendo conter fenocristais de feldspato-K, piroxênio, analcita e olivina alterada. A matriz é composta principalmente por piroxênios e nefelina, mas também pode ocorrer flogopita de granulação variando de fina a média, além de veios de fluoritas ao longo de fraturas nas brechas (ULBRICH et al., 2005).

O Lujaurito e Chibinito são rochas agpaíticas ($\text{Na} + \text{K}/\text{Al} > 1,0$) de rara ocorrência, encontram-se na forma de pequenos diques lamprofíricos. O primeiro, trata-se de eudialita-nefelina sienito melanocrático, laminado, com egirina, arfvedsonita, feldspato alcalino pertítico e abundantes minerais rico em elementos incompatíveis, enquanto o segundo configura eudialita-nefelina sienito com egirina, anfibólio sódico e muitos minerais acessório, particularmente aqueles que contêm Ti e Zr (GOMES & COMIN-CHIARAMONTI, 2017).

Datações por Rb-Sr realizadas por Shea (1992) e Ulbrich et al (2002) em amostras de nefelina sienito do centro do maciço de Poços de Caldas indicam que a fase inicial do magmatismo foi por volta de 78,6 Ma atrás, idade que também foi estendida para as

ocorrências de fonólitos e tinguaitos. Shea (1992), também realizou datações por ^{40}Ar - ^{39}Ar nos diques lamprofíricos colocados no fim do magmatismo, cuja idade foi estimada em 76 Ma. Os diques lamprofíricos que cortam as “rochas potássicas” demonstra que o evento hidrotermal foi anterior à colocação dos diques (HOMES et al., 1992; VALETON et al., 1997).

3.1.2 Geomorfologia

No contexto geomorfológico, o planalto de Poços de Caldas está inserido na província do planalto Sul de Minas, região caracterizada por níveis planálticos intercalados com serranias, da qual também faz parte a superfície do Alto Rio Grande e o planalto de São Pedro de Caldas. A fronteira ocidental é marcada pelo domínio morfológico da Zona Cristalina do Norte que consiste em uma paisagem de transição entre as terras altas do planalto Sul de Minas e o terreno rebaixado da Depressão Periférica Paulista, conforme mostra a Figura 3. (CAVALCANTI et al., 1979; DORANTI-TIRITAN et al., 2008; TINÓS, 2011).

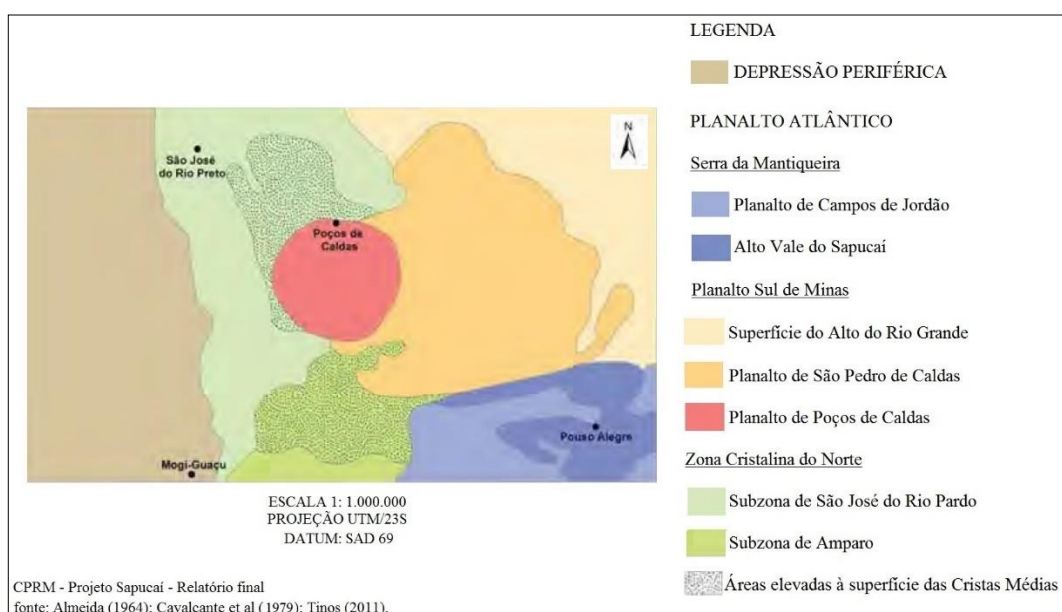


Figura 3: Compartimentação geomorfológica do Planalto Sul de Minas Gerais.

O planalto de Poços de Caldas se destaca na paisagem pela sua estrutura circular individualizada, com 33 km de diâmetro e 800 km² de área, cujas bordas exibem feições da Serra Anelar com picos em torno de 1500 a 1700 m de altitude. No interior do planalto, a altitude média é em torno de 1300 m, onde relevo é marcado por estruturas circulares menores

formando colinas, morros e morrotes. O relevo do Planalto de Poços de Caldas foi compartimentado por Zaine (2011) em três domínios geomorfológicos distintos, denominados, Planalto do Maciço Cristalino, Zonas da Serra Anelar e o Planalto do Maciço Alcalino Interno.

Os principais fatores endógenos de formação do planalto de Poços de Caldas foram elucidados por Ellert (1959). O “modelo de caldeira ressurgente” proposto por Smith and Bailey (1968), ilustrado na Figura 4, foi adaptado para as etapas evolutivas do maciço de Poços de Caldas conforme proposto por Ellert (1959) (SCHORCHER & SHEA, 1992; HOLMES et al., 1992; SARDINHA et al., 2015). O processo de formação do maciço tem início com a (1) elevação do embasamento cristalino causando distensões, fraturas e erosão da superfície; (2) seguido por um grande evento de vulcanismo envolvendo nefelina sienitos, lavas fonolíticas e vulcanoclásticas; (3) esvaziamento da câmara magmática e colapso/subsidência da caldeira; (4) soerguimento, acompanhado de intrusão de nefelina sienito formando estruturas circulares no interior da caldeira associados a pequenos cones vulcânicos; (5) novas intrusões de nefelina sienitos originando os diques da Serra Anelar; e por fim, (6) intrusões de nefelina sienito, luarjitos, eudialitas e chibinitos, acompanhada de intensa erosão e alteração hidrotermal com formação de depósitos minerais.

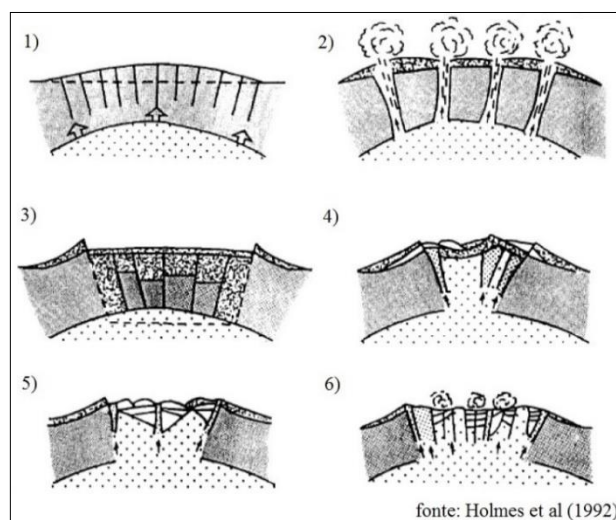


Figura 4: Modelo evolutivo do complexo de Poços de Caldas.

As manifestações vulcânicas podem assumir diferentes feições geomorfológicas, variando sua forma inclusive durante o período de atividade, trata-se de estruturas altamente susceptíveis aos processos exógenos e sua presença na paisagem indica magmatismos relativamente recentes no tempo geológico (PENHA, 2015). Quanto à dinâmica dos processos

exógenos que atuaram na formação do complexo alcalino de Poços de Caldas, prevalece a ideia de que a “forma inicial” do maciço configurou uma caldeira vulcânica com pouco mais 500 m acima da superfície atual, somado ao intenso processo erosivo que levou o desenvolvimento das drenagens no interior do maciço (HOLMES et al., 1992). As mudanças climáticas também afetam os processos geomorfológicos. A partir de evidências em sedimentos terciários do sudeste brasileiro, Tricart (1958) infere que o Paleoceno (65 – 55 Ma) foi um período de clima tropical bastante seco, seguido por um clima úmido associado a um intenso intemperismo químico durante o longo período do Eoceno (55 – 38 Ma), retornando para condições secas no Neogeno (23 – 2 Ma).

A taxa de exumação do planalto de Poços de Caldas, em sua etapa de formação (Cretáceo ao Eoceno), foi estimada em 21 m Ma^{-1} por Doranti & Franco (2011), a partir de dados termocronológicos de traços de fissão em apatita. Os processos erosivos ocorreram sob o domínio de fatores tectônicos (endógenos), esse tipo de denudação tem como característica movimentar grande volume de material através de falhamentos que atuam como aceleradores da erosão e podem exumar rochas de grandes profundidades até a superfície/subsuperfície. Nos últimos 10 Ma, o relevo de manteve-se na paisagem com pouca alteração em sua forma, de acordo com Holmes et al. (1992), nesse período a erosão dos interflúvios acompanhou o ritmo de denudação dos vales causando uma redução superficial em uma taxa média de 12 m Ma^{-1} . Os autores consideram ainda que a evolução da frente de intemperismo químico acompanhou as taxas de exumação do maciço. Os depósitos de bauxita são evidências de que o relevo dos dias atuais se mantém estabilizado na paisagem há alguns milhões de anos (HOLMES et al., 1992).

3.1.3 Clima e hidrologia

De acordo com a classificação de Köppen (1948) o clima do planalto de Poços de Caldas é do tipo Cwb, ou seja, mesotérmico com inverno seco e verão brando, típico de regiões tropicais de altitude. O clima é marcado pelo período seco que se estende pelo outono-inverno (abril-setembro) com precipitação mensal inferior a 45 mm/mês e temperatura média de 15°C, podendo ocorrer eventos de geadas em invernos rigorosos, já o período chuvoso ocorre durante as estações de primavera-verão (outubro-março) com precipitações em torno de 1430 mm e temperatura média em torno de 21°C, esse período é responsável por cerca de 60% da precipitação média anual (SÁ JUNIOR, 2009; SARDINHA et al., 2015).

O principal sistema fluvial do interior do planalto de Poços de Caldas é a bacia do Ribeirão das Antas, cuja área de 477 km² corresponde a cerca de 70% do maciço. Seu percurso inicia-se na borda sul a 1400 m de altitude e percorre cerca de 55 km antes de desaguar na borda norte a 1180 m de altitude (BONOTTO, 2010). A rede de drenagem do interior do planalto é condicionada pelo padrão morfo-estrutural do maciço, onde predomina feições dômicas e diques anelares, associados a um denso sistema de fraturamento das rochas (CHISTOFOLETTI, 1970; CRUZ & PEIXOTO, 1991). O padrão drenagem dendrítico é encontrado em áreas de menor declividade, o padrão treliça em sistema de falhas da região NNW e o padrão radial em trechos dominados por estruturas anelares (MORAES & JIMÉNEZ-RUEDA, 2008).

As características naturais das drenagens foram mantidas praticamente inalteradas até 1956, quando ocorre a construção do reservatório Bortolan e de outras inúmeras pequenas represas ao longo da bacia do Ribeirão das Antas. Em 1999 é concluída a construção da barragem do Cipó que configura o maior reservatório e principal manancial do município de Poços de Caldas. Dados fluviométricos do Ribeirão das Antas referente ao período que antecede a implantação das barragens foi reportado por Cruz (1987), a partir de uma base histórica de 1941 a 1952, o autor destaca o elevado fluxo superficial da bacia que corresponde em média a 60-70% da precipitação anual e a significativa contribuição das águas subterrâneas para o fluxo de base, fato que atribuiu ao alto grau de faturamento do terreno ígneo e ao predomínio de solos argilosos (BONOTTO, 2010). Dados mais recentes, de 1986 a 1994, reportado por Alberti (2008), considera que apenas cerca de 30% da chuva anual é transformada em fluxo superficial direto, enquanto que o fluxo de base é estimado em 20% da precipitação anual.

A hidrologia da água subterrânea está associada ao grau de faturamento do maciço, que apresenta extensas fraturas (maior que 2 km) na direção N30°-60°E e N30°-60°W e pequenas fraturas dispersas na direção N10°-20°E e N40°-50°W. O aquífero de Poços de Caldas foi subdividido por Cruz & Peixoto (1991) em três sistemas distintos, a zona aquífera rasa (0 – 150 m) que corresponde às águas que mantêm o fluxo de base dos principais córregos e de algumas fontes frias de pH ligeiramente ácido; a zona aquífera intermediária (150 – 200 m) diferencia-se da primeira pelo incremento de sólidos dissolvidos e pelo pH que varia de neutro a levemente alcalino; e a zona aquífera profunda (superior a 200 m) que configura as fontes de águas termais (40 a 44°C) associada ao cruzamento de fraturas profundas e abertas. Esta trata-se de águas meteóricas antigas com idade de residência superior 30 – 40 anos com elevada concentração de sólidos dissolvidos e pH alcalino. A Figura 5 apresenta o modelo conceitual de exploração das fontes de águas termais no planalto de Poços de Caldas, segundo Etchebehere (1990).

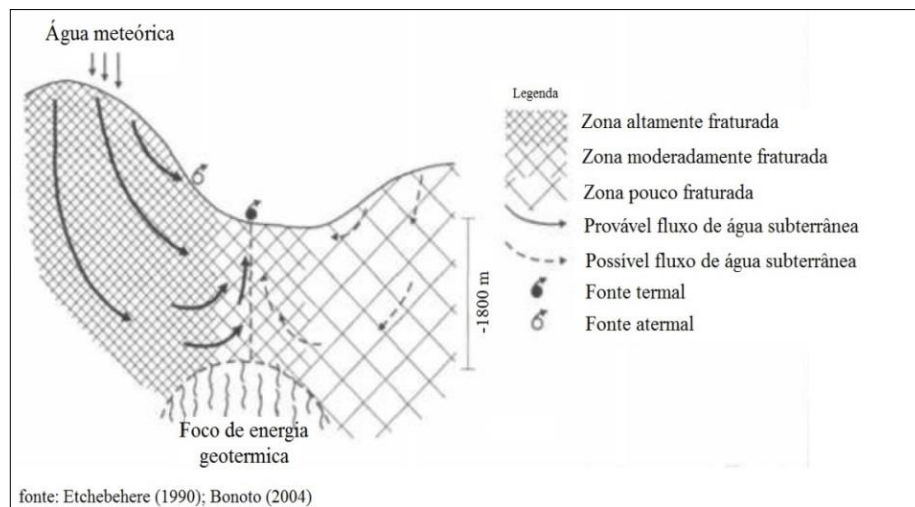


Figura 5: Modelo conceitual de circulação de águas subterrâneas no planalto de Poços de Caldas.

3.1.4 Solos e manto de alteração

De acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS, a cobertura predominante na região do planalto de Poços de Caldas é o de Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico, típico de ambientes bem drenados, são de solos profundos e bastante lixiviados, ácidos e pobres em nutrientes, composto principalmente por caulinita, óxidos de ferro (goethita e hematita) e de alumínio (gibbsita), sendo bem estruturados fisicamente e resistentes à erosão (UFV; CETEC; UFLA; FEAM, 2010; MELLO, 2013).

No maciço de Poços de Caldas encontram-se espessos mantos de alteração que podem ultrapassar 10 m de profundidade em algumas regiões. Esses perfis podem apresentar características bauxíticas ou saprolíticas (argilosas). O desenvolvimento desses perfis não depende apenas de condições paleoclimáticas e morfológicas (drenagem) do terreno, mas também da alteração hidrotermal/metassomática que ocorreram em determinadas regiões do planalto. As “rochas potássicas” não formam bauxitas no processo de alteração, mesmo em condições favoráveis, elas foram condicionadas pela alteração hidrotermal a formar apenas saprolitos ricos em illita (VALETON et al., 1997). Dessa forma, a Figura 6 apresenta os possíveis caminhos de evolução dos perfis de solo no maciço alcalino de Poços de Caldas.

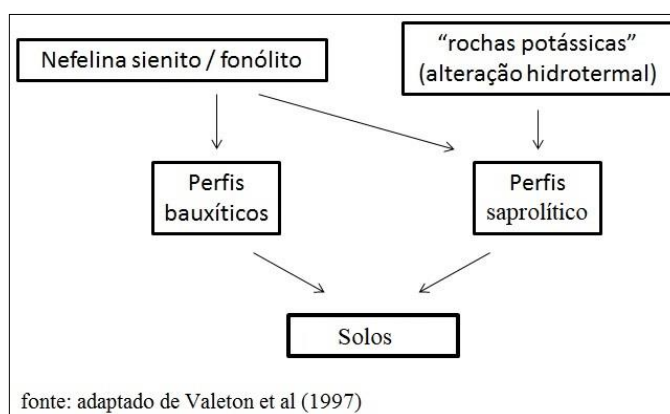


Figura 6: Evolução dos perfis de solo do maciço alcalino de Poços de Caldas.

De acordo com Valeton et al (1997), os perfis lateríticos podem ser referidos de maneira apropriada em termos de perfis de solo, compreendendo os horizontes A, B e C, desde que completamente preservado, tais perfis apresentam registros de diferentes estágios de alteração supergênica (exógena) formando pacotes de idades sucessivas. A figura 7 apresenta o modelo teórico do perfil de alteração das lateritas de Poços de Caldas, esse modelo apresenta a seguinte configuração: (1) Na camada de rocha parental (horizonte C) e zona de transição

entre rocha e bauxita ou saprolito (horizonte B/C), a frente de intemperismo químico atua preferencialmente em zonas de fratura da rocha compacta deixando blocos inalterados ou parcialmente alterados, tais blocos de rochas inalteradas são envoltos por “camadas” concêntricas de alteração, com centímetros de espessura, graduando-se do núcleo fresco para bauxita ou saprolitos; (2) A bauxita ou saprolito (horizonte B) formam espessos pacotes homogêneos que preservaram a textura e volume da rocha parental durante a intensa alteração associada ao Terciário Inferior, os quais vão sendo substituídos por um solo vermelho na direção do topo formado por caulinita, gibbsita, goethita e hematita, cuja idade foi associada ao Terciário Superior; (3) A camada superior do perfil original (horizonte A/B) estão sempre ausentes devido aos processos de retrabalho pós-lateríticos, truncado por processos erosivos como voçorocas, ravinas e linha de pedras. Em seu lugar encontram-se solos amarelos composto por nódulos de gibbsita em uma matriz caulínica com partículas minúsculas de gibbsita embutidas, seguido por um solo podsólico cinza-escuro, húmico no topo. A idade da camada superior da sequência foi associada ao período Quaternário.

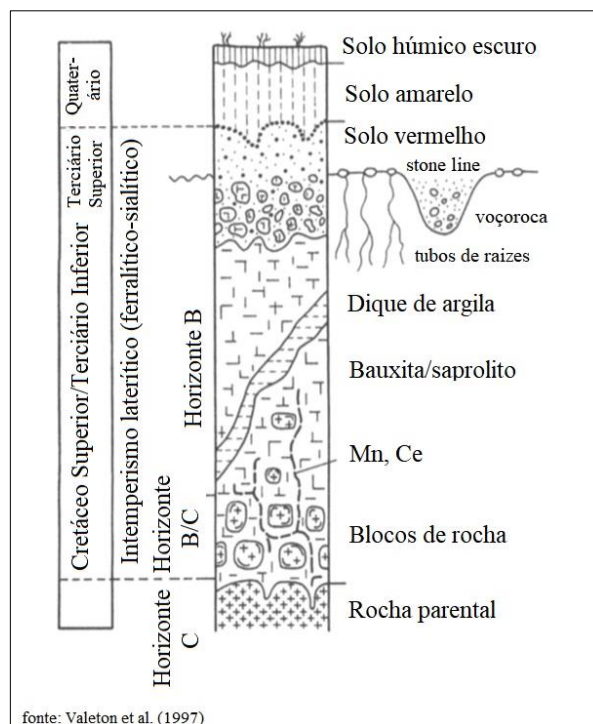


Figura 7: Modelo de perfil de manto alteração típico das lateritas de Poços de Caldas. Mn e Cn: veias de mineralizações de manganês e cério.

3.2 Bacias do Córrego Amoras e Ariranha

A pesquisa teve como área de estudo duas pequenas bacias hidrográficas localizadas na borda noroeste do maciço de Poços de Caldas, denominadas Córrego Amoras e Córrego Ariranha com área de 18 km² e 7 km², respectivamente. Situadas na margem esquerda do baixo curso do Ribeirão das Antas, ambas drenam para o interior do planalto e desaguam na represa Bortolan no município de Poços de Caldas – MG. A área de estudo representa cerca de 6 % da área total da bacia do Ribeirão das Antas. A Figura 8 apresenta a localização geográfica da área de estudo e informações adicionais como os pontos de amostragem de água pluvial e fluvial.

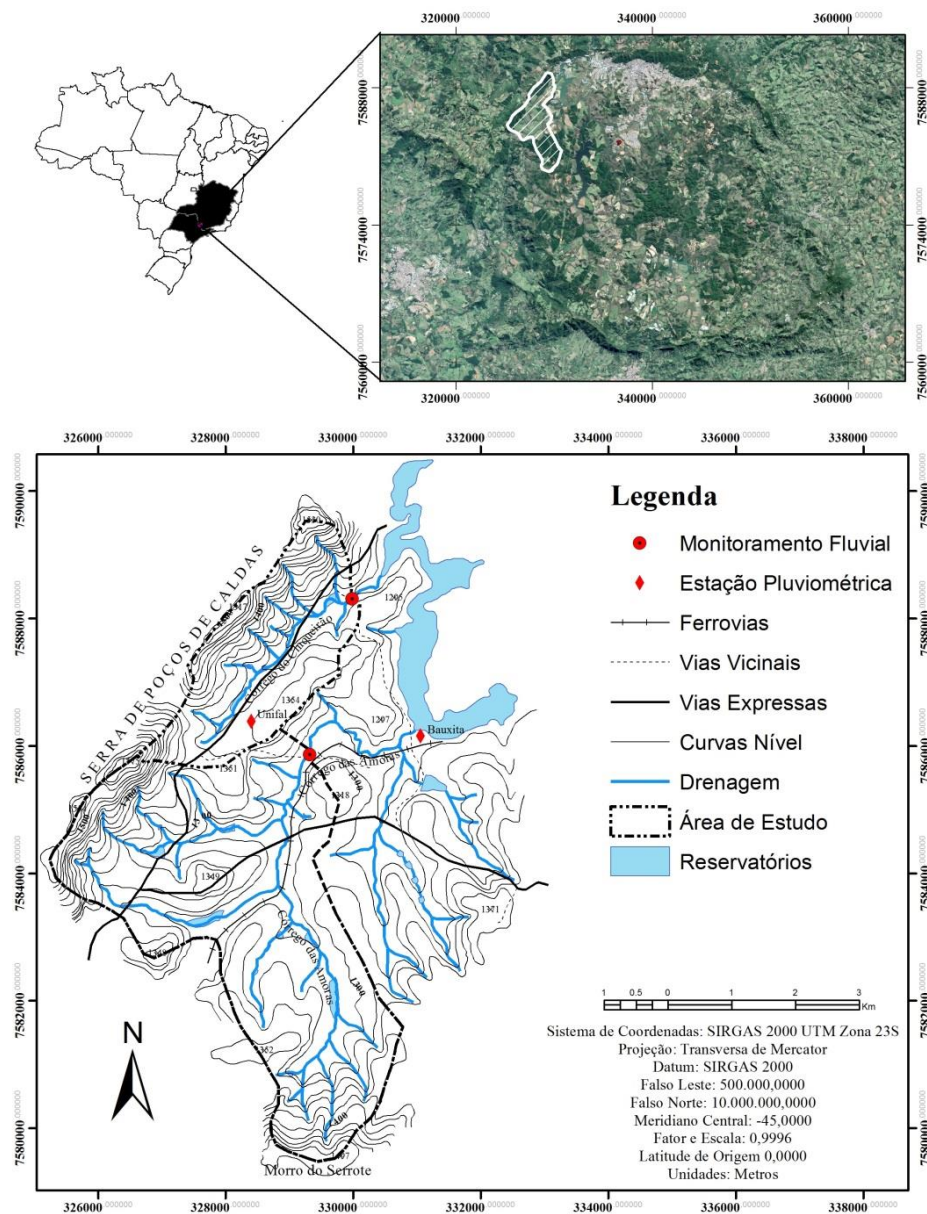


Figura 8: Localização da área de estudo e estações de amostragem fluvial e pluvial.

Nas bacias do Córrego Amoras e Ariranha, os fonólitos e nefelina sienito são as rochas predominantes e ocupam cerca de 70% das áreas das bacias hidrográficas, as rochas piroclásticas ocupam cerca de 25%, enquanto as planícies aluviais cobrem cerca de 5%. A Figura 9 apresenta o mapa geológico da área de estudo destacando os pontos onde foram coletadas amostras de rochas e solos.

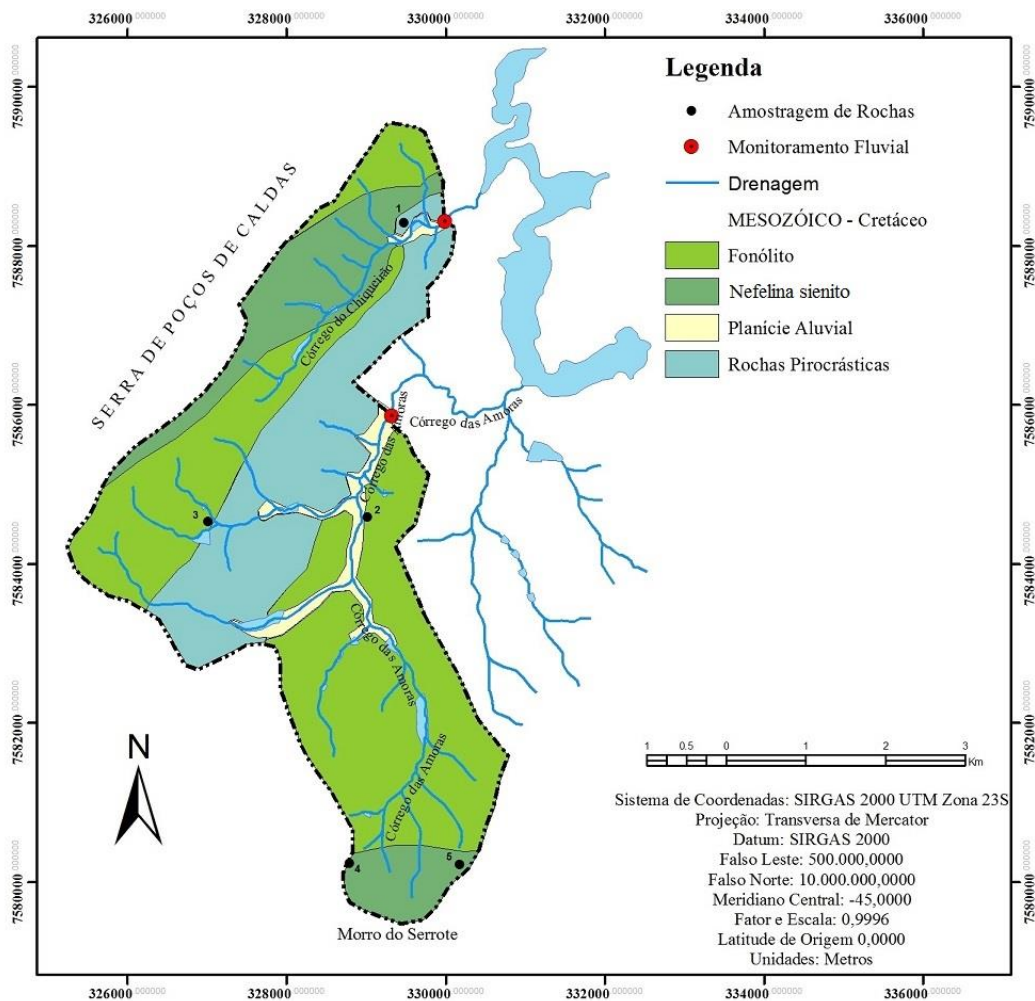


Figura 9: Mapa geológico das bacias do Córrego Amoras e Ariranha.

Os pontos de amostragens configuram afloramentos rochosos onde foram coletadas amostras de rocha fresca e seu respectivo material alterado localizado alguns centímetros acima do afloramento, conforme mostra o Apêndice I.

As feições geomorfológicas da borda noroeste do maciço, onde se situa a área de estudo, foram classificadas por Zaine (2011) como uma paisagem de montanhas de topo restrito e vertentes íngremes, contendo colinas, morros e morrotes de topos arredondados e

planícies aluviais, rampas de colúvio nas proximidades de rios e domínio de tálus nas encostas das montanhas da Serra Anelar. A altitude na área de estudo varia de 1260 a 1575 m com amplitude em torno de 300 m.

A região do baixo curso do Córrego Amoras contém um histórico de precipitação considerável registrado pela estação pluviométrica situada nas dependências Cia. Votorantim Metais (Estação Bauxita). Trata-se de dois períodos de registros ininterruptos, um referente ao intervalo de 1986-1994 e outro de 2003-2013. Já os dados pluviométricos de 2016 foram registrados pela estação pluviométrica implantada no Campus da Universidade Federal de Alfenas em Poços de Caldas – (Estação UNIFAL), cujos dados fornecidos por essa estação foram utilizados para o cálculo da deposição atmosférica do referido ano (Figura 8). A Figura 10 mostra as médias anuais de duas séries históricas registradas pela Estação Bauxita e a precipitação de 2016 registrada na Estação UNIFAL, enquanto a Figura 11 apresenta a média da distribuição das chuvas ao longo do tempo.

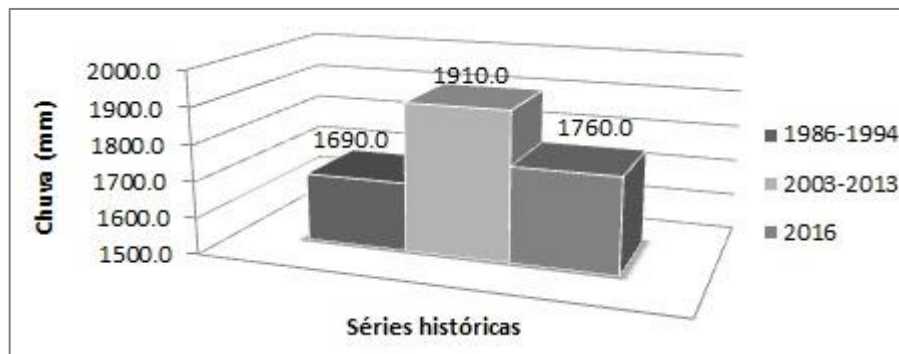


Figura 10: Séries históricas de precipitação média anual na Estação Bauxita e precipitação anual de 2016 registrada na Estação UNIFAL.

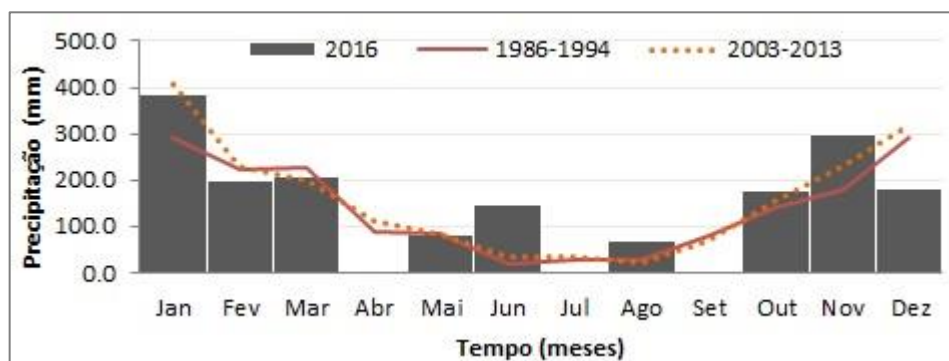


Figura 11: Distribuição da precipitação em 2016 e a média das séries históricas de precipitação no baixo curso do Ribeirão das Antas.

Quanto aos aspectos pedológicos do noroeste do maciço de Poços de Caldas, Sardinha et al (2018), aponta que latossolos profundos e pouco diferenciados ocorrem em terrenos

levemente ondulados do interior do maciço, enquanto os cambissolos delgados e bem definidos aparecem em relevos acidentados da Serra Anelar. Ocorrem ainda gleissolos indiferenciados nas áreas de várzea e solos desenvolvidos sobre brechas vulcânicas. Originalmente, a cobertura vegetal da região era composta pelos domínios da floresta estacional semidecidual, pela floresta ombrófila mista e pelo campo cerrado gramíneo e lenhoso (HOLMES et al., 1992; SARDINHA et al., 2018).

Atualmente, as bacias dos córregos Amoras e Ariranha são predominantemente rurais. As áreas de preservação permanente (APP) estão bastante descaracterizadas, assim como, a vegetação nativa, que cedeu lugar à agricultura, pastagem e floresta de produção. Remanescentes de floresta estacional semidecidual e campo cerrado ainda podem ser encontrados nos topos das serras e terrenos íngremes de difícil acesso. A rede de drenagem apresenta pequenos barramentos para atender as necessidades das comunidades rurais.

As bacias possuem histórico de mineração de bauxita e contém áreas cuja vegetação e solos foram removidos para a exploração do horizonte enriquecido em alumínio, geralmente, as lavras ocorrem em pequenos depósitos localizados nas vertentes íngreme da serra anelar (GUIMARÃES et al., 2012). As áreas degradadas pela mineração encontram-se atualmente em processo de recuperação e estão associadas às áreas de silvicultura. As atividades antrópicas de maior potencial poluidor ocorrem no entorno da área de estudo, com destaque à estação de beneficiamento e transbordo de bauxita, seguido pelas indústrias de transformação de alumínio e produção de fertilizantes termofosfáticos. Esses empreendimentos, podem contribuir com o aporte atmosférico das bacias de drenagem do entorno. A área de estudo contempla ainda uma densa malha viária, com rodovias de intenso tráfego de veículos e uma estrada de ferro de transporte exclusivo de minério de alumínio, também há uma área destinada à implantação de um parque industrial que em 2016 havia poucas empresas em operação.

As figuras 12 e 13 mostram a distribuição percentual de uso e ocupação da terra, respectivamente. A distribuição percentual das principais classes indica que 75% da área são ocupadas por atividades antrópicas, sendo 80% de caráter rural (agricultura, pecuária e silvicultura) enquanto 20% destinam-se a bairros residências e industriais. As áreas de vegetação natural representam 25%, porém o estado de preservação da vegetação ripária é bastante reduzido quando comparado com as áreas de topo de morro.

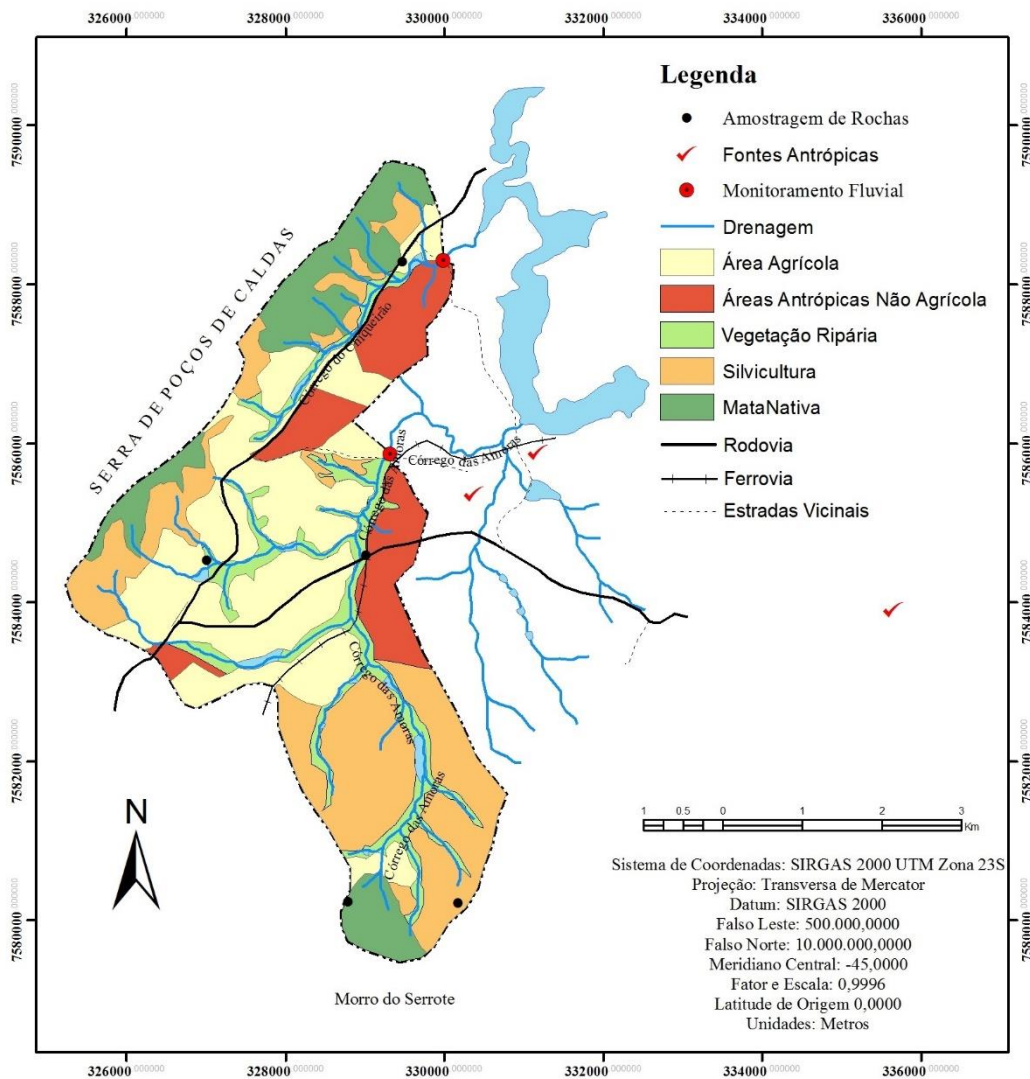


Figura 12: Mapa de uso e ocupação da terra na área de estudo.

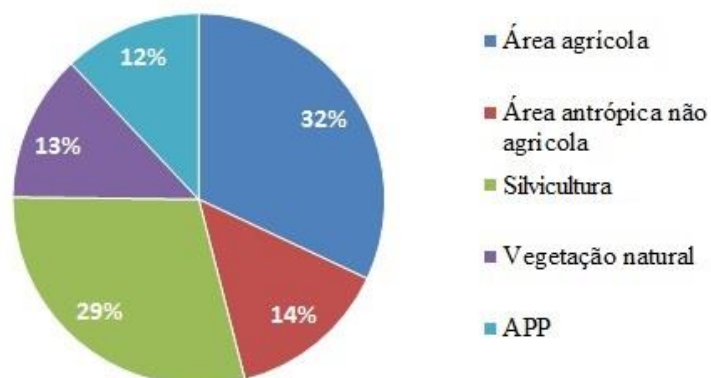


Figura 13: Distribuição percentual do uso e ocupação da terra na área de estudo.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

O roteiro metodológico foi organizado em etapas operacionais conforme o fluxograma apresentado na Figura 14. Porém, deve-se esclarecer que na execução das atividades, é comum desenvolver de forma concomitante ações que aqui podem estar dispostas em etapas operacionais distintas.

A primeira etapa consistiu no reconhecimento da área de estudo, coleta de dados hidrológicos e de qualidade das águas pluviais e fluviais, assim como amostragem de rocha e manto de alteração. Na segunda etapa, foram empregadas técnicas analíticas visando quantificar as espécies químicas presentes nas amostras, enquanto a terceira etapa foi reservada para o tratamento dos dados e aplicação dos modelos geoquímicos.

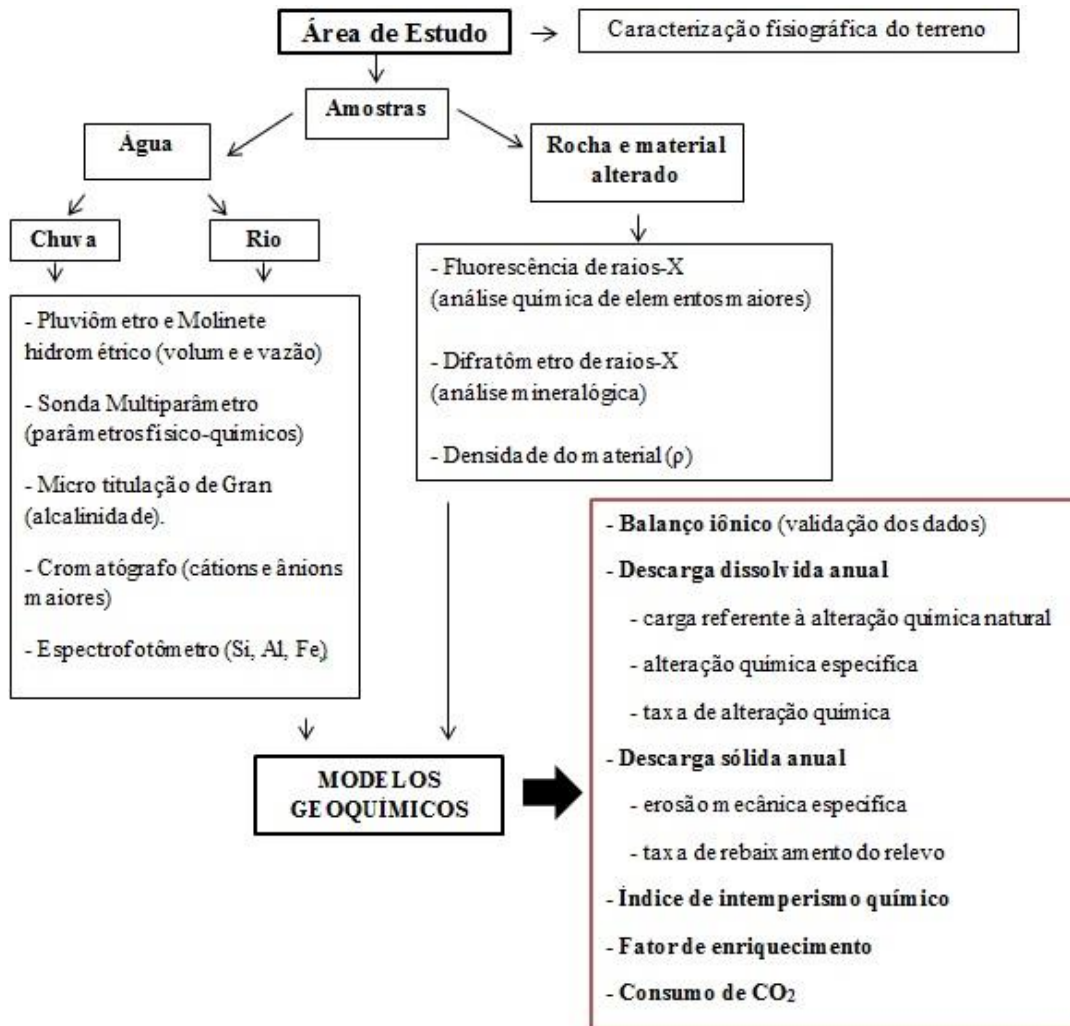


Figura 14: Fluxograma das etapas da pesquisa.

4.1 Técnica utilizada na caracterização da área de estudo

O levantamento dos aspectos fisiográficos do terreno baseou-se nas consultas a materiais técnicos e cartográficos disponíveis em periódicos, universidades e entidades especializadas, tal como a Companhia Ambiental do Estado de São Paulo (CETESB), Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG), Companhia Pesquisa em Recursos Minerais (CPRM), Departamento Nacional de Pesquisa Mineral (DNPM), Fundação Estadual do Meio Ambiente de Minas Gerais (FEAM), Instituto Histórico Geográfico de Poços de Calda (IHGPC), Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA). Somado ao levantamento bibliográfico, foram realizadas expedições regulares ao campo para o reconhecimento da área de estudo, onde foram tomadas as coordenadas geográficas dos afloramentos rochosos utilizando o equipamento GPS (Global Positioning System) modelo Garmin (Map 62S).

Foram confeccionadas cartas temáticas em meio digital utilizando o *software* ArcGIS 10.3, enquanto os gráficos foram elaborados com auxílio do *software* Excel da Microsoft Office 365. O mapa geológico da área de estudo foi elaborado utilizando os dados coletados em campo associado às informações do mapa geológico regional de escala 1: 100.000 produzido em 2015 pela CODEMIG. O mapa de uso e ocupação da terra foi elaborado a partir de imagens de satélite SENTINEL de janeiro de 2017. As informações sobre os solos do maciço foram extraídas do Mapa de Solos do Estado de Minas Gerais de escala de 1:650.000 produzido em 2010 em parceria entre a Universidade Federal de Viçosa – UFV, Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais – CETEC, Universidade Federal de Lavras – UFLA e a Fundação Estadual de Meio Ambiente – FEAM.

Os parâmetros morfométricos das bacias foram utilizados para extrair informações sobre a forma e a magnitude dos picos de vazão (eventos de cheias) (STEVOUX & LATRUBESSE, 2017). O coeficiente de compacidade (K_c) compara a morfologia da bacia com uma circunferência, a partir do perímetro (P) e área da bacia (A) conforme a Equação 01. Quanto mais próximo de 1,0, mais circular é a bacia de drenagem. Bacias circulares são mais susceptíveis a inundação, pois as águas de deflúvio tendem a chegar ao talvegue principal da bacia ao mesmo tempo causando inundações, sobretudo no baixo curso.

$$K_c = 0,28 \cdot P \cdot A^{0.5} \quad (1)$$

O fator de forma (K_f – Equação 2) faz relação entre a largura média da bacia ($L_m = A C^{-1}$) com seu comprimento (C). Quanto menor essa relação, mais alongada é a bacia e menos susceptível a enchentes ela é.

$$K_f = L_m/C \quad (2)$$

A densidade de drenagem (D_d) é definida como o quociente do comprimento total dos canais fluviais (C_c) pela área da bacia de drenagem (A), expresso em km km^{-2} (Equação 3). Esse índice reflete a eficiência do escoamento superficial nas bacias de drenagem e a vulnerabilidade do terreno à erosão, quanto maior a densidade de drenagem, menor a infiltração de água no terreno e maior o escoamento superficial e a remoção do solo superficial.

$$D_d = \Sigma C_c/A \quad (3)$$

A frequência e magnitude dos eventos de cheia são de grande importância para compreender a gênese da paisagem, vazões excepcionalmente altas capazes de produzir modificações significativas na morfologia dos canais e planícies de inundação, apresentam tempo de retorno superior a 100 anos. Porém, como raramente se tem séries históricas suficientemente longas para o cálculo do tempo de retorno desses eventos, Richards (1982), propôs a Equação 4 para o cálculo da vazão extrema (Q_{ex}) em bacias de pequeno porte (10 km^2 a 1.000 km^2), a partir de dados de fácil aquisição, como a área da bacia de drenagem (A) e o perímetro (P).

$$Q_{ex} = (2,63 \cdot 10^{-6}) \cdot A^{0,9} \cdot P^{1,75} \quad (4)$$

4.2 Geoquímica

Amostras de rocha e de material alterado foram coletadas em cinco afloramentos situados no interior das bacias de interesse, buscando pontos onde encontram-se rocha fresca e seu respectivo material alterado localizado a poucos centímetros do afloramento. As amostras foram acondicionadas em sacos plásticos e armazenadas no Laboratório de Geoquímica da UNESP de Rio Claro (LABOGEO). A concentração dos principais óxidos (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5) foi determinada por espectrometria de

fluorescência de Raios-X (Phillips, modelo PW 2510) em porcentagem do peso. As amostras foram processadas em moinho oscilante por 20 segundos e submetidas à fusão utilizando metaborato/tetraborado de lítio e digestão em ácido nítrico diluído, sendo a perda ao fogo (LOI) determinada pela diferença de peso da amostra antes e depois do aquecimento a 1000°C por quatro horas.

A composição mineralógica das amostras foi analisada por difração de raios-X pelo método de “amostra total” em difratômetro Panalytical Xpert Pro (MPD) com radiação Cu (WL = 1,542Å) e tempo por passo de 1 segundo. Os difratogramas foram processados pelo *software* X’Pert Highscore Plus utilizando a base de dados ICDD PDF2.

A densidade aparente das amostras de rocha e material alterado foi determinada em laboratório através do método do torrão conforme o manual de análise dos solos da Embrapa (1997). A rotina foi realizada em triplicata utilizando fragmentos das amostras com cerca de 4 a 7 cm de tamanho. A densidade foi determinada a partir da razão entre o peso seco e volume da amostra, conforme a Equação 5. Para isso foi necessário estimar a umidade dos fragmentos/torrões de rocha alterada, em % g⁻¹, a partir da porcentagem de perda de peso das amostras antes e depois de levadas ao forno à 105°C para a determinação do peso seco. A determinação do volume das amostras foi feita com auxílio de um Becker aferido de 100 mL contendo a amostra em seu interior, no qual foi introduzida água auxílio de duas buretas de 100 mL,

$$\rho = Ps/Vol \quad (5)$$

Onde: ρ é a densidade aparente (g cm⁻³); Ps é o peso seco a 105°C; Vol é o volume do torrão.

O material alterado foi analisado quanto ao enriquecimento ou empobrecimento dos óxidos maiores em relação à rocha. O fator de enriquecimento (*FE*), obtido através da Equação 6, consiste na relação entre a concentração do elemento de interesse nos horizontes de alteração e a concentração observada na rocha. As concentrações dos principais óxidos, tanto no material alterado como na rocha, foram normalizadas por um elemento com propriedades conservativas, que pode ser o TiO₂, Al₂O₃ ou Fe₂O₃ (HUDSON, 1988; BRIMHALL et al., 1991; SARDINHA et al., 2015). A perda de elementos do manto de alteração foi caracterizada pelo $FE < 1,0$, enquanto o enriquecimento foi determinado pelo $FE > 1,0$.

$$FE = \frac{(C_i/C_r)_{\text{horizonte de alteração}}}{(C_i/C_r)_{\text{rocha}}} \quad (6)$$

Onde: C_i = concentração do elemento de interesse (% em peso); C_r = concentração do elemento de referência (% em peso).

A distribuição dos principais óxidos em relação a SiO_2 foi representada pelo diagrama de Hacker, permitindo observar graficamente o comportamento de cada litotipo quanto ao enriquecimento ou empobrecimento em óxidos maiores no processo de alteração da rocha (SARDINHA et al., 2015; ROLLINSON, 1993).

Para entender o mecanismo e a intensidade do intemperismo que atuou na paisagem em um passado recente, foi aplicado o índice de alteração química (CIA) proposto por Nesbitt & Young (1982) (apud; NESBITT & MARKOVICS, 1997), calculado em base molar, conforme a Equação 7.

$$CIA = \left(\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \right) 100 \quad (7)$$

O CIA possui valores pré-determinados para minerais primários e secundários. Para os feldspatos a CIA é igual a 50 e toda rocha feldspática apresentam valores próximos de 50, da mesma forma ocorre para os minerais máficos, cuja biotita varia de 50-55, a hornblenda de 10-30 e piroxênios de 0-10, assim como para os argilominerais, em que a caulinita, gibbsita e clorita apresentam valores iguais a 100 enquanto a illita e esmectita variam de 75-80 (NESBITT & MAARKOVICS, 1997).

4.3 Hidroquímica

As campanhas de monitoramento dos fluxos e características físico-química das águas de entrada (pluvial) e saída (fluvial) das bacias dos córregos Amoras e Ariranha foram realizadas durante o ano hidrológico de 2016. A seleção dos pontos de monitoramento foi feita observando as condições de acesso e as características necessárias para uma boa leitura de vazão e volume de chuva, evitando pontos vulneráveis à interferência antrópica na qualidade de água (Figura 8).

De acordo com Poletto (2014), para determinar a vazão de forma satisfatória, o ponto de monitoramento fluvial deve estar situado em trecho retilíneo do rio onde as margens sejam suficientemente altas para acomodar o fluxo d'água: a seção transversal de monitoramento deve ser o mais regular possível, contendo à jusante, uma seção de controle capaz criar uma mudança no regime de escoamento (queda d'água, ponte, corredeira) que possibilite uma boa correlação cota vs. vazão; evitar locais sujeitos a remanso ou situados logo após a confluência de corpos hídricos. Os pontos de monitoramento fluvial foram selecionados buscando atender a maior parte das características desejáveis. A Figura 14 apresenta os pontos de monitoramento fluvial nas bacias dos córregos Amoras (Figura 14a) e Ariranha (Figura 14b).



Figura 15: Pontos de monitoramento fluvial no (a) Córrego Amoras e (b) Córrego Ariranha.

Para a medição e coleta de águas pluviais foram observadas as recomendações de Hypólito et al (2011), que destaca que os pluviômetros devem ser instalados em local livre de obstáculos permitindo assim a livre recepção de toda e qualquer precipitação, indiferente de sua direção e obliquidade. O equipamento deve estar bem fixado ao solo e o aro receptor rigorosamente nivelado a 1,50 m do solo.

As amostragens pluviais foram feitas por evento de chuva individualizado, totalizando 22 amostras (Figura 8). O coletor utilizado foi do tipo “bulk”, composto por um funil de polietileno com cerca de 22 cm de diâmetro, envolvido por uma malha de nylon de 0,075 mm para evitar a contaminação, acoplado em um recipiente de 2 L fixado a 1,5 m do solo junto ao pluviômetro. As coletas das amostras foram feitas sempre que possível logo após o fim do evento de chuva, evitando deixar a amostra exposta por muito tempo, após a amostragem o

coletor era higienizado com ácido clorídrico e lavado três vezes com água deionizada antes de ser novamente instalado na estação pluviométrica.

4.3.1 Amostragem e erros analíticos

A amostragem fluvial foi realizada com frequência mensal, cuja rotina de campo consistiu em leituras “*in situ*” dos parâmetros físico-químicos e coleta de duas amostras de 500 mL de cada corpo hídrico, sendo uma delas preservada com 1 mL de HNO₃ para análise dos metais em laboratório. A geometria do canal da seção de monitoramento foi determinada com o auxílio de uma régua limnimétrica e uma trena de aço de 10 m. A velocidade de escoamento fluvial foi determinada com micromolinete Flow Rate Sensor Vernier (0 a 4,0 m s⁻¹ ± 0,0012 m s⁻¹).

O monitoramento da precipitação foi realizado com um pluviômetro semiautomático Delta OHM 2013-DB (0 a 6.451 mm ± 0,2 mm), instalado a aproximadamente 1,50 metros da superfície do solo, em local situado próximo ao centro da bacia do Córrego da Ariranha, dentro do Campus do Instituto de Ciência e Tecnologia da Universidade Federal de Alfenas - (ICT/UNIFAL). Paralelamente às medições também foram coletadas amostras de água referente a cada evento de chuva, visando obter informação da composição físico-química dessas águas em análise de laboratório. As amostras coletadas correspondem a um único evento de precipitação com um volume mínimo de 250 mL suficiente para todas as análises químicas.

Parte dos parâmetros foi obtida através da leitura direta com medidor portátil U-50 Multiparameter Water Quality Checkers da Horiba, previamente calibrados, sendo analisadas as seguintes variáveis: temperatura (método termistor, de -10 a 55°C ± 0,3°C); *pH* (método de eletrodo de vidro, de 0,0 a 14,0 ± 0,1 pH); condutividade elétrica (método do eletrodo 4AC, de 0,0 a 100,0 µS cm⁻¹ ± 0,1 %); oxigênio dissolvido (método polarográfico, de 0,0 a 50,0 mg L⁻¹ ± 0,2 mg L⁻¹); potencial redox (método do eletrodo de platina, de -2000 a 2000 mV ± 15 mV); concentração de sólidos totais dissolvidos (conversão de condutividade, de 0,0 a 100,0 g L⁻¹ ± 5,0 g L⁻¹) e turbidez (fonte de luz LED, de 0,0 a 800,0 NTU ± 1,0 NTU).

As amostras armazenadas em vasilhames de polietileno foram mantidas em refrigerador a 0°C no Laboratório VI da ICT/UNIFAL, em Poços de Caldas, até serem conduzidas ao Laboratório de Geoquímica Ambiental - (LAGEA) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulistas - (IGCE/UNESP), em Rio Claro. Durante o

transporte, as amostras foram acondicionadas em caixa de isopor contendo gelo e encaminhadas diretamente ao laboratório, onde retornaram ao refrigerador.

Ao todo foram organizadas quatro campanhas analíticas, com a seguinte rotina laboratorial. No LAGEA, as amostras foram descongeladas em temperatura ambiente e conduzidas à leitura de concentração de sólidos suspensos totais no equipamento Hach DR 2800, em seguida, foi realizado o processo de filtração das amostras a partir de uma bomba à vácuo com membranas de 0,45 μm , pré-tratamento necessário para a leitura dos cátions (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+}) e ânions (F^- , Cl^- , NO_3^- , PO_4^{3-} e SO_4^{2-}).

A cromatografia é uma técnica de separação baseada na troca de elementos entre um líquido (eluente ou fase móvel) e uma matriz porosa (fase estacionária), cujo princípio consiste na diferença de afinidade entre os íons presente no líquido e a fase estacionária. As espécies de maior carga iônica têm maior afinidade com o meio poroso, assim como, os íons de menor tamanho, dessa forma, cada espécie química atravessa o meio poroso com uma velocidade conhecida tornando possível indicar a concentração de cada espécie química a partir da relação tempo x STD (Albarède, 2011). As análises foram feitas no cromatógrafo iônico Dionex ICS-90 (limite de detecção de 0,001 mg L^{-1}), no Laboratório de Isótopos Estáveis - (LIE) do Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo – (CENA/USP), em Piracicaba, onde também foi determinada a alcalinidade através da concentração de HCO_3^- empregando o método de micro-titulação de Gran aplicado em triplicata conforme proposto por Edmond (1970). A Figura 16 mostra o cromatógrafo iônico Dionex ICS-90 e os materiais necessários para a micro-titulação de Gran.

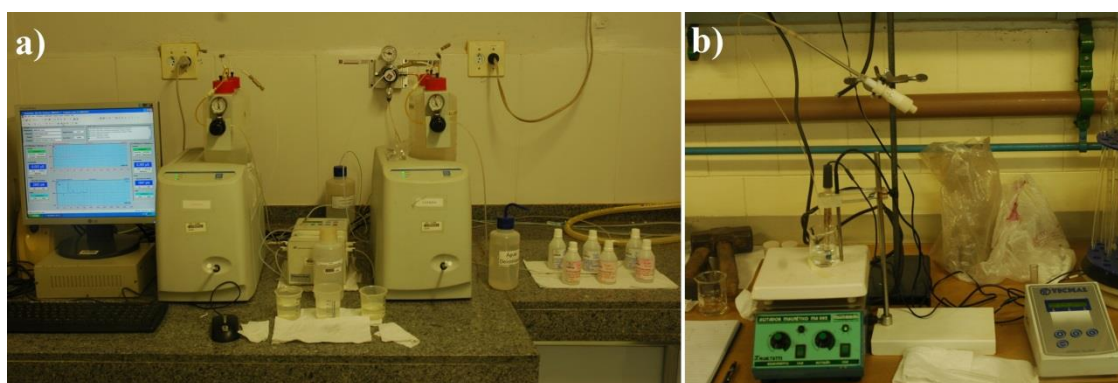


Figura 16: Cromatografia iônica (a) e determinação da alcalinidade (b).

A alcalinidade é responsável por produzir o efeito tampão nas águas naturais exercendo um importante papel ecológico ao proteger os organismos aquáticos de mudanças bruscas no pH. Esse parâmetro tem a capacidade de neutralizar a entrada de ácidos fortes no sistema

fluvial a partir de espécies químicas que produz hidroxilas (OH^-) em meio aquoso, sendo os carbonatos (CO_3^{2-}) e bicarbonatos (HCO_3^-) os principais ânions, seguido de outras espécies menos expressivas como os silicatos (H_3SiO_4^-), sulfetos (S^{2-}), boratos (BO_3^{3-}), fosfatos (H_2PO_4^-) e amônia (NH_3) (HYPOLTO et al., 2011).

Para obter a alcalinidade das amostras de água, empregou-se a técnica de micro-titulação de Gran que consiste em acompanhar a variação do pH das alíquotas com a introdução de ácido forte (HCl 0,1 N padronizado) até a solução atingir o pH de 4,5, nesse pH todas as espécies de carbonatos são convertidas em H_2CO_3 (ALBARÈDE, 2011). O ácido é acrescentado com auxílio de uma microbureta Gilmont (2 ml) em 25 mL de amostra, na qual é introduzida 1 μ L de titulante por vez, sendo registrado o pH resultante de cada unidade de volume introduzida, porém para o cálculo, são considerados apenas os últimos cinco volumes antes de atingir o pH de viragem. Os valores de pH e volumes são considerados na função de Gran (Equação 8).

$$Fg = |\text{anti log}(\alpha - pH)| \cdot (V_o + v) \quad (8)$$

Onde: α é uma constante igual a 5, V_o representa o volume da amostra e v o volume do titulante (mL).

Ao empregar o ácido HCl 0,1 N padronizado como titulante, a expressão ($V_o + v$) é desconsiderada na Equação 8 pois v não excede 5% do V_o . Os valores obtidos a partir da função de Gran são correlacionados linearmente com os respectivos volumes de titulação, dessa forma, o volume de ácido equivalente (V_{eq}) é obtido através da razão entre os coeficientes linear e angular da reta de correlação (FERNANDES, 2012). A alcalinidade total, expressa em $\mu\text{eq L}^{-1}$, é determinada pela Equação 9.

$$Alc = \frac{(N \cdot 10^6 \cdot V_{eq})}{V_o} \quad (9)$$

Onde: N é a concentração do ácido titulante = 0,093539.

A dureza das águas fluviais foi estimada em mg dm^{-3} de CaCO_3 a partir da concentração de Ca^{2+} e Mg^{2+} (Dureza = $2,5 \cdot C_{\text{Ca}^{2+}} + 4,1 \cdot C_{\text{Mg}^{2+}}$). O termo expressa a capacidade da água com sabão fazer espuma, tal propriedade é anulada sobretudo na presença de íons cálcio,

magnésio, bicarbonato, sulfatos e cátions metálicos. Dessa forma, águas com concentrações abaixo de 50 mg dm^{-3} de CaCO_3 são consideradas águas brandas, concentrações entre 50 e 100 mg dm^{-3} de CaCO_3 enquadram-se como águas duras, concentrações entre 100 e 200 mg dm^{-3} de CaCO_3 são classificadas como moderadamente dura e acima de 200 mg dm^{-3} de CaCO_3 muito duras (HYPOLITO et al., 2011).

Para a determinação da concentração dos metais Al^{3+} , Fe^{3+} e SiO_2 , dissolvidos nas águas fluviais e pluviais, as amostras preservadas em ácido nítrico foram encaminhadas para análise em espectrofotômetro HACH modelo DR 2800 no LAGEA. O método para quantificar o Al^{3+} dissolvido apresenta uma faixa de detecção situada entre $0,01$ a $0,8 \text{ mg L}^{-1} \pm 0,01 \text{ mg L}^{-1}$ e como o fluoreto (F^-) pode interferir na análise, para obter a concentração real de alumínio utilizou-se o ábaco de interferência de fluoreto, conforme o manual da HACH, (1992). Quanto ao método de detecção de Fe^{3+} total, a faixa de detecção estende-se de $0,02$ a $3,0 \text{ mg L}^{-1} \pm 0,01 \text{ mg L}^{-1}$. Ambos os métodos são adaptações do Standard Methods for the Examination of Waters and Wastewater (AHA/AWWA/WEF, 1995). Para a detecção da sílica utilizou-se o método com silicomolibdato, cuja faixa de detecção estende-se de $1,0$ e $100 \text{ mg L}^{-1} \pm 0,04 \text{ mg L}^{-1}$ (HACH, 1992).

4.4 Tratamento dos dados

No tratamento dos dados, diferentes unidades de concentração foram utilizadas dependendo da avaliação empregada, para a análise dos parâmetros de qualidade de água adotou-se o mg L^{-1} , para o balanço iônico o $\mu\text{eq L}^{-1}$ e para estimar os íons majoritários nas águas o $\mu\text{mol L}^{-1}$. As concentrações médias dos parâmetros de qualidade de água foram normalização pela vazão no caso das águas fluviais e pelo volume de chuva para as águas pluviais, conforme a equação 10 e 11, respectivamente.

$$C_{MPQ} = \frac{\sum(Q_i \cdot C_i)}{\sum Q_i} \quad (10)$$

$$C_{MPV} = \frac{\sum(V_i \cdot C_i)}{\sum V_i} \quad (11)$$

Onde: Q_i é a vazão no momento da amostragem em $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$; C_i é a concentração das espécies químicas em mg L^{-1} ; V_i volume de precipitação em mm, estimada por evento.

O balanço iônico foi o critério utilizado para validação dos dados, estimado em $\mu\text{eq L}^{-1}$, em seu cálculo foram considerados apenas os cátions e ânions maiores. Essa avaliação é fundamentada no princípio da eletroneutralidade da água, cujo somatório de cátions (Σ^+) e ânions (Σ^-) deve apresentar, obrigatoriamente, equilíbrio entre as cargas (HYPOLITO et al., 2011). Os erros práticos e analíticos associados à metodologia empregada foram avaliados através da variabilidade iônica (Δ) (equação 12) conforme proposto por Probst (1992).

$$\Delta (\%) = \left[2 \cdot \frac{(\Sigma^+ - \Sigma^-)}{(\Sigma^+ + \Sigma^-)} \right] \cdot 100 \quad (12)$$

A composição química da água expressa em base molar ($\mu\text{mol L}^{-1}$) visa estimar os íons majoritários na solução independente da massa específica de cada espécie química dissolvida. Sendo assim, a distribuição percentual das espécies químicas dissolvidas (C_i) foi estimada em relação ao total de sólidos dissolvidos ($STD = \text{SiO}_2 + \text{cátions} + \text{ânions}$), conforme a Equação 13.

$$Comp_{química}(\%) = \frac{C_i}{STD} \quad (13)$$

Onde: C_i e STD são expressos em $\mu\text{mol L}^{-1}$

4.5 Aporte atmosférico

O aporte atmosférico (F_{chuva}) configura uma importante entrada de elementos químicos na bacia hidrográfica e pode contribuir consideravelmente para a composição química das águas naturais (STALLARD & EDMOND, 1981; MEYBECK, 1982; MORTATTI & PROBST, 2012, FERNANDEZ, 2012). O aporte atmosférico específico ($\text{t km}^{-2} \text{ano}^{-1}$) e total (t ano^{-1}), para os compostos sólidos (STS) e dissolvidos (STD e cátions maiores e menores), foram calculadas conforme as equações 14 e 15, respectivamente.

$$F_{chuva_{esp}} = \frac{P \cdot C_{MPV}}{1000} \quad (14)$$

$$F_{chuva_{total}} = F_{chuva_{esp}} \cdot A \quad (15)$$

Onde: P é a precipitação em mm ano^{-1} ; C_{MPV} é a concentração média ponderada pelo volume da precipitação em mg L^{-1} e; A é área das bacias hidrográfica em km^2 .

4.6 Transporte fluvial de sólidos suspensos e dissolvidos

O comportamento fluvial em relação à concentração de sólidos em suspensão (STS) na maioria dos rios do planeta obedece a uma tendência de aumento da concentração de sólidos em suspensão conforme aumenta a vazão (STEVAUX & LATRUBESSE, 2017). Essa dinâmica é expressa tradicionalmente por um modelo de regressão potencial conforme a equação 16, onde “a” e “b” consiste em variáveis de ajuste que variam de uma bacia hidrográfica para outra de acordo com as características físicas, climáticas e de uso e ocupação. O expoente “b” geralmente positivo, expressa a relação direta entre vazão e concentração.

$$C_{STS} = a \cdot Q^b \quad (16)$$

As espécies químicas dissolvidas nas águas fluviais geralmente obedecem à tendência de diluição com o aumento da vazão (STEVAUX & LATRUBESSE, 2017). Dessa forma, é comum a adoção do modelo potencial que expressa uma relação inversa entre a concentração de sólidos dissolvidos (STD) e a vazão (Q), conforme a equação 17, onde “a” e “b” são variáveis de ajuste e o expoente “b” negativo configura o coeficiente de diluição da função matemática.

$$C_{STD} = a \cdot Q^{-b} \quad (17)$$

O modelo de diluição teórica avalia a dinâmica das espécies químicas em relação à vazão, essa abordagem permite identificar possíveis fontes e processos que controlam o comportamento das espécies químicas presentes nas águas fluviais, além de apontar o caráter pontual ou difuso do aporte. Essa avaliação foi empregada em bacias de grande porte (KATTAN & PROBST, 1986; MORTATTI, 1995; FERNANDES, 2012) e de pequeno porte (VENDRAMINI et al., 2014) de acordo com a equação 18, proposta por Kattan e Probst (1986), para o rio Monselle na França.

$$Ci_{DT} = \frac{C_{max} \cdot Q_{min}}{Q_t} \quad (18)$$

Onde: C_{iDT} = a concentração da espécie química referente à curva de diluição; C_{max} = concentração máxima observada na série; Q_{min} = vazão mínima observada na série; Qt = vazão do dia de amostragem.

Os fluxos de sólidos suspensos (F_{STS}), dissolvidos totais (F_{STD}) e de cada espécie química dissolvida (F_{ions}) foram estimados em $t \text{ ano}^{-1}$ pelo do método estocástico, tendo como variáveis a concentração média ponderada pela vazão (C_{MPQ}) e vazão média anual dos córregos estudados ($Q_{média}$), conforme a Equação 19. Para o cálculo da descarga sólida total (F_{STS}), desprezou-se a descarga de fundo adotando apenas a C_{MPQ} de sólidos suspensos (STS); já para o cálculo da descarga dissolvida, adotou-se C_{MPQ} de sólidos dissolvidos (STD) que se refere à soma de sílica, cátions e ânions maiores presentes na solução, da mesma forma, para o cálculo dos fluxos de cada espécie química dissolvida (F_{ions}) utilizando a C_{MPQ} dos íons de interesse.

$$F_{rio} = 31,536 \cdot C_{MPQ} \cdot Q_{média} \quad (19)$$

Onde: F_{rio} = descarga sólida, dissolvida ou de determinada espécie química, em $t \text{ ano}^{-1}$; C_{MPQ} = concentração média ponderada pela vazão de STS, STD ou espécie química de interesse, em mg L^{-1} ; Q = vazão média anual, em $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$.

O fluxo específico (F_{esp}) foi estimado para os sólidos suspensos (F_{STS}), dissolvidos (F_{STD}) e principais espécies químicas em solução (F_{ions}), a partir de dados anuais dos fluxos e da área de drenagem de cada bacia (A), obtendo assim o resultado em $t \text{ km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, conforme a Equação 20.

$$F_{Esp} = \frac{F_{STS}, F_{STD} \text{ ou } F_{IONS}}{A} \quad (20)$$

4.7 Balanço de denudação, processos intempéricos e consumo de CO_2

O balanço de massa geoquímico tem sido empregado com frequência em estudos sobre os processos de interação água/rocha-solo em bacias hidrográficas, esse conceito baseia-se no princípio de conservação do fluxo de matéria em um sistema físico, no caso, a bacia hidrográfica. Onde as mudanças na composição química das águas fluviais implicam

necessariamente em contribuições provenientes da bacia hidrográfica, que podem ser a soma do fluxo de intemperismo químico, aporte atmosférico e contribuições antrópicas (BRICKER et al., 2003).

Para construir um balanço geoquímico significativo, deve-se adotar no mínimo o período hidrológico de um ano para contemplar o efeito sazonal do clima sobre os transportes de sólidos dissolvidos. A interferência antrópica e a deposição atmosférica podem configurar entradas significativas de soluto no sistema fluvial, portanto, para obter a fração proveniente da alteração química das rochas, deve-se considerar no cálculo a entrada de elementos e/ou componentes de origem atmosférica e antrópica, conforme a Equação 21, proposta White & Blum (1995).

$$F_w = (F_{rio} - F_{chuva} - F_{antrópico})/S \quad (21)$$

Onde: F_w = fluxo anual de sólidos dissolvidos nas águas dos rios oriundos do intemperismo químico ($t \text{ km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$); F_{rio} = fluxo quantificado de sólidos dissolvidos nas águas do rio ($t \text{ ano}^{-1}$); F_{chuva} = fluxo quantificado de sólidos dissolvidos devido às entradas atmosféricas ($t \text{ ano}^{-1}$); $F_{antrópico}$ = fluxo quantificado de sólidos dissolvidos devido às entradas antrópicas ($t \text{ ano}^{-1}$).

A velocidade de aprofundamento das rochas silicáticas ou a taxa de intemperismo químico (W_{ch}) foi determinada a partir do fluxo de sílica dissolvido nos corpos hídricos após as correções atmosféricas (F_{SiO_2}) e do conteúdo de SiO_2 presente na rocha parental (S_o) e no horizonte C (S_s) determinados em base volumétrica, conforme a Equação 22 proposta por Boeglin & Probst (1998).

$$W_{ch} = \frac{F_{SiO_2}}{(S_o - S_s)} \quad (22)$$

Onde: F_{SiO_2} é o fluxo anual de sílica em $t \text{ km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$; S_o é conteúdo de sílica na rocha em $t \text{ m}^{-3}$; S_s é o conteúdo de sílica no manto de alteração em $t \text{ m}^{-3}$.

A taxa de rebaixamento do relevo (v) foi estimada a partir da densidade do manto de alteração (ρ) em $t \text{ m}^{-3}$ e da produção específica de sedimentos nas bacias hidrográficas ($F_{Esp.STS}$) estimada em $m \text{ Ma}^{-1}$, conforme a equação 23.

$$v = \frac{F_{Esp.STS}}{\rho} \quad (23)$$

A análise do intemperismo químico atual estimado a partir de dados fluviais foi feita por meio do índice intemperismo químico R_E do proposto por Tardy (1971), cuja versão modificada tem sido bastante empregada na análise hidroquímica (BOEGLIN & PROBST, 1998; MORTATTI, et al., 2003, CONCEIÇÃO et al 2015; FERNANDES et al., 2016). O índice foi calculado por meio da Equação 24, que equivale à razão molar entre sílica e alumina aplicada em perfis de intemperismo de silicatos.

$$R_E = \frac{3 \cdot FK + 3 \cdot FNa + 2 \cdot FCa + 1,25 \cdot FMg - FSiO_2}{0,5 \cdot FK + 0,5 \cdot FNa + FCa + 0,75 \cdot FMg} \quad (24)$$

Onde: F_K , F_{Na} , F_{Ca} , F_{Mg} e F_{SiO_2} = fluxo anual de potássio, sódio, cálcio, magnésio e sílica, em mol ano⁻¹, corrigidos quanto ao aporte atmosférico.

Quando o R_E for igual à zero, o processo de alteração química predominante é a alitização ou hidrólise total, onde somente o alumínio e ferro são fixados na forma de óxidos e hidróxidos insolúveis; Se $R_E = 2$ o processo de intemperismo é chamado de monossilitização, com geração de minerais 1:1, como a caulinita. Se $R_E > 2$, prevalece o processo de bissilitização, originando minerais 2:1, como a illita e montmorillonita;

A importância do intemperismo químico de silicatos no controle do clima global é fundamentada no balanço de carbono de longo prazo. Nesse contexto, as águas meteóricas reagem com o gás carbônico atmosférico (CO₂) formando ácido carbônico (H₂CO₃) atribuindo caráter ácido à água de chuva, que por sua vez reage com os silicatos no processo de intemperismo químico produzindo HCO₃⁻ em solução, esse carbono de origem atmosférica é conduzido pelas águas fluviais até o oceano, onde é soterrado no assoalho marinho na forma de carbonatos, resultando na remoção de CO₂ da atmosfera. Isso não ocorre nos na alteração dos carbonatos, cujo balanço da entrada e saída do carbono no sistema está em equilíbrio (CORFIELD, 2011). O consumo total de CO₂ no processo de alteração química dos silicatos do maciço alcalino de Poços de Caldas foi quantificado através da Equação 25, conforme proposto por Mortatti & Probst, 2012.

$$F_{CO_2} = F_{Na\ sil} + F_{K\ sil} + 2F_{Mg\ sil} + 2F_{Ca\ sil} \quad (25)$$

Onde: F_{CO_2} é o CO_2 total atmosférico/solo consumido durante o processo de intemperismo em $mol\ km^{-2}\ ano^{-1}$; $F_{Na\ sil}$, $F_{K\ sil}$, $F_{Mg\ sil}$ e $F_{Ca\ sil}$ = fluxo anual de potássio, sódio, cálcio, magnésio e sílica, após correção atmosférica (em $mol\ km^{-2}\ ano^{-1}$).

5. RESULTADOS

5.1 Aspectos hidrológicos

A análise do comportamento hidrológico das bacias dos córregos Amoras e Ariranha (Figura 17) mostra a sazonalidade da vazão e precipitação ao longo de 2016. A precipitação total sobre área de estudo foi de 1760 mm, sendo 80% dela distribuída no período chuvoso, que se estende de janeiro a março (verão) e outubro a dezembro (primavera), período em que também se dá os eventos de cheias, cujos picos mais expressivos ocorreram nos meses de janeiro e fevereiro. O inverno (julho-setembro) foi o período mais seco do ano, com precipitação em torno de 75 mm resultando em vazões bastante reduzidas nestes meses.

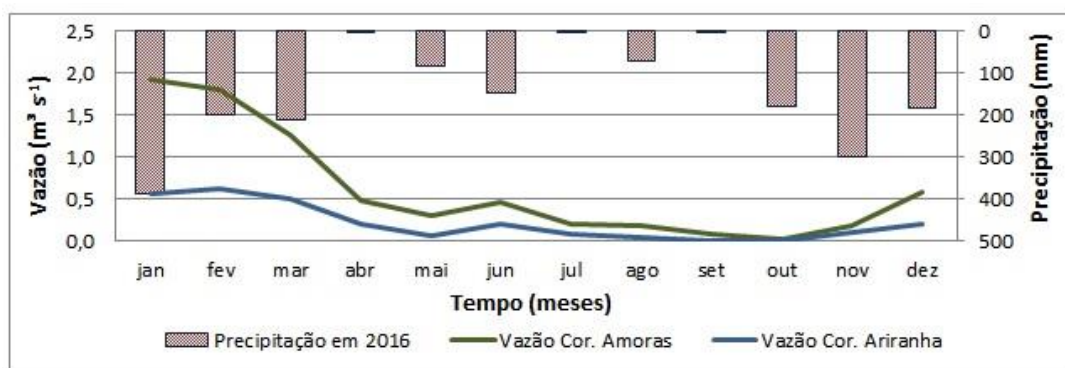


Figura 17: Precipitação e vazão mensal nas bacias dos córregos Amoras e Ariranha no ano de 2016.

O balanço hídrico foi estimado a partir da comparação entre a precipitação anual e a quantidade média de água escoada pelos canais fluviais em mm ano^{-1} . Dessa forma, a vazão do Córrego Amoras foi de 1104 mm ano^{-1} , o que corresponde a 63% da precipitação anual, enquanto no Córrego Ariranha a vazão foi de 991 mm ano^{-1} , ou seja, 56% do total de precipitação do ano de 2016. O excedente hídrico nas bacias hidrográficas estudadas foi estimado em 656 mm ano^{-1} ou 37% da precipitação para o Córrego Amoras e 769 mm ano^{-1} ou 44% da precipitação para o Córrego Ariranha. Deve-se considerar que parte desse excedente é reservado no solo e aquífero de trânsito lento e outra parte é devolvida para atmosfera pela evapotranspiração.

A partir da análise morfológica das bacias de drenagem foram extraídas informações sobre seu comportamento em evento de cheias. O coeficiente de compacidade (K_c) e o fator de forma (K_f) observados nas bacias dos córregos Amoras (0,3 e 0,4, respectivamente) e

Ariranha (0,5 e 0,3, respectivamente) são bem próximas, indicando a baixa susceptibilidade à eventos de inundação devido à forma alongada de ambas as bacias hidrográficas, evitando que a onda de cheia de seus tributários chegue ao canal principal ao mesmo tempo causando eventos de grande vazões (STEVAUX & LATRUBESSE, 2017). A densidade de drenagem (Dd) das bacias dos córregos Amoras (1,5 km km⁻²) e Ariranha (1,4 km km⁻²) são praticamente iguais, indicando que a susceptibilidade dos terrenos à erosão é semelhante em ambas as bacias hidrográficas. Este parâmetro é condicionado pelo fator geológico, que determina a capacidade de permeabilidade e escoamento superficial dos terrenos. Em bacias de baixa densidade de drenagem (inferior a 0,5 km km⁻²) a infiltração é quantitativamente superior ao escoamento superficial e a susceptibilidade do terreno a erosão tende a ser menor, já em bacias hidrográficas de alta densidade de drenagem (superior a 3,0 km km⁻²) o escoamento superficial prepondera sobre a infiltração e, conseqüentemente, a suscetibilidade do terreno à erosão é maior. As bacias hidrográficas dos córregos Amoras e Ariranha enquadra-se na condição média, onde a infiltração e escoamento superficiais são equivalentes (SILVA, 2015). A vazão extrema (Q_{ex}), capaz de causar modificações morfológicas nos canais fluviais e planícies de inundações, foi estimada em 17,4 m³ s⁻¹ para a bacia do Córrego Amoras, cerca de 9 vezes maior que a vazão máxima observada na série e de 7,4 m³ s⁻¹ para a bacia do Córrego Ariranha, cerca de 12 vezes maior que o vazão máxima observada. Nesse cálculo foi considerado a média da precipitação histórica de 1786 mm.

5.2. Hidroquímica fluvial I: parâmetros físico-químicos

As tabelas 1 e 2 apresentam os valores dos principais parâmetros físico-químicos associados às águas superficiais, bem como, os valores de vazão no momento de amostragem e a concentração média ponderada pela vazão (C_{MPQ}). A vazão média do Córrego Amoras foi de 0,65 m³ s⁻¹, com máxima de 1,9 m³ s⁻¹ e mínima de 0,03 m³ s⁻¹, e o Córrego Ariranha apresentou vazão média de 0,22 m³ s⁻¹, com máxima 0,6 m³ s⁻¹ e mínima de 0,01 m³ s⁻¹.

Tabela 1: Vazão e principais parâmetros físico-químicos do Córrego Amoras.

Data	Q ($m^3 s^{-1}$)	pH	Temp. ($^{\circ}C$)	CE ($\mu S cm^{-1}$)	Turbidez (NTU)	OD	STD ($mg L^{-1}$)	STS
26/01/2016	1,92	6,2	22,5	27	12	7,1	26,2	10,0
16/02/2016	1,81	6,0	22,7	25	23	7,5	29,1	12,0
08/03/2016	1,27	6,3	21,5	20	30	6,7	31,8	15,0
05/04/2016	0,48	6,4	21,4	24	5	6,5	35,3	3,0
09/05/2016	0,30	6,8	18,8	25	5	5,8	34,2	4,0
17/06/2016	0,47	6,3	14,0	24	4	5,7	36,1	5,0
17/07/2016	0,20	6,1	14,5	26	4	6,2	38,6	3,0
12/08/2016	0,19	6,7	12,2	30	8	6,8	43,3	3,0
15/09/2016	0,08	5,9	18,0	33	3	6,3	40,3	4,0
13/10/2016	0,03	6,3	19,6	35	3	7,0	43,6	4,0
04/11/2016	0,18	6,7	20,5	33	5	6,6	40,4	6,0
20/12/2016	0,58	6,4	22,5	23	7	6,9	34,1	5,0
Média	0,63	-	19,0	27,1	9,0	-	-	-
CMPQ	-	6,2	-	-	-	6,9	31,1	9,3

Tabela 2: Vazão e principais parâmetros físico-químicos do Córrego Ariranha.

Data	Q ($m^3 s^{-1}$)	pH	Temp. ($^{\circ}C$)	CE ($\mu S cm^{-1}$)	Turbidez (NTU)	OD	STD ($mg L^{-1}$)	STS
26/01/2016	0,57	6,6	22,8	33	25	7,9	23,2	12,0
16/02/2016	0,63	5,6	24,3	31	15	8,0	29,5	9,0
08/03/2016	0,51	6,5	21,9	27	41	5,2	31,3	13,0
05/04/2016	0,20	6,5	22,7	30	3	6,4	30,2	4,0
09/05/2016	0,07	6,9	20,9	26	4	8,7	36,1	2,0
17/06/2016	0,21	6,7	15,7	30	0	7,9	35,9	4,0
17/07/2016	0,09	5,7	17,3	32	8	6,9	34,7	3,0
12/08/2016	0,05	6,6	17,9	40	9	5,3	43,9	2,0
15/09/2016	0,01	5,8	21,1	34	3	5,9	40,6	2,0
13/10/2016	0,02	6,4	23,5	36	4	6,4	41,5	2,0
04/11/2016	0,11	6,6	22,8	35	8	5,4	35,8	3,0
20/12/2016	0,21	7,0	23,9	29	4	5,8	34,2	4,0
Média	0,22	-	21,2	31,9	10,2	-	-	-
CMPQ	-	6,0	-	-	-	6,9	30,4	8,4

Nota-se que ambos os córregos apresentam valores de pH semelhantes, os quais variam de 5,6 a 7,0, com pH médio em torno de 6,0. A temperatura média das águas do Córrego Amora foi de $19^{\circ}C$, com mínima de $14^{\circ}C$ e máxima de $22,7^{\circ}C$, a condutividade elétrica média foi de $27 \mu S cm^{-1}$ e a turbidez média de 9 NTU. Já as águas do Córrego Ariranha apresentaram temperatura média em torno de $21^{\circ}C$, com mínima de $15,7^{\circ}C$ e máxima de $24,3^{\circ}C$, a condutividade elétrica média de $32 \mu S cm^{-1}$ e a turbidez média de 10 NTU. A $CMPQ$ de oxigênio dissolvido foi de $6,9 mg L^{-1}$ para ambas as bacias hidrográficas estudadas, mantendo oxigênio dissolvido sempre acima $5,0 mg L^{-1}$, mesmo nos meses de baixa vazão. A

C_{MPQ} de sólidos dissolvidos (STD) e em suspensão (STS) foi de aproximadamente $30,0 \text{ mg L}^{-1}$ e $9,0 \text{ mg L}^{-1}$, respectivamente, para ambas as bacias hidrográficas.

O caráter “levemente ácido” das águas superficiais foi relatado em vários estudos hidroquímicos realizados no planalto alcalino de Poços de Caldas (pH médio de 6,6), como no projeto hidrogeoambiental das estancias hidrominerais da Companhia Mineradora de Minas Gerais (COSTA et al., 1998), a partir de amostragens não sistemática em diferentes épocas do ano. O projeto ARCAL RLA 01/10, a partir de quatro campanhas de campo ao longo do Ribeirão das Antas em 2008, verificou uma faixa de variação de pH ao longo do ribeirão entre 5,4 e 6,9 (IRD/CNEN, 2009). Dados recentes da qualidade do Ribeirão das Antas, na Represa Bortolan próximo à foz do Córrego Amoras (ponto14), o pH variou de 6,5 a 7,0, (CNEN, DMA, DMAE e INB, 2012),

A análise da condutividade elétrica (CE) em relação à vazão mostra que as águas Córrego Amoras (Figura 18a) apresentam uma tendência de diluição da CE com o aumento da vazão, permitindo um ajuste satisfatório de um modelo potencial de expoente negativo, com $r = 0,76$. Contudo, essa tendência já não é tão evidente no Córrego Ariranha com $r = 0,48$ (Figura 18b). A análise da concentração de sólidos dissolvidos (TDS) em relação à vazão (Figura 19), o mesmo comportamento de diluição foi identificado, porém é agora observado com maior consistência em ambos os córregos (Córrego Amoras: $r = 0,90$ e Córrego Ariranha: $r = 0,82$). O modelo expresso pela função, $TDS = a.Q^{-b}$, apresenta um fator de diluição (-b) em torno de 0,11, valor abaixo da faixa estabelecida por Walling e Webb (1986) de 0,17 a 0,40 após o levantamento de 370 rios (STEVANUX & LATRUBESSE, 2017).

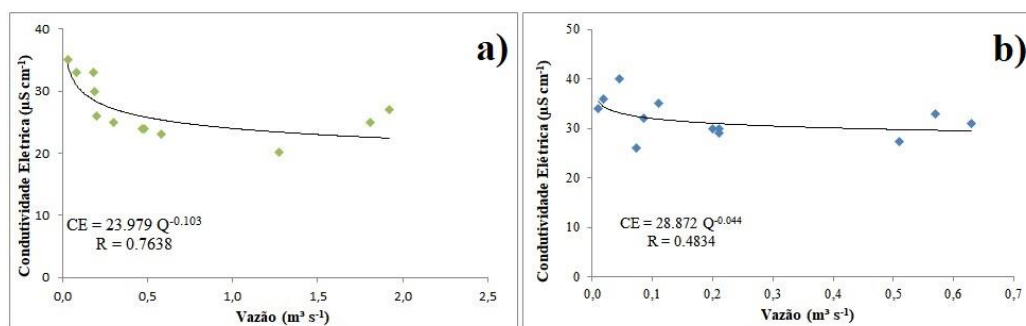


Figura 18: Condutividade elétrica em relação a vazão dos córregos Amoras (a) e Ariranha (b).

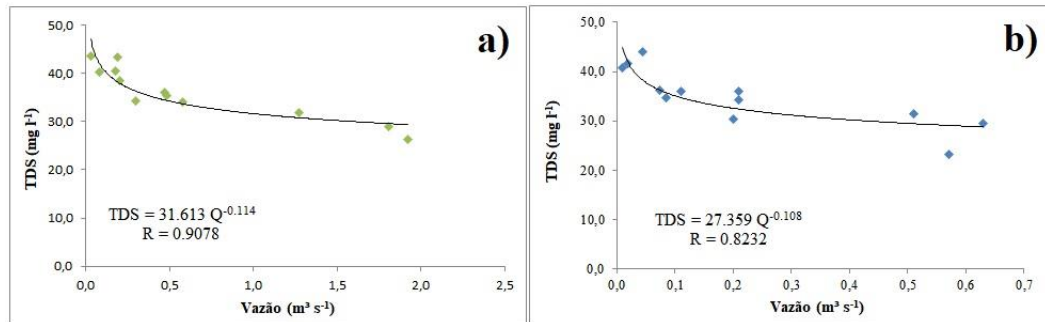


Figura 19: Concentração de sólidos dissolvidos totais em relação a vazão dos córregos Amoras (a) e Ariranha (b).

A relação entre a concentração de sólidos dissolvidos (STD) e sazonalidade do escoamento fluvial podem ser observados nas figuras 20 e 21, além de mostrarem o comportamento da concentração de sólidos dissolvida nos períodos de maiores e menores valores de vazão nos córregos Amoras e Ariranha, respectivamente. A partir desta análise, percebe-se o efeito diluição durante os diferentes regimes de vazão. Em ambos os córregos os diagramas de histerese apresentam movimento anti-horário indicando que o pico de concentração de STD ocorre nos meses de menor vazão, evidenciando um efeito de diluição das águas superficiais pelas águas pluviais nos meses chuvosos.

A dinâmica da carga sólida em suspensão difere da carga dissolvida, sendo fortemente associada à magnitude da vazão, tanto que grande parte do material sólido transportado por ambos os córregos dá-se em eventos de cheias, que ocorrem em curtos períodos de tempo ao longo do ano hidrológico. A relação entre STS e vazão nos córregos Amoras (Figura 22a) e Ariranha (Figura 22b) foram expressos pelo modelo potencial, $TSS = a.Q^b$, e mostram um melhor ajuste para o Córrego Ariranha ($r = 0,87$) do que para o Córrego Amoras ($r = 0,73$), com coeficiente (b) positivo de 0,3 e 0,5, respectivamente. Valor bastante aquém do encontrado por Walling (1974), cujo expoente varia entre 2 e 3 (apud; STEVAUX & LATRUBESSE, 2017), sugerindo influência da precipitação na concentração de STS.

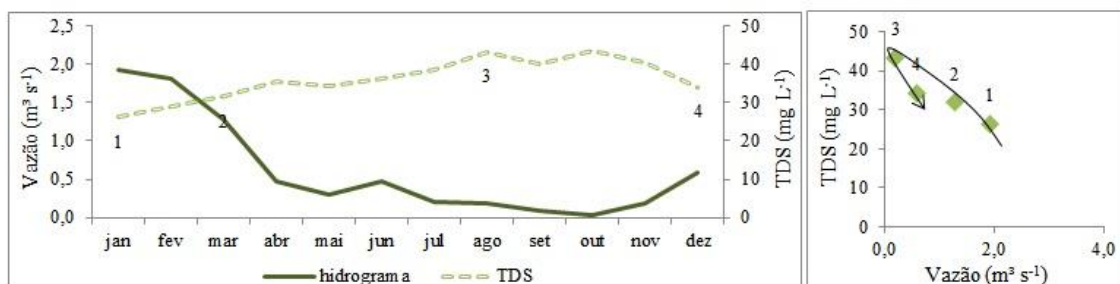


Figura 20: Comportamento do STD em relação à hidrógrafa anual e gráfico de histerese do Córrego Amoras. Referências hidrológicas 26/jan (1); 8/mar (2); 12/ago (3); 20/dez (4).

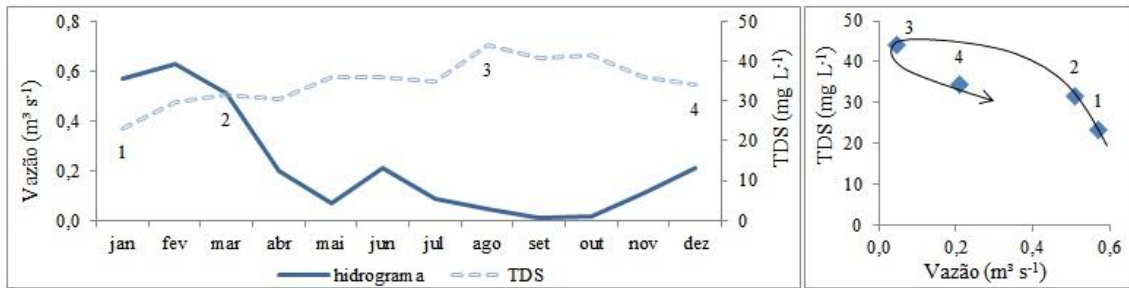


Figura 21: Comportamento do STD em relação à hidrógrafa anual e gráfico de histerese do Córrego Ariranha. Referências hidrológicas 26/jan (1); 8/mar (2); 12/ago (3); 20/dez (4).

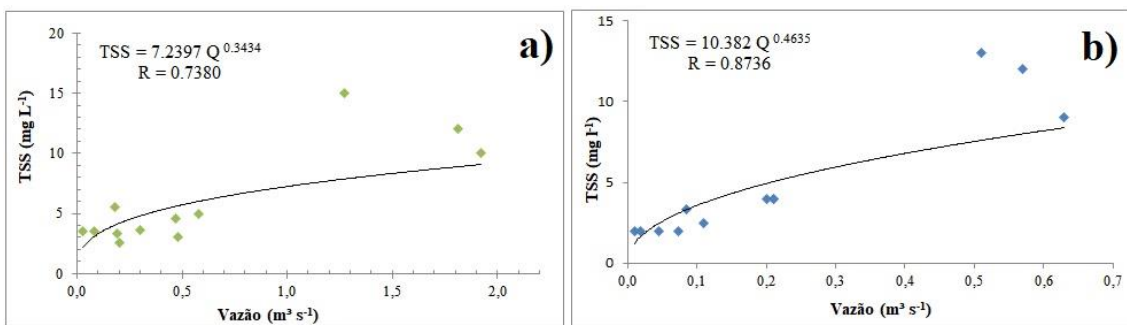


Figura 22: Concentração de sólidos suspensos em relação à vazão dos córregos Amoras (a) e Ariranha (b).

A carga sólida em suspensão analisada em relação à hidrógrafa anual (Figura 23 e 24) mostra que os maiores valores de concentração de STS coincidem com os de vazão, provavelmente devido à erosão hídrica provocada pelo escoamento das águas pluviais e fluviais.

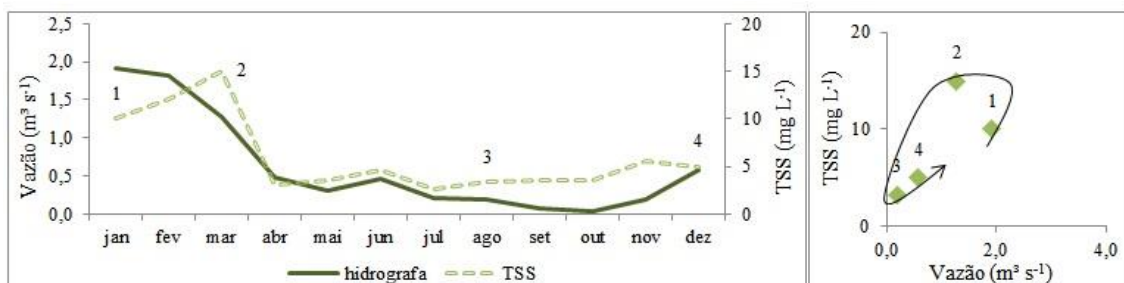


Figura 23: Gráfico de comportamento do STS em relação à hidrógrafa anual e gráfico de histerese do Córrego Amoras. Referências hidrológicas 26/jan (1); 8/mar (2); 12/ago (3); 20/dez (4).

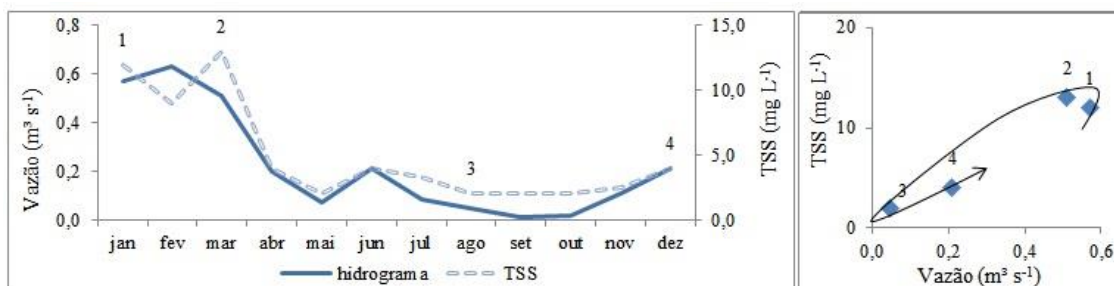


Figura 24: Gráfico de comportamento do STS em relação à hidrógrafa anual e gráfico de histerese do Córrego Ariranha. Referências hidrológicas 26/jan (1); 8/mar (2); 12/ago (3); 20/dez (4).

5.3. Hidroquímica fluvial II: Principais espécies químicas dissolvidas

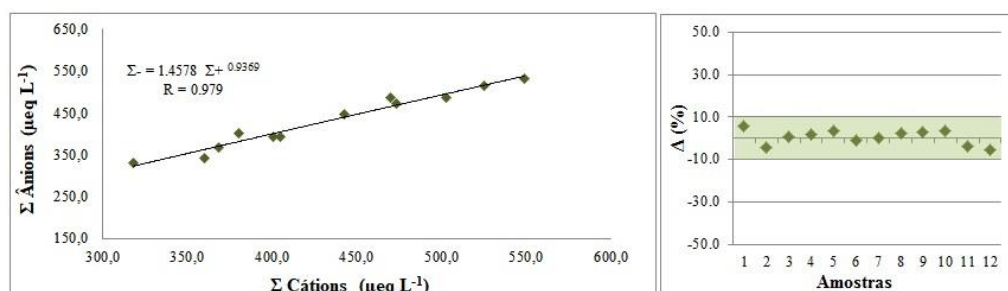
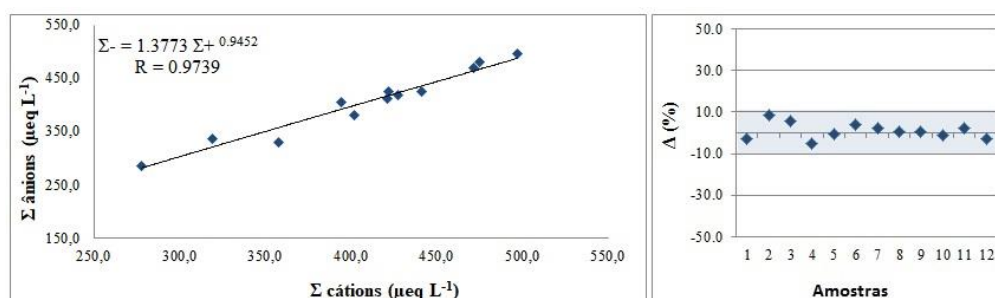
As tabelas 3 e 4 apresentam as concentrações das espécies químicas de interesse nas águas dos córregos Amoras e Ariranha, acompanhadas dos valores de dureza, vazão (Q) e concentração média ponderada pela vazão (C_{MPQ}). O balanço de cargas e a variabilidade iônica foram os critérios utilizados para verificar a consistência interna dos dados analíticos, no cálculo foram considerados apenas os cátions e ânions maiores em $\mu\text{eq L}^{-1}$. Todas as amostras apresentaram variabilidade iônica menor que 10%, no Córrego Amoras os erros variaram de -5,26 a 5,55%, e no Córrego Ariranha o erro variou de -5,34% a 8,5 % (figuras 25 e 26).

Tabela 3: Vazão e concentração de espécies químicas nas águas do Córrego Amoras.

Data	Q ($m^3 s^{-1}$)	Concentração (mg L ⁻¹)													
		Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	SiO ₂	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	F ⁻	Fe _{tot}	Al ³⁺	Dureza
26/01/2016	1,92	3,0	1,6	1,0	2,0	0,5	14,4	0,5	<LD	1,4	0,6	0,8	0,25	0,18	9,1
16/02/2016	1,81	3,1	0,7	0,7	2,1	4,0	15,7	0,2	<LD	0,8	0,4	0,7	0,45	0,20	8,0
08/03/2016	1,27	2,9	1,2	1,2	2,1	3,5	16,6	0,4	<LD	1,3	0,6	0,7	0,63	0,60	10,2
05/04/2016	0,48	2,9	1,0	1,5	2,4	4,4	19,1	0,3	<LD	1,1	0,3	0,8	1,28	0,43	12,2
09/05/2016	0,30	2,7	1,4	1,4	2,6	2,5	19,4	0,6	0,03	1,0	0,4	0,5	1,20	0,50	12,2
17/06/2016	0,47	3,1	1,7	1,7	2,3	1,4	21,3	0,6	0,06	1,7	0,7	0,4	0,73	0,30	12,8
17/07/2016	0,20	3,2	1,7	1,7	2,9	1,8	22,9	0,6	0,02	1,5	0,6	0,5	0,82	0,19	14,2
12/08/2016	0,19	3,7	1,9	1,9	3,0	3,1	24,6	0,7	<LD	1,6	0,8	0,7	0,97	0,38	15,2
15/09/2016	0,08	3,3	1,8	1,8	3,2	1,8	23,7	1,0	0,04	1,2	0,5	0,7	0,90	0,40	15,2
13/10/2016	0,03	3,3	2,0	2,0	3,5	1,9	25,1	1,2	0,08	1,2	0,7	0,9	1,13	0,46	17,2
04/11/2016	0,18	3,0	1,9	1,5	3,2	2,1	23,5	0,9	0,05	1,3	0,8	0,6	1,05	0,45	14,2
20/12/2016	0,58	2,9	1,0	1,0	2,8	1,7	21,0	0,4	0,01	0,9	0,6	0,3	1,24	0,41	11,0
Média	0,65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C_{MPQ}	-	3,0	1,2	1,1	2,3	2,5	17,4	0,4	0,03	1,2	0,5	0,7	0,64	0,33	10,2

Tabela 4: Vazão e concentração de espécies químicas nas águas do Córrego Ariranha.

Data	Q	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	SiO ₂	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	F ⁻	Fe _{tot}	Al ³⁺	Dureza
	(m ³ s ⁻¹)	(mg L ⁻¹)													
26/01/2016	0,57	2,8	0,6	0,6	1,7	1,1	13,3	0,4	>LD	0,9	0,3	0,6	0,91	0,20	6,7
16/02/2016	0,63	2,3	1,5	1,0	2,6	4,4	14,5	0,3	>LD	1,7	0,4	0,6	0,23	0,09	10,6
08/03/2016	0,51	2,5	1,6	1,3	2,8	2,4	15,8	0,8	>LD	2,4	0,5	0,6	0,52	0,30	12,2
05/04/2016	0,20	2,5	1,0	1,0	2,1	4,5	15,9	0,3	>LD	1,4	0,2	0,5	0,87	0,20	9,1
09/05/2016	0,07	3,6	1,2	1,2	2,5	2,3	22,3	0,3	>LD	1,2	0,3	0,2	0,68	0,20	11,3
17/06/2016	0,21	2,9	1,8	1,8	2,3	2,1	20,1	1,1	0,03	1,8	0,5	0,3	1,05	0,35	13,0
17/07/2016	0,09	2,9	1,5	1,5	2,4	1,7	20,8	0,2	>LD	1,6	0,3	0,3	1,32	0,14	12,4
12/08/2016	0,05	2,9	1,6	1,6	3,9	3,0	26,6	0,5	>LD	1,2	0,4	0,2	1,98	0,20	16,2
15/09/2016	0,01	3,5	1,3	1,3	3,4	2,1	25,7	0,1	0,06	0,9	0,3	0,2	1,54	0,22	13,9
13/10/2016	0,02	3,5	1,4	1,4	3,4	2,3	26,2	0,1	0,18	0,9	0,3	0,2	1,53	0,33	14,0
04/11/2016	0,11	2,5	1,7	1,2	3,4	1,8	21,8	0,1	0,18	1,1	0,4	0,3	1,18	0,37	13,5
20/12/2016	0,21	2,6	1,2	1,2	2,9	2,5	19,8	0,6	0,32	1,6	0,3	0,2	0,85	0,23	12,2
Média	0,22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CMPO	-	2,6	1,3	1,1	2,4	2,4	16,5	0,5	0,04	1,6	0,4	0,5	0,72	0,21	10,6

**Figura 25:** Balanço e variabilidade iônica referente às principais espécies químicas dissolvida no Córrego Amoras em 2016.**Figura 26:** Balanço e variabilidade iônica referente às principais espécies químicas dissolvida no Córrego Ariranha em 2016.

A partir da CMPO das espécies químicas dissolvidas foi possível observar semelhanças na composição química das águas dos córregos estudados. As águas de ambos os córregos são consideradas brandas em relação à dureza, com concentração média de 10,2 e 10,6 mg dm⁻¹ de CaCO₃ para os córregos Amoras e Ariranha, respectivamente. A composição química da

água em base molar ($\mu\text{mol L}^{-1}$) faz alusão às espécies em maior número na solução independente de sua massa molecular. Sob essa perspectiva, as águas dos córregos Amoras e Ariranha são praticamente iguais, ambas têm como ânion principal o HCO_3^- (cerca de 40%) e como cátion principal o Na^+ (aproximadamente 18%). A Figura 27 mostra a distribuição percentual das espécies químicas em relação ao STD. Ao dispor os constituintes da água em ordem decrescente é possível notar algumas poucas diferenças, no Córrego Amoras a distribuição dos cátions foi a seguinte $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Al}^{3+} > \text{Fe}_{\text{tot}}$, enquanto o Córrego Ariranha $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Fe}_{\text{tot}} > \text{Al}^{3+}$. Quanto à distribuição dos ânions o Córrego Amoras apresentou $\text{HCO}_3^- > \text{F}^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{PO}_4^{5-}$, já o Córrego Ariranha $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{F}^- > \text{NO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{PO}_4^{5-}$.

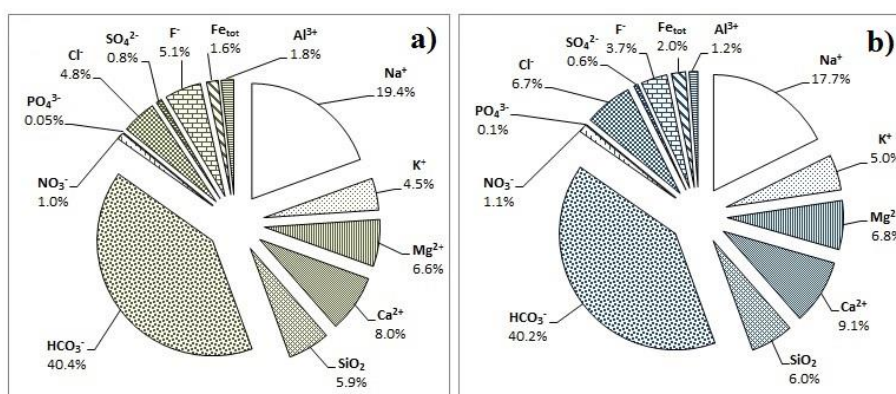


Figura 27: Distribuição percentual dos íons majoritários nos córregos Amoras (a) e Ariranha (b).

Ao comparar as C_{MPQ} das espécies químicas dissolvidas com os valores de referência para a Classe II, estabelecidos pelo artigo 42 da Resolução CONAMA 357/2005, nota-se que a maioria das espécies está de acordo com os valores máximos permitidos, com exceção dos metais Fe_{tot} e Al^{3+} que excedem os limites esperados para rios Classe II, ou seja, $0,3 \text{ mg L}^{-1}$ e $0,1 \text{ mg L}^{-1}$, respectivamente. As águas de ambos os córregos apresentaram um teor médio de ferro (Fe_{tot}) cerca de duas vezes maior que o padrão recomendado, a concentração média de Fe_{tot} no Córrego Amoras foi de $0,6 \text{ mg L}^{-1}$ e no Córrego Ariranha a concentração média de Fe_{tot} foi de $0,7 \text{ mg L}^{-1}$. Já a concentração de alumínio dissolvido (Al^{3+}) nas águas do Córrego Amoras foi em média $0,33 \text{ mg L}^{-1}$, cerca de três vezes mais que o permitido, enquanto o Córrego Ariranha a média foi de $0,21 \text{ mg L}^{-1}$.

A distribuição temporal das espécies químicas em função da hidrógrafa anual nos córregos Amoras e Ariranha são apresentadas nas figuras 28 e 29 respectivamente. Tal

abordagem permite analisar o comportamento das espécies nos períodos úmido e seco. No Córrego Amoras (Figura 28), a variação da concentração dos cátions (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} e Ca^{2+}) em relação à hidrógrafa mostra o efeito diluição pelas águas pluviais no período de chuva e o incremento da concentração destes no período de seca. Este comportamento também ocorre nas concentrações dos ânions HCO_3^- , NO_3^- e Cl^- , assim como na dureza da água. Os ânions, F^- e SO_4^{2-} também apresentaram picos no período de estiagem, porém pouco expressivos, pois já apresentaram concentrações elevadas no período úmido. O PO_4^{3-} apresentou dois picos de concentração isolados no período seco, o primeiro se estendeu pelos meses de maio, junho, julho e outro nos meses de setembro, outubro e novembro. A SiO_2 variou consideravelmente ao longo da hidrógrafa, com pico de concentração expressivos no período de cheias e picos secundários no período seco. Quanto aos metais, o Fe_{tot} e o Al^{3+} apresentaram tendência de aumento de concentração com a queda de vazão.

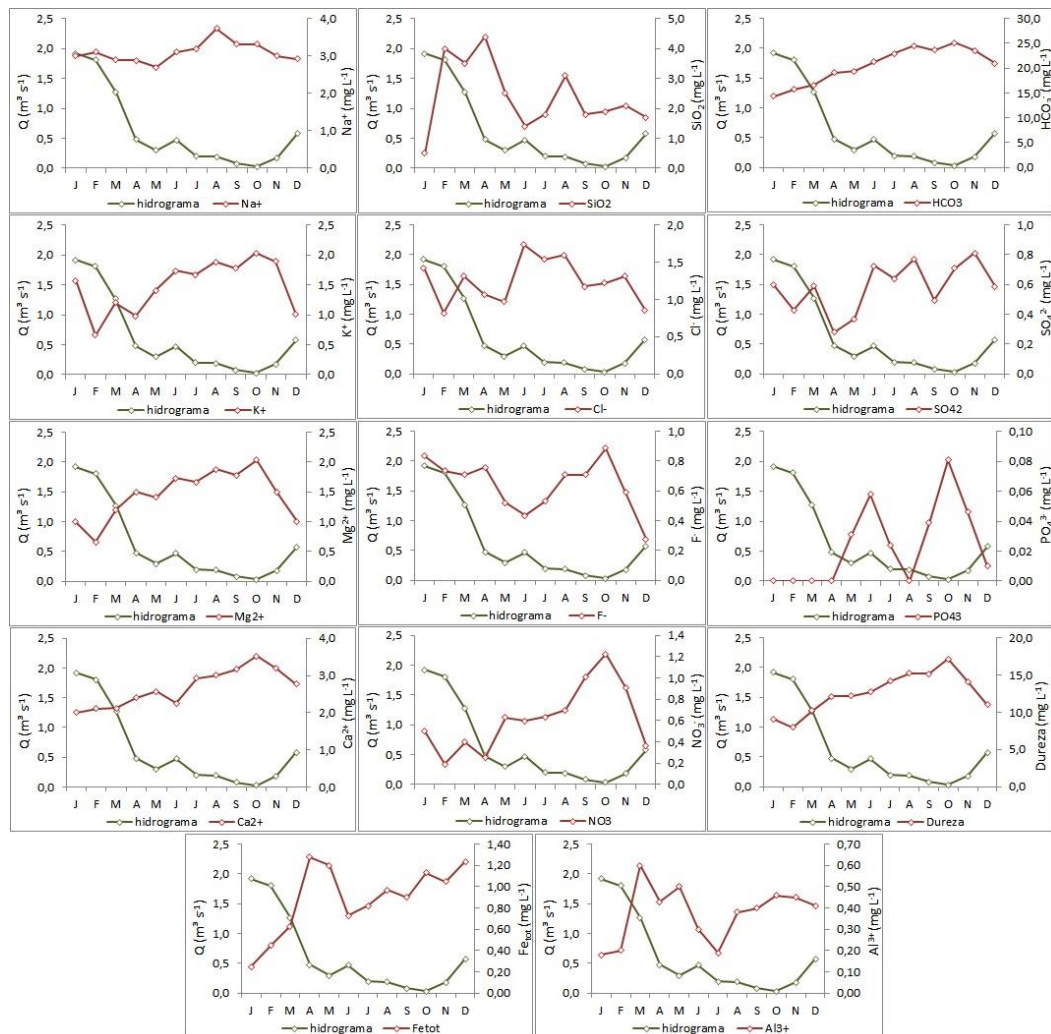


Figura 28: Distribuição temporal das concentrações de SiO_2 , cátions e ânions majoritários, dureza e os metais Fe_{tot} e Al^{3+} em função da hidrógrafa no Córrego Amoras.

No Córrego Ariranha (Figura 29), a variabilidade da concentração dos íons em relação à hidrógrafa foi mais irregular que do Córrego Amoras, fato que pode estar associada ao tamanho das bacias hidrográficas, em torno de 7 Km² e 18 Km² respectivamente. Os cátions e o ânion HCO₃⁻ apresentaram picos de concentração associados ao período seco, assim como a dureza. O PO₄³⁻ tornou a apresentar picos em dois momentos na hidrógrafa, o primeiro mais sutil ocorreu no mês de junho e o segundo mais expressivo ocorreu a partir de setembro e se estendeu até dezembro. Já as concentrações de Cl⁻ e F⁻, parece acompanhar a hidrógrafa do Córrego Ariranha, sugerindo uma contribuição essencialmente pluvial. A concentração de SO₄²⁻ permanece praticamente a mesma ao longo do ano. O comportamento da concentração de SiO₂ acompanhou a tendência observada no Córrego Amoras, com picos principais em meses de fevereiro e abril e pico secundário em agosto. Quanto à concentração de Fe_{tot} e Al³⁺, fica uma clara tendência de diluição com o aumento da vazão.

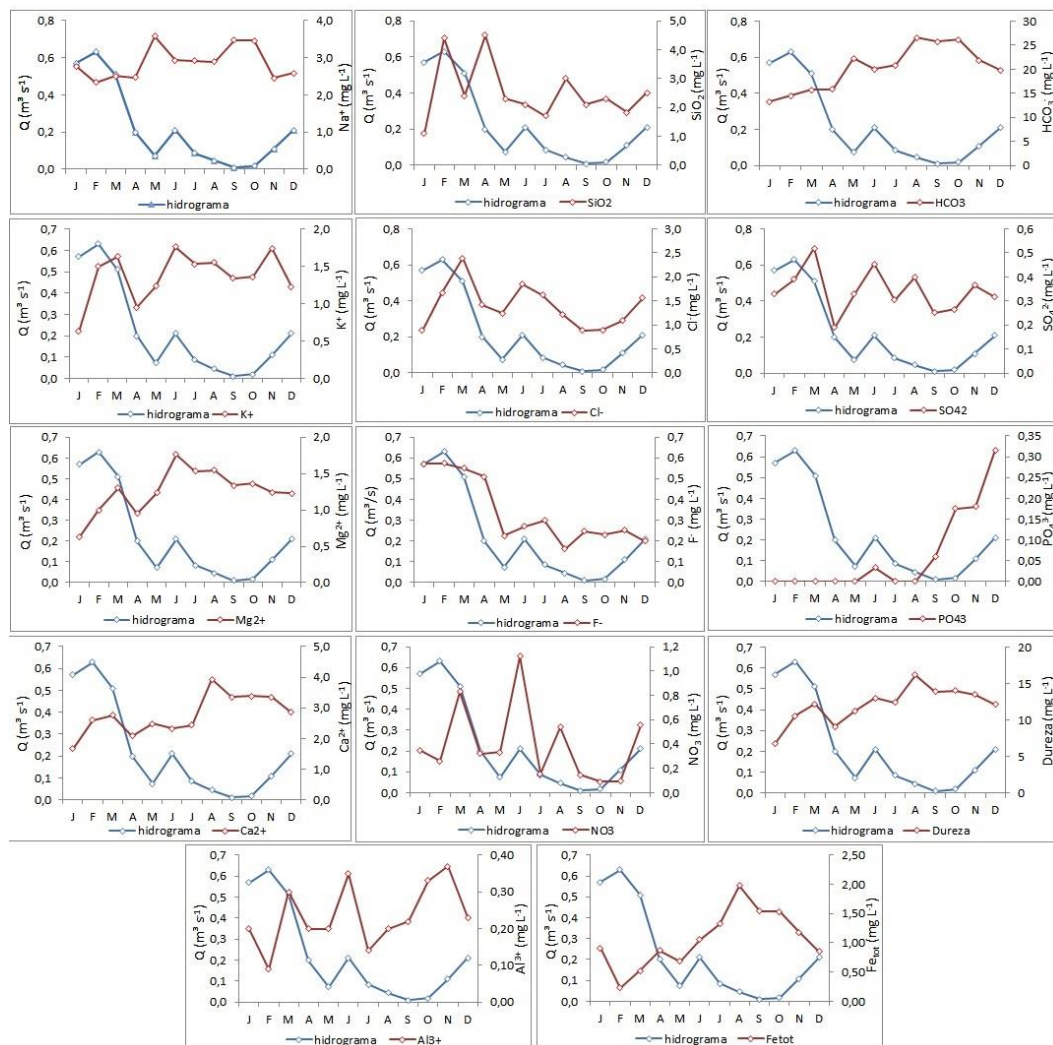


Figura 29: Distribuição temporal das concentrações de SiO₂, cátions e ânions majoritários, dureza e os metais Fe e Al em função da hidrógrafa no Córrego Ariranha.

5.4. Hidroquímica pluvial

Das vinte e duas amostras coletadas durante o ano hidrológico de 2016, apenas dezoito foram selecionadas pelo critério de variabilidade iônica inferior a 25%, limite estabelecido para amostras de águas pluviais com força iônica maior que $100 \mu\text{eq L}^{-1}$, (MONSELLO et al 1996; apud CONCEIÇÃO et al, 2011). A Figura 30 apresenta o balanço e a variabilidade iônica das amostras selecionadas. Para as amostras restantes, a variabilidade iônica foi menor que 10%, oscilando entre -6,0 a 9,3 %, garantindo assim a consistência interna dos dados. A deficiência de ânions observada no balanço deve-se em parte a utilização apenas de elementos de maior abundância na natureza desprezando os íons menores.

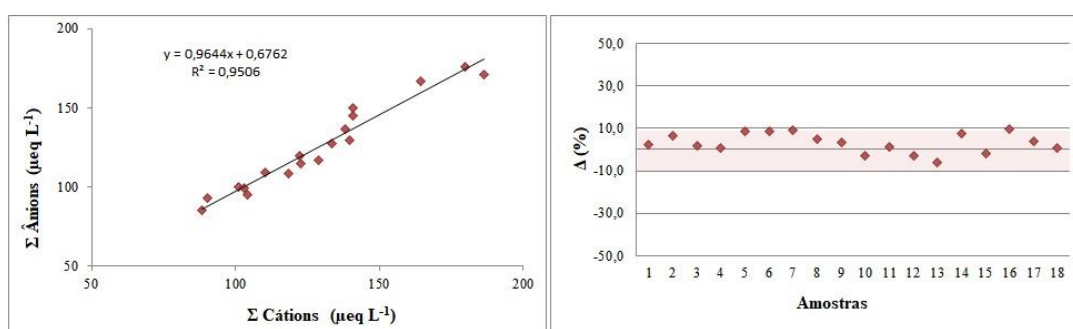


Figura 30: Balanço e variabilidade iônica referente às principais espécies químicas dissolvida nas águas pluviais coletadas em 2016.

A Tabela 5 apresenta os dados pluviométricos e informações físico-químicas dos eventos de chuvas selecionados, acompanhado da concentração média ponderada pela precipitação (C_{MPP}). O pH médio das águas pluviais foi de 5,5, com valores de condutividade elétrica menores que $20 \mu\text{S cm}^{-1}$. A composição química das águas de chuva expressa em base molar ($\mu\text{mol L}^{-1}$) permite identificar os íons mais numerosos na solução independente da massa das espécies químicas. A Figura 31 apresenta a distribuição percentual da composição química das águas de chuva no planalto de Poços de Caldas. Os íons mais abundantes são o Na^+ (cerca de 53% do total de cátions) e o HCO_3^- (cerca de 35,5% do total de ânions), indicando uma tendência de $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$ para os cátions e $\text{HCO}_3^- > \text{F}^- > \text{Cl}^- > \text{NO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{PO}_4^{3-}$ para os ânions. Quanto aos metais, o conteúdo de Al^{3+} foi bastante superior que o conteúdo de Fe_{tot} .

A composição química das águas pluviais varia consideravelmente no tempo e espaço influenciados por fatores como a localização geográfica (distância do oceano), o tempo de duração do evento e sazonalidade climática (BROWNLOW, 1979). Visando investigar a

influência da sazonalidade climática na composição química das águas pluviais, a Figura 32 ilustra a variação da concentração das espécies químicas dissolvidas em relação ao período seco e úmido. No geral, as chuvas do período seco apresentaram concentrações ligeiramente superiores que no período úmido, com STD médio de $8,8 \text{ mg L}^{-1}$ e $7,5 \text{ mg L}^{-1}$, respectivamente. A maior variação foi observada para os íons NO_3^- e Cl^- , que apresentaram concentrações em torno de $1,0 \text{ mg L}^{-1}$ no período seco e no período úmido a concentração reduziu consideravelmente para $0,5 \text{ mg L}^{-1}$ de NO_3^- e $0,6 \text{ mg L}^{-1}$ de Cl^- . Nota-se ainda que F expressou uma tendência inversa, com aumento de $0,1 \text{ mg L}^{-1}$ na concentração média registrada no período úmido.

Tabela 5: Dados pluviométricos e características químicas das águas de chuva junto com a concentração média ponderada pela precipitação (C_{MPP}).

Datas	P	pH	CE	(mg L^{-1})													
	(mm)		$(\mu\text{S cm}^{-1})$	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	HCO_3^-	NO_3^-	PO_4^{3-}	Cl^-	SO_4^{2-}	F^-	Fe_{tot}	Al^{3+}	TDS	TSS
25/jan	16,6	5,6	19,0	1,6	1,3	0,25	1,2	3,7	0,5	>LD	2,5	0,2	0,5	0,10	0,20	12,1	1,6
15/fev	26,2	5,7	8,0	1,4	0,1	0,09	1,0	3,2	0,3	0,4	0,4	0,2	0,5	0,10	0,21	7,9	1,6
17/fev	8,2	5,3	9,0	1,2	0,9	0,14	0,7	3,3	0,8	>LD	0,5	0,4	0,5	0,08	0,18	8,7	0,6
21/fev	22,6	5,7	6,0	0,7	0,4	0,14	1,0	2,8	0,5	0,4	0,3	0,2	0,4	0,04	0,17	6,9	>LD
23/fev	18,6	5,8	5,0	1,4	0,2	0,06	0,9	3,8	0,4	0,4	0,3	0,1	0,3	0,04	0,15	8,1	>LD
27/fev	9,4	5,6	20,0	1,4	1,7	0,22	1,4	3,6	0,6	0,2	2,3	0,2	0,5	0,04	0,18	12,3	>LD
03/mar	52,6	5,6	5,0	0,9	0,9	0,07	0,8	1,2	>LD	0,3	1,0	0,4	0,5	0,06	0,20	6,3	>LD
10/mar	8,6	6,2	8,0	1,2	0,8	0,15	1,0	3,3	0,2	>LD	1,0	0,7	0,4	0,02	0,18	8,9	>LD
16/mar	27,4	5,9	5,0	0,9	0,4	0,11	0,6	2,4	0,3	0,3	0,5	0,1	0,3	0,03	0,21	6,1	>LD
31/mai	24,4	5,8	7,0	0,7	0,2	0,18	0,8	3,1	0,9	>LD	0,3	0,5	0,1	0,03	0,12	6,8	>LD
02/jun	40,0	5,1	15,0	1,4	0,8	0,10	1,0	1,4	0,7	0,6	1,2	0,3	0,8	0,06	0,24	8,5	>LD
06/jun	20,2	5,6	10,0	1,0	0,6	0,40	1,0	2,9	1,1	0,3	1,1	0,1	0,7	0,01	0,12	9,3	>LD
07/jun	29,0	6,3	17,0	1,3	1,2	0,15	0,9	3,1	1,3	0,3	1,9	0,3	0,1	0,04	0,23	10,8	>LD
21/ago	34,2	4,8	5,0	1,2	0,2	0,31	1,1	2,3	1,5	>LD	0,4	0,5	0,8	0,04	0,20	8,6	>LD
24/out	22,4	5,7	11,0	1,5	1,3	0,17	1,1	2,4	1,0	0,8	1,2	0,7	0,6	0,04	0,21	11,0	1,8
25/out	38,8	6,4	7,0	1,4	0,2	0,15	1,0	1,8	0,9	>LD	0,2	0,5	1,0	0,05	0,20	7,3	1,3
05/nov	75,0	6,1	6,0	0,9	0,3	0,09	0,9	2,1	0,4	0,1	0,1	0,1	0,9	0,02	0,18	6,3	1,5
10/dez	22,8	5,3	2,0	1,3	0,0	0,09	0,9	2,1	0,8	>LD	0,2	0,3	0,9	0,05	0,17	6,8	1,5
Média	27,6	-	9,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C_{MPP}	-	5,5	-	1,1	0,6	0,1	0,9	2,4	0,65	0,2	0,72	0,3	0,60	0,05	0,2	7,9	0,63

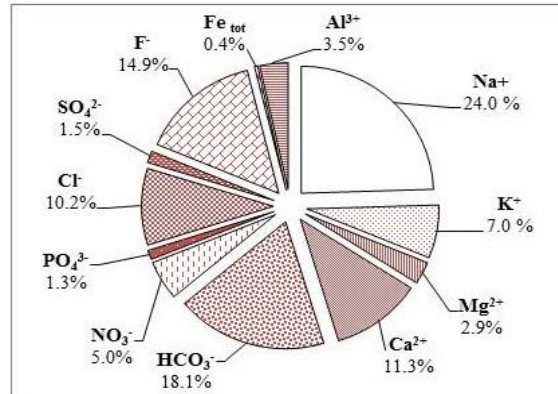


Figura 31: Distribuição percentual das espécies químicas inorgânicas presente na água de chuva.

A participação de aerossóis marinhos nas águas de chuva de Poços de Caldas foi analisada a partir do ralação das concentrações molares de Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺ e SO₄²⁻ com o Cl⁻ (Figura 33), cujos valores de referência foram determinados por Stallard e Edmond (1981), como 0,841 para Na⁺, 0,017 para o K⁺, 0,106 para o Mg²⁺, 0,018 para o Ca²⁺ e 0,127 para o SO₄²⁻.

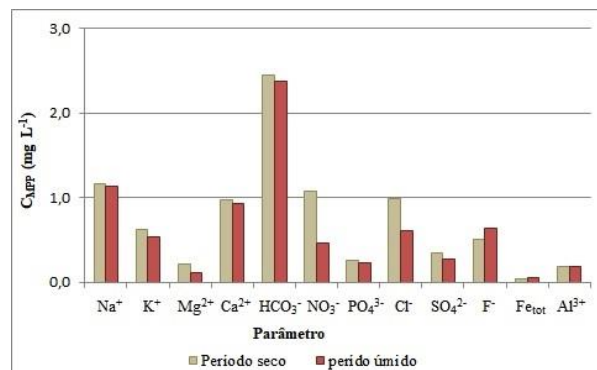


Figura 32: Variação da concentração dos íons inorgânicos nas águas em chuva nos períodos secos e úmidos durante o ano de 2016.

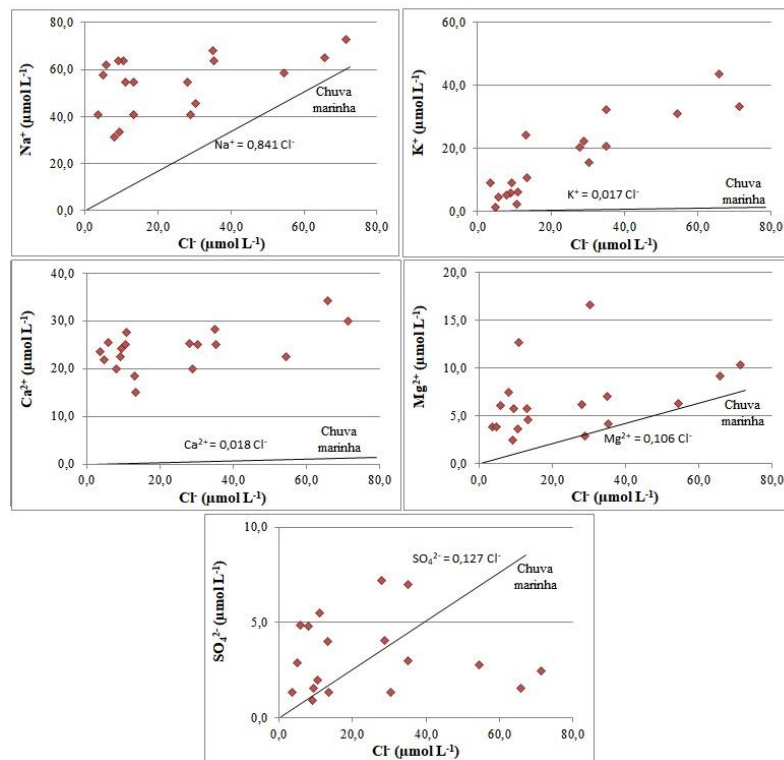


Figura 33: Razão molar dos Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} e SO_4^{2-} em relação ao Cl^- presente nas águas pluviais, e respectivas curvas de referência para a chuva marinha.

Assim, pode-se indicar que as águas pluviais mostraram-se amplamente influenciadas por aerossóis de origem terrestres, como pode ser observado nos diagramas Na^+ , K^+ , Mg^{2+} e Ca^{2+} , em que as razões foram sempre superiores aos valores de referência da chuva marinha, principalmente para os íons K^+ e Ca^{2+} , que apresentaram valores bastante elevados. Quanto ao conteúdo de SO_4^{2-} , nota-se que as razões ficaram bastante distribuídas, revelando uma participação intermitente de fontes terrestres e antrópicas.

5.5. Mineralogia e geoquímica de rochas e material alterado

As mudanças geoquímica e mineralógica que ocorrem no perfil regolítico podem revelar a dinâmica dos agentes exógenos (clima, vegetação e drenagem) que atuaram na evolução da paisagem ao longo do tempo. No geral, o manto de alteração tende a uma simplificação mineralógica que se dá tanto em condições de boa drenagem (lixiviação) como em terrenos mal drenados (acúmulo da solução de intemperismo) (BALLESTEROS, 1991). Os resultados das análises química, mineralógica e de densidade das amostras de rocha e material alterado encontram-se na Tabela 6. Enquanto os difratogramas e imagens das

amostras de rocha e material alterado foram reunidos no apêndice do trabalho (Apêndice 01 e 02).

As amostras de fonólitos (RX 02 e RX 03) são compostos por sanidina (KAlSi_3O_8) e ortoclásio (KAlSi_3O_8), como variedade de feldspato alcalino, nefelina ($(\text{Na,K})\text{AlSiO}_4$), analcita ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$) e sodalita ($\text{Na}_4(\text{Si}_3\text{Al}_3)\text{O}_{10}\text{Cl}$). O mineral máfico de maior destaque na amostra RX02 foi a egirina ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$) enquanto na mostra RX03 predominou a fase egirina-augita ($(\text{Ca,Na})(\text{Fe}^{3+},\text{Fe}^{2+},\text{Mg})\text{Si}_2\text{O}_6$). A composição mineral do material alterado (MA02 e MA03) é representada por gibbsita ($\text{Al}(\text{OH})_3$) e goethita ($\text{FeO}(\text{OH})$).

As amostras de nefelina sienito (RX 04 e RX 05) apresentaram microclíneo (KAlSi_3O_8) e ortoclásio (KAlSi_3O_8), como variedade de feldspato alcalino, nefelina como principal feldspatoide, natrolita ($\text{Na}_2(\text{Si}_3\text{Al}_2)\text{O}_{10} \cdot \text{H}_2\text{O}$), analcita ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$) e egirina como mineral máfico mais expressivo. Os materiais alterados, MA04 e MA05, apresentaram gibbsita e goethita, sendo notada a presença de anátasio (TiO_2), referente à alteração de minerais que contêm titânio.

O nefelina sienito apresentou densidade média de $2,7 \text{ t m}^{-3}$, sendo ligeiramente superior aos exemplares de fonólito que apresentaram densidade média de $2,6 \text{ t m}^{-3}$. Com relação ao manto de alteração desenvolvido sobre a rocha nefelina sienito a densidade média foi de $1,3 \text{ t m}^{-3}$, enquanto o material alterado sobre os fonólitos apresentou densidade média de $1,4 \text{ t m}^{-3}$.

Quanto à composição química de elementos maiores, os exemplares de nefelina sienito (RX04 e RX05) e fonólito (RX02 e RX03) foram bastante semelhantes em relação à composição química de elementos maiores. Ambas as rochas apresentaram a SiO_2 como principal óxido, com média de 52,3% e 54,9%, respectivamente, seguido pelo Al_2O_3 (19,4%; 20,4%), K_2O (8,2%; 8,9%), Na_2O (8,1%; 7,4%) e Fe_2O_3 (6,5%; 4,9%). Os demais óxidos somados representam pouco mais que 5% da composição química das rochas. Quanto à química dos materiais alterados, destaca-se o elevado teor de Al_2O_3 com média de cerca de 55%, seguido pela participação expressiva de Fe_2O_3 (cerca de 13%), sendo que a participação dos demais óxidos no material alterado menor que cerca de 5%.

Tabela 6: Elementos maiores (%), densidade (ρ em $t\ m^{-3}$) e mineralogia das amostras de nefelina sienito (RX04 e RX 05) e fonólito (RX02 e RX03) e material alterado do nefelina sienito (MA04 e MA05) e do fonólito (MA02 e MA03).

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Soma	ρ	Mineralogia
RX 04	53,88	0,68	19,87	4,69	0,27	0,26	1,57	7,41	9,07	0,03	2,4	100,15	2,8	Microclina; Natrolita; Nefelina e Aegirina
RX 05	50,73	1,63	18,92	8,28	0,3	0,42	2,6	8,77	7,23	0,09	1,04	100,01	2,61	Nefelina; Analcima; Ortoclasio e Aegirina
Média	52,3	1,2	19,4	6,5	0,3	0,3	2,1	8,1	8,2	0,1	1,7	100,1	2,7	
MA 04	0,29	2,13	54,66	14,3	0,19	0,11	0,01	0,03	0,01	0,16	28,16	100,05	1,21	Gibbsita; Goethita e Anátasio
MA 05	0,73	0,56	56,06	13,67	0,15	0,09	0,01	0,02	0,02	0,04	28,71	100,06	1,38	Gibbsita e Goethita
Média	0,5	1,3	55,4	14,0	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	28,4	100,1	1,3	
RX 02	55,4	0,56	20,76	4,8	0,25	0,2	1,45	7,02	8,49	0,02	1,26	100,21	2,68	Sanidina; Nefelina; Analcima e Aegirina
RX 03	54,31	0,58	19,99	4,98	0,21	0,23	1,99	7,72	9,22	0,05	0,86	100,14	2,61	Ortoclase ; Nefelina ; Analcita ; Sodalita e Aegirina-augita
Média	54,9	0,6	20,4	4,9	0,2	0,2	1,7	7,4	8,9	0,0	1,1	100,2	2,6	
MA 02	2,51	1,45	55,23	12,23	0,26	0,07	0,01	0,04	0,45	0,05	27,79	100,09	1,5	Gibbsita e Goethita
MA 03	3,66	1,46	53,93	11,63	0,08	0,06	0,01	0,04	0,54	0,22	28,37	100,01	1,26	Gibbsita e Goethita
Média	3,1	1,5	54,6	11,9	0,2	0,1	0,0	0,0	0,5	0,1	28,1	100,1	1,4	

6. DISCUSSÕES

6.1. Modelos de regressão linear e diluição teórica

A partir da comparação entre os modelos de regressão potencial e de diluição teórica, descritas nas equações 16, 17 e 18, é possível fazer uma análise de proveniência das espécies químicas dissolvidas, distinguindo os elementos de origem pontual daqueles de origem difusa (KATTAN & PROBST, 1986; MORTATTI & PROBST, 2012). Os aportes pontuais são identificados no diagrama vazão-concentração através da aproximação ou mesmo sobreposição das curvas de regressão potencial e de diluição teórica, trata-se de fontes de elevada concentração cujos solutos vão diluindo ao se misturar com a água do corpo hídrico receptor, particularmente associados ao lançamento de efluentes domésticos e industriais. Já os aportes difusos são identificados no diagrama pelo distanciamento entre as curvas, tal comportamento é esperado em espécies químicas lixiviadas em toda a extensão da bacia, cujo processo de diluição fluvial se caracteriza por ser pouco expressivo mesmo em período da subida das águas fluviais (VENDRAMINI, OLIVEIRA & MORTATTI, 2014). As figuras 34 e 35 apresentam a relação entre os modelos de regressão potencial e de diluição teórica para os córregos Amoras e Ariranha, respectivamente.

No Córrego Amoras o modelo de regressão potencial foi satisfatório para o K^+ ($r = 0,682$), Mg^{2+} ($r = 0,82$) e Ca^{2+} ($r = 0,93$), porém não apresentou uma boa correlação para o Na^+ ($r = 0,48$). Quanto aos ânions apenas o HCO_3^- ($r = 0,90$) e o NO_3^- ($r = 0,81$) apresentaram boa correlação. Nota-se que a concentração das espécies químicas dissolvidas é controlada basicamente pela diluição fluvial, conforme mostra o comportamento e consistência da distribuição dos dados de STD ($r = 0,91$). A análise individual das espécies químicas, K^+ , Mg^{2+} e Ca^{2+} demonstra a origem difusa desses íons, com coeficiente de diluição “b” de -0,188, -0,216 e -0,142, respectivamente, assim como o HCO_3^- que apresentou coeficiente de diluição de -0,132. Já a proximidade da linha de regressão do NO_3^- com a curva de diluição teórica indica origem pontual com coeficiente de diluição “b” de -0,363. Os demais íons apresentaram baixa correlação para fazer essa análise.

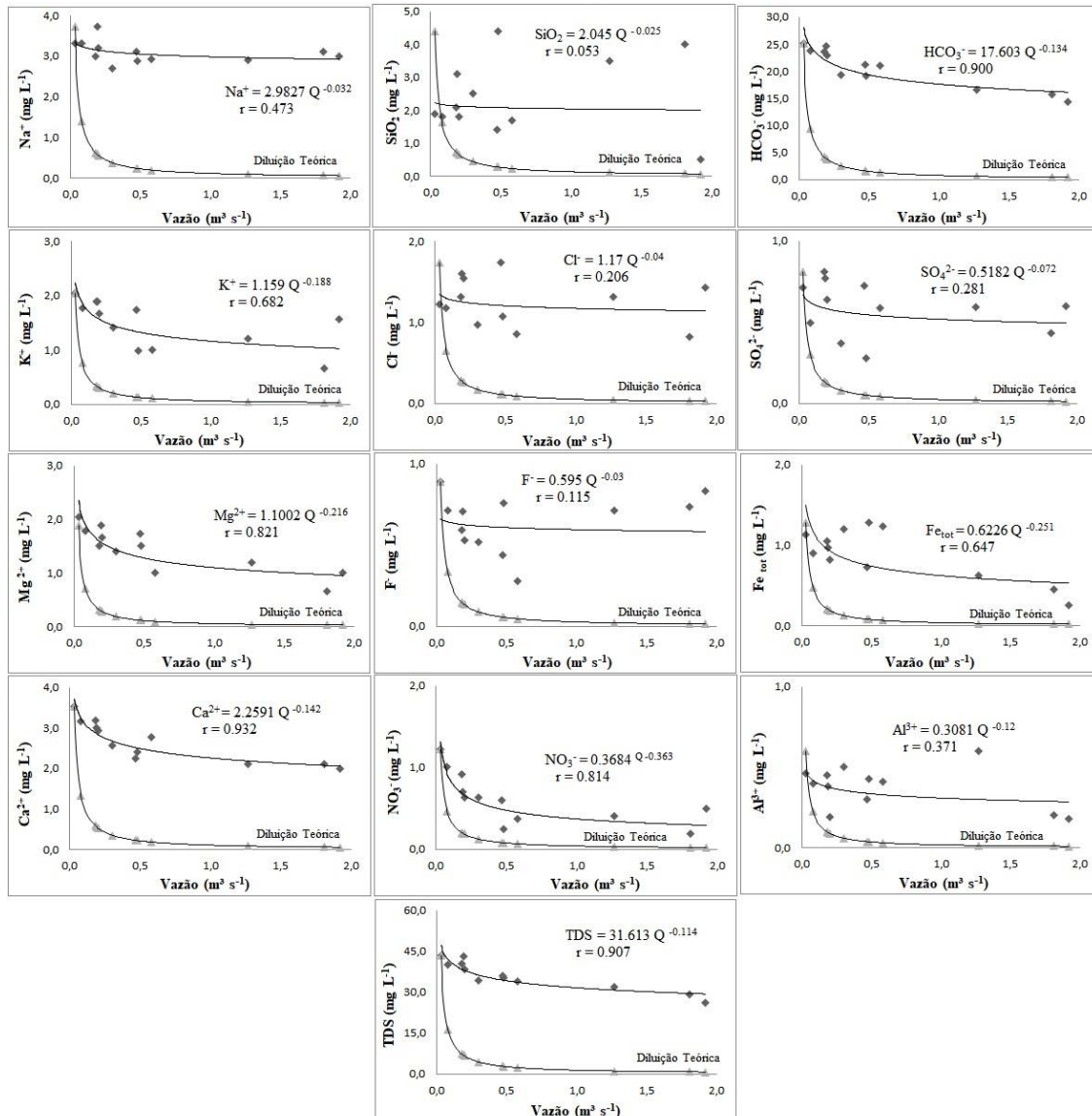


Figura 34: Vazão em função das concentrações das espécies químicas dissolvidas e as respectivas curvas de diluição do Córrego Amoras.

No Córrego Ariranha os íons majoritários expressarem uma tendência de diluição conforme mostra o STD ($r = 0,82$) de coeficiente “b” de $-0,114$. Os cátions acompanham o efeito diluição, entretanto, não apresentaram boa correlação com a vazão, sendo o íon Ca^{2+} ($r = 0,64$) o mais expressivo. Entre os ânions, apenas o HCO_3^- ($r = 0,91$) apresentou correlação satisfatória com a vazão e acompanham a diluição. Nota-se ainda o comportamento inverso à diluição dos íons como a SiO_2 , Cl^- , F^- , NO_3^- e SO_4^{2-} que exibem coeficiente “b” positivo, indicando que o aporte desses elementos se dá pela lixiviação/carreamento desses íons durante os eventos de chuva ou por aporte atmosférico. Um cenário parecido foi observado por Vendramini et al., (2014), na microbacia do Córrego Entre Rios em Angatuba, SP, onde foi registrado o aumento da concentração de K^+ , Cl^- , NO_3^- e SO_4^{2-} junto com a subida do

hidrograma de cheia, em monitoramento realizado após o corte raso de plantação de eucalipto. O Fe_{tot} ($r = 0,73$) também apresentou correlação satisfatória com a vazão e comportamento de diluição com coeficiente de diluição de $-0,32$.

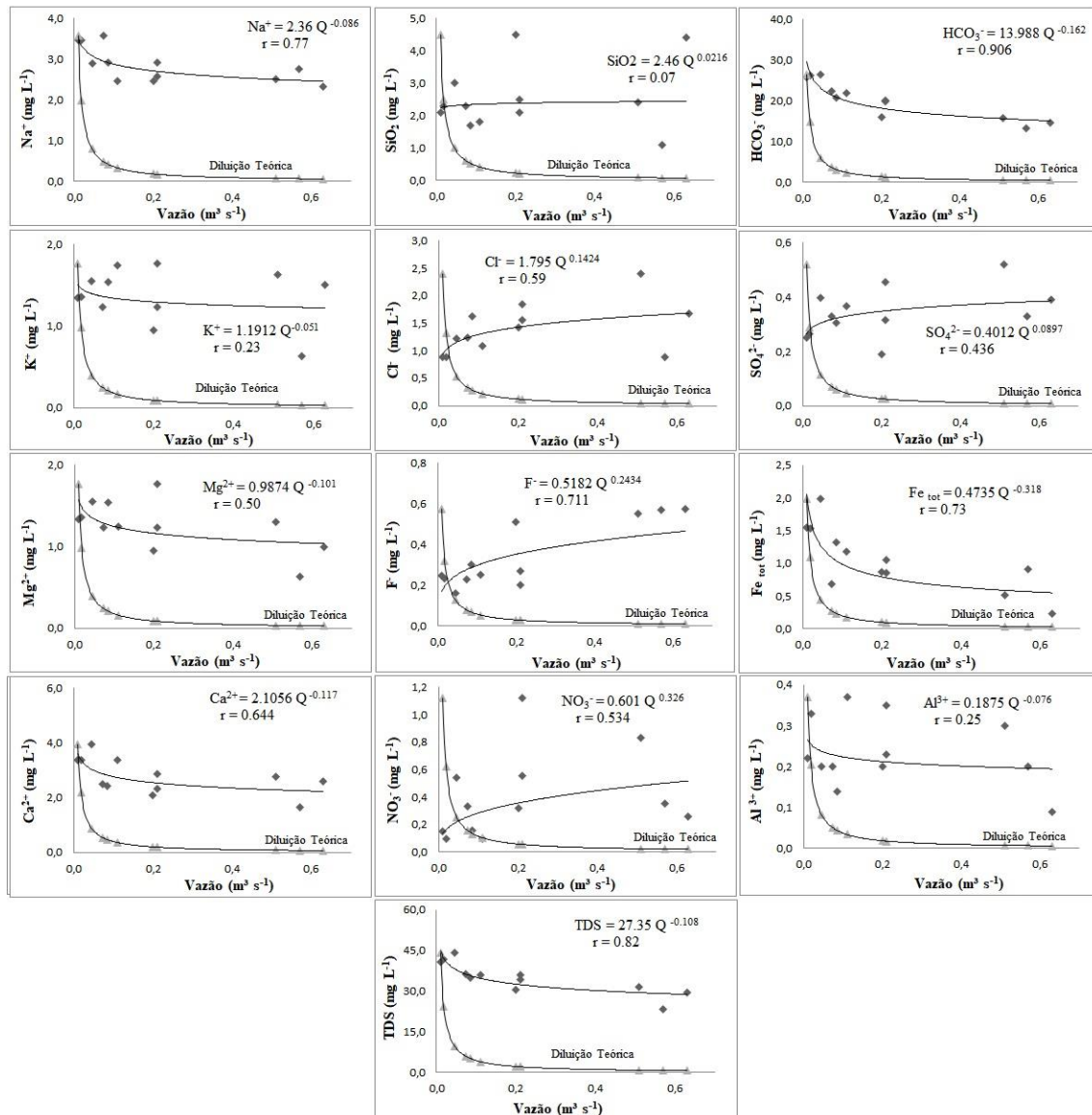


Figura 35: Vazão em função das concentrações das espécies químicas dissolvidas e as respectivas curvas de diluição do Córrego Ariranha.

6.2. Transporte fluvial de sólidos totais em suspensão e dissolvidos

A Figura 36 apresenta o fluxo fluvial diário de sólidos suspensos (F_{STS}) e dissolvidos (F_{STD}) nas bacias dos córregos Amoras e Ariranha.

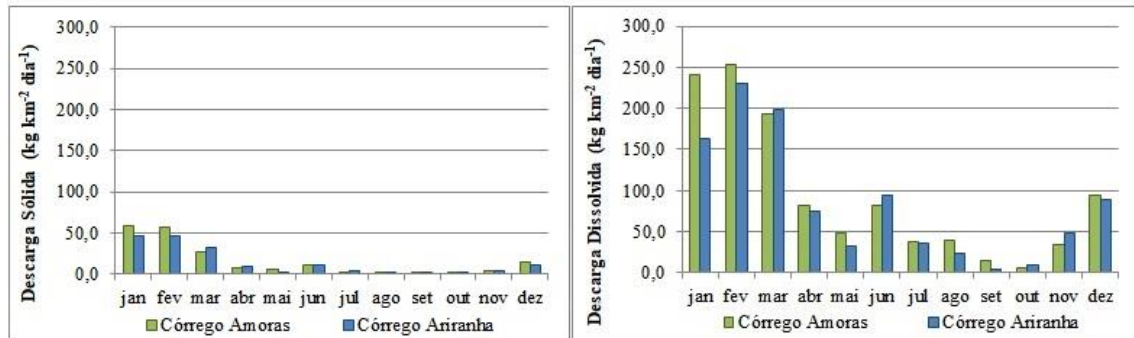


Figura 36: Distribuição do transporte específico diário de sólidos suspensos e dissolvido nas bacias dos córregos Amoras e Ariranha.

Nas bacias hidrográficas estudadas o fluxo médio de sólidos suspensos e de material dissolvido foi de $5,4 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ e $32,5 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, respectivamente. O total da descarga sólida e dissolvida no Córrego Amoras foi de aproximadamente $104,0 \text{ t ano}^{-1}$ e $617,0 \text{ t ano}^{-1}$, respectivamente. No Córrego Ariranha a descarga sólida total foi estimada em $35,3 \text{ t ano}^{-1}$ e a descarga dissolvida total em 214 t ano^{-1} . Em ambos os córregos a carga dissolvida foi cerca de seis vezes maior que o fluxo de sedimentos.

A distribuição temporal das descargas específicas das bacias dos córregos Amoras e Ariranha foi homogênea, com maior fluxo de material sólido (84%) e dissolvido (73%) ocorrendo no período chuvoso, sendo que no período seco as descargas sólidas e dissolvidas representam aproximadamente 16 e 27% do total removido anualmente, respectivamente. Essa maior remoção de material dissolvido e em suspensão nos meses chuvosos nas bacias hidrográficas estudadas também foi reportada para a maioria dos rios mundiais (BERNER & BERNER, 1996) e para outras bacias hidrográficas brasileiras estudadas em regiões equatoriais (MORTATTI & PROBST, 2003) e tropicais (CONCEIÇÃO & BONOTTO, 2004; SARDINHA et al, 2011; CONCEIÇÃO et al, 2015; FERNANDES et al, 2016). Os picos de fluxo de sedimentos em suspensão e dissolvidos observados nos meses de verão estão associados à distribuição de precipitação ao longo do ano, com grande quantidade de chuvas, além de chuvas intensas, ocorrendo entre os meses de outubro e março devido à Zona de Convergência do Atlântico Sul, a qual proporciona um intenso escoamento superficial nas

bacias dos córregos das Amoras e Ariranha e, conseqüentemente, um maior fluxo específico de sedimentos nos meses de verão, justificando os resultados apresentados neste estudo.

O fluxo específico diário em 60 bacias hidrográficas localizadas desde regiões tropicais até áridas e subárticas, com diferentes tipos de relevo, vazão e áreas (de 64 até 3,2 milhões de km²) foi estudado por Meybeck et al. (2003), os quais sugeriram a divisão de seis classes de fluxo de sedimentos específico, ou seja, muito baixa (< 10 kg km⁻² dia⁻¹), baixa (10 a 50 kg km⁻² dia⁻¹), média (50 a 200 kg km⁻² dia⁻¹), alta (200 a 1000 kg km⁻² dia⁻¹), muito alta (1000 a 5000 kg km⁻² dia⁻¹) e extremamente alta (> 5000 kg km⁻² dia⁻¹). O fluxo médio de sedimentos transportados pelas bacias dos córregos Amoras e Ariranha foram de aproximadamente 14,8 kg km⁻² dia⁻¹, considerado como de baixo fluxo de sedimentos diários. Contudo, levando em consideração a sazonalidade, o fluxo de sedimentos específico nos meses secos é considerado como muito baixo.

6.3. Aporte atmosférico

O aporte atmosférico específico para os diferentes íons estudados na região de Poços de Caldas é apresentado na Tabela 7, com os maiores aportes atmosféricos obtidos para os íons Na⁺ (cátions) e HCO₃⁻ (ânions), cujos respectivos aportes específicos foram 4,21 t km⁻² ano⁻¹ e 2,00 t km⁻² ano⁻¹. O aporte atmosférico de STD foi de 252,0 t ano⁻¹ para a bacia do Córrego Amoras e 98,0 t ano⁻¹ para a bacia do Córrego Ariranha, representando em termos específicos 14,0 t km⁻² ano⁻¹. Já a deposição total de sólidos atmosféricos (STS), foi estimado em 20,0 t ano⁻¹ para a bacia do Córrego Amoras e 7,8 t ano⁻¹ para a bacia do Córrego Ariranha, o que corresponde a 1,11 t km⁻² ano⁻¹.

A Tabela 7 ainda contempla os valores de aporte atmosférico em outras regiões brasileiras com diferentes usos da terra, localizadas em diferentes estados da união, ou seja, Manaus (Amazônia), Cubatão, Ibiúna, Rio Claro, Ribeirão Preto (São Paulo), Candiota (Rio Grande do Sul), Campo Grande (Mato Grosso), Catalão (Goiás) e Tapira (Minas Gerais). A análise estatística de correlação linear entre a concentração de todos os íons analisados para águas pluviais (Tabela 8), mostra que apenas os íons K⁺ e Cl⁻ apresentaram correlação significativa com $r = 0,89$.

Tabela 7: Aporte atmosférico ($t \text{ ano}^{-1} \text{ km}^{-2}$) em Poço de Caldas no ano de 2016.

Íons	Rio		Ribeirão		Campo			Poços de		
	Manaus ^a	Cubatão ^b	Ibiúna ^c	Claro ^d	Preto ^e	Candiota ^f	Grande ^g	Catalão ^h	Tapira ^h	Caldas
Ca ²⁺	0,13	-	3,55	10,42	5,00	2,06	0,24	2,06	2,09	1,67
Mg ²⁺	0,03	-	0,35	1,12	1,00	0,34	0,04	0,42	0,51	0,25
Na ⁺	0,15	5,06	1,36	1,52	0,90	1,97	0,26	1,54	1,67	2,00
K ⁺	0,90	-	0,50	0,41	0,60	1,20	0,24	0,76	0,49	1,00
HCO ₃ ⁻	-	-	5,44	2,24	16,40	-	-	12,26	11,61	4,21
Cl ⁻	0,45	12,39	1,17	3,46	0,30	3,75	1,00	0,06	0,06	1,27
F ⁻	-	-	-	-	-	-	-	0,12	0,09	1,06
PO ₄ ³⁻	<0,01	-	0,22	0,55	0,10	-	-	0,25	0,23	0,42
SO ₄ ²⁻	0,26	7,54	4,55	3,46	0,90	7,97	0,48	0,39	0,47	0,53
NO ₃ ⁻	0,72	1,99	2,11	7,09	1,60	4,02	0,79	0,69	0,60	1,14
Al ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,30
Fe _{tot}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10

Fonte: a: Williams et al. (1997); b: Danelon and Moreira-Nordemann (1991); c: Conceição et al. (2011); d: Conceição & Bonotto (2004); e: Conceição et al. (2015); f: Migliavacca et al. (2004); g: Moreira-Nordemann et al. (1997); h: Conceição et al. (2016).

Tabela 8: Correlação entre todos os parâmetros químicos obtidos das águas pluviais das bacias dos córregos Amoras e Ariranha.

	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	F ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Al ³⁺	Fe _{tot}
Ca ²⁺	1,00											
Mg ²⁺	0,45	1,00										
Na ⁺	0,58	0,03	1,00									
K ⁺	0,47	0,24	0,41	1,00								
HCO ₃ ⁻	0,24	0,25	0,24	0,24	1,00							
Cl ⁻	0,57	0,36	0,49	0,89	0,31	1,00						
F ⁻	0,27	0,09	0,24	-0,25	-0,54	-0,25	1,00					
PO ₄ ³⁻	0,12	-0,17	0,18	0,23	-0,15	-0,28	0,49	1,00				
SO ₄ ²⁻	0,09	0,09	0,12	0,11	-0,21	-0,03	0,06	0,26	1,00			
NO ₃ ⁻	0,23	0,58	0,19	0,04	0,00	-0,28	0,49	-0,02	0,26	1,00		
Al ³⁺	0,10	-0,34	0,47	0,30	-0,38	0,30	0,15	0,04	0,15	0,04	1,00	
Fe _{tot}	0,10	-0,23	0,50	0,12	0,11	0,21	0,09	-0,56	-0,06	-0,56	0,19	1,00

O aporte atmosférico dos cátions em Poços de Caldas foi superior aos aportes atmosféricos das regiões de Manaus e Campo Grande, cuja precipitação é caracterizada pela alta recirculação das águas continentais. Contudo, em geral, os aportes atmosféricos de Ca²⁺, Mg²⁺ e HCO₃⁻ em Poços de Caldas foram inferiores aos observados em Ibiúna, Rio Claro, Ribeirão Preto, Candiota, Catalão e Tapira, regiões que apresentaram interferência de atividade de construção civil ou de mineração para a obtenção de carbonatos e fosfatos, os quais são utilizados como matéria prima para a fabricação de cimentos e fertilizantes fosfatados. A fonte desses elementos pode estar associada à poeira das áreas de silvicultura após a correção e adubação do solo, através da dissolução da calcita ($\text{CaCO}_3 + \text{H}^+ \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{HCO}_3^-$) e dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{H}^+ \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{HCO}_3^-$).

As deposições de Na^+ , K^+ e Cl^- foram inferiores ao observado em regiões próximas do litoral como Cubatão e superior às demais cidades interioranas. O fluxo de Na^+ foi o maior observado entre as regiões continentais. Já o fluxo de K^+ ficou entre os aportes descritos para Candiota e Manaus, os quais foram atribuídos à queima de biomassa. Em relação ao fluxo de Cl^- , este foi ligeiramente superior ao observado em Ibiúna e Campo Grande. A correlação entre os íons K^+ e Cl^- (Tabela 8) sugere que o aporte desses elementos devem estar associado à mesma fonte de emissão, dessa forma, grande parte dos aportes de K^+ e Cl^- podem ser derivados do material particulado proveniente de áreas agrícolas que receberam fertilizantes e/ou agrotóxico periodicamente para a manutenção das culturas agrícolas. Deve-se ressaltar que a poeira gerada no planalto de Poços de Caldas é derivada de rochas alcalinas (K_2O e Na_2O).

As deposições de F^- e PO_4^{3-} foram superiores a observada em Catalão e Tapira, regiões cujos aportes foram associados a emissões de aerossóis de apatita ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$) proveniente de áreas de mineração de fosfatos. Quanto à deposição de SO_4^{2-} e NO_3^- foram menores que os valores obtidos para Candiota, Cubatão, Ibiúna, Ribeirão Preto e Rio Claro. A deposição atmosférica anual de Fe_{tot} e Al^{3+} foi de 0,10 e 0,30 $\text{t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, contudo não há valores de deposição desses metais nas demais regiões estudadas, fato que impossibilita sua comparação.

6.4. Contribuição de diferentes fontes nos fluxos de sólidos totais em suspensão e dissolvidos

A Tabela 9 apresenta os fluxos específicos dos cátions, ânions e sílica nas bacias dos córregos Amoras e Ariranha no ano de 2016, onde F_{Amoras} e F_{Ariranha} são fluxos fluviais das respectivas bacias, F_{Atm} são as entradas atmosféricas e F_{W} representa o fluxo natural de intemperismo químico das rochas sieníticas (nefelina sienito, fonólito e tinguaíto). O modelo de balanço de massa adotado por este trabalho, descrito na Equação 21, baseia-se na correção dos aportes atmosférico e antrópicos presentes na descarga fluvial dissolvida, para assim, determinar a contribuição, intensidade e taxas do intemperismo químico atual. Dessa maneira, a contribuição do intemperismo químico na descarga dissolvida do Córrego Amoras foi estimada em 367,3 t ano^{-1} , o que corresponde a um intemperismo químico específico de 20,4 $\text{t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. No Córrego Ariranha, a participação do intemperismo químico foi estimada em 116,8 t ano^{-1} , com fluxo específico de 16,7 $\text{t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. A participação do aporte atmosférico no fluxo fluvial de materiais dissolvidos representou cerca de 40% da descarga dissolvida do Córrego Amoras (250,2 t ano^{-1}) e 45% do Córrego Ariranha (97,3 t ano^{-1}).

Apenas os íons F^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} , NO_3^- e Al^{3+} apresentaram valores de balanço de massa negativos indicando que as entradas são superiores às saídas. Já os demais íons apresentaram balanço de massa positivo. O elevado fluxo de Al^{3+} em Poços de Caldas pode estar associado às emissões de material particulado proveniente das atividades de exploração e beneficiamento de bauxita, que contempla áreas de mineração, transbordo e britagem da matéria prima. Além disso, as altas deposições atmosféricas anuais de F^- e Al^{3+} também podem estar associadas à indústria de transformação de alumínio que utiliza insumos como criolita (Na_3AlF_6), fluorita (CaF_2) e fluoreto de alumínio (AlF_3) no processo de eletrólise para obter alumínio metálico (ALVES, 2011). A deposição atmosférica de PO_4^{3-} pode estar associada a emissões de particulados de áreas de mineração de rochas ricas em apatita e de áreas de indústria no manejo do pentóxido de fósforo (P_2O_5) composto base para os insumos agrícolas. A entrada de SO_4^{2-} e NO_3^- na região de Poços de Caldas pode estar associada a fontes naturais e antrópicas, como queimadas naturais ou induzidas pelo homem, queima de combustíveis fósseis da frota urbana e de veículos pesados da mineração.

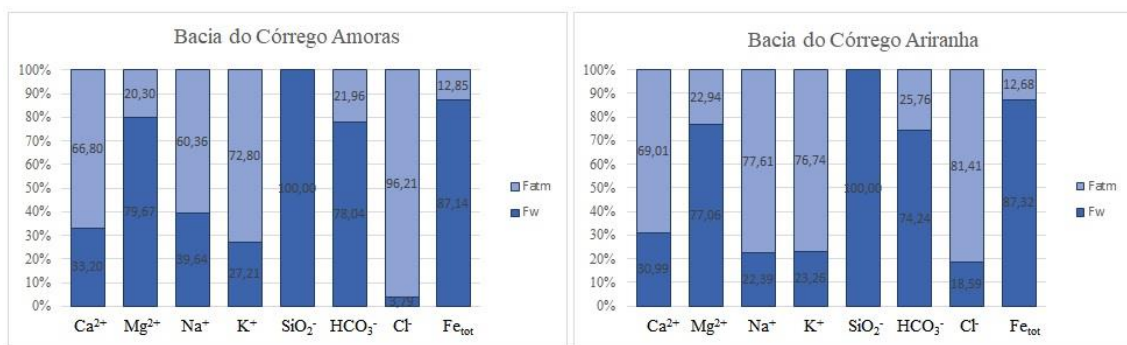
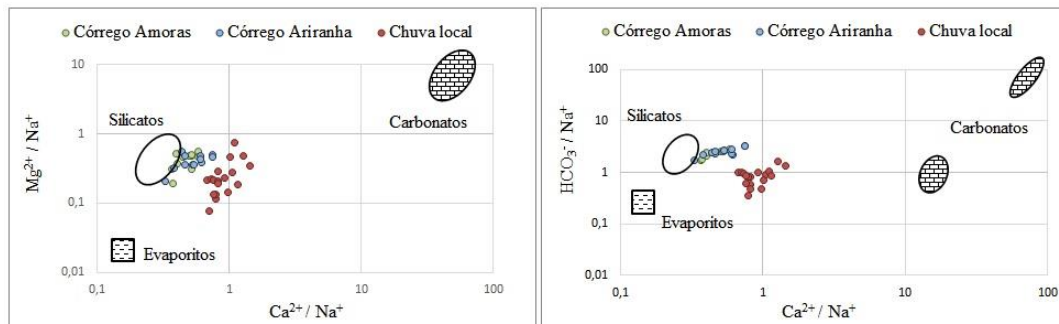
A Figura 37 apresenta a contribuição em porcentagem dos aportes atmosféricos e intemperismo químico no fluxo fluvial. A participação dos aportes atmosféricos na carga dissolvida dos córregos Amoras e Ariranha foram significativos para o Ca^{2+} , Na^+ , K^+ e Cl^- . A origem desses íons deve-se a emissões de material particulados de origem terrestres continental, cujo adensamento de atividades antrópicas tem intensificados e introduzindo novos elementos/compostos à essas emissões, como o uso frequente de fertilizantes e agrotóxicos no manejo de várias culturas agrícolas. Já o fluxo de SiO_2^- , Fe_{tot} , Mg^{2+} e HCO_3^- provavelmente têm origem na frente de intemperismo químico na devido ao processo de interação água, rocha e solo.

A influência do embasamento rochoso nas águas fluviais pode ser observada na Figura 38, através da relação molar ($\mu mol L^{-1}$) entre Ca^{2+}/Na^+ vs. Mg^{2+}/Na^+ e Ca^{2+}/Na^+ vs. HCO_3^-/Na^+ , onde as águas dos córregos Amoras e Ariranha apresentam uma característica de mistura de contribuição entre as águas pluviais e os elementos/compostos lixiviados durante o processo de interação água-rocha/solo. Este fato é confirmado quando se utiliza o Diagrama de Gibbs (1970) (Figura 39), o qual exhibe os três mecanismos de controle da composição química das águas fluviais.

Tabela 9: Fluxo anual de cátions e ânions nas bacias dos córregos Amoras e Ariranha.

Espécies químicas	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	F ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Al ³⁺	Fe _{Tot}
t km⁻² ano⁻¹													
F_{Amoras}	2,50	1,23	3,33	1,36	2,76	19,17	1,32	0,76	0,04	0,60	0,46	0,36	0,70
F_{Ariranha}	2,42	1,09	2,59	1,29	2,38	16,34	1,56	0,46	0,04	0,38	0,47	0,21	0,71
F_{Atm}	1,67	0,25	2,01	0,99	0,00	4,21	1,27	1,06	0,42	0,52	1,14	0,34	0,09
FW_{Amoras}	0,83	0,98	1,32	0,37	2,76	14,96	0,05	-0,30	-0,38	0,08	-0,68	0,02	0,61
FW_{Ariranha}	0,75	0,84	0,58	0,30	2,38	12,13	0,29	-0,60	-0,38	-0,14	-0,67	-0,13	0,62
FW_{média}	0,79	0,91	0,95	0,33	2,57	13,54	0,17	-0,45	-0,38	-0,03	-0,67	-0,05	0,61

F_{Amoras}; Ariranha = Fluxo fluviais; F_{Atm} = Aporte atmosférico; FW = fluxo proveniente do intemperismo químico das rochas

**Figura 37:** Contribuição dos aportes atmosférico e intemperismo químico no fluxo fluvial.**Figura 38:** Diagrama de concentrações molares normalizadas pelo Na⁺ das águas do Córrego Amoras e Ariranha e regiões de influência de pequenas bacias hidrográficas de diferentes litologias (carbonatos, silicatos e evaporitos de acordo com Gaillardet et al., 1999).

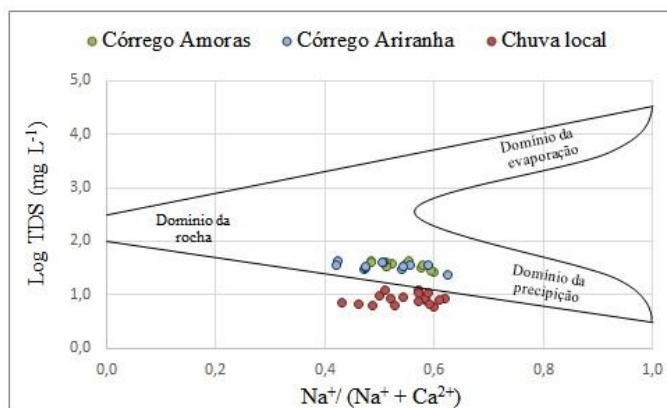


Figura 39: Diagrama de Gibbs (1970) - mecanismos de controle da composição química das águas fluviais do córrego Amoras e Ariranha.

As ocorrências de rochas basálticas ocupam aproximadamente de 5% da crosta continental e respondem por cerca de 20 - 35% do fluxo anual de intemperismo em escala global (IBARRA et al., 2016). Estudos desenvolvidos em bacias hidrográficas basálticas apontam elevados fluxos de intemperismo químico em algumas regiões do planeta, dentre as áreas continentais destaca-se a alteração dos basaltos da Bacia Sedimentar do Paraná no Brasil, estimada em $30 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (CONCEIÇÃO et al., 2015) e no planalto de Deccan na Índia em $37 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (DESSERT et al., 2001). Dentre as regiões insulares destaca-se a alteração dos basaltos da ilha São Miguel nos Açores em $35 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (LOUVAT & ALLÈGRE, 1998), Islândia em $36 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (LOUVAT et al., 2008), Ilha Reunião com $102 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (LOUVAT & ALLÈGRE, 1997) e Ilha de Java com $326 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (LOUVAT et al., 2008).

Os granitos, geralmente, são rochas mais resistentes ao intemperismo químico que os basaltos e ocupam aproximadamente 25 % da superfície terrestre. Estudos desenvolvidos em bacias cristalinas pelo mundo apontam que a temperatura e a vazão são os principais parâmetros de controle do intemperismo químico em granitos (OLIVA et al. 2003). O fluxo de intemperismo químico dos granitos varia consideravelmente em diferentes condições morfoclimáticas, o fluxo de intemperismo químico da Faixa Ribeira no Sudeste do Brasil foi estimado em $4,6 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, enquanto o fluxo de bacias graníticas situadas em diferentes (FERNANDES et al., 2016).

6.5. Mobilidade e enriquecimento dos principais óxidos

A análise da distribuição dos principais óxidos em relação à sílica (Figura 40) permite observar as tendências de concentração ou perda dos elementos maiores no processo de intemperismo químico registrado no material alterado. Nota-se que o MnO, MgO, CaO, Na₂O e K₂O foram os principais óxidos removido do perfil de alteração, enquanto houve uma concentração de TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ e P₂O₅.

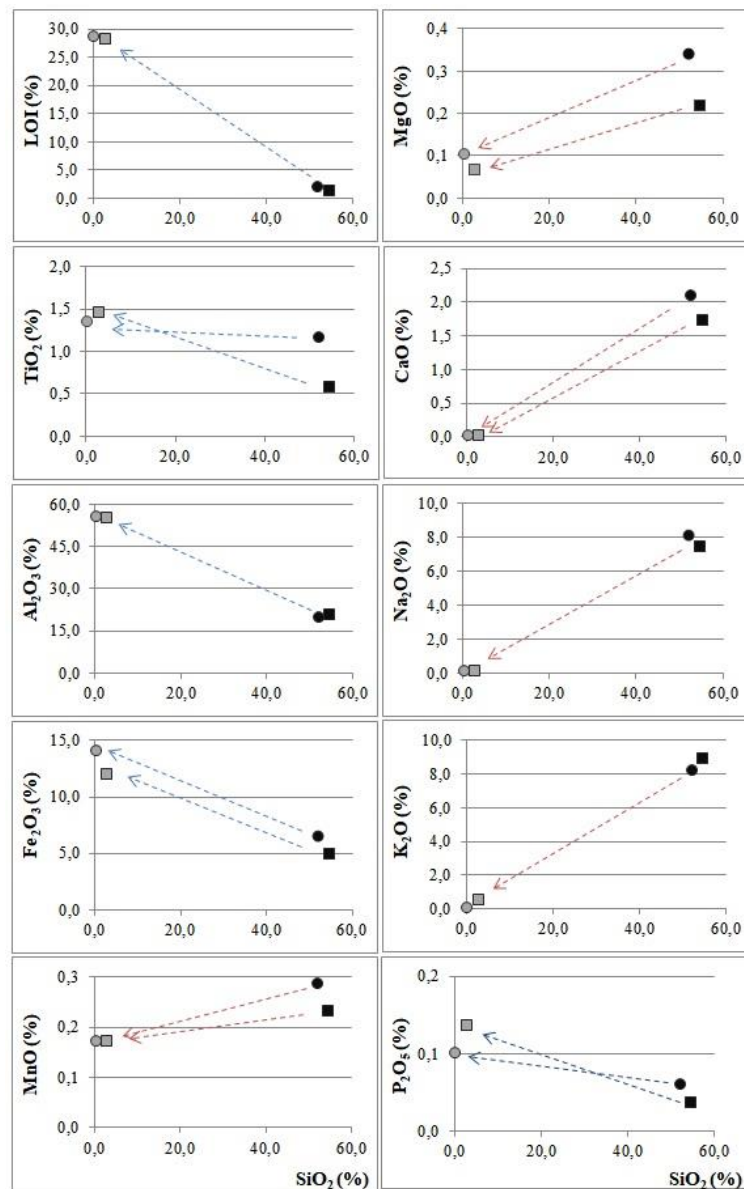


Figura 40: Diagrama de variação de Harker. Nefelina sienito (círculo) e fonólito (quadrado), os marcadores de coloração escura representam a rocha sã e os marcadores claros o material alterado.

No cálculo do fator de enriquecimento (FE), as amostras de material alterado foram normalizadas pelo TiO_2 , pois dentre os elementos considerados pouco móveis no perfil de alteração, esse tem pouca participação nas mineralizações das bauxitas e argilas, comum na área de estudo. Os processos de lixiviação caracterizam-se pelo $\text{FE} < 1,0$ e de enriquecimento com $\text{FE} > 1,0$. A Figura 41 apresenta o FE dos materiais de alteração correspondentes a cada tipo litológico, confirmando a remoção e enriquecimento observados dos principais óxidos em relação à sílica. Apesar dos fonólitos e nefelina sienito serem quimicamente semelhante, o enriquecimento em Al_2O_3 e Fe_2O_3 foi mais significativo no material de alteração que se desenvolveu sobre as rochas nefelina sienito, enquanto o enriquecimento de P_2O_5 foi equivalente em ambas às rochas.

A intensidade de intemperismo químico das rochas foi calculada pelo Índice de Alteração Química (CIA) tanto para o material alterado como para a rocha de referência. De acordo com esse índice, as rochas feldspáticas devem apresentar valores próximos de 50, já minerais secundários como caulinita, gibbsita e clorita apresentam valores iguais a 100, enquanto a illita e esmectita variam de 75-80 (NESBITT & MARKOVICS, 1997). A Tabela 10 mostra os resultados do CIA para cada tipo de rocha e seu correspondente material alterado. A nefelina sienito e fonólitos apresentaram CIA de 42,8 e 45,0, respectivamente, como esperado, pois são rochas que não sofreram processos intemperícos. O CIA para as amostras de material alterado foi de 99,9 para a nefelina sienito e de 98,9 para o fonólito revelando um intenso intemperismo químico no processo de formação do manto de alteração, com tendência de formação de gibbsita e caulinita.

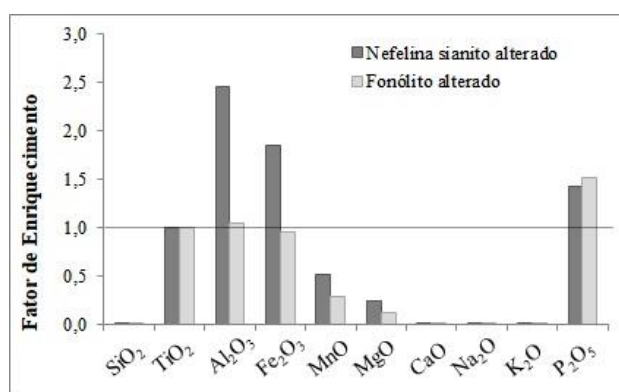


Figura 41: Fator de enriquecimento de elementos maiores em amostras do manto de alteração correspondente às rochas.

Tabela 10: Índice de alteração química – CIA.

Amostra	Tipo de material	CIA
Nefelina Sienito	rocha	42,8
	material alterado	99,9
Fonólito	rocha	45,0
	material alterado	98,9

6.6. Processos de intemperismo químico e consumo de CO₂

O tipo de intemperismo químico predominante nas rochas alcalinas de Poços de Caldas foi analisado pelo índice de alteração - R_E , conforme descrito pela Equação 24, o qual considera em seu cálculo o fluxo fluvial dos produtos solúveis do intemperismo nas águas fluviais. Nessa abordagem, quanto menor o valor do índice maior será a perda de SiO₂, dessa forma, valores de R_E próximo a 4,0 indicam a formação de esmectita, valores próximos de 2,0 a formação de caulinita e 0,0 a formação de gibbsita (CONCEIÇÃO et al, 2015). As bacias dos córregos Amoras e Ariranha apresentaram valores de R_E de 2,97 e 2,32, respectivamente, com média de 2,64. Assim, os resultados revelam que as bacias hidrográficas estudadas estão sob influência principal do processo de monossilitização, cujo mecanismo predominante é a hidrólise parcial, com a remoção parcial de SiO₂ do perfil e lixiviação completa dos íons Na⁺, Mg²⁺, K⁺ e Ca²⁺, formando argilominerais.

Ao comparar os índices de alteração química obtidos a partir do fluxo fluvial (R_E) e manto de alteração (CIA), nota-se o predomínio do processo de alitização durante a formação do perfil de intemperismo, enquanto o processo atual mostra tendência de monossilitização, evidenciando que houve redução na intensidade do intemperismo químico no decorrer do tempo geológico, passando do mecanismo de hidrólise total para hidrólise parcial. Infelizmente, não existem estudos geocronológicos ⁴⁰Ar/³⁹Ar e U-Th/He relativos a datação de óxidos de manganês e/ou goethitas, respectivamente, nos perfis de intemperismo da região de Poços de Caldas, os quais poderiam indicar a idade de exposição da região aos processos exógenos formadores de relevo, bem como indicar os períodos com o predomínio dos processos de intemperismo químico mais intensos, os quais devem ser os responsáveis pela formação dos perfis intempéricos estudados.

O consumo total de CO₂ atmosférico/solo no processo de intemperismo químico dos silicatos do maciço alcalino de Poços de Caldas, calculado através da Equação 25, foi estimado em 0,19 x 10⁶ mol km⁻² ano⁻¹ na bacia do Córrego Amoras e 0,14 x 10⁶ mol km⁻²

ano⁻¹ na bacia do Córrego Ariranha, com média de $0,165 \times 10^6 \text{ mol km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, fluxo bastante próximo à média da crosta continental ($0,161 \times 10^6 \text{ mol km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$), superior à média global dos silicatos ($0,034 \times 10^6 \text{ mol km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$) e inferior à média global dos carbonatos ($0,333 \times 10^6 \text{ mol km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$) (MEYBECK, 1987). Já, no domínio tropical do sudeste brasileiro, o consumo de CO₂ das rochas alcalinas de Poços de Caldas foi inferior ao consumo dos basaltos da Bacia Sedimentar do Paraná ($0,4 \times 10^6 \text{ mol km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ - CONCEIÇÃO et al, 2015) e das rochas ígneas/metamórfica da Faixa Orogênica Ribeira ($0,2 \times 10^6 \text{ mol km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ - FERNANDES et al, 2016). Ao extrapolar o consumo específico de CO₂ atmosférico/solo para toda a extensão do maciço alcalino de Poços de Caldas tem-se um consumo anual de $0,13 \times 10^9 \text{ mol de C ano}^{-1}$. De acordo com Gaillardet et al, 1999, o desgaste químico global das rochas silicáticas consome cerca de $0,15 \times 10^{12} \text{ mol de C ano}^{-1}$.

6.7. Taxas de intemperismo químico e remoção de solo

Devido à constatação de mudanças no regime de intemperismo químico por influência climática, não foi possível fazer a correlação entre o fluxo de sílica fluvial e a perda de sílica da rocha e material alterado parental que se pretendia estabelecer, conforme a Equação 22. Dessa forma, optou-se por adotar o modelo que considera a soma dos fluxos de cátions e sílica (Iq em $\text{t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$) e a densidade das rochas (ρ em t m^{-3}) para determinar a taxa de intemperismo químico vq em m Ma^{-1} (PROBST, 1992), conforme a equação 26.

$$vq = \frac{Iq}{\rho} \quad (26)$$

Sendo assim, a taxa de intemperismo químico atual no Córrego Amoras foi superior ao observado no Córrego Ariranha, o primeiro apresentou taxa de $2,36 \text{ m Ma}^{-1}$ e o segundo $1,83 \text{ m Ma}^{-1}$, com uma média para a área de estudo de aproximadamente $2,1 \text{ m Ma}^{-1}$. A taxa de remoção de solo, calculada a partir da densidade do manto de intemperismo e transporte específico de STS, foi de $4,3$ e $3,7 \text{ m Ma}^{-1}$ para as bacias dos córregos Amoras e Ariranha, respectivamente. Assim, a taxa média de rebaixamento do relevo do maciço alcalino de Poços de Caldas é de cerca de $4,0 \text{ m Ma}^{-1}$ e que na atual condição climática a velocidade de remoção de solo é maior que sua taxa de formação em $1,9 \text{ m Ma}^{-1}$. Valor próximo ao obtido neste trabalho foi sugerido para a diferença entre as taxas de intemperismo químico e remoção de solo por Sardinha et al. (2018) para o Córrego Ariranha ($1,4 \text{ m Ma}^{-1}$).

Estudos anteriores estimaram a taxa de denudação do planalto de Poços de Caldas com base em evidências de longo prazo deduzidas a partir de diferentes técnicas. Holmes, Pitty e Noy (1992), embasado em evidências geomorfológicas, afirmaram que o fluxo de matéria na região variou pouco no período do Quaternário e Terciário Superior (5,0 Ma) e que os processos de erosão das vertentes e interflúvio ocorreram em equilíbrio com a incisão dos vales, resultando em uma taxa média de rebaixamento do relevo de 12 m Ma^{-1} (com linhas de evidências que variam de 1 a 50 m Ma^{-1}). Os autores mencionam ainda, que a intensidade do intemperismo tem sido semelhante nos últimos 10 Ma e sugerem que a evolução da frente de intemperismo químico deve acompanhar as taxas de exumação do maciço.

Bonotto, Fujimori e Moreira-Nordemann (2007), determinaram a taxa de intemperismo no Morro do Ferro situado no centro do complexo alcalino, utilizando a razão isotópica do $\text{U}^{234}/\text{U}^{238}$ em amostras de águas superficiais, rochas e amostras deformadas do manto de alteração de diferentes profundidades. Os autores concluíram que 44% do urânio disponível nas rochas do Morro do Ferro foi conduzido para a solução durante o processo de intemperismo químico, resultando em uma taxa de intemperismo de 15 m Ma^{-1} .

Por meio de datação termocronológica em traço de fissão de apatita, Doranti-Tiritan e Franco-Magalhães (2011), estimaram a taxa de exumação do maciço de Poços de Caldas em 21 m Ma^{-1} . Essa abordagem baseia-se na análise da relação entre idade e altitude das amostras, revelando que as rochas mais antigas do maciço se situam em regiões topograficamente mais baixas e as rochas mais jovens se situam em áreas elevadas, indicando que a formação da paisagem foi fortemente influenciada por forças de origem tectônica.

Ao comparar a atual taxa de alteração química das rochas alcalinas de Poços de Caldas obtida nesse trabalho com as taxas de longo prazo (passado), notam-se valores divergentes sugerindo que o processo de denudação do maciço passou por mudanças no decorrer do tempo geológico. As taxas de alteração química de curto prazo (modernas) em rochas silicáticas situadas no domínio climático tropical do sudeste do Brasil, encontram-se valores mais coerentes, como a taxa de alteração dos basaltos da Bacia Sedimentar do Paraná, estimado em 6 m Ma^{-1} (CONCEIÇÃO et al, 2015), as rochas ígneas e metamórficas da Faixa Ribeira com taxa de intemperismo de 15 m Ma^{-1} (FERNANDEZ et al, 2016) e os quartzitos da Serra do Espinhaço Meridional, cuja taxa varia de $0,28$ a $1,43 \text{ m Ma}^{-1}$ nas sub-bacias do Rio São Francisco (Oeste), $0,52 \text{ m Ma}^{-1}$ nas sub-bacias do Rio Jequitinhonha e $2,13 \text{ m Ma}^{-1}$ nas sub-bacias do Rio Doce (Leste) (BARRETO et al, 2012).

7. CONCLUSÃO

A partir do estudo geoquímico das bacias hidrográficas dos córregos Amoras e Ariranha foi possível estimar a participação do intemperismo químico e do aporte atmosférico no fluxo fluvial, assim como, determinar a dinâmica do intemperismo químico das rochas alcalinas do planalto de Poços de Caldas. O estudo revelou que a composição das águas fluviais dos córregos estudados é controlada por uma mistura entre o fluxo do intemperismo e aporte atmosférico. A média do fluxo fluvial de material dissolvido foi estimada em $32,5 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ e de material em suspensão em $5,4 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, valores que podem ser considerados de baixo fluxos.

A participação do aporte atmosférico no fluxo fluvial foi considerável ($14, \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, cerca de 40 % do fluxo fluvial), sendo o Na^+ e HCO_3^- os principais íons depositados por unidade sobre a área de estudo. O balanço molar indicou que os fluxos de entrada de F^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} , NO_3^- e Al^{3-} são maiores que o fluxo de saída e foram associadas a emissões atmosféricas provenientes de atividades antrópicas desenvolvida no entorno das bacias hidrográficas estudadas, como a exploração e beneficiamento da bauxita, indústria de transformação de alumínio primário, exploração e beneficiamento de rochas fosfáticas, queimadas de biomassa em áreas urbanas e rurais e queima de combustíveis fósseis. O fluxo de entrada dos íons Ca^{2+} , Na^+ , K^+ e Cl^- também foram significativos e associados a emissões terrestre continentais de áreas agrícola com uso frequente de fertilizantes e agrotóxicos.

O fluxo médio de intemperismo químico das rochas alcalinas ($18,5 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, cerca de 60 % do fluxo fluvial) foram inferiores ao fluxo de alteração dos basaltos e dentro do intervalo de fluxos determinados para granitos. A média de consumo de CO_2 atmosférico pelo intemperismo químico nas bacias dos córregos Amoras e Ariranha foi de $0,165 \times 10^6 \text{ mol km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ ligeiramente superior à média global dos silicatos. O consumo de CO_2 atmosférico extrapolado para todo o planalto alcalino de Poços de Caldas foi estimado em $0,13 \times 10^9 \text{ mol de C ano}^{-1}$. Sob a influência do clima atual o processo de intemperismo químico favorece a formação de caulinita (monolianitização) enquanto o registro deixado no manto de alteração indica um intenso intemperismo químico com formação de goethita e gibbsita (alitização). Dessa forma, constatou-se uma redução na intensidade do intemperismo químico no decorrer do tempo geológico, passando do mecanismo de hidrólise total para hidrólise com perda parcial de SiO_2 .

A taxa de intemperismo químico médio das bacias estudadas foi de $2,1 \text{ m Ma}^{-1}$ enquanto a média da taxa de remoção de solo foi de $4,0 \text{ m Ma}^{-1}$. O balanço de denudação indica que o

processo de remoção do solo prevalece sobre a formação de material alterado revelando uma tendência de exumação das rochas do maciço a uma velocidade de 1,9 m Ma. Por fim, podemos inferir novas considerações sobre a evolução de relevo da região do planalto de Poços de Caldas, partindo da ideia de que há aproximadamente 76 Ma atrás a “forma inicial” do maciço no fim do magmatismo configurava uma caldeira vulcânica e que no período que se estende do final do Cretáceo ao Eoceno o processo erosivo foi intenso com taxa de remoção de solo de 21 m Ma⁻¹, considerando, que nos últimos 10 Ma a taxa de rebaixamento do relevo foi de 12 m Ma⁻¹ e atualmente de 4,0 m Ma⁻¹. Assim, nota-se que a taxa de exumação do maciço foi reduzida com o passar do tempo, sobretudo, devido a oscilação climática ao longo dos períodos geológicos e que sob o clima atual o relevo de Poços de Caldas tende a se manter na paisagem com pouca alteração em sua forma em um lento processo de exumação das rochas.

8. BIBLIOGRAFIA

ALBARÈDE, F. (2011). *Geoquímica uma introdução*. São Paulo: Oficina de Textos.

ALMEIDA, F. F. M. (1964). Fundamentos geológicos do relevo paulista. **Boletim Instituto Geográfico e Geológico**, São Paulo, 41, 169-263.

APHA - American Public Health Association /AWWA - American Water Works Association /WEF - Water Environment Federation. (1995). **Standard methods for the Examination of Water and Wastewater**. 19. ed. Washington, American Public Health Association, 1472.

ALBERTI, H. L. C. (2008). **Caracterização fisiográfica e avaliação hidrológica na bacia do Ribeirão das Antas, Planalto de Poços de Caldas, MG** (Dissertação de Mestrado). Instituto de Geociências /Universidade Estadual de Campinas, Campinas, SP, Brasil.

ALVES, A. D. (2003) **Rochas vulcanoclástica do complexo alcalino de Poços de Caldas - MG/SP** (Dissertação de Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP, Brasil.

ALVES, C. G. S. M. (2011). **Análise comparativa dos impactos ambientais e dos aspectos tecnológicos da produção de alumínio primário em Minas Gerais** (Dissertação de Mestrado). Instituto de Ciências Exatas e Biológicas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, MG, Brasil.

ATSDR - Agency for Toxic Substances and Disease Registry (2008). **Toxicological profile for aluminum** – Atlanta, Georgia, 303.

BALLESTEROS, E. M. (1991) Geomorfologia y geoquímica del paisaje: Dos ejemplos em el interior de la Meseta Ibérica. Ediciones Universidad de Salamanca.

BARRETO, H. N.; VARAJÃO, C. A. C.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, A. F. D. C.; NALINI JUNIOR, H. A. (2012). Estudo das taxas de denudação química da Serra do Espinhaço Meridional (MG), com base na carga catiônica dissolvida. **Geociências**, São Paulo, 31(4), 534-552.

BATISTA, L. V. GASTMANS, D. (2015). Hidrogeoquímica e qualidade das águas superficiais na bacia do Alto Jacaré-Pepira (SP), Brasil. **Pesquisas em Geociências**, 42 (3), 297-311.

BERNER, E. K. & BERNER, R. A. (1996). *Global environment, water, air and geochemical cycles*. Prentice Hall.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. R.; PASSOS, E. (2007). Bauxitização, gênese das bauxitas e bauxitas no mundo e no Brasil. In J. J. Bigarella. *Estrutura e origem das paisagens tropicais*. Volume 2. (2º Ed., Cap. 12), Florianópolis, Edufsc.

BOEGLIN J.L.; PROBST J.L. (1998). Physical and chemical weathering rates and CO₂ consumption in a tropical lateritic environment: the upper Niger basin. **Chemical Geology**, 148, 137-156.

BONOTTO, D. M. (2004) Radioatividade das águas: Da Inglaterra ao Guarani. São Paulo: Editora UNESP.

BONOTTO, D. M. (2010). General climatic and hydrological aspect of the Poços de Caldas plateau. In D. M. Bonotto. Poços de Caldas hot spot: big blast for nuclear energy in Brazil. (Chapter 5). Nova Science Publishers Inc. New York, United States.

BONOTO, D.; FUGIMORI, K.; MOREIRA-NORDEMANN, L. M. (2007). Determination of weathering rate of the Morro do Ferro Th-REEs deposit, Brazil using U-isotope method. **Applied Radiation and Isotopes**. 65, 474–481.

BRICKER, O. P.; JONES, B. F.; BOWSER, C. J. (2003). Mass-balance approach to interpreting weathering reactions in watershed systems. **Treatise on Geochemistry**, Chapter 5.04. Elsevier, 2003.119-129.

BRIMHALL G.H.; CHADWICK O. A.; LEWIS C.J.; COMPSTON W.; WILLIAMS I.S.; DANTI K. J.; DIETRICH W.E.; POWER M.E.; HENDRICKS D.; BRATT J. (1991). Deformational Mass Transport and Invasive Processes in Soil Evolution. **Science**, 255, 695-702.

BROWNLOW, A. H. (1979). Geochemistry - Englewood Cliffs: Prentice-Hall.

CARVALHO-FILHO C. A.; MOREIRA, R. M.; GUIMARÃES, B. F.; FERREIRA, V. V. M.; AULER, L. M. L.; PALMIERE, H. E. L.; OLIVEIRA, A. F.; DUTRA, P. H. (2016). Hydrochemical assessment of surface water in watersheds near the Uranium Mining and Milling Facilities of Caldas, Brazil. **Environ Earth Science**. 75:187.

CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; HAMA, M.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.; RAMALHO, R. (1979) **Projeto Sapucaí**; Estado de Minas Gerais e São Paulo. Relatório Final. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, Série Geologia.

CHRISTOFOLETTI, A. (1970). **Análise morfométrica de bacias hidrográficas no Planalto de Poços de Caldas** (Tese de Livre Docência), Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, Brasil.

CHRISTOFOLETTI, A. (1973). A unidade morfoestrutural do planalto de Poços de Caldas. Campinas. **Notícias Geomorfológicas**, Campinas,13 (26), 77-85.

CHRISTOFOLETTI, A. (1972). Características fisiográficas do Planalto de Poços de Caldas (MG, Brasil). **Geomorfologia**, São Paulo, 32, 1-26.

CHRISTOFOLETTI, A. (1980). Geomorfologia. São Paulo: Edgard Blucher.

CHRISTOFOLETTI, A. (1999). Modelagem de Sistemas Ambientais. São Paulo: Edgard Blucher.

COELHO, C. H. (2007). Deposição atmosférica de espécies químicas em Ribeirão Preto, uma importante cidade canavieira do Estado de São Paulo (Dissertação de Mestrado). Faculdade

de Filosofia Ciências e Letras de Ribeirão Preto / Universidade de São Paulo. Ribeirão Preto, SP, Brasil.

CETESB - Companhia Ambiental Do Estado De São Paulo (1985). Relatório de atendimento a mortandade de peixes – Represa Bortolan, Poços de Caldas, MG.

CORFIELD, R. O (2011). Ciclo do carbono. in: COCKELL, C. (org.) Uma introdução ao Sistema Terra-Vida (Capítulo 2). São Paulo: Oficina de Texto.

CNEN - Comissão Nacional De Energia Nuclear; DME - Departamento Municipal De Energia; DMAE - Departamento Municipal De Águas E Esgoto; INB- Indústria Nuclear Do Brasil. (2012). Avaliação da qualidade das águas e sedimento das microbacias do Ribeirão das Antas e do Ribeirão de Caldas no Planalto de Poços de Caldas, Relatório Técnico da Comissão das Águas de Poços de Caldas.

CODEMIG - Companhia De Desenvolvimento De Minas Gerais (2015) Projeto fronteira de Minas – Mapa geológico: Folha Caldas SF23-V-D-IV e Folha Poços de Caldas SF23-V-C-VI. Escala 1:100.000. Coord. Antônio Carlos Pedrosa Soares.

CONAMA - Conselho Nacional De Meio Ambiente. Resolução n° 357 de 2005 - Dispõe sobre a classificação dos corpos de água e diretrizes ambientais para o seu enquadramento, bem como estabelece as condições e padrões de lançamento de efluentes, e da outras providencias.

CONAMA - Conselho Nacional De Meio Ambiente. Resolução n° 430 de 2011 - Dispõe sobre as condições e padrões de lançamento de efluentes, complementa e altera a Resolução no 357, de 17 de março de 2005, do Conselho Nacional do Meio Ambiente - CONAMA.

CONAMA - Conselho Nacional De Meio Ambiente. Resolução n° 436 de 2011 - Estabelece os limites máximos de emissão de poluentes atmosféricos para fontes fixas instaladas ou com pedido de licença de instalação anteriores a 02 de janeiro de 2007.

CONCEIÇÃO, F. T. & BONOTTO, D. M. (2004). Weathering rates anthropogenic influences in a sedimentary basin, São Paulo State, Brazil. **Applied Geochemistry**, 19, 575 –591.

CONCEIÇÃO, F. T.; LITHOLDO, T.; SARDINHA, D. S.; MORUZZI, R. B.; ; NAVARRO, G. R. B, GODOY, L. H. (2016). The influence of phosphate mining on the chemical composition anual atmospheric deposition in Catalão (GO) and Tapira (MG). **Water Air Soil Pollut**, 227:69.

CONCEIÇÃO, F. T.; SANTOS, C. M.; SARDINHA, D. S.; NAVARRO, G. R. B, GODOY, L. H. (2015). Chemical weathering rate, denudation rate, and atmospheric and soil CO2 consumption of Paraná flood basalts in São Paulo State, Brazil. **Geomorphology**, 233, 41–51.

CONCEIÇÃO, F. T.; SARDINHA, D. S.; NAVARRO, G. R. B.; ANTUNES, M. L. P.; ANGELUCCI, V. A. (2011). Composição química das águas pluviais e deposição atmosférica anual do alto Sorocaba (SP). **Química Nova**, 34 (4), 610-616.

COSTA, P. C. G. et. al. (1998) Projeto hidrogeoambiental das estâncias hidrominerais. COMIG - Companhia Mineradora De Minas Gerais.

CRONAN, C. S. (2009). Major Cations (Ca, Mg, Na, K, Al) - **Encyclopedia of Inland Waters**, 45–51.

CRUZ, W. B. (1987). Avaliação hidrogeológica e hidroquímica dos arredores de Poços de Caldas. Belo Horizonte: CETEC - Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais.

CRUZ, W. B.; PEIXOTO, C. A. M. A (1991) Evolução química das águas subterrâneas de Poços de Caldas – MG - **Revista Brasileira de Geociências**, 21(1), 23-33.

DANELON, O. M. & MOREIRA-NORDEMANN, L. M. (1991) Ocorrência Natural e Antropogênica de Cl^- , Na^+ , NO_3^- , NH_4^+ e SO_4^{2-} na Bacia do Rio Quilombo (Cubatão—SP). **Revista Brasileira de Geociências**, 21, 96-101.

DNPM - Departamento Nacional De Produção Mineral (2014). Sumário Mineral. Brasília, DF, Brasil.

DESSERT, C.; DUPRÉ, B.; FRANÇOIS, L. M.; SCHOTT, J.; GAILLAEDT, J.; CHAKRAPANI, G.; BAJPAI, S. (2001). Erosion of Deccan Traps determined by river geochemistry: impact on the global climate and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of seawater. **Earth and Planet Science Letters**, 188, 459-474.

DESSERT, C.; DUPRÉ, B.; GAILLAEDT, J.; FRANÇOIS, L. M.; ALLÈGRE, C. J.; (2003). Basalt weathring laws and the impact of basalt weathering on global carbon cycle. **Chemical Geology**, 202, 257-273.

DORANTI-TIRITAN, C.; FRANCO, A. O. B. (2011). Superfícies geomofológicas. In Dinâmica do relevo: quantificação de processos formadores (Capítulo 05) / Peter Christian Hackspacher (Org.). São Paulo, Editora UNESP, 2011.

DORANTI-TIRITAN, C.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER NETO, J. C.; RIBEIRO, M. C. S.; LIMA, H. C. (2008). Evolução do Relevo da Região do Planalto de Poços de Caldas: Correlações Entre Níveis Planálticos e Termocronologia por Traços de Fissão. **Geografias**, 4(1), 87-92.

DORANTI-TIRITAN, C.; HACKSPACHER, P.C.; LIMA, H. C.; SOUZA, D.H.; ROSANTE, K. T. (2010). Evolução da paisagem do Planalto Sul de Minas correlações entre análise morfométrica da rede de drenagem e termocronologia por traço de fissão em apatita. **Revista de Geografia**. Recife: Volume especial VIII SINAGEO, 1, 50-71.

DORANTI-TIRITAN, C.; HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, M.C.S.; GLASMACHER, U. A.; SOUZA, D.H. (2014). Evolução do relevo da região do planalto de Poços de Caldas (SP/MG) baseado em dados de termocronologia de baixa temperatura e modelagem termocinetica 3D. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, 15 (2), 291-310.

EDMOND, T. M. (1970) High precision determination of titration alkalinity and total carbon dioxide content of seawater by potentiometric titration. **Deep-Sea Research. Part I: Oceanographic Research Papers**, Oxford, 17 (4), 737-750.

ELLERT, R. (1959). Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas. **Boletim FFCLUSP-Geologia**.

EMBRAPA - Empresa Brasileira De Pesquisa Agropecuária (1997). Manual de métodos de análise de solo. Centro Nacional de Pesquisa de Solos, Rio de Janeiro.

ETCHEBEHERE, M. L. C. (1990). Modelo de exploração mineral aplicado à pesquisa de fontes termais no planalto de Poços de Caldas, MG-SP (Dissertação de Mestrado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, Brasil.

FERNANDES, A. M. (2012) Características hidrogeoquímica da bacia de drenagem do Rio Sorocaba, SP: Processos erosivos mecânicos e química (Tese de Doutorado). Centro de Energia Nuclear na Agricultura. Universidade de São Paulo, Piracicaba, SP, Brasil.

FERNANDES, A. M.; CONCEIÇÃO, F. T.; SPATTI JUNIOR, E. P.; SARDINHA, D. S.; MORTATTI, J. (2016). Chemical weathering rates and atmospheric/soil CO₂ consumption of igneous and metamorphic rocks under tropical climate in southeastern Brazil. **Chemical Geology**, 443, 54–66.

GABET E.J.; WOLFF-BOENISCH, D.; LANGNER, H.; BURBANK D.W.; PUTKONEN, J. (2010). Geomorphic and climatic controls on chemical weathering in the High Himalayas of Nepal. **Geomorphology**, 122, 205–210.

FORMOSO, M. L. L. (2006). Some topics on geochemistry of weathering: a review. **Annals of the Brazilian Academy of Sciences**, 78 (4), 809 -820.

GAILLARDET, J.; DUPRÈ, P.; ALLÈGRE, C.J.; NÉGREL, P. (1997). Chemical and physical denudation in the Amazon river basin. **Chemical Geology Amsterdam**, 142, 142-173.

GAILLARDET, J.; DUPRÈ, P.; LOUVAT, P.; ALLÈGRE, C.J. (1999). Global-silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from large river chemistry. **Chemical Geology**, 159, 3–30.

GALUZKA, A., MIGASZEWSKI, Z. M. (2011). Geochemical background – an environmental perspective – **Mineralogia**, 42 (1), 7-17.

GARRELS R.M.; MACKENZIE F.T. (1967). Origin of the chemical composition of some springs and lakes. In: Equilibrium concepts in natural waters systems. **American Chemical Society**, Advances in Chemistry Series.

GIBBS, R.J., 1970. Mechanisms controlling world river water chemistry. **Science**. 170.

GIRARD, J. Princípios de química ambiental. Rio de Janeiro, LTC, 2016.

GOMES, C. B.; COMIN-CHIARAMONTI, P. (2005). Introduction to the alkaline and alkaline-carbonatitic magmatism in and around the Paraná basin. In Mesozoic to cenozoic alkaline magmatism in the brasilian platform / Comin-Chiaramonti, P. and Gomes, C. B. – São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo.

GOMES, C. B.; COMIN-CHIARAMONTI, P. (2017). Magmatismo alcalino continental da região meridional da plataforma brasileira. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo.

GUIMARÃES, J.C.C., CHAGAS, J. M., CAMPOS, C.C.F., ALECRIM, E. F., MACHADO, F. S. (2012) Avaliação dos Aspectos e Impactos Ambientais Decorrente das Minerações de Bauxita no Sul de Minas Gerais – **Enciclopédia Biosfera** - Centro Científico Conhecer, Goiânia, 8 (15), 321-333.

GUPTA, H.; CHAKRAPANI, G. J.; SELVARAJ, K.; KAO, J. (2011) The fluvial geochemistry, contributions of silicate, carbonate and saline-alkaline components to chemical weathering flux and controlling parameters: Narmada River (Deccan Traps), India - **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 75, 800–824.

GURUMURTHY, G. P.; BALAKRISHNA, K.; RIOTTE, J.; BRAUN, J. J.; AUDRY, S.; SHANKAR, H. N. U.; MANJUNATHA, B. R. (2012) Controle n intense silicate weathering in a tropical river, southwestern India – **Chemical Geology**, 300 (301), 61-69.

HACH, X (1992). Water analysis handbook, second ed. Hach company, Loveland, Colorado – USA.

HACKSPACHER, P. C.; GODOY, D. F. RIBEIRO, L. F. B; HADLER NETO, J. C.; FRANCO, A. O. B. (2007). Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. **Revista Brasileira de Geociências**, 37 (4), 76-86.

HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, M. C. S. (2011). **Gotectônica e influência do calor no relevo**. in: Dinâmica do relevo: quantificação de processos formadores (Capítulo 1) Peter Christian Hackspacher (Org.) São Paulo, Editora UNESP.

Haidouti, C. (1991). Fluoride distribution in soil in the vicinity of a point emission source in Greece – **Geoderma**, 49, 129-138.

Haidouti, C. (1995) Effects of fluoride pollution on the mobilization and leaching of aluminum in soils. **The Science of the Total Environment**, 166, 157-160.

HOLMES, D.C.; PITTY, A.E.; NOY, D.J. (1992). Geomorphological and hydrogeological features of the Poços de Caldas caldera analogue study sites. **Journal of Geochemical Exploration**, 45, 215-247.

HORÁCIO, J. (2015). Medicina Fluvial: Un nuevo paradigma em la conservación y restauración de ríos bajo el enfoque de la geomorfología. Jolube Consultor y Editor y Fluvialis River Innovation.

HUDSON D.M. (1988). Petcal (version 2.1) an expanded and personal computer compatible basic language program for petrologic calculations. **Nevada Bureau of Mines and Geology, Open File Report 88-3**, 25p.

HYPÓLITO, R.; ANDRADE, S.; EZAKI, S. (2011) Interação água-gás. In: Geoquímica da interação água/rocha/solo: Estudos preliminares (Capítulo 2). São Paulo, All Print Editora.

IBIRRA, D. E.; CAVES, J. K.; MOON, S.; THOMAS, D. L.; HARTMANN, J.; CHAMBERLAIN, C. P.; MAHER, K. (2016). Differential weathering of basaltic and granitic catchments from concentration–discharge relationships. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 190, 265–293.

INB - Indústrias Nucleares Do Brasil (2011). Programa de Recuperação de Áreas Degradadas (PRAD). UTM – Caldas, Minas Gerais. Nº Projeto 099-515-3023. Elaboração R.L. Mapa Geológico Regional (2).

IRD - Instituto De Radioproteção E Dosimetria / CNEN - Comissão Nacional De Energia Nuclear (2009). Qualidade das águas do Ribeirão das Antas. Projeto ARCAL RLA 01/10. 2009.

JANASI, V. A. (1999). Petrogênese de granitos crustais na nappe de empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): Uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. (Tese de Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil.

KATAN, Z.; PROBST, J. L. (1986). Transports em suspension et solution par la Monselle em periodes de crue. **Journées d’hidrologie de Strasbourg**, France.

KATZ, B. G., BRICKER, O. P., KENNEDY, M. M. (1985). Geochemical mass-balance relationship for selected ions in precipitation and stream water, Catoctin Mountains, Maryland. **American Journal of Science**, 285, 931-962.

KOPPEN, W. (1948) Climatologia. México, Fondo de Cultura Económica.

LEITE, A. F. (2006). Hidrogeoquímica e intemperismo na bacia do Rio Bananal (SP/RJ) (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade federal do Rio de Janeiro, RJ. Brasil.

LOUVAT, P & ALLÈGRE, C. J. (1997). Present denudation on the island of Réunion determined by river geochemistry: Basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 61 (17), 3645-3669.

LOUVAT, P & ALLÈGRE, C. J. (1998). Riverine erosion rates on São Miguel volcanic island, Azores archipelago. **Chemical Geology**, 148, 177-200.

LOUVAT, P.; GISLASON, S. R.; ALLÈGRE, C. J. (2008). Chemical and mechanical erosion rates in Iceland as deduced from river dissolved and solid material. **American Journal of Science**, 308, 679-726.

MIGLIAVACCA, D.; TEIXEIRA, E. C.; PIRES, M.; FACHEL, J. (2004). Study of chemical elements in atmospheric precipitation in South Brazil. **Atmospheric Environment**, 38, 1641–1656.

MELLO, N. A. (2013). Relação entre a Fração Mineral do Solo e Qualidade de Sedimentos. In: Qualidade de Sedimentos: Revisado e Ampliada (Capítulo 2) / POLLETO, Cristiano & MARTEN, Gustavo Henrique (Org.). ABRH, Porto Alegre.

MELLO, R. C. A.; ZANARDO, A.; FERNANDES, A. M. CONCENÇÃO, F. T. (2016). Using the mineralogy of river sediments as pollution indicator of clay mining activity. **Brazilian Journal of Water Resources**, Porto Alegre, 21 (3), 502-513.

METAL POWDER REPORT (2015). News Volume 70, Number 5.

MEYBECK, M. (1987). Global geochemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved load. **American Journal of Science**, New Haven, 287:401-428.

MEYBECK, M. (1982). Carbon, nitrogen and phosphorus transport by world rivers. **American Journal of Science**, 282:401-450.

MEYBECK M., LAROCHE L., DÜRR H.H., SYVITSKI J.P.M. (2003). Global variability of daily total suspended solids and their fluxes in rivers. **Glob. Planet. Change**, 39:65-93

MILLOT, R.; GAILLARDET, J.; DUPRÉ, B.; ALLÈGRE, C. J. (2002). The global control of silicate weathering rates and the coupling with physical erosion: New insights from rivers of the Canadian Shield. **Earth and Planetary Science Letters**, 196, 83-98.

MORAES, F. T. (2007). Zoneamento geoambiental do planalto de Poços de Caldas, MG/SP a partir de análise fisiográfica e pedoestratigráfica (Tese de Doutorado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, Brasil.

MORAIS, F. T.; JIMÉNES-RUEDA, J. R. (2008). Fisiografia da região do planalto de Poços de Caldas, MG/SP. **Revista Brasileira de Geociências**, 38 (1), 196-208.

MOREIRA-NORDEMANN L. M. (1980). Use of $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ disequilibrium in measuring chemical weathering rate of rocks. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 44, 103-108.

MOREIRA-NORDEMANN L. M. (1984). Salinity and weathering rate of rocks in a semi-arid region. **Journal of Hydrology**, 71, 131-147.

MOREIRA-NORDEMANN L. M.; GIRARD, P.; RÉ POPPI, N. (1997). Química da precipitação atmosférica na cidade de Campo Grande (MS). **Revista Brasileira de Geofísica**, 15, 36-42.

MORTATTI J. (1995). Erosão na Amazônia: Processos, modelos e balanço. Tese de Livre Docência). Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, SP, Brasil.

MORTATTI J.; PROBST J.L. (2012). Hidrogeoquímica de bacias de drenagem (2ª Edição revidada - Série Didática, v. 1). Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, SP, Brasil.

MORTATTI J., PROBST J. L. (2003) Silicate rock weathering and atmospheric/soil CO₂ uptake in the Amazon basin estimated from river water geochemistry: seasonal and spatial variations. **Chemical Geology**. 197, 177-196.

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

MORTATTI J.; VICTORIA R.L.; TARDY Y. (1997). Balanço de alteração e erosão química na Bacia Amazônica. **Geochimica Brasiliensis**, 11 (1), 1-13.

NÉGREL P.; ROY S. (1998). Chemistry of rainwater in the Massif Central (France): a strontium isotope and major element study - **Applied Geochemistry**, 13, 941-952.

NESBITT, H. W.; MARKOVICS, G. (1997). Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 61 (8), 1653-1670.

NESBITT H. W.; YOUNG G. M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature**, 299. 715-717.

OLIVA, P.; VIERS, J.; DUPRÉ, B. (2003). Chemical weathering in granitic environments. **Chemical Geology**, 202, 225-256.

PENHA, H. M. (2015). Processos endógenos na formação do relevo. In: Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos (Capítulo 2 - 13ª edição). Antonio José Guerra e Sandra Baptista da Cunha (Org.), Rio de Janeiro, Bertrand Brasil.

POLETO, C. (2014). Sedimentometria fluvial. in **Bacias hidrográficas e recursos hídricos** (Capítulo 05 - 1º edição). Cristiano POLETO(Org.), Rio de Janeiro: Interciência.

PROBST J. L. (1992). Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale: Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. Strasbourg: Université Louis Pasteur, **Institut de Géologie**, (Sciences Géologiques Mémoire, 94). 161 p.

REIS, L. F. R.; BRANDÃO, J. L. B. (2013). Impactos Ambientais sobre Rios e Reservatórios. In: ASHBY, M. F. - Engenharia ambiental: conceitos, tecnologia e gestão (Capítulo 11). Rio de Janeiro, Elsevier, 2013.

RICHARDS, K. S. (1982). Rivers: Form and process in alluvial channels. Methuen, London & New York.

ROLLINSON H. (1993). Using Geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. London: Longman Group.

SÁ JÚNIOR, A. (2009). Aplicação da classificação de Koppen para o zoneamento climático do Estado de Minas Gerais (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG. Brasil.

SALOMÃO, F. X. T.; ANTUNES, F. S. (1998). Solos em pedologia. In: Geologia de engenharia (Capítulo 06). São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia.

SARDINHA, D. S. (2011). Avaliação da taxa de intemperismo químico na bacia do Rio Jaú – Rio Claro, SP – (Teses de Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, Brasil.

SARDINHA, D. S.; GODOY, L. H.; CONCEIÇÃO, F. T. SPATII JUNIOR, E. P.; FERNANDES, A. M.; VICTAL, F. A. C. A.; COSTA, D. A. T. (2018). Geoquímica fluvial e balanço de denudação em Tinguaitos de Poços de Caldas, Minas Gerais. **Geologia Usp - Série científica**, São Paulo, 18 (1), 259-272.

SARDINHA, D. S.; GODOY, L. H.; JIMÉNES-RUEDA, J. R.; MORAES, M. M. T. (2015). Discussão da evolução da caldeira vulcânica de Poços de Caldas (MG) a partir de uma análise pedogeoquímica em uma topossequência. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. São Paulo, 16 (2), 321-340.

SCHORSCHER, H. D.; SHEA, M. E. (1992). The regional geology of the Poços de Caldas alkaline complex: mineralogy and geochemistry of selected nepheline syenites and phonolites - **Journal of Geochemical Exploration**, 45, 25-51.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. (2006). Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change (2nd ed.). Wiley-Interscience.

SHEA, M. E. (1992). Isotopic geochemical characterization of selected nepheline syenites and phonolites from the Poços de Caldas alkaline complex, Minas Gerais, Brazil. **Journal of Geochemical Exploration**, 45, 173-214.

SILVA, L. P. (2015). Hidrologia: engenharia e meio ambiente (1º Edição). Rio de Janeiro: Elsevier.

SILVA, M. S. G. (2015). Adsorção de cádmio e chumbo em solução aquosa de por lama vermelha e com diferentes ativações. (Dissertação de Mestrado). Faculdade de Engenharia, Universidade Estadual Paulista, Bauru, SP. Brasil.

SMITH, D.L.; BAILEY, R. A. (1968). Resurgent cauldrons. **Geological Society America Memoir**, 116, 613-663.

SOUZA, P. A.; MELLO, W. Z.; MALDONADO, J. (2006). Composição química da chuva e aporte atmosférico na Ilha Grande, RJ – **Química Nova**, 29 (3), 471-476.

SUGUIO, K. (2006). Água. Ribeirão Preto: Editora Holos.

STALLARD, R. F.; EDMOND, J. M. (1981). Geochemistry of amazon: Precipitation chemistry and the marine contribution to the dissolved load at the time of peak discharge. **Journal of Geophysical Research**, 86 (C10), 9844 – 9858.

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

STALLARD, R. F.; EDMOND, J. M. (1987). Geochemistry of amazon: Weathering chemistry and limits to dissolved inputs. **Journal of Geophysical Research**, 92 (C8), 8293 – 8302.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE E. M. (2017). Geomorfologia fluvial. São Paulo, Oficina de Texto.

TARDY, Y. (1971). Characterization of the principal weatering types by geochemistry of water from some Europe and Africa crystalline massifs. **Chemical Geology**, 7, 253-271.

TARDY, Y. (1997). Geoquímica Global: Oscilações climáticas e evolução do meio ambiente desde quatro bilhões de anos. **Estudos Avançados**, 11 (30), 1997.

TINOS, T. M. (2011). Mapeamento geológico-geotécnico a partir de metodologia de análise integrada: Ensaio de aplicação no município de Poços de Caldas – MG. (Dissertação de Mestrado) Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, Brasil.

TRICART, J. (1958). Division morphoclimatique du Bresil Atlantique central. **Revue de Geomorphologie Dynamique**. 1-22.

TOLETO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B.; MELFI, A. J. (2009). Da rocha ao solo: intemperismo e pedologia. In: Decifrando a Terra. Wilson Teixeira et al. (Org.2ªEd.) São Paulo, Companhia Editora Nacional.

UFV - Universidade Federal De Viçosa; CETEC - Fundação Centro Tecnológico De Minas Gerais; UFLA - Universidade Federal De Lavras; FEAM - Fundação Estadual Do Meio Ambiente. (2010), Mapa de solos do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte, MG. Brasil.

ULBRICH, H. H. (1984). A petrografia, a estrutura e o quimismo de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil.

ULBRICH, H. H.; VLACH, S. R. F.; DEMAIFFE, D. ULBRICH, M. N. C. (2005). Structure and origin of the Poços de Caldas Alkaline Massif, SE, Brazil. In Mesozoic to cenozoic alkaline magmatism in the brasilian platform. Comin-Chiaramonti, P. and Gomes, C. B. – São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, FAPESP.

ULBRICH, H. H.; VLACH, S. R. F.; ULBRICH, M. N. C; KAWASHITA, K. (2002). Penecontemporaneous syenitic-phonolitic and basic-ultrabasic-carbonatitic rocks at the Poços de Caldas alkaline massif SE Brazil: geologic and geochronologic evidence. **Revista Brasileira de Geociências**, 32, 15-26.

VALETON, I.; SCHUMANN, A.; VINX, R.; WIENEKE, M. (1997). Supergene alteration since the upper cretaceous on alkaline igneous and metasomatic rocks of on the Poços de Caldas ring complex, Minas Gerais, Brazil. **Applied Geochemistry**, 12, 133-154.

VENDRAMINI, D.; BONASSI, J. A.; MORTATI, J. (2013). Aspectos da influência antrópica na carga dissolvida do rio Piracicaba (SP). **Geologia USP, Série científica**, São Paulo, 13 (3), 9-112.

VENDRAMINI, D.; OLIVEIRA, H.; MORTATI, J. (2014). Avaliação do comportamento dinâmico da carga dissolvida e particulada fluvial de uma microbacia reflorestada com eucaliptos. **Revista Ambiente & Água**, Taubaté, 9 (3), 499-525.

VELBEL, M. A. (1985). Geochemical mass balances and weathering rates in forested watersheds of Southern blue ridge. **American Journal of Science**, 285, 904-930.

VELBEL, M. A.; PRINCE J. R. (2007). Solute geochemical mass-balances and mineral weathering rates in small watersheds: Methodology, recent advances, and future directions. **Applied Geochemistry**, 22, 1682-1700.

VIERS, J.; OLIVA, P.; DANDURANT, J. -L; DUPRÉ, B. (2003). Chemical weathering rates, CO₂ consumption, and control parameters deduced from the chemical composition of rivers. - **Treatise on Geochemistry**, Chapter 5.20. Elsevier, 1-21.

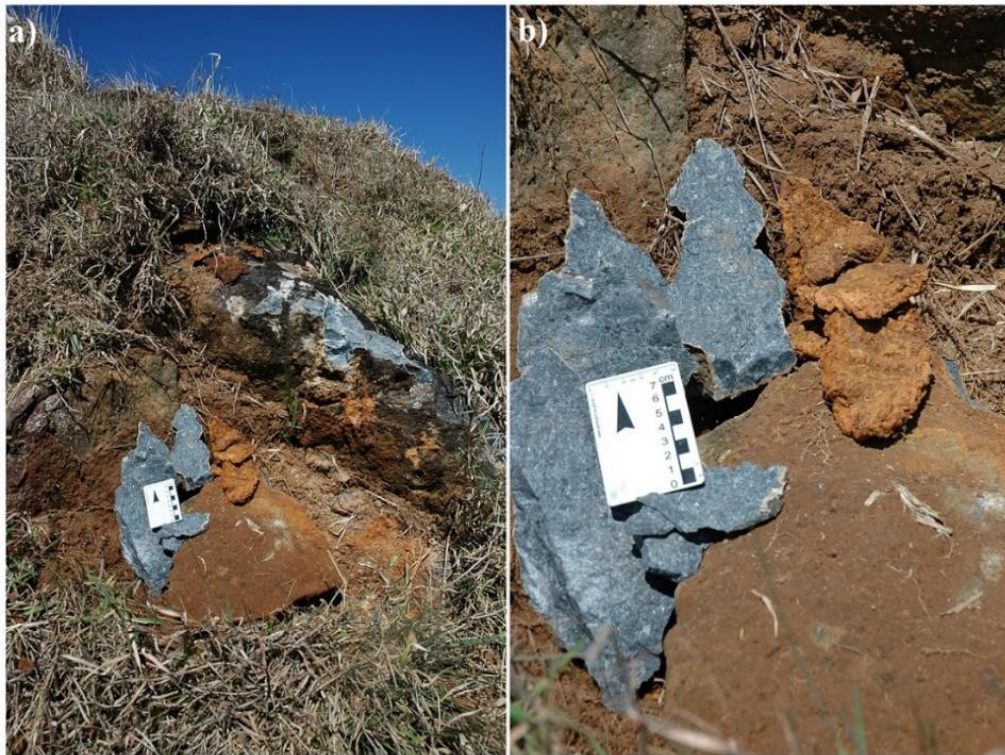
WALLING, D. E.; WEBB, B. W. (1986). Solute in river systems. In: TRUDGILL, S. T. (ed.), Solute process. Chichester: wiley, 251-327.

WHITE A.F.; BLUM A.E. (1995). Effects of climate on chemical weathering in watersheds. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 59, 1729-1747.

WILLIAMS, M. R.; FISHER, T. R.; MELACK, J. M. (1997). Chemical composition and deposition of rain in the central Amazon Brazil. **Atmospheric Environment**, 31, 207-217.

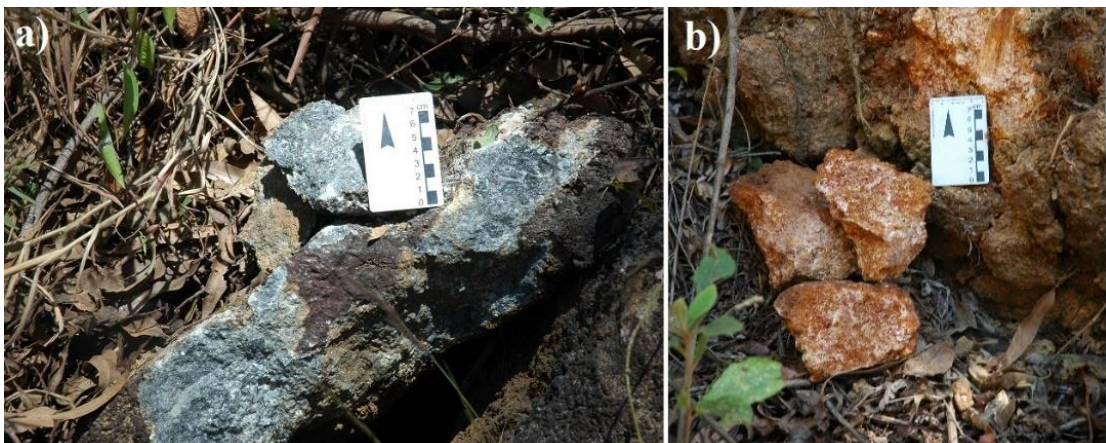
ZAINE, J. E. (2011). Método de fotogeologia aplicado a estudos geológico-geotécnicos: ensaio em Poços de Caldas, MG. (Tese de Livre Docência). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, Brasil.

ZALAN, P. V., & OLIVEIRA, J. B. A. (2005). Origem e Evolução Estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio De Janeiro, 13 (2), 269-300.

APÊNDICE 01: Fotografias das amostras de rocha e manto alterado**RX02 e MA02:** Rocha fonólito (a) e material alterado (b) coletados no ponto 2.**RX03 e MA03:** Rocha fonólito (a) e material alterado (b) coletados no ponto 3.



RX04 e MA04: Nefelina sienito (a) e material alterado (b) coletados no ponto 4.



RX05 e MA05: Nefelina sienito (a) e material alterado (b) coletados no ponto 5.

APÊNDICE 02: Difratogramas das rochas e materiais alterados

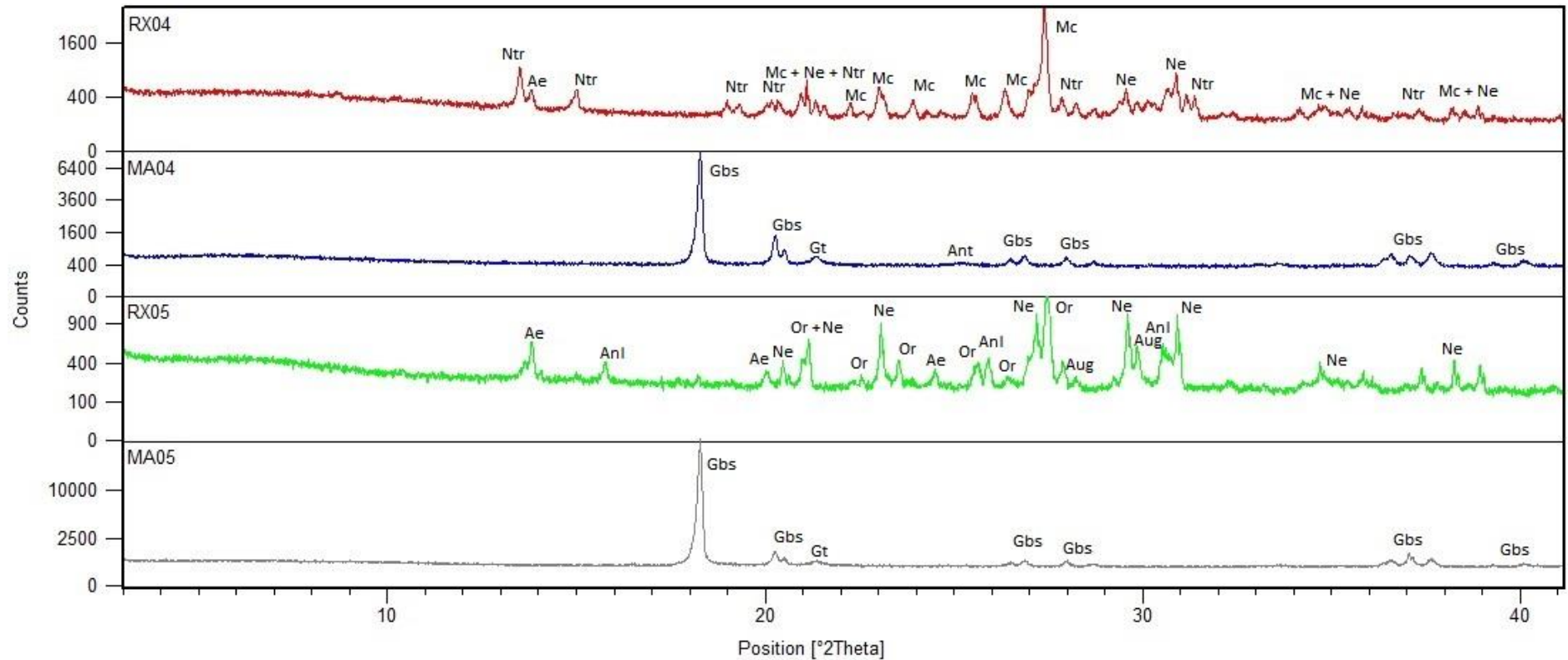


Figura 1: Difratograma das amostras de nefelina sianito sã (RX04 e RX05) e alterado (MA04 e MA05); Legenda: aegirina (Ae), analcita (Anl), anatásio (Ant), augite (Aug), gibbsita (Gbs), goethita (Gt), microclina (Mc), natrolina (Ntr), nefelina (Ne), ortoclásio (Or).

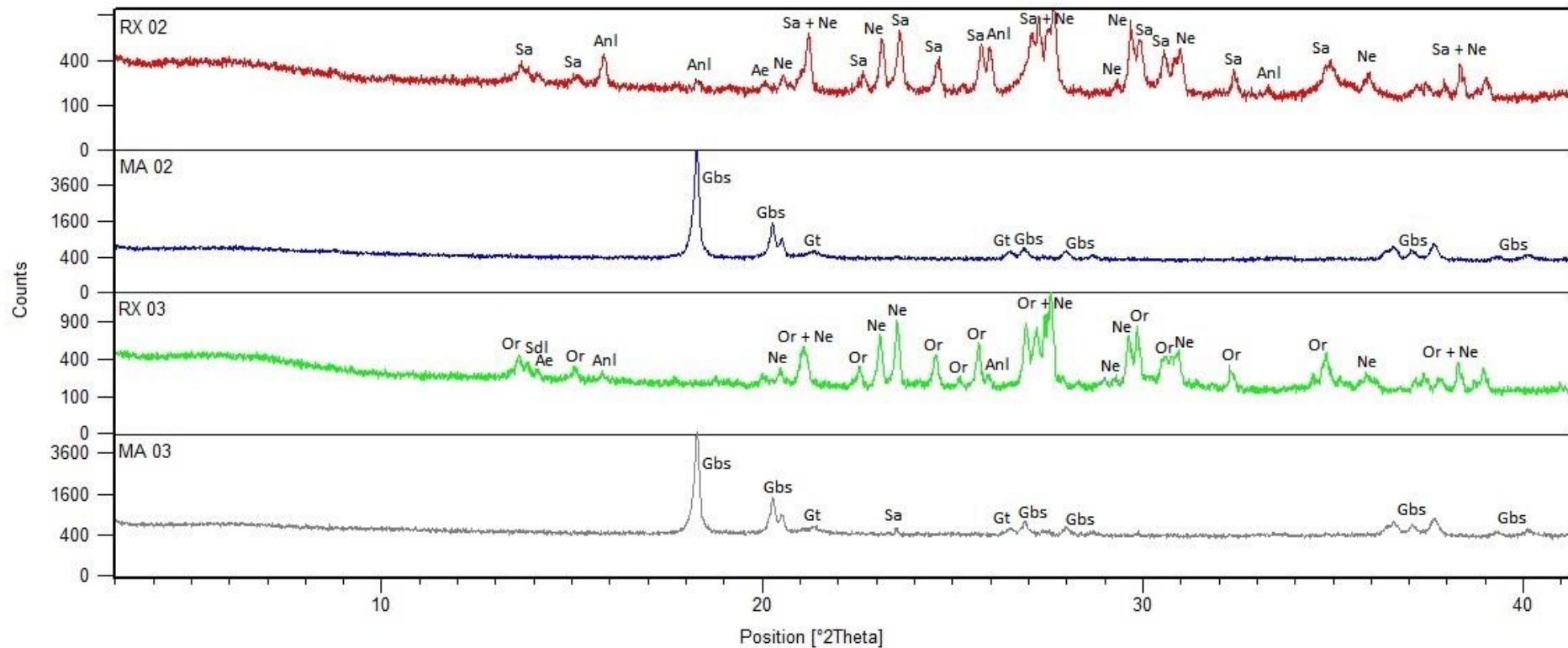


Figura 02: Difratoograma das amostras de fonólito sã (RX02 e RX03) e alterado (MA02 e MA03); Legenda: aegirina (Ae), analcita (Anl), gibbsita (Gbs), goethita (Gt), microclima (Mc), natrolina (Ntr), nefelina (Ne), ortoclásio (Or), sanidina (Sa), sodalita (Sdl).