



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro



Trabalho de Conclusão de Curso
Curso de Graduação em Geologia

**RADIOATIVIDADE NATURAL DEVIDO AO ^{210}Po EM ÁGUAS SUBTERRÂNEAS
DE ESTÂNCIAS HIDROMINERAIS DO SUDESTE BRASILEIRO**

Ana Maria Marinello Assis de Oliveira

Orientador: Prof. Dr. Daniel Marcos Bonotto

RIO CLARO – SP

ANA MARIA MARINELLO ASSIS DE OLIVEIRA

**RADIOATIVIDADE NATURAL DEVIDO AO ^{210}Po EM ÁGUAS SUBTERRÂNEAS
DE ESTÂNCIAS HIDROMINERAIS DO SUDESTE BRASILEIRO**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Instituto de Geociências e
Ciências Exatas do Campus de Rio Claro,
Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, como parte dos requisitos
para obtenção do título de Bacharel em
Geologia.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Daniel Marcos Bonotto (Orientador)

Prof. Dr. Antonio Carlos Artur

Prof. Dr. Antonio José Ranalli Nardy

Assinatura da aluna

Assinatura do orientador

Rio Claro/SP, 28 de novembro de 2018

M338r Marinello, Ana Maria
Radioatividade natural devido ao ^{210}Po em águas subterrâneas de
estâncias hidrominerais do sudeste brasileiro / Ana Maria Marinello. --
Rio Claro, 2018
65 p. : il., tabs., mapas

Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) -
Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e
Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: Daniel Marcos Bonotto

1. Radioatividade. 2. Águas Subterrâneas. 3. Chumbo. 4. Polônio. 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.

“Sua *bença*, Vó!

Agradecimentos

À minha mãe, Meire, por me ensinar a ter caráter e amar as coisas simples da vida. Por ser a pessoa que nunca me deixa desistir e me apoiar a lutar pelos meus sonhos. Por ser a mulher mais honrada que eu conheço. Tudo o que sou devo à senhora.

Ao meu irmão, Murilo, por me ensinar a compartilhar e que amor não se divide, se multiplica. Eu me orgulho de ser sua irmã.

Vó Nair e Vó Bel (in memoriam), exemplos de força, por me acompanharem em cada minuto da vida. Vocês me iluminam todos os dias. Eu amo cada pedacinho de vocês duas de modo indescritível.

Sebastião Assis (in memoriam) por ter dado asas aos nossos sonhos e sido nosso pai.

Ao meu orientador, Professor Dr. Daniel Marcos Bonotto, por todo ensinamento e paciência ao longo de todos esses anos, a quem peço desculpas pelo prejuízo. Por ser meu exemplo de ética e profissional. Tenho muito orgulho em ser sua aluna.

Às tias Fátima e Neia, pela ajuda e pelo carinho e amor de sempre.

À Fernanda Marques, por me conhecer tão bem, me incentivar e motivar em todos os momentos e dificuldades, aquela que é o meu colo.

À Rebeca, por ser minha amiga apesar de toda distância e ausência ao longo desses anos.

Rep Manda Chuva: Thaty, Pucca, Cynthi, Fer e Katita, por terem me acolhido e feito com que eu me sentisse amada diante das coisas novas. Família nós também podemos escolher.

A Nathássia Arruda por todas as madrugadas viradas para cumprir prazos de relatórios e, acima de tudo, por ter sido minha companheira de república Manda Chuva durante todos os árduos anos da faculdade.

À minha física preferida, Rachel Papa por todas as vergonhas e amizade desde o primeiro dia letivo de 2010, por sempre me acolher nas horas em que eu mais preciso.

As amigas da geologia, Gabriela Marques, Milena Rosa, Samara Iwashita e Juliana Monteiro, por sempre acreditarem no meu trabalho.

Aos amigos físicos: Fábio Alberguini, Matheus Quadros, Murilo Forlevesi e Oani Costa, pelo carinho e por sempre garantirem as melhores risadas.

Ao Fábio, técnico do LABIDRO pela convivência e paciência ao longo dos anos, e aos discípulos do mestre: Cristiano, Salim, Fanny e Juliana, pelas risadas e conselhos científicos.

Ao PIBIC/CNPq pela bolsa concedida para o desenvolvimento deste projeto.

Para Meire e Murilo Marinello e Nair Assis.
Por serem tudo de melhor que eu tenho nessa vida.

RESUMO

Durante o ciclo hidrológico, a água entra em contato com rochas que, em sua composição, podem apresentar minerais que contêm radionuclídeos que estão presentes na Terra desde os primórdios, como Urânio, Tório e Potássio. A crescente presença de radionuclídeos nos recursos hídricos, em decorrência de processos tecnológicos, fertilizantes fosfatados, testes nucleares, descargas de efluentes em instalações nucleares, conflitos armados utilizando artefatos nucleares, ou manuseio de fontes radioativas manufaturadas levou a Organização Mundial de Saúde a estabelecer na legislação atual uma lista de elementos para os quais foram propostos valores de referência para ingestão em águas potáveis. Concentrações de atividade de ^{210}Po e ^{210}Pb em águas subterrâneas ocorridas nos estados de São Paulo (SP) e Minas Gerais (MG) foram relatadas neste trabalho com duplo propósito: comparar diferentes índices para avaliar a mobilidade de radionuclídeos nas águas e avaliar a qualidade da água potável a partir dos cálculos das doses de radiação. As amostras analisadas neste trabalho são muito utilizadas para beber em locais públicos, engarrafamento, banho e outros, foram coletadas em nascentes e poços perfurados em diferentes sistemas aquíferos inseridos nas províncias hidrogeológicas do Paraná e Escudo do Sudeste. O valor de referência estipulado pela OMS para ^{210}Pb e ^{210}Po de 0,1 Bq/L não foi alcançado para ^{210}Pb , mas os níveis de ^{210}Po foram iguais ou superiores a ele em quatro águas subterrâneas do estado de Minas Gerais; o nível máximo de dose de orientação da OMS de 0,1 mSv/ano também foi alcançado ou superado nelas. Os resultados encontrados para os índices de mobilidade do ^{210}Pb mostraram melhor utilidade para avaliar os processos que afetam a liberação de radionuclídeos na fase líquida durante as interações água/rocha.

Palavras-Chaves: Radioatividade, Águas Subterrâneas, Chumbo, Polônio.

ABSTRACT

During the hydrological cycle, the water comes into contact with rocks that may contain minerals with radionuclides in their composition. These have been present on Earth since the earliest times, such as Uranium, Thorium and Potassium. The increasing presence of radionuclides in hydric resources due to technological processes, phosphate fertilizers, nuclear tests, effluent discharges in nuclear facilities, armed conflicts with nuclear artifact, or manufactured radioactive sources handling, led the World Health Organization to establish in the current legislation a list of elements for which reference values have been proposed for potable water consumption. Activity concentrations of ^{210}Po and ^{210}Pb in groundwater at São Paulo (SP) and Minas Gerais (MG) states were reported in this study with two purposes: different indices comparison to evaluate the radionuclides mobility in the waters and evaluate the potable water quality from the radiation doses calculations. The analyzed samples in this work are widely used for drinkable water in public places, bottling, bathing and others. These were collected in water springs and wells drilled in different aquifer systems inserted in the hydrogeological provinces of Paraná and Southeast Shield. The reference value of $0.1\text{Bq} / \text{L}$ established by WHO for ^{210}Pb and ^{210}Po was not reached for ^{210}Pb , but the ^{210}Po levels were equal to or greater than reference value in four Minas Gerais groundwater; the WHO maximum guideline dose level of $0.1\text{ mSv} / \text{year}$ was also achieved or exceeded. The ^{210}Pb mobility indexes found results showed better usage to evaluate the processes that affect the radionuclides release in the liquid phase during the water / rock interactions.

Keywords: Radioactivity, Groundwater, Lead, Polonium

Lista de Ilustrações

Figura 1: Séries naturais de decaimento radioativo. Fonte: Bonotto, 2004.	5
Figura 2: Mapa simplificado de localização das estâncias hidrominerais localizadas em Minas Gerais e São Paulo. ASP: Águas de São Pedro, ADL: Águas de Lindóia, SEN: Serra Negra, LIN: Lindóia, TEI: Termas de Ibirá, ASB: Águas de Santa Bárbara, ADP: Águas da Prata, PDC: Poços de Caldas, PRV: Pocinhos do Rio Verde, LAM: Lambari, SLO: São Lourenço, CAM: Cambuquira, CAX: Caxambu, AXA: Araxá. Fonte: Bonotto & Oliveira, 2017.....	13
Figura 3: Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná, segundo Schneider et al. (1974), adaptada por Aboarrage & Lopes (1986).	23
Figura 4: Mapa geológico simplificado do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. Fonte: Ulbrich (1994).	26
Figura 5: Mapa geológico simplificado da região de Serra Negra, Lindóia e Águas de Lindóia. Fonte: Oliveira <i>et al.</i> 2004a.	28
Figura 6: Mapa geológico simplificado do Sul de Minas Gerais, com destaque para a região de Caxambu (MG). 1 – Embasamento; 2 – Megassequência Andrelândia; 3 – Klippe Carrancas; 4 – Nappe Luminárias; 5 – Nappe São Thomé das Letras; 6 – Nappes Natércia, Carmo da Cachoeira e Andrelândia; 7 – Nappes Heliadora e Liberdade; 8 – Nappes Cristina-Pouso Alto, Varginha e Klippe Aiuruoca; 9 – Nappe Socorro-Guaxupé; 10 – Granitóides sin a tardicolisionais; 11 – Maciços alcalinos de Itatiaia e Passa Quatro. Fonte: Modificado de Paciullo (1997), Trouw et al. (2000) e Peternel (2005).	31
Figura 7: Localização do Complexo Alcalino do Barreiro - Araxá (MG). Fonte: Oliveira <i>et al.</i> , 2004.	33
Figura 8: Espectros gerados a partir da leitura dos discos de cobre.....	38
Figura 9: Logaritmo da concentração média de atividade de ^{210}Po e ^{210}Pb nas águas subterrâneas do sudeste do Brasil	42
Figura 10: As concentrações de atividade de ^{210}Pb são determinadas pelas equações (18) e (19) plotados contra as concentrações de atividade de ^{210}Pb estimadas pela equação (20).	43
Figura 11: Em escala logarítmica as razões m_{210}/m_{238} vs. $P_{\text{Pb/U}}$ (superior) e razões m_{210}/m_{238} vs. atividade $^{210}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (inferior) nas águas subterrâneas do sudeste brasileiro	46

Lista de Tabelas

Tabela 1: Principais características químicas dos elementos urânio e tório.....	6
Tabela 2: Concentração média de tório para rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. Fonte: Rogers & Adams (1969).....	8
Tabela 3: Teor médio de urânio em minerais de rochas ígneas. Fonte: Pertlik et al. (1974).....	9
Tabela 4: Teor médio de urânio em rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. Fonte: Roger & Adams (1969).....	10
Tabela 5: Cálculo de Background para o tempo em segundos.....	39
Tabela 6: Avaliação estatística dos dados obtidos para as concentrações de atividade de ^{210}Po e ^{210}Pb em águas subterrâneas do sudeste do Brasil.....	41
Tabela 7: Valores estatísticos obtidos para o ^{210}Po e ^{210}Pb	42
Tabela 8: Índices de mobilidade de ^{210}Pb e ^{238}U em águas subterrâneas do sudeste do Brasil. Os dados para ^{238}U são de Bonotto (2017).....	45
Tabela 9: Dose de radiação devido ao ^{210}Pb e ^{210}Po e respectiva Dose Comprometida Efetiva (DCE) em águas subterrâneas do sudeste brasileiro. Assume-se taxa de consumo de água potável = 2 L / dia (WHO, 2011).....	48

SUMÁRIO

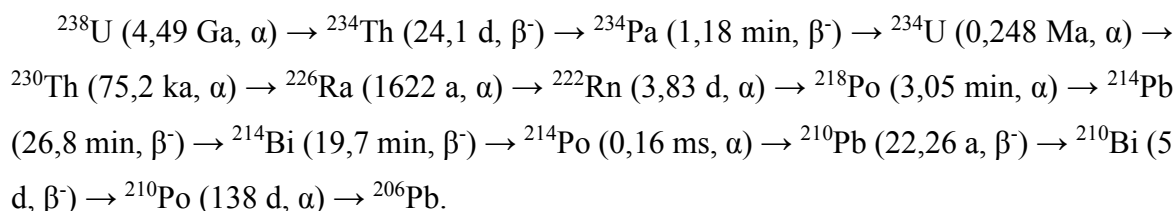
1	INTRODUÇÃO	1
2	OBJETIVO	2
3	CONCEITOS BÁSICOS	3
3.1	Dcaimento Radioativo	3
3.2	Equilíbrio radioativo entre o ^{210}Po e o ^{210}Pb	5
3.3	Ocorrência de Urânio e Tório nas rochas	6
3.4	Chumbo	11
3.5	Polônio	11
4	DESCRIÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO	13
4.1	CARACTERÍSTICAS GERAIS	14
4.1.1	Águas de São Pedro	14
4.1.2	Águas de Santa Bárbara	14
4.1.3	Águas de Lindóia	15
4.1.4	Lindóia	15
4.1.5	Serra Negra	16
4.1.6	Lambari	17
4.1.7	São Lourenço	17
4.1.8	Cambuquira	18
4.1.9	Poços de Caldas	18
4.1.10	Pocinhos do Rio Verde/Caldas	19
4.1.11	Águas da Prata	19
4.1.12	Caxambu	20
4.1.13	Araxá	20
4.2	CONTEXTO GEOLÓGICO	20
4.2.1	Bacia Sedimentar do Paraná	20
4.2.2	Maiço Alcalino de Poços de Caldas	23
4.2.3	Complexo Metamórfico Amparo	27
4.2.4	Bacia Hidrográfica do Ribeirão São Lourenço	28
4.2.5	Grupo Andrelândia	29
4.2.6	Complexo Alcalino do Barreiro	31
5	MATERIAIS E MÉTODOS	34
5.1	PROCEDIMENTOS QUÍMICOS ANALÍTICOS	34
5.1.1	Amostras	34
5.1.2	Preparação, tratamento e análise das amostras	34
5.1.3	Retirada do Ferro ($\text{Fe} + 3$)	35

5.1.4	Processo de deposição do Polônio	35
5.1.5	Medida da atividade do polônio	36
5.1.5.1	A espectrometria alfa	36
5.1.5.2	O Espectrômetro.....	37
5.2	METODOLOGIA PARA OBTENÇÃO DE DADOS.....	37
6	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	41
6.1	Índices de mobilidade dos radionuclídeos.....	43
6.2	Dose de radiação devido ao ^{210}Pb e ^{210}Po	47
7	CONCLUSÕES.....	50
8	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	51
	ANEXO I – Dados Obtidos.....	60

1 INTRODUÇÃO

Quando confinada nos aquíferos ou quando penetra pelo solo dando continuidade ao seu ciclo, a água entra em contato com rochas que possuem características diversas. Minerais secundários portadores de elementos radioativos podem passar por dissolução, conferindo às águas características particulares.

O urânio é um importante radioelemento e contribui para a radioatividade natural da Terra, concentra-se preferencialmente em rochas ígneas ácidas em comparação com as intermediárias, básicas e ultrabásicas, com média crustal proposta por Bowie & Plant (1983) de aproximadamente 2,5 µg/g. Como outros descendentes do ^{238}U , o ^{210}Pb e ^{210}Po são produzidos continuamente em minerais de rochas. Os elementos provenientes da série de decaimento do ^{238}U descendem no número massa atômica natural ($4n+2$) e decaem até o elemento estável ^{206}Pb , como pode ser visto na sequência:



Durante interações entre fases líquida e sólida, pode ocorrer dissolução de rochas e liberação de elementos químicos, este fato permite que os radionuclídeos migrem para a fase líquida, como as águas subterrâneas. Deste modo, a Organização Mundial da Saúde (OMS, 2011) propôs que a dosagem da concentração de elementos radioativos na água deveria ser controlada para que não causasse danos à saúde humana. Assim, o valor estipulado para o ^{210}Pb e o ^{210}Po foi de 0,1 Bq/L para a concentração de atividade na água potável, para que não ultrapasse o limite de dose efetiva na ingestão de 0,1 mSv por ano.

A presença de ^{210}Pb e ^{210}Po em águas naturais dependem de diversos fatores, como litologia, pH, Eh, salinidade. Autores como Harada et al. (1989) e Dickson & Herczeg (1992), relatam que valores elevados de concentração de atividade foram encontrados em salmouras, águas de nascentes e subterrâneas provenientes de aquíferos com sulfetos em condições ácidas, tendo pH menor que 5.

Neste trabalho foi investigada a dose de radiação e índices de mobilidade do ^{210}Pb e ^{210}Po em estâncias hidrominerais do sudeste brasileiro, considerando que CPRM (2012) relatou aumento do consumo de águas provenientes destes locais e que ambos os radionuclídeos podem apresentar riscos à saúde humana.

2 OBJETIVO

A pesquisa teve como objetivo documentar um novo banco de dados de concentração de atividade de ^{210}Pb e ^{210}Po em estâncias hidrominerais do sudeste brasileiro, como Águas da Prata, Águas de São Pedro, Águas de Lindóia, Águas de Santa Bárbara, Serra Negra, Lindóia, Lambari, São Lourenço, Cambuquira, Caxambu, Poços de Caldas, Pocinhos do Rio Verde e Araxá, localizadas nos estados de Minas Gerais e São Paulo. O trabalho possui a finalidade de comparar diferentes índices de mobilidade de radionuclídeos, bem como a avaliação da qualidade radiológica das águas para ingestão, com a intenção de saber se estas apresentam riscos à saúde humana.

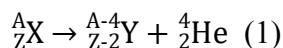
3 CONCEITOS BÁSICOS

3.1 Decaimento Radioativo

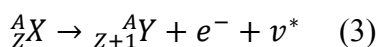
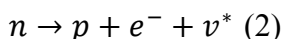
O núcleo atômico é constituído principalmente por prótons e nêutrons, ligados por intensas forças nucleares. Os que possuem número atômico maior ou igual a 83 apresentam forças eletromagnéticas de repulsão mútua suficientemente fortes entre os prótons, o que torna o núcleo instável. Este fenômeno conhecido como decaimento radioativo emite uma ou mais partículas e produz nuclídeos diferentes, pode se manifestar de vários modos, como os decaimentos alfa e beta. Após ocorrer qualquer um dos tipos de decaimento, o núcleo filho apresenta energia em excesso e ao retomar seu estado fundamental de energia, ocorre a emissão de fótons na forma de radiação gama (γ).

- **Decaimento Alfa (α):** O núcleo “pai” emite uma partícula α , referente a um núcleo de ${}^4_2\text{He}$ composto por dois prótons e dois nêutrons. Quando o núcleo emite uma dessas partículas, o número atômico (Z) diminui duas unidades e o número de massa (A) diminuiu quatro, como pode ser visto na equação (1). Os núcleos que emitem partículas α apresentam grande número de massa, onde a repulsão eletromagnética entre prótons é muito grande.

As partículas alfa configuram pequeno poder de penetração e são facilmente blindadas, no entanto, sua ingestão ou inalação pode trazer sérios danos à saúde humana.



- **Decaimento Beta (β^- e β^+):** Quando um núcleo apresenta maior quantidade de nêutrons do que prótons pode ser instável e transformar um nêutron em um próton, levando à diminuição do número de prótons (decaimento β^-). Este fenômeno é acompanhado pela emissão de um elétron (e^-) e de um antineutrino (ν^*), conforme exposto na equação (2). Em um decaimento β^- o número atômico aumenta uma unidade, diminuindo o número de nêutrons em uma unidade, permanecendo constante o número da massa (equação (3)).



Quando o contrário acontece e o número de prótons é muito maior que o de nêutrons, o núcleo também pode ser instável, porém, transforma um próton em um nêutron (decaimento β^+) e emite um pósitron (e^+) um neutrino (ν), de acordo com a equação

(4). Neste caso, o núcleo radiogênico tem o mesmo número de massa que o radioativo, porém o número atômico apresenta uma unidade a menos (equação (5)).

$$n \rightarrow p + e^+ + \nu \quad (4)$$

$${}^A_ZX \rightarrow {}^A_{Z-1}Y + e^+ + \nu \quad (5)$$

Sobre as séries radioativas pode-se dizer que quando um núcleo radioativo decai, o núcleo filho no estado fundamental também pode ser radioativo e decair para outro núcleo radioativo até encontrar um estável, esse processo pode se prolongar por vários estágios.

Os núcleos radioativos se agrupam em quatro séries de decaimento: ${}^{232}\text{Th}$ (série do Tório), ${}^{238}\text{U}$ (série do Urânio), ${}^{235}\text{U}$ (série do Actínio) e ${}^{237}\text{Np}$ (série do Netúnio), as três primeiras são classificadas como naturais e a quarta, artificial. As séries terminam em núcleos estáveis, onde não é mais possível ocorrer o decaimento. Ressalta-se que, enquanto o decaimento α ocasiona uma diminuição de quatro unidades no número de massa do núcleo pai para o núcleo filho, os decaimentos β e γ não ocasionam mudança nesse número. As séries naturais podem ser observadas na Figura 1, juntamente com as transformações que ocorrem e as meias-vidas envolvidas, e possuem as seguintes fórmulas gerais:

$$4n + 2 \rightarrow \text{Série do } {}^{238}\text{U}$$

$$4n \rightarrow \text{Série do } {}^{232}\text{Th}$$

$$4n + 3 \rightarrow \text{Série do } {}^{235}\text{U}$$

U - 238						Th - 232						U - 235					
Np																	
U	U-238 4,49x10 ⁹ a		U-234 2,48x10 ⁵ a									Pa-234 7,13x10 ⁵ a					
Pa	α g-1,16m	Pa-234	α									α β-3,43x10 ⁵ s	Pa-234				
Th	Th-234 24,1d		Th-230 7,5x10 ⁴ a			Th-232 1,39x10 ¹⁰ a	Th-232 1,90s					Th-231 25,6h	α β-16,6d	Th-227			
Ac			α			α β-6,13h	Ac-228 α					Ac-227 2,20s	α				
Ra			Ra-226 1622a			Ra-228 6,7a	Ra-224 3,64d							Ra-223 11,1d			
Fr			α				α							α			
Rn			Rn-222 3,83d				Rn-220 54,5s							Rn-219 3,52s			
At			α				α							α			
Po			Po-218 3,05d	β-1,6x10 ⁻⁴ s	Po-214 1,6x10 ⁻⁴ s	β-138d	Po-216 0,16s	65 ^α β-3,0x10 ⁻⁷ s	Po-212					Po-215 1,6x10 ⁻³ s			
Bi			α	β-19,7m	Bi-214 α	β-50d	α	Bi-212 60,5s	α					α	Bi-211 2,16m		
Pb			Pb-214 26,5m		Pb-210 22,2a	Pb-206		Pb-212 10,6h	α β-3,1m	Pb-208				Pb-211 36,1m	α β-4,79m	Pb-207	
Tl								Tl-206 3,1m									

Figura 1: Séries naturais de decaimento radioativo. Fonte: Bonotto, 2004.

A atividade (A) dos nuclídeos permite quantificar a radioatividade, é definida como o módulo da equação (6), onde $\frac{dN}{dt}$ representa a taxa de variação do número de nuclídeos (N) por unidade de tempo (t). Nesta equação, λ é a constante de decaimento, grandeza que representa a probabilidade de um núcleo desintegrar-se espontaneamente por unidade de tempo. Uma unidade comumente usada para atividade é o Becquerel (Bq).

$$A = \frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad (6)$$

A equação (7) refere-se à integração da equação 6, nela N_0 representa o número inicial de átomos no sistema. Se $T_{1/2}$ é o tempo para a desintegração de metade dos átomos do sistema (meia-vida do nuclídeo), então é possível escrever a equação (8).

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (7)$$

$$\lambda = \frac{0,693}{T_{1/2}} \quad (8)$$

3.2 Equilíbrio radioativo entre o ^{210}Po e o ^{210}Pb

O número de átomos que decai por unidade de tempo é igual ao número de átomos formados no mesmo intervalo de tempo, situação que ocorre num sistema fechado para membros de uma série radioativa natural. Isto constitui o que se denomina “equilíbrio radioativo secular”,

expresso pela equação (9). Logo, se um sistema é constituído por uma série de decaimento em equilíbrio secular, as atividades dos produtos decaimento são iguais entre si.

$$\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \lambda_3 N_3 = \dots = \lambda_i N_i \quad (9)$$

O ^{210}Po provém do ^{210}Pb e tomando como base a equação (9) é possível escrever que:

$$\lambda_{Pb} N_{Pb} = \lambda_{Po} N_{Po} \quad (10)$$

A razão entre as atividades dos nuclídeos Po e Pb da série do ^{238}U é denominada Razão de Atividade (RA) e pode ser escrita da seguinte maneira:

$$RA = \frac{A_{Po}}{A_{Pb}} \quad (11)$$

Ao aplicar a equação (10) na (11), obtém-se $RA=1$ nos sistemas fechados em equilíbrio secular. Porém, como $\lambda_{Pb} \ll \lambda_{Po}$, pode-se determinar o tempo para que o ^{210}Po atinja o equilíbrio radioativo com o ^{210}Pb através da equação:

$$t = \frac{1}{\lambda_{Po}} \cdot \ln\left(1 - \frac{\lambda_{Po} N_{Po}}{\lambda_{Pb} N_{Pb}}\right) \quad (12)$$

Se $RA = 1$, a equação (12) não apresenta solução. Porém, ao considerar a razão entre os nuclídeos como 0,99, pode ser simplificada para:

$$t = \frac{4,61}{\lambda_{Po}} \quad (13)$$

Ao substituir o valor de λ_{Po} na equação (13), conclui-se que o ^{210}Po entra em equilíbrio radioativo com seu antecessor em 920,5 dias, aproximadamente (LIMA, 1996).

3.3 Ocorrência de Urânio e Tório nas rochas

O tório e o urânio são elementos metálicos radioativos, pertencentes ao grupo III B da tabela periódica, mais especificamente à família dos actínídeos. Na tabela 1 é possível observar as demais características químicas de cada um.

Tabela 1: Principais características químicas dos elementos urânio e tório.

	Urânio	Tório
Número Atômico	92	90
Massa Atômica	238,03	232,04

	Urânio	Tório
Configuração Eletrônica	5f3 6d1 7s2	6d2 7s2
Densidade (g.cm-3)	19,05 (20 °C)	11,5 a 11,9 (17°C)
Ponto de Fusão (°C)	1132	1740 a 1760
Ponto de Ebulição (°C)	3818	4780 a 4800

Os minerais portadores de tório são encontrados principalmente em granitos, pegmatitos, carbonatitos, veios hidrotermais e em placeres. No Brasil, uma ocorrência bastante famosa é a verificada no Morro do Ferro, situado próximo ao centro do planalto de Poços de Caldas, Estado de Minas Gerais, onde o tório se encontra associado principalmente com os elementos terras raras (DNPM, 1973). Segundo Gayscone (1992), o tório apresenta-se como constituinte traço em fosfatos, silicatos, óxidos simples e múltiplos e, além destes, como elemento principal da torita (ThSiO_4) e torianita (ThO_2) que são considerados isomorfos de zircão e uraninita, o que corrobora com o fato de grande parte das ocorrências naturais de tório encontradas estarem incorporadas ao zircão.

Algumas areias podem concentrar minerais ricos em tório, como a monazita, que chega a apresentar de 9 a 20% de ThO_2 , apesar disso, as rochas sedimentares possuem menores concentrações de tório do que as ígneas, como pode ser visto na Tabela 2. Para o caso de rochas metamórficas, Gayscone (1992) mostra que a quantidade de tório depende exclusivamente do protólito.

Tabela 2: Concentração média de tório para rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. Fonte: Rogers & Adams (1969).

	Rochas	Th (ppm)
Ígneas	Graníticas	21,5
	Ultramáficas	0,05
	Eclogitos	0,37
	Alcalinas intrusivas	17,1
	Basálticas	1,58
	Gabróicas	3,84
Sedimentares	Arenitos	1,7
	Areia de praia Atlântica	9,5
	Grauvaca Vulcânica	2,6
	Arcóseos	5
	Folhelhos	11,8
	Bauxita	48,9
	Bentonita	24
	Calcários	1,75
	Fosfáticas	1 a 5,00
	Areias	1,2
	Lamas	2,7
	Lamas argilosas	4,8
	Argilas pelágicas	7,78
Metamórficas	Anfibolito	5
	Gnaisse	6,4
	Paragneisse	21
	Granulito	5,5
	Ortognaisse	21,8
	Cordierita gnaisse	0,03
	Mármore	5,5
	Filito	7,5
	Xisto	10
	Rochas máficas	13,1

Quando comparado ao tório, o urânio é cerca de três a quatro vezes menos abundante na crosta terrestre por ser mais sujeito à mobilização no ambiente supérgeno (DNPM, 1973). Segundo Goldshmidt (1954), a uraninita é o mineral de urânio mais comum e possui composição variada entre UO_2 e U_3O_8 , na qual a presença de U^{6+} é resultado do processo de oxidação.

A ocorrência de urânio é maior em rochas ácidas, como granitos e sienitos, onde a uraninita associa-se com minerais de tório, elementos terras raras, turmalina, nióbio e zircão (BETEJTIN, 1970). De acordo com Frondel (1956) e Pertlik et al. (1974), o elemento em questão possui

relação paragenética com fosfatos, carbonatos, silicatos, vanadatos e outros. Na Tabela 3, observa-se os teores de urânio em minerais principais e acessórios presentes em rochas ígneas (PERTLIK et al., 1974).

Tabela 3: Teor médio de urânio em minerais de rochas ígneas. Fonte: Pertlik et al. (1974).

Mineral	U (ppm)
Quartzo	1,7
Feldspatos	2,7
Biotita	8,1
Muscovita	2,8
Hornblenda	0,2 a 60
Piroxênio	0,1 a 50
Olivina	0,05
Alanita	30 a 1000
Apatita	10 a 100
Epidoto	20 a 200
Granada	6 a 30
Huttonita	3 a 70000
Magnetita e Opacos	1 a 30
Monazita	500 a 3000
Titanita	10 a 700
Xenotima	300 a 40000
Zircão	100 a 6000

Os minerais pesados presentes em rochas ígneas (zircão, monazita, apatita, magnetita) retêm de 61 a 65% do teor total de urânio na rocha e a biotita é responsável por conter de 19 a 22% deste teor, além disso, o elemento mostra-se abundante em quartzo e feldspato (in: MOREIRA-NORDEMANN, 1997; BONOTTO, 1986).

As concentrações médias de urânio presentes em algumas rochas ígneas, metamórficas e sedimentares estão expostas na Tabela 4.

Tabela 4: Teor médio de urânio em rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. Fonte: Roger & Adams (1969).

	Rochas	U (ppm)
Ígneas	Graníticas	4,19
	Gabróides	0,84
	Ultramáficas	0,02
	Eclogitos	0,2
	Intrusivas	
	Alcalinas	9,82
	Extrusivas	
	Silicáticas	5
	Basálticas	0,43
Sedimentares	Arenitos	1,48
	Grauvacas	2,1
	Arcóseos	1,5
	Folhelhos	3,25
	Bauxita	11,4
	Bentonita	5
	Calcários	2,19
	Dolomitos	0,03 a 2,0
	Fosfáticas	50 a 300
	Evaporitos	< 0,1
	Areias	3
	Lamas	2,3
	Lamas Argilosas	2,7
	Argilas Pelágicas	2
Metamórficas	Anfibolito	3,5
	Gnaiss	2,2
	Paragneiss	4,5
	Granulito	4,9
	Ortogneiss	3,6
	Cordierita Gnaiss	5,8
	Mármore	0,17
	Filito	1,9
	Xisto	2,5
	Rochas Máficas	3,2

3.4 Chumbo

O chumbo apresenta 4 isótopos estáveis naturais: ^{204}Pb (1,35-1,5%), ^{206}Pb (23,5-27%), ^{207}Pb (20,5-23%) e ^{208}Pb (51-53%). Com exceção do ^{204}Pb os demais são produtos das séries de decaimento radioativo, portanto a composição do chumbo varia de lugar a lugar e a sua massa atômica relativa não é constante.

Este elemento apresenta dois estados de oxidação: +2 e +4, dos quais o divalente (+2) é o único estado de oxidação importante em soluções aquosas. Compostos de chumbo (+2) são iônicos enquanto que os formados pelo estado tetravalente são essencialmente covalentes.

Existe um grande número de radioisótopos de massa atômica variando entre 200-203, 205 e 209-2014, quatros dos quais ocorrem entre os membros das séries naturais de decaimento (Figura 3.1-1), o ^{214}Pb (26,8 min; $E_b=1,03\text{MeV}$) e o ^{210}Pb (22,3 anos; $E_b = 0,017\text{MeV}$) na série do urânio, o ^{211}Pb (36,1 min; $E_b = 1,36\text{MeV}$) na série do actínio e o ^{212}Pb (10,64 horas; $E_b = 0,28\text{MeV}$) na série do tório (GIBSON, 1961).

3.5 Polônio

O polônio é um semi-metal raro e fortemente radioativo, que pertence à família do oxigênio e não apresenta isótopos estáveis. Existe como sólido de estrutura muito complexa, o qual se apresenta com as seguintes valências: -2 (no polonidreto – H_2Po), + 2 (no dicloreto – PoCl_2), +4 (no dióxido – PoO_2) e +6 (no trióxido – PoO_3).

Os números de massa variam entre 193 e 218 existindo mais de 30, entre radioisótopos e isômeros, fato que impede um conhecimento detalhado de suas propriedades. A maioria decai por emissão de partícula alfa com energia variando entre 4,88 e 8,88 MeV, o ^{210}Po em particular emite partícula alfa com energia máxima de 5,304 MeV (NUKLIDKARTE, 1981).

Ocorre escassamente como produto natural das séries de decaimento radioativo do ^{235}U , ^{238}U e ^{232}Th , como pode ser visto na Figura 1. Ainda, ressalta-se que todos os isótopos gerados nestas séries de decaimento são emissores de partículas alfa.

Dentre os isótopos de polônio de ocorrência natural nas séries radioativas, o ^{210}Po proveniente da série do urânio apresenta meia-vida mais longa (138,38 dias), sendo esse o nuclídeo de interesse no presente trabalho, uma vez que pode ser empregado na determinação de seu antecessor, ^{210}Pb . Outro isótopo importante nesse trabalho é o ^{209}Po , isótopo artificial utilizado como traçador radioativo nas etapas analíticas; sua meia-vida é de 102 anos, tem como forma de decaimento a emissão de partículas alfa com energia 4,979 MeV. O isótopo ^{210}Po tem como tipo de decaimento a emissão de partículas alfa com energia 5,305 MeV.

Uma importante propriedade do polônio, empregada em sua análise é a deposição espontânea sobre superfícies de metais tais como a prata, níquel, cobre e outros a partir de soluções ácidas. A deposição espontânea proporciona a separação do polônio dos demais radionuclídeos naturais (NIERI NETO, 1996).

Em meio alcalino são empregados Fe^{3+} , La^{3+} , Bi^{3+} e Al^{3+} como carregadores na precipitação. Hidróxido de sódio ou de amônio precipitam o polônio como hidróxido de polônio, no caso do Po^{4+} o provável precipitado tem a fórmula $\text{PoO}(\text{OH})_2$, cuja solubilidade em água é cerca de $0,27 \text{ mg.L}^{-1}$, em hidróxido de amônio concentrado $0,90 \text{ mg.L}^{-1}$, em hidróxido de potássio a solubilidade aumenta com o aumento da concentração do álcali (NIERI NETO, 1996).

4 DESCRIÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO

As áreas escolhidas para o desenvolvimento da pesquisa situam-se nos estados de São Paulo e Minas Gerais, em Águas de São Pedro, Águas de Santa Bárbara, Águas de Lindóia, Lindóia, Serra Negra, Lambari, São Lourenço, Cambuquira, Poços de Caldas, Pocinhos do Rio Verde, Águas da Prata, Caxambu e Araxá. Características gerais e contextos geológicos serão apresentadas a seguir. A Figura 2 contém a localização dos municípios onde foram coletadas as amostras para análise de polônio.

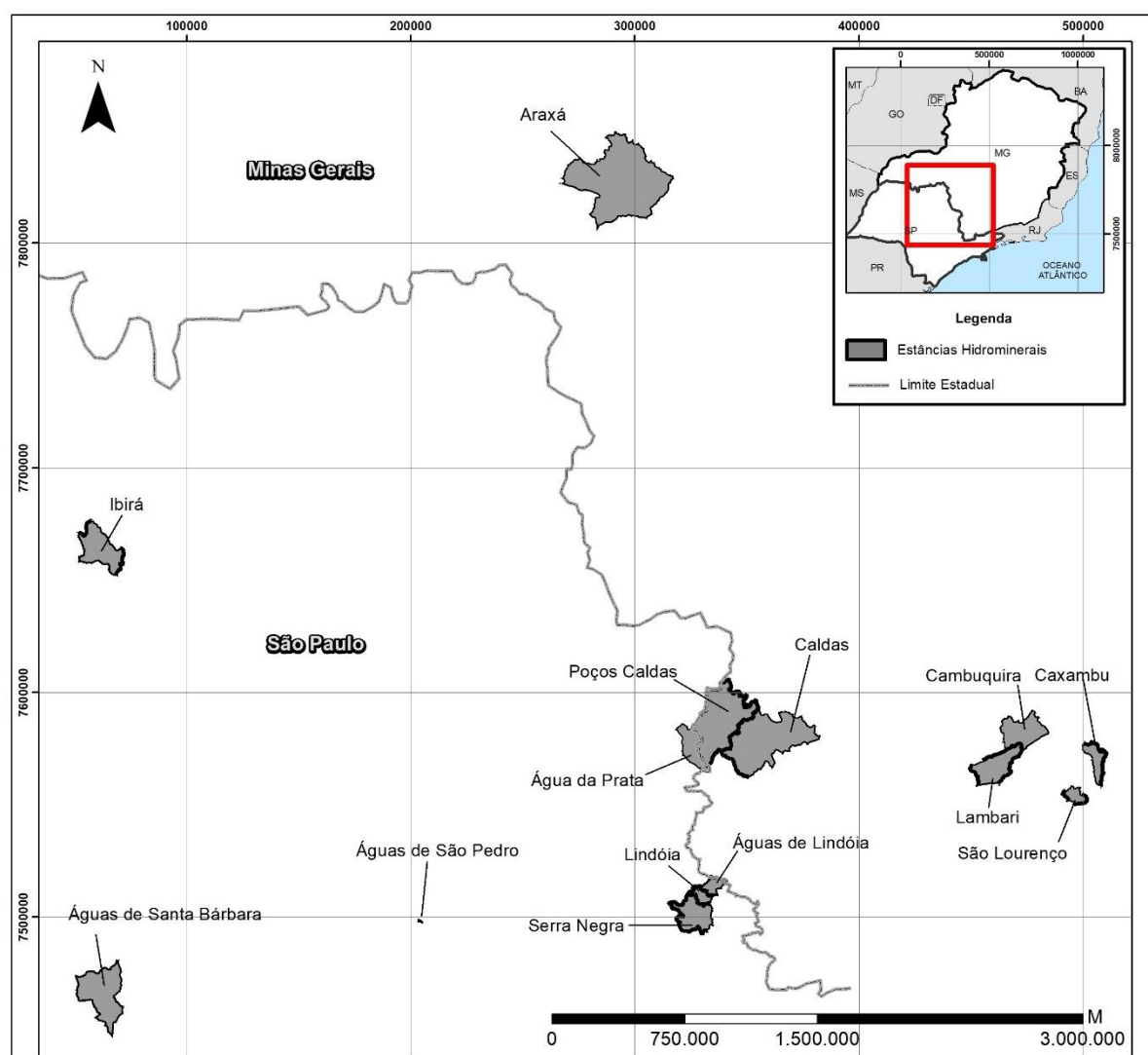


Figura 2: Mapa simplificado de localização das estâncias hidrominerais localizadas em Minas Gerais e São Paulo. Elaborado pela autora.

4.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS

4.1.1 Águas de São Pedro

O município de Águas de São Pedro localiza-se na porção central do Estado de São Paulo e pertence à região administrativa de Piracicaba. Possui coordenadas geográficas 22°35'59" de latitude sul e 47°52'30" de longitude oeste. A cidade dista 187 quilômetros da capital do estado, São Paulo. Insere-se na Bacia Hidrográfica do Rio Piracicaba, entre os compartimentos geomorfológicos da Depressão Periférica e Planalto Ocidental de ocorrência das Cuestas Basálticas com altitude de 470 m (FACINCANI, 1995).

O clima da região de águas de São Pedro é considerado como tropical com estação seca. Possui temperatura média anual de 22,4°C e pluviosidade de 1307 mm/ano.

Sobre o relevo, pode-se dizer que este é pouco acidentado com colinas baixas e locais que só excepcionalmente ultrapassam 200m de desnível. O município é drenado pelo Rio Araquá, onde localiza-se as represas do Limoeiro e das Palmeiras e o Lago do Mini Pantanal. A vegetação no entorno do município foi, em sua maioria, devastada para ceder lugar as pastagens; apresenta alguns resquícios de vegetação original, constituída por floresta latifoliada (FACINCANI, 1995).

4.1.2 Águas de Santa Bárbara

Águas de Santa Bárbara é um município localizado no interior de São Paulo, dista 287 quilômetros da capital do estado e situa-se às margens do Rio Pardo com coordenadas geográficas 22°52'51" de latitude sul e 49°14'20" de longitude oeste a 544 metros de altitude. Sua malha hidrográfica é composta pelos rios Pardo, Novo e Claro.

De acordo com a classificação climática de Köppen, a região está sob o tipo climático Cwa, clima quente e úmido com inverno seco. A temperatura média do mês mais frio está pouco abaixo dos 18°C e a do mês mais quente facilmente ultrapassa dos 22°C. O total de chuvas no mês mais seco está próximo dos 30 mm. A precipitação pluviométrica anual oscila entre 1000 e 1300 mm (IAC, 2008).

O município situa-se na Zona de Áreas Indivisas, que ocupa cerca de 80% da Província do Planalto Ocidental. Segundo o IPT (1981), o relevo desta Província mostra forte imposição estrutural, sob o controle de camadas sub-horizontais, com leve caimento para oeste, formando uma extensa plataforma estrutural extremamente suavizada, nivelada em cotas próximos a 500 m, atingindo a foz do Rio Paranapanema com 247 m de altitude. As formas de relevo

predominantes são as de degradação em planaltos dissecados. O relevo é do tipo colinoso com baixas declividades, inferiores a 15%.

A região de Águas de Santa Bárbara destaca-se por preservar vegetações naturais campestres e savânicas do Cerrado.

4.1.3 Águas de Lindóia

Águas de Lindóia localiza-se na porção leste do Estado de São Paulo, estende-se por uma área de 60 km². Dista cerca de 160 km da capital paulista e está inserida na região administrativa de Campinas e faz divisa com os municípios de Monte Sião (MG) ao norte e leste, Lindóia e Socorro ao sul e Itapira a oeste. Situa-se à 900 metros de altitude nas coordenadas geográficas 22°28'31" de latitude sul e 46°38'00" de longitude oeste.

Regionalmente, o mapa geomorfológico do IPT (1981) mostra que Águas de Lindóia situa-se próximo à transição dos domínios geomorfológicos conhecidos como Depressão Periférica e Planalto Atlântico, onde os limites desses terrenos coincidem com o contato entre a Bacia Sedimentar do Paraná e o Embasamento Cristalino.

Localmente, a geomorfologia da área de estudo está inserida no Planalto Atlântico, na zona da Serrania de Lindóia, em áreas de relevo de degradação em planaltos dissecados, classificados segundo IPT (1981), dividida entre duas feições: Serras Alongadas e Morros com Serras Restritas. As Serras Alongadas distribuem-se na parte oriental do município e caracterizam-se por topos angulosos, vertentes ravinadas com perfis retilíneos, por vezes abruptas. Na parte ocidental do município, os Morros em Serras Restritas caracterizam-se pelas elevações com topos arredondados, vertentes com perfis retilíneos, por vezes abruptas. O perfil de drenagem é alta densidade com padrão dendrítico a pinulado, vales fechados e planícies aluvionares interiores restritas (IPT, 1981).

O Clima e a pluviosidade da região de Águas de Lindóia são condicionados pelo sistema de relevo e a altitude (variando de 945 a 1200 m). A pluviosidade média anual varia de 1143 a 2023 mm, com valores mínimos no inverno e outono (maio a setembro) e valores máximos na primavera e verão (novembro e fevereiro). O clima, segundo a classificação Köppen, é do tipo Cwa: mesotérmico com inverno seco e verão quente, sendo a temperatura média em torno de 20°C (DAAE, 1981).

4.1.4 Lindóia

O município de Lindóia localiza-se na região leste do Estado de São Paulo, abrange uma área de 49 km² e suas coordenadas geográficas são 22°31'24" de latitude sul e 46°39'01" de

longitude oeste com altitude média de 700 metros acima do nível do mar. Insere-se na região administrativa de Campinas e faz divisa com Águas de Lindóia ao Norte, Serra Negra ao Sul, Socorro a leste e Itapira a oeste.

Segundo a classificação de Köppen, o clima de Lindóia se enquadra no tipo Cwa, isto é mesotérmico (subtropical e temperado), com verões quentes e chuvosos, com a temperatura média do mês mais quente superior a 22°C. Segundo o Centro de Pesquisas Meteorológicas e Climáticas Aplicadas à Agricultura (CEPAGRI), o município é caracterizado por apresentar temperatura média anual de 21°C, oscilando entre mínima média de 14,6°C e máxima média de 27,3°C. A precipitação média anual é de 1542 mm.

De acordo com o Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE), o período mais chuvoso no município ocorre de outubro a março, quando os índices de precipitação média mensal são superiores a 130 mm, enquanto que o mais seco corresponde aos meses de abril a setembro com destaque para junho, julho e agosto, que apresentam médias menores que 45 mm. Ressalta-se que os meses de dezembro e janeiro apresentam os maiores índices de precipitação, atingindo uma média de 259 mm e 263 mm, respectivamente.

A respeito de geomorfologia e relevo, Lindóia insere-se no mesmo contexto que Águas de Lindóia, desse modo, os aspectos encontram-se descritos no item 4.1.3.

4.1.5 Serra Negra

O município de Serra Negra encontra-se na região nordeste do Estado de São Paulo, abrange uma área de 204 km², com altitude média de 920 metros e possui as coordenadas geográficas 22°36'41" de latitude sul e 46°42'03" de longitude oeste. Insere-se na região administrativa de Campinas e faz divisa com os municípios de Itapira, Lindóia, Monte Alegre do Sul, Amparo e Socorro.

Seu clima também apresenta verões quentes e chuvosos, o que permite classifica-lo como mesotérmico. A temperatura e precipitação médias anuais são de 19,5 °C e 1.470 mm, respectivamente.

Assim como Águas de Lindóia e Lindóia, Serra Negra está inserida no Planalto Atlântico, na zona de Serrania de Lindóia, no relevo de degradação em planaltos dissecados. Porém, além das feições de Morros com Serras Restritas e Serras Alongadas, também são identificadas Colinas Médias e Mar de Morros. As Colinas Médias concentram-se na parte leste do município, onde predominam topos aplainados e vertentes convexas e retilíneas, suas drenagens são de alta a média densidade, com vales abertos a fechados (IPT, 1981). Já o Mar de Morros é

caracterizado no nordeste de Serra Negra com topos arredondos, vertentes convexas e alta densidade de drenagens.

4.1.6 Lambari

Lambari é um município pertencente à mesorregião Sul de Minas Gerais e microrregião de São Lourenço, abrange uma área de 213 km² e os municípios limítrofes são Cambuquira, Campanha, São Gonçalo do Sapucaí, Heliódora, Natércia e Jesuânia. Situada à 890 metros de altitudes, possui coordenadas geográficas 21°58'2" de latitude sul e 45°20'48" de longitude oeste.

A temperatura média anual em Lambari é de 18,2 °C e a estação seca situa-se entre os meses de abril a outubro, enquanto a chuvosa está entre novembro a março.

A respeito da hidrografia, Lambari encontra-se na Bacia do Rio Grande e sua drenagem é composta pelos rios Mumbaca e Córrego São Bartolomeu. Seu relevo apresenta predomínio de feições montanhosas e onduladas.

4.1.7 São Lourenço

O município de São Lourenço situa-se no Sul de Minas Gerais, ao pé da Serra da Mantiqueira. Com 870 metros de altitude, sua posição é determinada pelas coordenadas geográficas 22°06'59" de latitude sul e 45°03'16" de longitude oeste e dista 518 km de Belo Horizonte, capital mineira (IGA, 2000).

Geomorfologicamente, a área está situada no Planalto do Alto Rio Grande, bem perto da passagem para o sistema Mantiqueira. O relevo predominante é composto por um conjunto de serras alongadas formadas por gnaisses, cujos topos correspondem à Superfície Sul-Americana do Terciário Superior (KING, 1956). Os modelados de dissecação mais recentes são representados por uma família de morros com vertentes convexas e retilíneas e topos convexos e aplainados (MARQUES NETO & ANDRADE, 2010).

O clima na região é caracterizado como tropical de altitude, presente em praticamente toda Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Claro. É comum a ocorrência de efeitos orográficos nas serranias que seccionam o município, onde se dá grande condensação de vapor d'água e formação de nuvens, com considerável ocorrência de neblina na área urbana (MARQUES NETO & ANDRADE, 2010).

4.1.8 Cambuquira

Também situada no sul de Minas Gerais, Cambuquira localiza-se nas coordenadas geográficas 21°52'13" de latitude sul e 45°19'3" de longitude oeste a 920 metros de altitude. Faz divisa com os municípios de Campanha, Lambari e Jesuânia.

O município integra a bacia hidrográfica do Rio Verde, especificamente as sub-bacias ribeirão do Barreiro e rio São Bento. As estações de Cambuquira apresentam “déficit” de água no solo nos meses de julho a setembro, sendo julho o mês mais deficiente. A classificação do tipo climático, considerando-se a eficiência térmica, representada pelos valores da evapotranspiração potencial e sua concentração no verão, é mesotérmico – concentração térmica na ordem de 31,5 % no verão em relação ao resto do ano.

A região de Cambuquira pode ser definida como uma área pouco acidentada com cotas variando de 900 a 1120 metros. De acordo com o Plano de Aproveitamento Econômico da Estância Hidromineral de Cambuquira (2006), o relevo caracteriza-se por uma sequência de colinas com vertentes suaves e vales rasos de fundo amplo, interrompidas por alinhamentos de cristas cortadas por gargantas de superimposição. São áreas de dissecação fraca, que abrangem, entre as principais formas derivadas de processos de desnudação, as colinas com vales de fundo plano e as colinas com vales encaixados. As planícies fluviais e terraços aluvionares são o produto dos processos deposicionais.

4.1.9 Poços de Caldas

Poços de Caldas localiza-se na mesoregião sul-sudoeste do Estado de Minas Gerais, na divisa com o Estado de São Paulo, e possui limites com os municípios mineiros de Botelhos, Bandeira do Sul, Andradas e Caldas e com os paulistas Águas da Prata, São Sebastião da Gramma, Caconde e Divinolândia.

O relevo do planalto em que se encontra Poços de Caldas, tem altitude média de cerca de 1300 m e possui coordenadas geográficas 21°47'16" de latitude sul e 46°33'41" de longitude oeste.

O clima da região é caracterizado pela ocorrência de períodos de seca e de alto índice pluviométrico, com a pluviosidade máxima nos meses de dezembro e janeiro e ocorrência de mais de 80% da precipitação entre outubro e março, tendo média num período de 30 anos de 1700mm (BONOTTO, 2004; LEI, 1984). Segundo Amaral et al. (1985), a temperatura média anual de 19°C, refletindo a altitude. A temperatura máxima situa-se em torno de 36°C e a mínima ao redor de 1°C (AMARAL et al., 1985).

Duas formações vegetais predominam na área: os Campos, constituídos de gramíneas rústicas, sobressaindo-se a “Barba-de-bode” (*Aristida palles*), mais comuns nas vertentes e topos, e uma vegetação arbórea e arbustiva, disseminada em pequenas manchas nas cabeceiras das drenagens, ou formando matas galerias (CHRISTOFOLETTI, 1970).

4.1.10 Pocinhos do Rio Verde/Caldas

Pocinhos do Rio Verde trata-se de um distrito do município de Caldas, localizado no estado de Minas Gerais, situado a 1300 metros de altitude nas coordenadas geográficas 21°55’26” de latitude sul e 46°23’09” de longitude oeste. Caracteriza-se pela extração de minerais metálicos e não-metálicos. Segundo o Instituto de Desenvolvimento Integrado de Minas Gerais (INDI MG, 2018), em Caldas, dos metálicos encontram-se o alumínio (Bauxita), o manganês, o zircônio e o potássio. Já os não-metálicos, que são recursos relativamente abundantes na natureza, há registros da ocorrência de argila (comuns e refratárias), britas, granitos, leucita (rochas potássicas), nefelina sienito, rochas ornamentais e zircão.

De acordo com a Prefeitura de Caldas (2018), o clima predominante é o Tropical de Altitude, que é caracterizado pelas médias de temperatura oscilantes entre 18° e 22° C com amplitude térmica anual entre 7° C e 9° C apresentando um regime de chuvas anuais cujo índice varia entre 1.000 e 1.500 mm/ano. A precipitação pluviométrica é igual a do clima tropical, com chuvas de verão mais intensas devido à ação da massa tropical atlântica e no inverno com frentes frias originárias da massa polar atlântica podem provocar geadas.

4.1.11 Águas da Prata

O município de Águas da Prata encontra-se na região centro-leste do estado de São Paulo, situado nas coordenadas geográficas 21°56’24” de latitude sul e 46°42’55” de longitude oeste, com altitude de 840 metros. Insere-se na Região Administrativa de Campinas e Região de Governo de São João da Boa Vista, possui divisa com os municípios paulistas São Sebastião da Gama, São João da Boa vista e Vargem Grande do Sul e os municípios mineiros Andradas e Poços de Caldas.

Segundo o CEPAGRI, o município é caracterizado por apresentar temperatura média anual de 20,4°C, oscilando entre mínima média de 14,1°C e máxima média de 26,7°C. A precipitação média anual é de 1583 mm.

Localmente, a geomorfologia da área de estudo está inserida no Planalto Atlântico, na zona da Serrania de Lindóia, com relevo dominado pelas Serras Alongadas, segundo IPT (1981), mas também por Mar de Morros e Morros Paralelos distribuídos em áreas menores. O primeiro

e o segundo seguem a descrição do item 4.1.3, porém Morros Pelados são caracterizados por topos arredondados e vertentes com perfis retilíneos a convexos, drenagem com alta densidade subdendrítica, vales fechados a abertos com planícies aluviais restritas (IPT, 1981).

4.1.12 Caxambu

O município de Caxambu situa-se no sudeste do estado de Minas Gerais, a 890 metros de altitude nas coordenadas geográficas 21°58'37" de latitude sul e 44°55'58" de longitude oeste.

Tem clima tropical de altitude, com média anual de dezessete graus centígrados e a média do verão ser de 21 graus centígrados. Possui população de 21.705 habitantes, área de 100,483 km², e seu bioma é a Mata Atlântica (IBGE, 2010).

4.1.13 Araxá

Araxá também se encontra no estado de Minas Gerais, na mesorregião do Triângulo Mineiro e Alto Parnaíba, especificamente nas coordenadas 19°35'34" de latitude sul e 46°56'27" de longitude oeste.

A rede hidrográfica de Araxá é constituída pelos ribeirões do Inferno, Tamanduá, Marmelo e por córregos, todos eles deságuam no Rio Capivara que por sua vez é encaminhado para a represa de Nova Ponte. A área apresenta predomínio de relevo ondulado e fortemente ondulado (ROCHA, 2006).

De acordo com Valeriano et al. (2004), o município de Araxá está contido na Unidade Morfoestrutural do tipo faixa de dobramento, denominada Faixa Brasília. A morfologia é constituída por relevos de denudação de topo aguçado, topo convexo e topo tabular (FERREIRA, 2005).

O clima da região de Araxá é temperado com inverno seco e verão chuvoso e temperatura média do mês mais quente superior a 22°C e do mês mais frio inferior a 18°C. A umidade relativa média é de 75,6%.

4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

4.2.1 Bacia Sedimentar do Paraná

A Bacia Sedimentar do Paraná abrange as estâncias hidrominerais de Águas de São Pedro e Águas de Santa Bárbara e constitui a unidade geotectônica estabelecida sobre a Plataforma Sul-Americana a partir do Devoniano Inferior ou mesmo Siluriano (ALMEIDA & MELO, 1981).

A Bacia Sedimentar do Paraná localiza-se no centro-leste da América do Sul, onde abrange uma área de 1.600.000 km² distribuída pelos territórios de quatro países e vários estados brasileiros, dentre eles o de São Paulo. Constitui também um dos maiores sistemas geohidrológicos do mundo, com volume total de poros estimado em 57×10^{12} m³ (ARAÚJO et al., 1999).

Na região de Águas de São Pedro ocorrem afloramentos dos grupos São Bento e Passa Dois. O primeiro é representado pelas formações Serra Geral, Botucatu e Pirambóia; o segundo, pela Formação Corumbataí. Apesar de não ocorrerem afloramentos da Formação Irati e Grupo Tubarão, ambos estão diretamente ligados às amostras estudadas, devido à profundidade das fontes. Já na região de Águas de Santa Bárbara, afloram os sedimentos do Grupo Bauru através das Formações Marília e Adamantina e do Grupo São Bento, com as rochas ígneas extrusivas basálticas da Formação Serra Geral (TEIXEIRA, 2003). Ainda, no município de Águas da Prata existem afloramentos do Grupo Tubarão, representado pela Formação Aquidauana.

Composto por rochas de idade Permo-Carbonífero, o Grupo Tubarão compõe a base da Bacia do Sedimentar do Paraná e possui como limite inferior o contato com o embasamento cristalino. Apresenta evidências de glaciação permocarbonífera, restos de flora e camada de carvão. Sua subdivisão, da base para o topo, se dá por: Subgrupo Itararé, Formação Aquidauana e Formação Tatuí. O Subgrupo Itararé é composto por arenitos finos a grosseiros de composição feldspática ou arcoseana, lamitos, siltitos e diamictito. A Formação Aquidauana apresenta arenitos feldspáticos e silticos, conglomerados, ritmitos e diamictitos. Por fim, a Formação Tatuí é constituída predominantemente por siltitos, porém também ocorrem camadas de arenitos, folhelhos, calcários e sílex (ALMEIDA, 1981).

Sotoposto à estas unidades litoestratigráficas, o Grupo Passa Dois é constituído pelas formações Irati e Corumbataí. A Formação Irati é de idade permiana e apresenta características de deposição variadas entre ambiente marinho abaixo do nível de ondas e marinho restrito, desse modo, constitui-se de siltitos cinza, folhelhos, folhelhos escuros pirobetuminosos, calcários (BARBOSA & ALMEIDA, 1948; BARBOSA & GOMES, 1958; DAEMON & QUADROS, 1970). De acordo com Schneider *et al.* (1974), a Formação Corumbataí apresenta contato inferior concordante com a Formação Irati. Já o contato superior com a Formação Pirambóia é discordante. Segundo os mesmos autores, a Formação Corumbataí é composta de argilitos, folhelhos e siltitos de cores escuro-acinzentados com intercalações carbonáticas e camadas de arenitos muito finos. Seu ambiente deposicional é tido como lagunar associado com planícies de maré (PERINOTTO et al., 2008).

O Grupo São Bento data do Triássico ao Meso-Jurássico e compreende as rochas sedimentares das formações Pirambóia e Botucatu e ígneas extrusivas da Formação Serra Geral. A Formação Pirambóia refere-se à base deste grupo e é composta por sedimentos derivados de depósitos fluviais incluindo arenitos finos a médios, avermelhados, siltico-argilos com estratificação cruzada ou plano-paralela, com níveis de folhelhos e arenitos argilosos de cores variada e raras intercalações de natureza areno-argilosa (IPT, 1981a). A Formação Botucatu compreende arenitos eólicos avermelhados de granulação fina a média com estratificações cruzadas de médio a grande porte, ocorrem restritamente depósitos fluviais de natureza areno-conglomerática e camadas localizadas de siltitos e argilitos lacustres (IPT, 1981a). Sobreposta à ela, ocorrem as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral que foram dispostas em derrames basálticos e constituem diques e *sills*, apresentam coloração cinza a negra, textura afanítica com intercalações de arenitos intertrapeanos; ocorrem esparsos níveis vitrofíricos não individualizados. Esta Formação é recoberta em discordância angular pelas várias formações que constituem o Grupo Bauru ou depósitos cenozoicos (IPT, 1981a).

O Grupo Bauru, pertencente à Bacia Sedimentar do Paraná, é de idade mesozóica, engloba quatro formações geológicas (Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília) e aflora em grande parte da região centro-oeste do Estado de São Paulo, abrangendo uma área de 102.000 km², o que corresponde a aproximadamente 40% da área total do Estado. Apenas as duas últimas formações deste grupo apresentam relevância para a pesquisa.

A Formação Adamantina possui origem fluvial e é caracterizada pela predominância de arenitos finos a muito finos, em bancos maciços, podendo apresentar alguma cimentação carbonática, com lentes de siltitos e argilitos, estratificação plano paralela e cruzada de pequenas dimensões (SOARES *et al*, 1980).

De acordo com Soares *et al*. (1980), a Formação Marília encontra-se sotoposta a Adamantina e é constituída por arenitos grosseiros a conglomeráticos, com grãos angulosos, teor de matiz variável, seleção pobre, ricos em feldspatos, minerais pesados e minerais instáveis; ocorre em bancos com espessura média entre 1 e 2 metros, maciços ou com acabamento incipiente, subparalelo e descontínuo, raramente apresentando estratificação cruzada de médio porte, com seixos concentrados nos estratos cruzados, raras camadas descontínuas de lamitos vermelhos e calcários são encontrados. Na Figura 3, pode-se observar a coluna litoestratigráfica da Bacia do Paraná.

		LITOESTRATIGRAFIA				
Cronoes		Rio Grande do Sul	Santa Catarina	Paraná	São Paulo	
		Barreiras, Terraços Aluviões	Barreiras, Terraços Aluviões	Qha	Qha	
Quat.						
Terc.		Associação litológica primária	Associação litológica primária	TQi	TQi	Fm. Rio Claro
Cret.	Gr. Baunu				Fm. Marília	
Juro-Cretáceo	Gr. São Bento	Fm. Serra Geral	Fm. Serra Geral	Fm. Serra Geral	Fm. Serra Geral	
		Fm. Botucatu	Fm. Botucatu	Fm. Botucatu	Fm. Botucatu	
Trias		Mb. Sta. Maria			Fm. Pirambóia	
Permiano	Gr. Passa Dois	Fm. Rio do Rasto	Mb. Morro Pelado	Fm. Rio do Rasto	Mb. Morro Pelado	Fm. Corumbatal
		Mb. Serrinha	Mb. Serrinha	Mb. Serrinha	Mb. Serrinha	
		Fm. Teresina	Fm. Teresina	Fm. Teresina	Fm. Teresina	
		Fm. Serra Alta	Fm. Serra Alta	Fm. Serra Alta	Fm. Serra Alta	
		Fm. Irati	Mb. Assistência	Mb. Taquaral		
	Gr. Guatá	Fm. Palermo	Fm. Palermo	Fm. Palermo		
		Fm. Rio Bonito	Mb. Siderópolis	Fm. Rio Bonito	Mb. Paraguaçu	Fm. Tatui
			Mb. Paraguaçu		Mb. Triunfo	
	Gr. Itararé	Fm. Rio do Sul	Fm. Rio do Sul	Fm. Rio do Sul		Fm. Aquidauana
			Fm. Mafra	Fm. Mafra		
			Fm. Campo do Tenente	Fm. Campo do Tenente		
Carb. Sup.	Gr. Paraná		Fm. Ponta Grossa	Fm. Ponta Grossa		
Devoniano			Fm. Furnas	Fm. Furnas		
Embasamento pré-Gonduânico						

Figura 3: Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná, segundo Schneider et al. (1974), adaptada por Aboarrage & Lopes (1986).

4.2.2 Maciço Alcalino de Poços de Caldas

As estâncias hidrominerais de Poços de Caldas, Pocinhos do Rio Verde e Águas da Prata estão situadas sobre o Maciço Alcalino de Poços de Caldas (MAPC), que possui formato circular, diâmetro médio de 33 km, área de aproximadamente 800 km², altitude entre 1300 e 1600 metros e relevo marcado por vales, montanhas e colinas. Segundo Bushee (1971), este corpo rochoso é composto de uma suíte de rochas agpaíticas e miasquíticas, com evolução de 80 a 63 milhões de anos.

O planalto de Poços de Caldas trata-se de uma estrutura anelar composta de um conjunto de rochas alcalinas vulcânicas, hipoabissais e plutônicas. Os primeiros trabalhos a respeito da geologia da área foram realizados por Ellert (1959) e Björnberg (1959), que notaram grande quantidade de rochas ígneas alcalinas que são pobres em sílica e ricas em K_2O e Na_2O quando comparadas com a maioria das rochas ígneas.

De acordo com Ellert (1959), inicialmente ocorreu um vulcanismo principal que levou a formação de ankaratritos, lavas fonolíticas e rochas vulcanoclásticas; em seguida, houve subsidência da caldeira, o que gerou diques anelares menores e, por fim, ocorreu a intrusão de nefelina sienitos. As litologias predominantes no maciço são: nefelina sienitos variados, tinguaítos e fonólitos, que tiveram porções capeadas por material piroclástico cogenético e remanescentes de arenitos.

Os nefelina sienitos concentram-se na porção norte do maciço e são responsáveis por cobrirem aproximadamente 120 km² da sua área e estão distribuídos como corpos de pequenas a moderadas dimensões. De acordo com Ulbrich (1983), algumas variedades dessas rochas são ricas em silicatos de metais raros como a eudialita. Os tinguaítos apresentam textura afanítica e estrutura compacta, coloração cinza esverdeada e são compostos principalmente por feldspatos, feldspatóides e piroxênios; os minerais secundários são biotita, apatita, zircão, titanita, pirita e óxido de ferro. Os afloramentos de lavas fonolíticas situam-se na região sul do maciço e apresentam foliação praticamente horizontalizadas. O fonólito possui coloração cinza escura, estrutura compacta e textura porfirítica com matriz muito fina ou afanítica. O material piroclástico do capeamento é composto por lapilli e tufitos finos, além de brechas e aglomerados vulcânicos, que podem ser ricos em minérios máficos.

Björnberg (1959) descreve remanescentes de arenitos, atribuídos a formação Botucatu da Bacia do Paraná; ricos em quartzo e portadores de estratificação grosseira e, às vezes, contêm intercalações de siltitos laminados. O município de Águas da Prata situa-se em área com rochas sedimentares e vulcânicas. A Figura 4 apresenta, de maneira simplificada, a distribuição dos tipos litológicos principais do Maciço Alcalino de Poços de Caldas.

O planalto de Poços de Caldas abriga diversos tipos de mineralizações, sendo que no centro da área ocorrem tório e terras raras no Morro do Ferro; no sul, sudoeste e oeste aparecem mineralização zirconífera do Serrote e mineralizações molibdo-uranífera do Campo de Agostinho, Campo do Cerado; e no sudeste e leste ocorrem mineralizações molibdo-uranífera em coexistência com filões de caldasitos uraníferos do Campo de Taquari (OLIVEIRA, 1974).

O alto nível de radioatividade na região se deve pela presença de vários minerais toríferos. A presença de urânio principalmente devido a decomposição de minerais primários, como silicato de terras raras, conhecido como coffinita (FUJIMORI, 1983). Também foi detectada a presença de cheralita em amostras alteradas e Freeborn (1980) admitiu a possibilidade de existir zircão torífero. Entretanto, Eisenbud et al. (1979) encontraram zircão, monazita e cheralita em certas amostras, nas quais o tório mostrou ser elemento menor no zircão e monazita e o principal constituinte da cheralita.

O planalto de Poços de Caldas apresenta estruturação marcante nos litotipos, sendo que a presença de falhas e fraturas profundas abertas permitiu condições para a infiltração de águas meteóricas e para a formação de águas termais em meio fissurado. Tais características do padrão estrutural possibilitam enquadrar o aquífero no domínio do maciço num sistema fraturado.

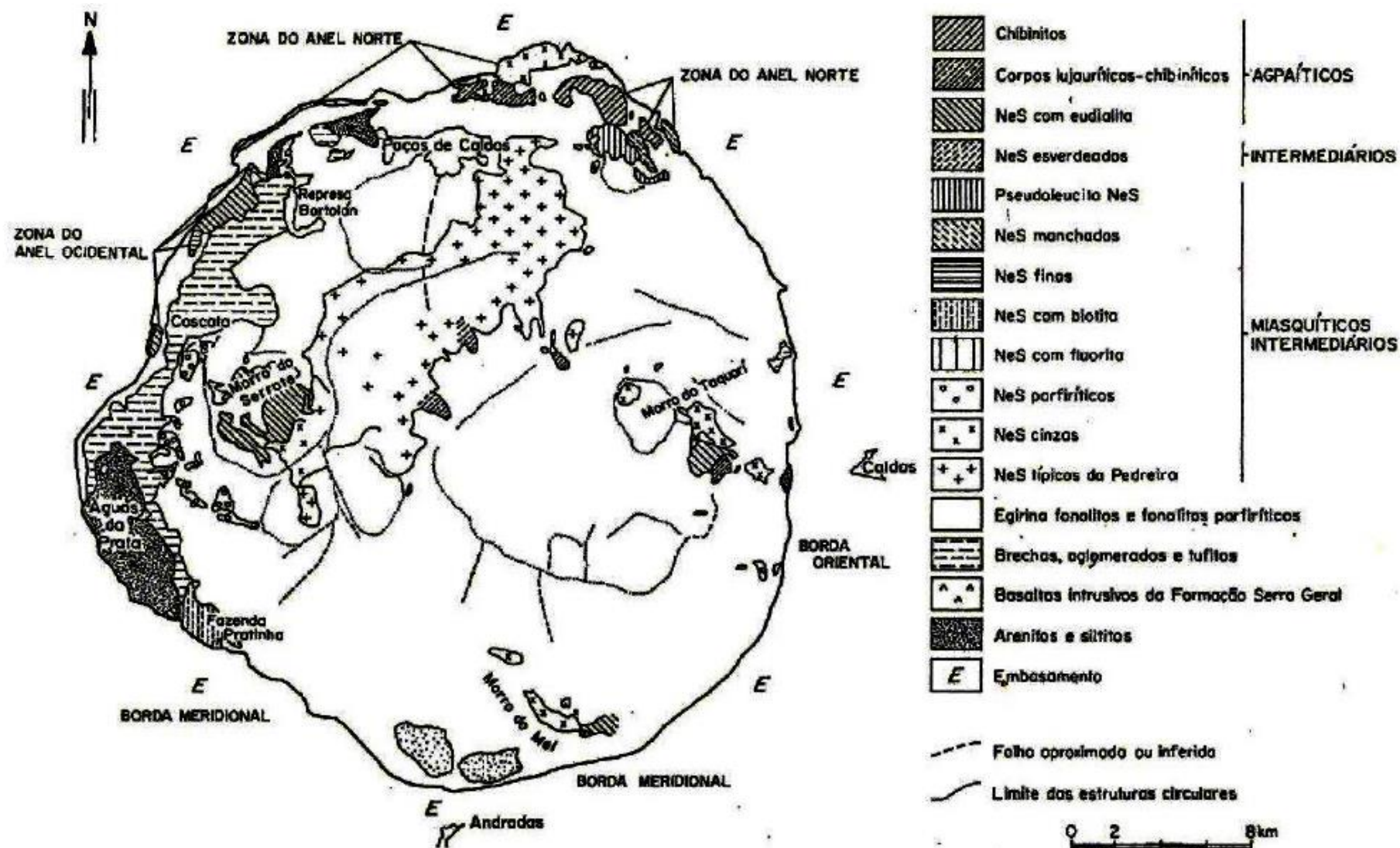


Figura 4: Mapa geológico simplificado do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. Fonte: Ulbrich (1994).

4.2.3 Complexo Metamórfico Amparo

Complexo Amparo foi caracterizado litologicamente por Wernick (1967) e elevado à categoria de Grupo por Ebert (1968), que o correlacionou ao Grupo Barbacena. O Complexo Amparo ocorreria no Bloco Jundiá de Hasui et al. (1969), delimitado a norte pela falha de Jacutinga e a sul pelos falhamentos Jundiuvira e Itu.

Artur et al. (1988) consideraram o Complexo Amparo como sendo uma unidade da infraestrutura, constituída por associações litológicas ortoderivadas originalmente do Arqueano, intensamente retrabalhadas durante o Ciclo Transamazônico, representando, desta forma, o embasamento do Grupo Itapira. Complexo Amparo é considerado como uma unidade essencialmente gnaissicomigmatítica, de natureza anatótica e polifásica (ARTUR, 1988).

As fontes da região de Águas de Lindóia, Lindóia e Serra Negra localizam-se nos metamorfitos conhecidos como gnaiss Amparo (Figura 5). Esta fácies compreende essencialmente um biotita-gnaiss com ou sem hornblenda, com intercalações de granada-biotita-xistos, quartzitos, rochas calcossilicatadas e gonditos. De acordo com Wernick (1967), este complexo metamórfico é delimitado a leste pelo maciço granítico de Socorro.

Nos eixos anticlinais do gnaiss Amparo ocorrem os fácies gnáissicos propriamente ditos, localizados entre os quartzitos Serra Negra e Bocaína. O contato entre os fácies migmatítico e gnáissico do Complexo Amparo não é bem definido devido intenso imbricamento tectônico entre eles (WERNICK, 1967).

Ao Norte de Serra Negra, na faixa migmatítica, ocorre um pacote gnáissico, que deve ser citado devido à grande extensão, conhecido como gnaiss Serra Negra. Sua paragênese envolve plagioclásios ácidos, microclínio, quartzo e biotita, com raras clorita e apatita; por sua textura, assemelha-se a um granodiorito.

O gnaiss Amparo é representado por uma paragênese variável, mas predominantemente apresenta quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita, hornblenda, granada almandina, raras moscovitas e diopsídio. Os migmatitos são constituídos por microclínio, oligoclásio, quartzo e biotita. Dependendo da localização, pode-se verificar passagem progressiva dos embrechitos ao fácies anatexito (SZIKSZAY & TEISSEDRE, 1978).

Foram obtidas idades entre 2,9 Ga. e 3,2 Ga. pelos métodos Rb/Sr, U/Pb e Pb/Pb (HASUI e OLIVEIRA, 1984; BASEI, 1991; FETTER *et al.*, 2001; TASSINARI & NUTMAN, 2001, apud ARTUR, 2003). O retrabalhamento durante o Paleoproterozóico também fica evidente pelas datações de leucossomas através dos métodos Rb/Sr e U/Pb com idades entre 1,8 Ga. e 2,2 Ga. (ARTUR, 1988; CAMPOS NETO, 1991; TASSINARI & NUTMAN, 2001). Datações

Rb/Sr em neossomas de rochas migmatíticas remigmatizadas do Complexo Amparo forneceram idades entre 600 e 680 Ma (ARTUR, 1988; ARTUR et al., 1988), evidenciando novo retrabalhamento superimposto nestas rochas durante a orogenia Brasileira.

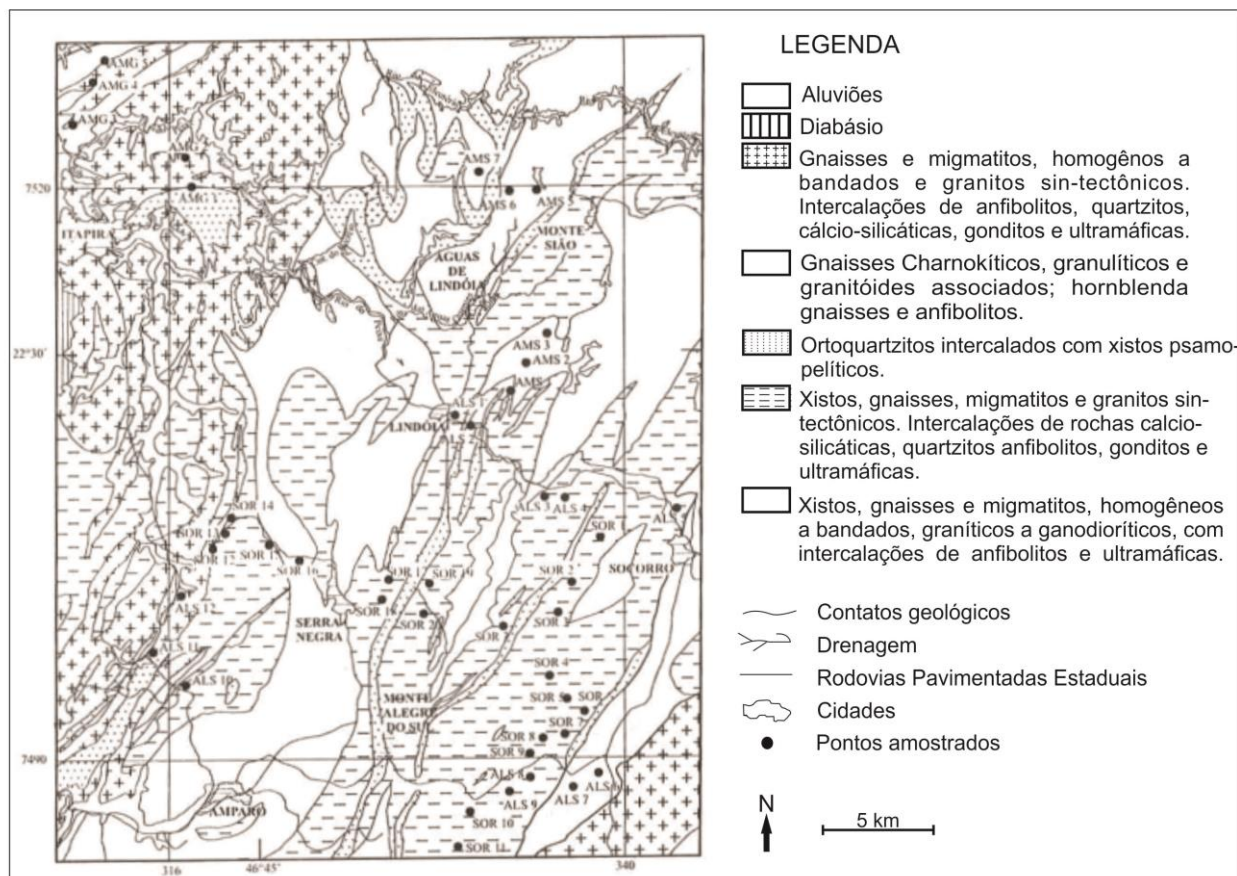


Figura 5: Mapa geológico simplificado da região de Serra Negra, Lindóia e Águas de Lindóia. Fonte: Oliveira *et al.* 2004a.

4.2.4 Bacia Hidrográfica do Ribeirão São Lourenço

A região em questão abrange os municípios de Lambari, Cambuquira e São Lourenço. Situa-se na porção sul do Cráton São Francisco e é caracterizada pela Faixa Alto Rio Grande e terrenos da Nappe Socorro-Guaxupé (HASUI & OLIVEIRA, 1984; CAVALCANTE *et al.*, 1979). Segundo Trow *et al.* (1994), as faixas Alto Rio Grande, Brasília e Ribeira são contemporâneas ao Evento Termo-Tectônico (ETT) Brasileiro.

A Faixa Alto Rio Grande é constituída por ortognaisses, migmatitos, sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares. A Nappe Socorro-Guaxupé apresenta unidades de granulito, granito, migmatitos e uma série magmática plutônica (CAMPOS NETO *et al.* 1990).

No levantamento geológico da bacia hidrográfica do Ribeirão São Lourenço, CPRM (1999) definiu três unidades geológicas de importância para a ocorrência de fontes hidrominerais no sul de Minas Gerais, sendo elas:

- Grupo Paraíba do Sul (Complexo Paraisópolis) – Composto por rochas de coloração cinza-escuro com granulação grosseira, apresentam-se foliadas e até bandadas; são constituídas basicamente de biotita, feldspato branco e às vezes róseo, quartzo e granada. Pode-se definir como biotita- gnaiss granatífero passando a um protomilonito até milonito gnaiss, nas faixas cisalhadas.
- Grupo Andrelândia – A ocorrência dessa unidade na área está balizada a leste do ribeirão são lourenço. O seu contato com o Grupo Paraíba se faz através de falhas que foram definidas regionalmente por Cavalcante et al. (1979), conhecidas como falhas de Maria da Fé e São Bento do Sapucaí. Essa unidade é caracterizada pela predominância de biotita-gnaisses granatíferos ou não, bandados, com intercalações de rochas de coloração ocre, provavelmente anfíbolitos e micaxistos, além da presença constante de veios pegmatíticos preenchendo fraturas ou dispostos segundo a foliação da rocha encaixante. Todo o conjunto encontra-se dobrado e intensamente saprolitizado.
- Depósitos Aluvionares foram caracterizados como sedimentos argilo-arenosos, inconsolidados, depositados juntamente com matéria orgânica ao longo das drenagens.

4.2.5 Grupo Andrelândia

O Grupo Andrelândia compõe todo o substrato rochoso de Caxambu (MG), na porção sudoeste do município, é possível perceber a ocorrência de rochas xistosas predominantes. Também estão presentes no município algumas porções de quartzito muito alterado (CPRM, 1999).

O embasamento da área é considerado autóctone, constituído principalmente de ortognaisses paleoproterozóicos (RIBEIRO *et al.* 1995). São rochas tonalíticas a granodioríticas que mostram um aspecto migmatítico, devido a injeção de veios e diques leucossomáticos e também à anatexia. Outros componentes do embasamento são anfíbolitos, rochas metaultramáficas, micaxistos, rochas cálcio-silicáticas e quartzitos, em parte gonditos; possivelmente representam restos de uma faixa tipo *greenstone belt* (TROUW *et al.* 2007).

A Megassequência Andrelândia (PACIULLO *et al.* 2000) é uma sucessão metassedimentar neoproterozóica, com rochas metaígneas máficas associadas, que recobrem o embasamento e unidades mesoproterozóicas no domínio autóctone e o embasamento gnáissico nos domínios alóctones. As associações de litofácies descritas pelo mesmo autor são paragnaisses bandados com intercalações de anfibolitos e metaultramafitos, quartzitos, filitos, xistos e anfibolitos, podendo ainda ser delimitadas áreas de quartzito; Quartzitos e quartzomuscovita xistos; Filitos e xistos cinza grafitosos e quartzíticos com intercalações de quartzitos; Biotita xisto/gnaiss feldspático e granatífero; Xistos e paragnaisses variados, ricos em micas, granadas, cianita e/ou sillimanita, com intercalações de quartzito, anfibolito e rochas cálcio-silicáticas.

Depósitos aluvionares quaternários são encontrados em grandes porções acompanhando as planícies/terraços fluviais principalmente do rio Baependi e ribeirão Bengo. O restante é caracterizado pelo domínio do embasamento cristalino com predomínio de gnaisses. Mais especificamente, no morro Caxambu, as rochas gnáissicas são cortadas por diques máficos e de brechas alcalinas, constituindo importantes áreas de recarga de aquíferos fraturados (CPRM, 1999).

O Grupo Andrelândia, na região de Caxambu, encontra-se inserido na zona de interferência entre as faixas móveis Brasília e Ribeira. Nesta zona foram identificadas duas fases deformacionais regionais (PETERNEL *et al.* 2005); uma que gerou a foliação principal (SB) da área associada a formação de nappes em um regime compressional E-W com direção de transporte tectônico topo para E; e outra que permitiu que a foliação SB fosse dobrada e modificada pelos esforços relacionados à colisão que gerou a Faixa Ribeira com vergência para NW, gerando dobras abertas a fechadas e zonas de cisalhamento associadas. A maior parte dessa unidade está situada na Nappe Andrelândia, com duas escamas tectônicas da Nappe Liberdade superpostas (Figura 6).

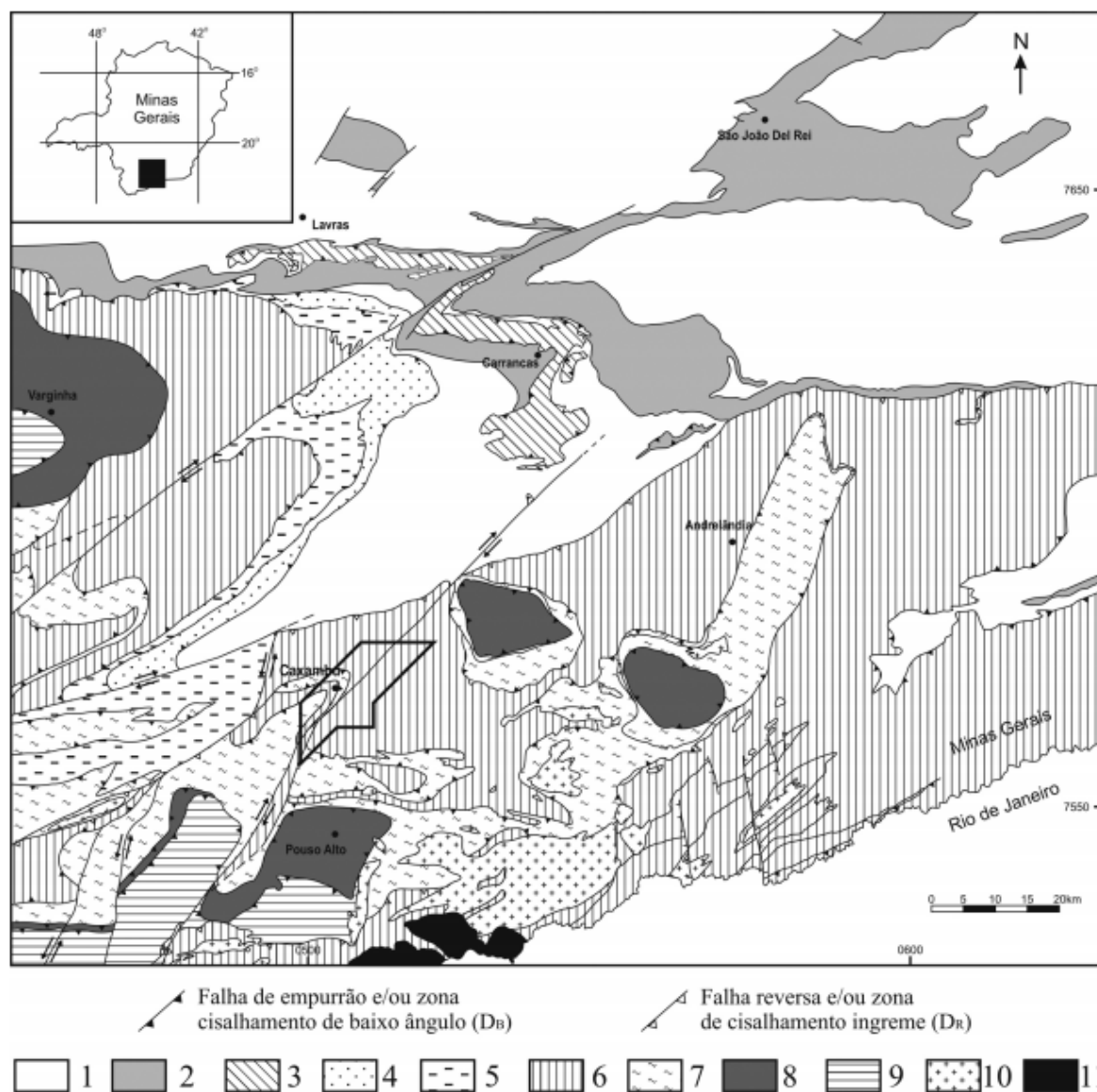


Figura 6: Mapa geológico simplificado do Sul de Minas Gerais, com destaque para a região de Caxambu (MG). 1 – Embasamento; 2 – Megassequência Andrelândia; 3 – Klippe Carrancas; 4 – Nappe Luminárias; 5 – Nappe São Thomé das Letras; 6 – Nappes Natércia, Carmo da Cachoeira e Andrelândia; 7 – Nappes Heliodora e Liberdade; 8 – Nappes Cristina-Pouso Alto, Varginha e Klippe Aiuruoca; 9 – Nappe Socorro-Guaxupé; 10 – Granitóides sin a tardicolisionais; 11 – Maciços alcalinos de Itatiaia e Passa Quatro. Fonte: Trouw et al. 2007, modificado de Paciullo (1997), Trouw et al. (2000) e Peternel (2005).

4.2.6 Complexo Alcalino do Barreiro

O Complexo Alcalino do Barreiro situa-se no município de Araxá (MG) e faz parte do setor meridional da Faixa de Dobramentos Brasília (Figura 7), setor oriental da Província Estrutural Tocantins, um cinturão orogênico que se desenvolveu na borda oeste do Cráton do São Francisco durante o Neoproterozóico (ALMEIDA *et al.*, 1997).

Intrudido em quartzitos e xistos de idades Proterozóicos pertencentes ao Grupo Araxá, o Complexo do Barreiro possui estrutura dômica, de forma circular, com 4,5 km de diâmetro,

constituído por rochas ultramáficas metassomatizadas (glimeritos), cortados por carbonatitos e foscoritos (ISSA FILHO *et al.*, 1984). Ainda, de acordo com o mesmo autor, possui mineralizações de minerais fosfáticos e niobíferos, ocorrendo o urânio e tório na região associado a minerais secundários sujeitos a processos intempéricos, os quais são responsáveis pelo seu enriquecimento na fase líquida.

Os cristais de apatita estão presentes em todas as litologias do complexo. Os glimeritos são constituídos essencialmente por flogopita, possuem subordinadamente apatita e magnetita e relictos de olivina e diopsídio (ISSA FILHO *et al.*, 1984). Estas rochas são intrudidas por carbonatitos do tipo beforsítico, de granulação grosseira com barita, apatita, magnetita, perovskita, quartzo secundário, pirita e flogopita ocorrendo como acessórios e diques de composição beforsítica e sovítica na porção central do complexo (SILVA *et al.*, 1979; ISSA FILHO *et al.*, 1984). Apatita beforsitos encontrados na porção central do complexo podem conter até 15-20% de apatita, estes cristais ocorrem sob forma de prismas arredondados (ISSA FILHO *et al.*, 1984).

O foscorito do Barreiro possui textura brechada, granulação fina a grosseira, e com variação percentual muito grande de seus principais constituintes minerais: magnetita, apatita, flogopita e carbonatos, de acordo com Issa Filho *et al.* (1984), o pirocloro ocorre como acessório nesta rocha. Segundo Sokolov (1983), não existe um nome definido na literatura para rochas carbonatíticas contendo pirocloro, sendo informalmente denominadas de foscoritos, camaforitos e, menos usualmente, rochas com carbonato-silicato-fósforo-ferro.

Os veios de apatita e magnetita apresentam-se intrudidos em flogopititos e carbonatitos com atitudes subhorizontais, possuem espessuras variáveis, desde centimétricas até decamétricas. O comportamento destes veios é bastante heterogêneo, variam de muito ricos em apatita até muito ricos em magnetita. De acordo com suas características petrográficas, os veios foram divididos em Tipo I (veios constituídos essencialmente por apatita) e Tipo II (veios constituídos predominantemente por magnetita) (TORRES & GASPAR, 1995).

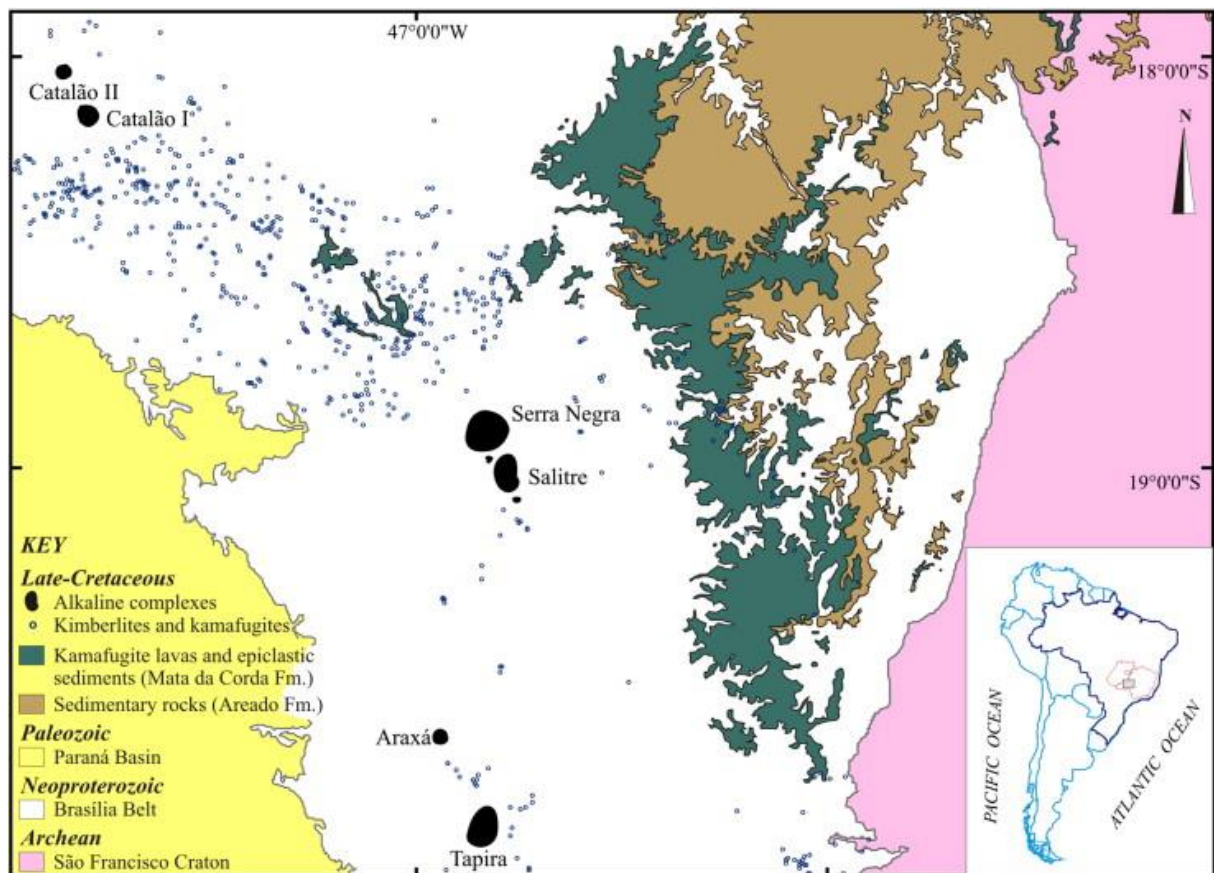


Figura 7: Localização do Complexo Alcalino do Barreiro - Araxá (MG). Fonte: Oliveira *et al*, 2004.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 PROCEDIMENTOS QUÍMICOS ANALÍTICOS

Para analisar a atividade do ^{210}Po em águas subterrâneas, foram usadas 75 amostras coletadas nas estâncias hidrominerais dos estados de São Paulo e Minas Gerais, as quais passaram por preparação, tratamento e análise química realizadas no Laboratório de Isótopos e Hidroquímica (LABIDRO).

5.1.1 Amostras

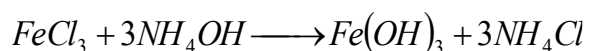
Foram analisadas 75 amostras de águas subterrâneas coletadas pelo professor orientador deste trabalho ao longo de várias campanhas de campo. A coleta se deu por meio de frascos de vidro comum com volume de aproximadamente 20 litros e, então, passaram a ser devidamente identificadas. O volume total coletado foi dividido em duas parcelas para serem analisadas em períodos distintos. Ressalta-se que a grande quantidade de amostra se deve ao fato de o elemento em questão ocorrer em níveis baixos, assim, só é possível realizar as medidas com um volume inicial dessa ordem.

Após a coleta, as amostras foram levadas até o LABIDRO, onde passaram por todo tratamento e análise química.

5.1.2 Preparação, tratamento e análise das amostras

O processo de preparação das amostras inicia-se com a filtragem do volume de cada amostra em membranas de $0,45\mu\text{m}$, seguido da pesagem. Em sequência, adiciona-se HCl concentrado e 1 ml de cloreto férrico (FeCl_3) para cada 4 litros de amostra. O aumento da acidez da solução impede que o Fe^{+3} precipite e, conseqüentemente, os outros elementos também.

Depois, foram adicionados 0,2 ml de ^{209}Po com atividade igual a 18 pCi/ml, utilizado como traçador radioativo artificial, e 200 ml de hidróxido de amônio (NH_4OH) para que o pH fosse elevado entre 7,0 e 8,0. Quando esta condição é atingida, a seguinte reação é desencadeada na solução:



Tal reação forma o hidróxido férrico, que se precipita. Pelo fato das partículas em suspensão tornarem-se rapidamente pequenos flocos em solução supersaturada e se

precipitarem, cria-se uma força de arraste, que causa a precipitação de todos os elementos presentes na solução, inclusive o ^{210}Po .

O precipitado composto pelo hidróxido férrico e os outros elementos fica com aspecto gelatinoso. É preciso que a amostra permaneça em repouso durante um período de aproximadamente 48 horas para que ocorra precipitação total. Decorrido este tempo, é possível retirar praticamente toda a água da amostra, restando somente o sobrenadante.

Para um resultado mais eficiente foi necessário passar a amostra pela centrífuga por aproximadamente 5 a 7 minutos até que fosse retirada a água restante; o material retirado da centrífuga é levado em béquer de plástico para uma chapa aquecida a uma temperatura de 100°C , até que restasse somente o material sólido.

O sólido resultante do aquecimento foi diluído em ácido clorídrico (HCl 8M) e a solução gerada foi colocada em frascos de vidro, cada um com sua devida identificação, para que as amostras pudessem ser trabalhadas na próxima etapa.

5.1.3 Retirada do Ferro (Fe^{+3})

Após as amostras serem armazenadas em frascos de vidro, cada uma delas foi transferida para um béquer plástico e cerca de 20 ml de éter etílico ($\text{C}_4\text{H}_{10}\text{O}$) foram acrescentados. A utilização do éter possibilita a retirada do ferro adicionado à amostra.

A mistura gerada foi transferida para o funil de decantação e colocada sob agitação. Deste modo, criou-se uma solução bifásica, constituída por uma parte inferior inorgânica e uma superior orgânica, na qual o ferro (Fe^{+3}) fica retido.

Assim, a separação ocorre devido à mistura da solução com o éter (solvente orgânico) pois, quando este entra em contato com a parte inorgânica, o ferro presente prende-se à fase orgânica, que contém o solvente e é descartada. Enquanto isso, a parte inferior (inorgânica) é colocada em béquer de plástico e levada até uma chapa com temperatura entre 60°C e 70°C para que qualquer resíduo de éter seja evaporado.

5.1.4 Processo de deposição do Polônio

Com o processo de separação citado anteriormente, chega-se ao material inorgânico livre da parte orgânica, nele adiciona-se ácido clorídrico com a finalidade de aumentar o volume da amostra. Em seguida, acrescenta-se 2 ml de citrato de sódio 25% e 5 ml de cloridrato de hidroxilamina 20%. Com a solução finalizada, é necessário utilizar hidróxido de amônio

(NH_4OH) para realizar o ajuste do pH, até que este seja igual a 2; para tanto foram utilizados pHmetro ou fitas de pH (pH-fix).

Após este procedimento, um disco com dimensão de 1 polegada composto por cobre/resina deve ser acrescentado na amostra, de modo que a superfície metálica fique virada para cima. A seguir, o material passa a ser aquecido sobre uma chapa aquecida entre 90 °C e 100 °C durante uma hora e trinta minutos, neste período a deposição do polônio ocorre na face metálica, conforme o mesmo procedimento descrito por Lima (2000). Decorrido o tempo necessário, o disco foi retirado da amostra, lavado com água destilada e colocado para secar. Após ocorrer a deposição do ^{210}Po , mensura-se a atividade desse elemento através da espectrometria alfa.

5.1.5 Medida da atividade do polônio

Como citado anteriormente, no início do processo deve-se adicionar ^{209}Po na solução, este radionuclídeo é utilizado como traçador radioativo por possuir atividade conhecida (taxa de desintegração). Deste modo, é possível conhecer a atividade do ^{210}Po devido à diferença de energia entre cada um deles.

Assim, para realizar a mensuração do ^{210}Po utilizou-se um espectrômetro alfa que possui um aparelho detector de Si(Au) da marca ORTEC[®], o que tornou possível a caracterização de emissões alfa de 5,3 MeV correspondente ao ^{210}Po .

Para tal processo, construiu-se uma razão entre as taxas de contagens nos picos do ^{210}Po e pico do ^{209}Po , esta razão passa a ser multiplicada pelo valor da atividade já conhecida do traçador radioativo, de acordo com a prática de mensuração descrita e utilizada por Poet *et al.* (1972).

5.1.5.1 A espectrometria alfa

A principal finalidade da espectrometria é realizar a identificação e a quantificação de elementos. Quando se trata de elementos radioativos a medida é relacionada com as características radioativas, como a taxa de energia de emissões de partículas.

Esta técnica é amplamente aplicada e tem mostrado sucesso nas análises de radionuclídeos, além disso, apresenta fácil uso e grande sensibilidade e rapidez. Deste modo, é possível realizar as medidas das atividades baixíssimas dos vários radionuclídeos presentes em uma única amostra. A espectrometria alfa, utilizando a análise da altura dos picos dos espectros,

possibilita a determinação direta dos radionuclídeos em amostras que contém elementos que emitem radiação alfa.

5.1.5.2 O Espectrômetro

Para que as contagens das amostras possam ser realizadas utiliza-se um espectrômetro alfa composto por quatro semicondutores de Si(Au), de fabricação ORTEC®, que estão inseridos numa câmara cilíndrica conectada numa bomba de vácuo que contém um porta amostra onde são colocados os discos de cobre. Essas contagens devem-se as partículas alfa emitidas pelo nuclídeo.

Os aparelhos detectores de Si(Au) estão ligados diretamente a um pré-amplificador que é instalado na tampa da câmara de detecção. Os pulsos negativos, enviados pelo detector, são convertidos para um formato apropriado no pré-amplificador, sendo posteriormente conduzidos para um amplificador. No amplificador, os pulsos são intensificados até o nível correto para serem analisados em computador. Logo, os espectros gerados pelo espectrômetro são amplificações dos pulsos negativos enviados pelo detector.

Para a aquisição dos espectros foi utilizado o *software* MAESTRO II, executado em interface EG&G ORTEC. Este é responsável pela aquisição dos espectros, apresenta picos de energia associados a cada nuclídeo e os respectivos canais de análise. O tempo de contagem das amostras é dado em segundos. Para realização da contagem, seleciona-se a área de cada pico com um canal inicial e outro final, então o *software* gera o valor de total de contagens registrado.

5.2 METODOLOGIA PARA OBTENÇÃO DE DADOS

O ^{209}Po atua como traçador radioativo através do método de diluição isotópica, ou seja, possui uma energia de emissão de radiação diferente do elemento a ser analisado. Através de sua atividade previamente conhecida, foi possível constatar a atividade do ^{210}Po em cada amostra, através da equação (14):

$$\frac{A_{210}}{A_{209}} = \frac{TC_{210}}{TC_{209}} \rightarrow A_{210} = A_{209} \frac{TC_{210}}{TC_{209}} \quad (14)$$

Onde A é a atividade do radioelemento e TC é a taxa gerada pela contagem no pico formado por cada elemento num determinado intervalo de tempo (t).

O software auxiliou na obtenção dos gráficos e na interpretação dos mesmos, no qual os resultados obtidos puderam ser analisados com maior clareza. Por meio deste, foi possível obter

dados como: picos de contagens de cada nuclídeo, canais onde ocorreram os picos, contagens totais, tempo de leitura e outros.

Nos gráficos gerados, os dados referentes ao eixo horizontal representam os canais onde são realizadas as leituras, vão de 0 até 1024; o referente ao vertical indica as contagens em cada um deles. Como visto na Figura 8, os gráficos apresentam dois picos de destaque que, respectivamente, correspondem à emissão gerado pelo ^{209}Po e ao ^{210}Po .

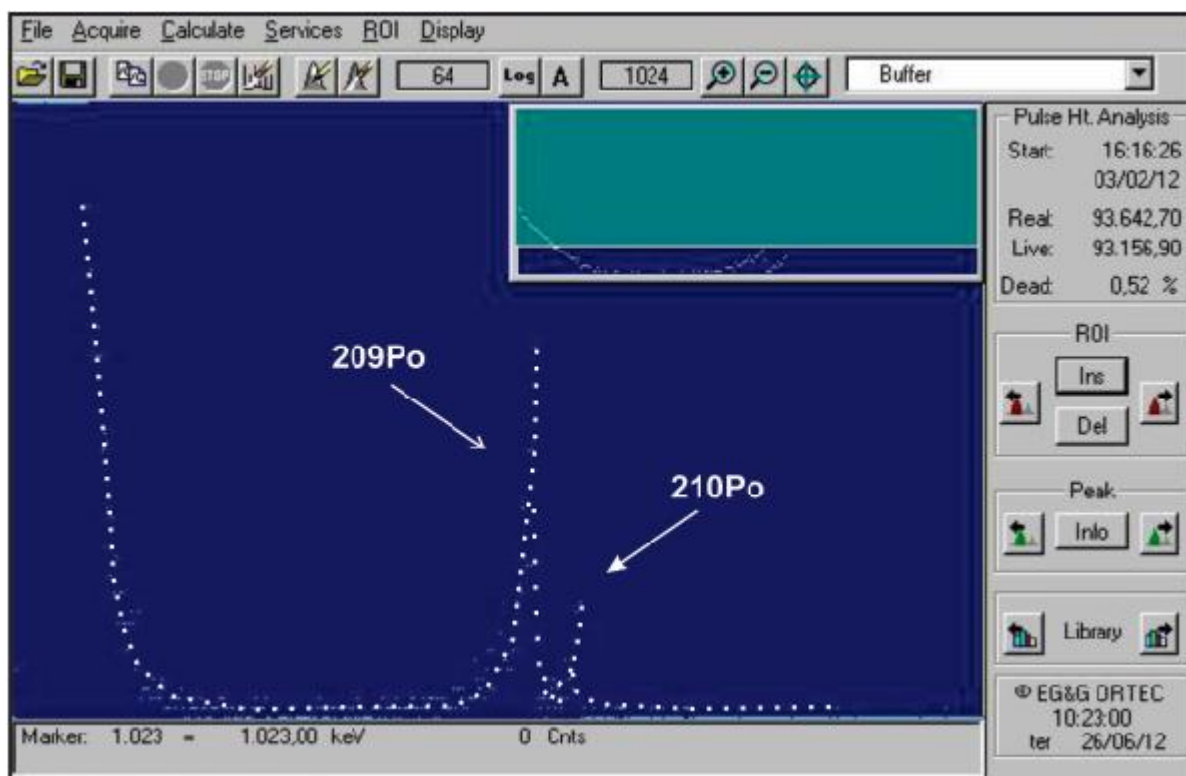


Figura 8: Espectros gerados a partir da leitura do disco de cobre.

Com o passar do tempo e uso do espectrômetro, os detectores utilizados para a leitura da emissão radiação se tornam contaminados. Assim, os espectros gerados podem apresentar uma margem de erro devido a tal contaminação. Este erro, conhecido como *Background* (Bg), trata-se da taxa gerada pela contagem (C) do pico num intervalo de tempo (t). Para obter seu valor, deve-se realizar as leituras dos detectores sem a presença dos discos de cobre. Como mostra a equação (15), pode ser calculado através da taxa de contagem do detector vazio, entretanto, ressalta-se que o cálculo deve ser feito tanto para o ^{209}Po quanto para o ^{210}Po . Assim, com base na equação (14), uma vez obtido o *Background*, este passa a ser descontado da taxa de contagem de cada amostra (Equação (16)). Os cálculos de Bg podem ser observados na Tabela 5 a seguir.

$$Bg = \frac{C}{t} \quad (15)$$

$$A_{210} = A_{209} \left(\frac{TC_{210} - BG_{210}}{TC_{209} - BG_{209}} \right) \quad (16)$$

Tabela 5: Cálculo de Background para o tempo em segundos.

Detector	Tempo live [s]	²⁰⁹ Po				²¹⁰ Po			
		Canal A	Canal B	Contagem	BG-209 [cps]	Canal A	Canal B	Contagem	BG-210 [cps]
1	93.563,22	492	550	25	26,72 x10 ⁻⁵	569	603	14	14,96 x10 ⁻⁵
2	190.996,10	503	551	3	1,57 x10 ⁻⁵	571	607	16	8,38x10 ⁻⁵
3	154.570,80	482	0	11	7,12x10 ⁻⁵	577	621	6	3,88x10 ⁻⁵
4	106.393,52	513	583	3	2,82x10 ⁻⁵	589	628	0	0

A diferença entre as taxas de contagem de pico e as com a subtração do Bg é mínima, o que mostra que a contaminação dos detectores apresenta influência muito pequena na obtenção dos dados. Ainda, ressalta-se que: $TC - BG = BG_a$, onde BG_a é igual a taxa de contagem em função do tempo quando o valor de *background* é descontado.

A equação (17) fornece o valor da concentração da atividade do ²¹⁰Po nas amostras durante a contagem (A_{210}).

$$A_{210} = \frac{A_{209} \left(\frac{BG_{a210}}{BG_{a209}} \right)}{\text{Volume da amostra}} \quad (17)$$

A abordagem teórica descrita por Bonotto *et al.* (2009) foi adotada para gerar os dados de concentração de atividade inicial do ²¹⁰Pb e ²¹⁰Po. Como ²¹⁰Bi cresce em equilíbrio com ²¹⁰Pb em cerca de 25 dias, para uma boa aproximação da relação entre as concentrações de atividade de ²¹⁰Po e ²¹⁰Pb após a amostragem deve-se esperar, pelo menos, um tempo (t_1) de aproximadamente 20 a 30 dias, equivalente a várias meias-vidas do ²¹⁰Bi, para extrair o ²¹⁰Po e medir sua concentração de atividade. Então, a seguinte equação 18 (FROELICH, 2008) expressa as concentrações de atividade de ²¹⁰Po e ²¹⁰Pb, considerando o intervalo de tempo entre a deposição e o final da contagem.

$$A_{Po}(t_1) = A_{Pb} + (A_{Poi} - A_{Pb})e^{-\lambda_1 t_1} \quad (18)$$

Para evitar hipóteses baseadas na condição de equilíbrio radioativo para determinar ambas as concentrações de radionuclídeos, uma segunda amostra de água subterrânea do mesmo local foi novamente analisada pelo mesmo procedimento, implicando na equação 19 para um tempo (t_2) entre a coleta e a deposição, que permitiria determinar inequivocadamente os desconhecidos A_{Poi} e A_{Pb} ($= A_{Pbi}$, concentração inicial de atividade de ²¹⁰Pb), ou seja:

$$A_{Po}(t_2) = A_{Pb} + (A_{Poi} - A_{Pb})e^{-\lambda_1 t_2} \quad (19)$$

Apesar do demorado tempo da análise e procedimentos laboratoriais dispendiosos, ao considerar a escala de tempo usual de experimentos laboratoriais, como um ano, a diminuição da atividade inicial de ^{210}Po (A_{Poi}) é alta (84%) e, portanto, a concentração de atividade de ^{210}Po medida no instante t nas equações (18) e (19) está principalmente relacionada à concentração de atividade de ^{210}Pb . Consequentemente, a concentração inicial de atividade de ^{210}Pb pode ser encontrada a partir da concentração da atividade de ^{210}Po medida de acordo com a equação simplificada 20. Ressalta-se que A_{Poi} é considerado nas equações (18) e (19).

$$A_{Po}(t) = A_{Pb} + (A_{Pb})e^{-\lambda_1 t} \quad (20)$$

Onde: A é a concentração de atividade do respectivo radionuclídeo, λ_1 é a constante de decaimento do ^{210}Po e t é o tempo decorrido entre a coleta da amostra e a data de contagem. Os resultados obtidos da aplicação da equação simplificada (20) foram comparados com aqueles que utilizaram as equações (18) e (19).

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Cada medida de concentração de atividade de ^{210}Po das equações (18) e (19) ($A_{\text{Po}}(t_1)$ e $A_{\text{Po}}(t_2)$) não é a concentração inicial de atividade ^{210}Po na amostra de água subterrânea (A_{Poi}), mas é um valor produzido a partir de dois processos opostos:

- Diminuição de ^{210}Po de acordo com sua constante de decaimento $0,005 \text{ dias}^{-1}$
- Incremento de ^{210}Po a partir de seu avô ^{210}Pb que decai mais lentamente (constante de decaimento de $8,55 \times 10^{-5} \text{ dias}^{-1}$).

O tempo decorrido entre a amostragem e a contagem varia de 25 a 2776 dias, os valores iniciais da atividade do ^{210}Po ficaram dentro da faixa de 0,09 a 401,5 mBq/L, e a concentração da atividade do ^{210}Pb variou entre 0,07 e 54,8 mBq/L, como mostrado na tabela A do anexo I.

Todo o conjunto de dados para as concentrações de atividade do ^{210}Po e ^{210}Pb foi submetido a um tratamento estatístico, considerando intervalos de classes dispostos em progressão geométrica, devido à grande variabilidade dos valores obtidos (Tabela 6).

Tabela 6: Avaliação estatística dos dados obtidos para as concentrações de atividade de ^{210}Po e ^{210}Pb em águas subterrâneas do sudeste do Brasil.

Intervalo da conc. da atividade do ^{210}Po (mBq/L)	Conc. média da atividade (mBq/L)	Frequência	Frequência Percentual (%)	Porcentagem Cumulativa
0,06 – 0,2	0,09	4	5,3	5,3
0,2 – 0,9	0,4	9	12,0	17,3
0,9 – 3,8	1,5	11	14,7	32,0
3,8 – 15,2	6,0	27	36,0	68,0
15,2 – 61,7	24,4	19	25,3	93,3
61,7 – 250,2	99,0	4	5,4	98,7
250,22 – 1015,23	401,5	1	1,3	100,00
Intervalo da conc. da atividade do ^{210}Pb (mBq/L)	Conc. média da atividade (mBq/L)	Frequência	Frequência Percentual (%)	Porcentagem Cumulativa
0,05-0,1	0,07	2	2,7	2,7
0,1-0,4	0,2	9	12,0	14,7
0,4-1,3	0,6	12	16,0	30,7
1,3-4,0	2,0	14	18,7	49,4
4,0-12,0	6,0	20	26,6	76,0
12,0-36,4	18,1	16	21,3	97,3
36,4-110,6	54,8	2	2,7	100,00

A Figura 9 mostra as distribuições log-normais para os valores de concentração inicial da atividade do ^{210}Po e a Tabela 7 contém os valores medianos, modais e médios dos radionuclídeos ^{210}Po e ^{210}Pb .

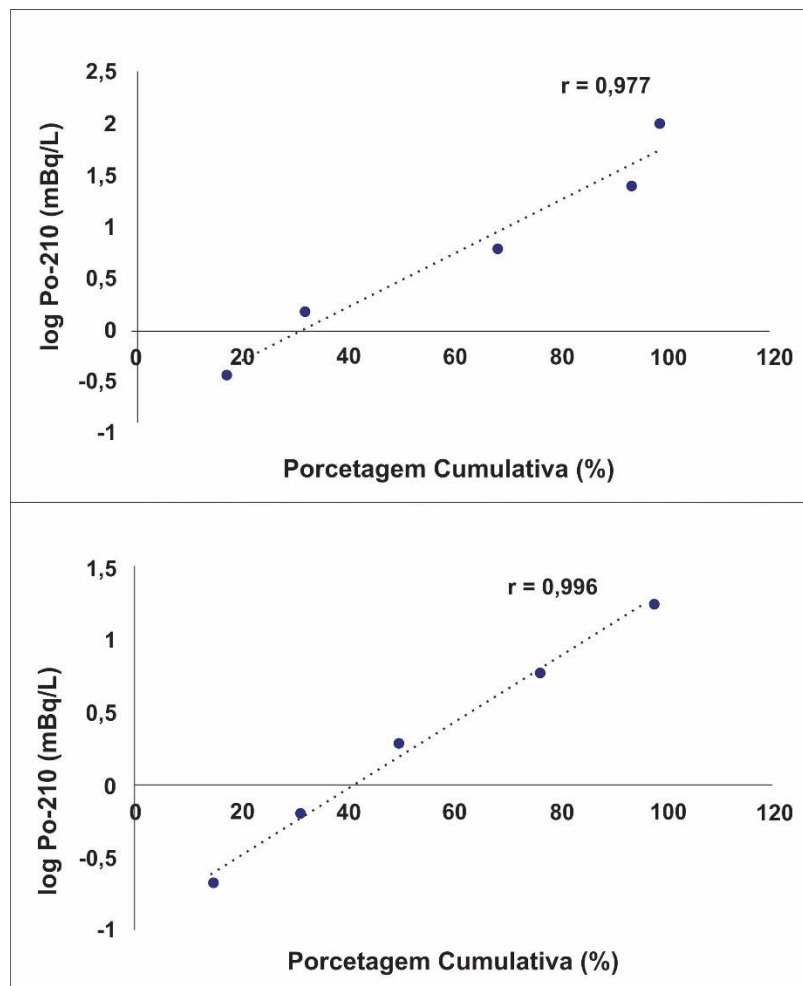


Figura 9: Logaritmo da concentração média de atividade de ^{210}Po e ^{210}Pb nas águas subterrâneas do sudeste do Brasil.

Tabela 7: Valores estatísticos obtidos para o ^{210}Po e ^{210}Pb .

	^{210}Po	^{210}Pb
Mediana (mBq/L)	2,9	2,6
Moda (mBq/L)	14,9	8,3
Média (mBq/L)	6,6	4,7

O uso da equação (20) para as amostras de águas subterrâneas, cujo tempo entre a amostragem e a contagem foi maior que 140 dias, resultou em 12,6 mBq/L para concentração média de atividade de ^{210}Pb . Vale ressaltar que os dados de concentração de atividade de ^{210}Pb

representam valores máximos, uma vez que o uso da equação 20 implica erros frequentes, pois não leva em conta a contribuição dos níveis iniciais do ^{210}Po para a medida da sua concentração de atividade. A Tabela B do Anexo I mostra as concentrações estimadas da atividade ^{210}Pb obtidas a partir da equação (20).

A Figura 10 mostra as concentrações de atividade de ^{210}Pb exibidas nas Tabelas A e B do anexo I. Várias fontes de água se encaixam no equilíbrio, no entanto, muitas delas indicam que a equação (20) produz valores de ^{210}Pb superiores aos avaliados a partir do uso das equações (18) e (19). Nesses casos, existe falha na premissa de desconsiderar a atividade inicial do ^{210}Po no valor de sua concentração de atividade medida.

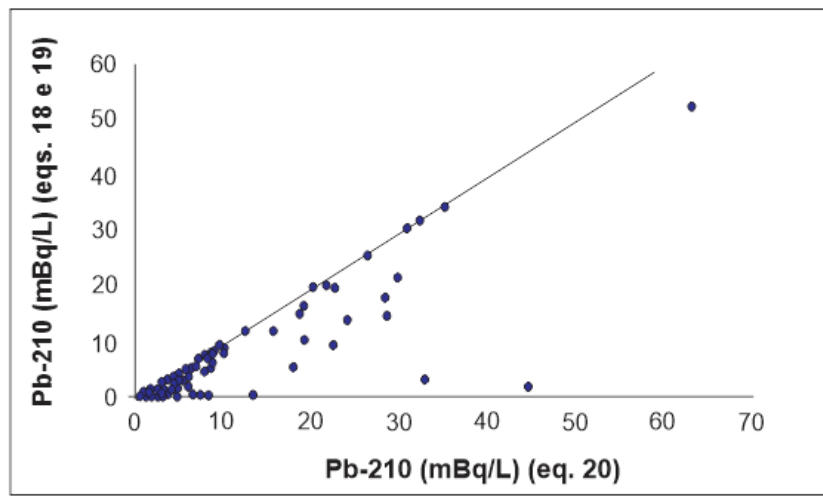


Figura 10: As concentrações de atividade de ^{210}Pb são determinadas pelas equações (18) e (19) plotados contra as concentrações de atividade de ^{210}Pb estimadas pela equação (20).

Como consequência, a superestimação da concentração da atividade de ^{210}Pb pode causar uma falsa decisão sobre a avaliação da qualidade da água potável devido a presença de ^{210}Pb dissolvido. Deste modo, as equações (18) e (19) são recomendadas para fornecer os dados das concentrações da atividade de ^{210}Po e ^{210}Pb .

6.1 Índices de mobilidade dos radionuclídeos

O banco de dados adquirido permite comparar diferentes índices às vezes utilizados na literatura para caracterizar a transferência de metais pesados e radionuclídeos para as águas. O coeficiente de distribuição, K_D , expressa o particionamento de uma determinada espécie química entre as fases sólida e líquida do meio poroso (BOROVEC, 1981):

$$K_D = \frac{m_a V}{m_s m} \quad (21)$$

Onde, V/m é a relação líquido/sólido (V é o volume líquido e m é o peso sólido), m_a e m_s são quantidades das espécies químicas adsorvidas e que permaneceram em solução, respectivamente. Tal parâmetro (em cm^3/g , m^3/kg ou adimensional para água diluída) também foi denominado como fator de enriquecimento geoquímico (SZALAY, 1964).

Bonotto (1998, 2015, 2017) adotou outro “índice de mobilidade” (em g/cm^3 ou kg/m^3) para avaliar a solubilidade dos radionuclídeos. É equivalente ao índice descrito acima e corresponde à razão entre o peso do radionuclídeo dissolvido por unidade de volume de solução e o seu peso por unidade de peso da matriz de rocha. Seu numerador e denominador nos informa sobre as fases líquida e sólida, respectivamente. Pode ser escrito através da equação (22) a fim de expressar a solubilidade de ^{210}Pb neste estudo.

$$m_{210} = \frac{^{210}\text{Pb}_{\text{água}}}{^{210}\text{Pb}_{\text{rocha}}} \quad (22)$$

Diferentes tipos de rochas exibem níveis variáveis de ^{210}Pb devido a seus constituintes minerais diversificados. Isso é muito comum em áreas de estudo onde ocorre a lixiviação de arenitos, siltitos, calcários, basaltos, diabásios, migmatitos, milonitos, quartzitos, fonolitos, nefelina sienitos, tufos vulcânicos, gnaisses, granitos, xistos e carbonatitos e outros. A concentração média da atividade de ^{210}Pb em rochas dos principais domínios geológicos é: bacia do Paraná (SP) (BONOTTO & LIMA, 2006) = 12,5 mBq/g; Complexo intrusivo de Poços de Caldas (SP/MG) (MATAMET, 2016) = 7,5 mBq/g; embasamento cristalino (SP) (SABARIS & BONOTTO, 2010) = 6,7 mBq/g; Província ígnea do Alto Paranaíba (MG) (este trabalho) = 100 mBq / g.

A Tabela 8 mostra os valores de m_{210} estimados a partir de todos os dados disponíveis, que estão na faixa de 0,01-5,17 kg/m³. Para ^{238}U , a faixa m_{238} é maior (0,0001-5,66 kg/m³), conforme relatado por Bonotto (2017).

Bonotto & Andrews (1993, 2000) e Bonotto *et al.* (2001) sugeriram uma relação adimensional diferente (*Razão de Preferência*, P) para avaliar a migração de urânio para águas interagindo com carbonatos e granitos. Também pode ser usado aqui para comparar as mobilidades relativas de ^{210}Pb e seu ancestral ^{238}U , adotando a seguinte equação 23. Esta fórmula expressa a razão de ^{210}Pb e ^{238}U nas águas dividida pela razão de ^{210}Pb e ^{238}U nas matrizes de rocha. A Tabela 8 mostra os valores de P_{Pb} / U estimados a partir dos dados, que estão na faixa de 0,004-7994.

$$\frac{P_{\text{Pb}}}{\text{U}} = \frac{\left(\frac{^{210}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}\right)_{\text{água}}}{\left(\frac{^{210}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}\right)_{\text{rocha}}} \quad (23)$$

A Razão de Preferência $P_{Pb/U}$ para cada água subterrânea das estâncias hidrominerais é a mesma da razão m_{210}/m_{238} calculada a partir dos valores reportados na Tabela 8. Eles são matematicamente legitimados pelas suas definições, como também confirmado pela excelente relação linear esperada entre eles, o que pode ser observado na Figura 11 (superior).

Tabela 8: Índices de mobilidade de ^{210}Pb e ^{238}U em águas subterrâneas do sudeste do Brasil. Os dados para ^{238}U são de Bonotto (2017).

Código da Amostra	$m_{210}^a(Kg/m^3)$	$m_{238}^b(Kg/m^3)$	$P_{Pb/U}^c$	Código da Amostra	$m_{210}^a(Kg/m^3)$	$m_{238}^b(Kg/m^3)$	$P_{Pb/U}^c$
ALS	0,03	0,02	1	LA6	0,63	0,09	7
GIO	0,02	0,40	0,05	SL7	0,13	0,04	3
JUV	0,08	0,16	0,50	SL5	0,26	0,03	10
PLA	0,13	0,20	0,66	SL6	0,46	0,07	6
POL	0,13	0,50	0,26	SL3	0,66	0,05	12
VIT	0,06	0,86	0,06	SL4	0,04	0,03	1
BOI	4,05	0,07	61	SL1	0,17	0,02	8
PTA	0,03	0,02	1	SL10	0,70	0,01	52
VIL	0,66	0,44	1	SL9	0,05	0,10	0,48
PDE	0,97	0,008	121	ROR	0,05	0,01	4
SIL	0,98	0,005	194	REW	0,32	0,005	60
FIL	0,10	0,009	11	CAF	0,33	0,003	122
BEL	1,03	0,02	68	FEP	2,45	0,006	380
SER	0,84	0,009	89	MAR	1,59	0,005	296
COM	0,43	0,01	38	SLI	0,25	0,006	39
LIN	0,52	0,004	122	GFL	1,22	0,03	36
CUR	0,15	0,001	101	VEN	0,02	0,003	9
SJO	0,52	0,0003	1789	MAY	1,12	0,005	231
SCA	0,83	0,0007	1194	EGU	4,39	0,04	110
ITA	517	0,001	3552	VIO	0,77	0,01	57
SLU	0,06	0,0003	196	DPE	4,22	0,03	157
SAT	3,26	0,0004	7994	BZA	0,16	0,04	4
BRU	0,01	0,0007	15	DXE	1,61	0,03	48
LAN	0,12	0,0001	1070	LEO	0,37	0,39	0,94
SAA	4,80	0,0007	6877	ISA	1,33	0,01	99
SBE	1,82	0,006	280	QUI	0,44	0,15	3
BIO	0,44	0,0004	1082	NOV	1,35	0,02	54
JOR	0,08	0,02	3	MAC	0,07	0,02	4
ADB	0,01	0,40	0,04	SIN	2,00	0,05	40
CGO	0,01	1,10	0,01	FRA	0,02	0,17	0,13
SRC	0,28	0,14	2	PEB	0,21	0,02	12
SEI	0,26	0,02	11	RIV	2,41	0,008	300
BMU	0,02	5,66	0,004	SMA	0,72	0,003	216
LA1	0,04	0,01	3	SJO	0,91	0,05	18
LA2	0,40	0,07	6	AMO	0,94	0,0007	1400
LA3	1,58	0,01	118	DBJ	0,26	0,01	21
LA4	0,29	0,005	55	AJU	0,12	0,004	26
LA5	0,75	0,01	56				

a: $m_{210} = (^{210}Pb)_{\text{água}} / (^{210}Pb)_{\text{rocha}}$

b: $m_{238} = (^{238}U)_{\text{água}} / (^{238}U)_{\text{rocha}}$

c: $P_{Pb/U} = (^{210}Pb / ^{238}U)_{\text{água}} / (^{210}Pb / ^{238}U)_{\text{rocha}}$

No entanto, tal correlação direta não ocorre quando as razões m_{210} / m_{238} (ou $P_{Pb/U}$) são plotadas contra a razão de atividade de $^{210}Pb/^{238}U$ das águas subterrâneas. A Figura 11 (inferior) indica que uma linha reta adicional pode ser plotada acima do equilíbrio, mostrando várias razões m_{210}/m_{238} (ou $P_{Pb/U}$) muito mais altas que a razão de atividade $^{210}Pb/^{238}U$ das águas subterrâneas. Essa segunda linha paralela ao equilíbrio se encaixa em 17 pontos de amostragem das estâncias hidrominerais de Águas de Lindóia (SP), Serra Negra (SP) e Lindóia (SP). A concentração média de U nas rochas dessa região é de 13,8 $\mu g/g$ (BONOTTO, 2017), superando os valores em outras litologias. Assim, estes níveis altos de U nas matrizes de rocha justificam os valores elevados das proporções m_{210} / m_{238} (e $P_{Pb/U}$) acima do equilíbrio.

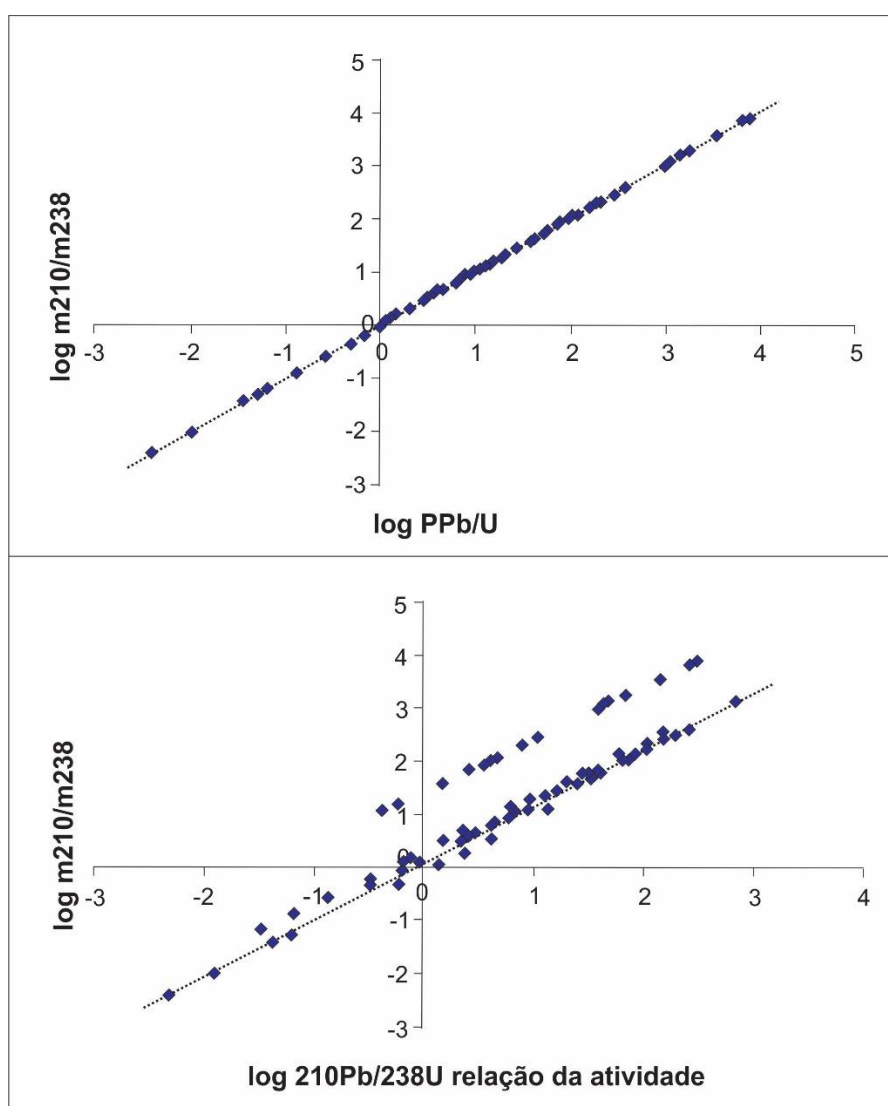


Figura 11: Em escala logarítmica as razões m_{210}/m_{238} vs. $P_{Pb/U}$ (superior) e razões m_{210}/m_{238} vs. atividade $^{210}Pb/^{238}U$ (inferior) nas águas subterrâneas do sudeste brasileiro.

É importante ressaltar novamente que os índices de atividade de $^{210}Pb/^{238}U$ referem-se apenas aos dados de fase líquida, enquanto as taxas de m_{210}/m_{238} e $P_{Pb/U}$ refletem os dados de

ambas as fases, líquido e sólido. Uma consequência das descobertas deste trabalho é que a taxa de atividade de $^{210}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sugere, em alguns casos, transporte preferencial de ^{238}U em relação a ^{210}Pb na fase líquida, enquanto a relação m_{210}/m_{238} (e $P_{\text{Pb/U}}$) indica o oposto. Portanto, como os índices de mobilidade baseados em dados fornecidos pelas matrizes de rocha acrescentam informações adicionais sobre a liberação de radionuclídeos na fase líquida durante as interações água/rocha, eles devem ser preferidos para discutir processos que afetam sua migração nos sistemas aquíferos.

6.2 Dose de radiação devido ao ^{210}Pb e ^{210}Po

A Organização Mundial de Saúde (OMS, 2011) estabeleceu níveis de orientação para vários radionuclídeos na água potável, assumindo que 730 litros é o volume anual ingerido de água por pessoa. Foi proposto um nível de orientação de 0,1 Bq/L para a concentração de atividade do ^{210}Pb e ^{210}Po na água potável, para não exceder o nível de referência da Dose Comprometida Efetiva (DCE) igual a 0,1 mSv de consumo em 1 ano.

Uma comparação do valor da diretriz de 0,1 Bq/L com os resultados apresentados na tabela A indica que os valores de ^{210}Po ultrapassaram a DCE em quatro pontos de amostragem localizados no Estado de Minas Gerais: dois do município de Caxambu (amostras VIO e BZA) e dois do Maciço Alcalino de Poços de Caldas - MAPC (amostras SIN e AMO). Este maciço é um conjunto bem conhecido de rochas vulcânicas e plutônicas alcalinas (principalmente fonolitos e nefelina sienitos) que possuem um acúmulo de radionuclídeos naturais e elementos de terras raras (SCHORSCHER & SHEA, 1992).

A adoção de fator de conversão de dose (FCD) (IAEA, 1996; OMS, 2011) é necessária para estimar o DCE, devido aos radionuclídeos nas águas. A OMS (2011) relatou $6,9 \times 10^{-7}$ Sv/Bq e $1,2 \times 10^{-6}$ Sv/Bq como FCD para o ^{210}Pb e ^{210}Po , respectivamente. Considerando esses valores e levando em consideração o consumo anual de 2 litros de água por dia, assim como a concentração de atividade de ^{210}Pb e ^{210}Po em cada fonte de água, é possível estimar uma faixa total de DCE de 0,0015-0,35 mSv/ano, como pode ser observado na Tabela 9.

Tabela 9: Dose de radiação devido ao ^{210}Pb e ^{210}Po e respectiva Dose Comprometida Efetiva (DCE) em águas subterrâneas do sudeste brasileiro. Assume-se taxa de consumo de água potável = 2 L/dia (WHO, 2011).

Código da Amostra	^{210}Pb (mSv/ano)	^{210}Po (mSv/ano)	DCE (mSv/ano)	Código da Amostra	^{210}Pb (mSv/ano)	^{210}Po (mSv/ano)	DCE (mSv/ano)
ALS	0,0085	0,0002	0,0086	LA6	0,0014	0,0039	0,0053
GIO	0,0406	0,0001	0,0407	SL7	0,0034	0,00008	0,0042
JUV	0,0046	0,0005	0,0052	SL5	0,0006	0,0017	0,0022
PLA	0,0048	0,0005	0,0053	SL6	0,0005	0,0029	0,0034
POL	0,0011	0,0005	0,0016	SL3	0,0020	0,0042	0,0061
VIT	0,0106	0,0002	0,0108	SL4	0,0062	0,0002	0,0064
BOI	0,00008	0,0153	0,0154	SL1	0,0039	0,0010	0,0049
PTA	0,0014	0,0001	0,0015	SL10	0,0012	0,0044	0,0056
VIL	0,0146	0,0025	0,0171	SL9	0,0059	0,0003	0,0062
PDE	0,0007	0,0037	0,0044	ROR	0,0236	0,0003	0,0239
SIL	0,0002	0,0033	0,0035	REW	0,0019	0,0020	0,0039
FIL	0,0035	0,0003	0,0038	CAF	0,0017	0,0021	0,0037
BEL	0,0021	0,0034	0,0055	FEP	0,0002	0,0154	0,0156
SER	0,0003	0,0028	0,0031	MAR	0,0002	0,0100	0,0102
COM	0,0002	0,0014	0,0016	SLI	0,0033	0,0016	0,0049
LIN	0,0384	0,0018	0,0402	GFL	0,0081	0,0076	0,0158
CUR	0,0040	0,0005	0,0045	VEN	0,0277	0,0002	0,0279
SJO	0,0014	0,0017	0,0031	MAY	0,0817	0,0070	0,0887
SCA	0,0034	0,0028	0,0062	EGU	0,0030	0,0276	0,0306
ITA	0,0008	0,0174	0,0181	VIO	0,1047	0,0048	0,1095
SLU	0,0538	0,0002	0,0540	DPE	0,0245	0,0266	0,0510
SAT	0,0473	0,0109	0,0582	BZA	0,3517	0,0010	0,3527
BRU	0,0266	0,00004	0,0267	DXE	0,0040	0,0101	0,0142
LAN	0,0121	0,0004	0,0125	LEO	0,0236	0,0023	0,0259
SAA	0,0001	0,0161	0,0162	ISA	0,0189	0,0084	0,0273
SBE	0,0081	0,0061	0,0142	QUI	0,0060	0,0017	0,0077
BIO	0,0008	0,0015	0,0023	NOV	0,0117	0,0051	0,0168
JOR	0,0215	0,0005	0,0220	MAC	0,0173	0,0003	0,0176
ADB	0,0247	0,00009	0,0248	SIN	0,0892	0,0076	0,0968
CGO	0,0093	0,00007	0,0093	FRA	0,0105	0,00008	0,0106
SRC	0,0042	0,0018	0,0059	PEB	0,0041	0,0008	0,0049
SEI	0,0043	0,0016	0,0060	RIV	0,0242	0,0091	0,0333
BMU	0,0047	0,0001	0,0049	SMA	0,0212	0,0027	0,0239
LA1	0,0309	0,0003	0,0311	SJO	0,0052	0,0034	0,0086
LA2	0,0035	0,0025	0,0060	AMO	0,1534	0,0035	0,1570
LA3	0,0199	0,0100	0,0299	DBJ	0,0068	0,0130	0,0198
LA4	0,0168	0,0018	0,0187	AJU	0,0068	0,0061	0,0129
LA5	0,0002	0,0047	0,0049				

O nível de referência da diretriz de dose de 0,1 mSv/ano estabelecido pela OMS (2011) foi alcançado ou superado nas mesmas águas que exibiram os níveis mais altos de ^{210}Po : VIO, BZA, SIN e AMO. Nieri Neto e Mazzilli (1998) relataram um valor de DCE de 0,18 mSv/ano nas águas da cidade de Águas da Prata (SP) no MAPC, onde também estão localizadas as águas do SIN e do AMO. Os dados de DCE, devido a ^{210}Pb e ^{210}Po dissolvidos nas águas subterrâneas

das estâncias hidrominerais, indicam uma grande contribuição (68%, 51 amostras) de ^{210}Po para o balanço de dose total.

Portanto, de acordo com as diretrizes da OMS (2011), quatro águas subterrâneas não são adequadas para ingestão devido os níveis de ^{210}Po . Apesar disso, são utilizadas ou consumidas diretamente em torneiras instaladas em locais públicos de Poços de Caldas, Pocinhos do Rio Verde e Caxambu. Tradicionalmente, pessoas visitam esses centros para ingestão de água considerada “boa para a saúde”. Além disso, pela mesma razão, a população local prefere ingeri-la em vez da fornecida pelos sistemas públicos de abastecimento de água.

7 CONCLUSÕES

As concentrações de atividade de ^{210}Po e ^{210}Pb nas águas subterrâneas dos estados de São Paulo (SP) e Minas Gerais (MG), foram lognormalmente distribuídas, com mediana, modal e valores médios correspondentes a 2,9, 14,9 e 6,6 mBq/L para ^{210}Po e 2,6, 8,3 e 4,7 mBq/L para ^{210}Pb , respectivamente.

A base de dados adquirida permitiu verificar que dois índices diferentes para investigar a mobilidade dos radionuclídeos proporcionaram resultados equivalentes, agregando informações das matrizes de rocha sobre a liberação de radionuclídeos na fase líquida durante as interações água/rocha. Os índices de mobilidade comparando a solubilidade de ^{210}Pb e ^{238}U foram mais úteis do que os índices de atividade de $^{210}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para avaliar os processos que afetam sua migração nos sistemas aquíferos estudados neste trabalho.

Os cálculos de dose de radiação permitiram integrar os dados de concentração de atividade obtidos para ambos os radionuclídeos, ^{210}Pb e ^{210}Po , o que possibilitou diagnosticar que quatro locais contêm águas subterrâneas que exibem altos níveis de ^{210}Po , equivalentes ou superiores ao DCE. Ressalta-se que dois deles estão localizados no Maciço Alcalino de Poços de Caldas, que é um conjunto de rochas vulcânicas e plutônicas alcalinas enriquecidas em radionuclídeos naturais e elementos terras raras.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABOARRAGE, A. M.; LOPES, R.C. 1986. Projeto a Borda Leste da bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica. Relatório Final. Porto Alegre, DNPM/CPRM. v.1. 15p.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. *Atas...* Campina Grande, SBG, p. 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. 1981. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1981. *Atas*. São Paulo: SBG.
- ALMEIDA, F.F.M. & MELO, M.S. 1981. A Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozóico. In: Bistrichi, C.A.; Carneiro, C.D.R.; Dantas, A.S.L. & Ponçano, L. (eds.). Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000, vol. 1. Divisão de Minas e Geologia aplicada, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A. – IPT, São Paulo. Pp. 46-81.
- AMARAL, E.C.S.; AZEVEDO, H. L. P. & MENDONÇA, A. H. 1985. *Pre-operational enviromental survey at the uranium mine and mil site*, Poços de Caldas, Minas Gerais, Brazil. *Sci. Total Environ.*, v.42, p.257-66.
- ARAÚJO, L.M.; FRANÇA, A.B. & POTTER, P.E. 1999. *Hydrogeology of the Mercosul aquifer system in the Paraná and Chaco-Paraná basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget aquifer system, USA*. *Hydrogeology Journal*. v.7, p. 317- 336.
- ARTUR, A.C. 1988. Evolução policíclica da infra-estrutura da porção sul do estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do estado de São Paulo. 231p. Tese de Doutorado (programa de pósgraduação em mineralogia e petrologia), IG/USP. São Paulo.
- ARTUR, A. C. 2003. Complexo Granitóide Plurisserial Socorro: Geologia, Petrologia e Recursos Minerais. Tese de Livre-Docência apresentada ao IGCE/UNESP. 139 p.
- ARTUR, A. C.; WERNICK, E.; KAWASHITA, K. 1988. Geocronologia de unidades litoestratigráficas do embasamento cristalino da região sul de Minas Gerais e áreas adjacentes do Estado de São Paulo. In: SBG, Congr. Bras. Geol. 35, Belém. Anais, 6: 2840- 2869.
- BARBOSA, O. & ALMEIDA, F. F. M. 1948. Nota sobre a estratigrafia da Série Tubarão no Estado de São Paulo, Rio de Janeiro, An. Acad. Bras. Ciênc, v. 21, n. 1, p. 65 – 68.

BARBOSA, O. & GOMES, F. A. 1958. Pesquisa de petróleo na bacia do rio Corumbataí, Estado de São Paulo. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM, São Paulo, v. 71, p.1 - 40.

BETEJTIN, A. 1970. Curso de Mineralogia. Moscou: Editorial Mir. 720p.

BJÖRNBERG, A. J. S. 1959. Rochas clásticas do planalto de Poços de Caldas. Boletim da FFCL – USP, São Paulo, n.237, Geologia n.18 , p.64.122.

BONOTTO, D. M. 1986. Aplicações hidrogeoquímicas dos isótopos naturais das séries do U (4n+2) e Th (4n) no Morro de Ferro, Poços de Caldas (MG). 377f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

BONOTTO, D.M., 1998. *Implications of groundwater weathered profile interactions to the mobilization of radionuclides*. J. S. Am. Earth Sci. 11, 389-405.

BONOTTO, D. M. 2004. Radioatividade nas águas: da Inglaterra ao Guarani. 1. ed. São Paulo: Editora UNESP. v. 1. 251p.

BONOTTO, D.M., 2015. *^{226}Ra and ^{228}Ra in mineral waters of southeast Brazil*. *Environ. Earth Sci.* 74, 839-853.

BONOTTO, D.M., 2017. *The dissolved uranium concentration and $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio in groundwaters from spas of southeastern Brazil*. *J. Environ. Radioact.* 166, 142-151.

BONOTTO, D.M., ANDREWS, J.N., 1993. *The mechanism of $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio enhancement in karstic limestone groundwater*. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sec.)* 103, 193-206.

BONOTTO, D.M., ANDREWS, J.N., 2000. *The transfer of uranium isotopes ^{234}U and ^{238}U to the waters interacting with carbonates from Mendip Hills area (England)*. *Appl. Radiat. Isot.* 52, 965-983.

BONOTTO, D.M., LIMA, J.L.N., 2006. *^{210}Pb -derived chronology in sediment cores evidencing the anthropogenic occupation history at Corumbataí River basin, Brazil*. *Environ. Geol.* 50 (4), 595-611.

BONOTTO, D. M. & OLIVEIRA, A. M. M. A. 2017. *Mobility indices and doses from ^{210}Po and ^{210}Pb activity concentrations data in Brazilian spas groundwaters*. *Journal of Environmental Radioactivity*, v.172, p.15-23.

- BONOTTO, D.M., ANDREWS, J.N., DARBYSHIRE, D.P.F., 2001. *A laboratory study of the transfer of ^{234}U and ^{238}U during water-rock interactions in the Carnmenellis granite (Cornwall, England) and implications for the interpretation of field data. Appl. Radiat. Isot. 54, 977-994.*
- BONOTTO, D.M., CAPRIOGLIO, L., BUENO, T.O., LAZARINDO, J.R., 2009. *Dissolved ^{210}Po and ^{210}Pb in Guarani aquifer groundwater, Brazil. Radiat. Meas. 44, 311-324.*
- BOROVEC, Z., 1981. *The adsorption of uranyl species by fine clays. Chem. Geol. 32, 4558.*
- BOWIE, S.H.U. & PLANT, J.A., 1983. *Natural radioactivity in the environment. In: Thornton, I. (Ed.), Applied Environmental Geochemistry. Academic Press, London, pp. 481 - 494.*
- BUSHEE, J. 1971. *A geochronological study of the alkaline massif of Poços de Caldas, Brazil. 1971.145 f. Tese(Ph.D). University of California, Berkeley.*
- CAMPOS NETO, M. C. A. 1991. *Porção Ocidental da Faixa Alto Rio Grande - Ensaio de Evolução Tectônica. 210 f. Tese de Doutorado (Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica), IG/USP. São Paulo.*
- CAVALCANTE, J. C.; CUNHA, H. C. da; CHIEREGATI, L. A.; KAEFFER, L. Q.; ROCHA, J. M. da; DAITX, E. C.; COUTINHO, M. G. da N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J. B. V.; ROSA, D. B.; RAMALHO, R. 1979. *Projeto Sapucaí. Estados de São Paulo e Minas Gerais. DNPM/CPRM, Brasília. 299p.*
- CENTRO DE PESQUISAS METEOROLÓGICAS E CLIMÁTICAS APLICADAS A AGRICULTURA. *Clima dos Municípios Paulistas. Disponível em: <<http://www.cpa.unicamp.br/outras-informacoes/clima-dos-municipios-paulistas.html>>.*
- Acesso em: jul. 2018
- CHRISTOFOLETTI, A. 1970. *Análise morfométrica das bacias hidrográficas do Planalto de Poços de Caldas (MG). 1970. 215f. Tese (livre-Docência) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro.*
- CODEMIG - COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO DE MINAS GERAIS. 2006. *Plano de Aproveitamento Econômico da Estância Hidromineral de Cambuquira.*
- CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil). 1999. *Projeto Circuito das Águas do Estado de Minas Gerais - Estudos Geoambientais das Fontes*

Hidrominerais de Águas de Contendas, Cambuquira, Caxambu, Lambari e São Lourenço. Belo Horizonte.

CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil). 2012. A indústria brasileira de água mineral. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/>.

DAEMON, R. F. & QUADROS, L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: SBG. Congresso Brasileiro de Geologia, 24, Brasília, Anais, p. 359-412.

DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA – DAEE. Sistema de Informações para o Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo. Disponível em: <http://www.sigrh.sp.gov.br/>. Acesso em: jul. 2018.

DICKSON, B.L. & HERCZEG, A.L., 1992. *Naturally-occurring radionuclides in acid-saline groundwaters around Lake Tyrrell, Victoria, Australia*. *Chem. Geol.* 96 (1 - 2), 95 - 114.

DNPM (Departamento Nacional de Produção Mineral). 1973. Boletim nº28. Perfil analítico do tório e terras raras. Rio de Janeiro, 72p.

EBERT, H. 1968. Ocorrências da fácies granulítica do Sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogenética: Hipóteses sobre a sua origem. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, n. 40, p. 215-229.

EISENBUD, M.; COWAN, G.A; DUGUID, J.O.; KRAUSKOPF, K. 1979. *Findings and recommendations concerning the thorium deposit of the Morro do Ferro*. New York, New York University Medical Center, 21p.

ELLERT, R. 1959. Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas. Boletim Geol FFCL USP. v. 237, p.5-64.

FACINCANI, E.M. 1995. Influência da Estrutura e Tectônica no desenvolvimento das boçorocas da região de São Pedro-SP: Proposta de reabilitação e aspectos jurídico-institucionais correlatos. 124f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro.

FERREIRA, I. L. 2005. Estudos Geomorfológicos em áreas amostrais da Bacia do Rio Araguari - MG: Uma abordagem da cartografia geomorfológica. 2005. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia.

- FETTER, A. H.; HACKSPACHER, P. C.; EBERT, H. D.; DANTAS, E. L.; COSTA, A. C. D. da. 2001. *New Sm/Nd and U/Pb geochronological constraints on the archean to neoproterozoic evolution of the Amparo basement complex of the central Ribeira Belt, southeastern Brasil. II South Amer. Symp. Isotope Geology., Extended Abstract* 125-128.
- FREEBORN, P. 1980. *Examination of thin sections from Morro do Ferro, Brazil. Pennsylvania State University.*
- FROEHLICH, K., 2008. *Determination of the ^{210}Po and ^{210}Pb activity concentration in groundwater. Technical Information. IAEA-International Atomic Energy Agency, Vienna*, p. 5.
- FRONDEL, C. 1956. *Mineralogy of thorium. U.S. Geol. Surv. Profess. Papers*, p.300-567.
- FUJIMORI, K. 1983. Migração de tório e outros elementos do Morro do Ferro. CNEN. Relatório de Pesquisa.
- GASCOYONE, M. 1992. *Uranium-series disequilibrium: Applications to Earth, Marine, and Environmental Sciences. Oxford: Claredon Press*, cap.2, p.34-62.
- GIBSON, W. M. 1961. *The Radiochemistry of Lead National Academy of Science, National Research Council.*
- GOLDSCHMIDT, V. M. 1954. *Geochemistry. Oxford: Claredon Press*, 730p.
- HARADA, K., BURNETT, W.C., LAROCK, P.A., COWART, J.B., 1989. *Polonium in Florida groundwater and its possible relationship to the sulfur cycle and bacteria. Geochim. Cosmochim. Acta* 53 (1), 143 - 150.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M. A. F. 1984. A Província Mantiqueira: Setor Central. In: F.F.M. de Almeida & H. Hasui (eds.). *O Precambriano do Brasil*, São Paulo, Edgard Blucher, 344 p.
- HASUI, Y.; PENALVA, F. E.; HENNIES, W. T. 1969. Geologia do Grupo São Roque. An do XXIII Congr. Bras. de Geol.,: 101-134. Salvador.
- IAEA (*International Atomic Energy Agency*), 1996. *International basic safety standards for protection against ionizing radiation and for the safety of radiation sources. Safety Series* 15, Vienna.
- IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. 2010. Dados Caxambu, Minas Gerais. Acessado em 2018.

INDI MG - INSTITUTO DE DESENVOLVIMENTO INTEGRADO DE MINAS GERAIS. Município de Caldas – Aspectos Geológicos. 2018. Disponível em: www.indi.mg.gov.br

IGA - INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS APLICADAS. 2000. Circuito das Águas, Estudos Geoambientais. Belo Horizonte.

ISSA FILHO, A. et al. 1984. Complexos Carbonatíticos do Brasil, CBMM, 44p.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). 1981. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. São Paulo. 1 mapa. Escala 1:250.000.

KING, L.C.1956. Geomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. Geog., 18(2):1-147.

LEI, W. 1984. *Thorium mobilization in a terrestrial environment*. 414f. Tese (Ph.D). New York University Medial Center, New York.

LIMA, A. L. C. 1996. Geocronologia de Hidrocarbonetos Policíclicos Aromáticos. Estudo de Caso: Baía de Guanabara. Rio de Janeiro. 106f. (Dissertação de Mestrado em Química), Pontifícia Universidade Católica, Departamento de Química Analítica, PUCRio.

LIMA, J. L. N., 2000. Hidroquímica pluvial na Bacia do Rio Corumbataí (SP) e relações com o uso do Pb-210 como geocronômetro. 260f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

MARQUES NETO, R. & ANDRADE, A. C. 2010. Expansão urbana e apropriação do relevo em São Lourenço (MG): A Bacia do Córrego Jardim. Caminhos da Geografia. v. 11, n.36, p. 331-347.

MATAMET, F.R.M., 2016. *Report of ²¹⁰Po and ²¹⁰Pb activity concentration data in bottom sediments from Poços de Caldas alkaline massif*. IGCE-UNESP Graduate Program of Geosciences and Enviornment, Rio Claro, 45 pp.

MOREIRA-NORDEMANN, L. M. 1977. *Etude de la vitesse d' alteration des roches au moyen de l uranium utilize comme traceus naturel. Application a deux bassins du Bresil* . 1977. 162f. Tese (Doutorado), Université Pierre et Marie Curie, Paris.

NIERI NETO, Artidoro. 1996. Determinação de ²¹⁰Pb e ²¹⁰Po em águas minerais radioativas. Dissertação de mestrado. Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares. São Paulo. 102p.

NUKLIDKARTE. 1981. Kernforschungszentrum Karlsruhe GmbH.

OLIVEIRA, A. G. 1974. Mineralização de urânio e molibdênio no Planalto de Poços de Caldas – MG. In: Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais*: Porto Alegre, SBG, v.1, p.207-221.

OLIVEIRA, M. A. F.; ZANARDO, A.; LAZARINI, A. P.; SILVA, A. H. M.; NARDY, A. J. R. 2004a. Caracterização petrográfica e geoquímica de rochas anfibolíticas e metamáficas associadas as faixas metamórficas Amparo e Itapira na região nordeste de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*. 34(3). P.393 – 400.

OLIVEIRA, I. W. B.; SACHS, L. L. B.; SILVA, V. A.; BATISTA, I. H. 2004b. Folha SE. 23-Belo Horizonte. In: C. Schobbenhaus, J.H., Gonçalves J.O.S., Santos M.B., Abram R., Leão Neto G.M.M. Matos, R.M. Vidotti, M.A.B. Ramos, J.D.A. Jesus (eds). Carta geológica do Brasil ao milionésimo: Sistema de Informações Geográficas – SIG e 46 folhas na escala 1: 1.000.000. Brasília, CPRM.

OMS (Organização Mundial de Saúde) - *WHO (World Health Organization)*, 2011. *Guidelines for drinking water quality*, 4th ed. WHO Press, Geneva.

PACIULLO, F. V. P. 1997. A Sequência Depositional Andrelândia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 245p.

PACIULLO F.V.P., RIBEIRO A., ANDREIS R.R. & TROUW R.A.J., 2000. *The Andrelândia basin, a neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília Belt, Brazil*. *Rev. Bras. Geoc.* 30:200-202

PERINOTTO, J.A.J.; ETCHEBEHERE M.L.C.; SIMÕES, L.S.A. & ZANARDO, A. 2008. Diques Clásticos na Formação Corumbataí (P) no Nordeste da Bacia do Paraná, SP: Análise sistemática e significações estratigráficas, sedimentológicas e tectônicas. *Geociências*. São Paulo, v. 27, n. 4.

PETERNEL, R.M.N. 2005. A zona de superposição entre as Faixas Brasília e Ribeira na região entre Caxambu e Pedralva, sul de Minas Gerais. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 250p.

PETERNEL, R.M.N., TROUW, R.A.J. & SCHMITT, R.S. 2005. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira no Sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* 35:297-310.

PERTLIK, F.; ROGER, J. J. N.; ADAMS, J. A.S. 1974. *Uranium*. In: *HandBook of Geochemistry* WEDWPOHL, K. H (ed.), Berlim: Springer Vela, p. 92.

POET, S.E.; MOORE & MARTELL, E.A. 1972. *Lead 210, bismuth 210, and polonium 210 in the atmosphere: accurate radio measurement and application to aerosol residence time determination. Journal of geophysical research*, Colorado, v.77, n. 33, p.6515-6527.

PREFEITURA MUNICIPAL DE CALDAS. 2018. Disponível em: www.caldas.mg.gov.br.

RIBEIRO A., ANDREIS R.R., TROUW R.A.J., PACIULLO F.V.P. & VALENÇA J.G. 1995. Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 25:235-248

ROCHA, M. B. B. 2006. Levantamento do meio físico do município de Araxá-MG, utilizando técnicas de geoprocessamento. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Federal de Uberlândia. Instituto de Geografia. 194p.

ROGERS, J.J.W. & ADAMS, J.A.S. *Thorium*. In: WEDEPOHL, K.H. (Ed.) *Handbook of Geochemistry*. New York: Springer-Verlag, 1969. v.4, cap. 90.

SABARIS, T.P.P., BONOTTO, D.M., 2010. *Sedimentation rates in Atibaia River basin, São Paulo State, Brazil, using ^{210}Pb as geochronometer*. *Appl. Radiat. Isot.* 69, 275-288.

SCHNEIDER, R. L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. Anais..., Porto Alegre: SBG, v.1, p. 41-65.

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*. *J. Geochem. Explor.* 45, 25-51.

SOARES, P.C., LANDIM. P.M.B., FULFARO, V.J. & NETO, A.F.S., 1980. Ensaio de caracterização estratigráfica do cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.10, n.3, pg 170-185.

SOKOLOV, S. V. 1983. *Geokhimiya*, 20(2) p.86 - 98.

SZALAY, A., 1964. *Cation exchange properties of humic acids and their importance in the geochemical enrichment of UO_2^{2+} and other cations*. *Geochim. Cosmochim. Acta* 28, 1605-1614.

SZIKSZAY, M. & TEISSEDER, J. M. 1978. Análise hidrogeoquímica preliminar das fontes da região de Águas de Lindóia. *Revista Brasileira de Geociências*. v.8. p 235-248.

TEIXEIRA, W. et al. 2003. *Decifrando a Terra*. Oficina de Textos.

TORRES, M. G. & GASPAR, J. C. 1995. Estudo Mineralógico dos veios de apatita e magnetita do Complexo Alcalino-Carbonatítico do Barreiro, Mineração Arafertil, Araxá-MG. V Congresso Brasileiro de Geoquímica e III Congresso de Geoquímica dos países de Língua Portuguesa. Niterói/RJ.

TROUW, R. A. J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; VALERIANO C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R. R. 2000. *The Central Segment of the Ribeira Belt*. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro 31st International Geological Congress*, p.287-310.

TROUW, C. C.; MEDEIROS, F. F. F.; TROUW, R. A. J. 2007. Evolução tectônica da Zona de Cisalhamento Caxambu, MG. *Revista Brasileira de Geociências*. 37 (4): 767-776.

ULBRICH, M.N.C. 1983. Aspectos mineralógicos e petrológicos de nefelina sienitos do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. 1983. 369f. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo.

VALERIANO, C. M. et al. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília, In: MANTESSO-NETO, V.; *Geologia do Continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio de Almeida*. São Paulo.

WERNICK, E. 1967. A geologia da região de Amparo (leste do Estado de São Paulo). F.F.C.L., Rio Claro, tese: 235 pp

ANEXO I – Dados Obtidos

Tabela A: Concentrações de atividade de ^{210}Po e ^{210}Pb em águas subterrâneas do sudeste brasileiro. Incertezas analíticas $\pm 5\text{-}10\%$ a 1σ desvio padrão.

Código da Amostra	Volume (L)	Δt_1 (dias)¹	^{210}Po medida (1) (mBq/L)	Volume (L)	Δt_2 (dias)¹	^{210}Po medida (2) (mBq/L)	^{210}Po (mBq/L)	^{210}Pb (mBq/L)	Razão de Atividade $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$
ALS	13.5	420	1.48	19.7	36	8.15	9.69	0.33	29.4
GIO	21.7	69	32.88	20.6	500	4.03	46.32	0.25	185.3
JUV	9.4	269	2.14	9.7	471	1.43	5.31	1.02	5.2
PLA	16.9	68	4.22	20.6	35	4.80	5.53	0.99	5.6
POL	16.6	61	1.20	20.5	35	1.23	1.28	0.98	1.3
VIT	23.1	190	4.95	10.8	37	10.15	12.13	0.42	28.9
BOI	17.7	39	5.46	5.3	454	27.25	0.09	30.38	0.003
PTA	24.0	90	1.12	20.0	35	1.40	1.62	0.24	6.8
VIL	20.7	62	13.54	10.8	400	6.52	16.67	4.93	3.4
PDE	25.7	69	2.73	19.2	266	5.60	0.84	7.31	0.1
SIL	20.4	67	2.06	11.6	432	5.82	0.28	6.54	0.04
FIL	13.5	76	2.94	9.0	429	1.08	3.98	0.70	5.7
BEL	14.5	76	3.78	11.0	184	5.06	2.36	6.85	0.3
SRE	13.2	76	1.98	10.8	39	1.25	0.32	5.57	0.06
COM	20.0	61	0.92	10.7	197	1.89	0.22	2.89	0.08
LIN	22.5	61	33.25	10.4	184	19.58	43.86	3.49	12.6
CUR	23.7	120	2.98	10.9	438	1.39	4.62	0.98	4.7
SJO	13.6	120	2.42	19.0	249	2.92	1.56	3.47	0.4
SCA	4.9	120	4.66	11.2	440	5.38	3.92	5.56	0.7
ITA	14.8	50	8.33	16.4	264	25.49	0.91	34.45	0.03
SLU	19.2	265	16.60	11.7	540	4.48	61.41	0.38	161.6
SAT	19.6	270	30.07	7.5	413	25.80	53.96	21.71	2.5
BRU	5.2	427	3.66	9.7	497	2.60	30.43	0.07	434.7
LAN	5.0	412	2.49	6.0	502	1.89	13.82	0.83	16.6
SAA	14.0	20	3.17	18.2	269	23.71	0.14	32.02	0.004
SBE	22.7	120	10.56	17.2	268	11.39	9.26	12.15	0.8
BIO	16.8	263	2.39	11.6	429	2.70	0.89	2.94	0.3

Código da Amostra	Volume (L)	Δt_1 (dias)¹	^{210}Po medida (1) (mBq/L)	Volume (L)	Δt_2 (dias)¹	^{210}Po medida (2) (mBq/L)	^{210}Po (mBq/L)	^{210}Pb (mBq/L)	Razão de Atividade $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$
JOR	19.5	251	7.74	6.4	523	2.75	24.58	1.03	23.9
ADB	19.2	60	20.92	19.5	400	3.97	28.18	0.18	156.6
CGO	12.2	90	6.80	18.0	252	3.10	10.59	0.14	75.6
SRC	14.6	54	4.47	18.0	274	3.82	4.77	3.50	1.4
SEI	6.2	258	3.74	6.4	453	3.46	4.92	3.29	1.5
BMU	10.0	111	3.23	10.6	350	1.17	5.42	0.28	19.4
LA1	20.1	90	22.66	17.8	267	9.67	35.23	0.54	65.2
LA2	20.5	167	4.59	10.0	472	4.94	4.00	5.04	0.8
LA3	17.2	274	20.54	9.5	447	20.10	22.77	19.78	1.2
LA4	9.4	273	7.65	5.1	469	5.17	19.22	3.68	5.2
LA5	15.5	90	3.57	8.7	288	7.21	0.28	9.36	0.03
LA6	20.4	168	5.14	17.5	273	6.24	1.59	7.83	0.2
SL7	22.3	173	2.60	15.0	28	3.58	3.86	1.68	2.3
SL5	19.6	140	1.99	15.2	28	1.01	0.67	3.30	0.2
SL6	20.4	173	3.58	15.8	28	1.27	0.60	5.75	0.1
SL3	19.6	173	5.76	14.6	78	4.20	2.23	8.32	0.3
SL4	18.8	146	3.65	16.2	78	4.95	7.10	0.44	16.1
SL1	14.8	155	3.16	1.0	90	3.57	4.41	2.09	2.1
SL10	16.4	154	5.32	16.0	28	2.32	1.36	8.74	0.2
SL9	17.5	260	2.27	15.8	78	4.75	6.73	0.60	11.2
ROR	24.2	156	12.70	6.5	470	3.14	26.96	0.63	42.8
REW	5.7	240	3.46	7.2	469	3.85	2.13	4.03	0.5
CAF	24.4	134	2.98	5.9	281	3.56	1.92	4.09	0.5
FEP	13.1	75	9.70	5.8	280	23.09	0.20	30.58	0.006
MAR	22.4	95	7.66	6.4	275	14.88	0.26	19.83	0.01
SLI	13.8	35	3.64	15.8	83	3.54	3.73	3.17	1.2
GFL	20.7	118	11.92	13.2	268	13.65	9.28	15.20	0.6
VEN	21.8	117	17.76	18.0	650	1.52	31.64	0.30	105.5
MAY	10.1	273	34.20	9.8	468	21.58	93.28	13.94	6.7

Código da Amostra	Volume (L)	Δt_1 (dias)¹	^{210}Po medida (1) (mBq/L)	Volume (L)	Δt_2 (dias)¹	^{210}Po medida (2) (mBq/L)	^{210}Po (mBq/L)	^{210}Pb (mBq/L)	Razão de Atividade $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$
EGU	23.4	140	29.29	18.2	286	42.52	3.40	54.83	0.06
VIO	10.1	282	36.45	10.3	470	20.10	119.52	9.62	12.4
DPE	21.7	155	41.32	20.5	266	46.18	27.96	52.73	0.5
BZA	8.0	259	111.46	7.3	470	40.15	401.49	2.06	194.9
DXE	12.8	121	11.65	19.6	281	16.32	4.60	20.13	0.2
LEO	12.8	155	14.92	9.1	273	10.34	26.95	4.64	5.8
ISA	20.6	272	17.90	11.2	470	17.09	21.63	16.61	1.3
QUI	13.6	39	6.20	4.6	1422	3.34	6.82	3.34	2.0
NOV	24.3	53	12.62	10.8	186	11.42	13.37	10.15	1.3
MAC	24.1	82	13.31	11.0	300	4.85	19.77	0.56	35.3
SIN	19.8	185	49.45	5.2	431	25.10	101.81	15.04	6.8
FRA	18.6	82	8.00	11.6	560	0.88	11.97	0.16	74.8
PEB	13.9	77	3.69	10.4	186	2.79	4.70	1.55	3.0
RIV	17.3	68	24.86	7.6	265	20.62	27.60	18.09	1.5
SMA	7.8	264	10.43	10.0	453	7.37	24.16	5.42	4.4
SJO	7.5	257	6.56	9.2	454	6.71	5.93	6.80	0.9
AMO	19.2	260	52.85	1.4	2776	7.04	175.13	7.04	24.9
DBJ	10.0	811	25.48	9.3	26	9.97	7.77	25.79	0.3
AJU	10.0	811	12.07	9.7	25	8.30	7.79	12.14	0.6

a: tempo decorrido entre a amostragem e a data de contagem média

Tabela B: Concentrações de atividade de ^{210}Pb em águas subterrâneas do sudeste brasileiro obtidas pelas das equações 18 e 19 e estimado pela equação 20.

Código da Amostra	Δt (dias) ^a	^{210}Po (mBq/L)	^{210}Pb (mBq/L) (eqs. 18 e 19)	^{210}Pb (mBq/L) (eq. 20)	Código da Amostra	Δt (dias) ^a	^{210}Po (mBq/L)	^{210}Pb (mBq/L) (eqs. 18 e 19)	^{210}Pb (mBq/L) (eq. 20)
ALS	420	1.48	0.33	1.69	SL7	173	2.60	1.68	4.49
GIO	500	4.03	0.25	4.39	SL5	140	1.99	3.30	3.95
JUV	471	1.43	1.02	1.58	SL6	173	3.58	5.75	6.18
VIT	190	4.95	0.42	8.07	SL3	173	5.76	8.32	9.95
BOI	454	27.25	30.38	30.39	SL4	146	3.65	0.44	7.04
VIL	400	6.52	4.93	7.54	SL1	155	3.16	2.09	5.86
PDE	266	5.60	7.31	7.61	SL10	154	5.32	8.74	9.91
SIL	432	5.82	6.54	6.58	SL9	260	2.27	0.60	3.12
FIL	429	1.08	0.70	1.22	ROR	470	3.14	0.63	3.47
BEL	184	5.06	6.85	8.41	REW	469	3.85	4.03	4.26
COM	197	1.89	2.89	3.02	CAF	281	3.56	4.09	4.72
LIN	184	19.58	3.49	32.55	FEP	280	23.09	30.58	30.65
CUR	438	1.39	0.98	1.56	MAR	275	14.88	19.83	19.92
SJO	249	2.92	3.47	4.10	GFL	268	13.65	15.20	18.49
SCA	440	5.38	5.56	6.05	VEN	650	1.52	0.30	1.58
ITA	264	25.49	34.45	34.78	MAY	468	21.58	13.94	23.88
SLU	540	4.48	0.38	4.80	EGU	286	42.52	54.83	55.90
SAT	413	25.80	21.71	29.55	VIO	470	20.10	9.62	22.22
BRU	497	2.60	0.07	2.84	DPE	266	46.18	52.73	62.78
LAN	502	1.89	0.83	2.06	BZA	470	40.15	2.06	44.38
SAA	269	23.71	32.02	32.06	DXE	281	16.32	20.13	21.63
SBE	268	11.39	12.15	15.43	LEO	273	10.34	4.64	13.89
BIO	429	2.70	2.94	3.06	ISA	470	17.09	16.61	18.89
JOR	523	2.75	1.03	2.97	QUI	1422	3.34	3.34	3.34
ADB	400	3.97	0.18	4.59	NOV	186	11.42	10.15	18.86
CGO	252	3.10	0.14	4.33	MAC	300	4.85	0.56	6.24
SRC	274	3.82	3.50	5.12	SIN	431	25.10	15.04	28.39
SEI	453	3.46	3.29	3.86	FRA	560	0.88	0.16	0.94
BMU	350	1.17	0.28	1.42	PEB	186	2.79	1.55	4.61
LA1	267	9.67	0.54	13.12	RIV	265	20.62	18.09	28.08
LA2	472	4.94	5.04	5.46	SMA	453	7.37	5.42	8.22

Código da Amostra	Δt (dias)^a	²¹⁰Po (mBq/L)	²¹⁰Pb (mBq/L) (eqs. 18 e 19)	²¹⁰Pb (mBq/L) (eq. 20)	Código da Amostra	Δt (dias)^a	²¹⁰Po (mBq/L)	²¹⁰Pb (mBq/L) (eqs. 18 e 19)	²¹⁰Pb (mBq/L) (eq. 20)
LA3	447	20.10	19.78	22.51	SJO	454	6.71	6.80	7.48
LA4	469	5.17	3.68	5.72	AMO	2776	7.04	7.04	7.04
LA5	288	7.21	9.36	9.45	DBJ	811	25.48	25.9	25.93
LA6	273	6.24	7.83	8.38	AJU	811	12.07	12.14	12.28

a: tempo decorrido entre a amostragem e a data de contagem.