

UNIVERSIDADE FEDERAL DOS VALES DO JEQUITINHONHA E MUCURI

Programa de Pós-Graduação em Tecnologia, Ambiente e Sociedade

André Froede Silva

**AVALIAÇÃO DO POTENCIAL GEOTÉRMICO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO
RIO JEQUITINHONHA**

Teófilo Otoni

2021

André Froede Silva

**AVALIAÇÃO DO POTENCIAL GEOTÉRMICO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO
RIO JEQUITINHONHA**

Dissertação apresentada ao programa de Pós-Graduação em Tecnologia, Ambiente e Sociedade da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, como requisito para obtenção do título de Mestre.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Henrique Alexandrino
Coorientador: Prof. Dr. Carlos Alberto Mirez Tarrillo

Teófilo Otoni

2021

Ficha Catalográfica
Preparada pelo Serviço de Biblioteca/UFVJM
Bibliotecário responsável: Gilson Rodrigues Horta – CRB6 nº 3104

S586e Froede, André Silva.
Avaliação do potencial geotérmico da bacia hidrográfica do rio Jequitinhonha.
/ André Froede Silva. Teófilo Otoni, 2021.
77 p. ; il.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri. Programa de Pós-graduação em Tecnologia, Ambiente e Sociedade, 2021.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Henrique Alexandrino.
Coorientador: Prof. Dr. Carlos Alberto Mirez Tarrillo.

1. Geotermia. 2. Geofísica. 3. Bacia hidrográfica do rio Jequitinhonha.
4. Recursos geotermiais. 5. Cráton São Francisco. I. Título.

CDD: 551



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DOS VALES DO JEQUITINHONHA E MUCURI

ANDRÉ FROEDE SILVA

AVALIAÇÃO DO POTENCIAL GEOTÉRMICO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JEQUITINHONHA

Dissertação apresentada ao programa de Pós-Graduação em **Tecnologia, Ambiente e Sociedade** da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, como requisito parcial para para obtenção do título de Mestre em **Tecnologia, Ambiente e Sociedade**.

Orientador: Prof. Dr. **Carlos Henrique Alexandrino**

Coorientador: Prof. Dr. **Carlos Alberto Mirez Tarrillo**

Data de aprovação 22/02/2021.

Orientador: Prof. Dr. **Carlos Henrique Alexandrino**

Coorientador: Prof. Dr. **Carlos Alberto Mirez Tarrillo**

Data de aprovação 22/02/2021.

Prof. Dr. **Caio Mario Leal Ferraz** (UFVJM)

Prof. Dr. **Daniel Moraes Santos** (UFVJM)

Prof. Dr. **Jorge Luiz dos Santos Gomes** (UFVJM)

Prof. Dr. **Geraldo Moreira da Rocha Filho** (UFVJM)

Profa. Dra. **Suze Nei Pereira Guimarães** (ON)

Profa. Dra. **Taynara Dangelo** (UFOP)



Documento assinado eletronicamente por **Jorge Luiz dos Santos Gomes, Servidor**, em 29/05/2021, às 15:02, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Carlos Henrique Alexandrino, Servidor**, em 29/05/2021, às 15:07, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Carlos Alberto Mirez Tarrillo, Servidor**, em 29/05/2021, às 15:40, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Caio Mário Leal Ferraz, Servidor**, em 29/05/2021, às 18:33, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Geraldo Moreira da Rocha Filho, Servidor**, em 30/05/2021, às 18:29, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Daniel Moraes Santos, Servidor**, em 08/06/2021, às 19:28, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Taynara D'Angelo, Usuário Externo**, em 11/06/2021, às 19:12, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **SUZE NEI PEREIRA GUIMARAES, Usuário Externo**, em 16/07/2021, às 11:53, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.ufvjm.edu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0367292** e o código CRC **B196C148**.

RESUMO

Resultados desse estudo admitiram análises geotermiais da Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha, presente no Estado de Minas Gerais e Bahia. Dados disponíveis de 182 perfis poços, permitiram avaliar, através da aplicação métodos geotermiais, o potencial geotérmico no local. Reavaliações de estudos prévios e aquisição de dados complementares possibilitaram avanços no estudo regional térmico da região, cujos limites estão em área de domínio do Orógeno Araçuaí, do Cráton São Francisco. Foram observadas variações de 8 a 40 °C/km de gradiente térmico regional e valores de fluxo geotérmico variando entre 25 e 115 mW/m². Anomalias elevadas foram verificadas nas regiões centro-norte e noroeste da Bacia, com fluxos geotérmicos variando entre 70-115 mW/m², valores superiores à média global. Ao analisar as temperaturas em profundidades de 1 km a 5 km verificou-se que as principais zonas anômalas estão coincidentes com as anomalias de fluxo geotérmico e gradiente geotérmico, chegando até a 195°C em 5 km. Essas regiões são as mais propícias para realização de estudos mais aprofundados, a fim de avaliar a viabilidade do aproveitamento dos recursos geotérmicos para geração de energia na localidade.

Palavras chave: Geotermia, Geofísica, Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha, Cráton São Francisco, Orógeno Araçuaí, Recursos Geotermiais.

ABSTRACT

Results of this study admitted geothermal analyses of the Jequitinhonha River Basin, present in the State of Minas Gerais and Bahia. Available data from 182 well profiles, allowed to evaluate, through the application of geothermal methods, the geothermal potential on site. Reassessments of previous studies and acquisition of complementary data allowed advances in the regional thermal study of the region, whose limits are in the domain area of the Araçuaí Orógeno, of the São Francisco Craton. Variations of 8 to 40 °C/km of regional thermal gradient and geothermal flow values ranging between 25 and 115 mW/m² were observed. High anomalies were observed in the North-Central and Northwest regions of the basin, with geothermal flows ranging between 70-115 mW/m², values higher than the global average. When analyzing temperatures at depths from 1 km to 5 km it was found that the main anomalous zones are coincident with geothermal flow anomalies and geothermal gradient, reaching up to 195°C in 5 km. These regions are the most suitable for further studies to evaluate the feasibility of using geothermal resources for energy generation in the locality.

Keywords: Geothermal, Geophysics, Jequitinhonha Basin, Cráton São Francisco, Araçuaí Orogen, Geothermal Resources.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Distribuição do Fluxo Geotérmico do Estado de Minas Gerais	5
Figura 2 – Representação esquemática de um sistema geotérmico ideal	6
Figura 3 – Mapa de localização da Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha.....	8
Figura 4 – Províncias estruturais do Escudo Atlântico sobre o modelo digital do terreno	11
Figura 5 - Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira: o segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. As cores roxo e laranja indicam os terrenos que alojam os arcos magmáticos neoproterozóicos	12
Figura 6 - Mapa geológico do Orógeno Araçuaí e seção AB nele indicada. A região enfocada por esta dissertação (retângulo azul tracejado)	13
Figura 7 - Modelo esquemático ilustrando os principais eventos tectônicos registrados nos Vales do Jequitinhonha e Mucuri.....	16
Figura 8 – Mapa geológico simplificado da Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha.....	17
Figura 9 – Distribuição espacial dos pontos em onde os dados foram estimados pelo método convencional	28
Figura 10 – Distribuição espacial dos pontos em que utilizou-se o método CBT	30
Figura 11 – Distribuição espacial dos pontos em que utilizou-se o método GCL.....	33
Figura 12 – Distribuição espacial dos perfis classificados e o método utilizado.....	43
Figura 13 – Dados por tipo de método.....	44
Figura 14 – Mapa de Gradiente Geotérmico da Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha	45
Figura 15 – Mapa de Distribuição da Condutividade Térmica na Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha	46
Figura 16 – Mapa de Fluxo de Calor na Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha.....	47
Figura 17 – Mapa da Geologia Regional contrastando com anomalias de Fluxo de Calor de valores acima de 55 mW/m ²	49
Figura 18 – Mapa da Temperatura Crustal em 1 km	49
Figura 19 – Mapa da Temperatura Crustal em 2 km	51
Figura 20 – Mapa da Temperatura Crustal em 3 km	52
Figura 21 – Mapa da Temperatura Crustal em 4 km	53
Figura 22 – Mapa da Temperatura Crustal em 5 km	54
Figura 23 – Mapa 3D da Temperatura Crustal de 1 a 5 km.....	55
Figura C1 – Perfil construtivo do Poço.....	80

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 – Demanda e Geração de Eletricidade em Minas Gerais – Cenário de Referência	28
Tabela 1.2 – Classificação de recursos geotérmicos segundo (a) Muffler e Cataldi (1978); (b) Hochstein (1990); (c) Benderitter e Cormy (1990)	28
Tabela 4.1 – Valores de gradientes geotérmicos calculados pelo método CVL.	28
Tabela 4.2 – Valores de gradientes geotérmicos calculados pelo método CBT.....	30
Tabela 4.3 – Valores de gradientes geotérmicos calculados pelo método CBT.....	30
Tabela 4.4 – Valores de gradientes geotérmicos calculados pelo método GCL.	34
Tabela 4.5 - Valores de condutividade térmica por litotipo.	38
Tabela A1 – Base de dados geotérmicos adquiridos.	67
Tabela B1 – Valor da Condutividade Térmica x Tipo Litológico.....	72
Tabela C1 – Descrição Litológica	81
Tabela C2 – Condutividade térmica x Litologia de cada camada	82

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	4
2 OBJETIVO	7
2.1 Objetivo geral.....	8
2.2 Objetivos específicos.....	8
3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	8
3.1 Área de Estudo.....	8
3.2 Geologia	9
4 METODOLOGIA.....	25
4.1 Base de Dados - Medidas de Temperatura em Subsuperfície	25
4.2 Gradiente Geotérmico.....	25
4.2.1 Método Convencional (CVL) ou Incremental Temperature Logger (ITL).....	26
4.2.2 Método de temperatura estável de fundo de poço ou Conventional Bottom Hole (CBT)	29
4.2.3 Método Geoquímico (Método GCL).....	31
4.3 Condutividade Térmica	37
4.4 Fluxo Geotérmico	38
4.4.1 Método CVL.....	38
4.4.2 Método CBT.....	39
4.4.3 Método GCL.....	40
4.5 Campo Termal da Região	40
4.5.1 Modelo de Campo Termal sem Geração de Calor Radiogênico	41
5 RESULTADOS	43
5.1 Gradiente Geotérmico.....	44
5.2 Condutividade Térmica	45
5.3 Fluxo Geotérmico	46
5.4 Campo Termal da Região	49
6 CONCLUSÃO.....	56
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	58

1 INTRODUÇÃO

Em 2007, um estudo realizado por uma equipe conjunta do Programa de Planejamento Energético da COPPE/UFRJ e do Centro de Excelência em Recursos Naturais e Energia da Universidade Federal de Itajubá (UNIFEI) sinalizaram que o do Estado de Minas Gerais perderá a condição de auto-suficiente na geração elétrica, em razão do esgotamento de seus recursos hídricos. Por conseguinte, Minas Gerais passará de sua qualidade histórica de exportador para importador de energia elétrica, a partir da segunda década do século XXI.

Apresenta-se na tabela (1.1) a previsão da demanda versus capacidade de geração para os próximos anos, já em 2030 observar-se que o Estado precisará importar aproximadamente 17% de energia elétrica. Frente a isso, torna-se imperativo a realização de pesquisas por novas fontes de energia.

Tabela 1.1 – Demanda e Geração de Eletricidade em Minas Gerais - Cenário de Referência

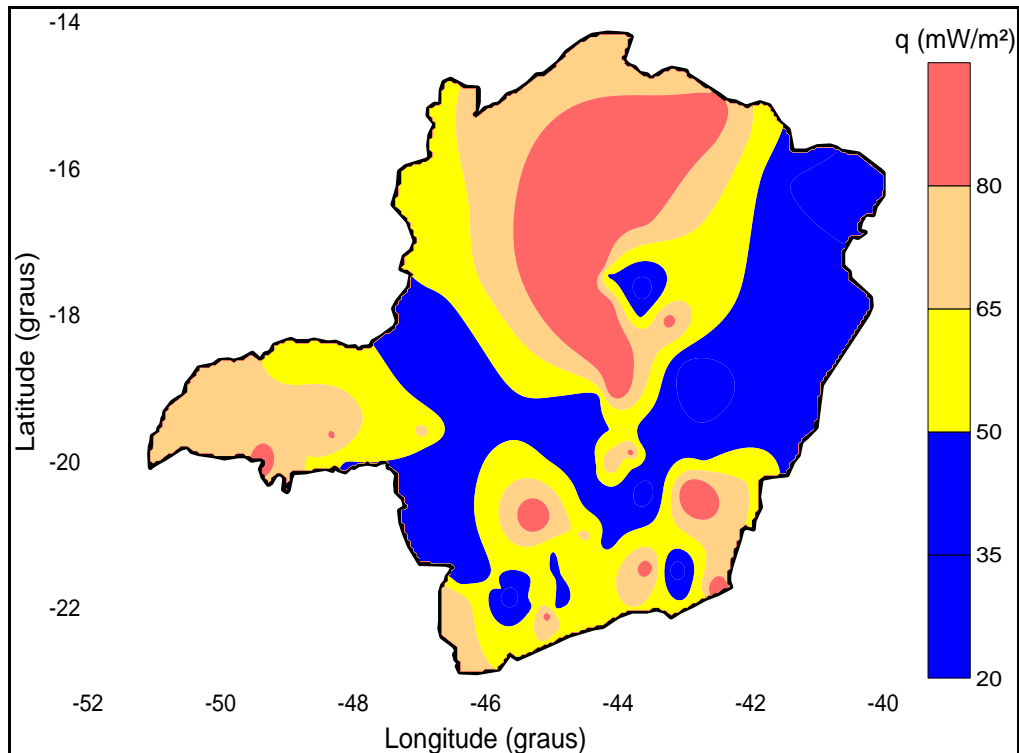
Situação	2010-2015	2015-2020	2020-2025	2025-2030
Demanda – Crescimento médio anual	3,8%	4,1%	4,3%	4,5%
Geração em MG - Crescimento médio anual	3,8%	4,1%	4,0%	0,7%
Dependência – Importação líquida de energia	---	---	5,8%	17,1%

Fonte: UFRJ (COPPE) / UNIFEI

Apesar da atual conjuntura econômica brasileira, onde provavelmente esse cenário possa passar por alterações, quanto houver a retomada da economia, faltará energia no estado de Minas Gerais. Dentre as diversas opções de energia como, por exemplo: eólica, biomassa, solar fotovoltaica e termoelétrica, ondas, nuclear, entre outras, a geotérmica pode ser uma outra alternativa para Minas Gerais. Trabalhos recentes (Guimarães et.al, 2020; Vieira, 2015; Alexandrino e Hamza, 2008), apontam que a região centro-norte e nordeste do estado, se destacam por apresentarem valores de fluxo geotérmicos maiores que 80 mW/m^2 . Essa característica propicia condições excepcionais para utilizar a energia geotérmica. A figura (1)

apresenta a distribuição do fluxo geotérmico de Minas Gerais, estimada por Alexandrino (2008).

Figura 1 – Distribuição do Fluxo Geotérmico do Estado de Minas Gerais



Fonte: Alexandrino, 2008.

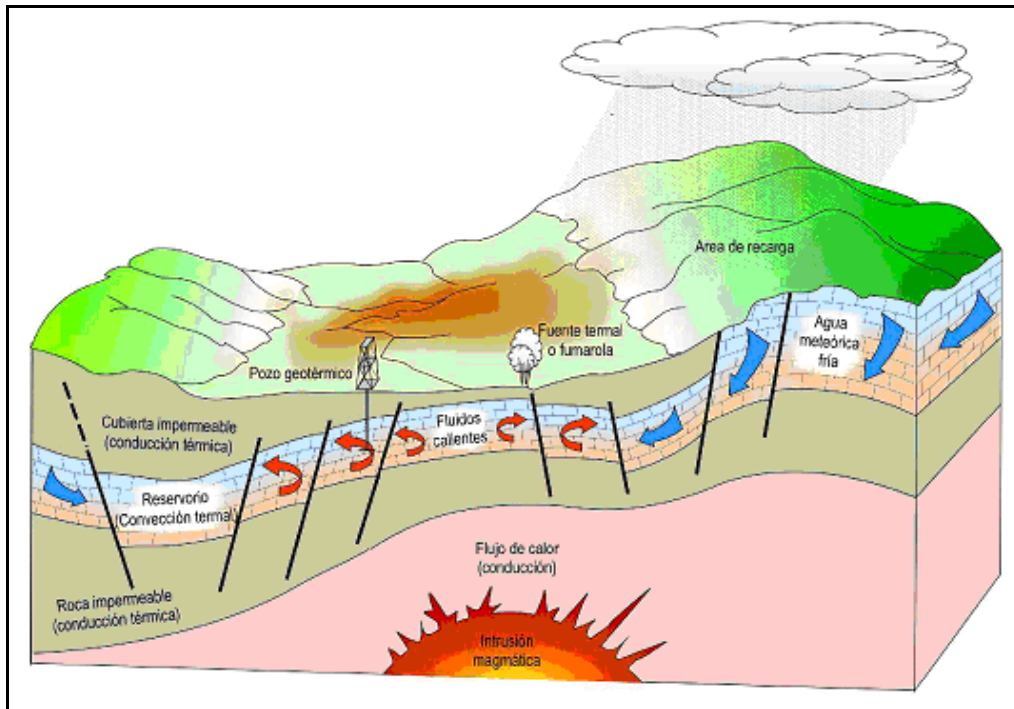
A utilização de energia geotérmica (tanto para a produção de eletricidade quanto para o fornecimento de calor) parece atraente considerando o seu potencial: 1% da energia térmica contida em uma camada superficial de 10 km da terra corresponde a 500 vezes todas as reservas de óleo e gás do planeta (Moreira, 2003).

Os sistemas geotérmicos podem tanto ser encontrados em regiões, com gradiente geotérmico normal ou anômalo. No primeiro caso, os sistemas se caracterizam por temperaturas, em torno de 100°C, a profundidades economicamente alcançáveis (1-3 km); no segundo caso as temperaturas podem cobrir um amplo range, de 100 a 400°C.

Pode-se descrever um sistema geotérmico como a circulação de água na crosta superior da Terra que recebe calor de uma fonte térmica em profundidade e retorna a superfície livre (Hochstein, 1990).

Um sistema geotérmico é constituído por três elementos principais: uma fonte de calor, um reservatório e um fluido, no qual o meio transfere calor. O reservatório é um volume de rochas quentes permeáveis na qual os fluidos circulantes extraem calor. A Figura 2 é uma representação simplificada de um sistema geotérmico ideal.

Figura 2 - Representação esquemática de um sistema geotérmico ideal



Fonte: Adaptado de Muffler e Cataldi, 1978

Recursos geotérmicos são classificados com base no esquema proposto por Mckelvey (1968). Esse esquema considera a relação entre o grau de segurança geológica e a viabilidade econômica. Denomina-se de recurso acessível base a quantidade de calor que pode ser economicamente e legalmente explorada em um determinado tempo futuro (menos de 100 anos). Outra forma de classificar recursos geotérmicos é utilizar a entalpia dos fluidos geotérmicos que escoam de regiões profundas até à superfície. A entalpia pode ser considerada, como sendo proporcional à temperatura.

Os principais benefícios da Energia Geotérmica resultam de se tratar de uma energia não poluente comparada com as energias que utilizam combustíveis fósseis, reduzindo as emissões as emissões de gases de estufa. Além disso, as centrais geotérmicas operam continuamente, sem estarem sujeitas a condições meteorológicas, ao contrário das centrais eólicas e hídricas que são dependentes da volatilidade do recurso.

Outras importantes vantagens da energia geotérmica são:

- ✓ Possui um menor custo em relação aos combustíveis fósseis;
- ✓ A emissão de gases poluentes causadores do efeito estufa (CO_2 e SO_2) é praticamente nula;
- ✓ Produz energia independente da quantidade de chuvas, níveis de rios, etc;

- ✓ As centrais de energia geotérmica não ocupam muito espaço, e por isso, eles tendem a ter menos impacto sobre o ambiente circundante.
- ✓ Estimula os negócios regionais;
- ✓ Pode abastecer comunidades isoladas;
- ✓ A sua escala de exploração que pode ser ajustada conforme as necessidades.
- ✓ Baixo custo de operação, devido ao baixo custo do combustível;
- ✓ Geração de empregos;
- ✓ Embora possa exigir um pouco de energia para acionar a bomba, pode-se aproveitar a energia que já está sendo produzido para realizar essa tarefa;
- ✓ A maior vantagem para a produção de energia geotérmica é que a terra fornece grandes quantidades da energia térmica natural; e
- ✓ A injeção de fluidos geotérmicos de volta à terra pode ajudar a manter os níveis de fluido do reservatório.

Assim como qualquer recurso, para ser explorado, é necessária uma pesquisa de prospecção prévia, apontando as principais zonas de interesse. Desse modo, justifica-se o investimento para quantificar e estimar áreas potenciais onde os recursos geotérmicos estão disponíveis, especificamente na Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha, região que abrange uma parte da zona de interesse do trabalho de Alexandrino (2008).

2 OBJETIVO

Alexandrino (2008) utilizou uma baixa densidade de dados na identificação da anomalia geotérmica na região norte e nordeste de Minas Gerais, porém com a nova metodologia proposta por Alexandrino e Hamza, (2018), para estimar a temperatura de reservatórios geotermiais de forma indireta, permitiu ampliar consideravelmente a quantidade de dados de temperatura, por conseguinte, novas análises, em escala de maior detalhe, propiciarão melhorarmos o conhecimento do campo térmico da região.

A A região da Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha em virtude dos dados obtidos por Alexandrino (2008), apresenta-se como uma área interessante para realizar esse estudo de detalhe. A área apresenta uma geologia única dentro de dois diferentes domínios geotectônicos, o Orógeno Araçuaí e o Cráton São Francisco, tal que é possível verificar as diferenças entre as anomalias geotérmicas relacionadas às rochas inseridas nestes dois domínios. Esse conhecimento colocará a disposição uma fonte de energia segura, não poluente e de baixo custo para a população do Vale do Jequitinhonha, com isso espera-se que

a região possa atrair investimentos que possam minimizar seus problemas socioeconômicos e melhorar sua precária infraestrutura.

2.1 Objetivo geral

O presente estudo tem como objetivo geral estimar o fluxo de calor e o gradiente geotérmico na região da Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha.

2.2 Objetivos específicos

- Localizar anomalias geotérmicas de interesse econômico;
- Mapear o fluxo de calor e do gradiente geotérmico;
- Gerar uma base de dados geofísicos que possa ser utilizado em trabalhos futuros;
- Analisar as intercessões entre o fluxo de calor geotérmico e as unidades geológicas da área de estudo.

3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 Área de Estudo

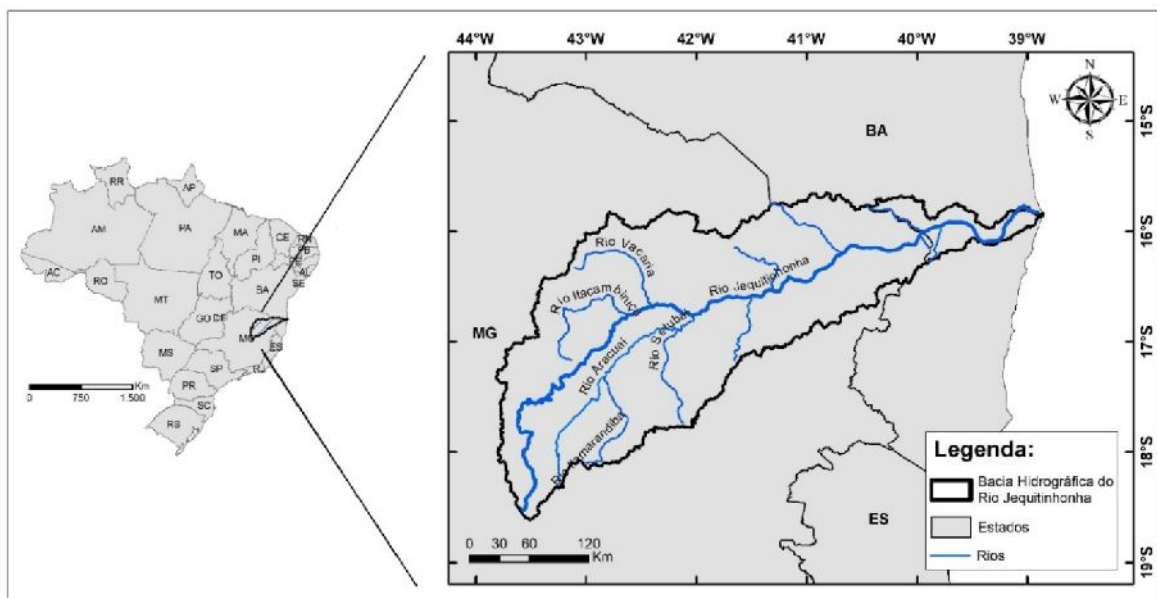
A bacia hidrográfica do rio Jequitinhonha (BHRJ) inicia-se em Minas Gerais e estende-se até o estado da Bahia, onde o rio deságua no oceano. De acordo com o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) esta bacia abrange grande parte do nordeste do Estado de Minas Gerais e pequeno setor do sudeste da Bahia, passando por um total de 80 municípios. Está compreendida entre os paralelos 16° e 18°S e os meridianos 39° e 44°W, totalizando uma área de 70.315 km² (figura 5). Desta área total, 66.319 km² situam-se em Minas Gerais, enquanto 3.996 km² pertencem à Bahia. A BHRJ envolve 11,3% da área de Minas Gerais e apenas 0,8% da Bahia, equivalendo a 6,1% da área combinada dos dois estados (Gonçalves, 1997).

O rio que dá nome a bacia nasce nas serras do Espinhaço, ao sul da cidade de Diamantina (MG), no sopé do Morro Redondo, a uma altitude de cerca de 1.200m. Durante seu percurso de 920 km o rio Jequitinhonha atravessa litologias do Supergrupo Espinhaço (nas quais posicionam-se suas nascentes), do Grupo Macaúbas e do substrato cristalino; no baixo curso, adapta-se a sedimentos terciário-quaternários antes de desembocar no Oceano

Atlântico numa estrutura deltaica de construção recente. Ao norte, a bacia encontra-se com a bacia do rio Pardo; a sul, limita-se com a bacia do rio Doce; já a sudeste, situam-se divisores do Mucuri e algumas bacias menores; a oeste, o maciço do Espinhaço é divisor da bacia do rio São Francisco; e a leste, situa-se o Oceano Atlântico. Os principais afluentes do rio Jequitinhonha são: os rios Itacambirucu, Salinas e São Pedro pela margem esquerda, e Araçuaí, Piauí e São Miguel, pela margem direita (Gonçalves, 1997).

A Figura 3 mostra a região que em que se encontra a BHRJ é conhecida por ser uma das mais carentes do Brasil, com Incides de Desenvolvimento Humano (IDH) baixos, e um histórico de graves problemas de infraestrutura e socioeconômicos (Gonçalves, 1997).

Figura 3 – Mapa de localização da Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.2 Geologia

Para compreender a evolução geológica da área de estudo, é preciso trazer a luz alguns conceitos importantes:

- Província Estrutural
- Cráton; e
- Orógeno

O conceito de província estrutural, segundo a classificação de Almeida *et al* (1977), o termo “província” refere-se em sua definição a largas regiões geológicas naturais que denotam feições estratigráficas magmáticas, tectônicas e metamórficas próprias, características daquela área. Sendo delimitada de acordo com a sua geologia e estruturas

contidas ali (falhas, fronte metamórficas, zonas de antepaís, limites erosionais de áreas sedimentares) ou de limites arbitrários (em estágio de conhecimento ou ainda não totalmente definidos).

Segundo Neves (1995), por definição, crátons são regiões estáveis, com substrato pré-cambriano (escudos e plataformas). Um cráton é, então, uma região que permanece rígida e tectonicamente estável em relação à deformação compressiva focada fora dela, num determinado período. A deformação compressiva, promovida pela convergência de placas, focaliza-se no orógeno. Neste sentido, a Plataforma Sul-Americana funciona como cráton para o Orógeno Andino, assim como os paleocontinentes Índia e Proto-Ásia tornaram-se crátons para o Orógeno Himalaiano.

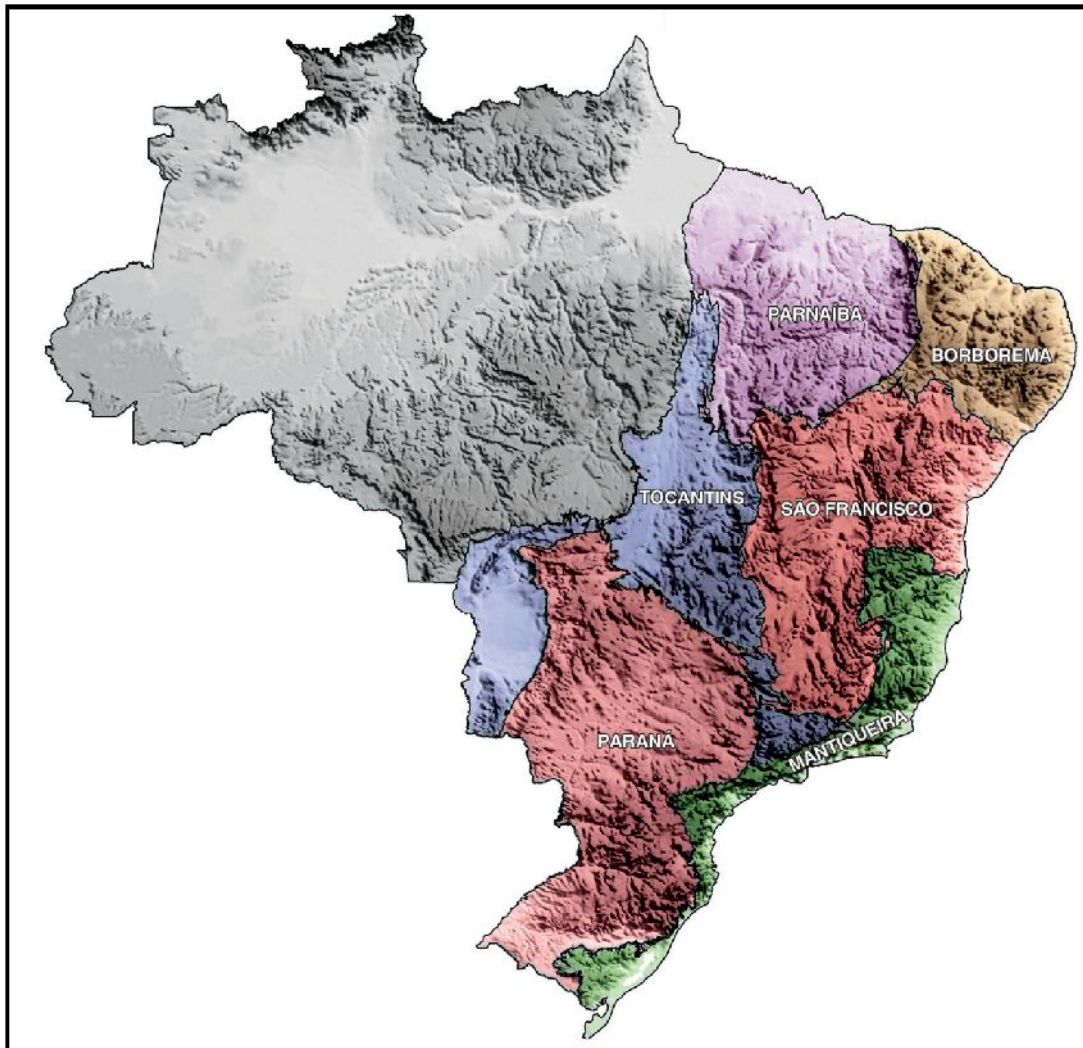
O orógeno, no sentido geotectônico, significa um produto da interação convergente de placas litosféricas. Tal produto pode se materializar em arco-de-ilhas (i.e., arco magmático intra-oceânico do tipo Japão e Indonésia), ou na forma de arcos magmáticos de margem continental ativa (do tipo andino), ou também como uma cadeia de montanhas intracontinental (Neves, 1995).

3.3.1 Contexto Geológico da Área de Estudo

O segmento crustal em análise tem sua maior parte inserida na província Mantiqueira e, uma pequena parte dentro dos da Província São Francisco (Figura 4).

A chamada Província Mantiqueira, tal como definida por Almeida et al. (1977, 1981), consiste em uma entidade geotectônica instalada a leste dos crátons São Francisco e Rio de La Plata/Paraná, ao final do Neoproterozóico e início do Paleozóico (Figura 4). Tal província se estende por cerca de 3.000 km com orientação NNE–SSW ao longo da costa atlântica, de Montevidéu (Uruguai) ao sul do Estado da Bahia. Faz limite com as províncias Tocantins, São Francisco e Paraná, e é bordejada, à leste, pela margem continental e pelas bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas

Figura 4—Províncias estruturais do Escudo Atlântico sobre o modelo digital do terreno.



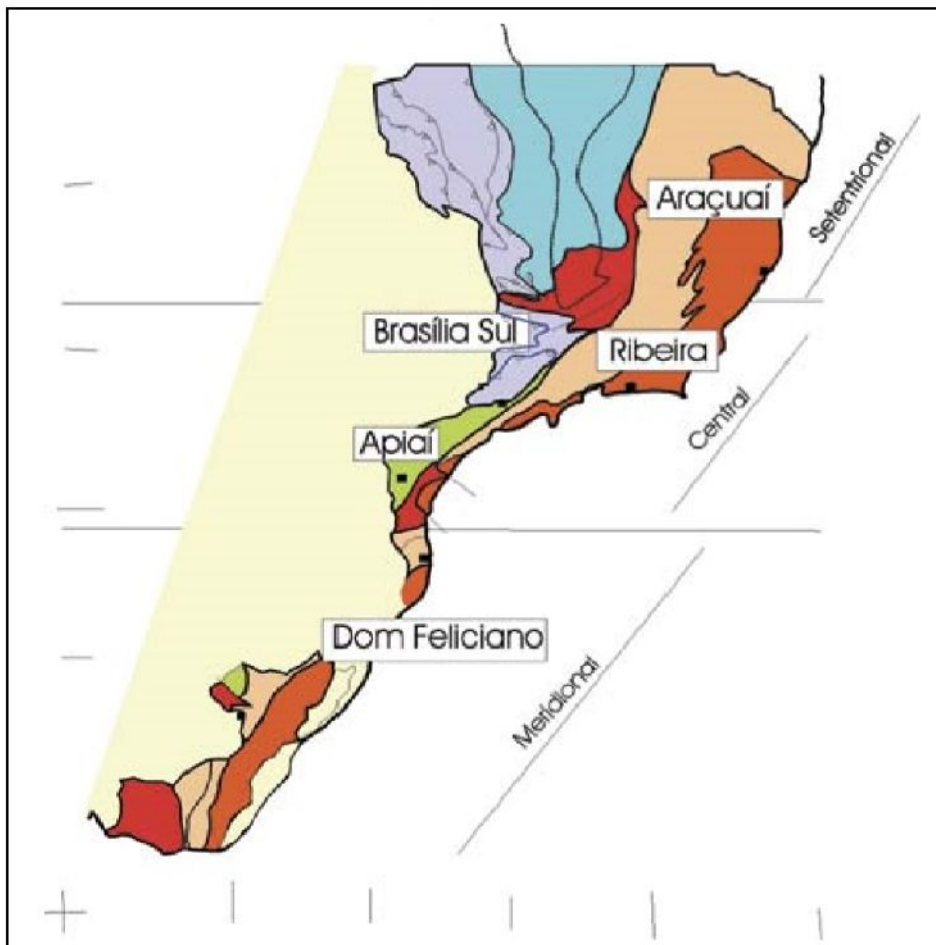
Fonte: Modificado de Almeida et. al, 1977, 1981; Smith e Sandwell, 1997.

A província Mantiqueira possui registros de uma longa e complexa evolução de idade Neoproterozóica (900 a 520 M.a.) preservando ainda remanescentes de unidades tectônicas arqueanas, paleoproterozoicas e mesoproterozoicas. Juntamente à extremidade meridional da Província Tocantins, constitui o arcabouço pré-cambriano do sudeste brasileiro desenvolvido sob a ótica do “Ciclo Brasileiro” de Almeida (1967).

A Orogênese Brasileira é o termo utilizado para designar o amplo período orogénico neoproterozóico-cambriano, diacrônico, que engloba o conjunto de colagens responsável pela estruturação do embasamento da Plataforma Sul-Americana (Brito-Neves et al., 1999). Na província Mantiqueira, a Orogênese Brasileira, ocorre em processos estritamente acrescionários, como a edificação do arco-de-ilhas São Gabriel no Rio Grande do Sul, colisões continente-continente, a exemplo da estruturação principal do Orógeno Ribeira e

sua Zona de Interferência com o Orógeno Brasília, e se encerra com o colapso extensional de partes dos orógenos, a exemplo do Orógeno Araçuaí, de modo geral, o Sistema Orogênico Mantiqueira é constituído pelos orógenos Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel, e pela zona de interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira, como apresenta a Figura 5.

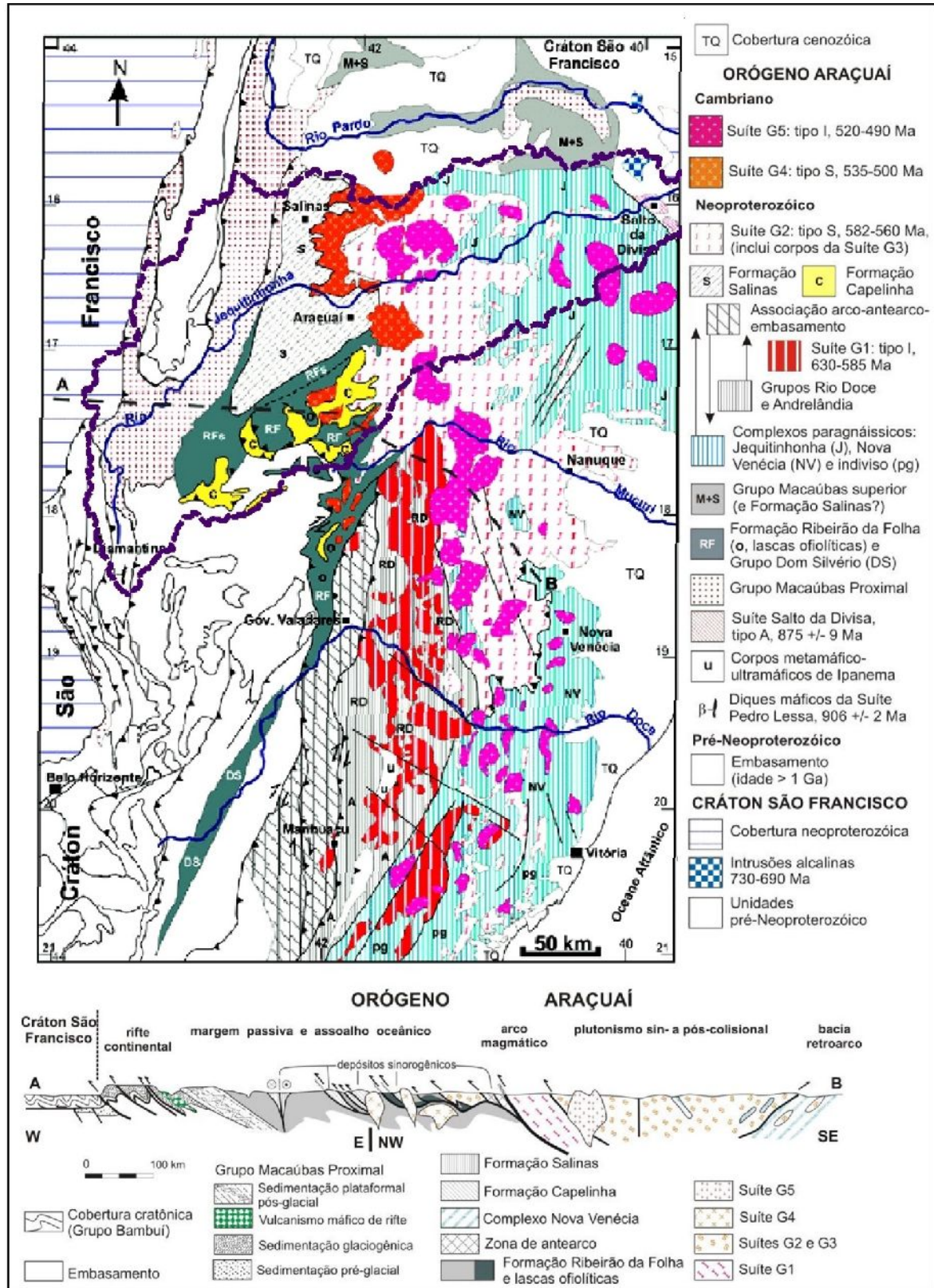
Figura 5 - Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira: o segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. As cores roxo e laranja indicam os terrenos que alojam os arcos magmáticos neoproterozóicos



Fonte: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2013.

Dos Orógenos contidos no Sistema Orogênico Mantiqueira, o que mais interessa a este trabalho é o Orógeno Araçuaí, cuja área engloba a maior parte da região de estudo, como é possível verificar na Figura 6, em que a região de estudo está destacada pelas bordas tracejadas. Além do Orógeno, existe uma pequena porção em que estão rochas associadas ao Cráton São Francisco, mais precisamente nas regiões próximas ao município de Diamantina.

Figura 6 - Mapa geológico do Orógeno Araçuai e seção AB nele indicada. A região enfocada por esta dissertação (retângulo azul tracejado)



Fonte: Modificado de Pedrosa-Soares et al. 2007.

As reconstruções paleogeográficas os cráton São Francisco demonstram que o mesmo encontrava-se parcialmente conectado ao cráton Congo em desde o Riaciano (~2.0 Ga) até o momento em que se deu a abertura do Oceano Atlântico Sul. Essa conexão se dava através de uma ponte cratônica, que unia as regiões da atual Bahia e Gabão, a qual restringiu a abertura da bacia percussora do Orógeno Araçuaí - Congo Ocidental. Deste modo a bacia percussora foi estruturada como uma bacia marinha interior (inland-sea basin) como um grande golfo articulado, a norte, via braços aulacógenos. Este golfo teria se mantido ensialico a norte do paralelo 17° S. No entanto, uma abertura oceânica de extensões laterais menores ocorreu a sul do paralelo. O golfo Araçuaí desembocaria num amplo oceano (denominado Adamastor), o qual foi consumido e cujos registros encontram-se preservados nos domínios do Orógeno Ribeira e outros ramos do sistema orogênico Brasileiro- Pan Africano (Pedrosa Soares *et al.* 2001; CPRM, 2003). Conforme proposto o por Alkmim *et al.* (2006, 2007) o fechamento desta bacia teria sido induzido por colisões à distância, contra os crátons do São Francisco e Congo, e segundo um mecanismo similar a um quebra-nozes.

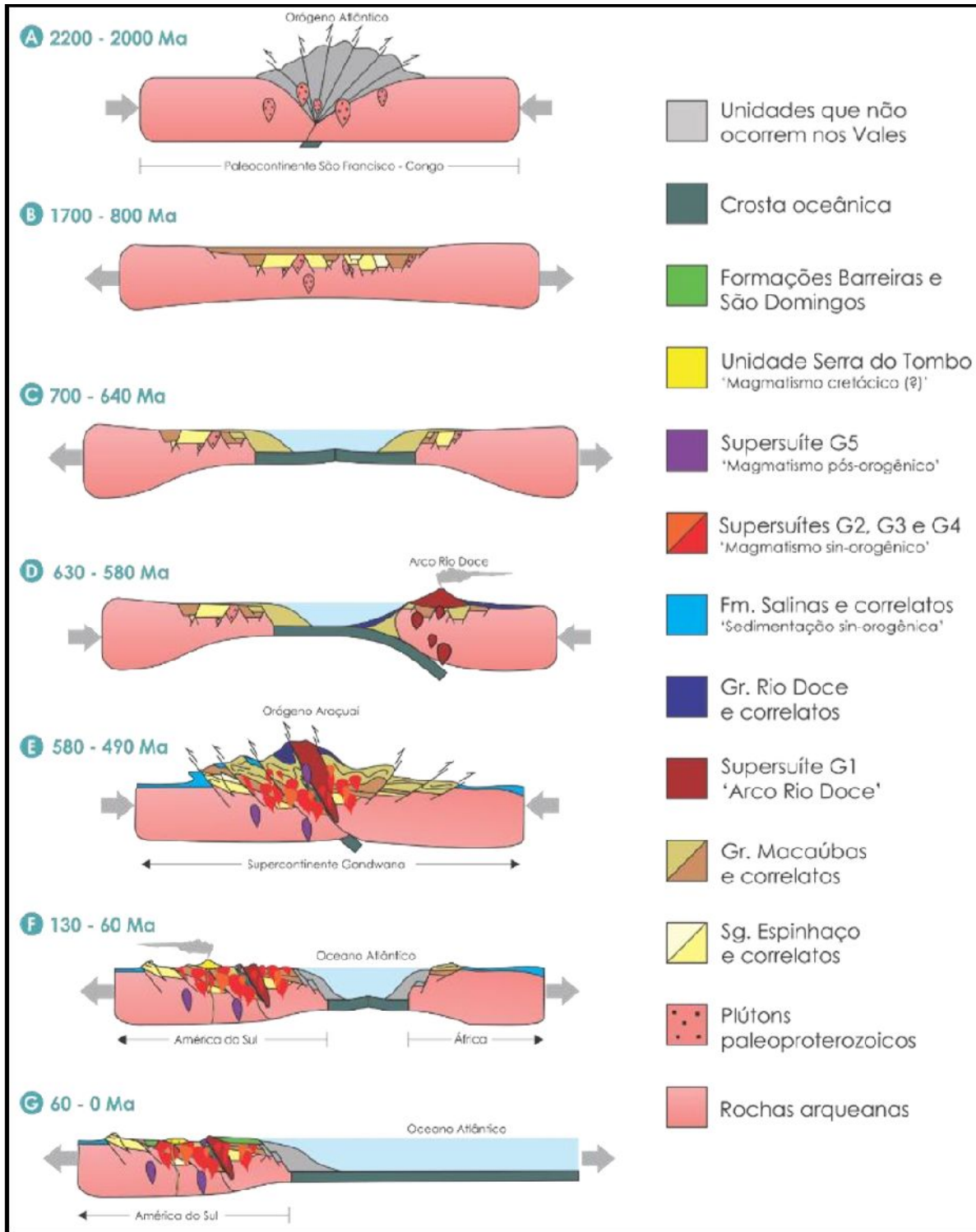
Os grandes compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí são os domínios externo e interno (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2001), embora exista uma subdivisão mais detalhada em domínios estruturais (Alkmim *et al.* 2006). O domínio tectônico externo compreende o cinturão de dobramentos e cavalgamentos que correspondente à Faixa Araçuaí, vergente contra o Cráton do São Francisco. Tal domínio circunscreve a margem do Cráton do São Francisco apresentando grau metamórfico crescente de oeste para leste e do norte para o sul.

A maior parte da área de estudo situa-se, no domínio tectônico interno que corresponde ao núcleo metamórfico-anatético do orógeno, em que os volumosos corpos granitóides relacionados às diversas etapas evolutivas da Orogenia Brasileira estão amplamente expostos. Verifica-se que na parte ocidental deste domínio situado entre os paralelos 17° e 19° S, apresenta vergência para oeste, já na região oriental, em particular no extremo leste de Minas Gerais e norte do Espírito Santo, observa-se transporte tectônico para leste (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2006; Pinto *et al.* 2001; Alkmim *et al.* 2006; Castañeda *et al.* 2006; Vieira, 2007; Baltazar e Silva, 2007).

A evolução geológica da região cratônica, preservada da deformação Brasileira, é apresentada de forma bem didática por Kunchenbeker (2018) em seu trabalho sobre a evolução geológica dos vales do Jequitinhonha e Mucuri, como pode ser visto na Figura 7, em

que as etapas estão representadas por letras, e significam respectivamente: (A) No paleoproterozoico, a orogenia Atlântica consolida o Paleocontinente São Francisco-Congo (PSFC); (B) Entre o Estateriano e o Toniano, o PSFC é submetido a diversos eventos extensionais, mas nenhum deles é capaz de fragmentar a litosfera continental; (C) No Criogeniano, um novo evento extensional fragmenta o PSFC, dando origem a uma bacia com substrato oceânico; (D) No Ediacarano, colisões à distância induzem o fechamento da bacia, a partir da subducção do assoalho oceânico, dando origem ao Arco Magmático Rio Doce; (E) A convergência atinge o estágio colisional, edificando o Orógeno Araçuaí. O processo é marcado por amplo magmatismo sin a pós-tectônico, bem como por sedimentação sin-orogênica; (F) No Cretáceo Inferior, tem início a abertura do Oceano Atlântico Sul, e acompanhada por vulcanismo no domínio continental; (G) No Neógeno, eventos de subsidência acomodam unidades sedimentares em áreas litorâneas e continentais.

Figura 7 - Modelo esquemático ilustrando os principais eventos tectônicos registrados nos Vales do Jequitinhonha e Mucuri

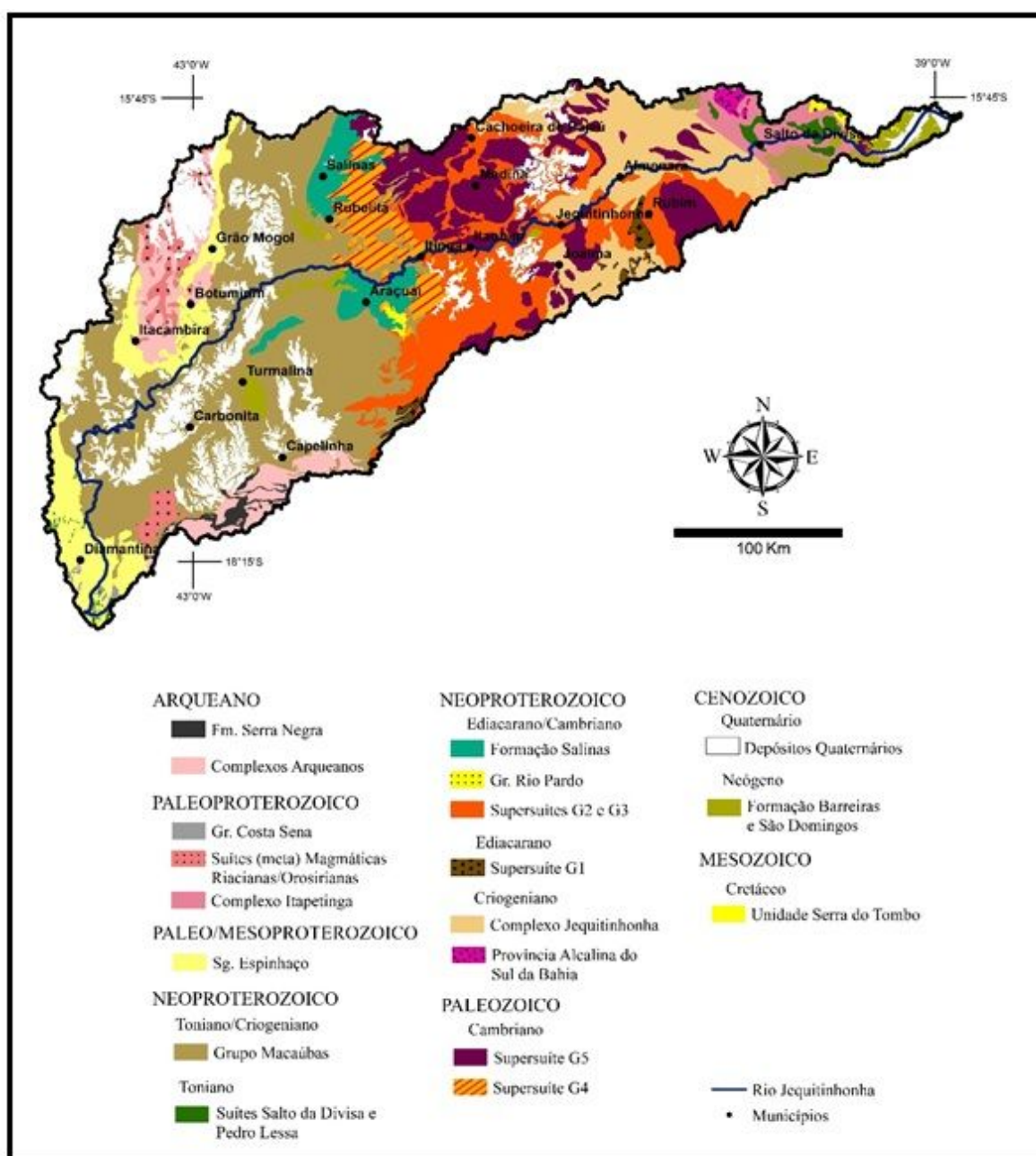


Fonte: Kuchenbecker, 2018.

3.3.2 Litoestratigrafia

A geologia regional é bastante diversificada, uma vez que a área abrange grandes extensões. Sendo este contexto dominado pelo Orógeno Araçuai, e apenas uma pequena faixa na porção sudoeste da bacia com algumas unidades pertencentes ao Cráton São Francisco. As 21 unidades litológicas presentes têm suas idades no passado geológico desde do era Arqueana até a Cenozóica (Figura 8).

Figura 8 – Mapa geológico simplificado da Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha



Fonte: Modificado de Pinto e Silva (2014) e Dalton de Souza et. al (2003).

Como indicado na Figura 8 as litologias presente na BHRJ são caracterizadas, da base para o topo, da esquerda para direita, pelas seguintes unidades: Formação Serra Negra e Complexos Arqueanos de idade arqueana, Grupos Costa Sena, Suítes (Meta)Magmáticas Riaccianas/Orosirianas e Complexo Itapetinga do paleoproterozoico, Supergrupo Espinhaço do paleo/mesoproterozoico, Grupo Macaúbas, Suítes Salto da Divisa e Pedro Lessa, Formação Salinas, Grupo Rio Pardo, Supersuítes G2 e G3 do neoproterozoico, Complexo Jequitinhonha, Província Alcalina do Sul da Bahia e Supersuíte G1 do Paleozoico, Supersuítes G4 e G5 do paleozóico, Depósitos Quarternários, Formação Barreiras e São Domingos de idades cenozóicas, e Unidade Serra do Tombo do mesozóico.

3.3.2.1 Formação Serra Negra

As rochas dessa formação aparecem principalmente nas proximidades dos municípios de Capelinha e Itamarandiba. Afloram em espessas camadas de rochas metassedimentares, compostas por quartizitos e biotita-gnaisses, com raras intercalações calciossilicáticas, anfibolito e formação ferrífera (Baars *et al.*, 1997);

Esta formação ocorre sustentado serras escarpadas em uma faixa que engloba a região de Felício dos Santos até proximidades de Capelinha. Os dados cronológicos dessa região não são específicos, têm sido considerados com de idade arqueano (mais antigas que 2.5 G.a.) de acordo com as relações de contato observadas (e.g. Pinto e Silva, 2014; Barrs et al. 1997). Caso a idade seja confirmada como arqueana, essa unidade será considerada o registro sedimentar mais antigo presente na BHRJ.

3.3.2.2 Complexos Arqueanos

Os complexos arqueanos são diferentes tipos de rochas que registram antigos e diacrônicos processos de evolução crustal com menos que idades superiores a 2.5 G.a.

Nas proximidades dos municípios de Capelinha e Itamarandiba afloram rochas do Complexo Guanhões, esta unidade é composta por gnaisses e migmatitos TTG com idades em torno de 2850 e 2700 M.a. (Noce *et al.*, 2000, 2004 e 2007, Silva *et al.*, 2007).

Na porção noroeste da bacia também ocorrem rochas de idade arqueana, nas proximidades de Itacamira, Botumirim e Grão Mongol, sendo classificadas como pertencentes ao Complexo Porteirinha. Esta unidade é composta de ortognaisses de composição granodiorítica, localmente migmatizados, com intercalações anfibolíticas locais (Noce et al., 2007). De acordo com os estudos dos gnaisses até o momento do Complexo Porteirinha, as

idades de cristalização dessas rochas são de 3.37 G.a., portanto paleoarqueanas até neoarqueanas, sendo então as rochas mais antigas da região de estudo (Silva *et al.*, 2016).

Ao sul de Diamantina aparecem em porções isoladas granitos, gnaisses e migmatitos atribuídos ao Complexo Gouveia, com datação em 2,84 Ga, além de xistos do Grupo Pedro Pereira datados em 2,97 Ga (Fogaça *et al.*, 1997; Machado *et al.*, 1989).

3.3.2.3 Grupo Costa Sena

O Grupo Costa Sena são um conjunto de rochas paleoproterozoicas de natureza metassedimentar, com ocorrências nas proximidades do município de Diamantina. Esta unidade é composta principalmente por cistos, quartizitos, metaconglomerados e, em ocasiões isoladas, rochas metavulcânicas, datadas em 2,05 Ga (Lopes-Silva e Knauer 2011; Machado *et al.*, 1989).

3.3.2.4 Complexo Itapetinga

Nas proximidades de Salto da Divisa (MG) e Itagimirim (BA), região do extremo nordeste da bacia ocorrem rochas metaígneas de idade paleoproterozoica, pertencentes ao Complexo Itapetinga.

O Complexo Itapetinga é composto de orto e paragneisses de variadas composições intercalados a rochas metabásicas e metaultrabásicas. De acordo com Dalton de Souza (2003), a datação de um ortogneisse migamítico dessa unidade apresentou idades em 2.124 Ga.

3.3.2.5 Suítes (meta) Magmáticas Riaccianas/Orosirianas

Diversos processos tectônicos ocorreram durante a era paleoproterozoica na região de estudo. Entre os períodos Riacciano e Orosiriano, por volta de 2,0 e 2,2 Ga, a colisão de dois blocos continentais originou uma cadeia montanhosa, comumente denominada de Orógeno Atlântico (Alkmim *et. al.*, 2007). Somadas as unidades arqueanas, essas rochas relacionadas ao Orógeno Atlântico originaram o substrato do paleocontinente São Francisco-Congo.

Na região do Vale do Jequitinhonha, rochas ígneas relacionadas ao evento que edificou o Orógeno Atlântico, de idades riaccianas a orosirianas, ocorrem principalmente agrupadas na Suíte Rio Itacambiruçu, que aflora em extensas áreas entre os municípios de Itacambira e Grão Mogol. Verifica-se ainda ao redor de Diamantina, na área do município de

Felício dos Santos, o Granitóide Rio Itanguá, também compondo esse conjunto de Suítes (meta) Magmáticas de idade Riácianas/Orosirianas (Pinto e Silva, 2014; Souza e Grossi-Sad, 1997).

3.3.2.6 *Supergrupo Espinhaço*

Ao longo do o paleo e mesoproterozoico, um sistema complexo de riftes foi gerado por um processo de dinâmica extensional no paleocontinente São Francisco-Congo. Na região do Vale do Jequitinhonha, as rochas oriundas deste evento estão dispostas no Supergrupo Espinhaço, que ocorre na região do município de Diamantina (Serra do Espinhaço Meridional), e no entorno no Bloco Porteirinha (Serra do Espinhaço Central), a norte (Serra do Espinhaço Setentrional).

As rochas que compõe o Supergrupo Espinhaço são principalmente metarenitos, metaconglomerados e filitos (Scholl e Fogaça, 1979), e são comumente interpretadas como o registro de uma bacia do tipo rifte-sag, cuja abertura é marcada por magmatismo bimodal datado em c. 1,700 Ga (Machado et al., 1989; Martins-Neto, 1998, 2009; Silva *et al.*, 2002).

3.3.2.7 *Grupo Macaúbas*

O Grupo Macaúbas é formado por um grande número de unidades, decorrentes de diferentes processos geológicos durante os processos ocorridos no neoproterozoico, entre os períodos Toniano e Criogeniano.

Na porção oeste do vale, aflora a porção basal do Grupo Macaúbas (Kuchenbecker et al., 2015), principalmente nas seguintes unidades:

- as formações Duas Barras (metarenito, metaconglomerado, metapelito) e Domingas (metadolomitos), com ocorrências aos arredores de Diamantina e de Couto de Magalhães de Minas (Kuchenbecker et al., 2015);

- a Formação Rio Peixe Bravo (metarenito, metapelito), que ocorre na região leste da cidade de Grão Mogol;

- a Formação Matão (metabrecha, metaconglomerado, metarenito), aflorante na região de Itacambira (Martins et al., 2008);

- a Formação Capelinha (metarenito, xisto, metabásicas), que ocorre na região do município de Capelinha (Castro, 2014).

Durante a passagem entre o Toniano e o Criogeniano o paleocontinente São Francisco-Congo ocorreram esforços extensionais novamente, em um novo ciclo de

rifteamento (Kuchenbecker et al., 2015). Durante tal evento ocorreu magmatismo de afinidade alcalina, registrado nas rochas da Província Alcalina do Sul da Bahia (e.g. Rosa et al., 2007), que são registrados na região do baixo Jequitinhonha, entre os municípios de Salto da Divisa e Itarantim (BA). A sedimentação ocorrida durante o estágio rifte desta bacia foi fortemente influenciada pela glaciação Sturtiana, registrada em espessos pacotes de metadiamicritos do terço médio do Grupo Macaúbas no contexto do Vale do Jequitinhonha. São registros desta fase:

- a Formação Serra do Catuni, composta principalmente por diamicritos aflorantes na região da cidade de Couto de Magalhães de Minas estendendo-se para norte, na borda oeste do Bloco Porteirinha;

- a Formação Nova Aurora (metadiamicrito, localmente de matriz ferruginosa), aflorante nas proximidades dos municípios de Fruta de Leite, Grão Mogol, Novorizonte, Cristália e Rio Pardo de Minas, com a ocorrência de grandes jazidas de ferro (e.g. Vilela, 2010);

- a Formação Chapada Acauã Inferior (metadiamicrito, metarenito, metabasalto), com ocorrências em pequenas faixas entre o norte de Diamantina e Fruta de Leite, abrangendo parte dos municípios de Turmalina, Carbonita, Padre Carvalho, Josenópolis, José Gonçalves de Minas, entre outros. Dentro desta unidade, ocorre o membro Rio Preto, este, apresenta metabasaltos de afinidade toleítica (Gradim et al. 2005) que podem corresponder a outro registro magmático do rifte criogeniano (Kuchenbecker et al., 2015);

O processo extensional teve continuidade, e por fim fragmentou a litosfera continental do paleocontinente, levando à abertura de um golfo com assoalho oceânico. Neste contexto se depositaram as rochas da porção superior do Grupo Macaúbas (Kuchenbecker et al., 2015; Babinski et al., 2012; Pedrosa-Soares et al., 2011). Na área de estudo, as seguintes formações do grupo Macaúbas registram tal fase:

- a Formação Chapada Acauã Superior (metarenitos, metapelitos), com registros entre os municípios de Turmalina e Fruta de Leite;

- a Formação Ribeirão da Folha (xistos, rochas metavulcânicas) amplamente distribuído entre as cidades de Itamarandiba, Minas Novas, Chapada do Norte, Francisco Badaró, Veredinha, Virgem da Lapa, Berilo, e outras. Nesta unidade, encontram-se associadas a esta unidade, rochas metavulcânicas de natureza ofiolítica, que registram a existência do assoalho oceânico desenvolvido na bacia entre 600 e 660 Ma (Pedrosa-Soares et al., 1998; Queiroga et al., 2004; Alkmim et al., 2017).

3.3.2.8 *Suítes Salto da Divisa e Pedro Lessa*

Durante o período Toniano (ca. 957-867 Ma), em um evento relacionado a eventos extensionais de abertura de rifte, gerou rochas reconhecidas por conter um conjunto de granitos anorogênicos (Tipo-A; Loiselle e Wones, 1979; Whalen et al., 1987; Eby, 1992; Frost e Frost, 2011; Bonin, 2007), denominada de suíte Salto da Divisa.

Neste contexto litológico, existem alguns estudos de corpos da suíte Salto da Divisa são eles: Oliveira (1984), Souza (1992), Celino (1999), Teixeira (2002, 2006), Silva et al. (2002, 2007), Paixão e Perrella (2004), Sampaio et al. (2004), Moraes Filho e Lima (2007), Oliveira (2010) e Menezes et al. (2012). As rochas pertencentes a esta suíte são caracterizadas, em geral, como sienogranitos e álcali-feldspato granitos, subalcalinos, portadores de biotita, hornblenda e, às vezes, fluorita. De acordo com Silva et al. (2002, 2008) e Menezes et al. (2012), as idades estão entre 875 ± 9 Ma, pelo método U-Pb, SHRIMP, zircão no estudo do primeiro autor; já os segundos autores, estabeleceram o limite de idade no intervalo entre 914 ± 3 e 899 ± 3 Ma (Pb-Pb, TIMS, zircão). Na região de estudo, essas rochas estão na divisa entre Minas Gerais e Bahia, concentrando-se principalmente na região do sul da Bahia.

No mesmo período e evento geológico, encontram-se os diques metabásicos da Suíte Pedro Lessa, com forte presença na região de Diamantina, bem como rochas metavulcânicas que ocorrem na região de Capelinha (Machado et al., 1989; Chemale et al., 2012; Castro 2014).

3.3.2.9 *Formação Salinas e Grupo Rio Pardo*

Durante a fase colisional do Orógeno Araçuaí, ocorreu um intenso processo de sedimentação, sendo registrado na região do Vale do Jequitinhonha pela Formação Salinas e pelo Grupo Rio Pardo. A primeira é composta por metagrauvaca, metapelito e metaconglomerado, depositados em ambientes turbidíticos (Santos et al., 2009) nos momentos finais da fase colisional (Kuchenbecker, 2014; Lima et al., 2002). A Formação Salinas ocorre exclusivamente no Vale do Jequitinhonha, nos arredores de Salinas e Araçuaí e também a norte de Minas Novas. Já o Grupo Rio Pardo, tem ocorrência restrita ao extremo nordeste da área, e é composto por uma sucessão de rochas metassedimentares clásticas e químicas (Moraes Filho e Lima, 2007).

3.3.2.10 *Supersuítes G2 e G3*

Dentro do Neoproterozoico, em cerca de 580 Ma ocorre o fechamento da bacia Macaúbas – e portanto, o término do processo de subducção – e o processo orogénico passa à fase sincolisional. Este evento é caracterizado por deformação e metamorfismo regionais, além de extensos magmatismos do tipo S, registrados pelos granitos peraluminosos da Supersuíte G2 (585-560 Ma). Com o avanço da orogênese, parte das rochas da Supersuíte G2 sofre uma refusão, assim, originando os leucogranitos da Supersuíte G3 (540-525 Ma, Pedrosa-Soares et al. 2011b), tal processo avança dentro do Éon Fanerozoico.

Na área de estudo, rochas destas duas unidades ocorrem amplamente, na região centro-leste e leste, como é possível verificar na Figura 8.

3.3.2.11 Supersuíte G1

Durante o Neoproterozoico, por volta de 630 Ma, ocorre o fechamento da margem leste da bacia Macaúbas em uma ampla zona de subducção, dando origem ao Arco Magmático Rio Doce (Tedeschi, 2013; Gonçalves et al., 2014). As rochas que registram este arco, são as da Supersuíte G1, que inclui diversos batólitos e stocks de composição tonalítica a granodiorítica (Pedrosa-Soares et al., 2011b).

No Vale do Jequitinhonha da Supersuíte G1, representados pela Suíte Galiléia, em poucos locais, e concentram-se na região dos municípios de Jequitinhonha, Rubim, Rio do Prado e Felisburgo.

3.3.2.12 Complexo Jequitinhonha

As rochas do Complexo Jequitinhonha são correlatas à porção superior do Grupo Macaúbas (Gonçalves-Dias et al., 2016), são compostas por paragneisses kinzigíticos com intercalações de grafita-gnaiss, quartzito e rochas calcissilicáticas.

O Complexo Jequitinhonha aflora amplamente na porção leste dos Vale do Jequitinhonha, principalmente na região dos municípios de Jequitinhonha, Almenara, Joáima, Jacinto e Felisburgo.

3.3.2.13 Supersuíte G5

Durante o Cambriano, logo após o evento colisional ocorre o colapso gravitacional do Orógeno Araçuáí, este é responsável pela geração de diversas estruturas tectônicas (Alkmim et al., 2006). Na fase pós-colisional (530-490 Ma) acontece o último pulso magmático associado ao Ciclo Brasileiro, registrado nas rochas da Supersuíte G5. Essa

unidade engloba granitos, charnockitos e enderbitos do tipo I e A2, comumente classificados como cálcio-alcalinos (Pedrosa-Soares et al. 2011). Na região de estudo eles ocorrem em diversos plútons nas regiões de Medina, Itinga, Joáima entre outros municípios.

3.3.2.14 Supersuíte G4

Segundo Kuchenbecker (2018), durante o Neoproterozoico, o evento colisional gerou a vasta cadeia montanhosa denominada de Orógeno Araçuaí. Ao fim deste processo, houveram ainda algumas atividades magmáticas significativas, originando rochas graníticas a duas micas e pegmatitos classificados dentro da Supersuíte G4 (Pedrosa-Soares et al., 2011b). No contexto do Vale do Jequitinhonha essas rochas afloram nas proximidades de Itinga, Rubelita e Coronel Murta.

3.3.2.15 Depósitos Quaternários

Os depósitos quaternários são coberturas sedimentares de idade quaternária, portanto, relativamente novas. Possuem diversas origens, podendo ser de origem aluvial, coluvial ou eluvial, e ocorrem ao longo de todas as extensões do Vale do Jequitinhonha, com maiores concentrações nas chapadas do médio e baixo Jequitinhonha e ao longo do litoral.

3.3.2.16 Formação Barreiras e São Domingos

Ao fim do Cretáceo, a região do Vale do Jequitinhonha inicia um período com intensa atividade erosiva, portanto, sem a preservação de informações geológicas. Entretanto, são registrados novos eventos no Cenozóico, no Mioceno, quando um evento geológico de subsidência com caráter regional favorece a deposição dos sedimentos siliciclásticos da Formação Barreiras (ou Grupo Barreiras) que ocorrem por toda costa litorânea brasileira. Concentradas principalmente na região do sul da Bahia, as rochas são comumente arenitos e argilitos, depositados em ambientes continentais diversos (e.g. Lima et al., 2006). Na região de estudo, a Formação Barreiras ocorre apenas junto a foz do rio Jequitinhonha.

Neste mesmo contexto, a Formação São Domingo é composta principalmente por arenitos, argilitos e conglomerados fluviais e lacustres, apresenta forte controle neotectônico, tendo sido depositada em um graben de direção NE (Saadi e Pedrosa-Soares, 1990).

A Formação São Domingos possui poucos trabalhos desenvolvidos, entretanto, existe uma correlação entre a Formação São Domingos e a Formação Barreiras, desenvolvida por alguns autores (e.g. Araújo et al., 1980).

3.3.2.17 *Unidade Serra do Tombo*

O supercontinente de Pangea inicia sua fragmentação por volta de 200 Ma, com a abertura do oceano Atlântico Norte. No Cretáceo (a partir de c. 140 Ma), tem início a abertura do oceânico Atlântico Sul, com a progressiva separação entre a América do Sul e África (Rogers e Santosh, 2004). Este evento geológico é marcado por magmatismo intenso e sedimentação em diversas bacias.

No Vale do Jequitinhonha o registro desta era são poucos e controversos. De acordo com Paes (et al., 2010), foram identificadas rochas de natureza vulcanoclástica na chapada da Serra do Tombo, a sul de Araçuaí, e em chapadas menores a norte, nas proximidades de Itinga e Itaobim (Paes et al., 2008; Heineck et al., 2008). A maior parte destas rochas são compostas por tufos e lapili-tufos félsicos, sem ainda não possuem dados geocronológicos concretos, todavia, Paes et al. (2010, 2016), através das relações de contato, o contexto regional e dados geoquímicos, relaciona esta unidade aos processos de ruptura responsáveis pela abertura do oceano Atlântico Sul.

4 METODOLOGIA

4.1 Base de Dados - Medidas de Temperatura em Subsuperfície

As temperaturas em subsuperfície são a base para realizar a avaliação de recursos geotermiais. Para tanto, comumente utilizam-se dois conjuntos de informações sobre as temperaturas em profundidade: as medidas diretas e os indiretos. O método direto baseia-se nas medidas de temperatura efetuadas através medidas de temperatura (perfilagens) em poços e nos indiretos os valores da temperatura são estimados a partir de dados das propriedades físicas e químicas dos materiais existentes na crosta terrestre.

Dentre os métodos indiretos, o mais difundido e utilizado é o geoquímico que se baseia na concentração de solutos dissolvidos em fluidos subterrâneos (Truesdell, 1975; Fournier, 1981; Fournier e Potter, 1982).

No presente trabalho foram utilizados dados diretos compilados de diversos trabalhos, conforme informado ao longo do texto e métodos indiretos, onde foram utilizadas as concentrações dos solutos disponibilizadas pela plataforma do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS) do Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM).

4.2 Gradiente Geotérmico

A taxa de variação da temperatura por unidade de profundidade no sentido ao centro da Terra (medido da superfície terrestre) é conhecida como gradiente geotérmico. Este varia de acordo com a localidade, dependendo do fluxo regional de calor, da condutividade térmica das rochas, entre outros fatores geológicos. Os Gradientes térmicos deste estudo foram determinados com base nos métodos: convencional (CVL), temperaturas do fundo do poço (CBT) e geoquímico (GCL).

Os dados de temperatura média anual do solo/superfície utilizados foram obtidos do Atlas climatológico do Brasil e os que constam no sítio web do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

4.2.1 Método Convencional (CVL) ou Incremental Temperature Logger (ITL)

Este é o método mais tradicional aplicado na determinação de gradiente geotérmico (), desenvolvido pioneiramente por Everett (1892). É utilizado para os casos em que as camadas geológicas são lateralmente homogêneas, possuem propriedades térmicas constantes e possuem espessuras grandes em relação aos intervalos de medidas. Para a implementação deste método são usualmente necessárias três partes distintas. Na primeira parte, efetua-se a escolha do intervalo de profundidade apropriado para a determinação do gradiente térmico, levando-se em consideração o número de dados de temperatura e informações de perfil litológico do poço estudado. O intervalo de profundidade apontado para a determinação do gradiente tem de estar livre de qualquer evento que possa causar alguma perturbação, que pode afetar o regime geotérmico local. O valor do gradiente é então obtido pelo método de ajuste linear aos dados de profundidade (z_i) e temperatura (T_i), obtidas nas perfilagens térmicas.

De modo geral, o erro percentual na determinação de profundidade costuma apresentar-se relativamente pequeno em relação ao de temperatura. Deste modo que, a profundidade pode ser considerada como variável independente e a temperatura como uma variável dependente. O método dos mínimos quadrados permite estimar os valores dos coeficientes de ajuste linear. Para um conjunto de N pares de dados, os coeficientes, ou seja, o gradiente térmico () e o intercepto (T_0), são dados por:

$$\Gamma_{CVL} = \frac{N \sum_{i=1}^N z_i T_i - \sum_{i=1}^N z_i \sum_{i=1}^N T_i}{N \sum_{i=1}^N z_i^2 - \left(\sum_{i=1}^N z_i \right)^2} \quad (4.1)$$

onde N é o número de medições, z_i e T_i a profundidade e temperatura, respectivamente. O valor do intercepto T_0 é calculado pela relação:

$$T_0 = \frac{\sum_{i=1}^N z_i^2 T_i - \sum_{i=1}^N z_i \sum_{i=1}^N z_i}{N \sum_{i=1}^N z_i^2 - \left(\sum_{i=1}^N z_i \right)^2} \quad (4.2)$$

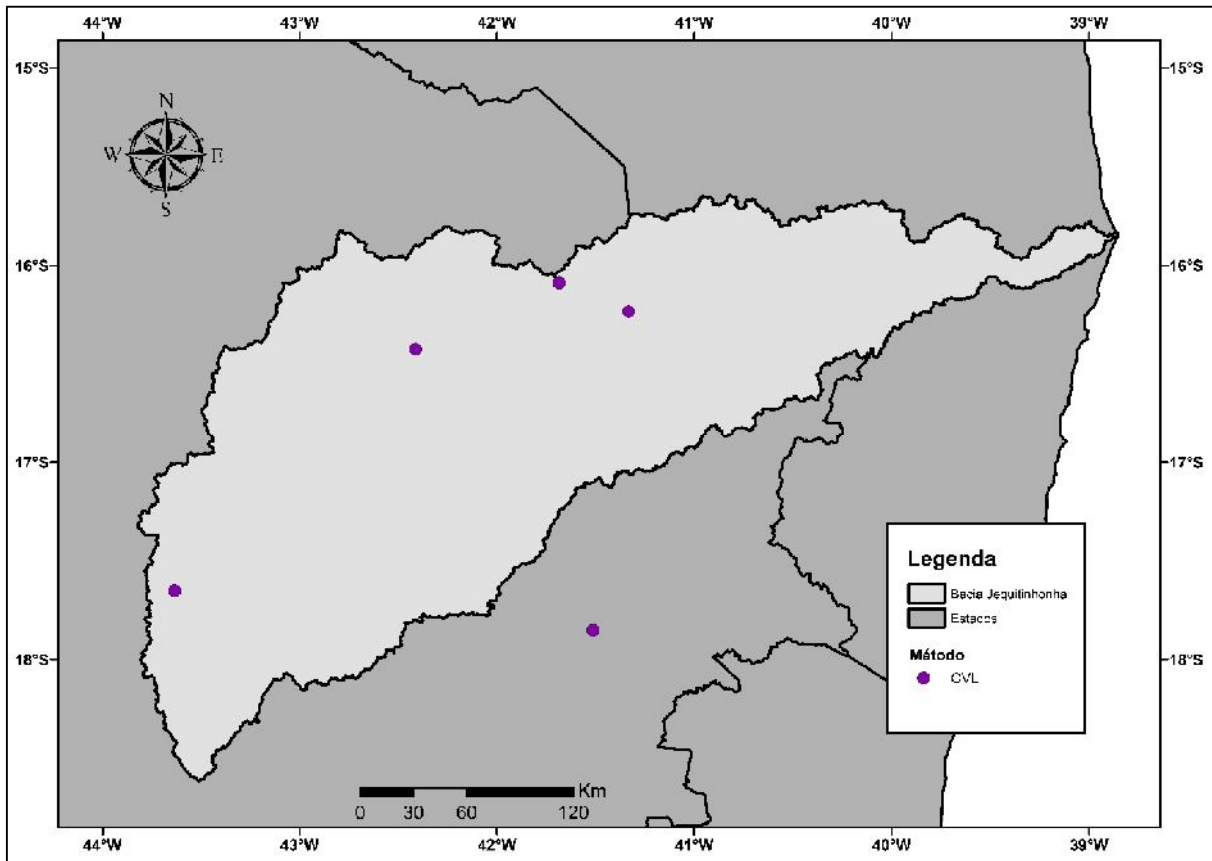
As estimativas de erro dos coeficientes e o grau de correlação linear podem ser calculados utilizando algumas relações estatísticas. Como por exemplo, a variância (σ^2) nos valores de T_0 é dada por:

$$\sigma_{T_0} = \sqrt{\frac{1}{N-2} \frac{\sum_{i=1}^N (T_i - T_0 - \Gamma z_i^2)^2 \sum_{i=1}^N z_i^2}{N \sum_{i=1}^N z_i^2 - \left(\sum_{i=1}^N z_i \right)^2}} \quad (4.3)$$

$$\sigma_{\Gamma} = \sqrt{\frac{N}{N-2} \frac{\sum_{i=1}^N (T_i - T_0 - \Gamma z_i^2)^2 \sum_{i=1}^N z_i^2}{N \sum_{i=1}^N z_i^2 - \left(\sum_{i=1}^N z_i \right)^2}} \quad (4.4)$$

O método convencional possui suas limitações em seu uso, isso ocorre devido às variações laterais do campo térmico, no entanto, é o mais confiável dentre os demais métodos conhecidos (Hamza e Muñoz, 1996). No presente trabalho foi utilizado os dados do método convencional (CVL) levantados por Alexandrino e Hamza, 2008 nas localidades de Cachoeira de Pajeú, Medina e Diamantina, já os dados de Teófilo Otoni foram estimados por Gomes e Alexandrino, 2011, a figura (9) mostra a distribuição desse dados na área de estudo.

Figura 9 – Distribuição espacial dos pontos em onde os dados foram estimados pelo método convencional



Fonte: Elaborado pelo autor.

A tabela (4.1) mostra os dados adquiridos a partir da aplicação do método CVL.

Tabela 4.1 – Valores de gradientes geotérmicos calculados pelo método CVL.

Poço	Local	Coordenadas		T_0 (°C)	Formação Geológica	Γ (°C/Km)
		Lat.	Long.			
P95	Diamantina (MG)	-17,6503	-43,6333	23,20	FM Galho do Miguel	12,0
P96	Medina (MG)	-16,2331	-41,3333	23,40	Indiviso	19,1
P99	C. do Pajeu (MG)	-16,0883	-41,6853	24,20	Indiviso	11,6
P101	Teófilo Otoni (MG)	-17,8506	-41,5136	23,20	Corpo Granitóides do Orógeno Aracuai	19,2
P102	Teófilo Otoni (MG)	-16,4243	-42,4129	23,20	Corpo Granitóides do Orógeno Aracuai	10,7

4.2.2 Método de temperatura estável de fundo de poço ou Conventional Bottom Hole (CBT)

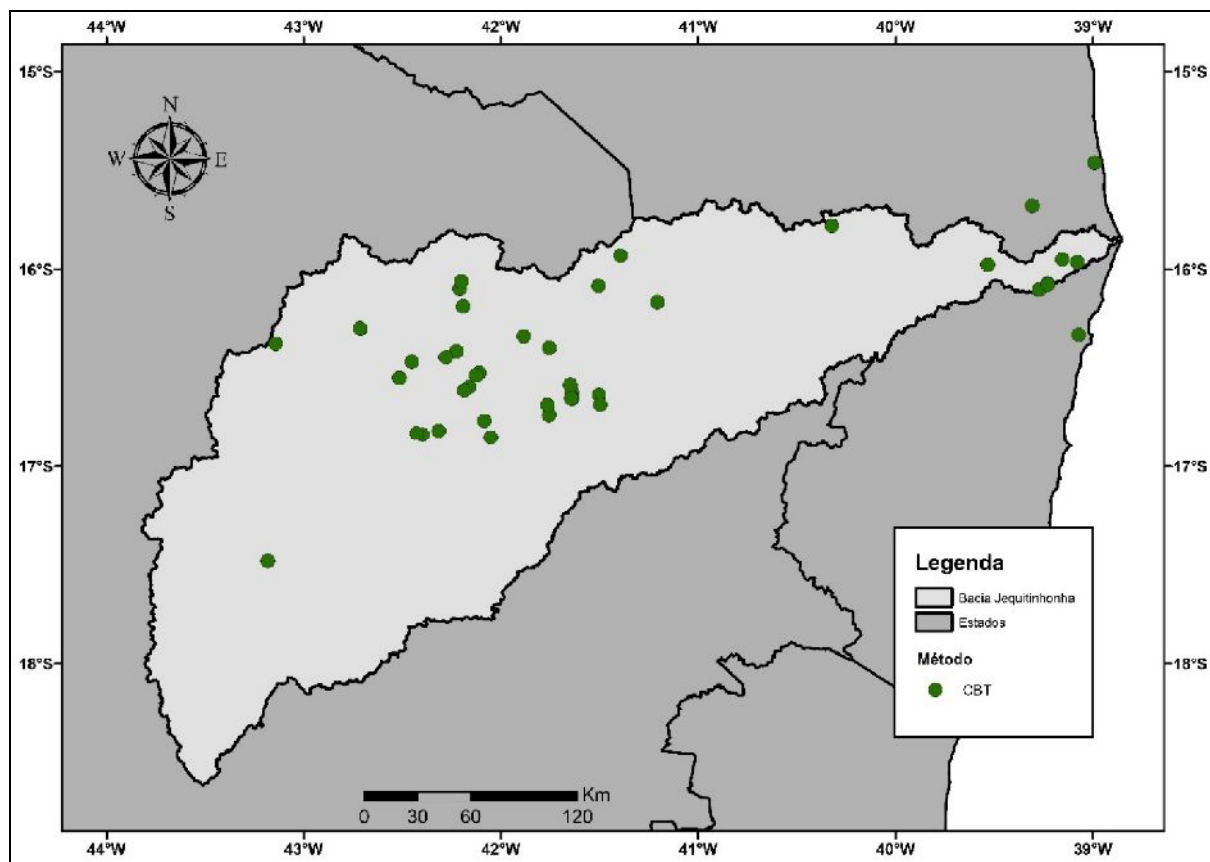
O método CBT é bem próximo ao método conhecido como *bottom-hole temperature* (BHT), extremamente utilizado para determinação de gradientes térmicos em campos de petróleo (Carvalho e Vacquiers, 1977). O princípio deste método CBT baseia-se na suposição de que as perturbações térmicas decorrente dos movimentos de fluidos induzidos pelo poço trabalhado tornam-se quase nulas na parte inferior do poço (Ribeiro e Hamza, 1986). Conseqüentemente, as medidas de temperaturas estáveis no fundo do poço podem ser utilizadas na determinação do gradiente geotérmicas, utilizando como referência a temperatura média anual em superfície. Para estes casos, a relação entre a temperatura do fundo do poço (T_{CBT}) e a temperatura da superfície (T_0) é dada por:

$$T_{CBT} = T_0 + \sum_{i=1}^N \left. \frac{dT}{dz} \right|_i h_i \quad (4.5)$$

Em que $(dT/dz)_i$ é o gradiente térmico da camada i , a espessura da cama é dada por h_i e o N é o número de camadas. O termo da somatória refere-se à resistência térmica cumulativa das formações presentes até o fundo do poço em que efetuou-se a medida da temperatura.

No presente trabalho o método CBT foi utilizado em um total de 43 localidades para determinação do gradiente térmico. No presente trabalho o método CBT foi utilizado em um total de 43 localidades para determinação do gradiente térmico e a a figura (10) mostra a distribuição desse dados na área de estudo.

Figura 10 – Distribuição espacial dos pontos em que utilizou-se o método CBT



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os dados adquiridos a partir da aplicação do método CBT, são os apresentados da tabela (4.2).

Tabela 4.2 – Valores de gradientes geotérmicos calculados pelo método CBT.

Poço	Local	Lat. (-)	Long. (-)	T ₀ (°C)	T _z (°C)	Prof. (m)	Γ (°C/Km)
P06	Cachoeira de pajeu (MG)	15,9311	41,3942	21,80	25,4	80	45
P07	Comercinho (MG)	16,3975	41,7558	21,90	25,2	102	32
P08	Itaobim (MG)	16,6347	41,5044	24,30	26,60	120	19
P09	Itaobim (MG)	16,6847	41,4975	24,30	27,10	95	29
P10	Jequitinhonha (MG)	16,1658	41,2083	23,50	27,4	100	39
P11	Itinga (MG)	16,3386	41,8856	24,30	25,20	80	11
P12	Itinga (MG)	16,6236	41,6403	24,30	27,00	152	18
P13	Itinga (MG)	16,6531	41,6400	24,30	26,40	105	20
P14	Itinga (MG)	16,7367	41,7581	24,30	26,20	88	22
P15	Itinga (MG)	16,6864	41,7653	24,30	26,80	85	29
P16	Itinga (MG)	16,6511	41,6453	24,30	29,70	124	44

P17	Cachoeira de pajeu (MG)	16,0833	41,5069	21,80	25,2	84	40
P18	Josenopolis (MG)	16,5497	42,5153	21,80	24,80	126	24
P19	Carbonita (MG)	17,4803	43,1828	21,80	23,10	100	13
P20	Coronel Murta (MG)	16,5239	42,1100	24,00	25,40	123	11
P21	Coronel Murta (MG)	16,5950	42,1611	24,00	27,10	100	31
P22	Coronel Murta (MG)	16,5369	42,1269	24,00	27,00	72	42
P23	Coronel Murta (MG)	16,6119	42,1867	24,00	27,30	70	47
P24	Grão Mogol (MG)	16,3003	42,7142	21,00	24,60	120	30
P25	Grão Mogol (MG)	16,3758	43,1431	21,00	25,30	102	42
P26	Grão Mogol (MG)	16,2989	42,7147	21,00	26,00	108	46
P27	Itinga (MG)	16,5847	41,6497	24,30	27,00	66	41
P28	Ruberita (MG)	16,4681	42,4531	23,00	25,20	112	20
P29	Ruberita (MG)	16,4144	42,2264	23,00	26,80	123	31
P30	Ruberita (MG)	16,4444	42,2797	23,00	27,10	100	41
P31	Salinas (MG)	16,0981	42,2092	23,00	24,80	100	18
P32	Salinas (MG)	16,1878	42,1922	23,00	25,30	70	33
P33	Salinas (MG)	16,0611	42,2014	23,00	25,50	149	17
P34	Virgem da Lapa (MG)	16,8369	42,3992	23,10	24,80	70	24
P35	Virgem da Lapa (MG)	16,8181	42,3164	23,10	26,20	72	43
P36	Araçuaí (MG)	16,7669	42,0853	24,40	25,40	80	13
P37	Araçuaí (MG)	16,8519	42,0525	24,40	26,30	92	21
P38	Berilo (MG)	16,8311	42,4289	23,20	25,40	115	19
P39	Santa cruz Cabrália (BA)	16,3311	39,0733	24,10	30,00	120	49
P40	Canavieiras (BA)	15,4597	38,9917	24,10	26	84	23
P41	Canavieiras (BA)	15,6781	39,3092	24,10	30	124	48
P42	Maiquinique (BA)	15,7794	40,3244	23,70	27,80	103	40
P43	Belmonte (BA)	15,9636	39,0803	24,20	26,40	115	19
P44	Belmonte (BA)	16,1039	39,2747	24,20	26,00	86	21
P45	Belmonte (BA)	15,9500	39,1556	24,20	27,20	126	24
P46	Belmonte (BA)	16,0717	39,2311	24,20	26,60	84	29
P47	Belmonte (BA)	16,0775	39,2292	24,20	26,60	83	29
P48	Itapebi (BA)	15,9767	39,5328	23,40	25,10	162	10

Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2.3 Método Geoquímico (Método GCL)

O método de estimativa geoquímica (GCL) é um método indireto para determinar a temperatura dos reservatórios águas termais ou não termais, em locais onde é possível coletar, quantificar e identificar os elementos químicos dissolvidos nas amostras de águas. A temperatura é estimada a partir das concentrações dos elementos químicos, dissolvidos na água.

Existem diversos métodos para estimar a temperatura a partir os elementos químicos presentes, nesse trabalho foi usado as informações de concentrações de sílica (SiO_2) disponibilizadas no portal do sistema de informações de águas subterrâneas (SIAGAS) desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil – SGB.

Para estimar a temperatura na concentração de T_{SiO_2} , foi utilizada a metodologia proposta por Alexandrino e Hamza, 2018.

$$T_{SiO_2}(SiO_2) = A + B.(SiO_2) + C.(SiO_2)^2 + D.ln(SiO_2) \quad (4.6)$$

onde, os valores das constantes A, B, C e D são informados na tabela (4.3), a temperatura T_{SiO_2} é dada em graus °C e SiO_2 é a concentração de sílica em ppm.

Tabela 4.3 – Valores das constantes da equação (4.6) para o intervalo de 6,1 e 763,6 ppm de concentração de SiO_2

Constantes	Intervalo de validade: $6,1 \leq SiO_2 < 47,4$	Intervalo de validade: $199,8 \leq SiO_2 < 595,3$
A	-41,8490	-119,0521
B	0,3302	0,0540
C	-0,0007	0,00006
D	33,0934	53,9471
Constantes	Intervalo de validade: $47,4 \leq SiO_2 < 199,8$	Intervalo de validade: $595,3 \leq SiO_2 < 763,6$
A	-52,2812	-28001,0391
B	0,2032	- 17,4380
C	-0,0001	0,0068
D	37,0351	5669,7715

No método GCL o gradiente geotérmico Γ dado pela equação (4.7).

$$\Gamma = \frac{T_{SiO_2} - T_0}{z_{SiO_2}} \quad (4.7)$$

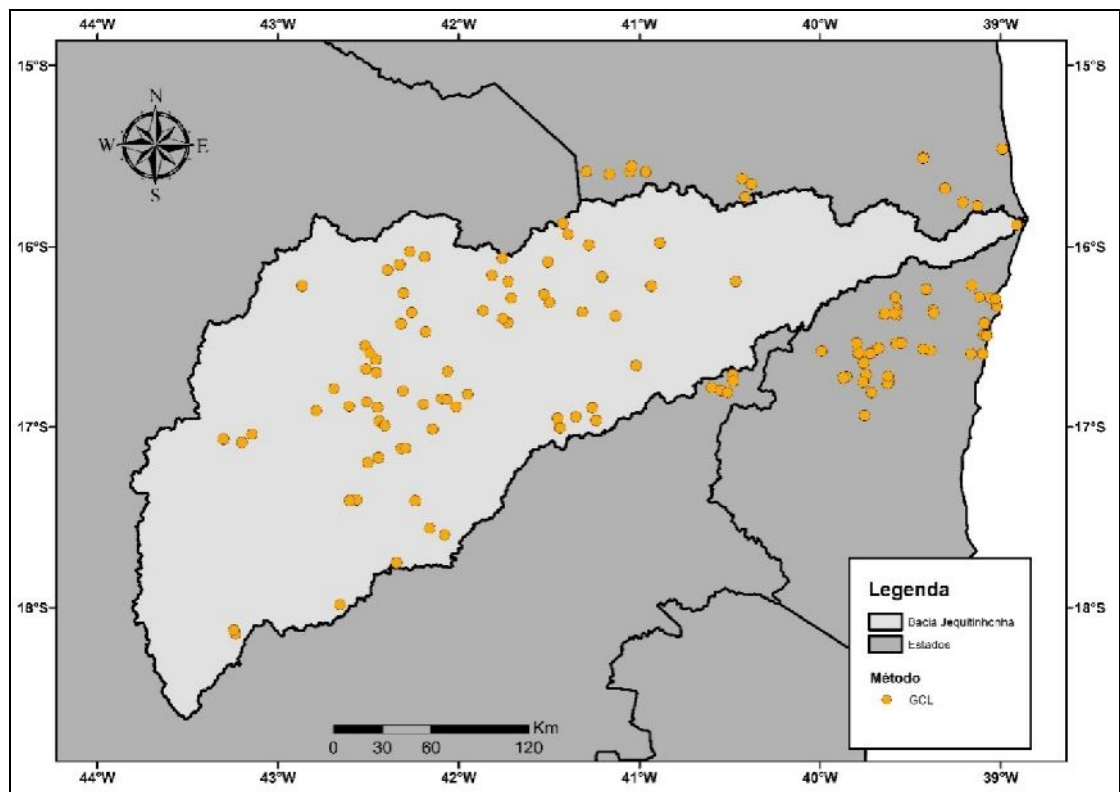
onde z_{SiO_2} é a profundidade onde a T_{SiO_2} é conhecida, e seu valor é dado por:

$$z_{SiO_2} = m\lambda \quad (4.8)$$

λ é a condutividade térmica média das formações geológicas do local da coleta, $m = 1,07 \pm 0,12 \text{ m}^\circ\text{Cm}^2/\text{W}$ e $T_0 = 25,5 \pm 6,7^\circ\text{C}$.

No presente estudo, o método GCL foi utilizado para determinar o fluxo de calor e o gradiente geotérmico em 134 localidades. A figura (11) apresenta a distribuição desses dados na área de estudo.

Figura 11 – Distribuição espacial dos pontos em que utilizou-se o método GCL



Fonte: Elaborado pelo autor.

A tabela (4.4), contendo os resultados para o gradiente geotérmico estimado pelo método GCL.

Tabela 4.4 – Valores de gradientes geotérmicos calculados pelo método GCL.

Poço	Local	Lat (graus)	Lon (graus)	To (°C)	Z _{SiO₂} (km)	SiO ₂ (ppm)	TSiO ₂ (°C)	Γ (°C/km)
120	Belmonte (BA)	-15,880	- 38,9108	24,20	2,79	30,60	80,84	19,88
121	Canavieiras (BA)	-15,4597	-38,9917	24,10	2,46	19,20	62,03	14,84
122	Canavieiras (BA)	-15,6781	-39,3092	24,10	2,79	25,10	72,67	16,94
123	Canavieiras (BA)	-15,7747	-39,1297	24,10	2,73	18,30	60,17	12,70
124	Canavieiras (BA)	-15,7547	-39,2103	24,10	2,79	75,20	122,37	34,79
127	Encruzilhada (BA)	-15,5850	-41,2928	22,20	2,89	34,60	86,05	20,94
128	Encruzilhada (BA)	-15,5994	-41,1667	22,20	3,00	64,40	114,60	29,71
129	Encruzilhada (BA)	-15,5856	-41,0531	22,20	2,79	36,50	88,36	22,58
130	Encruzilhada (BA)	-15,5872	-40,9661	22,20	2,79	51,40	103,78	28,11
131	Encruzilhada (BA)	-15,5561	-41,0439	22,20	2,79	65,80	115,66	32,38
132	Eunapolis (BA)	-16,3414	-39,5758	23,80	2,46	20,50	64,59	15,88
133	Eunapolis (BA)	-16,3783	-39,5775	23,80	2,46	20,50	64,59	15,88
134	Eunapolis (BA)	-16,3728	-39,6506	23,80	2,79	16,50	56,19	11,03
135	Eunapolis (BA)	-16,3606	-39,5767	23,80	2,79	41,50	94,00	24,60
136	Eunapolis (BA)	-16,3703	-39,6403	23,80	2,79	80,50	125,88	36,05
137	Eunapolis (BA)	-16,3697	-39,5897	23,80	2,68	46,50	99,12	27,50
138	Eunapolis (BA)	-16,2797	-39,5842	23,80	3,75	56,50	108,26	22,08
139	Guaratinga (BA)	-16,5314	-39,7981	24,50	2,87	57,60	109,18	29,20
140	Guaratinga (BA)	-16,5667	-39,6892	24,50	2,83	53,80	105,93	28,44
141	Guaratinga (BA)	-16,5892	-39,7239	24,50	2,46	26,30	74,57	19,93
142	Guaratinga (BA)	-16,5878	-39,7922	24,50	2,46	40,10	92,47	27,19
143	Guaratinga (BA)	-16,7072	-39,7464	24,50	2,46	43,70	96,31	28,75
144	Guaratinga (BA)	-16,7186	-39,8544	24,50	2,46	44,60	97,23	29,12
145	Guaratinga (BA)	-16,5761	-39,9917	24,50	2,46	47,30	99,90	30,20
146	Guaratinga (BA)	-16,7242	-39,8733	24,50	2,46	48,40	100,97	30,64
147	Guaratinga (BA)	-16,6425	-39,7600	24,50	2,46	48,40	100,97	30,64
148	Guaratinga (BA)	-16,5872	-39,7897	24,50	2,46	49,90	102,39	31,22
149	Guaratinga (BA)	-16,5864	-39,7861	24,50	2,46	54,20	106,28	32,79
162	Itabela (BA)	-16,7436	-39,6200	24,20	2,46	44,80	97,43	29,20
163	Itabela (BA)	-16,5603	-39,6756	24,20	2,46	50,30	102,77	31,37
164	Itabela (BA)	-16,7556	-39,6269	24,20	2,46	66,40	116,11	36,78
165	Itabela (BA)	-16,7156	-39,6244	24,20	2,79	44,80	97,43	25,83
167	Itabela (BA)	-16,5342	-39,5786	24,20	2,79	64,50	114,68	32,02
168	Itabela (BA)	-16,5317	-39,5503	24,20	2,68	34,20	85,55	22,43
169	Itamaraju (BA)	-16,9344	-39,7300	24,60	2,67	57,50	109,10	31,29
176	Itamaraju (BA)	-16,7483	-39,7619	24,60	2,68	57,70	109,26	31,28
193	Macarani (BA)	-15,6544	-40,3806	23,70	2,64	61,10	112,03	32,84
194	Macarani (BA)	-15,7253	-40,4161	23,70	3,12	29,20	78,88	17,13

195	Macarani (BA)	-15,6250	-40,4319	23,70	3,28	58,70	110,09	25,82
196	Mascote (BA)	-15,5061	-39,4297	23,90	2,66	24,50	71,69	17,36
197	Mascote (BA)	-15,5128	-39,4308	23,90	2,76	32,50	83,38	20,95
225	Porto seguro (BA)	-16,4828	-39,0850	24,40	2,36	26,00	74,10	20,63
226	Porto seguro (BA)	-16,4875	-39,0772	24,40	2,36	27,00	75,65	21,29
227	Porto seguro (BA)	-16,4875	-39,0961	24,40	2,36	16,40	55,96	12,93
228	Porto seguro (BA)	-16,4217	-39,0914	24,40	2,68	17,00	57,33	11,89
231	Porto seguro (BA)	-16,4922	-39,0783	24,40	2,79	49,80	102,30	27,58
234	Porto seguro (BA)	-16,5731	-39,3894	24,40	2,46	25,30	72,99	19,29
236	Porto seguro (BA)	-16,5650	-39,4306	24,40	2,68	40,40	92,80	25,14
243	Santa cruz cabralia (BA)	-16,2917	-39,0281	24,10	2,36	36,00	87,76	26,43
244	Santa cruz cabralia (BA)	-16,2144	-39,1608	24,10	2,36	16,60	56,42	13,13
245	Santa cruz cabralia (BA)	-16,2786	-39,1194	24,10	2,36	56,40	108,17	35,09
246	Santa cruz cabralia (BA)	-16,2828	-39,0608	24,10	2,36	62,50	113,14	37,19
247	Santa cruz cabralia (BA)	-16,3292	-39,0211	24,10	2,46	20,50	64,59	15,88
248	Santa cruz cabralia (BA)	-16,2889	-39,0289	24,10	3,11	52,50	104,77	25,52
249	Santa cruz cabralia (BA)	-16,3508	-39,3756	24,10	3,00	61,30	112,19	28,91
250	Santa cruz cabralia (BA)	-16,3664	-39,3725	24,10	2,79	60,40	111,47	30,87
251	Santa cruz cabralia (BA)	-16,2353	-39,4131	24,10	2,79	56,60	108,34	29,75
262	Almenara (MG)	-15,9778	-40,8878	25,10	2,95	17,50	58,44	11,19
263	Almenara (MG)	-16,2164	-40,9344	25,10	3,00	17,50	58,44	10,99
264	Araçuaí (MG)	-16,8411	-42,0944	24,40	3,75	17,50	58,44	8,79
265	Araçuaí (MG)	-16,6881	-42,0614	24,40	2,68	22,28	67,89	15,84
266	Araçuaí (MG)	-16,8881	-42,0144	24,40	2,92	25,29	72,98	16,24
267	Araçuaí (MG)	-17,0128	-42,1453	24,40	2,92	26,05	74,18	16,65
268	Araçuaí (MG)	-16,8158	-41,9503	24,40	2,92	28,30	77,59	17,82
269	Araçuaí (MG)	-16,8464	-42,0661	24,40	3,75	31,18	81,63	14,98
270	Berilo (MG)	-16,8600	-42,5094	23,20	2,95	16,00	55,02	10,03
271	Berilo (MG)	-16,9686	-42,4389	23,20	2,68	18,22	60,00	12,89
272	Berilo (MG)	-16,9928	-42,4103	23,20	2,92	22,43	68,15	14,59
273	Berilo (MG)	-16,8925	-42,4494	23,20	2,68	25,63	73,52	17,94
274	Botumirim (MG)	-16,9106	-42,7883	20,60	3,75	17,50	58,44	8,79
275	Botumirim (MG)	-17,0417	-43,1444	20,60	2,79	56,00	107,83	29,57
276	Cachoeira de Pajeú (MG)	-15,8717	-41,4231	21,80	2,95	17,50	58,44	11,19
277	Cachoeira de Pajeú (MG)	-15,9311	-41,3942	21,80	3,00	20,76	65,08	13,20
278	Cachoeira de Pajeú (MG)	-16,0833	-41,5069	21,80	2,46	26,27	74,53	19,91
279	Capelinha (MG)	-17,7519	-42,3450	20,50	2,89	17,50	58,44	11,40
281	Chapada do Norte (MG)	-17,1703	-42,4444	23,00	3,81	18,80	61,21	9,37

282	Comercinho (MG)	-16,1578	-41,8164	21,90	2,46	20,65	64,88	15,99
283	Comercinho (MG)	-16,3531	-41,8653	21,90	2,46	26,98	75,61	20,35
284	Comercinho (MG)	-16,4186	-41,7283	21,90	2,46	33,08	84,13	23,80
285	Comercinho (MG)	-16,2847	-41,7092	21,90	2,68	33,56	84,74	22,13
286	Comercinho (MG)	-16,1928	-41,7264	21,90	2,46	35,11	86,68	24,84
287	Comercinho (MG)	-16,3975	-41,7558	21,90	3,00	43,50	96,10	23,54
288	Cristalia (MG)	-16,7831	-42,6911	21,60	2,68	17,30	58,01	12,15
289	Felicio dos santos (MG)	-18,1428	-43,2350	21,30	3,75	30,70	80,98	14,80
290	Felicio dos santos (MG)	-18,1225	-43,2444	21,30	3,75	36,00	87,76	16,61
291	Felisburgo (MG)	-16,7772	-40,6008	22,60	2,79	17,50	58,44	11,84
292	Fruta de leite (MG)	-16,1286	-42,3942	20,40	3,75	33,00	84,03	15,62
293	Grao mogol (MG)	-16,6744	-42,5139	21,00	3,75	23,61	70,20	11,93
294	Grao mogol (MG)	-16,2167	-42,8667	21,00	2,46	45,00	97,63	29,28
295	Itacambira (MG)	-17,0861	-43,2000	21,90	2,79	15,00	52,57	9,73
296	Itacambira (MG)	-17,0675	-43,3019	21,90	2,79	25,20	72,83	17,00
297	Itamarandiba (MG)	-17,9817	-42,6564	20,90	3,00	17,50	58,44	10,99
298	Jacinto (MG)	-16,1914	-40,4667	24,80	3,00	17,50	58,44	10,99
299	Jenipapo de Minas (MG)	-17,1200	-42,3186	23,50	2,89	16,70	56,65	10,78
300	Jenipapo de Minas (MG)	-17,1183	-42,2944	23,50	3,81	23,20	69,50	11,56
301	Jequitinhonha (MG)	-16,3825	-41,1325	23,50	2,64	18,10	59,74	12,99
302	Jequitinhonha (MG)	-16,1692	-41,2064	23,50	3,00	23,37	69,79	14,77
303	Jequitinhonha (MG)	-16,1658	-41,2083	23,50	3,00	24,60	71,86	15,46
304	Jequitinhonha (MG)	-16,3603	-41,3167	23,50	2,95	34,60	86,05	20,56
305	Joaima (MG)	-16,6569	-41,0186	24,50	2,68	34,44	85,85	22,54
306	Jose Gonçalves de Minas (MG)	-16,8856	-42,6061	22,40	2,68	19,90	63,43	14,17
307	Josenopolis (MG)	-16,6228	-42,4592	21,80	3,75	17,71	58,91	8,92
308	Josenopolis (MG)	-16,5478	-42,5181	21,80	4,29	19,00	61,62	8,44
309	Josenopolis (MG)	-16,5872	-42,4925	21,80	3,75	22,76	68,73	11,54
310	Medina (MG)	-16,3078	-41,4978	22,40	2,95	17,50	58,44	11,19
311	Medina (MG)	-16,2625	-41,5286	22,40	2,79	30,00	80,01	19,58
313	Minas novas (MG)	-17,4103	-42,2406	22,80	3,64	18,10	59,74	9,41
314	Minas novas (MG)	-17,4044	-42,5658	22,80	3,50	21,00	65,54	11,45
315	Minas novas (MG)	-17,1992	-42,5050	22,80	3,47	24,70	72,02	13,41
316	Monte formoso (MG)	-16,9650	-41,2394	21,90	2,95	25,20	72,83	16,08
317	Monte formoso (MG)	-16,8939	-41,2611	21,90	2,92	25,60	73,47	16,41
318	Novo cruzeiro (MG)	-17,5978	-42,0792	21,10	3,86	23,70	70,36	11,64
319	Novorizonte (MG)	-16,0983	-42,3267	20,20	2,68	23,38	69,81	16,55
320	Pedra azul (MG)	-15,9903	-41,2789	22,60	2,46	21,68	66,79	16,77
321	Ponto dos Volantes (MG)	-16,9533	-41,4531	23,60	3,21	17,50	58,44	10,26
322	Ponto dos Volantes (MG)	-17,0047	-41,4408	23,60	2,95	17,50	58,44	11,19

323	Ponto dos Volantes (MG)	-16,9450	-41,3525	23,60	2,95	17,50	58,44	11,19
324	Ponto dos Volantes (MG)	-17,0047	-41,4389	23,60	2,79	17,50	58,44	11,84
325	Rio do Prado (MG)	-16,7075	-40,4844	24,00	3,00	17,50	58,44	10,99
326	Rio do Prado (MG)	-16,7925	-40,5514	24,00	2,79	17,50	58,44	11,84
327	Rio do Prado (MG)	-16,8050	-40,5133	24,00	2,79	17,50	58,44	11,84
328	Rio do Prado (MG)	-16,7411	-40,4819	24,00	2,79	17,50	58,44	11,84
329	Rubelita (MG)	-16,4706	-42,1831	23,00	2,46	18,28	60,12	14,06
330	Rubelita (MG)	-16,3636	-42,2603	23,00	2,68	20,00	63,63	14,24
331	Rubelita (MG)	-16,4256	-42,3192	23,00	3,75	20,00	63,63	10,17
332	Salinas (MG)	-16,0264	-42,2708	23,00	2,68	18,69	60,98	13,26
333	Salinas (MG)	-16,2567	-42,3058	23,00	2,68	20,26	64,13	14,43
334	Salinas (MG)	-16,0561	-42,1889	23,00	2,46	22,17	67,69	17,13
335	Santa cruz de Salinas (MG)	-16,0644	-41,7583	21,50	2,46	16,87	57,03	12,81
336	Setubinha (MG)	-17,5614	-42,1603	21,60	4,29	20,00	63,63	8,90
337	Turmalina (MG)	-17,4081	-42,6044	21,90	3,75	36,00	87,76	16,61
338	Virgem da lapa (MG)	-16,6944	-42,4569	23,10	2,68	15,32	53,37	10,41
339	Virgem da lapa (MG)	-16,7969	-42,3083	23,10	2,68	23,90	70,69	16,88
340	Virgem da lapa (MG)	-16,8728	-42,1956	23,10	2,46	29,38	79,14	21,78

Fonte: Elaborado pelo Autor

4.3 Condutividade Térmica

As propriedades térmicas dos variados tipos de formações geológicas em subsuperfície são informações importantes para a avaliação do fluxo geotérmico de determinada região. Vez que, a principal propriedade física de interesse para avaliação de temperaturas e recursos geotermiais é a condutividade térmica. Além disso, deve-se compreender o comportamento da difusividade térmica e calor específico.

Para tanto, existem três etapas distintas no processo de determinação experimental: 1 – Coleta de testemunhos de sondagem (ou na ausência destas, amostras de afloramentos representativas das formações geológicas);

2 – Preparação das amostras para medições experimentais. Incluindo o polimento de superfície, para amostras sólidas. Para de sedimentos não consolidados e amostras de calha utiliza-se recipiente para condicionamento das amostras;

3 – Escolha do método experimental apropriado, que depende do estado físico das amostras.

Como não foi possível obter amostras por testemunhos de sondagem dos poços analisados no presente trabalho, optou-se pela utilização de dados de amostras de

afloramentos, representativos das formações geológicas locais em trabalhos anteriores, isso inclui dados obtidos por Vitorello et al., (1980); Araújo (1978); Del Rey (1989); Hamza et al, (1987), Vieira, 2014; e Gomes e Hamza (2005), essas informações estão expostas de forma simplificada no tabela (4.5). Na tabela (B1) do apêndice B contém informações mais detalhadas dos valores da condutividade termica por formação na área de estudo, e o apêndice C mostra como usar a tabela (B1) e dados de perfil litológico para estimar o valor da condutividade termica, quando não dispomos de amostras de testemunho.

Tabela 4.5 - Valores de condutividade térmica por litotipo.

Litotipo	(W/m°C)
Granito	2,75
Granitóide	2,70
Gnaisse	2,80
Xisto	3,50
Micaxisto	2,73
Quartzito	4,00
Cobertura Sedimentar	2,30
Arenito	3,00
Folhelho	2,60
Filito	2,80

4.4 Fluxo Geotérmico

4.4.1 Método CVL

Nesse método o fluxo geotérmico é igual ao produto do gradiente térmico e da condutividade térmica representativa das formações geológicas existentes, deste modo a expressão para estimar o fluxo de calor geotérmico pelo método CVL é dado pela equação Fourier, ou seja, a equação (4.9)

$$\sigma_q = \sqrt{\Gamma^2 \sigma_\lambda^2 + \lambda^2 \sigma_\Gamma^2} \quad (4.9)$$

$$q = -\lambda \frac{dT}{dz} \pm \sigma_q \quad (4.10)$$

Nessa equação λ é a condutividade térmica e (dT/dz) representa a variação de temperatura (T) em função da profundidade (z), portanto, o gradiente térmico, e σ_q o desvio padrão, cuja expressão é dada por:

$$\sigma_q = \sqrt{\Gamma^2 \sigma_\lambda^2 + \lambda^2 \sigma_\Gamma^2} \quad (4.11)$$

em que Γ e σ_Γ representam o gradiente e o seu desvio padrão, e λ e σ_λ a condutividade térmica do seu desvio padrão.

Entende-se que na aplicação desta equação o regime térmico está no estado estacionário. Entretanto, há indícios de que ocorreram variações no campo térmico da Terra durante o tempo geológico. De modo que, é provável que o campo térmico terrestre se encontre em estado transiente. Apesar disso, entende-se que o tempo em escala geológica se dá em uma proporção muito desigual ao período de observações humanas, por outro lado, o modo preponderante de transferência de calor na crosta terrestre é a condução de calor, desta forma a equação de Fourier descreve adequadamente o fluxo de calor geotérmico na crosta terrestre.

4.4.2 Método CBT

No método CBT, a equação para o fluxo térmico é escrita na forma:

$$q = \left[\frac{(T_{CBT} - T_0)}{(z_{CBT} - z_0)} \right] \left[\frac{(z_{CBT} - z_0)}{\left(\sum_{i=1}^N R_i h_i \right)} \right] \pm \sigma_q \quad (4.12)$$

Na equação acima (Eq. 4.11) o primeiro termo do lado direito representa o gradiente térmico aparente das camadas que se encontram no intervalo $(z_{CBT} - z_0)$. Este gradiente é usualmente denominado como ‘gradiente CBT’. O segundo termo do lado direito da equação (4.11) representa a condutividade térmica efetiva das camadas que se encontram no intervalo de $(z_{CBT} - z_0)$, onde R_i é a representa a resistência térmica e h_i a espessura das formações geológicas. Existe uma desvantagem neste método, expressada pela dificuldade em determinar-se a temperatura da superfície T_0 com precisão no local onde a T_{CBT} é conhecida. Nesse trabalho, os valores de T_0 foram obtidos a partir de dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

O erro nesse método no método CBT, a equação para o fluxo térmico é estimado pela expressão descrita pela equação (4.12).

$$\sigma_q = \bar{q} \sqrt{\left(\frac{\sigma_T^2}{\bar{T}} + \frac{\sigma_z^2}{\bar{z}} + \frac{\sigma_h^2}{\bar{h}} + \frac{\sigma_R^2}{\bar{R}} \right)} \quad (4.13)$$

em que \bar{q} , \bar{T} , \bar{z} , \bar{h} e \bar{R} representam os valores médios das grandezas envolvidas e os termos σ as incertezas na determinação das grandezas.

4.4.3 Método GCL

No método geoquímico (GCL), utiliza-se relação proposta por Swanberg e Morgan (1978; 1980), equação (4.13).

$$q = \left(\frac{T_{SiO_2} - T_0}{m} \right) \pm \sigma_q \quad (4.14)$$

sendo que T_{SiO_2} representa a temperatura estimada com base na concentração de sílica. T_0 a temperatura média anual da superfície, q o fluxo geotérmico e m e T_0 são respectivamente $1,07 \pm 0,12 \text{ m}^\circ\text{Cm}^2/\text{W}$ e $25,5 \pm 6,7^\circ\text{C}$.

O erro no valor do fluxo de calor no método GCL é dado pela equação (4.14).

$$\sigma_q = \bar{q} \sqrt{\left(\frac{\sigma_{T_{SiO_2}}^2}{\bar{T}_{SiO_2}} + \frac{\sigma_m^2}{\bar{m}} + \frac{\sigma_{T_0}^2}{\bar{T}_0} \right)} \quad (4.15)$$

em que \bar{q} , \bar{T}_{SiO_2} , \bar{m} e \bar{T}_0 representam os valores médios das grandezas envolvidas e os termos σ as incertezas na determinação das grandezas.

4.5 Campo Termal da Região

Há uma heterogeneidade no comportamento termal da litosfera. As características físico-químicas das unidades existentes em cada região do globo são diretamente influenciadas pela distribuição da temperatura e do fluxo de energia de seu interior, sendo assim, considera-se de grande importância o conhecimento dos campos termal da região estudada.

Utilizando-se dos conceitos de fluxo geotérmico e da Lei de Fourier previamente abordados nesse trabalho, e dos modelos térmicos comumente utilizados na literatura, estipula-se que, para as profundidades de 1 a 5Km que serão abordadas aqui, o modelo de campo termal mais adequado é o modelo de campo sem geração de calor radiogênico.

Ao avaliar a temperatura na crosta, os modelos existentes que baseiam-se na Lei de Conservação de Energia compreendem o desenvolvimento de modelos unidimensionais, em queo campo de temperaturas é dado como vertical, conforme Singh e Jain (1970), Hamza (1982) e Wang (1996). A Lei de Conservação de Energia delimita a quantidade de calor inicial (Q_i) que passa por determinada área do sistema analisado sendo igual a quantidade de calor final (Q_f), ao avaliar sistemas crustais, o sentido vertical está no centro para fora da superfície da Terra (eixo Z).

Utilizando-se as equações de energia 1D, e portanto, de energia gerada por tempo, da energia que atravessa área por determinado tempo, variação da energia durante determinado tempo e energia ao final da travessia da área pelo intervalo de tempo, tem-se a seguinte equação:

$$q(z).S\delta t + A_o(z).S\delta z.\delta t = \rho.c.\delta T.S\delta z + q(z + dz).S\delta t \quad (4.16)$$

Em que: ρ é a densidade [kg/m^3]; c é o calor específico [$\text{J}/\text{kg}^\circ\text{C}$]; $.c$ é a capacidade térmica volumétrica [$\text{J}/\text{m}^3/^\circ\text{C}$]; S é a área atravessada [m^2]; A_o é a contribuição radiogênica [μWm^{-3}].

Se $q(z) = q(z + dz) - q(z)$, chega-se a equação:

$$-\frac{\delta q}{\delta z} + A_o = \rho.c.\frac{\delta T}{\delta t} \quad (4.17)$$

Aplicando então a lei de Fourier, e considerando que ($\delta q / \delta z = -\kappa \delta T / \delta z$), tem-se que:

$$\kappa \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} + A_o = \frac{\delta T}{\delta t} \quad (4.18)$$

4.5.1 Modelo de Campo Termal sem Geração de Calor Radiogênico

No modelo aplicado a avaliação feita pelo presente trabalho, a condutividade térmica é considerada constante, portanto, sem produção de calor. Desta maneira o valor de $A_o = 0$, ao aplicar este valor na Equação 4.18, tem-se que:

$$\kappa \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} = \frac{\delta T}{\delta t} \quad (4.19)$$

Essa equação diferencial é solucionada a partir da definição das condições de temperatura ou fluxo de calor fixados iniciais, existindo então, uma única solução para a mesma. Sendo assim, ela pode ser resolvida por métodos numéricos ou ainda por soluções analíticas, como por exemplo a série de Fourier.

Seja $\frac{\delta^2 T}{\delta z^2}$ em função de $(T) = 0$, não há energia gerada nem variação na energia interna em relação ao tempo, ou seja, situação estacionária. Portanto:

$$\lambda \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} = 0; \quad \frac{d}{dz} \left(\lambda \frac{dT}{dz} \right) = 0$$

Realizando uma integração em função da profundidade z , obtem-se:

$$\lambda \frac{dT}{dz} = C1$$

Sendo que, por definição, o primeiro membro é o fluxo geotérmico, e portanto, q_0 . Integramo-se novamente a equação, tem-se:

$$\lambda T_0 = q_0 z + C2$$

Sendo o $z = 0$ e T_0 , partindo da superfície, tem-se que:

$$\lambda T_0 = C2$$

Substituindo na equação inicial, tem-se que:

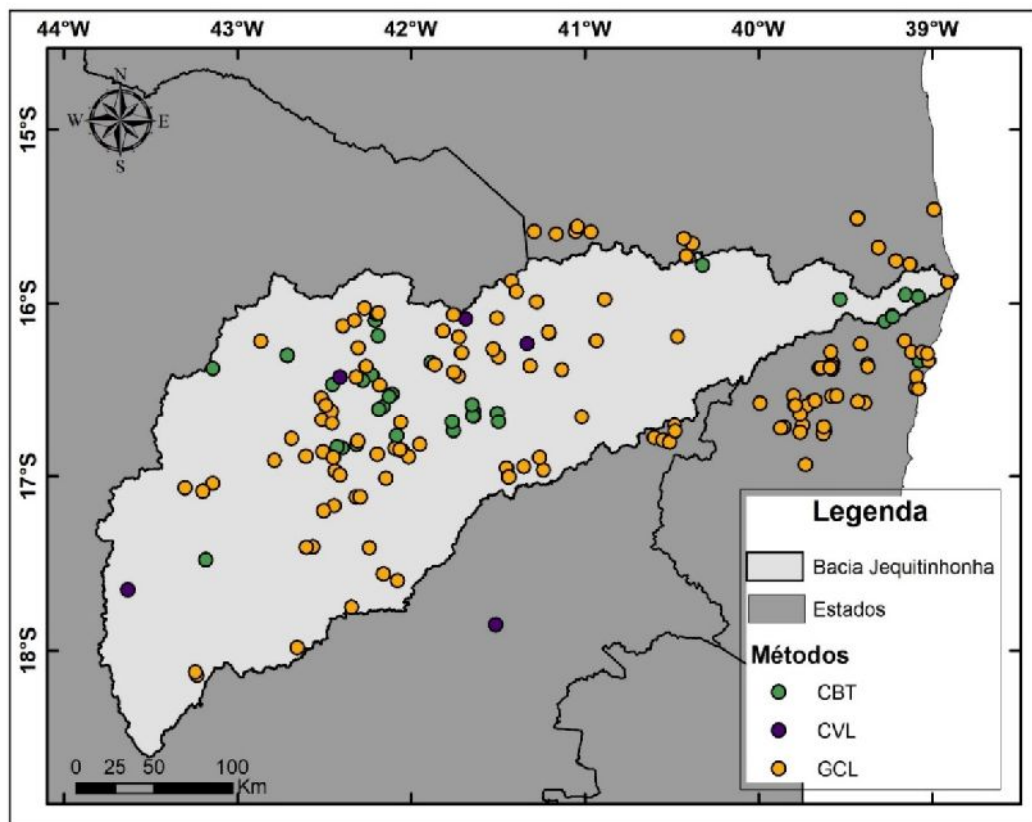
$$\lambda T = q_0 z + \lambda T_0; \quad T = \frac{q_0}{\lambda} z + T_0; \quad \Delta T = \frac{q_0}{\lambda} z$$

Considera-se esta função como uma função linear sendo q_0 e T_0 constantes. Desse modo, este modelo desconsidera a geração de calor, limitando então a sua aplicação a pequenas profundidades, indo portanto, ao encontro do que o presente trabalho pretende. As profundidades em subsuperfície aqui vão de 1km até 5 km de profundidade.

5 RESULTADOS

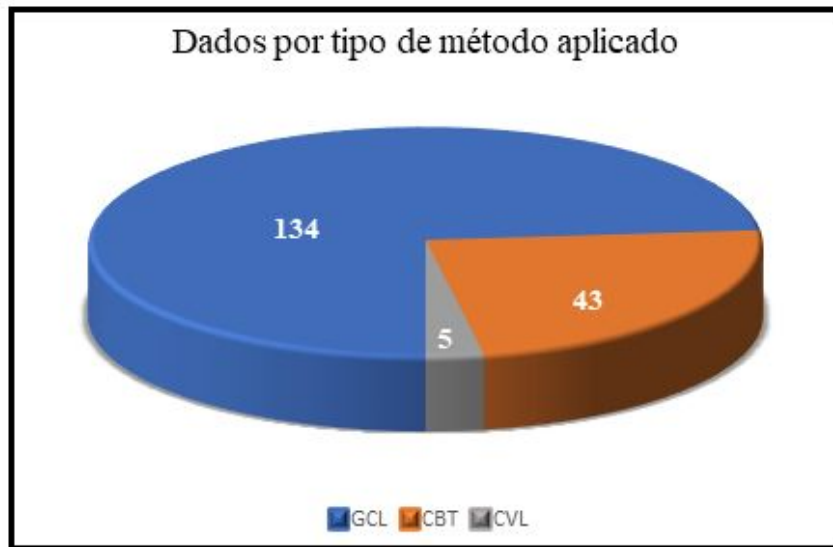
Os dados geotérmicos dessa dissertação pretendem apresentar informações essenciais para que a avaliação dos recursos geotermiais na área de estudo. Foram utilizadas dados de um total de 340 poços distribuídos 182 localidades, cuja distribuição espacial é mostrada na Figura 12 e a tabela (A1) constante no apêndice apresenta a relação completa dos dados.

Figura 12 – Distribuição espacial dos perfis classificados e o método utilizado



Fonte: Elaborado pelo autor.

Dentre as 182 localidades foram estimadas usando o método CVL 5 localidades, 43 no método CBT e 134 o GCL (figura 13).

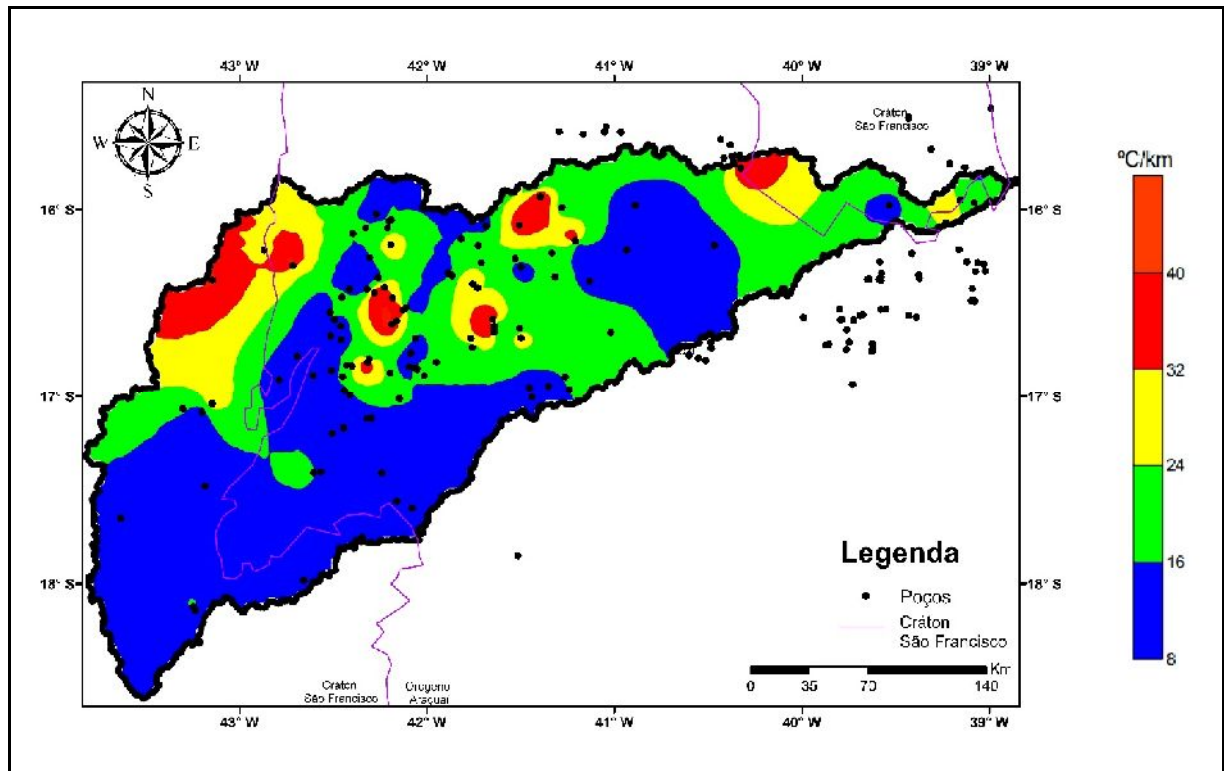
Figura 13 – Dados por tipo de método

Fonte: Elaborado pelo autor.

5.1 Gradiente Geotérmico

Na figura (14) é apresentado o mapeamento regional do gradiente geotérmico. O conjunto de valores calculados com base nos métodos CVL, CBT e GCL permitiram avaliar a variação regional dos gradientes geotérmicos na região da Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha, os valores estão entre 8 até 40°C/Km. Valores de gradiente superiores a 32°C/km foram encontrados principalmente na porção centro noroeste da bacia, além de uma pequena faixa no extremo nordeste. A maior parte da região apresenta valores de gradientes geotérmicos inferiores a 24°C/km, como mostrado na figura (18), como verifica-se em toda porção sul, sudoeste e sudeste do mapa.

Figura 14 – Mapa de Gradiente Geotérmico da Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha



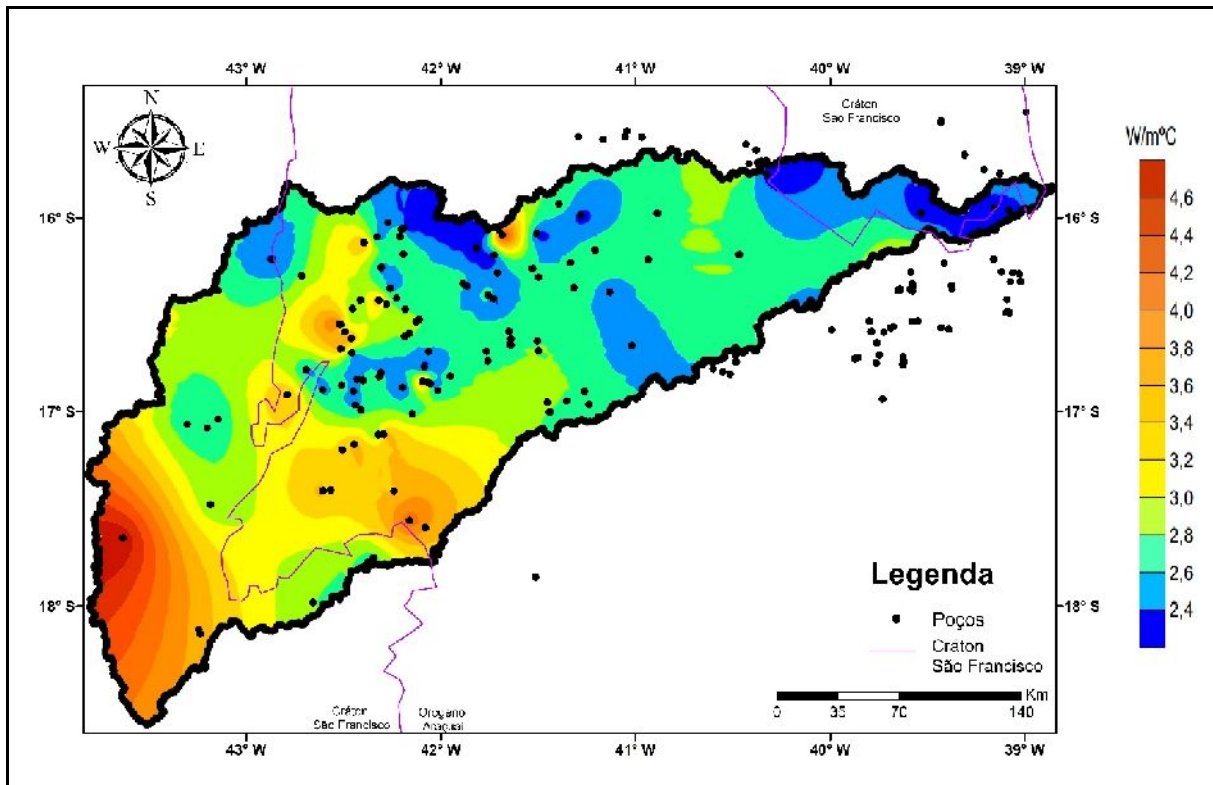
Fonte: Elaborado pelo autor.

Como é possível verificar na Figura 8. Nota-se que as rochas mais antigas, pertencem a uma pequena faixa no extremo sudoeste da região, onde ocorre a interseção da bacia do rio Jequitinhonha com o Cráton São Francisco. Ressalta-se aqui que, estudos anteriores (Alexandrino, 2008; Alexandrino e Hamza, 2008; Vieira, 2015) demonstram que regiões cratônicas tendem a apresentar valores de gradientes geotérmicos menores, quando comparadas com outras regiões.

5.2 Condutividade Térmica

A figura 15 apresenta a distribuição da condutividade térmica na bacia em estudo. A variação da condutividade térmica na região vai de 2,4 a 4,6 W/m °C. Destaca-se no mapa a grande divisão entre a porção oeste e a leste, em que a porção oeste contém as rochas mais antigas, datadas do pré-cambriano, do arqueano até o neoproterozóico. A porção leste contém as rochas mais novas.

Figura 15 – Mapa de Distribuição da Condutividade Térmica na Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha



Fonte: Elaborado pelo autor.

Verifica-se que, há um decréscimo gradual nos valores de condutividade, sendo que, nas proximidades da divisa sul entre o Cráton São Francisco e o Orógeno Araçuai há uma linha bem delineada de valores de condutividade mais elevados, da ordem de 4,6 W/m°C, que decresce progressivamente. Esses valores relativamente mais elevados estão relacionados aos corpos rochosos graníticos e granodioríticos dos complexos e suítes presente no local. Alexandrino (2008) apresentou em seu estudo valores de condutividade da ordem de 3,5 W/m°C até valores superiores a 4,0 W/m°C para esta mesma região do norte-nordeste mineiro, não havendo correlatos para a parte do sul baiano.

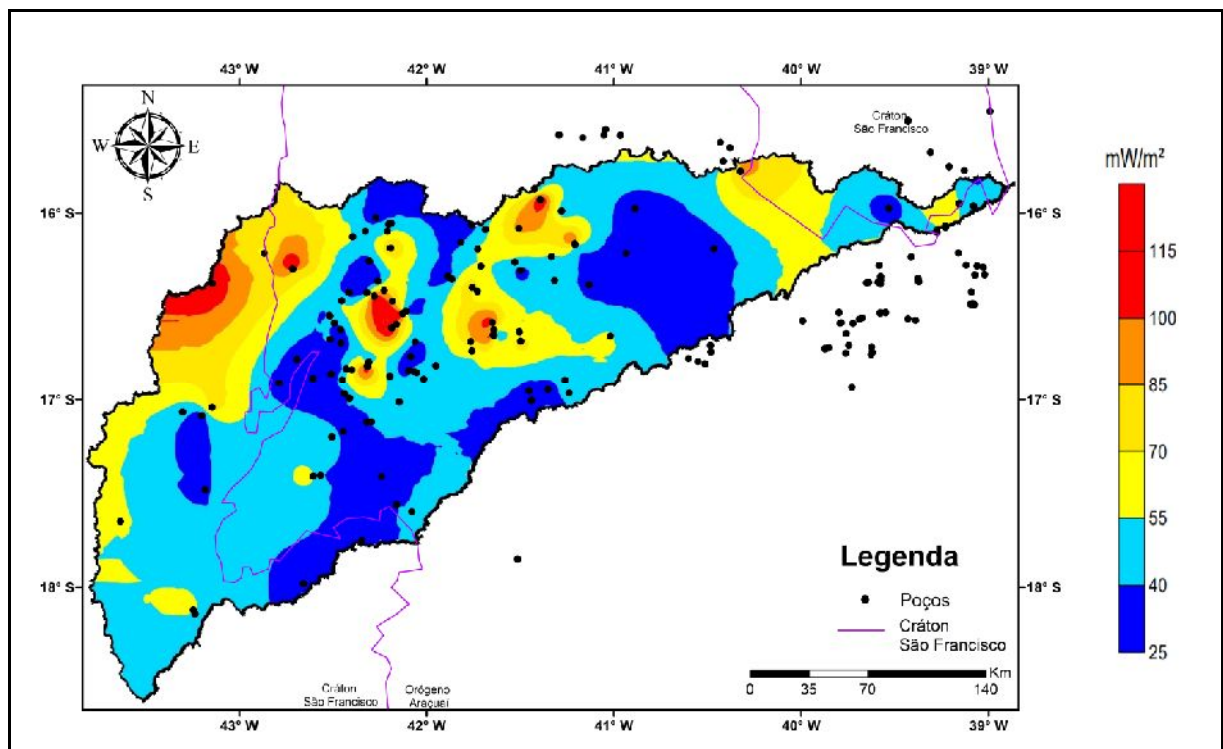
5.3 Fluxo Geotérmico

A figura 16 apresenta o mapa de distribuição do fluxo geotérmico na Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha, verifica-se semelhança entre o comportamento das anomalias deste mapa com o de gradiente geotérmico. Sendo que, os locais de fluxo geotérmico mais elevado concentram-se principalmente na região noroeste do mapa, onde se localizam as formações mais jovens, com valores variando entre 70 e 115 mW/m². Considerando que a média global do fluxo de calor geotérmico está entre 58 a 63 mW/m², de

acordo com Vieira e Hamza (2018), pode-se dizer que estes valores estão quantitativamente elevados.

Na porção central e centro-norte, existem dois pontos de concentração de fluxos anômalos elevados também. Além destes, há uma região na porção nordeste do mapa, já no sul da Bahia, em que há valores na faixa de 55 a 70 mW/m², esses valores são relativamente mais elevados do que a maior parte da bacia.

Figura 16 – Mapa de Fluxo de Calor na Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha



Fonte: Elaborado pelo autor.

Em trabalhos anteriores, Vitorello, Hamza e Pollack (1980) estimaram o fluxo de 42 mW/m² para o Cráton São Francisco, e em trabalhos mais recentes, Hamza e Muñoz (1996) estimaram valores próximos de 30 mW/m². Alexandrino e Hamza (2008), também estimaram os valores para o Cráton São Francisco, apresentando a faixa de valores entre 28-53 mW/m². No presente trabalho, verifica-se uma grande variação, que vai desde 25 até 115 mW/m².

De acordo com o mapa de fluxo geotérmico proposto por Hamza (2020), os valores mais elevados de fluxo deveriam estar na região do nordeste mineiro e sul da Bahia, entretanto, o que os resultados desse estudo nos mostram sobre o fluxo aproxima-se mais ao trabalho de Alexandrino (2008). Neste trabalho, o fluxo de calor no Estado de Minas Gerais aumenta consideravelmente na porção norte do Estado, chegando até 80 mW/m². A região de

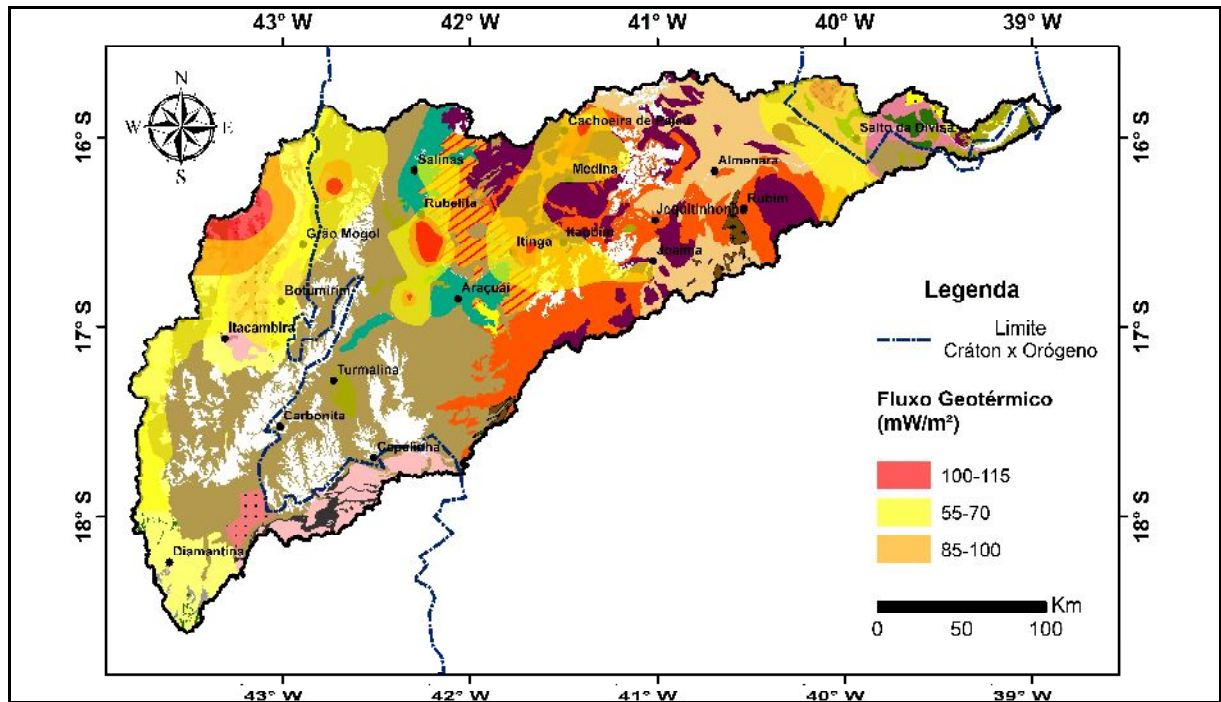
estudo possui proximidade geográfica com esta região de fluxos de calor elevados. A porção noroeste da área de estudo do presente trabalho apresenta os valores de fluxo mais elevados, chegando até a 115 mW/m^2 , conseqüentemente, corrobora com os trabalhos anteriores supracitado, visto que, quanto mais para o norte do Estado, mais se aproximam das fluxos de calor geotérmico anômalo.

De acordo com Gonçalves (2019), a semelhança do magmatismo póscolisional, prolongado e de longa duração nos orógenos Araçuaí e Ribeira, implica uma anomalia térmica de longa duração em escala litosférica ao longo do início da época Cambriana. Entende-se portanto, que, regiões em que destacam-se rochas da fase póscolisional (Supersuítas G4 e G5), podem apresentar em anomalias térmicas regionais.

A figura 17 contrasta as anomalias de fluxo geotérmico superiores a 55 mW/m^2 com a geologia regional, utilizando o efeito de transparência de 35% sobre as shapes de fluxo. Verifica-se nesse mapa que, as principais anomalias no interior do Orógeno Araçuaí estão concentradas em duas regiões, a primeira, na região mais central da Bacia, está nas proximidades de Rubelita, e possui os maiores valores de fluxo no contato entre as rochas pertencentes a Supersuíte G4 e as formações Salinas e Grupo Macaúbas. A segunda zona de valores mais elevados está nas proximidades de Itinga e Itaobim, e os pontos de maior amplitude estão associados a presença de rochas das Supersuítas G2, G3 e G5, a Supersuíte G4 também está presente, mas apresenta valores relativamente mais baixos.

Ressalta-se que parte da região de fluxo de calor anômala nas proximidades de Itinga está inserida geograficamente dentro da Província Pegmatítica Leste Brasileira, com este fato, pode-se fazer uma correlação dos valores elevados de fluxo de calor com os fluídos magmáticos gerados durante o magmatismo póscolisional, conforme descrito por Pedrosa-Soares et al. (2011), que diz que no núcleo de alto grau do orógeno, a exolução de um fluido magmático tardio do sistema magmático póscolisional resultou na geração da Província Pegmatítica do Leste Brasileiro.

Figura 17 – Mapa da Geologia Regional contrastando com anomalias de Fluxo de Calor de valores acima de 55 mW/m²



Fonte: Elaborado pelo autor.

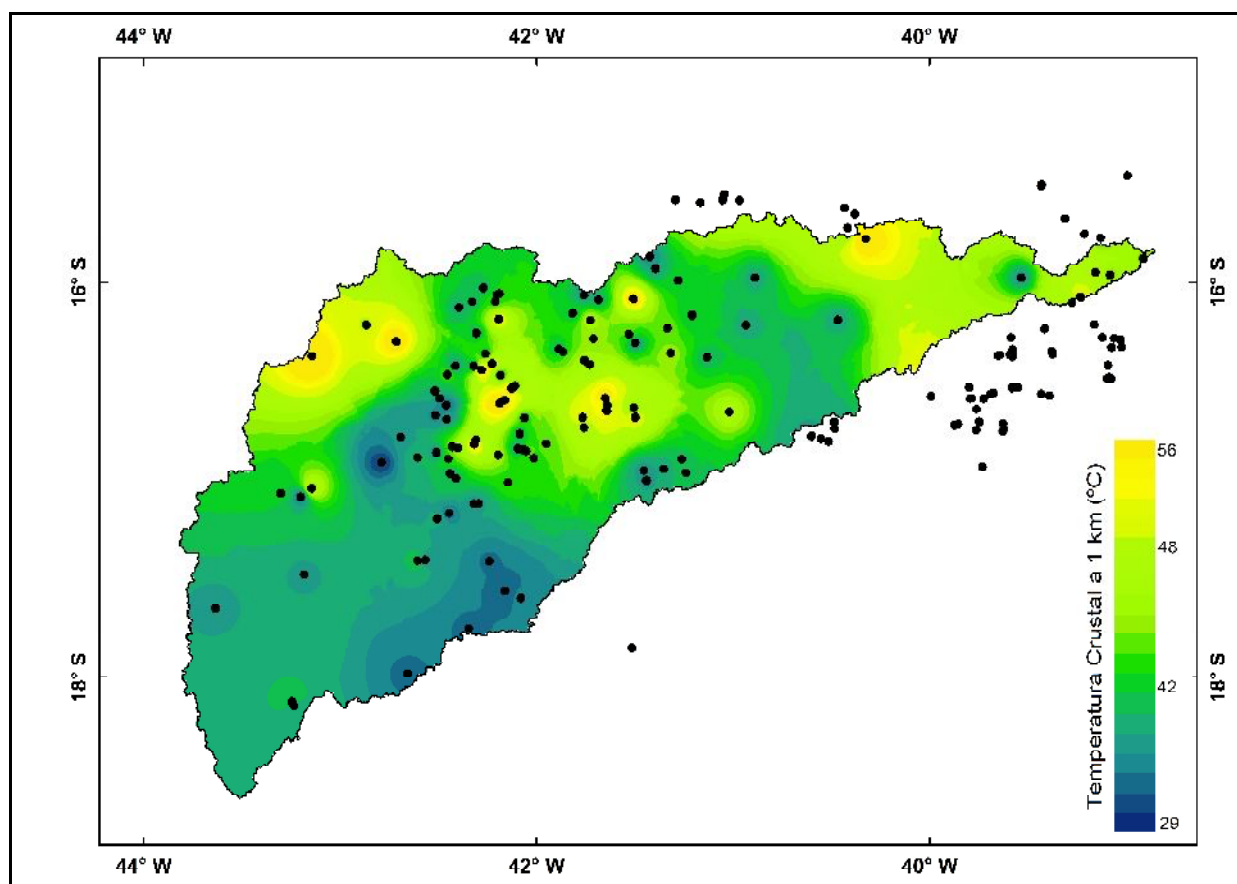
É verificada também uma zona de fluxos de calor com valores médios a elevados na região de influência do Cráton, porção norte, noroeste da Bacia. Ao analisar a geologia local, identifica-se que as zonas citadas praticamente bordejam as litologias influenciadas pelos Complexos Arqueanos, Suítes (Meta) Magmáticos Riaccianas/Orosirianas e Supergrupo Espinhaço, sendo os valores mais elevados indicando para o centro do Cráton São Francisco. Comportamento esperado, de acordo com Alexandrino (2008), em que espera-se os valores mais elevados de fluxo de calor voltados para o Norte do Estado de Minas Gerais. Valores próximos deveriam aparecer nas proximidades de Diamantina, visto a continuidade desta litologia, todavia, existem poucos dados de poços no local, não permitindo uma avaliação mais precisa.

5.4 Campo Termal da Região

O mapeamento do campo termal tem como principal objetivo servir como base para verificação das temperaturas em subsuperfície, a distâncias consideráveis a partir da superfície, sua variação, pontos anômalos e por fim, como referência ao delimitar regiões de possível aproveitamento geotérmico. Ao conhecer a estrutura crustal e a distribuição vertical

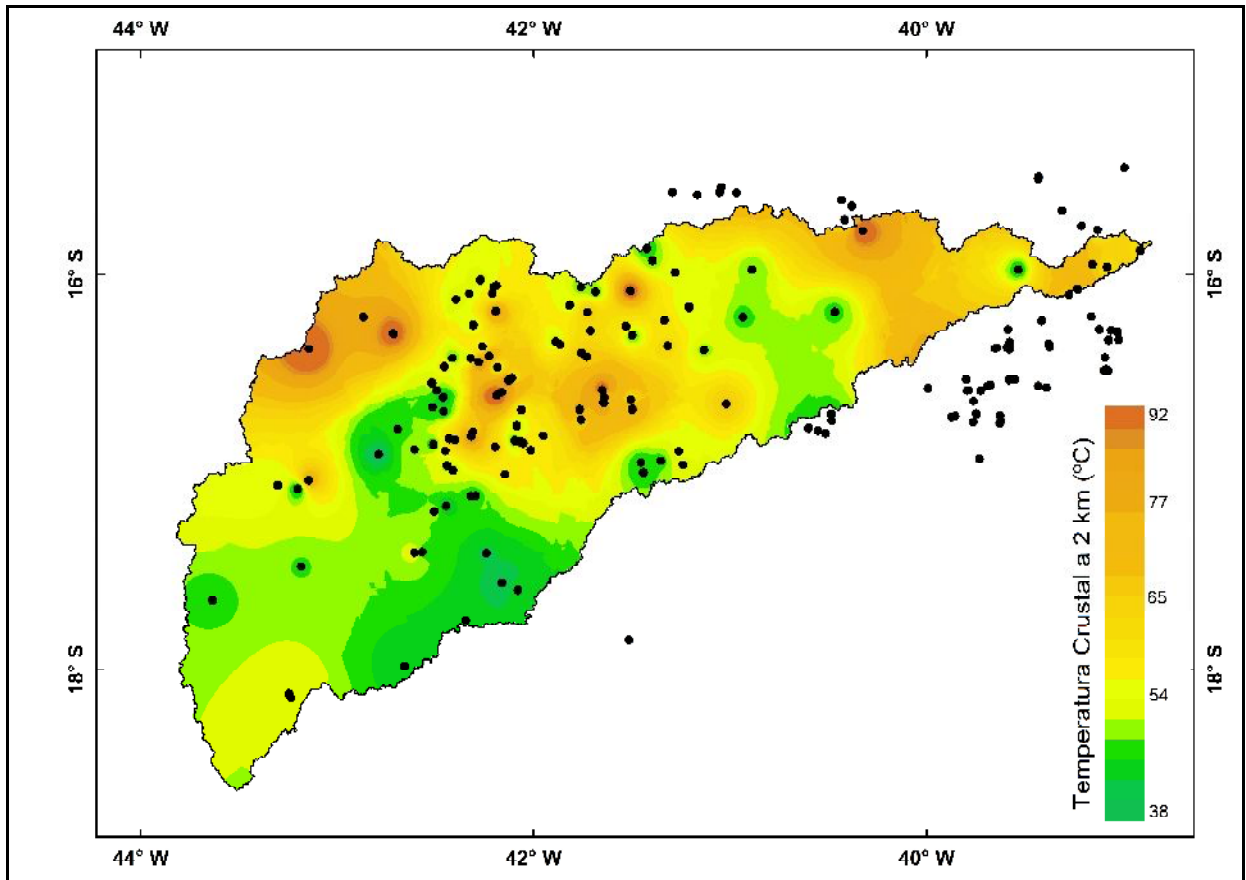
da condutividade térmica, somada as fontes de calor, é possível delimitar as temperaturas crustais. As profundidades abordadas nesse presente trabalho variam de 1km a 5 km de profundidade, possuindo as áreas mais quentes localizadas na região norte e centro-norte da região.

Figura 18 – Mapa da Temperatura Crustal em 1 km.



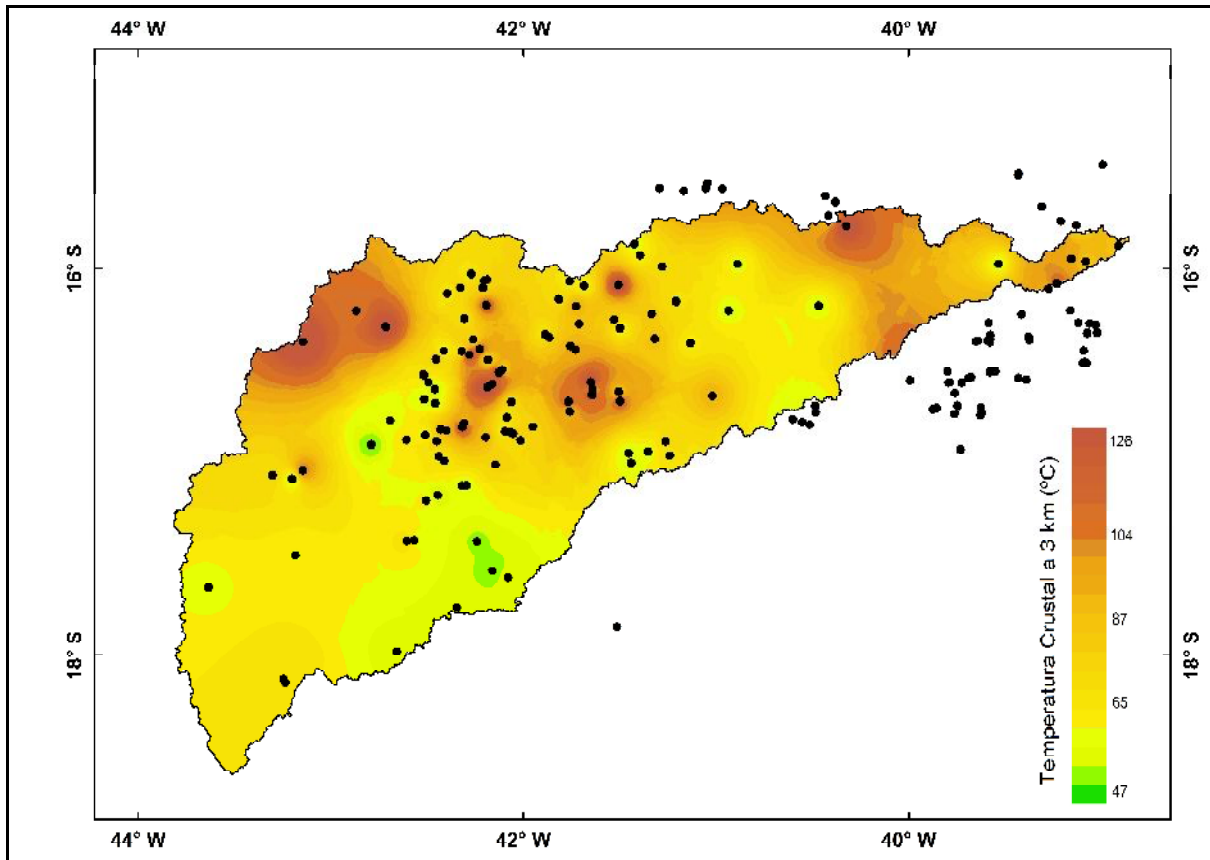
Fonte: Elaborado pelo autor.

Verifica-se na Figura 18, as anomalias geotérmicas a 1 km de profundidade, atingindo valores de até 56°C, e seguem uma tendência crescente nos pontos de principal fluxo e de calor e gradiente geotérmico.

Figura 19 – Mapa da Temperatura Crustal em 2 km.

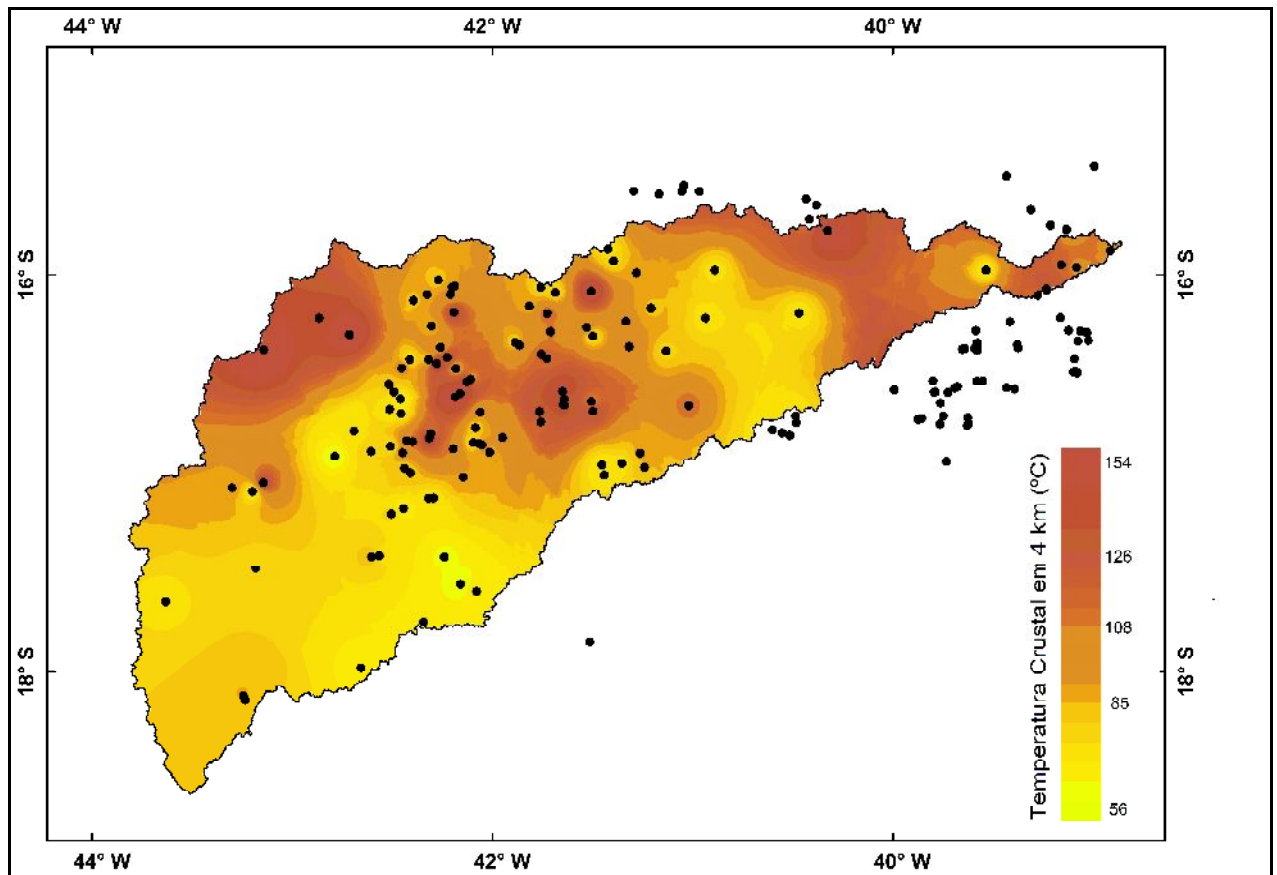
Fonte: Elaborado pelo autor.

No mapa de temperatura crustal em 2 km verifica-se um crescimento considerável de temperatura, chegando até temperaturas de 92°C. As áreas com temperaturas acima de 65°C, em laranja estão presentes principalmente na região centro-norte, sob influência do Orógeno Araçuaí, e também no norte e nordeste (já próximo ao estado da Bahia), sob influência do Cráton São Francisco.

Figura 20 – Mapa da Temperatura Crustal em 3 km.

Fonte: Elaborado pelo autor.

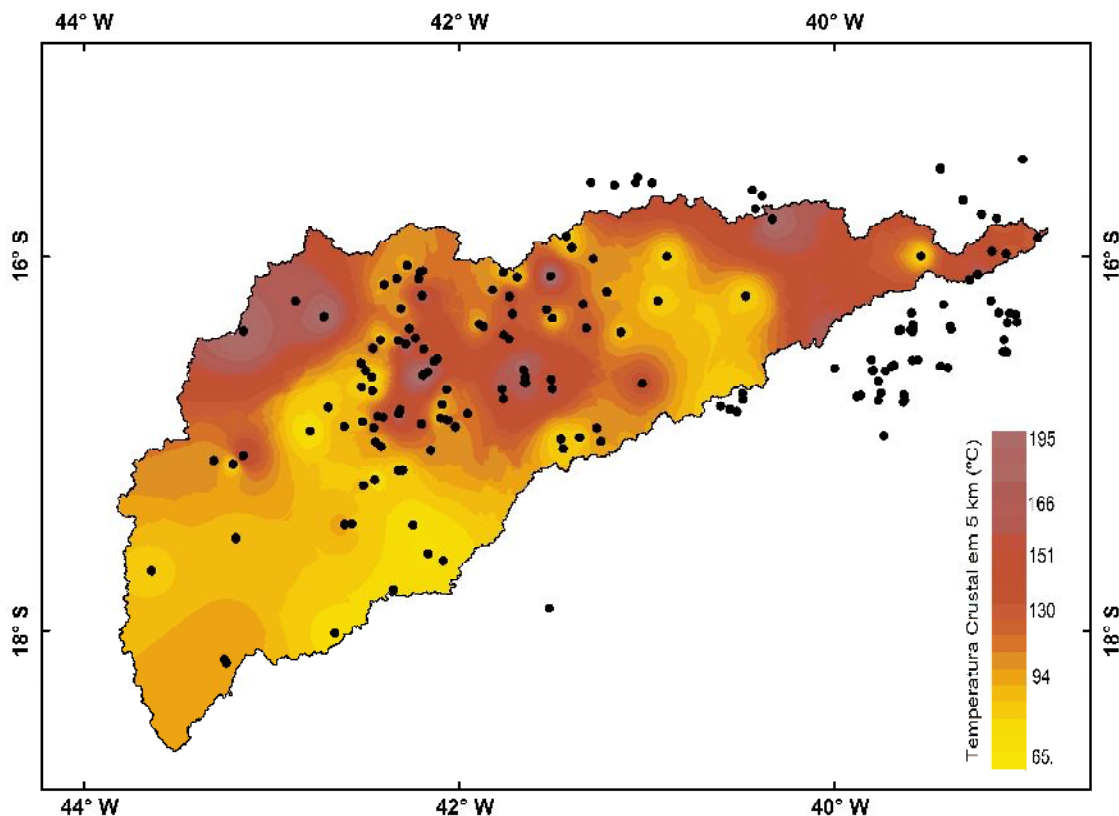
Aos 3 km de profundidade quase toda área está com temperaturas acima de 50°C, e a máxima está em 126°C. O trecho com temperatura menor está localizada a centro-sul da Bacia, sob influência do Orógeno Araçuaí, e as zonas de maior temperatura seguem a tendência vista nos mapas anteriores.

Figura 21 – Mapa da Temperatura Crustal em 4 km.

Fonte: Elaborado pelo autor.

Aos 4 km (Figura 21) verifica-se temperaturas acima de 56°C em toda a região, sendo que no nordeste as anomalias estão acima de 100°C de modo bem marcante, com uma ampliação considerável de sua área. De modo geral, com a evolução da profundidade, o mapa apresenta uma tendência de união das anomalias de temperatura.

Figura 22 – Mapa da Temperatura Crustal em 5 km.

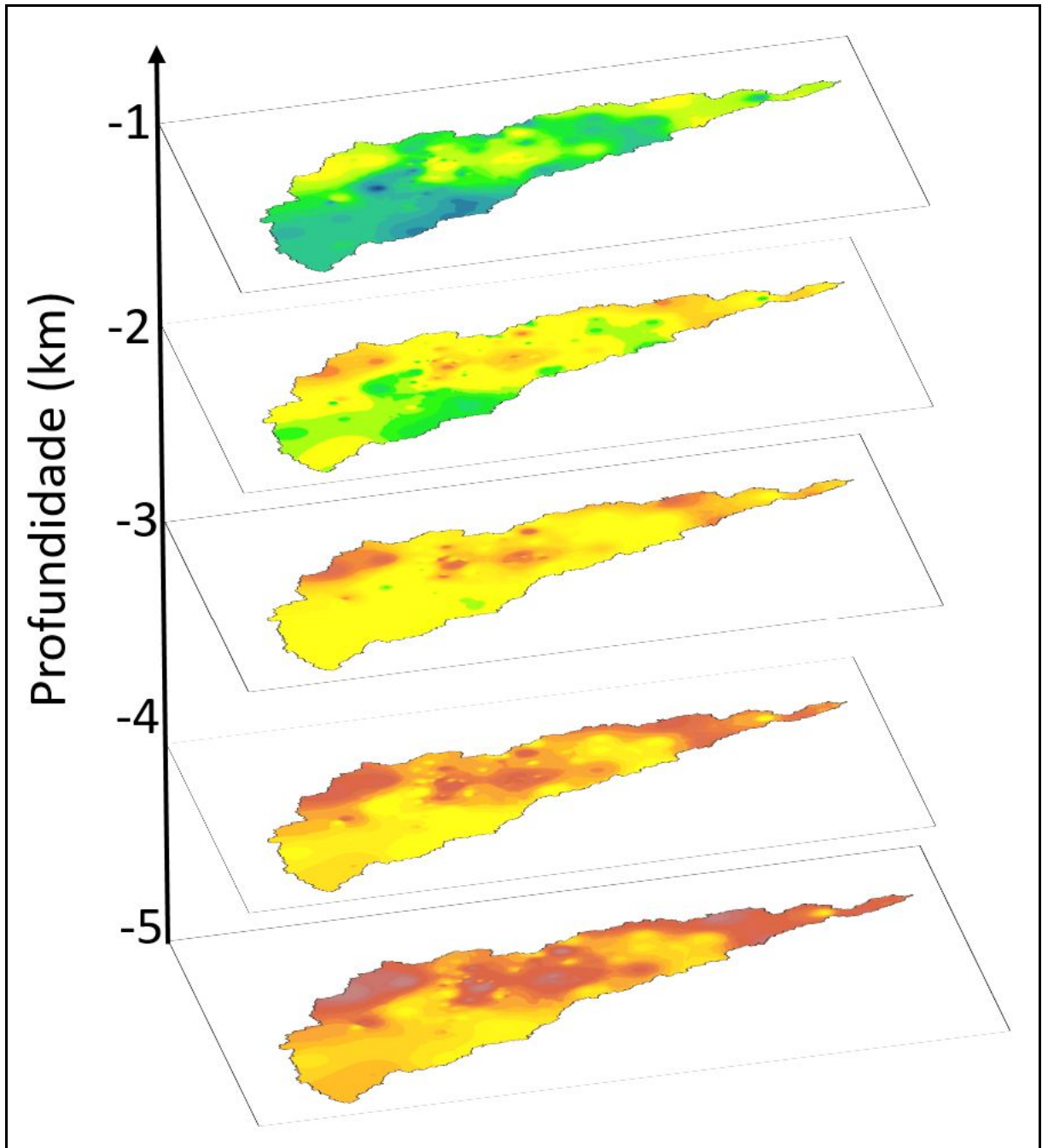


Fonte: Elaborado pelo autor.

Na figura 23, o mapa de temperatura crustal a 5 km a tendecia citada pode ser confirmada, sendo que, nos pontos norte, centro-norte e nordeste, sendo delimitados como pontos de crescente anomalia térmica, há temperaturas de até 195 °C.

Os resultados apresentados são de suma importância para delimitar áreas com temperaturas interessantes para o aproveitamento energético de recursos geotermiais e sua possível exploração. A partir dos mapas gerados, elaborou-se uma figura, afim de criar uma visualização espacial tridimensional da área, com as temperaturas variando entre 29°C até 195°C.

Figura 23 – Mapa 3D da Temperatura Crustal de 1 a 5 km.



Fonte: Elaborado pelo autor.

6 CONCLUSÃO

O presente trabalho permitiu avanços importantes na avaliação em escala regional dos recursos geotermiais na região da Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha, além de disponibilizar novos dados geotérmicos para a comunidade científica.

As estimativas para a condutividade térmica são relativamente mais elevadas na região norte e nordeste de Minas, correspondendo ao estudo feito por Alexandrino (2008). A redução dos valores em direção as margens da plataforma continental pode ser atribuída à elevada espessura de rochas sedimentares da margem passiva que, por definição, apresentam condutividade térmica inferior aquelas determinadas para rochas graníticas e granodioríticas que compõe o embasamento da plataforma continental no escudo atlântico.

O gradiente geotérmico da região varia de 8-40°C/km, com valor médio em torno de 24 °C/km. Apresentando um aumento de valor na direção sudoeste – nordeste. Sendo que as porções noroeste e centro norte são encontrados valores acima de 32 °C/km, enquanto que na porção sudoeste o gradiente geotérmico é inferior a 16 °C/km.

Os dados de fluxo geotérmico demonstraram que em alguns pontos, principalmente nas regiões centro-norte e noroeste da bacia, os valores de fluxo superam ao da média global, sendo estes locais, pontos de interesse de estudo. Os valores anômalos elevados variam entre 70-115 mW/m². A análise do fluxo geotérmico confirma o comportamento das anomalias segundo Alexandrino (2008), que aponta que os maiores valores de fluxo geotérmico em Minas gerais estão concentrados no norte do estado.

Ao correlacionar a geologia com o fluxo de calor, foi possível identificar que as rochas pertencentes às Supersuítas G4 e G5, principalmente, possuem valores anômalos superiores as demais regiões. Além dessas, estão presentes na região descrita, rochas das Supersuítas G2 e G3, originadas no evento sincolisional, e que apresentaram valores superiores a 55 mW/m². Esse fato está de acordo com informações da literatura sobre a evolução geotectônica da área, em que essas regiões foram formadas durante o processo sincolisional, e póscolisional, havendo correlação, portanto, com o calor remanescente desses eventos de idades relativamente mais novas e em que houve grande volume de fluídos magmáticos presentes.

Através dos dados gerados foi possível estimar a temperatura crustal entre 1 km a 5 km de profundidade, com a temperatura variando entre 29°C até 195°C. A partir de 3 km as temperaturas são todas acima de 50°C, em 4 km as temperaturas máximas ficam acima de

150°C. Os principais focos de anomalias térmicas estão concentradas nos mesmo locais de maior fluxo de calor e gradiente geotérmico, com destaque para a região norte, centro-norte e nordeste da Bacia. A medida que a profundidade aumentou, o mapa apresentou uma tendência de união das anomalias existentes. A partir desses dados obtidos é possível elaborar a avaliação dos recursos geotermiais, delimitando as principais zonas para aproveitamento energético.

Por fim, é notório que, a principal fonte de dados do presente trabalho vem da aplicação do método geoquímico. Este método é considerado menos preciso entre os demais métodos, todavia, de modo geral, os estudos realizados neste trabalho permitiram a avaliação quantitativa dos Recursos Geotermiais da Bacia Hidrográfica do Jequitinhonha, e mostrou a correlação entre o fluxo de calor geotérmico e as unidades geológicas. As estimativas de fluxo geotérmico geradas no presente trabalho podem ser utilizadas como base de dados para uma possível exploração da energia geotérmica da região, principalmente nas áreas em que o fluxo de calor possui valores mais elevados. Obviamente, trata-se do primeiro trabalho específico sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha e, portanto, ainda serão necessárias novas pesquisas para coleta dados de campo, principalmente a de amostras de rochas, fornecendo mais dados para estimar mais precisamente a condutividade térmica, como também realização de perfilagem de poços para melhor avaliação do campo térmico local.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALEXANDRINO, C., H.; HAMZA, V. M., 2018. **Terrestrial Heat Flow in Non-Thermal Ground Water Circulation Settings of Brazil. International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applied Geothermics** VOL. 1, NO. 1 (2018); P. 46-51. ISSN: 2595-4180. DOI: <https://doi.org/10.31214/ijthfa.v1i1.19>

ALEXANDRINO, CARLOS HENRIQUE **Campo termal da província estrutural São Francisco e faixas móveis adjacentes.** Unpublished Ph.D. Thesis (In Portuguese). 184p. Observatório Nacional. ON/MCTI. Rio de Janeiro. 2008.

ALEXANDRINO, C., H. **Geothermal field of the structural province of São Francisco and adjacent mobile belts** (in Portuguese), Unpublished Ph.D. Thesis, Observatório Nacional, Rio de Janeiro, Brazil, pp.1 – 187, 2008.

ALEXANDRINO, C. H., HAMZA, V.M. **Estimates of heat flow and heat production and a thermal model of the São Francisco craton.** International. Journal of Earth Sciences, Volume 97, Number 2, April 2008, pp. 289-306.2008.

ALMIM, F.F., MARSHAK, S., PEDROSA-SOARES, A.C., PERES, G.G., CRUZ, S.C.P., WHITTINGON, A. **Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in and Africa: Nutcracker during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. Precambrian Research.** 149: 43-64, 2006.

ALMIM, F. F.; PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; CRUZ, S. **Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.** Geonomos. 15: 25-43, 2007.

ALMEIDA F.F.M. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira.** Boletim 241. DNPM - Divisão de Geologia e Mineralogia. Rio de Janeiro, Boletim, nº 241, 36 p.1967.

ALMEIDA, F.F.M. **O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências.** 7: 349–364, 1977

ALMEIDA, F.F.M. de et al. **Brazilian Structural Provinces: An Introduction.** Earth-Science. Rev. 17:1-29. 1981.

- ARAÚJO, R. L. C., **Pesquisas de fluxo térmico na chaminé alcalina de Poços de Caldas**, Tese de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil. 1978.
- BALTAZAR, O. F.; SILVA, S. L. **Mapa Geológico e Nota Explicativa da Folha São Gabriel da Palha, 1:100.000**. In: Folha São Gabriel da Palha. Programa Geologia do Brasil, CPRM. 2007.
- BAARS, F. J., GROSSI-SAD, J. H., FONSECA, E. Geologia da Folha de Capelinha. In: J. H. Grossi-Sad, L. M. Lobato, A. C. Pedrosa- Soares, B. S. Soares-Filho. Projeto Espinhaço em CD-ROM. Belo Horizonte: Companhia Mineradora de Minas Gerais. 1997.
- BONIN, B.,. Lithos 97 (1–2), 1–2. 2007.
- BRITO-NEVES B.B., CAMPOS-NETO M.C., FUCK R. **From Rondinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage**. Episodes. 22, 155-199, 1999.
- CARVALHO, H., & VACQUIER, V. **Method for determining terrestrial heat flow in oil fields**. Geophysics, 42(3), 584-593.1977
- CASTAÑEDA, C., PEDROSA-SOARES, A.C., BELÉM, J., GRADIM, D., DIAS, P.H.A., MEDEIROS, S.R., OLIVEIRA, L. **Mapa Geológico e Nota Explicativa da Folha Ecoporanga, 1:100.000**. In: Folha Ecoporanga. Programa Geologia do Brasil, Contrato CPRM-UFMG, CDROM. 2006.
- CASTRO, Marco Paulo de. **Caracterização geológica da Formação Capelinha como uma Unidade Basal do Grupo Macaúbas em sua Área Tipo**, Minas Gerais. 2014.
- CELINO, J.J. **Variação composicional em suítes de granitóides neoproterozóicos e sua implicação na evolução do Orógeno Araçuai (Brasil)-Oeste Congolês (África)**. PhD thesis, Universidade de Brasília, 1999.
- CHEMALE JR., F.; DUSSIN, I.A.; ALKMIM, F.F.; MARTINS, M.S.; QUEIROGA, G.; ARMSTRONG, R.; SANTOS, M.N. **Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: the case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil**. *Gondwana Research*, v. 22, p. 200-226, 2012.

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG.** Brasília, 692 p., 2003.

DALTON DE SOUZA J, KOSIN M, MELO RC, SANTOS RA, TEIXEIRA LR, SAMPAIO AR, GUIMARÃES JT, VIEIRA BENTO R, BORGES VP, MARTINS AAM, ARCANJO JB, LOUREIRO HSC, ANGELIM LAAX. **Mapa Geológico do Estado da Bahia – Escala 1:1.000.000.** Salvador: CPRM, 2003. Versão 1.1. Programas Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo e Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Convênio de Cooperação e Apoio Técnico-Científico CBPM-CPRM. 2003.

DEL REY, A.C., **Estudo hidrogeotérmico da região de Águas de Lindóia, Amparo e Socorro: Nordeste do estado de São Paulo,** Mestrado, Universidade de São Paulo. 1989.

EBY N., **Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications.** *Geology*, vol. 20: 641-644. 1992.

ELESBON, A. A. A.; GUEDES, H. A. S.; DA SILVA, D. D.; OLIVEIRA, I. C. **Uso de dados SRTM e plataforma SIG na caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do Braço Norte do Rio São Mateus - Brasil.** *Revista Escola de Minas*, v. 64, n. 3, p. 281288, 2011.

FOGAÇA, A. C.C.. **Geologia da Folha Diamantina.** In: Grossi-Sad JH, Lobato LM, Pedrosa-Soares AC, Soares-Filho BS. (Ed.). Belo Horizonte, COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais 1667-1806, 1997.

FOURNIER, R.O. **Application of Water Geochemistry to Geothermal Exploration and Reservoir Engineering**, pp. 109-143, in RYBACH, L.; MUFFER, L. J. P. (eds.); *Geothermal Systems: Principles and Case Histories*, John Wiley & Sons Ltd. 1981.

FOURNIER, R. O., & POTTER, R. W. **Revised and expanded silica (quartz) geothermometer.** *Bull., Geotherm. Resour. Counc.(Davis, Calif.);(United States)*, 11(10).1982.

FROST, C.D., FROST, B.R.. **On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin.** *Journal of Petrology* 52 (1), 39–53. 2011.

GUIMARAES, SUZE ; GOMES, JORGE LUIZ DOS SANTOS ; GOMES, ANTÔNIO ; HAMZA, VALIYA ; VIEIRA, FABIO ; ALEXANDRINO, CARLOS . **Update of Brazilian Heat Flow Data, within the framework of a multiprong referencing system. International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applications** , v. 3, p. 45-72, 2020.

GOMES, A. J. L.; ALEXANDRINO, C.H., **Mapeamento de Gradiente Geotérmico do Município de Teófilo Otoni no Estado de Minas Gerais**. In: 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2011, Rio de Janeiro. Sbgf, 2011.

GOMES, A. J. L., HAMZA, V. M., **Geothermal Gradient and heat Flow in the State of Rio de Janeiro**. Revista Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro, v. 23, n. 4, p. 325-347, 2005.

GONÇALVES, G.O., LANA, C., BUICK, I.S., ALKIMIM, F.F., SCHOLZ, R., QUEIROGA, G.. **Twenty million years of post-orogenic fluid production and hydrothermal mineralization across the external Araçuaí orogen and adjacente São Francisco craton, SE Brazil**. Lithos 342-343, 557-572. 2019

GRADIM, C.T., QUEIROGA, G.N., RONCATO, J.G., NOVO, T.A., PEDROSA-SOARES, A.C. **Nota Explicativa da Folha Mantena 1:100.000**. Programa Geologia do Brasil, Contrato CPRM-UFMG, 23 p, 2005.

HAMZA, V.M.. **Thermal Estruture of South Americam Continental Litosphere During and Proterozoic**. Revista Brasileira de Geociências, p.149-159 São Paulo Brasil. 1982.

HAMZA V.M., FRANGIPANI A., E BECKER E.A., **Mapas geotermiais do Brasil**. Internal Report No.25305, Institute de Pesquisas Tecnológicas. São Paulo. 1987.

HAMZA, V.M., MUÑOZ, M., **Heat Flow map of South America, Geothermics** Vol. 25, nº 6, pp. 599-646, Inglaterra. 1996

HAMZA, V.M., SILVA DIAS, F.J.S., GOMES, A.J.L. E TERCEROS, Z.G.D. **Numerical and Functional Representations of Regional Heat Flow in South America**. PEPI, Volume 152, 4, p.223-256.2005.

HAMZA, V., VIEIRA, F., GOMES, J., GUIMARAES, S., ALEXANDRINO, C., GOMES, A.. **Update of Brazilian Heat Flow Data, within the framework of a multiprong**

referencing system. **International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applied Geothermics** 3 (1), 45–72, 2020. <https://orcid.org/0000-0002-1143-0001>.

HEINECK CA, RAPOSO FO, MALUF RF, JARDIM SV. **Mapa Geológico da Folha Comercinho, Estado de Minas Gerais, Folha SE-24-V-A-I, escala 1:100.000**. In: Projeto Jequitinhonha. Belo Horizonte, CPRM. 2008.

HOCHSTEIN, M.P.. **Classification and assessment of geothermal resources**. In: Dickson, M.H. and Fanelli, M., eds., *Small Geothermal Resources: A Guide to Development and Utilization*, UNITAR, New York, pp. 31—57. 1990.

LOISELLE, M.C., WONES, D.R.. **Characteristics and origin of anorogenic granites. Abstracts papers to be presented at the Annual Meetings of the Geological Society of America and Associated Societies**, San Diego, CA 11, 468.1979.

KUCHENBECKER, Matheus. **Evolução geológica dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri: uma revisão**. *Revista Espinhaço | UFVJM*, [S.I.], p. 53-63,. ISSN 2317-0611, 2018.

MACHADO N, SCHRANK A, ABREU FR, KNAUER LG, ALMEIDA ABREU PA. **Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional**. In: *Proceedings of the Simpósio de Geologia de Minas Gerais*. 1989.

MARTINS MS, KARFUNKEL J, NOCE CM, BABINSKI M, PEDROSASOARES AC, SIAL AN, LIU D. **A Sequência Pré-Glacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do rifte Araçuaí**. *Rev. Bras. Geociênc.* 38: 761–772. 2008.

MARTINS-NETO MA. **O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleo/Mesoproterozóico**. *Revista Brasileira de Geociências* 28(2):151-168. 1998

MARTINS-NETO MA. **Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil**. *Marine and Petroleum Geology* 26: 163–176, 2009.

MCKELVEY, V. E., **Mineral potential for the submerged parts of the continents, in Mineral resources of the world ocean**: U.S. Geol. Survey, University of Rhode Island, U.S. Navy, Occasional Publication 4, 31-38. 1968.

MUFFLER, P., CATALDI, R.. **Methods for regional assessment of geothermal resources.** *Geothermics* , 7, 53—89. 1978.

NEVES B.B.B. **Crátons e Faixas Móveis.** *Boletim IG-USP Série Didática*, 7:1-187, 1995.

NOCE, C.M., MACAMBIRA, M.J.B., PEDROSA-SOARES, A.C. **Chronology of late Proterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí belt, eastern Brazil, based on dating by single zircon evaporation.** *Revista Brasileira de Geociências* 30: 25–29, 2000.

NOCE, C.M., PEDROSA-SOARES, A.C., PIUZANA, D., ARMSTRONG, R., LAUX, J.H., CAMPOS, C.M., MEDEIROS, S.R. **Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode of the Araçuaí Orogen, northern Espírito Santo state, Brazil: zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data.** *Revista Brasileira de Geociências* 34(4): 587-592, 2004.

NOCE, C.M., PEDROSA-SOARES, A.C., SILVA, L.C., ARMSTRONG, R. & PIUZANA, D. **Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí orogen, based on U–Pb SHRIMP data: Implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time.** *Precambrian Research*. 2007.

PAES VJC, HEINECK CA, MALOUF RF, LEITE CAS. **Mapa Geológico da Folha Itaobim, Estado de Minas Gerais, Folha SE-24-V-A-IV, escala 1:100.000.** In: Projeto Jequitinhonha. Belo Horizonte, CPRM. 2008.

PAES VJC, RAPOSO FO, PINTO CP, OLIVEIRA FAR. **Projeto Jequitinhonha, Estados de Minas Gerais e Bahia. Geologia e Recursos Minerais das folhas Comercinho, Jequitinhonha, Almenara, Itaobim, Joáima e Rio do Prado.** Belo Horizonte, CPRM. 2010.

PEDROSA-SOARES A.C & WIEDEMANN-LEONARDOS C.M. **Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil.** In: Cordani, U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, pp.: 265-285, 2000.

PEDROSA-SOARES A.C., NOCE C.M., WIEDEMANN C., PINTO C.P. **The Araçuaí-WestCongo Orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland Assembly.** *Precambrian Research*, 110 (1-4): 307-323, 2001.

PEDROSA-SOARES, A.C., QUEIROGA, G.N., GRADIM. C.T., RONCATO, J.G., NOVO, T.A., JACOBSON, T., SILVA, K.L. **Nota Explicativa da Folha Mantena, 1:100.000**. In: Folha Mantena. Programa Geologia do Brasil, Contrato CPRM-UFMG, CD-ROM, 2006.

PEDROSA-SOARES A.C., CASTAÑEDA C., QUEIROGA G., GRADIM C., BELÉM J., RONCATO J, NOVO T., DIAS. P., GRADIM D., MEDEIROS S., JACOBSON T., BABINSKI M., VIEIRA V. **Magmatismo e tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo (180 –190S, 410 – 41030´W)**. Geonomos, 14: 97111, 2006b.

PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., ALKMIM, F. F., SILVA, L. C., BABINSKI, M., CORDANI, U., CASTAÑEDA, C. **Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento 30 anos após Almeida 1977**. Geonomos 15(1): 1 - 16, 2007

PEDROSA-SOARES A.C., ALKMIM F. F., TACK L., NOCE C.M., BABINSKI M., SILVA L.C., MARTINS-NETO M.A. **Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen**. In: Pankhurst R., Trouw R., Brito-Neves B B., Wit M. de. 2007 . The Gondwana Pelecontinent in the South Atlantic Region Special Publication; Geological Society of London, 294 p, 2008.

PEDROSA-SOARES, A.C., DE CAMPOS, C.P., NOCE, C., SILVA, L.C., NOVO, T., RONCATO, J., MEDEIROS, S., CASTANEDA, C., QUEIROGA, G., DANTAS, E., DUSSIN, I., ALKMIM, F.. **Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources**. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 350, 25–51. 2011.

PINTO C.P., DRUMOND J.B.V., FÉBOLI W.L., Geologia. **Nota explicativa do mapa geológico integrado. Etapa 1. Folhas SE 24-V, SE25-Z, SE24-Y (partes)**. Belo Horizonte, Projeto Leste, CPRM-COMIG, 12-18 p, 2001.

PINTO C.P., SILVA MA. **Mapa geológico do Estado de Minas Gerais – Escala 1:1.000.000**. Belo Horizonte: CODEMIG/CPRM. 2014.

QUEIROGA, G. N.; FIGUEIREDO, J.B. ; PEDROSA-SOARES, A.C. ; DACONTI, B.C. ; FARIA, L.F. . **Caracterização do depósito de grafita da Fazenda São Domingos, Nordeste**

de Almenara, MG. In: 42 Congresso Brasileiro de Geologia, Anais. Belo Horizonte. SBGMG. P. 501-501, 2004.

RIBEIRO, F.B. E HAMZA, V.M. Stabilization of bottom-hole temperature in the presence of formation fluid flows. Geophysics, 51, 410–3.1986.

ROGERS JJW AND SANTOSH M. Continents and supercontinents. Oxford University Press. 2004.

SILVA LC, ARMSTRONG R, NOCE CM, CARNEIRO MA, PIMENTEL M, PEDROSA-SOARES AC, LEITE CA, VIEIRA VS, SILVA MA, PAES VJC, CARDOSO FILHO JM. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco meridional. Revista Brasileira de Geociências 32(4): 513-528. 2002.

SILVA, L.C., MCNAUGHTON, N.J., ARMSTRONG, R., HARTMANN, L.A., FLETCHER, I.R. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. Precambrian Research, 136: 203–240, 2005.

SILVA, L.C, PINTO, C.P., GOMES, A.C.B., PAES, V. Geocronologia U-Pb (LA-ICP-MS) e a cronoestratigrafia granítica no segmento norte do Orógeno Araçuaí (MG). In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 10, Diamantina. SBGMG, Resumos, 2007.

SILVA, L.C.; PEDROSA-SOARES, A.C.; ARMSTRONG, R.; PINTO, C.P.; MAGALHÃES, J.T.R.; PINHEIRO, M.A.P.; SANTOS, G.G.. Disclosing the Paleoproterozoic to Ediacaran history of the São Francisco craton basement: The Porteirinha domain (northern Araçuaí orogen, Brazil). Journal of South American Earth Sciences 68: 50-67, 2016.

SINGH, R.M., JAIN S. C.. On Temperatures in the Crust: the Effect of temperature Dependence of Conductivity. Pure and Applied Geophysics PAGEOPH, Volume 80, Issue 1, pp.267-270, 1970.

SMITH, W. H. F.; SANDWELL, D.T.Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. Science, v. 277, p. 1957-1962, 26 Sept., 1997.

SOUZA MATA, GROSSI-SAD J H. **Geologia da Folha Rio Vermelho**. In: Grossi-Sad JH, Lobato LM, Pedrosa-Soares AC e Soares-Filho BS. (Ed.). Belo Horizonte, COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais. p. 1667-1806.1997.

SWANBERG C.A., MORGAM P., 1978. **The linear relation between temperature based on the silica content of groundwater and regional heat flow: A new heat flow map of the United States**. Pure Appl. Geophys. 117. 227 - 241. 1978.

SWANBERG CA., MORGAN P., 1980. **The silica heat flow interpretation technique. assumptions and applications**. J. Geophys. Res.

TRUESDELL, A.H. **Geochemical techniques in exploration. Proc. Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources**, San Francisco, California. Edited by Lawrence Berkley Laboratory, University of California. pp. 53 - 79., 1975.

VIEIRA, V. S. **Significado do Grupo Rio Doce no contexto do Orógeno Araçuaí**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UFMG, 2007.

VIEIRA F. P. 2015. **Energia geotérmica de media e alta entalpia no Brasil: Avaliações de recursos e perspectivas de aproveitamento** Unpublished Ph.D. Thesis (In Portuguese). 257p. Observatório Nacional. ON/MCTI. Rio de Janeiro. 2015.

VILELA, FT. **Caracterização de metadiamicctitos ferruginosos da Formação Nova Aurora (Grupo Macaúbas, Orógeno Araçuaí) a oeste de Salinas, ME**. MSc thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 2010.

VITORELLO, I.; HAMZA, V. M.; POLLACK, H. N., **Terrestrial Heat Flow in the Brazilian Highlands**, Journal of Geophysics Review, vol. 85, pp. 3778- 3788. 1980.

WANG, J..Geothermics in China. Seismological Press. 1996.

WHALEN, J.B., CURRIE, K.L., CHAPPELL, B.W. **A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis**. Contributions to Mineralogy and Petrology 95 (4), 407–419.1987.

Apêndice A

A tabela (A1) apresenta os 335 novos dados geotérmicos publicados nesse trabalho.

Tabela A1 – Base de dados geotérmicos adquiridos.

Poço	Local	Lat.	Long.	Prof.(m)	Mét. Grad.	To (°C)	Grad (°C)	Cond. Térm. Wm/°C	Fluxo (mW/m ²)
P06	Cachoeira de pajeu (MG)	-15,9311	-41,3942	80	CBT	21,80	80,0	2,8	126,0
P07	Comercinho (MG)	-16,3975	-41,7558	102	CBT	21,90	102,0	2,8	90,6
P08	Itaobim (MG)	-16,6347	-41,5044	120	CBT	24,30	120,0	2,8	53,7
P09	Itaobim (MG)	-16,6847	-41,4975	95	CBT	24,30	95,0	2,8	82,5
P10	Jequitinhonha (MG)	-16,1658	-41,2083	100	CBT	23,50	100,0	2,8	109,2
P11	Itinga (MG)	-16,3386	-41,8856	80	CBT	24,30	80,0	2,8	31,5
P12	Itinga (MG)	-16,6236	-41,6403	152	CBT	24,30	152,0	2,8	48,8
P13	Itinga (MG)	-16,6531	-41,6400	105	CBT	24,30	105,0	2,8	55,0
P14	Itinga (MG)	-16,7367	-41,7581	88	CBT	24,30	88,0	2,8	59,4
P15	Itinga (MG)	-16,6864	-41,7653	85	CBT	24,30	85,0	2,8	80,9
P16	Itinga (MG)	-16,6511	-41,6453	124	CBT	24,30	124,0	2,8	119,8
P17	Cachoeira de pajeu (MG)	-16,0833	-41,5069	84	CBT	21,80	84,0	2,3	93,1
P18	Josenópolis (MG)	-16,5497	-42,5153	126	CBT	21,80	126,0	2,6	61,9
P19	Carbonita (MG)	-17,4803	-43,1828	100	CBT	21,80	100,0	2,8	36,4
P20	Coronel Murta (MG)	-16,5239	-42,1100	123	CBT	24,00	123,0	2,8	31,9
P21	Coronel Murta (MG)	-16,5950	-42,1611	100	CBT	24,00	100,0	2,8	86,8
P22	Coronel Murta (MG)	-16,5369	-42,1269	72	CBT	24,00	72,0	2,8	116,7
P23	Coronel Murta (MG)	-16,6119	-42,1867	70	CBT	24,00	70,0	2,8	132,0
P24	Grão Mogol (MG)	-16,3003	-42,7142	120	CBT	21,00	120,0	2,8	84,0
P25	Grão Mogol (MG)	-16,3758	-43,1431	102	CBT	21,00	102,0	2,8	118,0
P26	Grão Mogol (MG)	-16,2989	-42,7147	108	CBT	21,00	108,0	2,8	129,6
P27	Itinga (MG)	-16,5847	-41,6497	66	CBT	24,30	66,0	2,8	114,5
P28	Ruberita (MG)	-16,4681	-42,4531	112	CBT	23,00	112,0	2,8	55,0
P29	Ruberita (MG)	-16,4144	-42,2264	123	CBT	23,00	123,0	2,8	86,5
P30	Ruberita (MG)	-16,4444	-42,2797	100	CBT	23,00	100,0	2,8	114,8
P31	Salinas (MG)	-16,0981	-42,2092	100	CBT	23,00	100,0	2,8	50,4
P32	Salinas (MG)	-16,1878	-42,1922	70	CBT	23,00	70,0	2,8	92,0
P33	Salinas (MG)	-16,0611	-42,2014	149	CBT	23,00	149,0	2,8	47,0
P34	Virgem da Lapa (MG)	-16,8369	-42,3992	70	CBT	23,10	70,0	2,8	68,0
P35	Virgem da Lapa	-16,8181	-42,3164	72	CBT	23,10	72,0	2,8	120,6

	(MG)								
P36	Araçuaí (MG)	-16,7669	-42,0853	80	CBT	24,40	80,0	2,3	28,5
P37	Araçuaí (MG)	-16,8519	-42,0525	92	CBT	24,40	92,0	2,3	47,1
P38	Berilo (MG)	-16,8311	-42,4289	115	CBT	23,20	115,0	2,3	43,6
P39	Santa Cruz Cabralia (BA)	-16,3311	-39,0733	120	CBT	24,10	49,0	2,8	137,7
P40	Canavieiras (BA)	-15,4597	-38,9917	84	CBT	24,10	23,0	2,3	52,0
P41	Canavieiras (BA)	-15,6781	-39,3092	124	CBT	24,10	48,0	2,6	123,7
P42	Maiquinique (BA)	-15,7794	-40,3244	103	CBT	23,70	40,0	2,3	92,0
P43	Belmonte (BA)	-15,9636	-39,0803	115	CBT	24,20	19,0	2,3	43,6
P44	Belmonte (BA)	-16,1039	-39,2747	86	CBT	24,20	21,0	2,3	47,7
P45	Belmonte (BA)	-15,9500	-39,1556	126	CBT	24,20	24,0	2,3	54,3
P46	Belmonte (BA)	-16,0717	-39,2311	84	CBT	24,20	29,0	2,3	65,1
P47	Belmonte (BA)	-16,0775	-39,2292	83	CBT	24,20	29,0	2,3	65,9
P48	Itapebi (BA)	-15,9767	-39,5328	162	CBT	23,40	10,0	2,3	23,9
P95	Diamantina (MG)	-17,6503	-43,6333	-	CVL	23,20	12,0	4,6	55,7
P96	Medina (MG)	-16,2331	-41,3333	-	CVL	23,40	19,1	2,7	51,0
P99	C. do Pajeú (MG)	-16,0883	-41,6853	-	CVL	24,20	11,6	4,4	51,4
P101	Teófilo Otoni (MG)	-17,8506	-41,5136	-	CVL	23,20	19,2	2,9	56,5
P102	Teófilo Otoni (MG)	-16,4243	-42,4129	-	CVL	23,20	10,7	2,9	30,7
120	Belmonte (BA)	-15,8800	-38,9108	97	GCL	24,20	19,9	2,6	51,7
121	Canavieiras (BA)	-15,4597	-38,9917	84	GCL	24,10	14,8	2,3	34,1
122	Canavieiras (BA)	-15,6781	-39,3092	124	GCL	24,10	16,9	2,6	44,1
123	Canavieiras (BA)	-15,7747	-39,1297	150	GCL	24,10	12,7	2,6	32,4
124	Canavieiras (BA)	-15,7547	-39,2103	54	GCL	24,10	34,8	2,6	90,4
127	Encruzilhada (BA)	-15,5850	-41,2928	108	GCL	22,20	20,9	2,7	56,5
128	Encruzilhada (BA)	-15,5994	-41,1667	100	GCL	22,20	29,7	2,8	83,2
129	Encruzilhada (BA)	-15,5856	-41,0531	90	GCL	22,20	22,6	2,6	58,7
130	Encruzilhada (BA)	-15,5872	-40,9661	120	GCL	22,20	28,1	2,6	73,1
131	Encruzilhada (BA)	-15,5561	-41,0439	108	GCL	22,20	32,4	2,6	84,2
132	Eunapolis (BA)	-16,3414	-39,5758	45,6	GCL	23,80	15,9	2,3	36,5
133	Eunapolis (BA)	-16,3783	-39,5775	48,6	GCL	23,80	15,9	2,3	36,5
134	Eunapolis (BA)	-16,3728	-39,6506	80	GCL	23,80	11,0	2,6	28,7
135	Eunapolis (BA)	-16,3606	-39,5767	60	GCL	23,80	24,6	2,6	64,0
136	Eunapolis (BA)	-16,3703	-39,6403	120	GCL	23,80	36,1	2,6	93,7
137	Eunapolis (BA)	-16,3697	-39,5897	73	GCL	23,80	27,5	2,5	68,7
138	Eunapolis (BA)	-16,2797	-39,5842	56	GCL	23,80	22,1	3,5	77,3
139	Guaratinga (BA)	-16,5314	-39,7981	90	GCL	24,50	29,2	2,7	78,1
140	Guaratinga (BA)	-16,5667	-39,6892	90	GCL	24,50	28,4	2,6	75,1
141	Guaratinga (BA)	-16,5892	-39,7239	-	GCL	24,50	19,9	2,3	45,8
142	Guaratinga (BA)	-16,5878	-39,7922	-	GCL	24,50	27,2	2,3	62,5
143	Guaratinga (BA)	-16,7072	-39,7464	-	GCL	24,50	28,8	2,3	66,1

144	Guaratinga (BA)	-16,7186	-39,8544	-	GCL	24,50	29,1	2,3	67,0
145	Guaratinga (BA)	-16,5761	-39,9917	-	GCL	24,50	30,2	2,3	69,5
146	Guaratinga (BA)	-16,7242	-39,8733	-	GCL	24,50	30,6	2,3	70,5
147	Guaratinga (BA)	-16,6425	-39,7600	-	GCL	24,50	30,6	2,3	70,5
148	Guaratinga (BA)	-16,5872	-39,7897	-	GCL	24,50	31,2	2,3	71,8
149	Guaratinga (BA)	-16,5864	-39,7861	-	GCL	24,50	32,8	2,3	75,4
162	Itabela (BA)	-16,7436	-39,6200	84	GCL	24,20	29,2	2,3	67,2
163	Itabela (BA)	-16,5603	-39,6756	84	GCL	24,20	31,4	2,3	72,1
164	Itabela (BA)	-16,7556	-39,6269	84	GCL	24,20	36,8	2,3	84,6
165	Itabela (BA)	-16,7156	-39,6244	84	GCL	24,20	25,8	2,6	67,2
167	Itabela (BA)	-16,5342	-39,5786	60	GCL	24,20	32,0	2,6	83,3
168	Itabela (BA)	-16,5317	-39,5503	84	GCL	24,20	22,4	2,5	56,1
169	Itamaraju (BA)	-16,9344	-39,7300	102	GCL	24,60	31,3	2,5	78,1
176	Itamaraju (BA)	-16,7483	-39,7619	102	GCL	24,60	31,3	2,5	78,2
193	Macarani (BA)	-15,6544	-40,3806	120	GCL	23,70	32,8	2,5	80,8
194	Macarani (BA)	-15,7253	-40,4161	80	GCL	23,70	17,1	2,9	49,9
195	Macarani (BA)	-15,6250	-40,4319	80	GCL	23,70	25,8	3,1	79,0
196	Mascote (BA)	-15,5061	-39,4297	70	GCL	23,90	17,4	2,5	43,1
197	Mascote (BA)	-15,5128	-39,4308	61	GCL	23,90	21,0	2,6	54,1
225	Porto seguro (BA)	-16,4828	-39,0850	208	GCL	24,40	20,6	2,2	45,4
226	Porto seguro (BA)	-16,4875	-39,0772	141	GCL	24,40	21,3	2,2	46,8
227	Porto seguro (BA)	-16,4875	-39,0961	104	GCL	24,40	12,9	2,2	28,5
228	Porto seguro (BA)	-16,4217	-39,0914	202	GCL	24,40	11,9	2,5	29,7
231	Porto seguro (BA)	-16,4922	-39,0783	199	GCL	24,40	27,6	2,6	71,7
234	Porto seguro (BA)	-16,5731	-39,3894	101	GCL	24,40	19,3	2,3	44,4
236	Porto seguro (BA)	-16,5650	-39,4306	130	GCL	24,40	25,1	2,5	62,8
243	Santa cruz cabralia (BA)	-16,2917	-39,0281	70	GCL	24,10	26,4	2,2	58,1
244	Santa cruz cabralia (BA)	-16,2144	-39,1608	99	GCL	24,10	13,1	2,2	28,9
245	Santa cruz cabralia (BA)	-16,2786	-39,1194	126	GCL	24,10	35,1	2,2	77,2
246	Santa cruz cabralia (BA)	-16,2828	-39,0608	126	GCL	24,10	37,2	2,2	81,8
247	Santa cruz cabralia (BA)	-16,3292	-39,0211	98	GCL	24,10	15,9	2,3	36,5
248	Santa cruz cabralia (BA)	-16,2889	-39,0289	163	GCL	24,10	25,5	2,9	74,0
249	Santa cruz cabralia (BA)	-16,3508	-39,3756	100	GCL	24,10	28,9	2,8	80,9
250	Santa cruz cabralia (BA)	-16,3664	-39,3725	180	GCL	24,10	30,9	2,6	80,3
251	Santa cruz cabralia (BA)	-16,2353	-39,4131	70	GCL	24,10	29,8	2,6	77,3
262	Almenara (MG)	-15,9778	-40,8878	153	GCL	25,10	11,2	2,8	30,8
263	Almenara (MG)	-16,2164	-40,9344	120	GCL	25,10	11,0	2,8	30,8

264	Araçuaí (MG)	-16,8411	-42,0944	153	GCL	24,40	8,8	3,5	30,8
265	Araçuaí (MG)	-16,6881	-42,0614	54	GCL	24,40	15,8	2,5	39,6
266	Araçuaí (MG)	-16,8881	-42,0144	60	GCL	24,40	16,2	2,7	44,3
267	Araçuaí (MG)	-17,0128	-42,1453	56	GCL	24,40	16,7	2,7	45,5
268	Araçuaí (MG)	-16,8158	-41,9503	80	GCL	24,40	17,8	2,7	48,6
269	Araçuaí (MG)	-16,8464	-42,0661	80	GCL	24,40	15,0	3,5	52,4
270	Berilo (MG)	-16,8600	-42,5094	100	GCL	23,20	10,0	2,8	27,6
271	Berilo (MG)	-16,9686	-42,4389	48	GCL	23,20	12,9	2,5	32,2
272	Berilo (MG)	-16,9928	-42,4103	80	GCL	23,20	14,6	2,7	39,8
273	Berilo (MG)	-16,8925	-42,4494	78	GCL	23,20	17,9	2,5	44,8
274	Botumirim (MG)	-16,9106	-42,7883	150	GCL	20,60	8,8	3,5	30,8
275	Botumirim (MG)	-17,0417	-43,1444	51	GCL	20,60	29,6	2,6	76,9
276	Cachoeira de Pajeú (MG)	-15,8717	-41,4231	104	GCL	21,80	11,2	2,8	30,8
277	Cachoeira de Pajeú (MG)	-15,9311	-41,3942	80	GCL	21,80	13,2	2,8	37,0
278	Cachoeira de Pajeú (MG)	-16,0833	-41,5069	84	GCL	21,80	19,9	2,3	45,8
279	Capelinha (MG)	-17,7519	-42,3450	120	GCL	20,50	11,4	2,7	30,8
281	Chapada do Norte (MG)	-17,1703	-42,4444	89	GCL	23,00	9,4	3,6	33,4
282	Comercinho (MG)	-16,1578	-41,8164	-	GCL	21,90	16,0	2,3	36,8
283	Comercinho (MG)	-16,3531	-41,8653	64	GCL	21,90	20,4	2,3	46,8
284	Comercinho (MG)	-16,4186	-41,7283	82	GCL	21,90	23,8	2,3	54,7
285	Comercinho (MG)	-16,2847	-41,7092	50	GCL	21,90	22,1	2,5	55,3
286	Comercinho (MG)	-16,1928	-41,7264	90	GCL	21,90	24,8	2,3	57,1
287	Comercinho (MG)	-16,3975	-41,7558	102	GCL	21,90	23,5	2,8	65,9
288	Cristalia (MG)	-16,7831	-42,6911	60	GCL	21,60	12,2	2,5	30,4
289	Felício dos santos (MG)	-18,1428	-43,2350	60	GCL	21,30	14,8	3,5	51,8
290	Felício dos santos (MG)	-18,1225	-43,2444	112	GCL	21,30	16,6	3,5	58,1
291	Felisburgo (MG)	-16,7772	-40,6008	120	GCL	22,60	11,8	2,6	30,8
292	Fruta de leite (MG)	-16,1286	-42,3942	100	GCL	20,40	15,6	3,5	54,7
293	Grao mogol (MG)	-16,6744	-42,5139	114	GCL	21,00	11,9	3,5	41,7
294	Grao mogol (MG)	-16,2167	-42,8667	69,6	GCL	21,00	29,3	2,3	67,3
295	Itacambira (MG)	-17,0861	-43,2000	54	GCL	21,90	9,7	2,6	25,3
296	Itacambira (MG)	-17,0675	-43,3019	90	GCL	21,90	17,0	2,6	44,2
297	Itamarandiba (MG)	-17,9817	-42,6564	180	GCL	20,90	11,0	2,8	30,8
298	Jacinto (MG)	-16,1914	-40,4667	239	GCL	24,80	11,0	2,8	30,8
299	Jenipapo de Minas (MG)	-17,1200	-42,3186	90	GCL	23,50	10,8	2,7	29,1
300	Jenipapo de Minas (MG)	-17,1183	-42,2944	90	GCL	23,50	11,6	3,6	41,1
301	Jequitinhonha (MG)	-16,3825	-41,1325	100	GCL	23,50	13,0	2,5	32,0
302	Jequitinhonha (MG)	-16,1692	-41,2064	102	GCL	23,50	14,8	2,8	41,4

303	Jequitinhonha (MG)	-16,1658	-41,2083	100	GCL	23,50	15,5	2,8	43,3
304	Jequitinhonha (MG)	-16,3603	-41,3167	84	GCL	23,50	20,6	2,8	56,5
305	Joaima (MG)	-16,6569	-41,0186	47	GCL	24,50	22,5	2,5	56,4
306	Jose Gonçalves de Minas (MG)	-16,8856	-42,6061	120	GCL	22,40	14,2	2,5	35,4
307	Josenopolis (MG)	-16,6228	-42,4592	132	GCL	21,80	8,9	3,5	31,2
308	Josenopolis (MG)	-16,5478	-42,5181	81	GCL	21,80	8,4	4,0	33,7
309	Josenopolis (MG)	-16,5872	-42,4925	72	GCL	21,80	11,5	3,5	40,4
310	Medina (MG)	-16,3078	-41,4978	153	GCL	22,40	11,2	2,8	30,8
311	Medina (MG)	-16,2625	-41,5286	90	GCL	22,40	19,6	2,6	50,9
313	Minas novas (MG)	-17,4103	-42,2406	112,9	GCL	22,80	9,4	3,4	32,0
314	Minas novas (MG)	-17,4044	-42,5658	112,9	GCL	22,80	11,5	3,3	37,4
315	Minas novas (MG)	-17,1992	-42,5050	100,8	GCL	22,80	13,4	3,2	43,4
316	Monte formoso (MG)	-16,9650	-41,2394	90	GCL	21,90	16,1	2,8	44,2
317	Monte formoso (MG)	-16,8939	-41,2611	102	GCL	21,90	16,4	2,7	44,8
318	Novo cruzeiro (MG)	-17,5978	-42,0792	95,3	GCL	21,10	11,6	3,6	41,9
319	Novorizonte (MG)	-16,0983	-42,3267	59	GCL	20,20	16,6	2,5	41,4
320	Pedra azul (MG)	-15,9903	-41,2789	120	GCL	22,60	16,8	2,3	38,6
321	Ponto dos Volantes (MG)	-16,9533	-41,4531	153	GCL	23,60	10,3	3,0	30,8
322	Ponto dos Volantes (MG)	-17,0047	-41,4408	154	GCL	23,60	11,2	2,8	30,8
323	Ponto dos Volantes (MG)	-16,9450	-41,3525	153	GCL	23,60	11,2	2,8	30,8
324	Ponto dos Volantes (MG)	-17,0047	-41,4389	150	GCL	23,60	11,8	2,6	30,8
325	Rio do Prado (MG)	-16,7075	-40,4844	154	GCL	24,00	11,0	2,8	30,8
326	Rio do Prado (MG)	-16,7925	-40,5514	154	GCL	24,00	11,8	2,6	30,8
327	Rio do Prado (MG)	-16,8050	-40,5133	154	GCL	24,00	11,8	2,6	30,8
328	Rio do Prado (MG)	-16,7411	-40,4819	120	GCL	24,00	11,8	2,6	30,8
329	Rubelita (MG)	-16,4706	-42,1831	60	GCL	23,00	14,1	2,3	32,3
330	Rubelita (MG)	-16,3636	-42,2603	86	GCL	23,00	14,2	2,5	35,6
331	Rubelita (MG)	-16,4256	-42,3192	51	GCL	23,00	10,2	3,5	35,6
332	Salinas (MG)	-16,0264	-42,2708	100	GCL	23,00	13,3	2,5	33,1
333	Salinas (MG)	-16,2567	-42,3058	60	GCL	23,00	14,4	2,5	36,1
334	Salinas (MG)	-16,0561	-42,1889	67	GCL	23,00	17,1	2,3	39,4
335	Santa Cruz de Salinas (MG)	-16,0644	-41,7583	44	GCL	21,50	12,8	2,3	29,5
336	Setubinha (MG)	-17,5614	-42,1603	90	GCL	21,60	8,9	4,0	35,6
337	Turmalina (MG)	-17,4081	-42,6044	200	GCL	21,90	16,6	3,5	58,1
338	Virgem da lapa (MG)	-16,6944	-42,4569	100	GCL	23,10	10,4	2,5	26,0
339	Virgem da lapa (MG)	-16,7969	-42,3083	55	GCL	23,10	16,9	2,5	42,2
340	Virgem da lapa (MG)	-16,8728	-42,1956	115	GCL	23,10	21,8	2,3	50,1

Apêndice B

Tabela B1 – Valor da Condutividade Térmica x Tipo Litológico

λ (W/m°C)	σ (W/m°C)	Formação / Complexo	Tipo de Rocha	Referência	Idade
4,48	*	Formação Sabará	Clorita xistos	Horai e Simmons(1969)	Proterozóico
2,78	0,34	Complexo Mantiqueira	Granitóides	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Arqueano
3,65	0,28	Formação Tumiritinga	Xistos	Vitorello et al.,(1980)	Proterozóico
2,10	*	Tocantins	Alcalinos	Vieira P.F (2015)	*
2,70	*	Formação Três Marias	Arcoseos e pelitos.	Kappelmeyer and Haenel	Proterozóico
3,00	1,00	*	Areia saturada	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	*
1,33	1,18	*	Areia seca	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	*
1,13	0,88	*	Areia úmida	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	*
2,75	0,40	*	Arenitos	Carvalho (1981)	Mesozóico
3,40	0,40	Formação Botucatu	Arenitos	Huter e Pollack (1996)	Mesozóico
2,97	1,04	Formação Fonseca	Arenitos argilosos e lamitos arenosos,	Hurter e Del Rey et al (1991)	Cenozóico
2,75	0,40	Formação Três Marias	Arenitos calcíferos e conglomeráticos	Carvalho (1981)	Mesozóico
2,32	0,66	Formação Aquidauana.	Arenitos e conglomerados	Del Rey et al (1991)	Paleozóico
2,32	0,66	Formação Urucuia	Arenitos e conglomerados.	Del Rey et al (1991)	Mesozóico
2,75	0,40	Formação Capacete	Arenitos sineríticos	Carvalho (1981)	Mesozóico
3,40	0,66	Formação Pouso Alegre	Arenitos, arcóseos, siltitos, argilitos e margas.	Huter e Pollack (1996)	Paleozóico
2,47	0,66	Formação Marília	Arenitos, conglomerados, arenitos e calcários.	Del Rey et al (1991)	Mesozóico
2,32	0,66	Formação Uberaba	Arenitos, conglomerados, pelitos e vulcanoclasticos.	Del Rey et al (1991)	Mesozóico
0,98	0,83	*	Argila seca a úmida	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	*

1,55	0,95	*	Argila úmida	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	*
2,60	0,50	*	Argilito	Del Rey (1991)	*
1,86	0,10	Formação Serra Geral	Basaltos e diabásios	Huter e Pollack (1996)	Mesozóico
3,10	*	Tocantins	Biotita Xisto	Vieira P.F (2015)	*
2,47	0,43	Formação Lagoa do Jacaré	Calcários e siltitos.	Del Rey et al (1991)	Proterozóico
2,47	0,43	Formação Sete Lagoas	Calcários, dolomitos e pelitos.	Del Rey (1992)	Proterozóico
2,30	0,20	Formação São Domingos	Coberturas detrítico-lateríticas	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Cenozóico
2,40	0,80	Formação Abaeté	Conglomerados e arenitos fluviais.	Del Rey et al (1991)	Mesozóico
2,78	0,34	Granitóides	Corpos granitóides, homófanos ou gnaissificados	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Proterozóico
2,30	0,20	Grupo Itacolomi	Deposicional de leques aluviais	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Proterozóico
1,50	0,20	Coberturas Quaternários	Depósitos coluvionares, aluvionares.	Hamza et al (1981)	Cenozóico
1,50	0,20	Sedimentos Quaternários	Depósitos coluvionares, aluvionares.	Hamza et al (1981)	Cenozóico
3,23	0,20	Grupo Santa Fé	Diamictitos e arenitos com pelitos	Hamza et al 1983	Paleozóico
3,78	0,69	Formação Gandarela	Dolomitos	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Proterozóico
3,90	*	Tocantins	Dolomitos	Vieira P.F (2015)	*
3,09	*	Formação Vazante	Dolomitos, chertes, metapelitos	Vitarello et al.,(1980)	Proterozóico
2,70	*	Mantiqueira	Filito	Vieira P.F (2015)	*
3,80	*	Tocantins	Filito c/ Silito	Vieira P.F (2015)	*
2,70	*	Formação Rio Verde	Filitos	Kappelmeyer and Haenel	Proterozóico
2,70	*	Formação Paracatu	Filitos carbonosos ou não e quartzitos	Kappelmeyer and Haenel	Proterozóico
2,70	*	Formação Batatal	Filitos freqüentemente carbonosos.	Kappelmeyer and Haenel	Proterozóico
2,70	*	Formação Carbonita	Filitos, metassiltitos, quartzitos, metadiamictitos.	Kappelmeyer and Haenel	Proterozóico
3,00	*	Mantiqueira	Gnaisse	Vieira P.F (2015)	*

2,40	*	Tocantins	Gnaisse	Vieira P.F (2015)	*
3,20	*	Mantiqueira	Gnaisse Biotito	Vieira P.F (2015)	*
2,80	*	Mantiqueira	Gnaisse Leucocrático	Vieira P.F (2015)	*
3,90	*	Mantiqueira	Gnaisse mesocrático	Vieira P.F (2015)	*
3,00	*	Mantiqueira	Gnaisse migmatítico	Vieira P.F (2015)	*
3,00	*	Mantiqueira	Gnaisse Ultramáfico	Vieira P.F (2015)	*
3,30	0,40	Complexo Porteirinha	Gnaisses bandados, migmatitos	Del Rey et al (1991)	Arqueano
3,20	*	Complexo Campos Gerais	Gnaisses bandados, migmatitos, granito-gnaisses	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Arqueano
3,10	*	Complexo Passa-Tempo	Gnaisses charnockíticos e kinzigíticos e metamáficas.	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Arqueano
	*	Borborema	Gnaisses Dioríticos	Vieira P.F (2015)	*
2,50	*	Complexo Juiz de Fora	Gnaisses e migmatitos kinzigíticos	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Arqueano
4,37	1,28	Complexa Varginha	Gnaisses graníticos a tonalíticos	Hamza et al (1981)	Arqueano
3,30	0,40	Complexo Acaiada	Gnaisses granulíticos e kinzigíticos	Del Rey et al (1991)	Arqueano
2,76	*	Complexo Juiz de Fora	Gnaisses granulíticos, biotita gnaisses e granitoides	Vitarello et al.,(1980)	Arqueano
3,30	0,40	Complexo Amparo	Gnaisses porfíroides ou nao, migmatitos.	Del Rey et al (1991)	Arqueano
3,30	0,40	Grupo Caconde	Gnaisses, calcio-silicáticos ou nao,	Del Rey et al (1991)	Arqueano
2,70	*	Complexo Belo Horizonte	Gnaisses, migmatitos e granitoides foliados	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Arqueano
3,30	0,40	Complexo Paraíba do Sul	Gnaisses, migmatitos, gnaisses kinzigíticos	Del Rey et al (1991)	Arqueano
2,60	*	Complexo Barbacena	Gnaisses, migmatitos, granitoides	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Arqueano
4,37	*	Complexo Granit.Polidiapíricos	Granada e granitoides	Horai e Simmons(1969)	Proterozóico
4,37	*	Granitoides Sintectônicos	Granada e granitoides	Horai e Simmons(1969)	Proterozóico
2,30	*	Tocantins	Granito	Vieira P.F (2015)	*

3,10	*	Mantiqueira	Granito Indiferenciado	Vieira P.F (2015)	*
2,90	*	Mantiqueira	Granito Indiferenciado	Vieira P.F (2015)	*
3,00	*	Mantiqueira	Granitóide	Vieira P.F (2015)	*
2,78	0,34	Mantiqueira	Granitóide e granitos.	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Paleozóico
3,10	*	Mantiqueira	Granitóide Tonalítico	Vieira P.F (2015)	*
2,90	*	Tocantins	Granitóides	Vieira P.F (2015)	*
2,78	0,34	Complexo Ressaquinha	Granitóides dioríticos e metagabros	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Proterozóico
2,10	*	Complexo Guanhões Indiviso	Granitóides, gnaisses bandados	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Arqueano
3,10	0,34	Complexo Bação	Granitóides, gnaisses e migmatitos.	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Arqueano
3,00	*	Mantiqueira	Granulitos	Vieira P.F (2015)	*
	*	Borborema	Granulitos	Vieira P.F (2015)	*
2,80	*	Tocantins	Granulitos e ultramáficos	Vieira P.F (2015)	*
3,10	*	*	Itabiritos	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Proterozóico
3,10	*	Formação Cauê	Itabiritos	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Proterozóico
3,10	*	Tocantins	Máficos e ultramáficos	Vieira P.F (2015)	*
3,20	*	Mantiqueira	Mármore	Vieira P.F (2015)	*
3,20	*	Tocantins	Metabasaltos	Vieira P.F (2015)	*
2,57	0,57	Formação Moeda	Metaconglomerática, quartzítica e filítica.	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Proterozóico
2,30	0,20	Gr. Piracicaba	Metadetrítica e vulcanoclasticos	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Proterozóico
3,20	0,60	Formação Carandaí	Metadiamicititos	Del Rey et al (1991)	Proterozóico
3,20	0,60	Formação Cubatão	Metadiamicititos e quartzitos	Del Rey (1992)	Proterozóico
3,20	0,60	Formação Carmo do Rio Claro	Metadiamicititos, metagrauvascas, quartzitos	Del Rey et al (1991)	Proterozóico
3,20	0,60	Formação Terra Branca	Metadiamicititos, quartzitos, metapelitos	Del Rey et al (1991)	Proterozóico

3,47	0,53	Formação Rio Pardo Grande	Metapelitos e dolomitos.	Vitorello et al.,(1980)	Proterozóico
2,70	*	Mantiqueira	Metarenito	Vieira P.F (2015)	*
4,46	*	Grupo Maquine	Metassedimentos, detriticos.	Vitorello et al.,(1980)	Arqueano
2,39	0,06	Formação Córrego da Bandeira	Metassiltitos e filitos	Huter e Pollack (1996)	Proterozóico
2,39	0,06	Formação Santa Rita	Metassiltitos e filitos	Huter e Pollack (1996)	Proterozóico
2,39	0,06	Formação Prados	Metassiltitos, metapelitos, calcio-xistos	Huter e Pollack (1996)	Proterozóico
3,05	0,71	Grupo Quebra-Osso	Metavulcanitos, ultramaficos.	Vitorello et al.,(1980)	Arqueano
2,70	*	Tocantins	Micaxistos	Vieira P.F (2015)	*
2,73	*	Grupo Araxá	Micaxistos, anfibolitos, quartzitos, gnaisses	Horai e Simmons(1969)	Proterozóico
2,73	*	Formação Salinas	Micaxistos, grafita xistos e quartzitos impuros	Horai e Simmons(1969)	Proterozóico
2,73	*	Grupo Itapira	Micaxistos, quartzitos	Horai e Simmons(1969)	Proterozóico
2,73	*	*	Micaxistos, quartzitos, anfibolitos e gnaisses.	Horai e Simmons(1969)	Proterozóico
2,70	*	Mantiqueira	Migmatito	Vieira P.F (2015)	*
	*	Borborema	Migmatitos	Vieira P.F (2015)	*
	*	Borborema	Ortognaisses	Vieira P.F (2015)	*
3,00	*	Mantiqueira	Ortognaisses	Vieira P.F (2015)	*
	*	Borborema	Ortognaisses Tonalíticos	Vieira P.F (2015)	*
3,30	*	Mantiqueira	Paragnaisse	Vieira P.F (2015)	*
3,00	*	Tocantins	Paragnaisse	Vieira P.F (2015)	*
	*	Borborema	Paragnaisse	Vieira P.F (2015)	*
3,40	*	Tocantins	Paragnaisses e quartzitos	Vieira P.F (2015)	*
3,60	*	Pegmatitos	Pegmatíticos	Kappelmeyer and Haenel	Proterozóico
3,47	0,53	Serra de Santa Helena	Pelitos.	Vitorello et al.,(1980)	Proterozóico

5,00	*	Mantiqueira	Quartzito	Vieira P.F (2015)	*
4,00	*	Tocantins	Quartzito	Vieira P.F (2015)	*
6,90	*	Tocantins	Quartzito puro	Vieira P.F (2015)	*
6,95	1,85	Formação Córrego do Pereira	Quartzito puro	Vitorello et al.,(1980)	Proterozóico
6,95	1,85	Formação Galho do Miguel.	Quartzito puro	Vitorello et al.,(1980)	Proterozóico
5,08	1,85	Formação João Pinto	Quartzitos com intercalacoes de xisto.	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Proterozóico
5,08	1,85	Grupo Canastra	Quartzitos	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Proterozóico
5,08	1,85	Formação Serra Negra	Quartzitos e mica xistos.	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Proterozóico
5,08	1,85	Grupo Caraça	Quartzitos, filitos e conglomerados.	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Proterozóico
5,08	1,85	Formação São João da Chapada	Quartzitos, filitos e metaconglomerados	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Proterozóico
5,08	1,85	Formação Sopa-Brumadinho.	Quartzitos, filitos e metaconglomerados	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Proterozóico
5,08	1,85	Complexo Paraíba do Sul	Quartzitos, mármore e gnaisses	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Arqueano
5,08	1,85	Formação Tradentes	Quartzitos, metassiltitos	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Proterozóico
5,08	1,85	Grupo Paranoá	Quartzitos, pelitos, calcários	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Proterozóico
5,08	1,85	Formação São Tomé	Quartzo-mica xistos, gnaisses e quartzitos	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Proterozóico
2,50	0,40	*	Rochas Intemperizadas e Decompostas	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	*
3,84	*	Sequência Riacho dos Machados	Seqüência metavulcano-sedimentar	Vitorello et al.,(1980)	Proterozóico
3,84	*	Grupo Nova Lima	Seqüência metavulcano-sedimentar.	Vitorello et al.,(1980)	Arqueano
2,80	*	Tocantins	Serpentinitos	Vieira P.F (2015)	*
2,39	0,06	Formação Quiricó	Siltitos e argilitos esverdeados	Huter e Pollack (1996)	Mesozóico
2,39	0,06	Serra da Saudade	Siltitos e verdetes.	Huter e Pollack (1996)	Proterozóico
1,08	0,93	*	Solo orgânico	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	*
2,08	1,93	*	Solos em Geral	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	*

2,30	1,70	*	Solos Saturado	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	*
2,20	*	Tocantins	Suíte Alcalina	Vieira P.F (2015)	*
2,11	*	Suíte Alcalina	Suíte alcalina de poços de caldas	Vitarello et al.,(1980)	Mesozoico
3,23	0,20	Formação Jequitaiá	Tilitos e diamictitos.	Hamza et al 1983, Hurter 1992 e Del Rey	Proterozóico
2,90	*	Borborema	Tonalíticos	Vieira P.F (2015)	*
2,40	*	Indiviso	Tonalito c/ diorito	Carlos Alexandrino e Hamza (2006)	Proterozóico
2,18	*	Formação Patos	Tufos, lavas intrusivas ultrabásico-alcalinas.	Araújo (1980)	Mesozóico
3,00	*	Borborema	Xisto	Vieira P.F (2015)	*
3,90	*	Tocantins	Xistos	Vieira P.F (2015)	*
3,65	0,28	Formação Ribeira	Xistos	Vitarello et al.,(1980)	Proterozóico
3,65	0,28	Complexo Jequitinhonha	Xistos	Vitarello et al.,(1980)	Proterozóico

Apêndice C

Metodologia para estimar o valor condutividade térmica de formação geológica quando não dispõe-se de amostras para medir este valor de forma direta é descrita a seguir:

a) Para estimar a condutividade média de uma formação escolhe-se uma das leis de mistura que melhor modele o valor da condutividade térmica que da formação. Nesse contexto são três modelos de média, a saber: aritmética, harmônica e geométrica.

Aplicou-se a média aritmética, descrita pela equação (C1), quando as camadas da formação são paralelas ao fluxo de calor geotérmico, (C1).

$$\lambda_m = \sum_{i=1}^N h_i \lambda_i \pm \sigma_\lambda \quad (C1)$$

Na equação (C) h_i e λ_i são respectivamente a espessura e a condutividade térmica da i -ésima camada, N o número de camadas e λ_m a condutividade térmica da formação. O erro ou desvio padrão pode ser estimado usando-se a equação (C2).

$$\sigma_\lambda = \sqrt{\lambda^2 \sigma_h^2 + h^2 \sigma_\lambda^2} \quad (C2)$$

A média harmônica é indicada quando as camadas da formação são perpendiculares a direção do fluxo de calor e sua expressão é dada pela equação (C3).

$$\frac{1}{\lambda_m} = \frac{1}{\sum_{i=1}^N h_i} \sum_{i=1}^N \frac{h_i}{\lambda_i} \pm \sigma_\lambda \quad (C3)$$

As variáveis da equação (C3) possuem a mesma descrição das que aparecem na equação (C1).

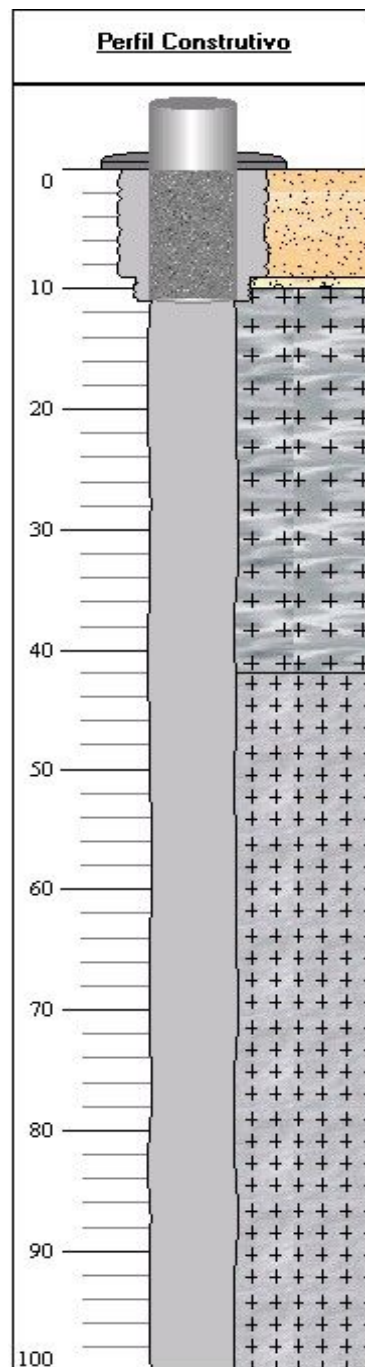
Utilizando-se da média geométrica quando não é possível identificar a direção do fluxo de calor geotérmico em relação em relação as camadas da formação. A equação (C4) descreve esse modelo.

$$\sqrt{\lambda_m} = \sum_{i=1}^N h_i \sqrt{\lambda_i} \pm \sigma_\lambda \quad (C4)$$

A descrição das variáveis da equação (C.4) são as mesmas utilizadas para as variáveis que aparecem na equação (C1).

b) De acordo com a disposição das camadas da formação em relação ao fluxo de calor adotou-se uma dos modelos da lei de misturas, logo foi necessário, inicialmente, conhecer o perfil litológico. Um dos meios de obter-se essa informação foi a base de dados disponíveis no portal do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS) do Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM), as informações do perfil construtivo seguem abaixo, conforme descrito na figura (C1).

Figura C1 – Perfil construtivo do Poço



c) Uma vez conhecida as características da formação, define-se o modelo para estimativa do valor da condutividade térmica, no presente caso utilizou-se a média harmônica.

d) Observa-se que o perfil litológico mostrado na figura (C1) é composto de quatro camadas, assim, deve-se que identificar e descrever cada camada, sendo necessário, também, inserir os valores do topo e da base de cada camada. As informações dessa etapa são mostradas na tabela (C1).

Tabela C1 – Descrição Litológica

Topo (m)	Base (m)	Litologia	Descrição Litológica
0	9	Areia média	Areia de coloração creme esbranquiçado.
9	10	Rochas Intemperizadas e Decompostas	Rochas Intemperizadas e Decompostas
10	42	Gnaisses	Gnaisse de coloração esbranquiçada, pouco compacto em toda sua extensão.
42	100	Granodiorito	Rocha de coloração escura, compacta fraturada, com presença de veios de quartzo de espessura fina. Diorito em parte gnaissificado constatado por veios

e) Para cada tipo litológico atribuiu-se o valor da condutividade térmica usando os valores da tabela (B1). Escrevemos esses valores na tabela (C2).

Tabela C2 – Condutividade térmica x Litologia de cada camada

N	Topo(m)	Base (m)	Litológico	$\lambda_i(\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1})$
1	0	9	Areia média	1,33
2	9	10	Rochas Intemperizadas e Decompostas	2,50
3	10	42	Gnaisses	2,75
4	42	100	Granodiorito	3,10

f) Utilizou-se os dados da tabela (C2) e as equações (C3) e (C2) para estimar o valor da condutividade térmica e do desvio padrão respectivamente. A tabela (C3) mostra o resultado dessa etapa.

Tabela C3 – Estima do valor da condutividade termica media λ_m e do desvio padrão σ_λ da formação.

N	Topo (m)	Base (m)	$\lambda_i (\text{W/m}^\circ\text{C})$	h_i	h_i/λ_i
1	0	9	1,33	9,00	6,77
2	9	10	2,50	1,00	0,40
3	10	42	2,75	32,00	11,64
4	42	100	3,10	58,00	18,71
			Σ	100,00	37,51
				$\lambda_m (\text{W/m}^\circ\text{C})$	2,67
				$\sigma_\lambda (\text{Wm}^\circ\text{C})$	0,77

g) No presente caso o valor da condutividade media da formação é $2,67 \pm 0,77 \text{ W/m}^\circ\text{C}$.