



**Universidade de Brasília
Instituto de Geociências**

**MODELO CONCEITUAL DAS ÁGUAS TERMAIS DA REGIÃO
DA CHAPADA DOS VEADEIROS (GO): ESTUDOS
ESTRUTURAIS, HIDROQUÍMICOS E ISOTÓPICOS**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Nº 171**

TASSIANE PEREIRA JUNQUEIRA

Orientador: Prof. JOSÉ ELOI GUIMARÃES CAMPOS

Coorientador: Prof. MARCO ANTONIO CAÇADOR MARTINS-FERREIRA

Brasília, Março de 2020.



**Universidade de Brasília
Instituto de Geociências**

**MODELO CONCEITUAL DAS ÁGUAS TERMAIS DA REGIÃO
DA CHAPADA DOS VEADEIROS (GO): ESTUDOS
ESTRUTURAIS, HIDROQUÍMICOS E ISOTÓPICOS**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Nº 171**

TASSIANE PEREIRA JUNQUEIRA

Banca Examinadora:

Prof. Dr. José Eloi Guimarães Campos (Orientador)
Profª. Dra. Leila Nunes Menegasse Velásquez (UFMG)
Prof. Dr. Geraldo Resende Boaventura (UnB)

Brasília, Março de 2020.

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos ao Professor José Eloi Guimarães Campos, pela excelente orientação e ao Professor Marco Antonio Caçador Martins-Ferreira pela coorientação.

À Universidade de Brasília e ao Instituto de Geociências pelos meios físicos e técnicos disponibilizados para a realização da presente pesquisa e dissertação e a todos os geólogos e professores que tanto me ensinaram e continuam ensinando.

À CAPES, pelo apoio financeiro.

Ao professor Dr. Jérémie Garnier pela participação e acompanhamento das discussões. Aos geólogos Flavio Henrique Freitas e Silva e Cristiane de Oliveira Moura por proporcionar momentos de entretenimento e aprendizado durante os trabalhos de campo.

Aos mestres em Geologia Marina Seraine e Tiago Valim pelo acompanhamento em saídas de campo e ótimas discussões em grupo.

Aos colegas de sala, sempre presentes, Lucas Teles, André Walczuk, Vagney Augusto, Gabriela Fazzio e Julio Heinrichs.

Ao Uarian Ferreira pelo suporte pessoal e técnico em diversas saídas de campo.

Agradeço ainda aos meus pais Nilton Tadeu Vilela Junqueira e Rozania Maria Pereira Junqueira pelo incentivo e exemplo. Às minhas irmãs e sobrinhos Keize Pereira Junqueira, Lívia Pereira Junqueira, Torben Junqueira Aune e Lara Junqueira Ramos por todo o carinho e apoio. Ao Fernando Henrique de Araújo Esteves, pela compreensão, amor e carinho. E enfim, a todos os amigos e familiares que sempre deram suporte, amor, força e determinação, fundamentais para o bom desenvolvimento deste trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	v
LISTA DE TABELAS.....	vi
RESUMO.....	viii
ABSTRACT.....	ix
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....	1
1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA.....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO.....	2
1.3 OBJETIVOS.....	2
1.4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	2
1.4.1 Hidroquímica.....	2
1.4.2 Métodos isotópicos.....	3
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS.....	6
1.5.1 Levantamento de Informações preexistentes.....	8
1.5.2 Aquisição de dados.....	9
1.5.3 Análises Laboratoriais.....	11
1.5.4 Geotermômetro de Sílica.....	12
CAPÍTULO 2 – MEIO FÍSICO DA ÁREA DE ESTUDO.....	14
2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	14
2.2 EMBASAMENTO CRISTALINO.....	15
2.2.1 Formação Ticunzal.....	15
2.2.2 Suíte Aurumina.....	16
2.3 SUPERGRUPO CHAPADA DOS VEADEIROS.....	16
2.3.1 Grupo Araí.....	17
2.3.2 Grupo Traíras.....	18
2.3.3 Grupo Paranoá.....	22
2.4 PEDOLOGIA.....	24
2.4.1 Cambissolo Háplico Tb Distrófico.....	26
2.4.2 Neossolo Litólico.....	26
2.4.3 Latossolo Vermelho Amarelo.....	26
2.4.4 Plintossolo Háplico.....	28
2.4.5 Nitossolo Bruno.....	28
2.5 GEOMORFOLOGIA.....	29
2.5.1 Região de Chapada.....	29
2.5.2 Área de Dissecação Intermediária.....	31
2.5.3 Região Dissecada de Vale.....	31
2.5.4 Escarpas e Rebordos.....	31
2.6 CLIMA.....	32
2.6.1 Precipitação Pluviométrica.....	32
2.6.2 Umidade Relativa do Ar.....	32
2.6.3 Evaporação.....	33
2.6.4 Temperatura.....	33
2.6.5 Evapotranspiração.....	33
2.7 HIDROGRAFIA.....	35
2.8 HIDROGEOLOGIA.....	35
2.8.1 Sistema Aquífero Araí (SAAR).....	37
2.8.2 Sistema Aquífero Traíras (SAT).....	37

CAPÍTULO 3 - CONTROLS ON AMAGMATIC GEOTHERMAL SYSTEM IN CENTRAL BRAZIL CONSTRAINED BY STRUCTURAL, HYDROCHEMICAL AND GEOTHERMOMETRY DATA.....	41
CAPÍTULO 4 - CONCEPTUAL MODEL OF THE CHAPADA DOS VEADEIROS GEOTHERMAL SYSTEM BASED ON HYDROCHEMICAL AND ISOTOPIC DATA.....	68
CAPÍTULO 5 - CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....	94
5.1 INTEGRAÇÃO DE DADOS.....	96
5.2 PROPOSTA DE GESTÃO.....	96
5.3 RECOMENDAÇÕES.....	97
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	99

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo com relação ao estado de Goiás, com a extensão do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (PNCV)

Figura 1.2 - Fluxograma da metodologia aplicada no presente trabalho.

Figura 1.3 - Mapa de Localização de Pontos de Amostragem.

Figura 1.4 - a) Coleta de água em fonte termal, diretamente sobre a nascente CHI, utilizando bomba de pequeno porte e mangueira para coleta b) amostra coletada em frascos de 1 L.

Figura 2.1 - Localização da área de estudo na Faixa de Dobramentos Brasília (Seraine et al. 2019 e Martins-Ferreira et al. 2018b).

Figura 2.2 - Mapa geológico preliminar da área de estudo (Martins-Ferreira et al., 2018 a)

Figura 2.3 - Seção delgada da Litofácies Quartzito da Formação Rio Preto. Notar a elevada maturidade da rocha.

Figura 2.4 - Fotografia de seção delgada, mostrando o contato entre a litofácies quartzito e a litofácies siltito da Formação Rio Preto.

Figura 2.5 - Seção delgada de metamarga que mostra a deposição simultânea de calcita e grãos de quartzo detrítico da Formação Rosário. O aspecto granoblástico da rocha é resultante do metamorfismo a qual foi submetida.

Figura 2.6 - Calcifilito de cor cinza escuro, representante da Formação Rosário na área de estudo.

Figura 2.7 - Conglomerado polimítico matriz-suportado da Formação Ribeirão São Miguel com ampla contribuição de cimentos de carbonato preenchendo a porosidade da matriz arenosa.

Figura 2.8 - Microscopia de amostra de quartzito da Formação Serra da Meia Noite.

Figura 2.9 - Perfil em cambissolo háplico.

Figura 2.10 - Perfil ilustrativo de Neossolo Litólico

Figura 2.11 - Perfil de Latossolo Vermelho.

Figura 2.12 - Porção superior de perfil de Plintossolo Háplico.

Figura 2.13 - Perfil de Nitossolo Bruno.

Figura 2.14 - Mapa do modelo digital de elevação, indicando principais pontos de amostragem de águas para análises hidroquímicas e isotópicas.

Figura 2.15 - Paisagem referente ao domínio geomorfológico Região de Chapada, com residuais de aplainamento.

Figura 2.16 - Mapa de Domínios Geomorfológicos da Região de Estudo.

Figura 2.17 - Representação gráfica das principais normais climatólogicas representativos da área de estudo.

Figura 2.18 - Mapa de localização das bacias hidrográficas na região em estudo.

Figura 2.19 - Mapa hidrogeológico da região de estudo.

Figure 3.1 - Study area location in the Brasilia Fold Belt (Modified from Seraine et al. 2019 and Martins-Ferreira et al. 2018b).

Figure 3.2 - Stratigraphic column of the lithostratigraphic units present in the study area.

Figure 3.3 - Geological map of the studied area showing the main lineaments and water sample locations.

Figure 3.4 - Lineament map of the study area over shaded relief image. The lineaments are plotted in a rose diagram, and the two main directions are representative of the conjugate shear pair family.

Figure 3.5 - a) Fractures present in the study area b) three main fracture families oriented N40W, N30E and N70E c) Fracture Swarms zones, composed of open fractures and generally filled by quartz veins d) Plumose Joints on Araújo Group quartzite. The fractures are plotted in stereoplots of e) Planes, f) Poles, and g) Rose diagram.

Figure 3.6 - Piper diagram indicating the different water groups.

Figure 3.7 - a) Calculated depth by the Silica Geotemperatures and b) Geochemistry evolution of the major ions.

Figure 4.1 - Geological setting of the study area.

Figure 4.2 - Stratigraphic column of the study area (modified from Martins-Ferreira et al., 2018a).

Figure 4.3 - Geologic map of the area (modified from Junqueira et al, 2020). Thermal springs are controlled by the São Joaquim Fault and its damage zone.

Figure 4.4 - Piper and Stiff Diagrams of the water samples.

Figure 4.5 - Comparative graph between the local meteoric line (Brasilia Meteoric Water Line) and the samples CH3, TOC1, MV2, e SJ1.

Figure 4.6 - Conceptual model showing the topography difference, thermal springs coinciding with the fault system, and flux dynamics.

Figure 4.7 - Total dissolved solids versus distance from recharge area.

Figure 4.8 - Geological-hydrogeological cross section showing groundwater flow pattern in regional hydrogeologic system. FSJ - São Joaquim Fault. FSC - Serra dos Critais Fault.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 - Datas de realização de atividades de campo.

Tabela 1.2 - Teores médios dos principais componentes químicos das amostras em mg/L, além do TSD em mg/L, pH, temperatura em °C e condutividade elétrica em µS/cm.

Tabela 2.1 - Distribuição estatística de valores de condutividade hidráulica em diferentes classes ou associações de solos (Almeida et al. 2006).

Tabela 2.2 - Totais mensais de precipitação pluviométrica da estação do INMET em milímetros.

Tabela 2.3 - Normais de umidade relativa do ar média em porcentagem da estação do INMET.

Tabela 2.4 - Normais de evaporação total mensal em milímetros para a estação do INMET.

Tabela 2.5 - Comportamento da temperatura média mensal da estação do INMET.

Tabela 2.6 - Componentes do cálculo do balanço hídrico para a estação do INMET.

ETp - Evaporanspiração potencial e ETr - Evaporanspiração real.

Table 3.1 - *Silica geothermometers applied in the present paper. *Not specified values.*

Table 3.2 - *Hydrochemical results of samples from the three waters groups. EC (electrical conductivity) in $\mu\text{S}/\text{cm}$; T in $^{\circ}\text{C}$; pH non dimensional and ions in mg/l. NE - not evaluated. Colors for sample identification: Group 1 - yellow; Group 2 - green; Group 3.*

Table 3.2 - *Final Temperatures of the samples CH3, MV2 and TOC1, by the methods purposed by Truesdell (1976), Truesdell (1984), Fournier (1979) and Arnórsson (1983). In red the best fit values to the measured data.*

Table 3.3 - *Atmosphere temperature data, in degrees Celsius, monthly average for 30 years series (1961-1990) (INMET, 2019).*

Table 3.5 - *Main characteristic distinction between the three groups of thermal waters identified in the study region.*

Table 3.6 - *Temperatures and depth results established by the different methods of silica geothermometer.*

Table 4.1 - *Sampling and respective rock types, geological unit and UTM Zone 23S coordinates.*

Table 4.2 - *Chemical composition data of the water samples. EC in $\mu\text{S}/\text{cm}$; T in $^{\circ}\text{C}$, NM - not measured and UDL - under detection limit, other metals and substances in mg/L.*

Table 4.3 - *Results of $d^{13}\text{C}$, A14, Raw Age, $d^{18}\text{O}$, dD and Tritium concentration of the samples.*

Table 4.4 - *Models description and limitations.*

Table 4.5 - *Water samples results and average soil values.*

Table 4.6 - *Sample raw ages and ages after models correction.*

Table 4.7 - *Area of thermal water reservoirs, thickness, interconnected fractures index, discharge in natural springs and in place water content.*

RESUMO

O sistema geotérmico da Chapada dos Veadeiros é amagmático e controlado por falhas regionais de idade estateriana, e inclui fontes hipotermiais a hipertermiais. Este estudo tem como objetivo desenvolver um modelo conceitual do fluxo do sistema, a partir de dados hidroquímicos, estruturais e isotópicos. Os métodos consistiram em analisar dados estruturais, valores dos isótopos ^{14}C , ^{18}O , deutério e trítio, além dos atributos hidroquímicos. De acordo com as estatísticas estruturais, há três direções principais de fraturas: lineamentos N60-70E, lineamentos N40W e N30E, além de estruturas regionais associadas aos sistemas das falhas São Joaquim e Serra dos Cristais e suas zonas de danos. Os dados de composição química da água indicam que as águas subterrâneas interagem com diferentes tipos de rochas: o Grupo 1 está associado ao quartzito (baixa mineralização total e pH ácido), Grupo 2 relacionado a quartzito e ao conglomerado rico em cimento de carbonato (sólidos dissolvidos totais em torno de 40 mg/L e pH próximo a 6,0) e Grupo 3 com águas que interagem com calcifilitos e lentes de mármore (pH superior a 7,0 e TDS na ordem de 120 mg/L). Os dados de geotermômetros indicam a presença de fraturas abertas até 1 km de profundidade, de forma a se explicar a existência das águas subterrâneas mais quentes da região. A composição química da água corrobora com os dados do geotermômetro, mostrando valores crescentes de pH e conteúdo de TDS à medida em que se aumenta a distância entre as áreas de recarga e descarga. As temperaturas das águas obtidas em fontes termiais são controladas pela distância das áreas de recarga, profundidade de circulação e misturas de água quente com infiltração local de água fria. As profundidades de circulação da água obtidas neste estudo sugerem que o aquífero é controlado pelas falhas profundas do rift estateriano Araí, posteriormente invertido durante a Orogênese Brasileira (Neoproterozoica), e reativada por processos neotectônicos (depois do Cretáceo). Para cada grupo de água foi escolhida uma amostra de nascente característica para a análise isotópica, além de uma amostra de poço tubular profundo. Para a análise isotópica de radiocarbono, foram aplicados diferentes modelos de correção a fim de se determinar o valor mais adequado para a idade das amostras. Os dados de trítio indicam que as amostras de nascente MV2 e TOC1 dos grupos 2 e 3, respectivamente, são originárias do fluxo regional, sem mistura entre os reservatórios. Para a amostra de poço tubular profundo e do grupo 1 (nascente), os valores de 0,9 e 0,64 unidades de trítio indicam mistura de fluxo regional e local. A amostra TOC1, referente ao grupo 3, apresentou idade de 9.270 anos AP. O modelo de correção mais coerente aplicado foi da IAEA, resultando em idade de 7.877 AP. A amostra MV2, referente ao grupo 2, apresentou idade de 2.280 AP, sendo que o modelo de correção mais coerente aplicado foi o de Pearson, com idade de 2.281 anos AP. A amostra SJ1, de poço tubular profundo, apresentou idade de 1.470 anos AP, que após correção redundou em idade de 1.352 anos AP. Os sinais dos isótopos estáveis de deutério e de oxigênio 18 confirmam que houve longo tempo de interação água-rocha. A combinação dos dados isotópicos e hidroquímicos confirmam a hipótese de regime de fluxo hidrogeológico regional para explicar o hidrotermalismo da região estudada.

Palavras-chave: Sistema Hidrotermal, Aquífero Fraturado, Controle estrutural.

ABSTRACT

The geothermal system of Chapada dos Veadeiros is amagmatic and controlled by regional faults of sthaterian age, and includes hypothermal to hyperthermal sources. The present study aims to develop a conceptual model of the system flow, based on hydrochemical, structural and isotopic data. The methodology consists of analyzing structural data, values of ^{14}C , ^{18}O isotopes, deuterium and tritium, in addition to the hydrochemical attributes. According to structural statistics, there are three main fracture directions: N60-70E lines, N40W and N30E lines, in addition to regional structures associated with the São Joaquim and Serra dos Cristais fault systems and their damage zones. The chemical composition data of the water indicates that groundwater interacts with different types of rocks: Group 1 is associated with quartzite (low total mineralization and acidic pH), Group 2 related to quartzite and the conglomerate rich in carbonate cement (solids total dissolved around 40 mg / L and pH close to 6.0) and Group 3 with waters that interact with calcifilites and marble lenses (pH above 7.0 and TDS in the order of 120 mg / L). Geothermometer data indicate the presence of open fractures up to 1 km deep, in order to explain the existence of the region's warmest groundwater. The chemical composition of the water corroborates with the data from the geothermometer, showing increasing pH values and TDS content as the distance between the recharge and discharge areas increases. Water temperatures obtained from hot springs are controlled by the distance from the recharge areas, depth of circulation and mixtures of hot water with local infiltration of cold water. The water circulation depths obtained in this study suggest that the aquifer is controlled by the deep faults of the Araí sthaterian rift, later inverted in the Brasiliano Orogeny (Neoproterozoic), and reactivated by neotectonic processes (after the Cretaceous). For each water group, a characteristic sample was chosen for the isotopic analysis, in addition to a sample of deep tubular well. For the isotopic analysis of radiocarbon, different correction models were applied in order to determine the most appropriate value for the age of the samples. Tritium data indicate that samples MV2 and TOC1 from groups 2 and 3, respectively, originate from the regional flow, without mixing between the reservoirs. For the sample SJ1 (deep tubular well) and CH3 (spring), the values of 0.9 and 0.64 tritium units indicate a mixture of regional and local flow. The TOC1 sample, referring to group 3, was 9,270 BP. The most consistent correction model applied was the IAEA, resulting in an age of 7,877 BP. The MV2 sample, referring to group 2, presented an age of 2,280 BP, and the most coherent correction model applied was Pearson's, with an age of 2,281 BP. The sample SJ1, of deep tubular well, was 1,470 BP, which after correction resulted in an age of 1,352 BP. The values of deuterium and oxygen confirm that there was a long time of water-rock interaction. The combination of isotopic and hydrochemical data confirms the hypothesis of a regional hydrogeological flow regime to explain the hydrothermalism of the studied region.

Keywords: Geothermal system, fractured aquifer, fault-controlled hydrothermal system

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA

A água subterrânea é responsável por cerca de 50% do abastecimento humano no Brasil (Agência Nacional de Águas, 2015). Segundo o Ministério do Meio Ambiente (2001) é considerada a existência de um volume armazenado de água subterrânea estimado em 112.000 km³ no subsolo do Brasil, que suprem diversas finalidades, incluindo abastecimento público, irrigação, indústria e lazer. Segundo a Agência Nacional de Águas, mais de 15% dos domicílios utilizam exclusivamente água subterrânea para seu suprimento. A utilização desse recurso se intensificou nas últimas décadas, tendo em vista uma série de vantagens quando comparadas aos reservatórios superficiais, como menor vulnerabilidade, menor custo de captação e com tratamento. Além disso, destaca-se a utilização de águas subterrâneas em temperaturas elevadas, que vem ganhando espaço, tanto para a geração de energia geotermal, quanto para lazer em balneários e parques.

As águas subterrâneas podem apresentar temperaturas anômalas, superiores à média da temperatura da atmosfera em sua área de descarga. A origem do alto termalismo em águas subterrâneas pode ser associada a dois processos: associação direta com magmatismo ou pelo aquecimento associado ao grau geotérmico. No primeiro caso as águas são aquecidas a partir do calor emanado por intrusões, câmaras magmáticas ou caldeiras vulcânicas. No segundo caso, o aquecimento se dá exclusivamente pelo grau geotérmico vinculado ao gradiente local, viabilizado pela presença de falhas e fraturas no substrato, que permitem que a água da superfície se infiltre em formações com profundidades de até centenas de metros (Campos & Cunha, 2015).

A área de estudo se apresenta como uma reserva hidrotermal não relacionada à magmatismo, tendo em vista a ausência de corpos ígneos recentes que possam elevar a temperatura da água. O mesmo sistema geotermal ocorre na região de Caldas Novas-GO, onde as águas quentes representam a base da economia local, alimentando o alto potencial turístico que resulta em uma região balneária com inúmeros hotéis e *resorts* (Souza *et al.*, 2014). Nesse caso, as águas de chuva que se infiltram através do solo e rochas fálhadas e fraturadas, alcançam profundidades maiores que 1000 metros e chegam a temperaturas com cerca de 50°C mais elevadas que a média anual na superfície. Depois de aquecidas, as águas migram em direção à superfície por sistemas de fraturas e quando interceptam a superfície formam as nascentes termais (Campos *et al.* 2005).

No mundo, um número considerável de países está produzindo energia elétrica a partir do recurso geotérmico, como é o caso da Islândia e Nova Zelândia. No Brasil, a realidade não é a mesma, tendo em vista que os poucos estudos desenvolvidos apontam, predominantemente, a

existência de baixas temperaturas em subsuperfície e, portanto, o aproveitamento se restringe para usos diretos, o que atualmente se dá principalmente para fins de lazer e recreação, com poucos relatos de usos industriais, como nos casos de Cornélio Procópio e Taubaté no estado de São Paulo.

O Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (PNCV) (Figura 1.1) é reconhecido internacionalmente por sua abundância em recursos hídricos, onde cachoeiras de variadas dimensões são atrativos turísticos e dominam a economia da região. Apesar da importância da água para a economia da região, não há estudo sobre os sistemas aquíferos da região, nem frios nem termais, sendo este um trabalho pioneiro.

Tendo em vista a inexistência de estudos de caracterização detalhada de aquíferos termais na região da Chapada dos Veadeiros, apesar de serem conhecidas e exploradas desde a década de 1990, torna-se imprescindível a caracterização química e isotópica destas águas, com o objetivo de qualificar o aquífero e construir um modelo de fluxo subterrâneo, além da construção de um plano de gestão para exploração da água subterrânea para fins termais.

A área de estudo é reconhecida por apresentar fenômenos de termalismo e artesianismo, sendo esse um foco crescente de turismo e geração de renda dos municípios locais. Sendo assim, esse projeto visa ao estudo hidrogeológico dessa área, que deverá auxiliar na determinação de critérios de exploração deste importante recurso natural, uma vez que na região existem balneários e parques com prática de lazer e recreação com uso das águas termais com amplo potencial de ampliação do uso destas águas.

Atualmente não há controle, sobre a demanda e uso das águas termais na região da Chapada dos Veadeiros. Nos últimos anos tem havido aumento da demanda sobre essas águas termais, com aumento de construções e empreendimentos ligados ao setor de águas minerais e termais, o que pode gerar impactos ambientais associados, incluindo a perda ou diminuição do termalismo, a diminuição da recarga dos aquíferos e a contaminação das águas.

Desta forma o aumento do conhecimento sobre os aquíferos é a base para que sua gestão possa ser implementada de forma adequada e sob critérios técnicos, evitando o que ocorreu, por exemplo, na região de Caldas Novas, estado de Goiás em que o aquífero termal foi submetido à sobreexploração nos anos 1990 e que ainda sofre pressões pelo bombeamento intensivo e em função da substituição de antigos poços tubulares por novos com profundidades maiores (Almeida, 2011).

O presente trabalho iniciou-se com estudos das águas termais associadas aos Sistemas Aquíferos Araí, Traíras e Paranoá nos municípios de Colinas do Sul, Alto Paraíso de Goiás e Niquelândia, no estado de Goiás. A integração, tratamento e interpretação de dados e avaliação de informações obtidas da literatura possibilitou a caracterização desses aquíferos, com enfoque

em estudos geoquímicos e isotópicos de águas termais presentes na área, a fim de se obter respostas quanto à origem e idade da água, sua área de recarga, processos de misturas de águas profundas e rasas, além de construção de um modelo de circulação de água na região.

Tal estudo visa obter mais informações sobre estes recursos hídricos, além de coletar dados que permitam avaliar o aquífero termal, confinado aos sedimentos do Grupo Traíras (Martins-Ferreira *et al.* 2018a), e gerar informações que possibilitem orientar e fomentar sua exploração racional.

Análises hidroquímicas e de isótopos estáveis são elementos chaves para desvendar a origem da água, sua idade relativa, níveis de contaminação e padrão de circulação. Geotermometria, classificação das águas pelo diagrama de Piper, modelagem de equilíbrio geoquímico e modelagem termal permitem testar as hipóteses e desenvolver os modelos conceituais necessários à compreensão e utilização destes recursos considerados raros no Brasil, em função da ausência de eventos de magmatismo recente, os quais são os principais responsáveis pelo hidrotermalismo em outros países.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo está localizada na região centro-oeste do Brasil, região nordeste do estado de Goiás (Figura 1.1), a aproximadamente 300 km de Brasília e a 25 km a oeste do Parque Nacional Chapada dos Veadeiros, entre os municípios de Colinas do Sul e Alto Paraíso de Goiás. A principal via de acesso que liga Brasília ao local de estudo são as rodovias GO-118 e GO-239.

1.3 OBJETIVOS

Os objetivos primários deste trabalho são a caracterização hidroquímica do aquífero termal associado aos sistemas aquíferos Araí, Traíras e Paranoá, e a construção de um modelo conceitual de fluxo.

Os objetivos secundários consistem na caracterização isotópica das águas termais, uso de geotermômetros, definição de áreas de recarga, estudo dos padrões de fluxo, evolução hidroquímica das águas termais, além de proposta de gestão adequada para o sistema aquífero em questão.

1.4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

1.4.1 HIDROQUÍMICA

Padrões hidroquímicos constituem a principal ferramenta para classificação e caracterização da qualidade das águas subterrâneas, além de fornecer informações sobre a interação entre a água e os ambientes de circulação.

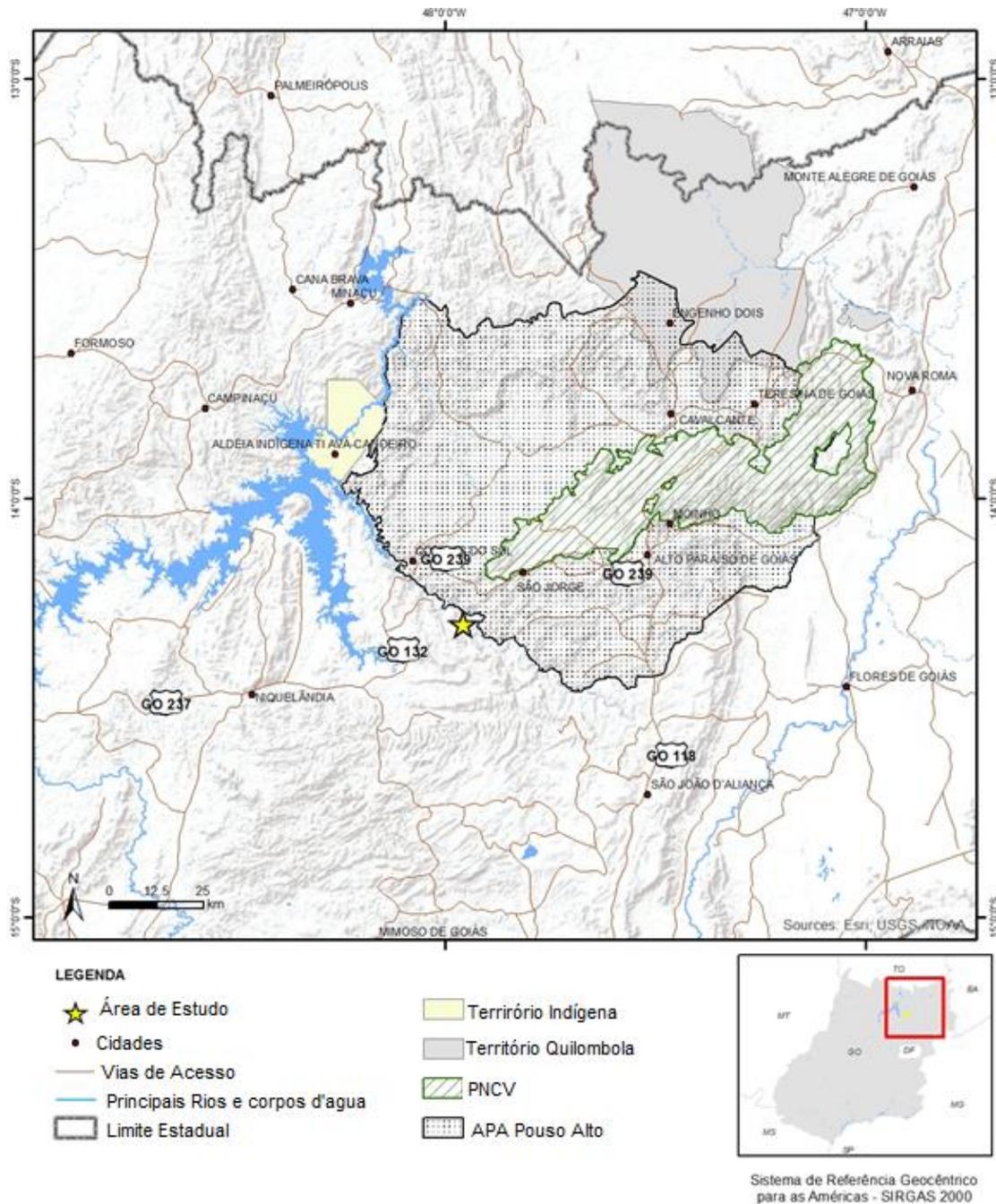


Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo com relação ao estado de Goiás, com a extensão do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (PNCV)

Gastmans *et al.* (2005) reforçam a ideia de que a composição final das águas subterrâneas é resultado da associação das rochas que compõem o aquífero e os fatores climáticos da região. Yidana *et al.* (2018) utilizam apenas parâmetros hidroquímicos para construir o modelo conceitual de fluxo de um aquífero fraturado em Ghana, caracterizando padrões de evolução da água subterrânea através de ferramentas estatísticas.

De acordo com Feitosa *et al.* (2008), fatores como sistemas de fluxo, litologia, tipos de estruturas, processos geoquímicos e microbiológicos, além de aspectos climáticos e geomorfológicos caracterizam a assinatura mineralógica e podem ser extremamente relevantes no desenvolvimento de um modelo de fluxo em escala regional.

1.4.2 MÉTODOS ISOTÓPICOS

Segundo Clark & Fritz (1997), os estudos isotópicos em pesquisas hidrogeológicas teve seu início na década de 50 a partir dos trabalhos de Urey *et al.* (1947), além de Epstein & Mayeda (1953). No contexto hidrogeológico e hidrológico, os isótopos são utilizados como traçadores, tanto em estudos de proveniência como em localização de áreas de recarga e determinação do tempo de recarga, tempo de circulação da água no aquífero e até tempo em que a água fica estagnada no seu reservatório (Clark & Fritz, 1997 e Lousada & Campos, 2010).

Método de Datação pelo Radiocarbono

O Carbono 14 é um isótopo radioativo do carbono produzido sem interrupção na alta atmosfera através da irradiação cósmica do Nitrogênio 14. Tal elemento pode ser oxidado ($^{14}\text{CO}_2$) e misturado com CO_2 inativo, facilitando a assimilação na biosfera e hidrosfera, incorporando-se ao ciclo do carbono. Materiais que contenham CO_2 atmosférico, como é o caso da água, deverão ter atividade de ^{14}C igual ao composto atmosférico durante o período em que o material estiver em equilíbrio com a reserva atmosférica de carbono.

O decaimento radioativo do ^{14}C é utilizado como método de datação em processos ambientais, sendo sua meia vida de 5.568 anos (Clark & Fritz, 1997) e por isso é utilizado para datação de águas subterrâneas mais antigas que 250 anos até cerca de no máximo 40.000 AP (antes do presente). Para águas mais jovens de 250 AP o método apresenta elevado erro, pois o percentual do ^{14}C com relação ao moderno é muito elevado.

Método de Datação por Trítio

O trítio (^3H ou T) é o isótopo mais pesado do hidrogênio e o único radioativo. A fonte natural de produção de trítio ocorre através do bombardeio dos gases da atmosfera terrestre por raios cósmicos, porém, o trítio procede também das explosões termonucleares ocorridas no planeta a partir da década de 1950 (Feitosa, 2008).

Devido à sua meia vida relativamente curta, esse isótopo do hidrogênio informa sobre a presença de águas infiltradas recentemente no aquífero. As concentrações de trítio na água são expressas em Unidade de Trítio (UT), sendo que 1 UT corresponde a 1 átomo de ^3H para 1018 átomos de hidrogênio (^1H), ou 0,11815 Bq/l (Feitosa, 2008).

A datação por trítio nas últimas décadas tem sido problemática, tendo em vista a diminuição da porcentagem de trítio na atmosfera com o passar dos anos, tanto pela remoção de ^3H pela chuva quanto pelo decaimento radioativo, o que pode gerar interpretações ambíguas. Outra problemática da datação por trítio se dá pela quantificação dos valores no hemisfério norte e no hemisfério sul. Tendo em vista que as armas nucleares foram aplicadas principalmente no

hemisfério norte, apenas cerca de 5% desse trítio alcançou o hemisfério sul. Essa diferença entre a quantidade de trítio nos hemisférios gera diversos problemas de interpretação dos resultados, já que pequenos teores de trítio no hemisfério sul já são capazes de gerar interpretações sobre misturas entre reservatórios, o que não ocorre no hemisfério norte (Morgenstein, 2010).

Isótopos Estáveis de Oxigênio e Hidrogênio

O oxigênio apresenta três isótopos estáveis (^{16}O , ^{17}O , ^{18}O) e o hidrogênio dois (^1H e ^2H). Em função da relação e abundância dos isótopos, o ^{17}O fornece menos informações a respeito do ciclo hidrológico, quando comparado ao ^{18}O , por isso, os estudos hidrológicos se concentram na razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (Silva, 2016).

O ^{18}O e o ^2H presentes na água sofrem fracionamento isotópico durante a evaporação e a condensação e com isso a água adquire uma assinatura isotópica individual e característica. Quando ocorre evaporação o ^{16}O e o ^1H tendem a se concentrar na fase gasosa, enquanto o ^{18}O e o ^2H se concentram na fase líquida. Assim, lagos com altas taxas de evaporação costumam ser enriquecidos em ^{18}O e ^2H , enquanto o vapor de água das nuvens tende a ser empobrecido em ^{18}O e ^2H . Variações sistemáticas nos isótopos em diferentes etapas do ciclo das águas são utilizadas para traçar a origem e a dinâmica da água pelo ciclo hidrológico (Mook, 2001; Silva, 2016).

Quando comparado ao oceano ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 0\text{‰}$ e $\delta\text{D}_{\text{VSMOW}} = 0\text{‰}$) as águas meteóricas são empobrecidas em isótopos pesados e apresentam valores negativos da razão pesado/leve. A principal explicação deste fato é que a maior parte delas é derivada da evaporação do oceano. O valor médio de $\delta^{18}\text{O}$ de todas as águas da hidrosfera pode ser estimado em $-0,64\text{‰}$, das acumulações de gelo -30‰ e da água subterrânea em -7‰ . Nos períodos de glaciação os valores de $\delta^{18}\text{O}$ podem chegar a $+1\text{‰}$ devido ao desequilíbrio entre evaporação/condensação (Silva, 2001).

Sendo o oceano o maior reservatório de água e por ser relativamente homogêneo, foi escolhido como padrão de referência para a escala do oxigênio e do hidrogênio. O padrão internacional atualmente utilizado para o oxigênio (^{18}O) e o deutério (^2H) é o Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW). Trata-se de uma mistura de água de cinco oceanos de composição isotópica (R):

$^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 0,002000520$ para o oxigênio;

$^2\text{H}/^1\text{H} = 0,00015576$ para o hidrogênio.

Valores positivos significam um enriquecimento em relação ao padrão, enquanto valores negativos representam um empobrecimento (Silva, 2001). As diferenças de massa provocam a fracionamento isotópico natural. O fracionamento é um processo que causa razões isotópicas em

diferentes fases ou regiões. Por exemplo, a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ da chuva é diferente da razão nos oceanos, a qual também é diferente da razão das conchas carbonatadas formadas no oceano.

Geotermômetros

A aplicação dos geotermômetros está relacionada ao estudo da composição química de águas subterrâneas termais, com o objetivo de se avaliar o equilíbrio termodinâmico existente no reservatório, a partir do entendimento de processos geoquímicos envolvidos na interação água-rocha (Gastmans et al., 2013). A aplicação desses geotermômetros está baseada nas condições de equilíbrio, dependentes da temperatura, estabelecidas entre um ou mais componentes da fase mineral e o fluido armazenado no reservatório (Pirlo, 2004).

Segundo Fournier *et al.* (1974), para a aplicação desses geotermômetros, as seguintes premissas sintetizadas devem ser consideradas:

- as reações termodependentes, envolvendo o sistema água-rocha, controlam a quantidade das espécies indicadoras dissolvidas na água;
- é garantido um suprimento adequado de todos os reagentes;
- existe equilíbrio no reservatório em relação à reação de um indicador específico;
- não ocorre o reequilíbrio da espécie indicadora após a saída da água do reservatório;
- na ascensão da água não deve ocorrer mistura com outro reservatório e, se isso ocorrer, esse fenômeno deve ser passível de identificação e quantificação.

Geotermômetro de Sílica

Os geotermômetros de sílica baseiam-se na solubilidade do quartzo, e são amplamente recomendados na predição de temperaturas de aquíferos, tendo em vista que o conteúdo de sílica está relacionado com a última temperatura de equilíbrio do quartzo.

Tendo em vista que as concentrações de constituintes dissolvidos em sistemas geotermais são função da temperatura e da assembleia mineralógica do aquífero (Kharaka e Mariner, 1989) e com o intuito de se determinar a profundidade em que se dá a circulação das águas, foi utilizado o geotermômetro de Sílica conforme as equações previstas pelos autores Truesdel (1976), Fournier (1979) e Arnórsson (1983) além de dados de composição química da água.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

Os estudos foram desenvolvidos em diversas etapas, onde nove pontos de nascentes termais e um poço tubular profundo foram monitorados no período de setembro de 2018 a agosto de 2019. O seguinte fluxograma demonstra de maneira mais ampla as etapas seguidas no presente trabalho (Figura 1.2).

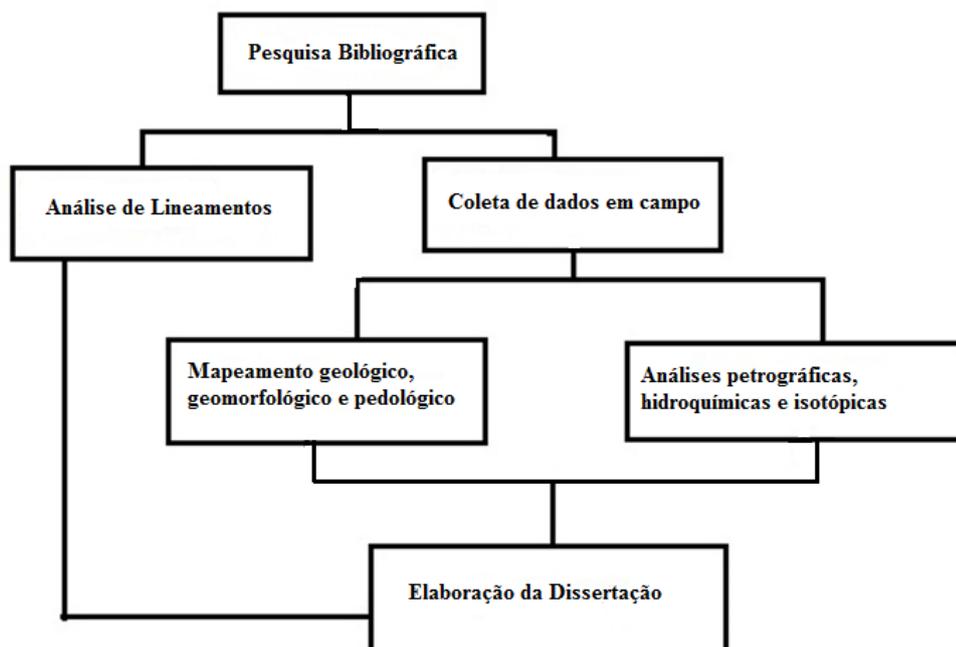


Figura 1.2 - Fluxograma da metodologia aplicada no presente trabalho.

Sob o ponto de vista metodológico, a pesquisa envolveu uma série de atividades, descritas a seguir:

1. Designação de áreas com ocorrências de fontes termais, a partir de bibliografias e trabalhos de campo;
2. Refinamento de informações sobre a geologia, geomorfologia e pedologia da área, além de coleta de dados para petrografia macroscópica e microscópica;
3. Construção de mapas geológicos e geomorfológicos, além de uma detalhada descrição pedológica da área de estudo;
4. Caracterização das principais estruturas geológicas condicionantes do fluxo subterrâneo, por meio de modelo digital de elevação, medidas estruturais e observações de campo;
5. Avaliação de possíveis áreas com potencial de recarga natural, com base nos condicionantes do meio físico, visando à futura gestão correta de sua ocupação;
6. Medição *in situ* de parâmetros hidrodinâmicos dos Sistema Aquíferos da região, com destaque para temperatura, pH, condutividade elétrica e total de sólidos dissolvidos (TDS);
7. Coleta de amostras para caracterização hidroquímica, realizadas em três períodos específicos: seca (Setembro /2018), começo das chuvas (dezembro /2018) e chuvas intensas (Fevereiro /2019), para análises de pH, condutividade elétrica, cálcio, magnésio, silício, alumínio, sódio, potássio, flúor, cloro, nitrato, sulfato e alcalinidade em bicarbonato;
8. Classificação hidroquímica das águas, com auxílio do diagrama de Piper;
9. Coleta de amostras de água para datação por meio de radiocarbono e trítio, cujas análises

foram realizadas no laboratório Beta (Miami, FL-EUA) e no Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear-CDTN (Belo Horizonte, MG-Brasil), respectivamente e

10. Proposição de um modelo hidrodinâmico do sistema estudado, incluindo as áreas de recarga natural, origem do termalismo, áreas de descarga e proposta de gestão dos recursos hídricos da região.

1.5.1 Levantamento de Informações Preexistentes e Geoprocessamento

Esta etapa do trabalho foi desenvolvida, inicialmente, em escala 1:100.000, a partir de pesquisa de dados publicados, tanto regionais como relativos à área específica de estudo. Posteriormente dados primários foram gerados a partir de sensoriamento remoto e geoprocessamento.

Os seguintes mapas temáticos de detalhe foram levantados: geologia local, geologia regional, geomorfologia e hidrologia. A integração destas informações foi essencial para facilitar a interpretação de estruturas regionais responsáveis pelo fluxo da água subterrânea.

A etapa pré-campo consistiu em três ações consecutivas, que incluíram tratamento de imagem utilizando geoprocessamento, busca por estruturas lineares destacadas em imagens de satélite e análise das estruturas, além de sua variação estatística. A base de dados inclui imagens do sensor Landsat OLI 8, ano 2018, e do SRTM (disponibilizado pela NASA) que foram usadas como suporte para a extração dos lineamentos. Todo o processamento foi realizado utilizando o software ENVI 5.0.

Dois processamentos foram realizados para gerar cenas que facilitam a demarcação de lineamentos. O primeiro foi o aumento da resolução espacial de uma composição RGB, com a banda de alta resolução e pancromática do satélite (Band 8), através do processamento de aprimoramento de definição IHS (*Intensity Hue Saturation*). Posteriormente, aos arquivos de maior resolução foram aplicados filtros direcionais para destacar os elementos (variando de cena para cena) e após a aplicação desses filtros as imagens foram exportadas para o sistema de arquivos ESRI padrão. As cenas obtidas por esses processos foram exportadas para o *software* ArcView 10.2, onde as feições lineares foram interpretadas. A escala de visualização para a interpretação das estruturas foi de 1:50.000, sendo adequada para visualizar estruturas com comprimento superior a 500 metros. Esses recursos foram transformados em arquivos de formato (.shp) na forma de linhas de dois nós para cada estrutura.

1.5.2 Aquisição de Dados

A área de estudo inclui doze fontes de águas termais, localizadas no estado de Goiás, nos municípios de Colinas do Sul, Niquelândia e Alto Paraíso de Goiás (Figura 1.3). Dez etapas de trabalhos de campo foram realizadas na região, com o objetivo de reconhecimento da área,

mapeamento geológico, geomorfológico e pedológico, além de amostragens. As datas e objetivos de cada trabalho de campo estão enumerados na Tabela 1.1.

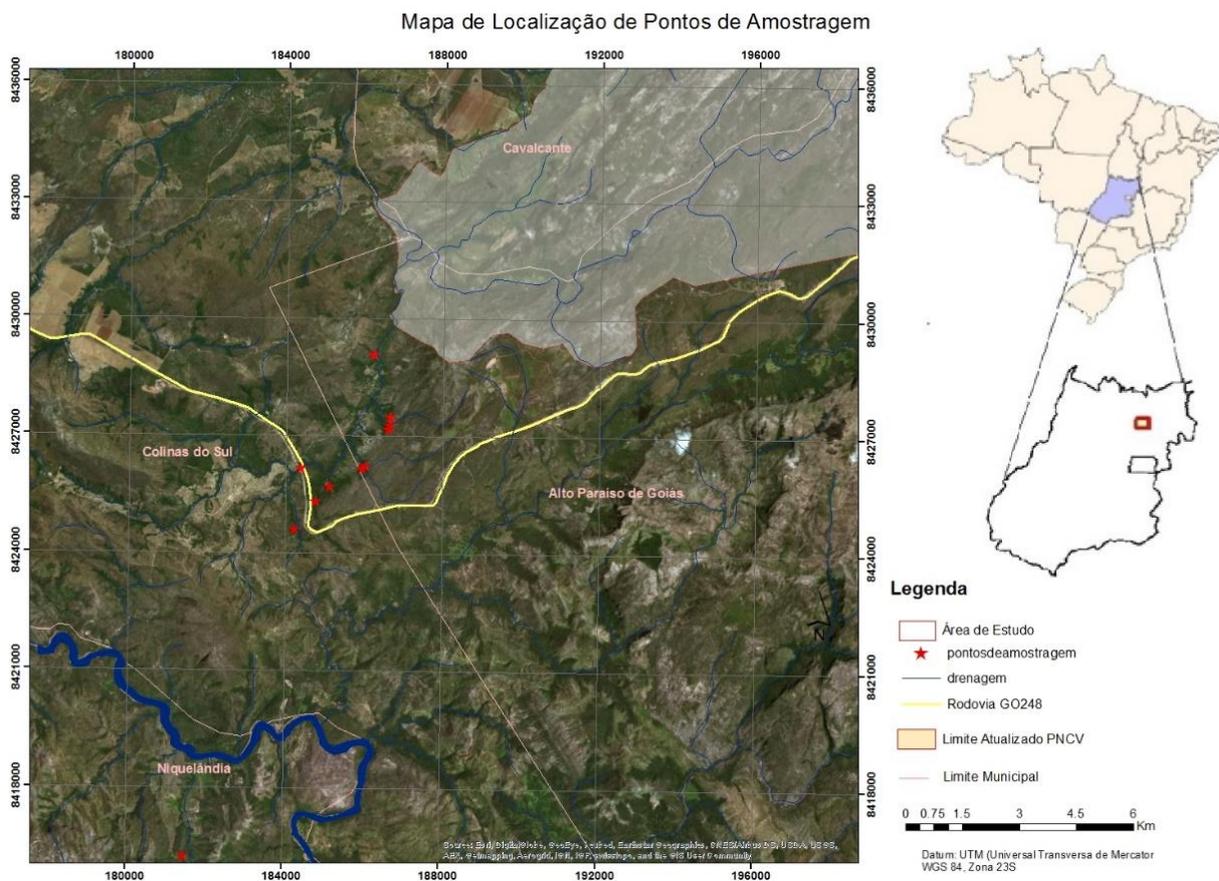


Figura 1.3 - Mapa de Localização de Pontos de Amostragem.

Tabela 4.1 - Datas de realização de atividades de campo.

Período	Natureza da Atividade
09/08/18 a 11/08/18	Reconhecimento da área
08/09/18 a 10/09/18	Amostragem de água - período de Seca
22/09/18 a 25/09/18	Amostragem e descrição de perfis geológicos
12/10/18 a 14/10/18	Amostragem de água - início do período de chuvas
01/12/18 a 03/12/18	Caracterização de perfis de solo
08/12/18 e 09/12/18	Amostragem de água - período de chuvas
16/02/19 e 17/02/19	Amostragem de água - período de chuvas intensas
19/04/19 e 20/04/19	Amostragem de água - fim do período chuvoso
30/08/19 e 31/08/19	Amostragem de água - período seco
07/09/19 e 08/09/19	Medição de vazões, amostragem de água em período de seca

As amostras foram coletadas em recipientes plásticos de 1 litro e armazenadas em baixa temperatura a fim de diminuir a atividade e evitar o desenvolvimento de processos químicos. Para o auxílio da coleta, foram utilizados canos de PVC (de 1 m e 0,5 m de comprimento) quando necessário, com o objetivo de minimizar a entrada de água e partículas que não fossem

da nascente em estudo. Bomba de pequeno porte também foi utilizada, com o intuito de se otimizar o tempo de coleta e evitar misturas de águas superficiais (do corpo d'água gerado pela nascente) com águas subterrâneas (diretamente afluente do aquífero). A Figura 1.4 mostra uma imagem do momento da coleta de uma amostra de água de nascente.



Figura 1.4 - a) Coleta de água em fonte termal, diretamente sobre a nascente CHI, utilizando bomba de pequeno porte e mangueira para coleta b) amostra coletada em frascos de 1 L.

Das datas de coleta, três estações preferenciais foram consideradas, sendo representadas pelos períodos: de seca, de início das chuvas, de chuvas e de chuvas intensas, a fim de avaliar a eventual influência do fluxo local do aquífero no comportamento das vazões e características químicas das águas das nascentes. Por conta da provável existência de fluxo regional, não se esperou mudanças significativas de um período climático para outro.

Dados de condutividade elétrica - CE, Temperatura e pH foram coletados com auxílio e equipamentos multiparâmetros portáteis.

Com relação às estruturas presentes na área, falhas e planos de acamamento foram medidos a fim de se construir o padrão de fluxo mais próximo da realidade, tendo em vista que estas estruturas são essenciais para a passagem de água em subsuperfície. Para cada uma das regiões, rosetas e estereogramas foram feitos a partir do *software* Stereonet. Um conjunto de 542 medidas de planos (em sua maioria fraturas) foi realizado e descrito, objetivando ao mapeamento das estruturas responsáveis pela circulação da água em subsuperfície.

1.5.3 Análises Laboratoriais

As análises foram realizadas no Laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília-LaGeq, utilizando os protocolos e os prazos máximos aplicados para amostras de águas. Foram

feitas duplicatas das amostras para controle de qualidade das análises, além de cálculos de balanço iônico, baseado em erro prático desenvolvido por Custódio e Llamas (1983).

As concentrações de metais em todos os extratos derivados das diferentes etapas (fração solúvel em ácido, redutível, oxidável e residual) e da digestão total (sedimentos, SPM, solos e rochas) foram determinadas usando ICP-OES (5100, Agilent, USA) no laboratório de geoquímica da UnB. Os ânions fluoreto, cloreto, nitrato, fosfato e sulfato foram determinados por um aparelho de cromatografia iônica (IC) da marca Dionex modelo ICS90. Características do sistema utilizado: fluxo isocrático de eluente Na_2CO_3 : NaHCO_3 3,5:1 mM a 1,2 mL min⁻¹ e pressão aproximada de 1500 psi; volume de injeção de 25 µL definido por alça de amostragem; detector de condutividade suprimida modelo CS5; coluna e pré-coluna do tipo troca iônica com superfície funcionalizada de alquil amônio quaternário, modelos AS14A e AG14A, respectivamente; supressor de condutividade modelo AMMS-300 regenerado com H_2SO_4 50 mM.

A alcalinidade teve sua determinação a partir do método titulométrico de análise com H_2SO_4 0.084 mg/L, utilizando titulador manual.

Os dados obtidos por monitoramento hidroquímico foram organizados e sistematizados em planilhas do *software* Excel 2013 e então transferidos para o *software* Qualigraf, da Fundação Cearense de Meteorologia (FUNCEME), onde a classificação de águas foi realizada empregando-se diagramas de Piper. O balanço iônico dos dados hidroquímicos foi realizado a partir do cálculo de erro proposto por Custódio e Llamas (1983) e atendeu a todos os requisitos.

As amostras para datação por radiocarbono foram enviadas para o Laboratório Beta, localizado no estado da Florida, Estados Unidos da América. O método utilizado foi por Espectrometria de Massa com Aceleradores (AMS).

Para complementar o estudo isotópico das amostras coletadas, foi contratado o Laboratório do Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear para a realização das análises de Trítio a partir do método de espectrometria de cintilação líquida com enriquecimento eletrolítico e limite de detecção de 0,2 Unidades de Trítio (UT). Os resultados em UT (unidades de Trítio) foram aplicados para a determinação de ocorrência ou não de recarga local nos sistemas hidrotermais.

1.5.4 Geotermômetro de Sílica

Tendo em vista que as concentrações de constituintes dissolvidos em sistemas geotermiais são função da temperatura e da assembleia mineralógica do aquífero (Kharaka & Mariner, 1989), e com o intuito de se determinar a profundidade em que se dá a circulação das águas, foi utilizado o geotermômetro de Sílica segundo os autores Truesdell (1976) Fournier (1979), Arnórsson (1983) e Truesdell (1984), além da composição química média da água (Tabela 1.2).

Tabela 1.2 - Teores médios dos principais componentes químicos das amostras em mg/L, além do TDS em mg/L, pH, temperatura em °C e condutividade elétrica em $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Nascente Tocantinzinho									
K	Ca	Na	SO ₄	HCO ₃	Mg	Si	pH	T	CE
3,24	31,98	4,79	4,31	214,7	13,07	12,44	7,88	42,1	242
Nascente Morro Vermelho									
K	Ca	Na	SO ₄	HCO ₃	Mg	Si	pH	T	CE
0,77	2,78	0,43	1,65	53,72	1,77	9,36	6,51	32,2	71,6
Nascente Cachoeira 3									
K	Ca	Na	SO ₄	HCO ₃	Mg	Si	pH	T	CE
0,42	0,51	0,34	0,68	6,01	0,29	5,24	4,7	28,1	18,2

1.6 ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

O presente trabalho foi estruturado em 5 capítulos além do item de Referências Bibliográficas: Capítulo 1 - Introdução; Capítulo 2 - Meio Físico; e os resultados foram dispostos em forma de artigo em dois capítulos: Capítulo 3 e Capítulo 4. O Capítulo 5 - Considerações finais e Conclusões apresenta integração de dados, proposta de gestão e conclusão do trabalho.

O capítulo de introdução apresenta os problemas, objetivos e a justificativa do estudo, a localização da área, a estruturação da dissertação, os métodos utilizados na pesquisa, além do referencial teórico básico.

O capítulo 2, referente ao meio físico, apresenta dados prévios de geologia, pedologia e geomorfologia da área de estudo, além de novas descrições petrográficas e pedológicas.

O artigo referente ao capítulo 3 foi intitulado “*Controls on amagmatic geothermal system in central Brazil constrained by structural, hydrochemical and geothermometry data*”, e foi submetido à revista *Geothermics Journal*.

O Capítulo 4 também foi apresentado na forma de artigo científico e tem o título de “*Conceptual model of the Chapada dos Veadeiros Geothermal system based on hydrochemical and isotopic data*”, e foi elaborado durante o desenvolvimento da dissertação.

O capítulo final dedicado às Considerações Finais e Conclusões procura integrar os temas apresentados, com o intuito de elaborar hipóteses que englobem as discussões de todo o conjunto do trabalho.

CAPÍTULO 2

MEIO FÍSICO DA ÁREA DE ESTUDO

Neste capítulo é apresentado o arcabouço geológico, a descrição dos solos, a geomorfologia, o clima e a hidrogeologia da área de estudos. O meio físico é a base para o entendimento da circulação da água nos aquíferos, de forma que os dados a seguir apresentados devem ser entendidos como os principais controles da recarga dos aquíferos, circulação da água subterrânea, determinação dos processos de aquecimento das águas, do potencial dos reservatórios e do comportamento de seus exutórios (nascentes termais).

2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo está inserida na porção central da Plataforma Sul Americana, na Província Estrutural Tocantins (Almeida *et al.*, 1997), que inclui um orógeno desenvolvido no Ciclo Brasileiro, durante a aglutinação do Gondwana Ocidental, sendo limitada a norte e noroeste pelo Cráton Amazônico, a sudoeste pelo Bloco Paranapanema e a leste pelo Cráton São Francisco.

Esta província compreende as faixas dobradas neoproterozoicas Araguaia e Paraguai, que se estendem ao longo da margem leste e sudeste do Cráton Amazonas, respectivamente; e a Faixa Brasília, exposta no limite oeste do Cráton São Francisco (Fuck *et al.* 2014). Tal colisão deu origem à Província Tocantins durante o ciclo Brasileiro, e pode ser dividida em três estágios: um primeiro estágio, de divergência, responsável pela fragmentação do Supercontinente Rodínia, um segundo estágio, de convergência, responsável pela amalgamação de massas continentais que formaram o Gondwana Ocidental, e o último estágio desse ciclo foi o colapso gravitacional do orógeno gerado, que se estendeu até 450 Ma (Hassui *et al.* 2012).

A Faixa de Dobramentos Brasília se estende por cerca de 1200 km na direção N-S, compreendendo o nordeste do estado de Goiás, sudoeste do estado de Tocantins, o Distrito Federal e a parte ocidental do estado de Minas Gerais (Figura 2.1). Fuck *et al.* (2005) definiram a Faixa Brasília em quatro compartimentos: Arco Magmático de Goiás, subdividido nos arcos de Mara Rosa, ao norte e Arenópolis, ao sul, caracterizados como arcos de ilha neoproterozoicos juvenis; Maciço de Goiás composto por granito-*greenstone* acrecionado à Faixa na Orogênese Brasileira; Núcleo Metamórfico de alto grau composto por metassedimentos, granitoides e intrusões máfico-ultramáficas acamadadas, granulizados durante o Ciclo Brasileiro; e Cinturão de Dobras e Empurrões composto por uma sequências sedimentares de diferentes idades, constituídas pelos grupos Bambuí, Paranoá, Vazante, Canastra, Ibiá, Araxá, Serra da Mesa, Araí, Traíras e Natividade (Tanizaki *et al.*, 2015) (Figura 2.2).

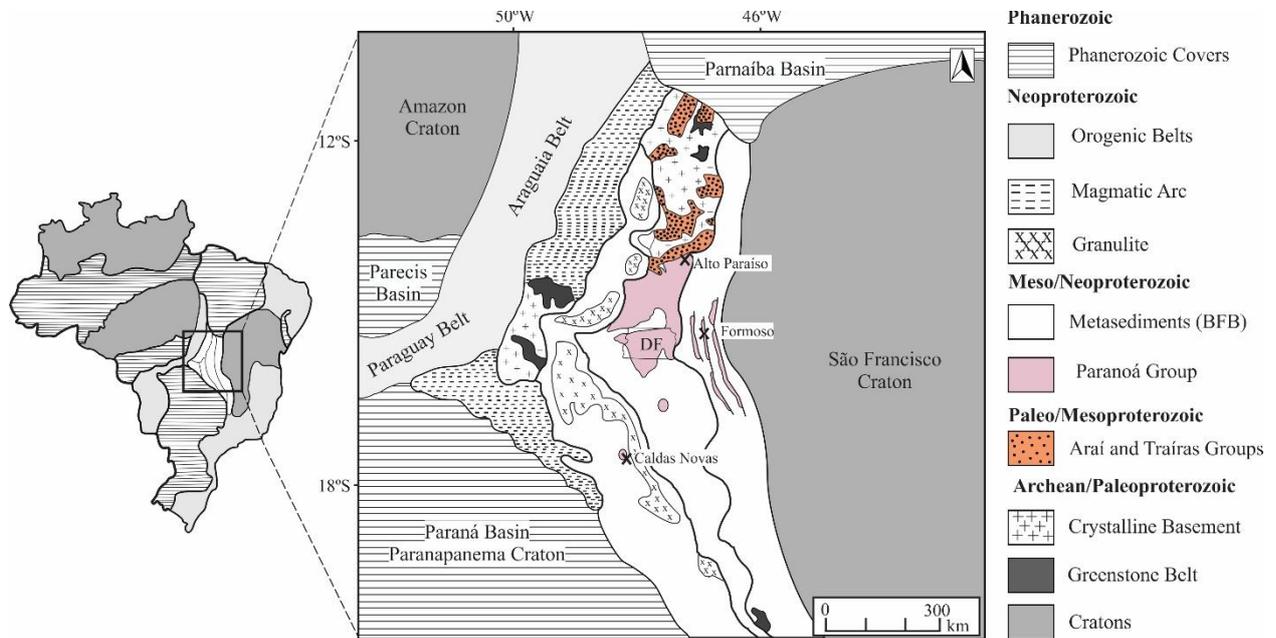


Figura 2.1 - Localização da área de estudo na Faixa de Dobramentos Brasília (Seraine et al. 2019 e Martins-Ferreira et al. 2018b).

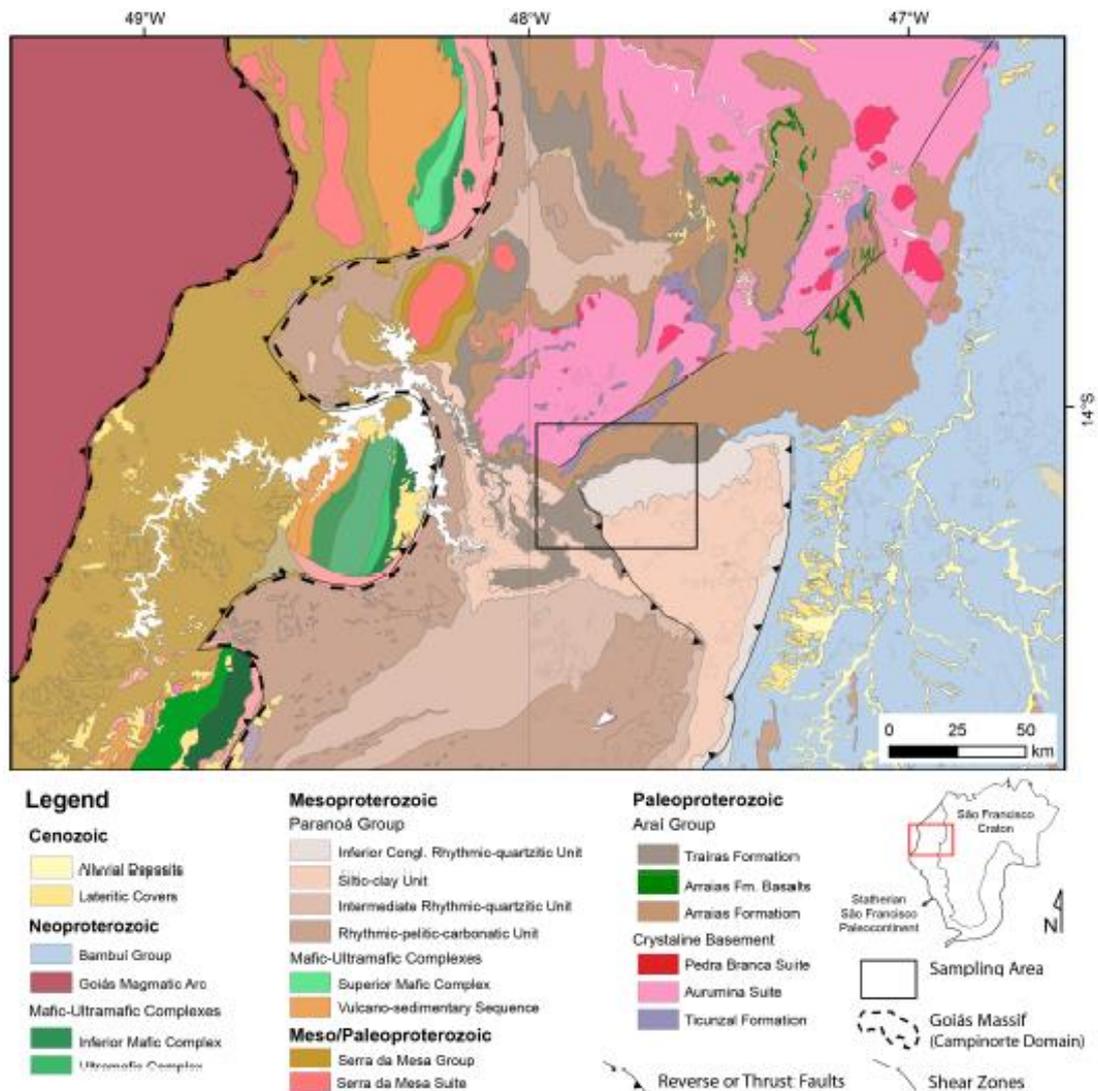


Figura 2.2 - Mapa geológico preliminar da área de estudo (Martins-Ferreira et al., 2018a)

Outra abordagem, sugerida por Araújo Filho (2000) possibilita a compartimentação da Faixa Brasília, de norte a sul, em dois segmentos: Faixa Brasília Setentrional (FBS), com direção NE e Faixa Brasília Meridional (FBM), com orientação NW, separados pela Sintaxe dos Pirineus.

Marini *et al.* (1981), relatam que características de riftes intracontinentais são encontradas, em quase sua totalidade, na Faixa Brasília como grandes falhas retilíneas subparalelas, escalonadas e com mergulho entre 60 e 65°, com rejeito até 1000 m, além de falhas subparalelas às estruturas tectônicas do substrato, atuando em zonas de fraquezas.

2.2 EMBASAMENTO CRISTALINO

O embasamento dos grupos Araí, Traíras e Paranoá é representado por metassedimentos e paragneisses da Formação Ticunzal (Cuadros *et al.* 2017; Alvarenga *et al.*, 2007) e pelos granitos peraluminosos da Suíte Aurumina (Botelho *et al.*, 1999; Botelho *et al.*, 2006; Cuadros *et al.*, 2017).

2.2.1 Formação Ticunzal

A Formação Ticunzal é exposta na parte norte da Faixa Brasília Externa, e corresponde a uma sequência de biotita-granada paragneisses e mica-grafita xistos, com assembleia mineral indicando retrometamorfismo (Botelho *et al.*, 2006). Da paragênese de mais alto grau metamórfico anterior, somente subsistem a grafita de cristalinidade alta, porfiroblastos de granada parcialmente preservados e prováveis pseudomorfos de aluminossilicatos, os quais indicam que a sequência sedimentar foi submetida, no mínimo, a condições metamórficas de fácies anfíbolito médio (Alvarenga *et al.*, 2007).

Cuadros *et al.*, 2017, descrevem a assembleia mineral constituindo essencialmente clorita, epidoto, carbonato e muscovita de granulção fina, que sugere retrometamorfismo de facies anfíbolito para facies xisto-verde. A presença de granada e carbonatos altamente cristalizados confirmam a existência do retrometamorfismo.

A partir de dados geocronológicos de U-Pb em cristais de zircão, Cuadros *et al.* (2017) confirma a idade da formação Ticunzal entre 2.16 e 2.19 Ga, e dados de elementos traços sugerem que os sedimentos da formação foram depositados em um ambiente de bacia de arco continental.

2.2.2 Suíte Aurumina

Botelho *et al.* (1999) originalmente descreveu as rochas dessa suíte como granitos foliados, de granulometria média a grossa, e granodioritos e tonalitos compostos de quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita, muscovita, além de minerais acessórios. Botelho *et al.* (1999) sugeriu a origem de magmas peraluminosos, além de constatarem a presença de mineralizações de Au, U, Pd, Pt, Sn e Ta.

A Suíte Aurumina está subdividida em seis fácies, incluindo rochas graníticas sin, tardi- e pós-tectônicas: muscovita granito, biotita-muscovita granito, tonalito, biotita granito, migmatitos e turmalina-muscovita granito. Os granitos com predominância de muscovita são tipicamente sin-tectônicos, apresentando-se intrusivos e deformados concordantemente com a foliação de rochas metassedimentares atribuídas à Formação Ticunzal. Nos tonalitos, a deformação é incipiente e as relações de campo indicam que se trata de uma fase tardia da granitogênese, com características claramente tardi a póstectônicas (Botelho *et al.* 2006).

Segundo Cuadros *et al.* (2017), A suíte Aurumina representa diversos tipos de rochas peraluminosas, sendo elas, da mais velha para a mais jovem: muscovita monzogranito, muscovita-biotita monzogranito, biotita tonalito, biotita sienogranito, e muscovita-albita leucogranito, localmente apresentando facies pegmatíticas. Alvarenga *et al.* (2007) nomearam e descreveram essas rochas como Au1, Au2, Au3, Au4, Au5 e Au6, respectivamente. Facies Au5 corresponde a apenas um afloramento e é classificado como granito migmatítico, associado com a Formação Ticunzal. Membros Au1 e Au2 são intrusões sin- a pos-magmáticas, com a presença de planos de foliação bem marcados. Nas rochas dos membros Au3, Au4, Au5 e Au6, há pouca ou nenhuma foliação impressa.

Encontrada na zona externa da Faixa Brasília, na margem oeste do Cráton São Francisco, a Suíte Aurumina intrude xistos e paragneisses da Formação Ticunzal. Dados geocronológicos U-Pb indicam idades variando de 2.11 a 2.16 Ga para essa Suíte (Cuadros *et al.*, 2017).

2.3 SUPERGRUPO VEADEIROS

Martins-Ferreira *et al.* (2018b) propõem o Supergrupo Veadeiros com os três pulsos extensionais registrados na margem oeste do Cráton São Francisco, representados pelas sequências Araí (Veadeiros Inferior), Traíras (Veadeiros Médio) e Paranoá (Veadeiros Superior), correlacionados com as fases inferior, médio e superior do Supergrupo Espinhaço, localizado na margem leste do cráton São Francisco.

2.3.1 Grupo Araí

O Grupo Araí ocorre na zona externa da Faixa de Dobramentos Brasília, região acidentada, com cotas de altitude variando entre 300 e 1650 metros. Aflora na região da Chapada dos Veadeiros, nas cidades de Alto Paraíso, Colinas de Goiás e Cavalcante, estendendo-se para norte, ocupando uma área de cerca de 11.000 km² da porção nordeste do Estado de Goiás e sudeste do Estado de Tocantins (Alvarenga *et al.* 2007).

A litoestratigrafia do Grupo Araí foi atualizada por Tanizaki *et al.* (2015) como uma megassequência composta por depósitos continentais, transicionais e marinhos, formada por rochas supracrustais e vulcanismo bimodal intraplaca, submetidas a grau anquimetamórfico a

xisto verde baixo, e relacionado a uma estrutura extensional, desenvolvida entre 1,8 e 1,6 Ga. Essa megassequência foi anteriormente dividida em quatro tectonossequências: Água Morna, Arraias, Caldas e Traíras, interpretadas como fases de rifteamento (Alvarenga *et al.*, 2007). Porém, estudos de proveniência de zircão detrítico (Martins-Ferreira *et al.* 2018a), revelaram que a Formação Traíras representa uma bacia mais jovem, portanto elevada ao *status* de Grupo, passando a representar a seção intermediária do Supergrupo Chapada dos Veadeiros.

A idade do vulcanismo bimodal, de 1,78 Ga (Pimentel *et al.*, 1991), é a mesma dos granitos mais antigos da Suíte Pedra Branca 1,78 Ga (Pimentel *et al.*, 1991). A fase principal de rifteamento é representada pelo Grupo Araí, com deposição de arenitos e conglomerados de leques aluviais, e arenitos fluviais intercalados com rochas vulcânicas e vulcanoclásticas (riodacitos, riolitos, ignimbritos e rochas piroclásticas indiferenciadas), além de quartzitos de origem eólica. Derrames de basalto continental ocorrem intercalados com quartzitos e metassiltitos, sempre sobrejacentes às sequências de rochas vulcânicas ácidas (Alvarenga *et al.* 2007).

As formações Água Morna, Arraias e Caldas são separadas por discordâncias regionais, e são descritas por Tanizaki *et al.* (2015):

A Formação Água Morna é composta por metarcóseos grossos e quartzitos feldspáticos, e em menor abrangência quartzitos micáceos e metaconglomerados, intercalados e interdigitados entre os metarcóseos. Esta unidade apresenta variações laterais e de espessura, podendo alcançar até 175 metros de espessura. Segundo Tanizaki *et al.* (2015), as associações de fácies em conjunto com as estruturas sedimentares presentes nas rochas dessa unidade permitiram a interpretação de um sistema deposicional fluvial entrelaçado, em rios largos e rasos, com até 5 metros de profundidade e grande quantidade de carga de fundo.

A Formação Arraias é composta por um espesso pacote de sedimentos continentais, subdivididos nos membros: Cubículo, Prata, Mutum, Ventura e Buracão. Há forte interdigitação lateral de fácies e de espessuras das diferentes fácies. No membro Cubículo são encontrados metaconglomerados matriz-suportados, quartzitos feldspáticos, metarcóseos, interpretados como originários de sistema de leque aluvial dominado por fluxos de gravidade subaéreos, representando a fase clímax da abertura do rifte. O membro Prata é composto por espessos pacotes de metarcóseos, quartzitos feldspáticos e muscovita filito, interpretados como originários de ambiente de sedimentação fluvial entrelaçado, em rios largos com grande quantidade de carga de fundo. O membro Mutum é composto por quartzitos puros e é interpretado como ambiente de deposição de dunas eólicas com processos deposicionais trativos e gravitacionais. O Membro Ventura é composto por metaconglomerados, quartzitos e intercalações de metamarga e metagrauvacas, interpretados como depositados em ambiente lacustre alimentado por um sistema

de leques aluviais. O membro Buracão é composto por derrames basálticos, riolitos, riolacitos e dacitos, além de rochas piroclásticas e brechas.

A Formação Caldas representa a sequência deposicional transicional do Grupo Araí, e foi subdividida em membro inferior e membro superior, separados por contato gradual. O membro inferior é composto por intercalações entre quartzitos e metaconglomerados clasto-suportados, enquanto o membro superior é composto por intercalações entre quartzitos puros e metapelitos. A associação dessas litofácies corroboram com a interpretação de um sistema deposicional de praia.

2.3.2 Grupo Traíras

Anteriormente foi denominada Formação Traíras e foi interpretada como sucessão pós-rifte do Grupo Araí. Atualmente Martins-Ferreira *et al.*, (2018a) classificam o Grupo Traíras como uma bacia intracontinental do tipo SAG, separada do rifte Araí por um hiato de pelo menos 228 Ma, marcado por uma expressiva inconformidade, materializada por conglomerados compostos por clastos de retrabalhamento do Grupo Araí. A idade máxima de deposição do Grupo Traíras é de 1.543 ± 31 Ma, sendo associada à abertura da bacia relacionada ao evento extensional responsável pelo magmatismo anorogênico da Suíte Pedra Branca em 1.57 Ga (Pimentel *et al.* 2001).

Os metassiltitos, de coloração cinza, são maciços e homogêneos, raramente laminados, e frequentemente calcíferos. Os metarritmitos, com alternância de níveis argilosos e/ou siltosos com níveis arenosos, mostram estruturas sin-sedimentares como laminações plano-paralelas, marcas onduladas, laminações cruzadas devidas à atividade de tempestades. Essas fácies foram depositadas em ambiente inframaré, mais profundo e mais calmo, encontrando-se geralmente fora da zona de influência das marés, sendo alcançado episodicamente por correntes de tempestade de baixa energia (Alvarenga *et al.* 2007). Quanto aos quartzitos arcoseanos, são dispostos em banco de até 20 cm, com estratificações cruzadas e marcas onduladas, e são considerados como depósitos sedimentares de ambiente marinho raso sobre influência das correntes de maré. (Alvarenga *et al.* 2007).

O Grupo Traíras apresenta distribuição lateral homogênea, com espessuras da ordem de 300 a 400 m. Esse grupo é subdividido, da base para o topo, nas formações: Boqueirão, Rio Preto e Rosário (Tanizaki *et al.*, 2015).

As unidades do Grupo Traíras, antes descritas como membros por Tanizaki *et al.* (2015), são caracterizadas atualmente como formações por Martins-Ferreira *et al.*(2018a).

A Formação Boqueirão é composta por siltitos calcíferos interdigitados com quartzitos que, por sua vez, são intercalados com material carbonoso, além de uma unidade superior

composta por quartzitos e filitos com lentes de mármore. A associação de fácies da Formação Boqueirão possibilita a interpretação da presença de sedimentação marinha rasa, em ambiente de plataforma mista. A sucessão pelito-carbonatada representa o primeiro afogamento da bacia.

A Formação Rio Preto é composta por quartzitos puros médios, bem selecionados, com subordinadas ocorrências de metaconglomerados. A Formação Rio Preto representa o período de regressão marinha com grande aporte de sedimentos terrígenos, e é interpretada como sedimentação em ambiente marinho raso, constituído de plataforma siliciclástica dominada por maré e influência de ondas.

Foram descritos quartzitos de coloração branca, ocasionalmente rosados, com granulometria média, bem selecionados e com grãos arredondados (Figura 2.3). Ocorrem estratificações cruzadas acanaladas, reviradas, tabulares, e marcas onduladas assimétricas de escala decimétrica. Há níveis ricos em óxidos e minerais pesados. Aparece recristalizada, com grãos de quartzo em contato poligonal e extinção ondulante. A rocha tem alto grau de maturidade, tendo em vista a ausência de matriz e o alto grau de arredondamento e esferecidade dos grãos.

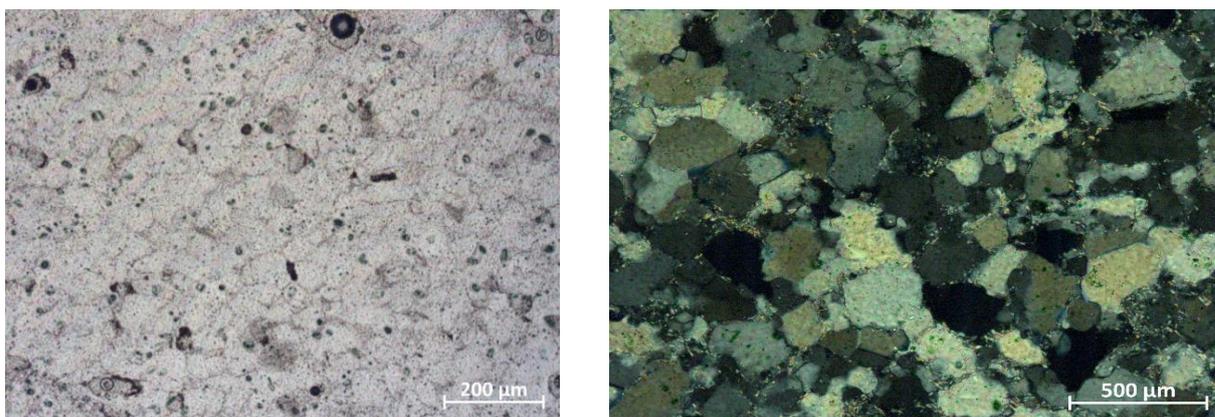


Figura 2.3 - Seção delgada da Litofácies Quartzito da Formação Rio Preto. Notar a elevada maturidade da rocha.

Localmente ocorrem fácies finas intercaladas aos quartzitos, entretanto na área de estudo há maior representatividade da litofácies psamítica, representada por quartzitos brancos a rosados, finos a médios, com grãos arredondados, bastante maduros. A litofácies pelítica é representada por níveis centimétricos a decimétricos de metassiltitos cinza esverdeados, com predominância de flossilicatos em textura lepdoblástica (Figura 2.4).

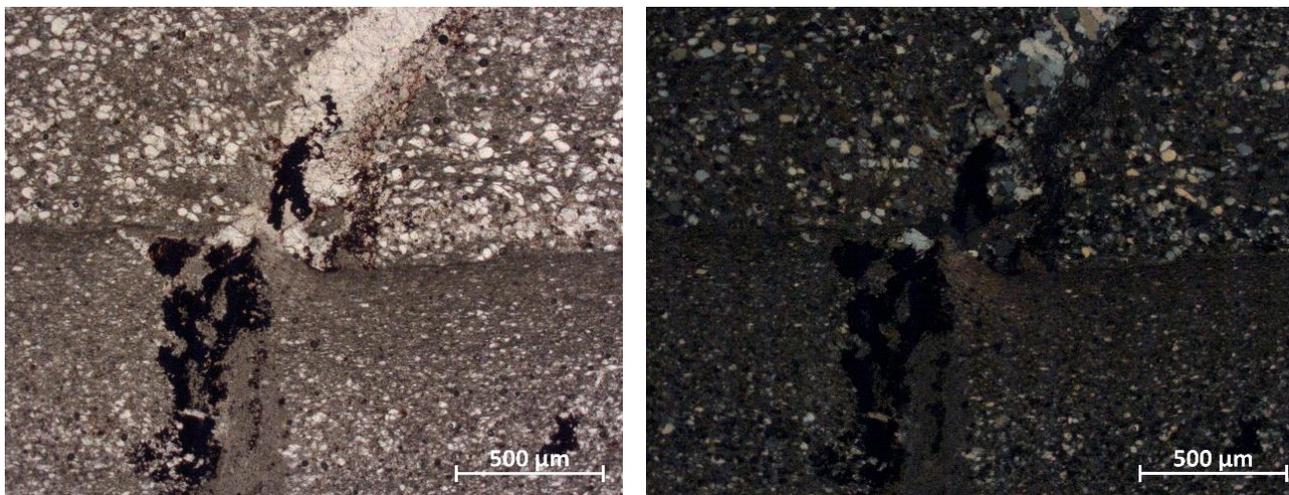


Figura 2.4 - Fotografia de seção delgada, mostrando o contato entre a litofácies quartzito e a litofácies siltito da Formação Rio Preto.

A Formação Rosário é a mais espessa, e é composta por pelitos, uma sequência psamo-pelítica e uma sequência psamo-pelito-carbonatada. A Formação Rosário representa uma nova transgressão marinha, que possibilitou o desenvolvimento de uma plataforma marinha rasa, com características de sedimentação mista (Tanizaki *et al.*, 2015).

A porção psamítica é composta por quartzitos brancos, com granulometria variando de fina a média. A porção pelítica é constituída de metassiltito de coloração ora cinza escuro, ora esverdeada, com presença de níveis carbonosos, e eventualmente, lentes de metacalcários dolomíticos. Fácies de metamargas são comumente observadas e são representadas pela deposição simultânea de carbonato e grãos detríticos como mostrado na Figura 2.5. Ocorre em grau metamórfico xisto verde baixo.

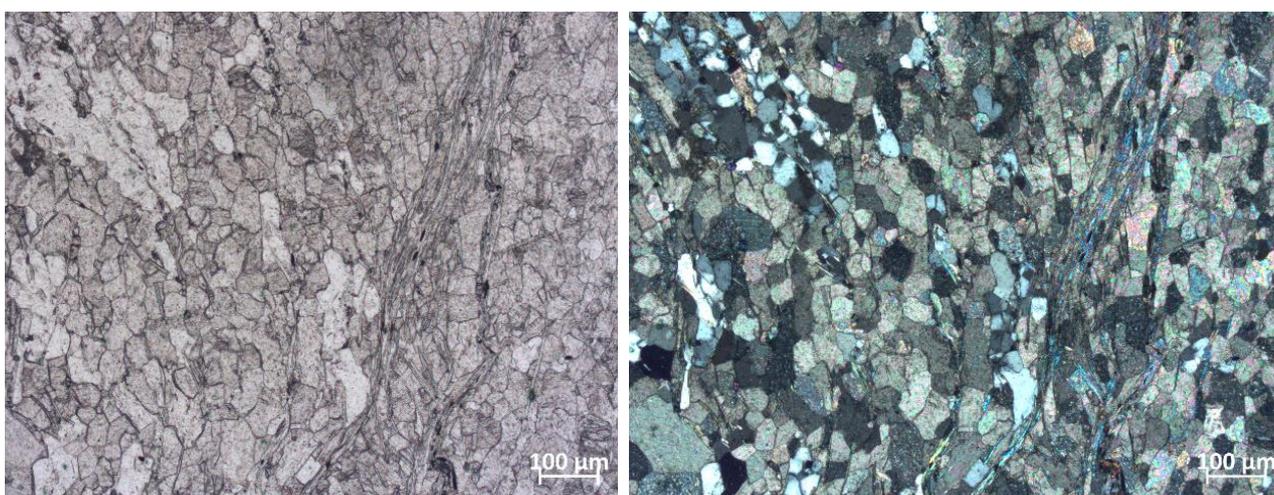


Figura 2.5 - Seção delgada de metamarga que mostra a deposição simultânea de calcita e grãos de quartzito detrítico da Formação Rosário. O aspecto granoblástico da rocha é resultante do metamorfismo a qual foi submetida.

Em sua porção psamítica, apresenta textura lepidoblástica, composta em sua maior parte por quartzo, filossilicatos e opacos como minerais acessórios. Já a sua porção pelítica é composta essencialmente por filossilicatos e pequenos grãos de quartzo.

No estudo microscópico (Figura 2.6), é notável a presença de grãos muito finos, orientados, com alta cor de interferência e textura lepidoblástica, classificados como muscovita fina. É possível observar grãos de quartzo arredondados, de granulação fina a média, em meio à matriz filossilicática, apresentando sombra de pressão.

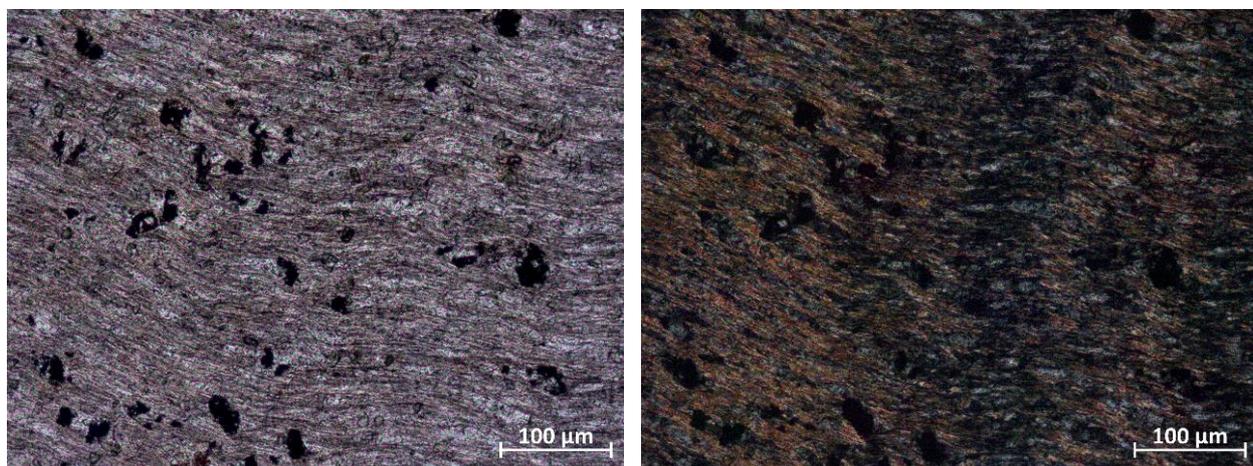


Figura 2.6 - Calcifilito de cor cinza escuro, representante da Formação Rosário na área de estudo.

2.3.3 Grupo Paranoá

O Grupo Paranoá está presente na zona externa e interna da Faixa Brasília, e apresenta variação lateral de fácies de leste para oeste. Na zona externa, caracteriza-se por seu caráter anquimetamórfico até fácies xisto verde baixo, compreendendo os litotipos característicos conglomerados, ardósias, metarritimitos, metacalcários e metadolomitos. Na zona interna, apresenta maior grau metamórfico e grau de deformação, caracterizado por filitos carbonosos, quartzitos e metacarbonatos. (Campos *et al.*, 2013).

Matteini *et al.* (2012) concluem que a idade mínima de deposição do Grupo Paranoá é de 1.042 Ma e idade máxima de 1.542 Ma, respectivamente idades de sobrecrecimento de xenotima diagenética em grãos de zircão detríticos, e de população de zircões mais jovens encontrados na base do Grupo.

Campos *et al.* (2013) propuseram a formalização dos nomes das unidades do Grupo Paranoá incluindo, da base para o topo, as formações: Ribeirão São Miguel, Córrego Cordovil, Serra da Boa Vista, Serra Almécegas, Serra do Paranã, Ribeirão Piçarrão, Ribeirão do Torto, Serra da Meia Noite, Ribeirão Contagem, Córrego do Sansão e Córrego do Barreiro. Esta definição seguiu estritamente a proposta de Faria (1995) que atribuiu nomes informais às onze unidades do Grupo Paranoá.

Segundo Campos *et al.* (2013), as principais feições de cada unidade incluem:

- Formação Ribeirão São Miguel representada por um conglomerado matriz-suportado com seixos e blocos subangulosos de metassiltitos, quartzo, quartzitos e mármore finos cinzas flutuantes em uma matriz siltico-argilo-carbonatada. A cor cinza esverdeada da rocha fresca passa a tons rosados e avermelhados quando alterada. Esta unidade, embora apresente um grande espalhamento regional, não é contínua e apresenta espessura máxima de 60 metros. Na análise macroscópica a rocha é esbranquiçada/esverdeada, com manchas de cor rosada, e apresenta forte reação ao ácido clorídrico, indicando presença de minerais carbonáticos em sua matriz. Na análise microscópica é possível observar grãos de calcita, com cintilância e clivagem em duas direções, além de contatos poligonais e angulosos entre si. Há presença de grãos de quartzo (20%), minerais opacos (10%), fragmentos líticos (20%), plagioclásio (10%) e calcita (40%) (Figura 2.7).
- Formação Córrego Cordovil apresenta contato concordante com o Conglomerado São Miguel e é constituída por uma sucessão de horizontes margosos e metassiltitos argilosos na base passando para um metarritmito com intercalações de quartzitos finos a médios geralmente feldspáticos. Gretas de contração e pseudomorfos de cubo de sal são frequentemente observadas próximo à base do pacote. Nas áreas-tipo alcança 70 metros de espessura.

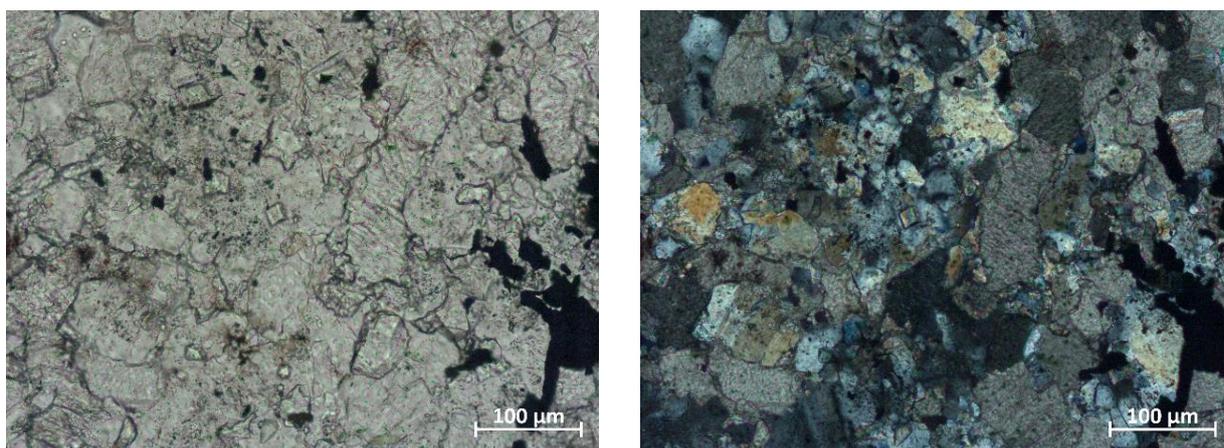


Figura 2.7 - Conglomerado polimítico matriz-suportado da Formação Ribeirão São Miguel com ampla contribuição de cimentos de carbonato preenchendo a porosidade da matriz arenosa.

- Formação Serra da Boa Vista é representada por quartzitos finos a médios, brancos, bem estratificados em bancos de 30 a 40 centímetros e com raras intercalações de horizontes siltico-argilosos no topo e frequentes estratos cruzados tabulares. Apresenta até 80 metros de espessura.
- Formação Serra Almécegas apresenta passagem abrupta a partir do quartzito anterior e uma espessura de até 150 metros, sendo caracterizada por bancos centimétricos de quartzitos finos rosados, intercalados com metassiltitos e níveis milimétricos de lamitos de coloração esbranquiçada. São comuns as laminações cruzadas truncadas por ondas, marcas onduladas assimétricas nos bancos de quartzitos, quick sand e estruturas de fluidização.

- Formação Serra do Paranã composta por camadas decimétricas a métricas de quartzitos amarelos-ocre de granulação média a grossa. Em direção ao topo da sucessão são comuns leitões e canais conglomeráticos finos feldspáticos, com grânulos e seixos subangulosos a arredondados. As estratificações cruzadas tabulares são comuns e nos níveis conglomeráticos ocorrem estratificações cruzadas reviradas e do tipo espinha de peixe. Sua espessura pode alcançar 150 m.
- Formação Ribeirão Piçarrão é o pacote que apresenta maior variabilidade litológica, podendo alcançar espessuras superiores a 500 metros. É subdivido em cinco litofácies, sendo um conjunto de metassiltitos esverdeados homogêneos que podem conter intercalações arenosas compondo metarritmitos ou lentes de calcários e dolomitos (estas últimas bastante raras). A base deste conjunto geralmente é representada por um metarritmito pelítico a arenoso onde bancos decimétricos de quartzitos e metassiltitos intercalam-se aos metassiltitos argilosos. No topo também ocorrem metarritmitos, porém com menor contribuição arenosa.
- Formação Ribeirão do Torto apresenta contato transicional a partir da unidade anterior, sendo constituída por ardósias homogêneas de cor cinza esverdeada, que passam a tons vermelhos característicos com a alteração intempérica. Neste conjunto, são observadas duas foliações penetrativas que representam clivagens ardosianas. Sua espessura é de difícil estimativa em virtude do intenso dobramento, sendo considerada da ordem de 70 metros.
- Formação Serra da Meia Noite corresponde a um metarritmito arenoso, caracterizado por intercalações de bancos decimétricos a métricos de quartzitos e materiais pelíticos (compostos por metassiltitos e ardósias). Localmente são observados pacotes de até 10 metros de espessura que destacam do conjunto rítmico. A espessura total deste conjunto pode alcançar 90 metros. Microscopicamente foi descrita como quartzito mal selecionado, com bandas de grãos médios e bandas de grãos finos. Grãos de quartzo em contato poligonal e extinção ondulante. Presença de cerca de 15% de opacos (Figura 2.8).

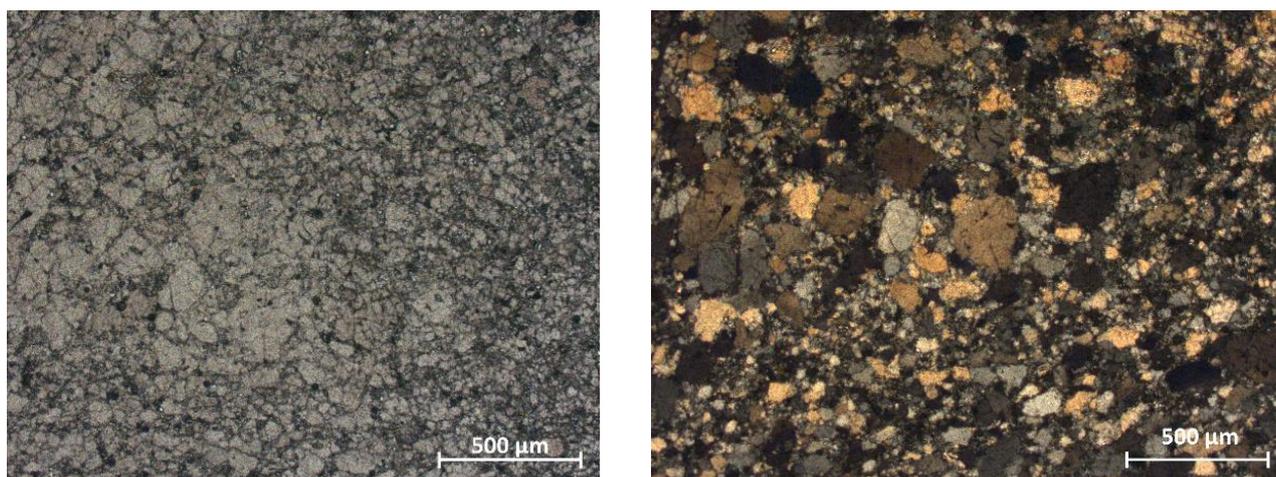


Figura 2.8 - Microscopia de amostra de quartzito da Formação Serra da Meia Noite.

- Formação Ribeirão Contagem composta por quartzitos brancos, finos, bastante silicificados, ricos em estratificações cruzadas tabulares, acanaladas e do tipo espinha de peixe, além de marcas onduladas assimétricas. A máxima espessura de 100 metros é estimada na região do Distrito Federal.
- Formação Córrego do Sansão metarritmito argiloso, composto por intercalações de materiais sílticos e argilosos além de delgados estratos de quartzitos finos rosados a avermelhados. Os níveis arenosos apresentam estruturas do tipo laminações cruzadas, laminações truncadas por ondas e hummockys. Esta unidade apresenta espessuras variando de 100 a 150 metros.
- Formação Córrego do Barreiro predominantemente pelítica com ardósias cinzas e metassiltitos argilosos associados com lentes de mármores finos que podem conter estruturas algais do tipo estromatólitos colunares e cônicos. São comuns os níveis decimétricos a métricos, lenticulares ou não, de quartzitos médios, grossos e até conglomeráticos, apresentando tonalidades escuras. Sua espessura varia de 120 a 150 metros.

2.4 PEDOLOGIA

Os solos refletem diretamente as rochas sobre as quais se desenvolveram, além das condições climáticas e geomorfologia local. O tipo de solo onde ocorre a infiltração das águas da chuva é de extrema importância na recarga dos aquíferos da área de estudo.

Na região em estudo ocorrem cambissolos e neossolos litólicos, que ocupam a maior área, além de latossolos, plintossolos e nitossolos que ocupam pequenas faixas restritas associados a condições de relevo específicas.

Os cambissolos abrangem a maior parte da área de estudo e compreendem solos constituídos por material mineral, com horizonte B incipiente subjacente a qualquer tipo de horizonte superficial, desde que em qualquer dos casos não satisfaçam os requisitos estabelecidos para serem enquadrados nas classes Vertissolos, Chernossolos, Plintossolos e Organossolos (EMBRAPA, 2013).

Os neossolos são pouco evoluídos pedogeneticamente, sem horizonte B diagnóstico. Nesses solos as características do material de origem são preservadas. Os neossolos litólicos da área de estudo apresentam horizonte A sobre horizonte C ou sobre material composto por cerca de 90% de fragmentos líticos com diâmetro maior que 2 mm, que possuem contato lítico típico ou fragmentário dentro dos primeiros 50 cm do perfil (EMBRAPA, 2013).

Os latossolos possuem horizonte B latossólico, com ausência ou pouca presença de alteração da quantidade de argila existente entre os horizontes A e B. Perfis desse solo são bastante evoluídos, tendo em vista os processos de latolização, que geram forte intemperização de minerais primários e menor resistência de minerais secundários. Óxidos e hidróxidos de ferro

e alumínio podem estar presentes no perfil, conjuntamente com argilominerais mais resistentes. Não ocorre mobilização ou migração de argila de modo expressivo, assim como ferrólise, gleização ou plintitização (EMBRAPA, 2013).

Os plintossolos apresentam o processo de plintização expressiva com ou sem formação de petroplintita. O horizonte diagnóstico apresenta segregação de ferro (EMBRAPA, 2013).

Os nitossolos possuem textura argilosa ou muito argilosa ao longo do perfil, com reduzido gradiente textural entre o horizonte A e B. São bem porosos e apresentam boa drenagem. Quimicamente, sua maior parte é considerada eutrófica. Ocupam, em geral, relevos ondulados e forte-ondulados (EMBRAPA, 2013).

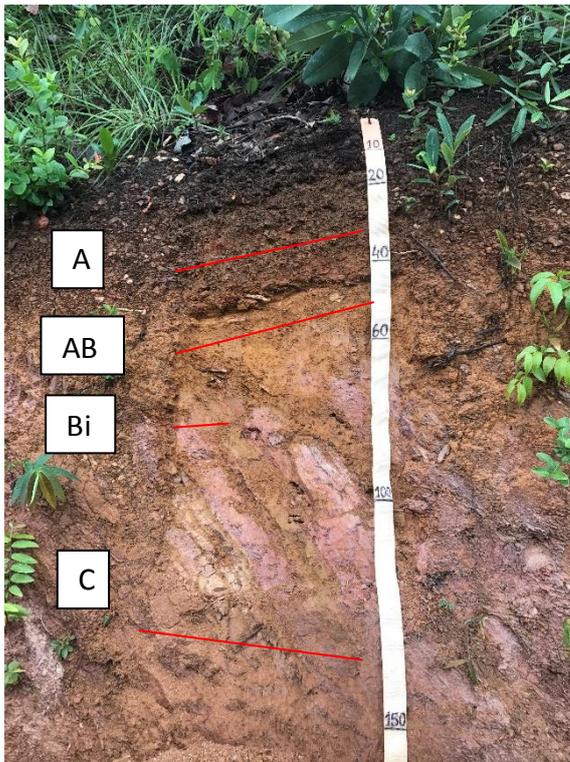
A condutividade hidráulica é um coeficiente que expressa a facilidade com que um fluido é transportado através de um meio, e é, portanto, função do diâmetro e da continuidade dos macroporos. Almeida *et al.* (2006) sugerem ordens de grandeza para a condutividade hidráulica em solos do estado de Goiás (Tabela 2.1).

Tabela 2.1 - Distribuição estatística de valores de condutividade hidráulica em diferentes classes ou associações de solos (Almeida *et al.* 2006).

Classes ou associações de solos	Ordem de grandeza da condutividade hidráulica em m/s									
	Em superfície					Em profundidade				
	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹
Latossolo Vermelho	1.5%	40%	47%	11.5%	-	3%	44%	38%	15%	-
Latossolo Vermelho-Amarelo	3.3%	40%	46.7%	10%	-	2%	44%	37%	16%	1%
Cambissolo +Plintossolo+Neossolo Litólico e Regolítico	2.5%	38%	48%	9%	2.5%	8%	16%	60%	16%	-
Neossolo Quartzarênico	15%	54.5%	23%	7.5%	-	7%	68.2%	17%	-	-
Nitossolo+Argissolo	2.9%	26.4	58.8%	11.9%	-	0.8%	40.3%	36.8%	21.3%	0.8%
Gleissolo	-	20%	50%	30%	-	-	26%	39%	30%	5%

Os solos são a seguir descritos de forma sucinta com a inclusão de uma imagem obtida durante os trabalhos de campo realizados na área do estudo (Figuras 2.9 a 2.13). Esta imagem pode ser considerada como um perfil típico de cada classe de solos.

2.4.1 CAMBISSOLO HÁPLICO Tb DISTRÓFICO



É caracterizado como solo com argila de baixa atividade, saturação por bases baixa, ambas na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B e BA.

O solo em questão é estruturado, granular, grumoso, apresenta atividade biológica no horizonte A e AB e evidencia forte pedogênese.

O horizonte A é cascalhento com fragmentos líticos e cristais de quartzo. O horizonte AB é marcado por acumulação de cascalho. O horizonte B é incipiente e o contato com o horizonte C é irregular.

Esta classe de solo em associação com os neossolos litólicos dominam amplamente na área de estudo, ocupando mais de 95% da poligonal, sempre em locais de relevo ondulado, forte ondulado até escarpado.

Figura 2.9 - Perfil em cambissolo háptico.

2.4.2 NEOSSOLO LITÓLICO

Solo pouco evoluído, com ausência de horizonte B diagnóstico. O horizonte A assente diretamente sobre a rocha ou, localmente, sobre o horizonte C, e tem cerca de 10 cm ou menos de espessura.

Este solo ocorre sobre quartzitos dos grupos Araí, Traíras e Paranoá principalmente nas áreas elevadas do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

Em associação com os cambissolos esta classe de cobertura ocupa amplas áreas sobre relevo forte ondulado a escarpado. Ocorre em associação com exposições rochosas.

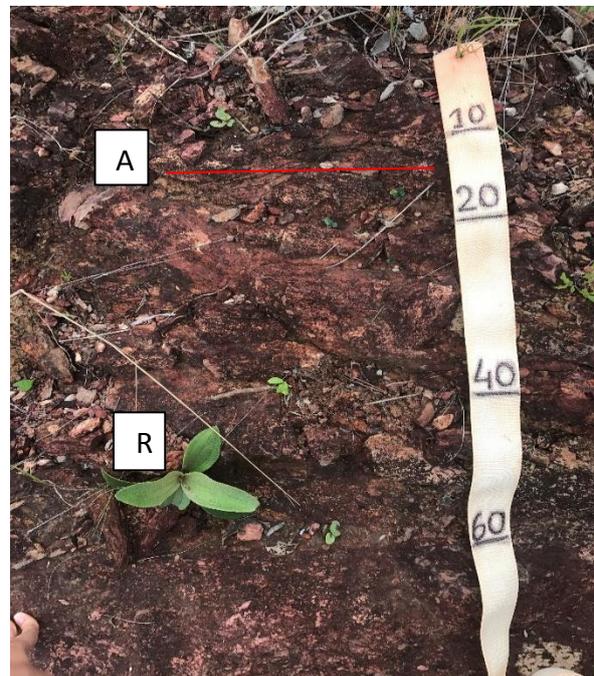
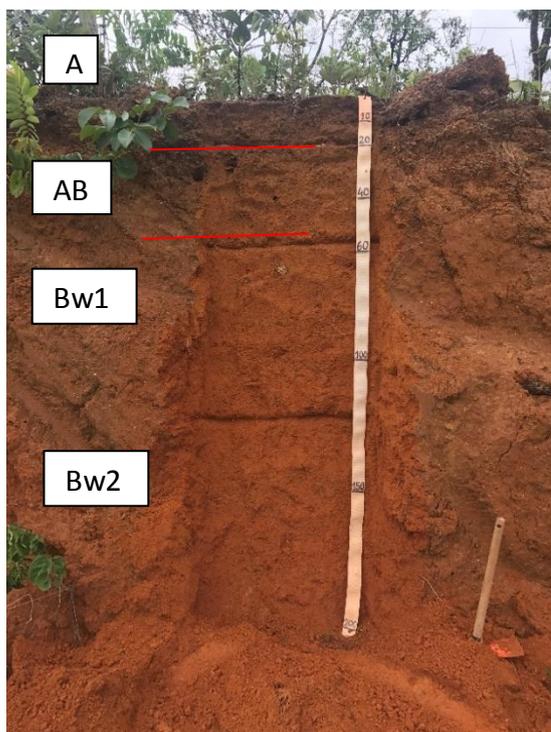


Figura 2.10 - Perfil ilustrativo de Neossolo Litólico.

2.4.3 LATOSSOLO VERMELHO AMARELO



Os latossolos ocorrem em pequenas manchas na porção norte da área de estudo, relativa às planícies. É um solo bastante evoluído, constituído por material mineral, apresentando horizonte B com cerca de 200 cm.

A transição do horizonte AB para B é plana e difusa. É possível observar estrutura granular, grumosa e presença de areia no horizonte B.

Este solo possui matiz de 2,5 YR no horizonte B, e tons mais brunados no topo.

Esta classe de solo ocorre apenas localmente em pequenas manchas em locais aplainados (plano a suave ondulado) entre as porções com relevos mais movimentados.

Figura 2.11 - Perfil de Latossolo Vermelho.

2.4.4 PLINTOSSOLO HÁPLICO

O solo em questão ocorre sobre a Formação Ribeirão São Miguel, da base do Grupo Paranoá e sobre filitos e siltitos calcíferos do Grupo Traíras.

Apresenta horizonte A Fraco a Moderado, alcançando até 10 cm de espessura. O horizonte F é o horizonte concrecionário e tem, em média, meio metro de espessura, de coloração avermelhada, podendo ou não ocorrer mosqueados de coloração amarelada a avermelhada.

Plintossolos pétricos também foram encontrados na área, porém, em porções muito pequenas.

Estes solos ocorrem localmente sobre relevo suave ondulado em sobre rochas com maior conteúdo de ferro na mineralogia do material de partida (principalmente clorita).

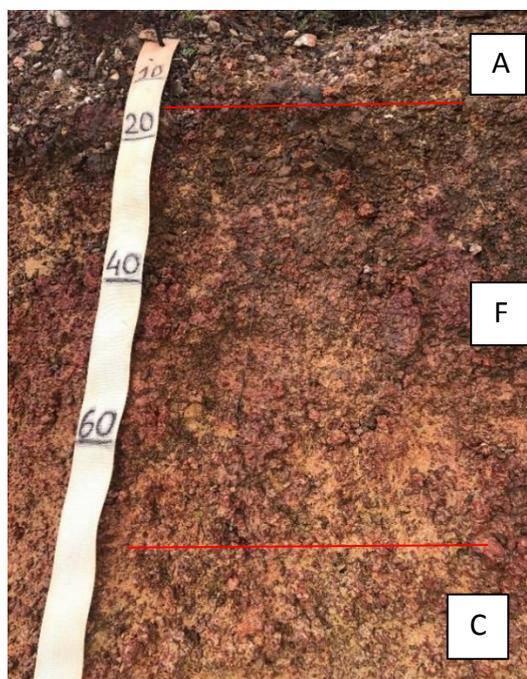
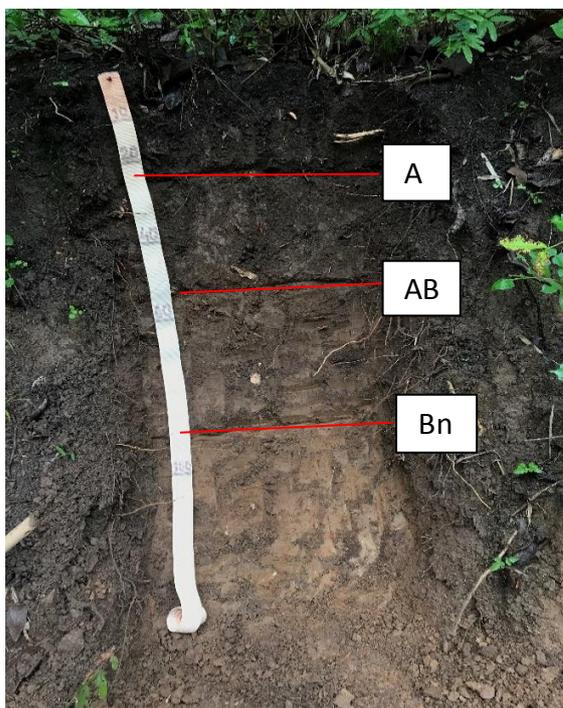


Figura 2.12 - Porção superior de perfil de Plintossolo Háptico.

2.4.5 NITOSSOLO BRUNO



Solo com caráter retrátil e horizonte A húmico, com conteúdo de carbono orgânico relativamente alto.

Apresenta horizonte BA e Bn de cor brunada, predominantemente no matiz 7.5 YR 3/4.

O horizonte A é proeminente, com espessura de até 25cm, e contém relevante quantidade de matéria orgânica. O horizonte Bn é adensado e bem estruturado, possuindo estrutura granular e presença de plintita. Tem por características a pegajosidade e a restrita plasticidade.

Estes ocorrem associados aos cursos d'águas em locais de baixa declividade e sobre rochas pelíticas e margosas.

Figura 2.13 - Perfil de Nitossolo Bruno.

2.5 GEOMORFOLOGIA

A área de estudo está localizada no Planalto Central do Brasil, e é controlado por feições estruturais marcantes, como agentes controladores de evolução do relevo. Martins-Ferreira & Campos, (2017) sugerem que a evolução geomorfológica da região está relacionada com o substrato rochoso e à estruturação tectônica regional. De acordo com essa perspectiva, é possível separar áreas com padrões geológicos, hidrológicos, pedológicos e conseqüentemente, geomorfológicos distintos.

Mapa d modelo digital de elevação e hipsometria foi uma das principais bases para a elaboração do mapa de compartimentação geomorfológica (Figura 2.14).

Com o objetivo de classificar o arcabouço geomorfológico, os critérios empregados por Martins-Ferreira & Campos (2017) incluíram: forma de relevo, padrão de relevo, densidade de drenagem, tipos de solos predominantes e hipsometria, resultando na classificação de cinco compartimentos, denominados de: Região de Chapada (Figura 2.15), Área de Dissecação Intermediária, Região Dissecada de Vales, Rebordo e Escarpa (Figura 2.16).

2.5.1 Região de Chapada

É um importante domínio geomorfológico, tendo em vista que ocupa a paisagem do Parque Nacional Chapada dos Veadeiros, que é uma área de recarga potencial dos aquíferos da região. Apresenta padrão de relevo suave-ondulado, que pode se tornar forte-ondulado quando

em associação com residuais de aplainamento (Figura 2.15). Tal domínio é sustentado pelo substrato, representado por metassedimentos do Grupo Traíras ou do Grupo Paranoá.

A vegetação varia de campos limpos, cerrado rupestre a cerrado *strictu sensu*, além de veredas que se estendem próximas aos cursos de água. Os solos são rasos, dominados por cambissolos e neossolos litólicos.

Observa-se, com relação ao balanço morfodinâmico, equilíbrio entre pedogênese e erosão /transporte, em função do substrato geológico resistente aos processos denudacionais.

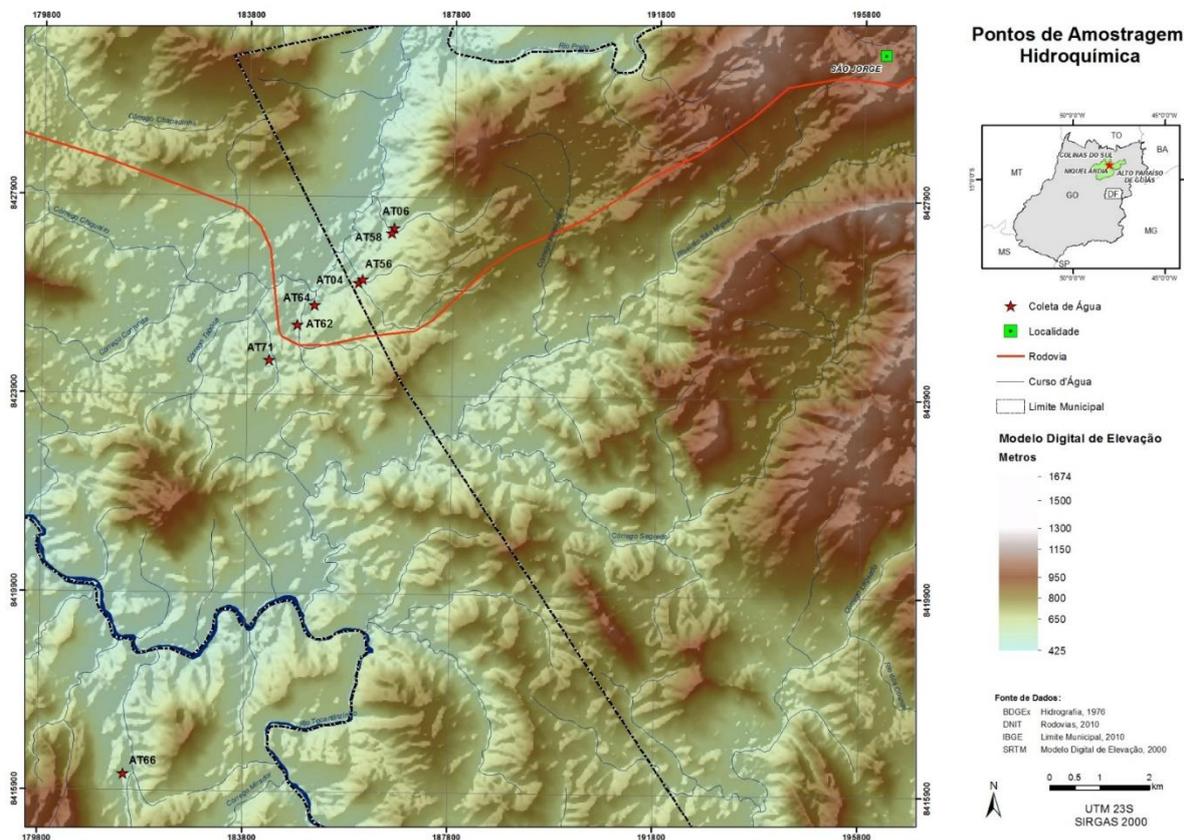
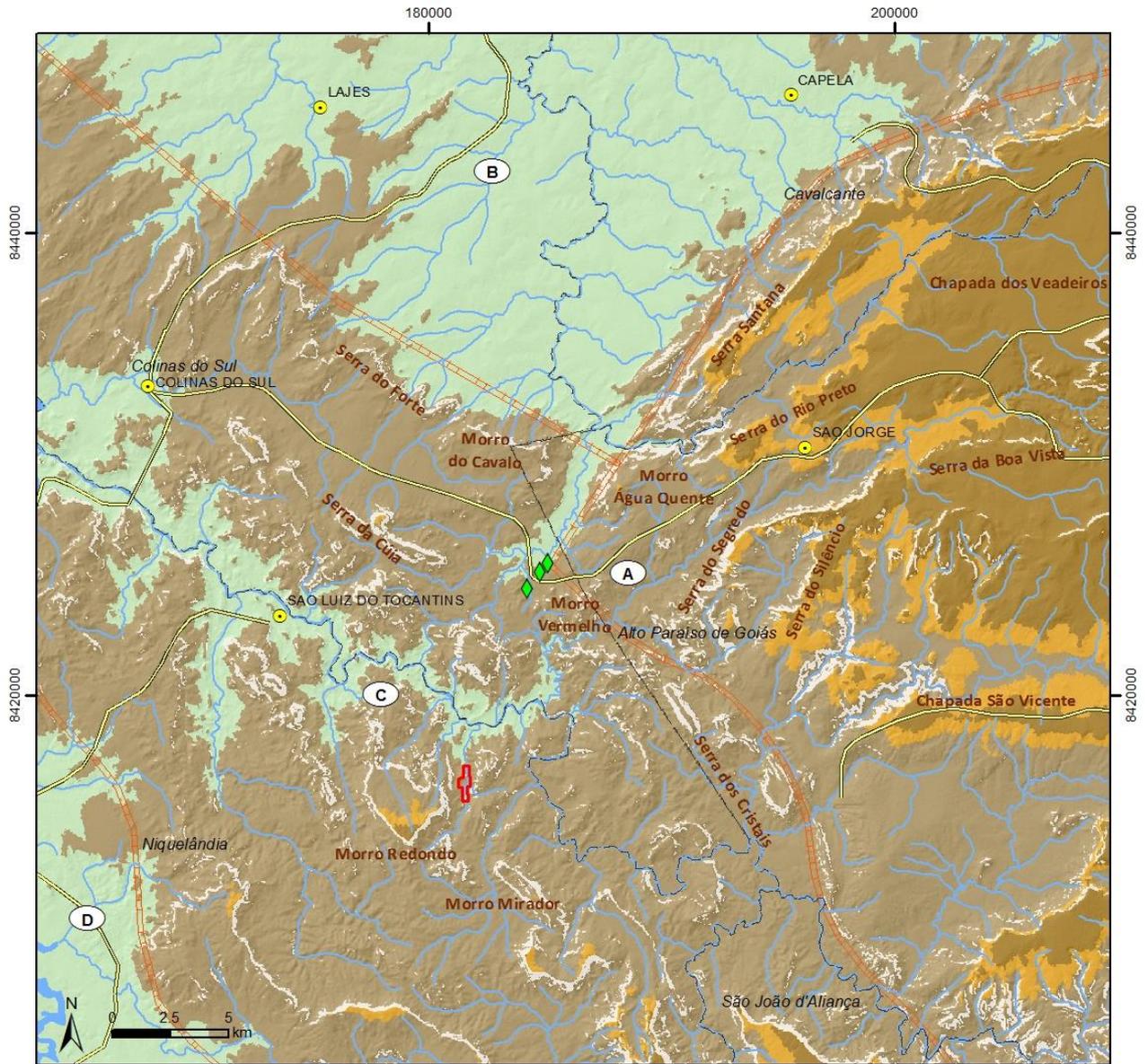


Figura 2.14 - Mapa do modelo digital de elevação, indicando principais pontos de amostragem de águas para análises hidroquímicas e isotópicas.



Figura 2.15 - Paisagem referente ao domínio geomorfológico Região de Chapada, com residuais de aplainamento.



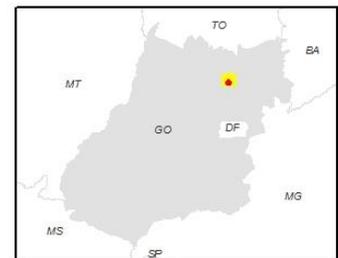
COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

- Região de Chapada
- Rebordo
- Área de Dissecação Intermediária
- Região Dissecada de Vales
- Escarpa

Domínios Geomorfológicos

- A Veadeiros
- B Preto / Almas
- C Tocantinzinho
- D Bagagem

- Ávárã de Pesquisa DNPm 860360/2017
- ◆ Fontes Termiais em Atividade Comercial
- Cidade
- Curso d'água
- Vias Principais
- Limite Municipal



Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas - SIRGAS 2000

Figura 2.16 - Mapa de Domínios Geomorfológicos da Região de Estudo.

2.5.2 Área de Dissecação Intermediária

Tal domínio se distingue por um conjunto de serras elevadas e platô arrasado. Está situado na porção central da bacia do rio Tocantinzinho e apresenta cotas superiores a 900 m.

O padrão de relevo é ondulado no topo do platô e tem contato abrupto com escarpas íngremes nas encostas residuais. É um compartimento geomorfológico estritamente relacionada com seu substrato, representado por metarritnitos arenosos do Grupo Paranoá. A erosão e o

transporte predominam amplamente sobre a pedogênese, quando observado o balanço morfodinâmico.

Os solos encontrados nesse domínio são neossolos litólicos e cambissolos, recobertos por cerrado *strictu sensu* e campos limpos. Solos de maior espessura podem ocorrer no topo dos platôs, considerados eficientes para recargas de aquíferos.

2.5.3 Região Dissecada de Vale

É dominado por um padrão de relevo suavemente ondulado, com cotas inferiores a 600 metros. O substrato referente a esse domínio geomorfológico é representado pelas rochas ígneas da Suíte Aurumina, e pelos metassedimentos do Grupo Paranoá e Traíras.

Os solos encontrados nesse domínio são neossolos litólicos, cambissolos, e localmente plintossolos. No balanço morfodinâmico, dominam processos de erosão sobre a pedogênese e transporte.

2.5.4 Escarpas e Rebordos

Estas formas de relevo representam transições entre chapadas, Áreas de Dissecação Intermediárias e Áreas de Vales Dissecados. Mais especificamente as escarpas compõem a transição entre Chapadas e Áreas de Vales Dissecados e os rebordos representam transições entre Chapadas e Áreas de Dissecação Intermediárias.

São compartimentos geomorfológicos estreitos, controlados pelo contato brusco entre litologias de alto contraste de susceptibilidade a erosão, apresentando declividade entre 45 e 60%.

As escarpas são controladas por estruturas geológicas do tipo falhas e zonas de cisalhamento regionais, e apresentam grande amplitude de relevo (localmente com até 300 metros de desnível).

2.6 CLIMA

Os dados apresentados são relativos à uma série histórica contínua, suficiente para a caracterização climática da área em questão, tendo em vista o objetivo proposto, ou seja, a caracterização dos padrões de recarga e circulação dos aquíferos locais.

Os dados são disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia- INMET, Estação Meteorológica automática de Niquelândia- (Lat.: -14,47 / Long.: -48,45), complementados pela estação meteorológica convencional de Brasília.

O clima da região é classificado como tropical semiúmido, do tipo Aw segundo Koppen, caracterizado por verões chuvosos e invernos secos. As precipitações variam de 1500 mm a 1750 mm por ano, concentradas nos meses de outubro a março, e a temperatura média anual varia de 24 a 26 graus Celsius (Ribeiro 1998). O excedente hídrico varia entre 100 e 800 mm por 4 a 6 meses e a deficiência hídrica anual varia de 100 a 500 mm durante 3 a 4 meses.

Segundo EMBRAPA (2001) o clima é caracterizado pela forte sazonalidade, com período seco e frio nos meses de julho e agosto, quando a umidade relativa do ar pode alcançar valores menores que 15% nos horários mais quentes do dia. A sazonalidade que marca o clima da região é caracterizada pela continentalidade e associada ao padrão de circulação de massas de ar oriundas da zona tropical.

2.6.1 Precipitação Pluviométrica

A partir da Tabela 2.2, é possível observar a forte sazonalidade, marcada por duas estações bem definidas: verão chuvoso e inverno seco. Tal padrão é típico em toda a região centro-oeste do Brasil e do domínio morfoclimático do cerrado. Durante os meses de novembro, dezembro e janeiro, cerca de 50% do volume total das chuvas são precipitados. A partir do mês de fevereiro, há uma diminuição gradual das chuvas.

Tendo em vista o objetivo de caracterizar condições de recarga e fluxo dos aquíferos, o conhecimento do regime pluviométrico da área é de extrema relevância, tendo em vista o processo de infiltração e escoamento superficial das águas da chuva são parâmetros essenciais para quantificar a recarga.

Na área de estudo, os valores médios totais anuais ficam entre 1500 e 1750 mm.

Tabela 2.2 - Totais mensais de precipitação pluviométrica da estação do INMET em milímetros.

Mês	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
Total	410.0	335.3	353.0	175.8	37.0	9.5	4.3	15.5	80.0	225.8	372.1	469.4

2.6.2 Umidade Relativa do Ar

A umidade Relativa do ar é função da presença de vapor d'água em um metro cúbico de ar atmosférico, e é controlada pela temperatura da massa de ar.

A Tabela 2.3 mostra os valores de umidade média mensais, sendo possível observar os menores valores nos meses de maio a outubro. O grande número de queimadas nesse período está intensamente ligado a este parâmetro climático.

Tabela 2.3 - Normais de umidade relativa do ar média em porcentagem da estação do INMET.

Mês	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
(%)	76	77	76	75	68	61	56	49	53	66	75	79

2.6.3 Evaporação

No período de maio a setembro, devido à grande incidência de radiação solar combinada com a menor taxa de precipitação, há maiores taxas de evaporação (Tabela 2.4). As massas de ar que atuam nesse período são secas em função da dinâmica atmosférica, resultando em um período de baixa umidade relativa.

Tabela 2.4 - Normais de evaporação total mensal em milímetros para a estação do INMET.

Mês	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
(mm)	105	103	109	107	129	149	182	237	228	154	108	97

2.6.4 Temperatura

No geral, o regime térmico varia entre 21° C e 24° C, expresso na Tabela 2.5. A temperatura média na região de estudo tende a um leve aumento nos meses de janeiro a março, e decai gradualmente até os meses de junho e julho. A partir do mês de agosto, a temperatura cresce até atingir seu ápice no mês de setembro, iniciando então seu declínio até o mês de janeiro.

Tabela 2.5 - Comportamento da temperatura média mensal da estação do INMET.

Mês	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
Temp. Média	22.9	23.1	23.2	23.2	22.6	21.6	21.4	23.0	24.4	24.6	23.2	22.8

2.6.5 Evapotranspiração

A evapotranspiração corresponde ao volume d'água perdido para a atmosfera em função da atuação conjunta de evaporação direta e da transpiração da biomassa. A evapotranspiração é de extrema importância na determinação do balanço hídrico de uma região, sendo subdividida em evapotranspiração real (ETr) e evapotranspiração de referência (ETc).

A Tabela 2.6 e a Figura 2.17 mostram a síntese dos parâmetros climáticos na forma de balanço hídrico climatológico médio mensal e de normais climatológicas (1961-1990).

Tabela 2.6 - Componentes do cálculo do balanço hídrico para a estação do INMET.

ETp - Evaporanspiração potencial e ETr - Evaporanspiração real.

Mês	Temperatura (°C)	Precipitação (mm)	ETp (mm)	Armazenamento (mm)	Varição de Arm. (mm)	ETr (mm)	Superávit (mm)	Déficit (mm)
Jan	23.0	410	128	100	0	128	282	0
Fev	23.4	335	124	100	0	124	211	0
Mar	23.2	353	127	100	0	127	226	0
Abr	23.4	176	126	100	0	126	50	0
Mai	22.8	37	123	42	-58	95	0	28
Jun	21.7	10	114	15	-27	37	0	77
Jul	22.0	4	129	4	-11	15	0	114
Ago	23.5	15	148	1	-3	19	0	130
Set	25.0	80	149	1	-1	81	0	69
Out	24.6	226	145	81	81	145	0	0
Nov	23.2	372	123	100	19	123	230	0
Dez	23.0	469	118	100	0	118	352	0

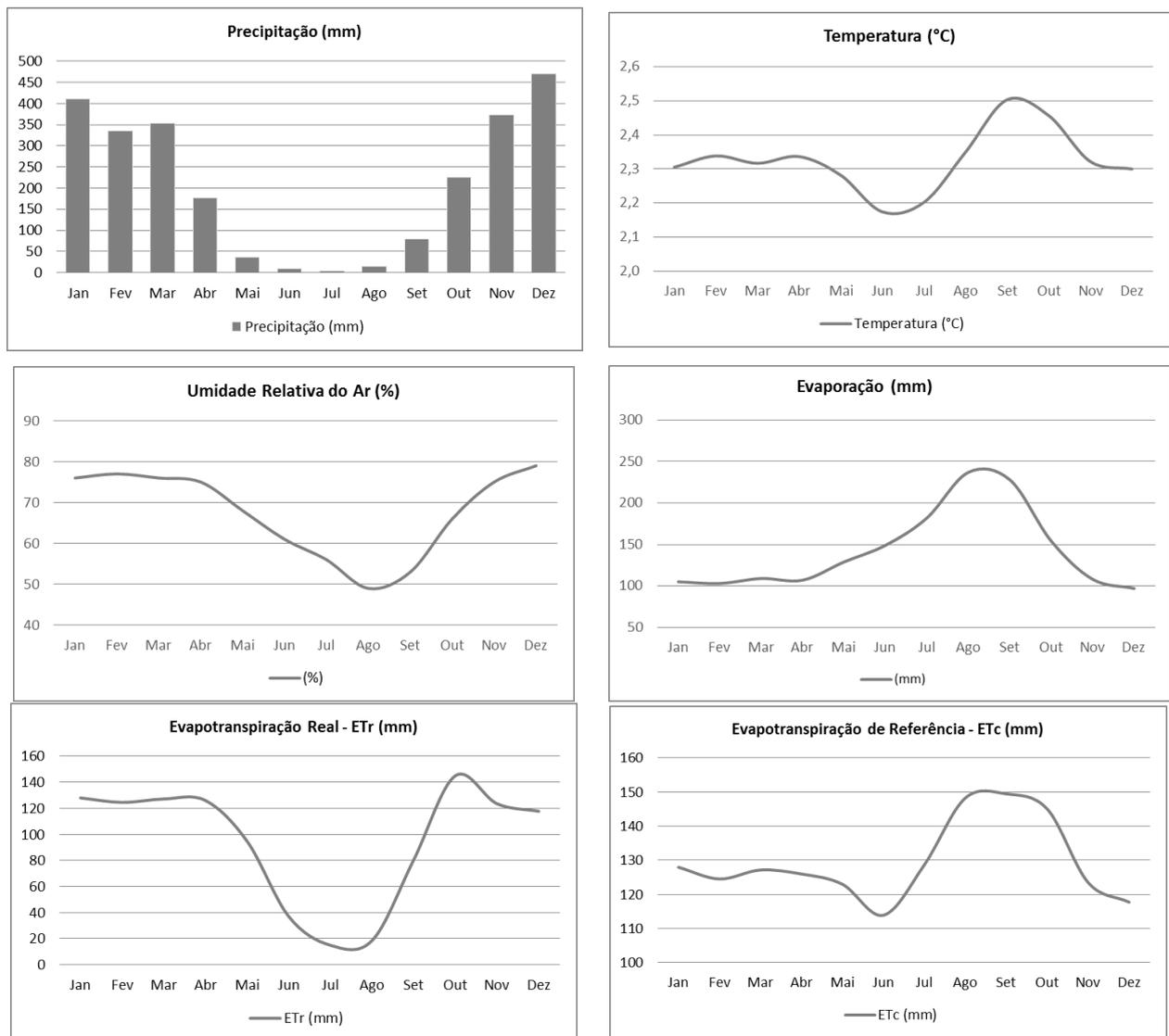


Figura 2.17 - Representação gráfica das principais normais climatológicas representativas da área de estudo.

2.7 HIDROGRAFIA

No estado de Goiás ocorrem porções de três importantes bacias hidrográficas brasileiras, incluindo as bacias: Tocantins-Araguaia, Parnaíba e São Francisco. Do ponto de vista da análise local a área inclui porções das seguintes sub-bacias: Rio Gameleira, Rio Preto - Montante da Foz do Rio Gameleira, Rio dos Couros, Rio Tocantinzinho (Foz do Rio Cachoeirinha), Rio Tocantinzinho (Rio dos Couros) e Rio Tocantinzinho (Foz do Rio dos Couros) (Figura 2.18).

A área de estudo se encontra na bacia Tocantins-Araguaia, a nordeste do estado. Esta bacia apresenta uma vazão média anual de 109.000 m³/s, volume médio anual de 344 km³ e uma área de drenagem de 767.000 km² (ANA, 2009). A bacia hidrográfica do rio Tocantins, na sub-bacia Foz Rio Tocantinzinho-Rio dos Couros exibe área de drenagem de 1021 km². Os principais rios que compõem essa bacia na área estudo incluem os rios: Tocantinzinho, da Prata, do Peixe, São Mateus, São Joaquim, entre outros. No nordeste do estado se encontram as nascentes desta

sub-bacia, que por sua vez ocorrem em áreas de relevo predominantemente dissecado, com presença de grandes desníveis. A sub-bacia do Rio Preto abriga a maior parte das nascentes termais, tal sub-bacia é representativa do Médio São Francisco e tem caráter federal, envolvendo o Distrito Federal e os estados de Goiás e Minas Gerais.

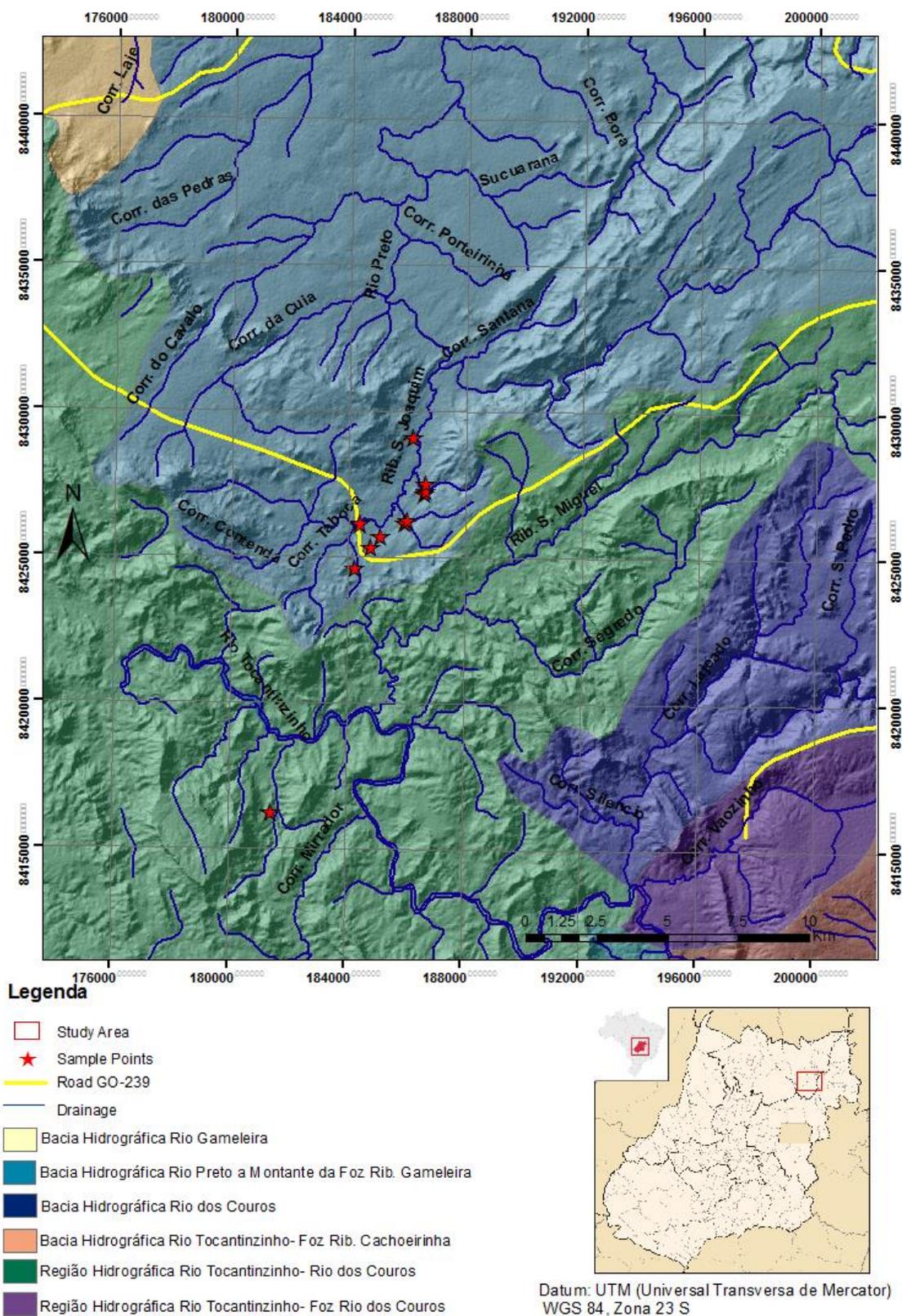


Figura 2.18 - Mapa de localização das bacias hidrográficas na região em estudo.

2.8 HIDROGEOLOGIA

A partir de dados de tipos litológicos, tipos de solos, relevo e condições de circulação, três sistemas de aquíferos foram propostos para a região em estudo, incluindo: Sistema Aquífero Araí (SAAR), Sistema Aquífero Traíras (SAT) e Sistema Aquífero Paranoá (SAP), todos vinculados ao domínio de aquíferos fraturados (Figura 2.19). Estes aquíferos do domínio fraturado estão associados às rochas fraturadas dos grupos Araí, Traíras e Paranoá, que incluem quartzitos variados, conglomerados, metassiltitos e calcifilitos.

O domínio intergranular ou freático é considerado ausente, tendo em vista a presença dominante de solos pouco favoráveis à reserva e transmissão de água, que incluem cambissolos e neossolos litólicos.

2.8.1 Sistema Aquífero Araí

O Sistema Aquífero Araí (SAAR) é considerado um aquífero fraturado, associado aos metassedimentos do Grupo Araí, expostos em áreas limitadas a norte do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros e com continuidade em profundidade em direção a sul. Este aquífero é diretamente sobreposto ao embasamento granítico da região.

É composto por rochas psamíticas e pefíticas (dominantes) e pelíticas (subordinadas), onde a presença de falhas relacionadas a abertura do rifte Araí no Estateriano são abundantes, atuando como reguladoras de áreas de recarga do aquífero. As rochas psamíticas, dominantes no Grupo Araí, possuem alta condutividade hidráulica e transmissividade, e baixo coeficiente de armazenamento, tendo em vista os controles geomorfológicos e pedológicos das áreas de recarga, que é controlada pelos altos topográficos e pela infiltração direta nas fraturas da rocha, ou em solos rasos como neossolos litólicos. As rochas pelíticas ocorrem em menor abrangência, e apresentam baixa condutividade hidráulica, transmissividade e armazenamento, tendo em vista a diminuição da densidade de fraturas abertas em maiores profundidades. Nas áreas de exposição deste sistema aquífero, os solos são rasos a muito rasos, sendo representados por cambissolos e neossolos litólicos. As águas são ácidas e pouco mineralizadas.

2.8.2 Sistema Aquífero Traíras

Este Sistema, anteriormente incluído no Sistema Aquífero Araí, está relacionado aos tipos litológicos que compõem o Grupo Traíras, representado por aquíferos fraturados heterogêneos e anisotrópicos, que em função da temperatura de suas águas podem ser classificados como frios ou termais, livres ou confinados, com extensão lateral controlada pela distribuição das zonas de fraturamento.

Em função dos tipos de rochas dominantes este sistema aquífero pode ser subdividido em Subsistema Psamítico e Subsistema Pelítico.

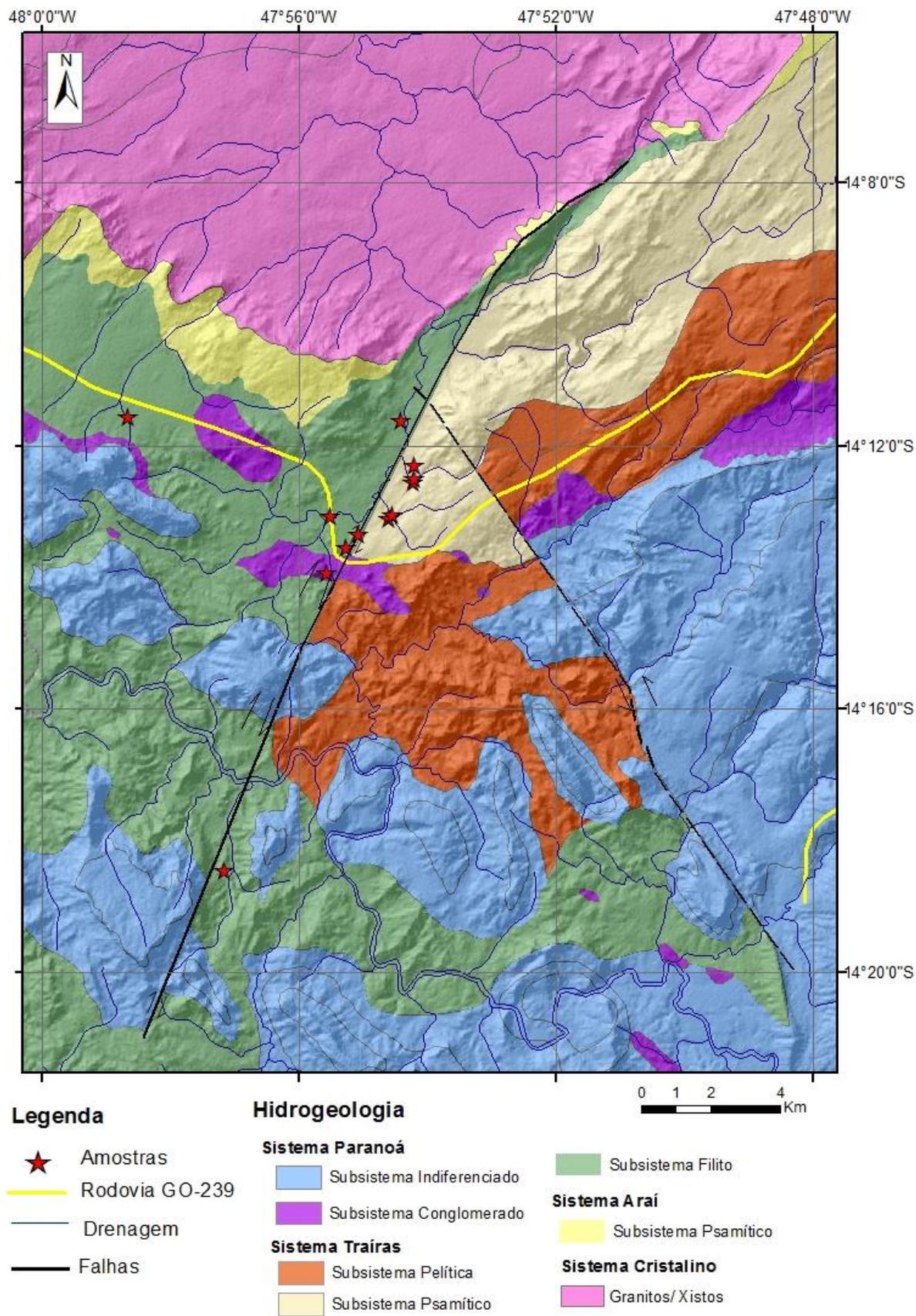


Figura 2.19 - Mapa hidrogeológico da região de estudo.

O Subsistema Psamítico é controlado pelo faturamento das rochas, que regula tanto a recarga do aquífero, quanto seu exutório. Esse sistema apresenta fontes termais, devido à grande profundidade de circulação das águas. Tanto a condutividade hidráulica quanto a transmissividade são elevadas, enquanto o armazenamento é variável, pois podem ocorrer de forma livre ou sob confinamento. Em condições de confinamento, este aquífero apresenta elevada carga potenciométrica, pois sua zona de recarga inclui porções de relevo elevado do Parque Nacional Chapada dos Veadeiros (principalmente o platô da Serra do Rio Preto).

O Subsistema Pelítico apresenta parâmetros de condutividade, transmissividade e armazenamento mais reduzidos (em comparação aos observados no Subsistema Psamítico), o que é resultante do padrão de baixa densidade de fraturas abertas, que tende a se fechar com o aumento da profundidade. Esse aquífero pode conter águas termais oriundas do Subsistema Psamítico, por ascensão a partir de fraturas que interceptam toda a estratigrafia e possibilitam misturas de águas quentes e frias.

A área de recarga foi estipulada como o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, tendo em vista que representa a área mais elevada da região. As temperaturas das águas obtidas em nascentes termais são controladas pela distância das áreas de recarga, profundidade de circulação e misturas de águas quentes em fluxo ascendente e águas frias de fluxo local.

2.8.3 Sistema Aquífero Paranoá

O Sistema Aquífero Paranoá na área é limitado pela parte basal da unidade, representada pelo conglomerado Ribeirão São Miguel, seguida pelas formações Córrego do Cordovil, Ribeirão Piçarrão, Ribeirão do Torto, Serra da Meia noite e Ribeirão Contagem. Também é considerado um aquífero fraturado e é responsável pela alta mineralização total da amostra SJ1, considerando a presença de uma rocha com alto teor de Ca, Mg, K e Na representada pelo Conglomerado São Miguel, que é uma rocha imatura rica em dolomita e cimento de calcita.

É considerado um sistema aquífero heterogêneo, com altas condutividade hidráulica e transmissividade, e baixo coeficiente de armazenamento.

CAPÍTULO 3

CONTROLS ON AMAGMATIC GEOTHERMAL SYSTEM IN CENTRAL BRAZIL CONSTRAINED BY STRUCTURAL, HYDROCHEMICAL AND GEOTHERMOMETRY DATA

Tassiane Pereira Junqueira^a; José Eloi Guimarães Campos^a, Marco Antônio Caçador Martins-Ferreira^b,
Jeremie Garnier^a

a. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Asa Norte, 70910900 Brasília, DF, Brazil.

b. Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal de Goiás, Conde dos Arcos, 74968755 Aparecida de Goiânia, GO, Brazil.

Corresponding author: tassijunqueira.geo@gmail.com

Abstract

The Chapada dos Veadeiros geothermal system is amagmatic and fault-controlled, including hypothermal to hyperthermal springs. The springs can be classified into three groups according to their chemical and thermal characteristics. This paper reports the results of a multidisciplinary study based on the integration of stratigraphy, structural geology, hydrochemical and geothermometer data. Geological records show that the fractured aquifers are associated to the Araí and Traíras aquifers systems. Structural statistics demonstrate the existence of three main fractures directions: long N70E lineaments, short N40W and N30E lineaments, in addition to regional structures associated to two different fault systems: São Joaquim and Serra dos Cristais faults. Water composition data indicate that groundwater interacts with different rock types: Group 1 is associated to quartzite (low total mineralization and acid pH), Group 2 is related to quartzite and conglomerate with carbonate-bearing matrix (total dissolved solids around 40 mg/L and pH values next to 6.0) and Group 3 interacts with calci-phyllite and marble lenses (pH higher than 7.0 and TDS in the order of 120 mg/L). The geothermometer data indicate the presence of open fractures up to 1 km depth, to explain the hotter groundwater in the region. The water chemical composition corroborates the geothermometer data, showing increasing pH values and TDS content when the distance from de recharge and discharge areas increases. Water temperatures obtained in hot springs are controlled by the distance from recharge areas, circulation depth and mixtures of upstream hot water and local cold water infiltration. The geothermometer data suggest that the water reaches different depths and distances from the recharge zones. The depths of water circulation constrained in this study suggests that the aquifer is controlled by the deep faults of the Araí Paleoproterozoic rift, later inverted in the Brasiliano Orogeny (Neoproterozoic) and reactivated by neotectonic processes (after the Cretaceous).

Keywords: Geothermal system, fractured aquifer, fault-controlled hydrothermal system.

3.1 Introduction

Groundwater may have anomalous temperatures, higher than the average temperature of the atmosphere in its recharge area. Two processes can explain the origin of high groundwater thermalism: association with magmatism or by geothermal gradient. In the first case, the water's temperature rises from the heat emanated from intrusions, magmatic chambers or volcanic boilers. In the second case, the heating occurs exclusively by the geothermal degree linked to the local gradient, enabled by the presence of faults and fractures in the substrate, which allows the surface water to infiltrate in the rock units with depths up to hundreds of meters (Campos and Cunha, 2015).

Fractures, vesicles, dissolution openings, contacts between different lithotypes, relief zones, distinct mechanical behavior, foliation planes, and cataclastic zones represent the main structural controls in geothermal systems (Almeida *et al.*, 2006; Nelson, 2001, Faulds *et al.*, 2005). In the present study area, the most important aspect for the exploration of groundwater is the verification of open and interconnected fractures related to the regional tectonic evolution and the crustal condition in which these structures were developed.

The geothermal systems in Central Brazil are controlled by fault systems and are not related to magmatic events (Campos *et al.*, 2005). The geological and structural setting in the region is favorable to the development of moderate to high-temperature groundwater. However, this groundwater system has not yet been systematically studied.

The regional tectonic characteristics of Central Brazil govern fault evolution at both shallow and deep environments. The deepest faults in the area were developed during the Araí Rift evolution in the Statherian, inverted during the Brasiliano orogeny in the Neoproterozoic and later reactivated by neotectonic processes in the Quaternary. The Quaternary structures are superimposed on different styles over pre-existing anisotropies and may exert control on the structures associated with the geothermal systems.

The Central Brazil thermal waters are known since 1722 and are used for their therapeutic properties, domestic supply or for simple use in leisure in spas. The natural springs and deep wells that exploit these waters in several locations in Central Brazil (Almeida *et al.*, 2006).

Among the cases of hydrothermalism in Central Brazil, the Chapada dos Veadeiros region is highlighted, with focus on the Alto Paraíso de Goiás, Colinas do Sul and Niquelândia towns, associated with the metasediments of the Traíras Group. The thermal sources studied are related to a system of faults and fractures originated during the taphrogenesis of the Paleoproterozoic Araí Rift, and reactivated in the Cretaceous, with hydrothermal temperature variations from 28 to 42°C.

According to Campos *et al.* (2005), the heating of the thermal waters in the region is due to the combination of frequent open structures, water recharge volume and heating processes caused by geothermal gradient, considering the absence of volcanic activity in the area since the Paleozoic. All thermal water occurrences in the region present similar conceptual flow models, due to the presence of deep faults in metasediment and crystalline basement, which allow the flow and circulation of water heated by the geothermal gradient.

The methodology used in this work was also used in previous works with similar geological contexts (Siler and Kennedy, 2016; Avsar *et al.*, 2016; Uzelli *et al.*, 2017), and involves structural, hydrochemical and geothermometric studies.

The importance of hydrochemical data is not restricted to the groundwater classification and characterization, but also for estimating the flow model, as it represents the result of groundwater and the storage rocks interactions, which can be understood from the geochemical signature of the percolating fluid. According to Feitosa *et al.* (2008) and Gastmans *et al.* (2005), groundwater mineralization is the result of interactions between endogenous (flow systems, lithology, structural geology, subsurface geochemical and microbiological processes) and exogenous factors (soil, climate and geomorphology).

Geothermometers represent important tools to thermal water studies, and can be divided into qualitative geothermometers, which use anomalous concentrations of different indicative elements; or quantitative geothermometers, that provide information on minimum subsurface temperatures (Gastmans *et al.*, 2013; Fournier *et al.*, 1977). In order to evaluate the thermodynamic equilibrium existing in the reservoir and to estimate the depth at which subsurface open fractures can control groundwater flow, quantitative geothermometers were applied in the present work. According to Pirlo (2004), the application of geothermometers is based on equilibrium conditions, established by several parameters but especially the temperature of one or more components of the mineral phase and the stored fluid. The composition of aqueous solutions is described by the concentrations of ionic species and neutral components. These concentrations depend on the characteristics and composition of the percolated material, the temperature and the physicochemical characteristics of the fluid (Hindi *et al.*, 2007).

The understanding of the stratigraphy, rock type distribution and fracture pattern of the study area are fundamental factors to the characterization of a geothermal system. The hydrogeological properties were reviewed based on described stratigraphic units with their hydrogeological role.

The Chapada dos Veadeiros National Park is widely recognized for its abundance of water resources, attracting tourists from all over the world. Despite this increasing interest, there are not any work published on the chemistry and structural control of these thermal springs, which

make this study novel and pioneer. The present study integrates stratigraphic, structural, hydrochemical and geothermometric data to better understand the controls of crustal structure and lithology over the development of thermal springs in amagmatic systems developed in the context of fractured aquifers.

3.2 Geological Setting

The hydrothermal system under study is located in the Chapada dos Veadeiros region, an area of elevated hills and ranges, part of the Brazilian Central Plateau. Here, several springs supply water for the main rivers that flow to different Brazilian hydrographic basins. The Chapada dos Veadeiros region is located in the northern Brasília Fold Belt, one of the three belts that comprise the Tocantins Province, a Neoproterozoic orogen developed during the Brasiliano orogenesis, as a result from the collision of three large continental blocks: the Amazonas Craton (northwest), the São Francisco Craton (east) and the Paranapanema Craton (southwest) (Almeida *et al.*, 1997; Fuck *et al.*, 2014; Hasui *et al.*, 2012).

3.2.1 The Brasília Belt

The Brasília Fold Belt extends for about 1200 km in the N-S direction, comprising the northeast of the state of Goiás, southwest of the state of Tocantins, the Federal District and the western part of the state of Minas Gerais (Figure 1). Fuck *et al.* (2012) compartmentalized the Brasília Belt in i) Magmatic Arc, characterized as a system of Neoproterozoic island arcs; ii) Goiás Massif, an Archean-Paleoproterozoic terrane composed of granite-greenstone (iii) high-grade metamorphic nucleus composed of metasediments, metagranitoids, and metamafic-ultramafic layered intrusions, granulitized during the Brasiliano Orogeny iv) Fold and Thrust Belt of sedimentary sequences of different ages, constituted by the Bambuí, Paranoá, Vazante, Canastra, Ibiá, Araxá, Serra da Mesa, Araí, Traíras and Natividade groups. Metamorphic grades increase from east to west, ranging from greenschist to granulite facies. The Rhyacian Crystalline Basement (Aurumina Suite) is widely exposed in the northernmost Brasília Belt, and this basement hosts Statherian deep rift faults responsible to the deposition of the Araí Group (Martins-Ferreira *et al.*, 2018c) (Figure 3.1).

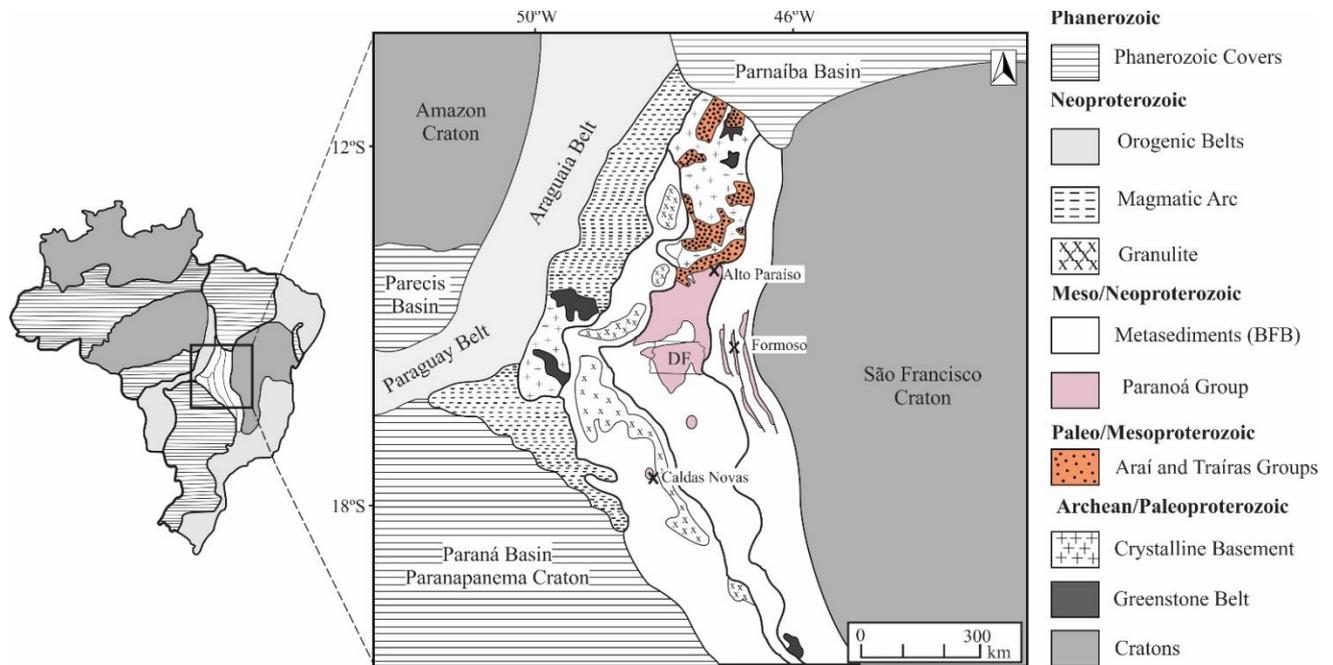


Figure 3.1 - Study area location in the Brasília Fold Belt (Modified from Seraine *et al.* 2019 and Martins-Ferreira *et al.* 2018b).

3.2.2 Araí Group

The Araí Group occurs in the external zone of the Brasília Fold Belt, with geomorphology varying from 450 to 1650 meters in high plateau areas. This group is described in the Chapada dos Veadeiros region, occupying an area at the northeast portion of the State of Goiás and southeast of the State of Tocantins (Alvarenga, 2006).

The Araí Group data was reorganized by Tanizaki *et al.* (2015) and Martins Ferreira *et al.*, (2018a) as a megasequence of supracrustal rocks formed by continental deposits, and intraplate bimodal volcanism, submitted to low grade metamorphism, and related to an extensional structure, developed between 1.8 and 1.6 Ga. This megasequence was previously divided into four tectonosequences: Água Morna, Arraias, Caldas and Traíras (Tanizaki *et al.*, 2015). Later, Martins-Ferreira *et al.* (2018a) demonstrated that the Caldas and Traíras formations represent, in fact, a much younger basin and proposed a stratigraphic revision including these units in the newly created Traíras Group.

The Água Morna Formation is one of the rock units composing the study area, and it is mainly characterized by coarse metarkose and felsphatic quartzite. Subsidiary micaceous quartzite and conglomerate occur intercalated with the metarkose.

Rift faults occur to a maximum depth of ca. 38 km, but major fault throw occurs from 4 to 8 km deep and attenuates from 8 to 12 km, probably the brittle-ductile transition zone at the time of rifting, practically disappearing at 20 km. These constraints on fault depths were acquired via investigations using gravimetric and stratigraphic data (Martins-Ferreira *et al.*, 2018c).

2.3 Traíras Group

The Traíras Group was previously considered as a formation and interpreted as a post-rift succession of the Araí Group. (Tanizaki *et al.*, 2015). A more recent study by Martins-Ferreira *et al.* (2018a) classified the Traíras Group as an intracontinental sag type basin, separated from the Araí rift by a hiatus of at least 228 Ma and marked by an expressive unconformity. This unconformity is followed by conglomerates that present reworking evidence of the Araí Group. The maximum deposition age of the Traíras Group was calculated at 1543 ± 31 Ma and the opening of the basin, related to the extensional event responsible for the anorogenic magmatism, is marked by the Pedra Branca Suite at 1570 Ma (Pimentel *et al.*, 1991). In the study area, two units are particularly important: the Rio Preto Formation composed essentially of quartzite, and the Rosario Formation characterized by pelitic, psamo-pelitic, and psamo-pelitic-carbonated sequences (Tanizaki *et al.*, 2015).

2.4 Paranoá Group

The Paranoá Group overlies the Araí and Traíras groups and is separated from them by a regional erosive unconformity marked by the São Miguel Formation conglomerates (Martins-Ferreira *et al.*, 2018b; Campos *et al.*, 2013). The Paranoá Group represents a shallow marine basin controlled by transgressive/regressive cycles and consists mainly of quartzite, metarhythmite, slate and marble (Faria, 1995).

Campos *et al.* (2013) described the Paranoá Group stratigraphic units, from the bottom to the top, including Ribeirão São Miguel, Córrego do Cordovil, Serra da Boa Vista, Serra Almécegas, Serra do Paranã, Ribeirão Piçarrão, Ribeirão do Torto and Serra da Meia Noite formations (Figure 3.2). Besides these units, regionally there are still the Ribeirão da Contagem, Córrego do Sansão and Córrego do Barreiro formations, which do not outcrop in the study area, but may show rock-water interaction.

Figure 3.3 brings the geological map of the study area showing the rock diversity and truncated contacts due to fault controlling in the central portion of the area.

Group	Formation	Lithology Definition	Hydrogeological Properties
Paranoá	Ribeirão Contagem	Quartzite interlayed with laminate slate	Fractured aquifer high permeability
	Serra da Mela Noite	Fine quartzite alternated with metapelite	Semi-confined unit
	Rib. do Torto	Slate with occasional quartzite lenses at the top	Confining unit low permeability
	Rib. Piçarrão	Metarhythmite sublithofacies	Confining unit low permeability
	Ribeirão São Miguel	Matrix supported conglomerate	Semi-confined unit
	Traíras	Rosário	Carbonated psamo-pelitic sequence marked by pure marble lenses
		Pelitic sequence	
		Medium quartzite	Fractured aquifer high permeability
		Siltstone	Semi-confined unit
Rio Preto		Medium pure quartzite	Fractured aquifer high permeability
Boqueirão		Calcareous siltstone with quartzite lenses, phyllites and marble lenses	Semi-confined unit
Araí	Água Morna	Fine to medium quartzites	Fractured aquifer high permeability
Basement	St. Aurumina	Granite Basement	Semi-confined unit

Figure 3.2 - Stratigraphic column of the lithostratigraphic units present in the study area.

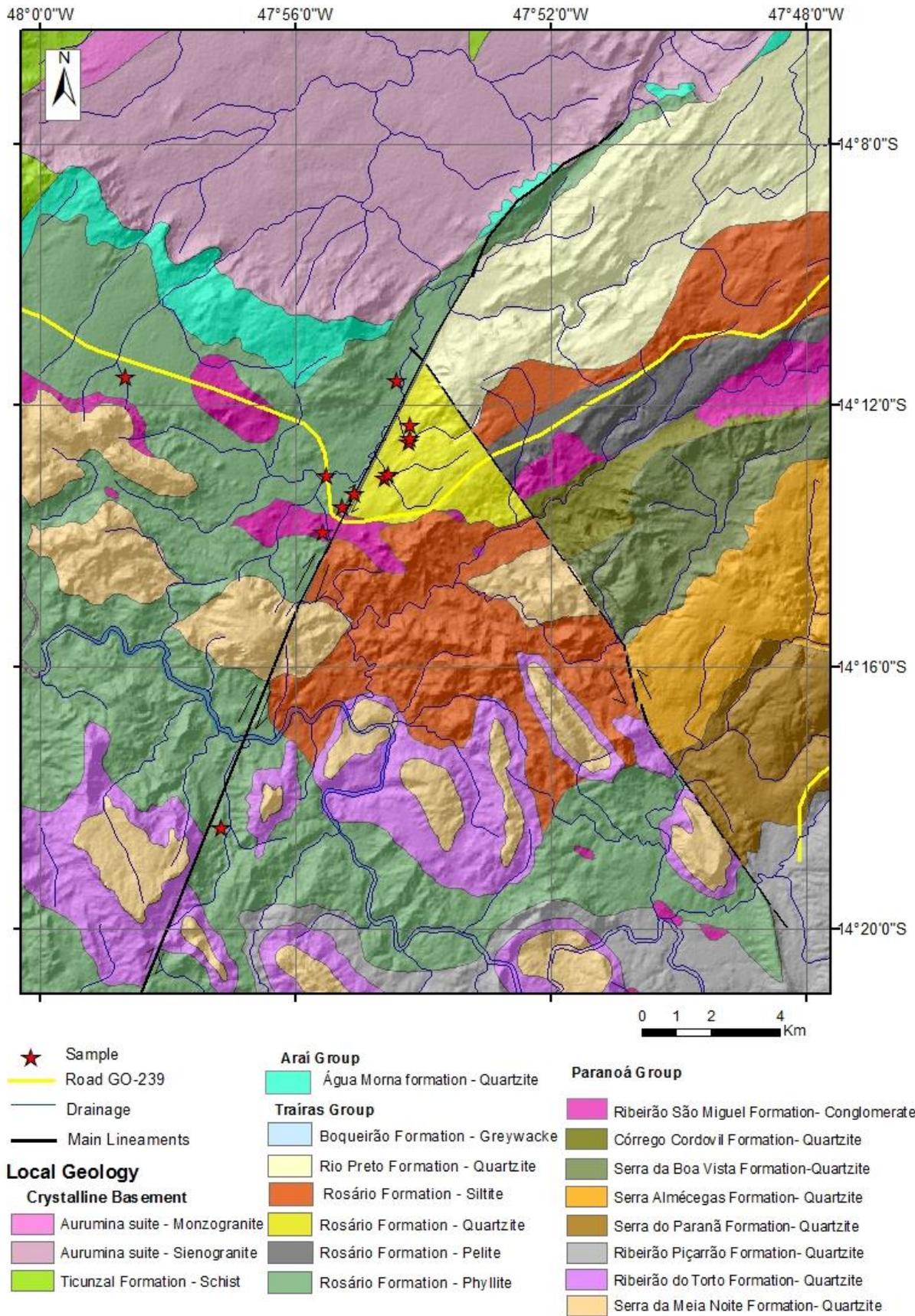


Figure 3.3 - Geological map of the studied area showing the main lineaments and water sample locations.

The regional structural and geomorphological aspects were originated in two tectonic events, being the ductile-brittle deformation attributed to the Brasiliano Orogeny (Neoproterozoic) and the reactivation of these structures related to the south Gondwana breakage (Cretaceous).

The structural elements are mostly concordant with an E-W compressional deformation, enclosing as foreland beside the Sao Francisco Craton located eastward (Fuck *et al.*, 1994).

3. Materials and methods

3.1 Samples characterization

The water samples were collected during the period from September 2018 to May 2019 and some parameters were obtained by in situ measures. Temperatures vary from 28 to 42°C, considered hypothermic to hyperthermal by the Brazilian classification (Brasil, 1945). This research adopts this categorization considering its simplicity and objectivity, so that the waters are classified as:

- ✓ Cold: water temperature < 25°C;
- ✓ Hypothermal: water temperature > 25°C and < 33°C;
- ✓ Mesothermal: water temperature > 33°C and < 36°C;
- ✓ Isothermal: water temperature > 36°C and < 38°C;
- ✓ Hyperthermal: water temperature > 38°C.

3.1 Remote Sensing

The first step in this research included three successive procedures of satellite image analysis using geoprocessing techniques: i) search for highlighted linear structures; ii) genetic analysis of these structures and iii) statistical evaluation. The database contained Landsat OLI 8 sensor and SRTM images, which were used for lineament extraction.

All data processing was performed using the ENVI 5.0 software, and the parameters used were those that best fit the dimensions of the region and which are already being used in other cartographic bases produced by the Goiás state government.

Two processing steps were performed to generate scenes with highlighted lineaments: i) increase of spatial resolution of an RGB composition, with the high resolution and panchromatic band (Band 8), through IHS (Intensity Hue Saturation) definition enhancement processing and ii) application of directional filters to highlight lineaments. The images were then exported to the standard ESRI file system. The scenes obtained by these processes were exported to the ArcView 10.2 geoprocessing, where the features were observed. These features were transformed into shapefile (.shp) format files in the form of two-node lines for each structure. For each of the region, roses and stereoplots were built using the Stereonet software. For the

construction of the rose diagram from lineaments, the Arcgis 10.2 COGO tool was used, and from the 857 measurements, 242 were considered, the most representative and highlighted.

3.2 Structural Geology

Field work related to structural geology mapping was focused on the characterization of rock anisotropies. Measurements of 542 penetrative fractures were collected in the field with the use of a Brunton compass throughout the area, during one year (from august 2018 to august 2019) of 12 field surveys, covering the almost the entire study area and its different rock types. The main properties of fractures were analyzed and recorded, such as:

- Fracture plane dip-direction;
- Presence of plumose jointing and joint direction;
- Fracture spacing;
- Fracture space filling material

3.3 Hydrochemistry

A total of 47 thermal water samples were collected (8 points from springs and 1 point from a deep well), from September 2018 to September 2019, covering periods of drought and rainy seasons. The analyses were performed at the Geochemistry Laboratory of the University of Brasília, using standard protocols and the maximum time limits applied for water samples.

Calcium (317.93 nm), magnesium (279.88 nm), silicon (251.61 nm), aluminum (308.21 nm), sodium (589.00 nm) and potassium (766.49 nm) analyses were performed using the Individually Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometer (ICP/AES), model Spectroflame-Fvmo3, using Meinhard nebulizer. The fluoride, chloride, nitrate and sulfate anions were determined on the Dionex suppressed conductivity ion chromatograph model ICS90. Alkalinity was determined by the titration method of analysis with H₂SO₄ 0.084 mg/L, using a manual titrator.

The data obtained by hydrochemical monitoring were organized and systematized in spreadsheets and then transferred to the Qualigraf software, where the water classification was performed using Piper diagrams (PIPER, 1944). For purposes of comparison, the data obtained in each discharge zone were arranged on the same diagram and separated into groups with hydrochemical affinities.

3.4 Geothermometry

For the application of geothermometer estimations we adopted the premises established by Fournier *et al.* (1979):

- ✓ Water-rock reactions are temperature dependent and control the amount of indicator species dissolved in water;

- ✓ There is sufficient supply for all reagents;
- ✓ There is balance in reactions within the reservoir;
- ✓ There is no rebalancing of the indicator species after exiting the discharge point;
- ✓ There is no mixing between two or more reservoirs, and if this occurs, this phenomenon must be identifiable and quantifiable.

Considering that the sampled spring water has no contact with the external water, and is representative for the chemical composition inside the aquifer under evaluation, reservoir temperature estimates could be calculated with the application of geothermometers, based on the state of chemical balance of mineral species at various temperatures.

The silica geothermometer (quartz and pseudomorphs) is one of the most applied tools and is based on quartz solubility, considering that the silica content of a thermal source is directly related to the last quartz equilibrium temperature in its interior (Fournier, 1977).

Considering that the concentration of dissolved constituents in geothermal systems is a function of the temperature and the mineralogical assembly of the aquifer (Kharaka and Mariner, 1989) and in order to determine the depth of water circulation, the silica geothermometer was used according to the equations predicted by different authors: Truesdel (1976), Fournier (1979), Arnórsson (1983) and Truesdell (1984) (Table 3.1).

Table 3.1 - Silica geothermometers applied in the present paper. *Not specified values.

Authors	Equation	Temperature of the water at the spring
Truesdell (1976)	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \{1309/(5.205 - \log \text{SiO}_2)\} - 273.15$	*
Fournier (1979)	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \{1522/(5.75 - \log \text{SiO}_2)\} - 273.15$	0-250
Arnórsson (1983)	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \{1498/(5.70 - \log \text{SiO}_2)\} - 273.15$	25-180
Truesdell (1984)	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \{1309/(5.19 - \log \text{SiO}_2)\} - 273.15$	*

4. Results

4.1. Lineaments

The lineaments map along with the rose diagram (Figure 3.4) show three main families of lineaments of contrasting orientations. Lineaments are present throughout the study area, including the basement, although less abundant.

In the study area, two sets of planar structures were observed, which have genetic relation between them, and were developed in brittle and brittle-ductile regimes during the first deformational event. The second event was not relevant in the generation of structures, but in the reactivation of the planar structures generated in the first event (Fück *et al.*, 1993).

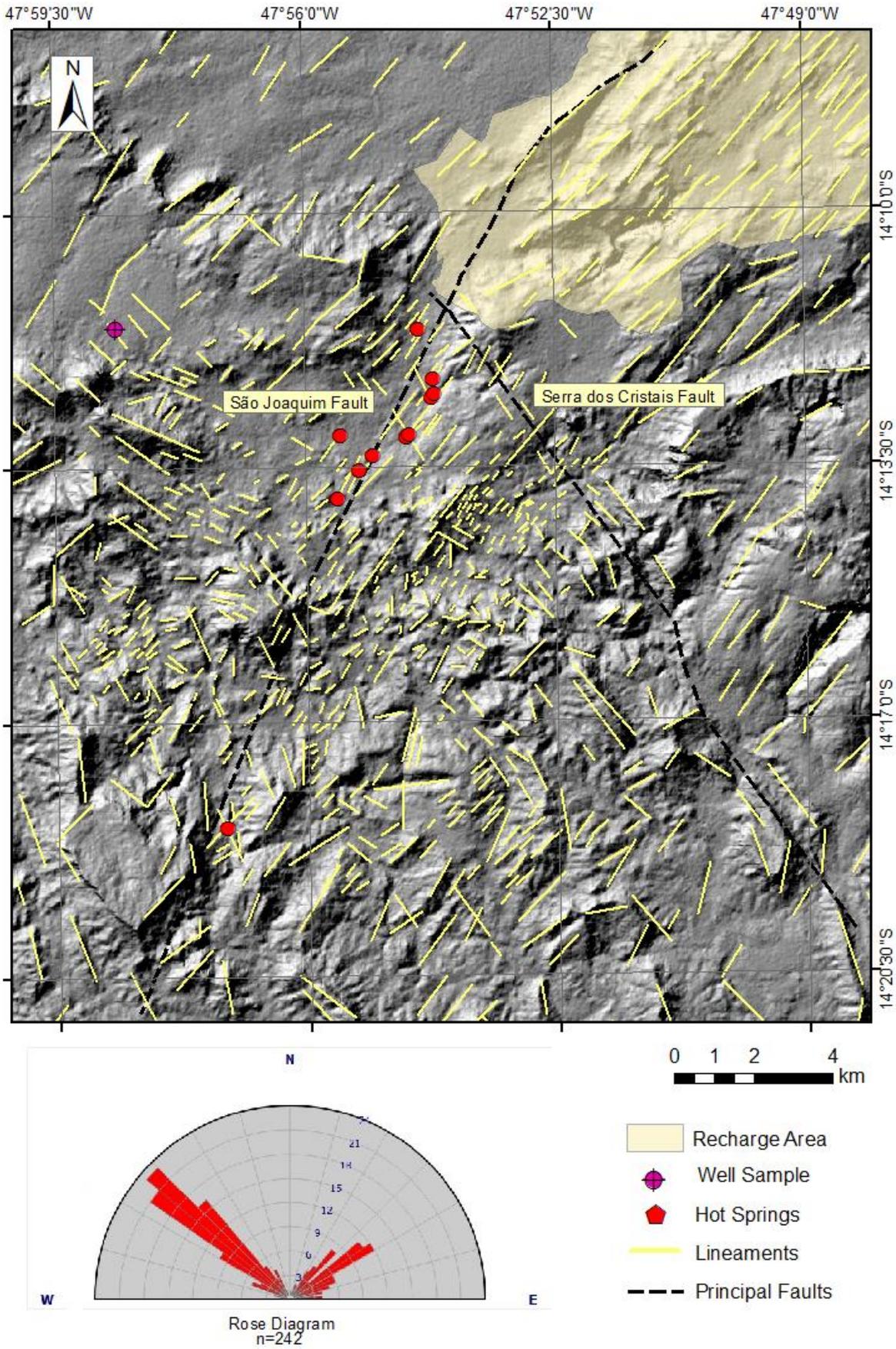


Figure 3.4 - Lineament map of the study area over shaded relief image. The lineaments are plotted in a rose diagram, and the two main directions are representative of the conjugate shear pair family.

4.2. Fractures Characteristics

Open fractures can reach up to 8 mm in width, but most do not exceed 2 or 3 mm of average opening (Figure 3.5a) in the studied outcrops. These fractures allow meteoric water to infiltrate and percolate to recharge the fractured aquifer. The fluid can flow through both discontinuities: open vertical/sub-vertical to low dip fractures and bedding planes (Figure 3.5b).

Most of the fractures are open, however, locally; they are sealed by quartz veins (Figure 3.5c). Eventually, there are closed fractures with the presence of plumose joints (Figure 3.5d). The metasiltstone of the Traíras Group shows fractures in the same preferred orientation as in quartzite; however, due to the more plastic rheology of metasiltstone, the fractures are close and do not favor the water flow, so these rocks are considered to be confinement layers of the thermal aquifer system in the region.

Fracture swarms zones are comprised of open fractures and generally filled by quartz veins. Fractures orientations are plotted in stereoplots as planes (Figure 3.5e), poles (Figure 3.5f), and also on a rose diagram (Figure 3.5g).

4.3. Hydrochemistry

One water sample from the deep well and eight from springs were analyzed over a period of one year in six sample campaigns, resulting in 47 chemical results. Among the springs, only one is considered hyperthermal, reaching a temperature of 42°C, while the other 8 are considered hypothermal, with temperatures ranging from 28 to 32°C. The water temperature in the springs allowed classifying them in three groups: Group 1 temperature up to 28°C; Group 2 temperature from 28 to 33.7°C and Group 3 temperature up to 41.9°C.

The following physicochemical parameters and substances were determined: temperature, pH, electrical conductivity, sodium, calcium, magnesium, silica, chlorine, nitrogen, phosphorus, sulfate and alkalinity (Table 3.2).

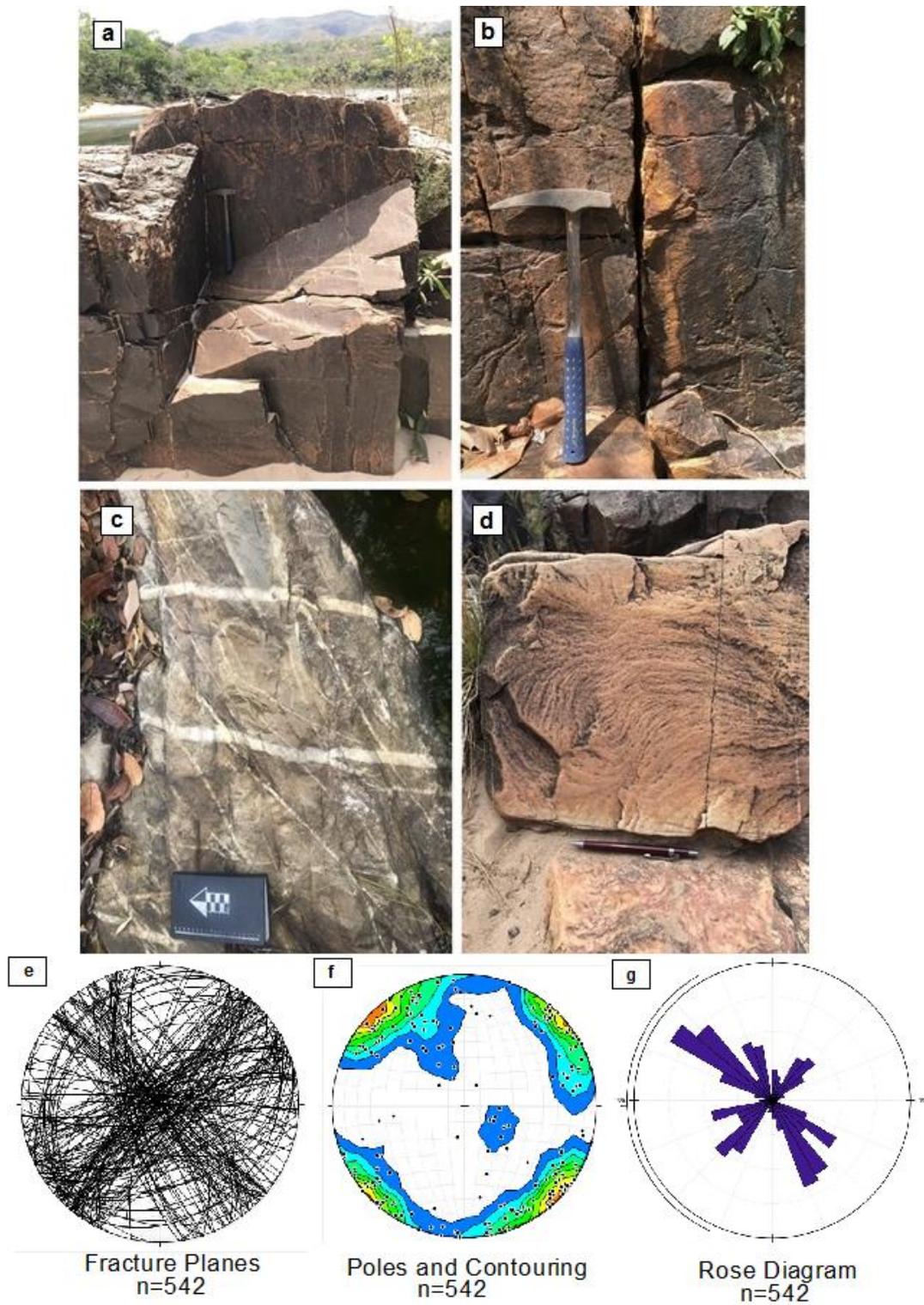


Figure 3.5 - a) Fractures present in the study area b) three main fracture families oriented N40W, N30E and N70E c) Fracture Swarms zones, composed of open fractures and generally filled by quartz veins d) Plumose Joints on Araí Group quartzite. The fractures are plotted in stereoplots of e) Planes, f) Poles, and g) Rose diagram.

Table 3.2 - Hydrochemical results of samples from the three waters groups. EC (electrical conductivity) in $\mu\text{S}/\text{cm}$; T in $^{\circ}\text{C}$; pH non dimensional and ions in mg/l . NE - not evaluated. Colors for sample identification: Group 1 - yellow; Group 2 - green; Group 3 - red.

Samples ID	Sampling Day	Physicochemical Parameters			Main Cations and Anions							
		EC	pH	T	Na	K	Ca	Mg	Si	Cl	HCO ₃ +CO ₃	NO ₃
PG 01 001	09/08/18	10.3	5.26	27.1	0.65	0.71	0.83	0.44	5.38	0.84	8.09	1.09
PS 03 001	09/08/18	8.3	4.76	26.5	0.27	0.42	0.22	0.103	4.89	0.62	3.99	1.11
CH 01 001	09/08/18	10.3	5.15	27.4	0.33	0.52	0.48	0.32	5.26	0.49	4.2	1.01
CH 03 001	09/08/18	9.42	4.96	27.5	0.35	0.42	0.51	0.29	5.24	0.5	6.01	1.28
JQ 01 001	09/08/18	38.1	6.28	33.7	0.71	1.1	3.66	2.13	7.50	0.48	35.16	0.77
MV 01 001	09/08/18	71.6	6.51	33.1	1.39	1.75	7.16	3.89	9.36	0.79	53.72	0.89
ED 01 001	09/08/18	14.89	6.65	31.8	1.74	1.54	7.97	3.59	9.20	2.86	62.8	1.77
TOC1-1	09/08/18	242	7.78	40.6	4.79	3.24	31.98	13.07	12.44	1.22	214.7	0.91
BA01-001	09/08/18	12.2	5.61	30	0.28	0.64	1.55	1.07	5.48	0.48	31	-
CH01-002	10/12/18	10.1	4.73	27.6	0.05	0.34	0.4	0.33	5.56	0.37	4.2	0.83
CH03-002	10/12/18	10.4	4.71	27.8	0.06	0.4	0.38	0.28	5.56	0.47	6.01	1.01
ED01-002	10/12/18	59.2	6.06	32.6	0.85	1.36	5.68	3.24	8.71	0.52	63	0.77
MA01-001	10/12/18	113	6.01	28.3	0.32	3.01	11.16	6.78	5.48	0.51	101	0.81
PG01-002	10/12/18	10.8	4.92	27.4	0.05	0.44	0.81	0.43	5.23	0.7	8.09	1.47
PS03-002	10/12/18	9	4.62	26.09	0.01	0.44	0.22	0.14	4.18	0.41	4.01	0.92
SJ01-001	10/12/18	138	6.14	24.8	3.75	0.39	9.32	7.04	8.71	0.92	92	1.68
TOC1-2	10/12/18	241	7.11	41.9	4.84	3.56	28.31	12.25	12.49	1.22	210	0.77
BA1-2	10/12/18	23.9	5.27	29	0.33	0.56	1	0.69	5.48	0.5	31	0
PS1-3	12/01/18	8.6	5.06	27.5	0.17	0.37	0.17	0.12	5.53	0.47	4.02	0.4
TOC1-3	12/01/18	255	7.6	41	4.22	2.9	27.8	11.33	12.98	1.5	211	0.3
CH3-3	12/01/18	18.2	5.26	27.5	0.19	0.35	0.39	0.31	5.56	0.53	6	0.43
CH1-3	12/01/18	18.4	5.16	28.3	0.23	0.43	0.49	0.25	5.56	0.68	4.1	0.57
ED1-3	12/01/18	62.6	6.78	32.1	0.95	1.7	5.21	2.91	8.71	1.16	63	0.3
SJ1-2	12/01/18	NE	6.7	27.1	4.12	0.56	17.43	12.31	12.04	1.17	91	1.49
PG1-3	12/01/18	13.1	5.26	28	0.23	0.51	0.68	0.46	5.52	0.46	8.09	0.16
MA1-2	12/01/18	77.7	5.95	27.7	0.52	2.37	6.43	4.21	5.3	0.61	90	0.19

SJ1-3	02/16/19	NE	6.71	27.2	3.63	0.49	9.98	7.340	11.98	1.31	91.02	1.2
CH3-4	02/16/19	NE	4.73	27.8	0.17	0.32	0.40	0.27	5.56	0.41	6.01	0.4
TOC1-4	02/16/19	NE	7.6	39.5	4.41	2.95	29.6	12.05	12.49	1.18	215.03	0.09
MA1-3	02/16/19	NE	6.22	27.6	0.54	2.41	6.71	4.39	5.5	0.45	89.87	NE
MV2-1	02/16/19	NE	6.41	32.9	0.43	0.77	2.78	1.77	5.2	0.47	53.62	NE
PG1-4	02/16/19	NE	4.73	27.8	0.36	0.55	0.50	0.36	5.72	0.47	8.08	NE
ED1-4	02/16/19	NE	6.4	32	1.11	1.36	6.27	3.51	8.71	0.58	62.77	NE
BA1-3	02/16/19	NE	5.14	28.2	0.26	0.33	0.99	0.73	5.48	0.37	31.01	NE
PS1-4	02/16/19	NE	4.86	28	0.13	0.34	0.07	0.078	12.49	0.42	3.98	0.5
TOC1-5	04/19/19	266	7.9	41.6	5.38	3.64	35.06	14.46	13.58	1.32	210	NE
SJ1-4	04/19/19	163.5	6.6	27	4.42	0.32	12.24	8.77	14.12	0.46	92	NE
CH3-5	04/19/19	13.32	4.8	27.7	0.22	0.28	0.53	0.37	5.99	0.37	6.01	NE
MA1-4	04/19/19	94.2	6.1	27.7	0.64	2.90	8.52	5.39	8.13	0.44	91	NE
MV2-2	04/19/19	46.9	5.8	31.7	0.52	0.76	3.68	2.23	7.74	0.37	53.72	NE
JQ1-2	04/19/19	88	6	32.6	0.57	0.78	3.96	2.29	8.13	0.37	35.16	NE
MV2-3	08/30/19	49	6.8	31.7	0.43	0.81	2.72	1.82	7.08	0.84	53.72	NE
MA1-5	08/30/19	100.1	6.87	27.5	0.55	2.54	7.17	4.66	7.58	0.86	91	NE
SJ1-5	08/30/19	136	6.86	26.5	3.81	0.45	9.29	6.99	12.11	1.04	92	NE
PG2-3	08/30/19	24.4	6.9	27.5	0.19	0.45	0.68	0.47	5.36	0.56	8.09	NE
CH3-6	08/30/19	13.3	5.8	27.7	0.14	0.28	0.37	0.25	5.11	0.55	6.01	NE
TOC1-6	08/30/19	266	7.9	41.6	4.37	3.02	28.47	11.73	11.68	1.23	210	NE

4.4 Geothermometry

Geotemperature estimates, obtained by modelling the equilibrium state of groundwater with respect to temperature, generally require analyses of major elements and silica. Table 2 shows the mean concentrations of Na, K, Ca, Mg, Cl, SO₄, HCO₃, Al, pH, and SiO₂ of the samples considered in this study. In most of these groundwaters, silica is the dominant chemical species, rather than Ca, Mg or K.

In order to simplify the understanding and functioning of geotemperatures and estimated depths, one type-sample of each hydrochemical group was selected: CH-3, representative of Group 1; MV-2, representative of Group 2, and TOC-1, representative of Group 3.

Groundwater geotemperatures were estimated using the 4 geothermometers equations to each hydrochemical group, and the results are presented in Table 3.3, along with the measured temperatures (in degrees Celsius) in the springs.

Table 3.5 - Final Temperatures of the samples CH3, MV2 and TOC1, by the methods purposed by Truesdell (1976), Truesdell (1984), Fournier (1979) and Arnórsson (1983). In red the best fit values to the measured data.

Authors	Final temperature Sample CH3(°C)	Final temperature Sample MV2(°C)	Final temperature Sample TOC1(°C)
Truesdell (1976)	20.03	37.45	46.79
Truesdell (1984)	19.62	38.51	46.11
Fournier (1979)	29.58	45.49	53.95
Arnórsson (1983)	27.78	43.79	52.29
Temp. measured at the springs	27.5	32.1	41.9

The average annual atmospheric temperature of the region is relevant in determining the average surface water temperature, which reveals the value of 23°C, according to the data, shown in Table 3.4.

Table 3.6 - Atmosphere temperature data, in degrees Celsius, monthly average for 30 years series (1961-1990) (INMET, 2019).

Month	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Average
Temp.	22.9	23.1	23.2	23.2	22.6	21.6	21.4	23.0	24.4	24.6	23.2	22.8	23.0

5. Discussions

5.1 Hydrogeological properties of the study area

Faults and fractures have developed predominantly NE-SW and NW-SE oriented apertures and pathways for water circulation. Water from precipitation, overland flow, and streams infiltrate through this intensely fractured rock and feed the hydrothermal system.

The integration of geological, geomorphological, climatic and soil data allow the definition of

two groups of groundwater reservoirs, which are called the Phreatic Aquifer (related to soil and weathered rocks) and the Fractured Aquifer (linked to hard rock), respectively associated with shallow and deep groundwater.

The intergranular or phreatic domain shows restrict importance due to the dominant presence of shallow soils that are not favorable to water transmission, including inceptisols and entisols. From the lithological data and water circulation conditions, two fractured aquifer systems were proposed for the study area, including the Araí Aquifer System and Traíras Aquifer System. These aquifers are associated to the hard rock of the Araí and Traíras groups, which include quartzite, conglomerate, metasilstone, calci-phyllite and marble lenses.

The Araí Aquifer System is considered a fractured aquifer associated with the Araí Group metasediments, exposed in the north areas of the Chapada dos Veadeiros National Park and with continuity southwards in depth. This aquifer is directly superimposed over the granitic basement rocks of the region. It is composed dominantly by sandstone and conglomerate rocks and subordinate meta-pelitic rocks, where the presence of faults and fractures related to the opening of the Araí rift are dense and quite open. This aquifer System outcrops in the high plateaus where the recharge area is situated. The fractured meta-psamitic rocks of the Araí Group show high values of hydraulic conductivity, transmissivity, and storage coefficient, which is important to control infiltration rates in the recharge areas. Meta-pelitic rocks are more restricted in area, and present low hydraulic conductivity, transmissivity and storage, considering the decrease of open fracture density at greater depths. In the exposure areas, the soils are shallow to very shallow, being represented by inceptisols and entisols.

The Traíras Aquifer System is related to the rock types that compose the Traíras Group, represented by heterogeneous and anisotropic fractured aquifers, classified as cold or thermal, unconfined or confined, with lateral extension controlled by the distribution of the fracturing. Depending on the dominant rock types, this aquifer system can be subdivided into meta-psamitic Subsystem and meta-pelitic Subsystem. The meta-psamitic Subsystem is controlled by the fractures, which regulates both the aquifer recharge and discharge areas. Both hydraulic conductivity and transmissivity are high, while storage is variable once they may occur as confined or unconfined aquifer. Under confinement conditions, this aquifer has high potentiometric head because its recharge zone includes high altitude portions of the Chapada dos Veadeiros National Park (mainly the Serra do Rio Preto plateau). On the other hand, the Pelitic Subsystem shows lower hydraulic conductivity, transmissivity and storage parameters resulting from the low density of open fracture pattern, which tends to decrease with increasing depth. This aquifer may contain hot springs from the meta-psamitic Subsystem, depending on rising from fractures that intersect all stratigraphy and allow the possibility to mix hot and cold waters.

5.2 Fracture System Orientation and Origin

Assuming that the fractal theory is perfectly applicable to structural discontinuities studies caused by tectonics forces the methodology adopted was the regional analysis of the structural trends and lineaments (Figure 3.5).

The study area was submitted to tectonic forces during the Brasiliano Orogeny in the Neoproterozoic (~600 Ma). Due to brittle behavior of quartzite, the compressive stress resulted in a series of discontinuities, in three preferential directions. These structures are responsible for the water flow inside the aquifer.

The families of fractures have contrasting origins, in specific moments of the tectonic evolution of the area. Some of them are considered originated by shear stress, while others are originated in compressive or dilatational regimes. In addition, these structures might have been reactivated by neotectonic processes.

Due to the brittle behavior of the quartzites of the Traíras Group, the dissipation of compressive stress generated a series of discontinuities in different directions. The closing tendency of the fractures in depth is caused by the lithostatic pressure, which tends to increase with the load accumulation.

In the region, three main families of fractures are identified and all present high angle dip and are oriented N40W, N30E and N70E. These structures control the incision of the local drainage network: the São Joaquim and the Rio Preto rivers (Figure 4) are oriented N30E and their first-order tributaries (less expressive) N70E. The N70E directions are considered stress relief joints of the main extension and those of NW and NE direction, such as fractures of the conjugated pair considered as shear fractures. The N40W orientation fracture refers to the Serra dos Cristais Fault (Figure 6) which, like the São Joaquim Fault (with N30E orientation), refers to the opening of the Araí rift in the Statherian period, successively reactivated through the geologic history (Martins-Ferreira *et al.*, 2018b). Marini *et al.* (1981) describes the observed faults in the Brasília Fold Belt as large rectilinear and subparallel faults, with dips between 60 and 65°, and the slips of each fault can exceed 1000 meters. Besides these structures there are also present subparallel faults in the granite substrate generated from weaknesses zones. Both São Joaquim and Serra dos Cristais faults are a result of compressive regime that formed long and continuous lineaments, controlling the rivers directions and straight patterns.

The extension stress during the Araí rift in the Statherian generated areas of weaknesses in the NE-SW and NW-SE directions. The evolution of the Traíras and Paranoá basins reactivated the structures formed during the evolution of these two basins. After the compression of the Brasiliano Orogeny, the post-orogenic collapse also developed several N70E direction extension fractures.

Faulds *et al.* (2004) described geothermal systems related to extension events and controlled by the presence of normal and reverse faults, which allow the circulation of meteoric water to deep reservoirs. The main geological structures that allow the geothermal activity in extensional tectonic environments are: major normal and reverse fault plans, bending fault segments, relay ramps and accommodation zones between normal faults (Uzelli *et al.*, 2017).

Structural geology and fault kinematics studies in the Chapada dos Veadeiros region suggest that the evolution of the geothermal system is affected by a transtensional tectonic regime. The structural map shows a pattern with dominantly NE-SW and NW-SE trending fault planes.

The origin of the regional fractured aquifers in the region was controlled by successive tectonic events. The Paleoproterozoic Araí rift faults are the precursor of the deepest structures in the region. Also, during the Neoproterozoic Brasiliano orogeny new structures were developed and the preexisting planes have been reworked by compressive stress and by the collapse of the orogen. After the Cretaceous, the region has been submitted to neotectonic reactivations of the preexisting anisotropies.

5.3 Controls on fracture spacing

The distribution of the fractures within the metasedimentary rock is mainly controlled by the fracture-hosting rock properties, as the mineral composition, lithology, cementation and type of cement and porosity (Nelson, 2001). Therefore, the physical properties of the rocks can be used to predict the relative abundance of fractures in the substrate. It is possible to correlate larger openings in quartzite of the Araí, Traíras and Paranoá Groups than in siltstone and phyllite of the Traíras Group in the area, making these rock types not effective to infiltration of meteoric water and to regional hydrogeological flow.

Nelson (2001) also emphasizes that the main geological control in fractures is the thickness of the strata. Considering that Tanizaki *et al.* (2015) assigned to the Traíras Group 300 to 400 meters of thickness, and about 500 meters to the Araí Group, it is possible to conclude that the quartzite of the Araí Group are more fractured than the quartzite of the Traíras Group, favoring the water flow in depth.

5.4 Hydrochemistry

Groundwater compositions vary at particular localities as a result of natural variations over time, assuming that there is little influence of local rainwater infiltrating on the aquifer in some sampling points, once they are overburden by the confining siltstone and phyllite layers.

The water chemistry study was based on 47 analyzes of springs and thermal waters from one well. Silica, calcium, magnesium and carbonate were the chemical species that provided the

greatest distinction between the different water types, which together with the temperature results, allowed the identification of three sets of thermal waters: Groups 1, 2 and 3 (Figure 3.6), showing the same pattern of the temperature association.

Group 1 includes the colder water, low pH values (commonly lower than 5) and the less mineralized water (total dissolved solids - TDS < 15 mg/L), chemically classified as calcium carbonate, sodium carbonate and mixed waters according to Piper diagram. Group 2 comprises intermediate temperatures, pH about 6.0, TDS around 40 mg/L and classified as calcium carbonate. The hyperthermal sample of Group 3 is classified as calcium carbonate water type, with the high total dissolved solid values (>120 mg/L) and the higher pH values up to 7.9.

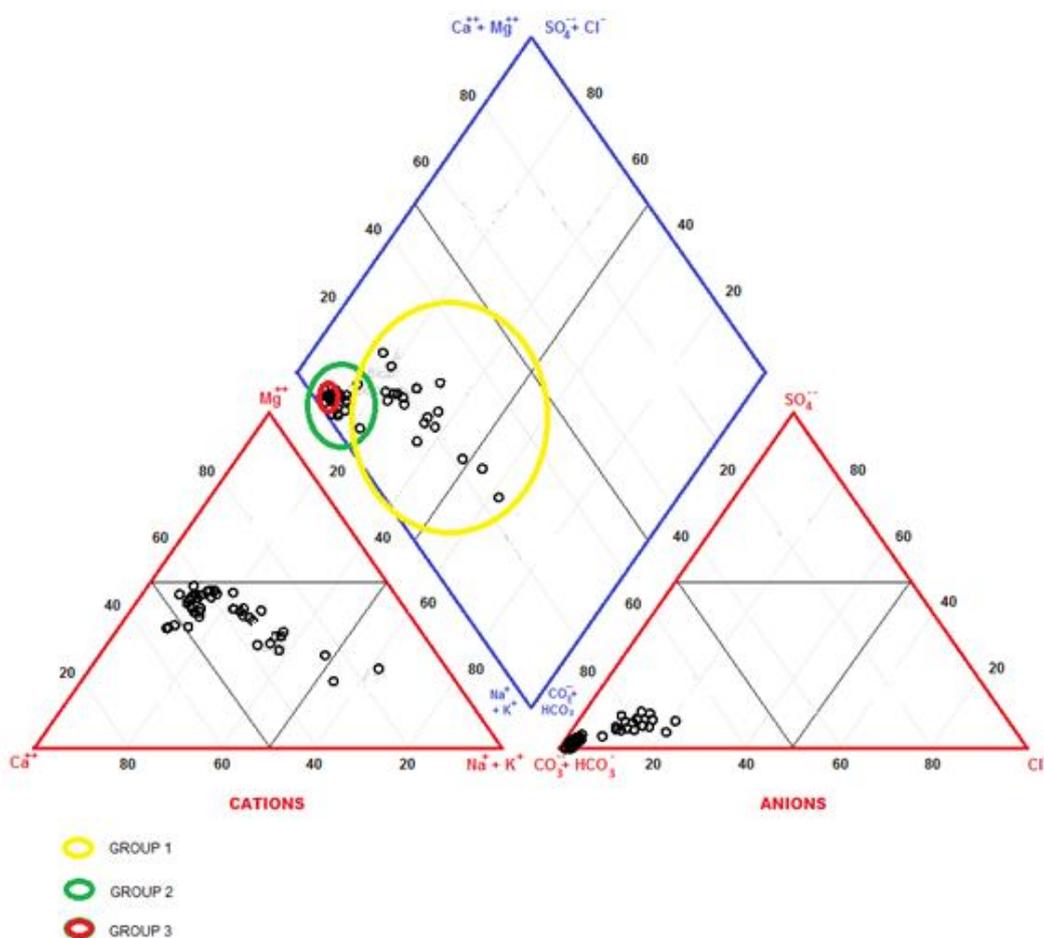


Figure 3.6 - Piper diagram indicating the different water groups.

The three hydrochemical types are related to the different rock types the water interaction: Group 1 are related to quartzite fractured aquifer; Group 2 water that keep contact with conglomerate rich in carbonate matrix (what explain the increase in pH and TDS) and Group 3 water interaction with calci-phyllite and marble lenses (resulting in the higher values of pH and TDS). Table 3.5 shows the references silica content, temperatures measured values, and the water classifications.

Table 3.5 - Main characteristic distinction between the three groups of thermal waters identified in the study region.

Group	Water Classification (Piper)	Temp. (°C)	Si (ppm)	Samples
1	Carbonate Calcium to Carbonate Sodium types (scattered pattern)	27.5	4.7	CH-01; CH-03; PG-01; PG-03; BA-01; MA-01
2	Carbonate Calcium type (grouped pattern)	32.1	8.5	MV-01; MV-02; ED-01; JQ-01; SJ-01
3	Carbonate Calcium type	41.9	12.5	TOC-01

5.5 Si Geothermometer

The individual assessment of the maximum temperatures estimated for each source shows values ranging from 27.78 to 29.62 for sample CH3 (Group 1); from 38.51 to 45.49 for sample MV2 (Group 2) and from 46.11 to 53.95 for sample TOC1 (Group 3).

From the temperatures obtained and the annual average of the atmospheric temperature in the Chapada dos Veadeiros region, it is possible to conclude the following depths documented in Table 3.6, for a geothermal gradient of 3 degrees Celsius per 100 meters, considered adequate for the region (Almeida *et al.*, 2006).

Table 3.6 - Temperatures and depth results established by the different methods of silica geothermometer.

Sample/method	CH3 *	CH3 **	CH3 ***	CH3 ****	MV2 *	MV2 **	MV2 ***	MV2 ****	TOC *	TOC **	TOC ***	TOC ****
Temperature (°C)	19.62	29.58	27.78	20.03	3.51	45.49	43.79	37.45	46.11	53.95	52.29	46.79
Depth (meters)	E	291.3	159.3	E	517	749.7	693	481.7	770	1,031.6	976.3	793
Geothermometer Method * Truesdell (1976), ** Truesdell (1984), *** Fournier (1979) and **** Arnórsson (1983). E - Error due to low temperature.												

The comparison between the depths and distance of the recharge area of the type-samples of each hydrochemical group is shown in Figure 3.7. It is possible to observe the relationship between the temperature raise and the depth increase (Figure 3.7a), besides the increase of the total dissolved solids as the distance to the recharge area is amplified (Figure 3.7b). These data corroborate the hypothesis that the control of the geothermal flow is through the deep faults generated in the Statherian period, considering that the geotemperatures indicate depths of up to 1,000 meters for the hyperthermal waters.

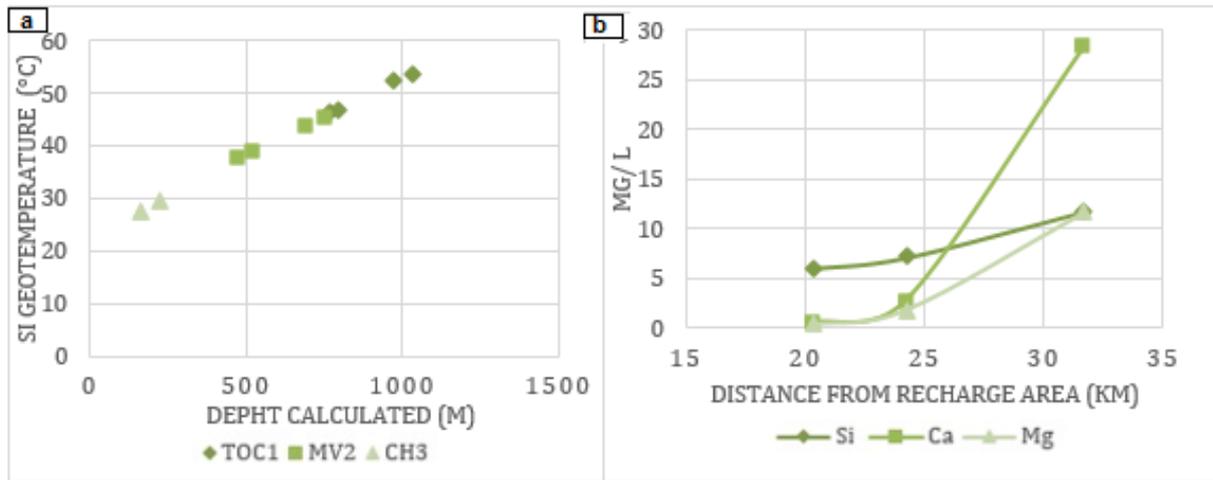


Figure 3.7 - a) Depth estimated by the Silica Geotemperatures and b) Geochemistry evolution of the major ions.

Considering the high plateau area in the Chapada dos Veadeiros National Park as the main recharge area for the three spring waters groups, it can be stated that the temperatures increase, as the distance of recharge area increases and consequently the deeper is the water flow in the fractured zones. Just for reference, and considering the plateau of the Rio Preto highlands as the main recharge area, the distances of the regional flow are: 15 kilometers to Group 1; 20 kilometers to Group 2 and about 30 kilometers to Group 3.

6. Conclusions

- ✓ The N60E fractures, along with the bedding anisotropies and horizontal fractures, are the main structures responsible for water recharge and flow into the deep portions of the aquifer;
- ✓ The São Joaquim fault system functions as a barrier, so the waters flowing from NE to SW are intercepted and forced upwards;
- ✓ The hot springs in the region are controlled by the interaction of regional and local hydrogeological flow;
- ✓ The NW-SE smaller structures are important to connect the aquifer zones at different depths and rising the aquifer hydraulic conductivity, transmissivity and saturated thickness;
- ✓ The distribution of the hot springs overlaps with the main trace of the São Joaquim fault. This fault contrasts different rock types, which leads to the conclusion that this zone is the main discharge control of the hot water aquifers and is consequently responsible for the genesis of the thermal springs;
- ✓ Deep flows occur in basement units and ascending hot-fluids are trapped and confined by low permeable units. However, geothermal fluids move up along São Joaquim fault segments.;
- ✓ Fluid uprising is controlled by the intersecting and interconnected fault-joint network, but mainly due to the change of rheology, considering that the western part of São Joaquim Fault

was subjected to a higher metamorphic degree than the eastern part, what is not observed in the Serra dos Cristais Fault;

- ✓ The geothermometer data indicate the presence of open fractures up to 1 km depth, to explain the hotter groundwater in the region;
- ✓ The water chemical composition corroborates the geothermometer data, showing increasing of pH values and TDS content when the distance from de recharge to discharge areas increases and
- ✓ Water temperatures obtained in hot springs are controlled by the distance from recharge areas, circulation depth and mixtures of ascending hot water and local cold water infiltration.

Acknowledgments

We would like to thank the Institute of Geosciences of the University of Brasilia for providing fieldwork financial and logistic support. We also thank Uarian Ferreira and his team for all support.

References

- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7:349-364.
- Almeida, L. , Rodrigues, A.P.; Campos, J.E.G.2006. Hidrogeologia do Estado de Goiás. Secretaria de Indústria e comércio, Superintendência de Geologia e Mineração.
- Almeida, L. 2011. Estudo da aplicabilidade de técnicas de recarga artificial de aquíferos para a sustentabilidade das águas termais da região de Caldas Novas, GO. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 156p.
- Alvarenga, C.J.S. de, Botelho, N.F., Dardenne, M. A., Lima, O.N.B. de, Machado, M.A. 2006. Nota Explicativa da Folha SD.23-V-C-V (Cavalcante) - escala 1:100.000. UnB/CPRM, Goiás, 76 p.
- Araújo Filho, J.O. 2000. The Pirineus Syntaxis: an example of the intersection of two brasiliano fold-thrust belt in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. *Revista Brasileira de Geologia* 30(1):144-148.
- Arnórsson, S. 1983. Chemical equilibria in Icelandic geothermal systems - implications for chemical geothermometry investigations. *Geothermics*, 12(2- 3):119-128.
- Avşar, O. , Kurtuluş B., Gürsu, S., Kuşcu G.G., Kaçaroglu, F.; Geochemical and isotopic characteristics of structurally controlled geothermal and mineral waters of Muğla (SW Turkey), *Geothermics*, Volume 64,2016,Pages 466-481,ISSN 0375-6505,
- Benaafi, M., Hariri, M., Bertotti, G., Abdulaziz, A., Abdullatif, O., Makkawi, M. 2018. Natural fracture system of the Cambro-Permian Wajid Group, Wadi AlDawasir, SW Saudi Arabia - *Journal of Petroleum Science and Engineering*
- Botelho, N.F., Alvarenga, C.J.S. de, Meneses, P.R., D'el-Rey Silva, L.J.H. 1999. Suíte Aurumina: Uma suíte de granitos paleoproterozóicos, peraluminosos e sin-tectônicos na Faixa Brasília. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 7, Brasília, Anais pp.17.
- Botelho, N.F.; Dantas, E.L.; Fuck, R.A.; Laux, J.H; Junges, S.L. 2006. The Paleoproterozoic peraluminous Aurumina granite suite, Goiás and Tocantins, Brazil: geological, whole rock geochemistry and U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. In: The Paleoproterozoic record of the São Francisco Cráton, Ouro Preto, p. 92.
- BRASIL. 1945. DECRETO-LEI N° 7.841 DE 8 DE AGOSTO DE 1945. *Código de Águas Minerais*.

- BRASIL. 1981. Ministério das Minas e Energia. Projeto Radambrasil. Folha SD. 22 Goiás. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 25).
- BRASIL. 1983. Ministério das Minas e Energia. Mapa Hidrogeológico do Brasil. (Escala 1:5.000.000). Brasília: DNPM/CPRM.
- Campos, J.E.G., Cunha, L.S. 2015. Caracterização Hidrogeológica da Ocorrência de Aquífero Termal no Distrito Federal.
- Campos, J.E.G.; Dardenne, M.A., Freitas-Silva, F.H, Martins-Ferreira, M.A.C. 2013. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *43*(September), 461-476
- Campos, J.E.G.; Troger, U.; Haesbaert, F.F. 2005. Águas Quentes de Caldas Novas, Goiás - Notável ocorrência de águas termais sem associação com magmatismo. *Sítios Geológicos Paleontológicos do Brasil*.
- Dardenne, M.A.; Campos, J.E.G. 2001. Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros - GO. In: *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil - SIGEP*. Título da pesquisa disponível em <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio096/sitio096.htm>.
- Faria, A. 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança-Alto Paraíso de Goiás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 199 p.
- Faulds, J.E., Henry, C.D., Hinz, N.H., 2005. Kinematics of the northern Walker Lane: an incipient transform fault along the Pacific-North American plate boundary. *Geology* 33, 505-508, <http://dx.doi.org/10.1130/G21274.1>.
- Fournier, R.O. 1979. A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geothermal Resources Council Transaction*, 3:221-224
- Fournier, R.O., White D.E., Truesdell A.H. 1974. Geochemical indicators of subsurface temperature - part 1, basic assumptions. *Journal Research U.S. Geological Survey*, 2(3):259-262.
- Fuck, R.A. 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, 244: 53-74.
- Fuck, R.A. 2002. Crosta continental paleoproterozoica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, 2002, João Pessoa. Anais... João Pessoa: SBG-NE. p. 308.
- Fuck, R.A., Marine, J.O., Dardenne, M.A., Figueiredo, A.N. 1988. Coberturas metassedimentares do Proterozoico Médio: os grupos Araí e Paranoá na região de Niquelândia - Colinas, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(1):54-62.
- Gastmans, D., Alberto, M.C., Bufon, A.G.M., Moraes, F.T., Santos, M.M., Silva, J.R., Chang, H.K. 2005. Implicações hidroquímicas da interação água rocha: interpretações através da representação gráfica de análises químicas de água subterrânea. XIV Encontro Nacional de Perfuradores de Poços. II Simpósio de Hidrogeologia do Sudeste. Associação Brasileira de Águas Subterrâneas. São Paulo.
- Gastmans, D., Reis, M.M., Chang, H.K. 2012. Geotermometria das águas hipertermais do Sistema Aquífero Guarani no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*: 208-225.
- Godoy, L.P., Conceição, F.T., Godoy, A.M, 2016. Potencial Geoparque do Polo Turístico das Águas de São Lourenço- Mato Grosso. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 35, n. 1, p.110-125, 2016
- Hasui, Y. *et al.* Sistema Orogênico Tocantins. In: *Geologia do Brasil*, 14a: 289-325.
- INMET- Dados da estação automática de Alto Paraíso disponível em http://www.inmet.gov.br/sonabra/pg_dspDadosCodigo_sim.php?QTAYNA==, acesso em 06/07/2019.
- Jiang, L. 2016. Joint development and tectonic stress field evolution in the southeastern Mesozoic Ordos Basin, west part of North China. *Journal of Asian Earth Sciences* 127: 47-62
- Kharaka, Y.K., Mariner, R.H. *Chemical Geothermometers and their Application to Formation Waters from Sedimentary Basins*.

- Martins-Ferreira, M.A.C, Farid, J.C. Dias, A.N.C, Campos, J.E.G. 2018a. Proterozoic Intracontinental Basin Sucession in the western margins of the Sao Francisco Craton: Constraints from detrital zircon geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 165-176.
- Martins-Ferreira, M.A.C., Campos, J.E.G., Von Huelsen, M.G. 2018b. Tectonic evolution of the Paranoá basin: New evidence from gravimetric and stratigraphic data. *Tectonophysics* 734-735:44-58.
- Martins-Ferreira, M.A.C., Campos, J.E.G., Von Huelsen, M.G., & Neri, B.L. 2018c. Paleorift structure constrained by gravity and stratigraphic data: The Statherian Araí rift case. *Tectonophysics*, 738, 64-82.
- Massucato, A.J. Caracterização Estrutural do Embasamento do Grupo Araí, na zona externa da Faixa Brasília (GO). Tese de doutoramento do Instituto de Geociências da Universidade Estadual Paulista.
- Nelson R.A. 2001 *Geological Analysis of Naturally Fractured Reservoirs* (Gulf Professional Publishing, Elsevier, Oxford, UK), 2nd edition. 352p.
- Pimentel, M.M. & Botelho, N.F. 2001. Sr and Nd isotopic characteristics of 1,77-1,58 Ga rift-related granites and volcanics of the Goiás tin province, Central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73:263-276.
- Piper, A.M. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Am. Geophys. Union Trans.* 25:914-923.
- Pirilo, M.C. 2004. Hydrogeochemistry and geothermometry of thermal groundwaters from the Birdsville Track Ridge, Great Artesian Basin, South Australia. *Geothermics*, 33(6):743-774.
- Seraine, M., Campos, J.E.G., Martins-Ferreira, M.A.C., Giorgioni, M., Angelo, T.V. 2019 Tectonic significance of abrupt immature sedimentation in a shallow cratonic margin basin: The Arkose Level, Mesoproterozoic Paranoá Group. *Journal of South American Earth Sciences*. DOI: 10.1016/j.jsames.2019.102397.
- Silas, D.L.; Kennedy M., Regional crustal-scale structures as conduits for deep geothermal upflow, *Geothermics*, Volume 59, Part A, 2016, Pages 27-37, ISSN 0375-6505,
- Souza, S.P., Peres, V.N., Martins, R.P. 2014. Turismo e o Uso das Águas Termais em Caldas Novas (GO) - Brasil.
- Tanizaki, M.L.N, Campos, J.E.G., Dardenne, M.A. 2015. Estratigrafia do Grupo Araí: Registro de rifteamento paleoproterozoico no Brasil Central. *Brazilian Journal of Geology*, 45(1):95-108.
- Truesdell, A.H. 1976. Summary of section III, Geochemical techniques in exploration. In: *Proceedings of the Second United Nations Symposium on the development and use of geothermal resources*. San Francisco, p. liii-lxiii.
- Truesdell, A.H. 1984. Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology: Vol. 1*. Chelsea, MI, Society of Economic Geologists, 267 pp.
- Uzelli, T., Baba, A., Mungan, G.G., Dirik, R.K. 2017. Conceptual model of the Gülbahç geothermal system, Western Anatolia, Turkey: Based on structural and hydrogeochemical data. *Geothermics* 68:67-85.

CAPÍTULO 4

CONCEPTUAL MODEL OF THE CHAPADA DOS VEADEIROS GEOTHERMAL SYSTEM BASED ON HYDROCHEMICAL AND ISOTOPIC DATA

Tassiane Pereira Junqueira ^a; José Eloi Guimarães Campos ^a; Marco Antônio Caçador Martins-Ferreira ^b,
Jeremie Garnier ^a, Flavio Henrique Freitas-Silva ^a

- a. University of Brasília / UnB
- b. Federal University of Goiás / UFG

Abstract

The Chapada dos Veadeiros Geothermal System presents hot water related to amagmatic origin, controlled mainly by anisotropies (fractures and faults) developed in the Statherian and reactivated by neotectonic processes. The present study aims to demonstrate a conceptual model of the water flow system, constrained by structural, hydrochemical and isotopic data. The approach consists in analyzing Carbon, Oxygen, Deuterium and Tritium isotopes, besides the chemical signatures of water and the tectonic environment of the aquifer. The water samples were assembled in three hydrochemical groups, based on total dissolved solids (TDS), pH, electric conductivity (EC), alkalinity and temperature. Group 1 shows lower temperatures and lower pH, CE and TDS values; Group 3 shows the higher TDS, temperatures, CE and pH and Group 2 shows intermediate values. The conceptual flow model shows that the recharge area of the thermal system is related to the high plateaus at the Chapada dos Veadeiros National Park (in the Rio Preto plateau and hills) and the only source of recharge is rainwater. The groundwater flows towards southwest for 15 to 25 km up to the São Joaquim fault system where the hydraulic conductivity contrast due to different rock types causes the upwards flow to the hot springs area. The flow path from NE to SW is controlled by secondary structures related to fractures represented by long lineaments. Tritium data indicate that samples MV2 and TOC1 (respectively from groups 2 and 3), are related entirely from regional flow, with no mixing between reservoirs. Samples SJ1 and CH3 shows Tritium Units values from 0.9 to 0.64 indicating mixture of water from regional and local flow systems. Group 3 water presented raw age of 9,270 BP and the most coherent correction model applied was the IAEA, resulting in a 7,877 BP age. Group 2 presented 2,280 BP age and the most consistent correction model applied was the Pearson equation, ensuing a 2,281 BP age. Group 1 water samples resulted in negative age, which means contamination from external carbon source (likely related to algae). Sample SJ1 (from deep well) presented an age of 1,470 BP, and the correction by the Pearson model resulted in an age of 1,352 BP. The deuterium and 18 oxygen values confirm that there was a long time water-rock interaction, since the data plots over the local meteoric water line.

Keywords: Heating mechanism, groundwater flow system, groundwater dating.

4.1 Introduction

Thermal springs are associated with various heat sources, including magma intrusions, active volcanos and thermal gradient (Moeck, 2014). The occurrence of thermal springs is directly related to tectonic backgrounds, such as collision, subduction, extrusion and the presence of deep faults and fractures (Faulds *et al.*, 2005).

Groundwater hydrochemical data has several utilities in hydrogeological studies and it is extremely useful to provide indications on the main processes influencing the general quality of the aquifer and develop preliminary models of regional groundwater flow geometry. The isotopic content of geothermal water provides information about their flow pattern, interactions among different reservoirs, as well as their sources and origin. Apart from this, cooling at the time of ascent of water towards the surface, mixing of thermal and nonthermal water and their geochemical evolution can be also studied using isotope techniques (Keesari *et al.*, 2019a; Plummer, 2012; Catwright *et al.*, 2019).

Tritium measurement is a standard dating tool that has been useful in the study of geothermal systems as a tracer of the groundwater movement and for determining their relative ages (Morgenstein and Taylor, 2009; Kitaoka, 1990; Ansari *et al.*, 2017). It is an ideal tracer because chemically, it is hydrogen and therefore is a part of water molecule, and decreases only by radioactive decay and is not affected by hydrochemical reactions and is not influenced by any underground production. 1 Tritium Unity (TU) is equal to one tritium atom per 10^{18} hydrogen atoms, correspond to 0.120 Bq/L for water at standard temperature and pressure (Lucas and Urterwerger, 2000).

Several studies have applied radiocarbon dating to establish water chronologies (Blavoux & Olive, 1981; Gallagher *et al.*, 2000; Keesari *et al.*, 2019a; Keesari *et al.*, 2019b). Radiocarbon is naturally produced in the upper atmosphere by bombarding ^{14}N by secondary neutrons, generated by the interaction of cosmic rays and atmospheric gases, being oxidized and mixed with inactive CO_2 (Cabral, 1978). It is easily assimilated into the biosphere and hydrosphere and incorporated into the carbon cycle (Campos & Cunha, 2015). Any material containing atmospheric CO_2 : living organisms or raw-water have activity of ^{14}C equal to the atmospheric compound during the period in which the material is in equilibrium with the atmospheric carbon pool. As it is easily diluted in water, atmospheric CO_2 is present in rainfall in the form of H_2CO_3 , which reaction can be described as: $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_2\text{CO}_3$ (Campos & Cunha, 2015).

As well as ^3H , ^2H and ^{18}O also constitute part of water molecules, and are considered ideal tracers. The application of ^2H and ^{18}O isotopes began in the 1950s (Urey *et al.*, 1950; Epstein & Mayeda, 1950), and is used to trace surface and groundwater in provenance studies and location of recharge areas (Clark & Fritz, 1997).

In Central-Brazil, hot springs are distributed in different rock types, such as quartzite, siltstone, slate and phyllite. In the Chapada dos Veadeiros region, 12 geothermal springs were identified, classified as non-magmatic and fault related (Junqueira *et al.*, 2020).

The aim of this paper is to i) understand the dynamics of the aquifer system by using hydrochemistry, physicochemical data, stable isotopes of water (Deuterium and Oxygen) and Total Dissolved Inorganic Carbon isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}$ -TDIC); ii) contribute to the comprehension of groundwater chemical evolution over the hydrological cycle, and iii) accomplish a preliminary hydrograph separation in order to estimate the proportions of deep water out flowing at the Chapada dos Veadeiros Hot Springs.

4.2. Geological and hydrogeological setting

4.2.1 Geological Setting

The Veadeiros Supergroup (Martins-Ferreira, 2018a) is a Paleo-Mesoproterozoic unity that covers the central part of Brazil. It is inserted in the Neoproterozoic Tocantins Province, in the Northern Brasília Fold and Thrust Belt (Fuck *et al.*, 2014; Fuck *et al.*, 2012) (Figure 4.1).

In the study area, this supergroup is represented by the Araí, Traíras and the Paranoá groups (Figure 4.2). These sequences are underlain by the Paleoproterozoic crystalline basement formed by different terrains, mainly the Goiás Massif (Fuck *et al.*, 1994; Pimentel *et al.* 2000; Almeida *et al.*, 1997) to west, and the Cavalcante-Almas-Natividade block (Fuck *et al.*, 2014) eastward.

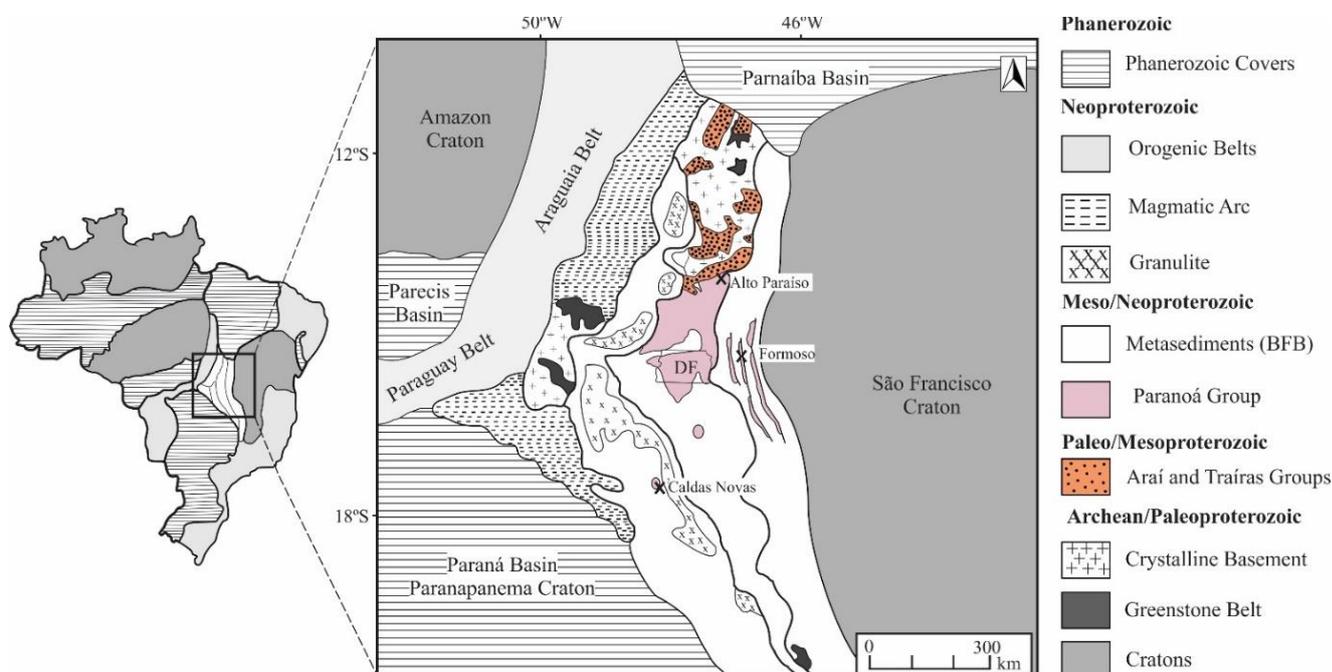


Figure 4.1 - Geological setting of the study area.

The Araí Group is interpreted as rift sequence deposited over a Paleoproterozoic crystalline basement, subdivided into two tectonosequences, pre rift (Água Morna Formation), and rift (Arraias Formation) (Martins-Ferreira *et al.*, 2018a). Previous geochronological data of the Araí Group from U-Pb of rift-related bimodal volcanic rocks indicate depositional ages of 1771±2 Ma (Pimentel *et al.* 1991). The transitional sequence is marked by a series of intraformational conglomerates, suggesting that there is an unconformity between the Caldas Formation and the Traíras Group, proven by detrital zircons U-Pb ages (Martins-Ferreira *et al.*, 2018a).

Group	Formation	Lithology Definition	Hydrogeological Properties	
Paranoá	Ribeirão Contagem	Quartzite interlayered with laminar slate	fractured aquifer high permeability	
	Serra da Mela Noite	Fine quartzite alternated with metapelite	semiconfined unit	
	Rib. do Torto	Slate with occasional quartzite lenses at the top	Confining unit low permeability	
	Rib. Piçarrão	Metarhythmic sublithofacies	Confining unit low permeability	
	Ribeirão São Miguel	Matrix supported conglomerate	semiconfined unit	
	Traíras	Rosário	Carbonated psamo-pelitic sequence marked by pure marble lenses Pelitic sequence Medium quartzite	Confining unit low permeability fractured aquifer high permeability
Rio Preto		Siltstone Medium pure quartzite	semiconfined unit Fractured aquifer high permeability	
Boqueirão		Calciferous siltstone with quartzite lenses, phyllites and marble lenses	semiconfined unit	
Araí		Água Morna	Fine to medium quartzites	Fractured aquifer high permeability
		St. Aurumina	Granite Basement	semiconfined unit

Figure 4.2 - Stratigraphic column of the study area (modified from Martins-Ferreira *et al.*, 2018a).

The Traíras Group was previously considered as a formation and interpreted as a post-rift succession of the Araí Group (Tanizaki *et al.*, 2015). Martins-Ferreira *et al.* (2018a) classified the Traíras Group as an intracontinental sag type basin, separated from the Araí rift by a hiatus of at least 228 Ma and marked by an expressive unconformity. This unconformity is followed by conglomerates that present reworking evidence of the Araí Group. The maximum deposition age of the Traíras Group was calculated at 1543 ± 31 Ma and the opening of the basin, related to the extensional event responsible for the anorogenic magmatism, is marked by the Pedra Branca Suite at 1570 Ma (Pimentel *et al.*, 1991). In the study area, two units are particularly important: the Rio Preto Formation, composed essentially of quartzite, and the Rosario Formation, characterized by pelitic, psamo-pelitic, and psamo-pelitic-carbonated sequences (Tanizaki *et al.*, 2015) (Figure 4.3).

The Paranoá Group covers the Traíras Group and is separated by an unconformity marked by the Ribeirão São Miguel Formation conglomerates. It represents a shallow water marine succession composed mainly of sandstones and siltstone, with little occurrence of limestone lenses (Campos *et al.*, 2013). Previous geochronological data indicates maximum depositional age of 1560 ± 10 Ma for the U-Pb detrital zircons and $1042 +22$ Ma for the diagenetic xenotime overgrowth U-Pb age (Matteini *et al.*, 2012).

2.2. Tectonic Framework of the Region

According to Faulds *et al.* (2005) and Uzelli *et al.* (2017), the study of the tectonic framework of the region is extremely important to understanding the geothermal system in question. The presence of faults, joints and fractures is of great importance in verifying the reservoir geometry and flow pathways in hydrothermal systems.

The extension strain generated during the Araí rift in the Statherian caused weakness zones in NE-SW and NW-SE directions. The evolution of the Traíras and Paranoá basins reactivated the structures generated during the evolution of these two basins. The structures generated were reworked by the Brasiliano Orogeny (Neoproterozoic) and reactivated by neotectonic processes in the Cretaceous (Martins-Ferreira *et al.*, 2018a). These Quaternary faults are superimposed on different styles over pre-existing rocks and structures, both of which may also influence the structural control of geothermal systems.

Due to the brittle behavior of the quartzite of the Traíras Group, the dissipation of the stress generated a series of discontinuities in different directions, developing structures responsible for the water flux. Structural statistics demonstrate the existence of three main fractures directions: long N60-70E lineaments, small N40W and N30E lineaments, besides two regional systems related as São Joaquim and Serra dos Cristais fault planes (Junqueira *et al.*, 2020).

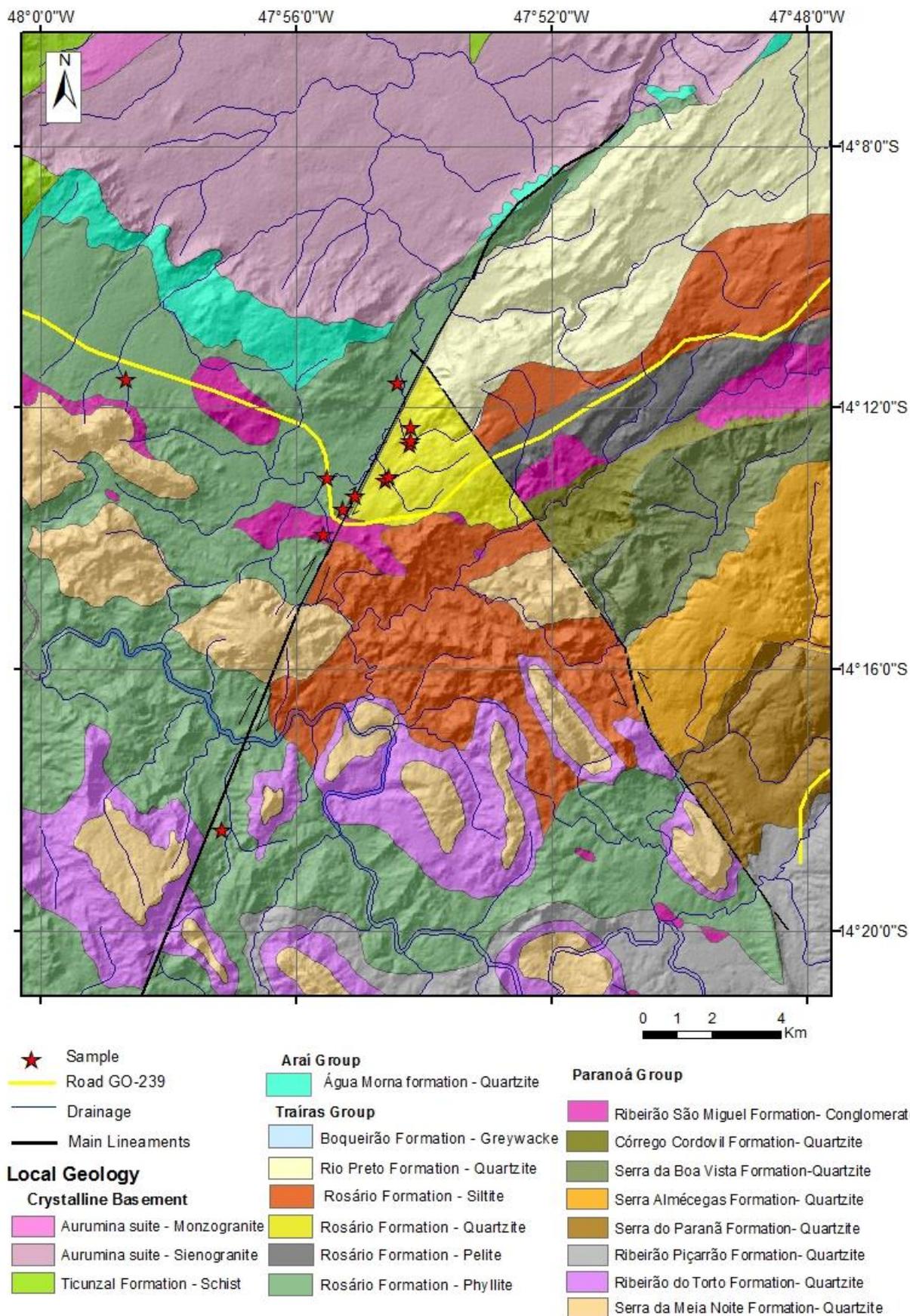


Figure 4.3 - Geologic map of the area (modified from Junqueira et al, 2020). Thermal springs are controlled by the São Joaquim Fault and its damage zone.

2.3 Structural Controls on the geothermal system

In the Chapada dos Veadeiros region, the N60-70E structures, along with the bedding anisotropies and horizontal fractures are responsible to the recharge and flow of water to deep portions of the the Araí and Traíras groups rocks. The water flowing from NE to SW is barred by São Joaquim fault system and are forced upwards (Junqueira *et al.*, 2020).

The spring systems are due to the intersecting and interconnected fault-joint network, but mainly due to the change of rock rheology, considering that the western part of São Joaquim Fault was submitted to higher metamorphic degree than the east portion. Fault damage zones with high fracture density are known to be important pathways for fluid transport within the crust (Yan *et al.*, 2017). Although the major thermal springs flow over the São Joaquim Fault main plane, others can surge in its damage zone (Figure 3).

2.4 Hydrogeological properties

The knowledge of the stratigraphy, hydrodynamic properties and fracture pattern of the study area are fundamental factors to model the geothermal system. The hydrogeological properties of the studied area were purposed based on the above-described geological units. The water circulation is due to faults and fractures oriented NE-SW an NW-SE. The water from precipitation, surface run-off and stream-drainage infiltrate through this intensely fractured quartzite rocks and feed the hydrothermal system.

Three aquifer systems were proposed for the study area: Araí Aquifer System (AAS), Traíras Aquifer System (TAS) and Paranoá Aquifer System (PAS), all of them classified as fractured aquifers and associated with the rocks of the Araí, Traíras and Paranoá groups.

The phreatic aquifer system is considered inefficient, due to the presence of incepsols and regosols, which are less favorable to the water storage and transmission

The Araí Aquifer System is associated to the metasediments of the Araí Group and is directly above the crystalline basement. It is composed by sandy and conglomerate rocks, besides little occurrence of pelitic rocks. The Statherian faults and fractures are abundant and act like aquifer recharge regulator. The dominant rocks (quartzite) have high hydraulic conductivity and transmissivity and low storage coefficient. The pelitic rocks are less present and work as an aquifuge, due to its low hydraulic conductivity, transmissivity and storage coefficient.

The Traíras Aquifer System is related to the rocks of que Traíras group and is a fractured, heterogeneous and anisotropic aquifer. It can be cold or thermal, unconfined or confined and is controlled by extensional fracture zones. This System can be subdivided into Psamitic Subsystem and Pelitic Subsystem. The psamitic subsystem is controlled by the faults and fractures, which control the aquifer recharge and discharge. This system presents high hydraulic conductivity, high

transmissivity and variable storage coefficient. In confined conditions, this system presents high potentiometric hydraulic head, due to the high altitude of the recharge area.

The Pelitic System functions as a confining layer, due to low hydraulic conductivity and transmissivity, compared to the Psamitic System. Its low fracture density results in a barrier to descending and arising water flow. This aquifer may contain hot springs from the Psamitic Subsystem, rising from fractures that intersect all stratigraphy and make it possible to mix hot and cold waters.

The temperatures of the waters obtained in thermal springs are controlled by the distance of the recharge areas, the depth of circulation and the mixtures of upstream flowing waters and cold local flowing waters.

The Paranoá Aquifer System in the area is limited by the basal part of the unit, represented by the Ribeirão São Miguel conglomerate, followed by the Córrego do Cordovil, Ribeirão Piçarrão, Ribeirão do Torto, Serra da Meia noite and Ribeirão Contagem formations. It is also considered a fractured aquifer and is responsible for the high total mineralisation of the SJ1 sample, considering the presence of a rock with high Ca, Mg, K and Na content represented by the São Miguel Conglomerate, which is an immature rock rich in dolomite and calcite cement.

3. Material and Methods

3.1. Continuous Monitoring and Sampling

Twelve field trips were under taken in the region with the objective of sampling and detailing the local geology, geomorphology and soil type descriptions. Eight field campaigns were conducted for water sampling in 2018 and 2019, during which twelve specific sites were monitored. All samples were taken from hot springs, collected from different stratigraphic levels of the Arai, Traíras and Paranoá groups. Samples MV1, MV2 and SJ1 are representative of the Ribeirão São Miguel formation of the Paranoá Group and the samples TOC1, PG1, PS3, CH3, CH1, MA1, BA1, ED1 and JQ1 represents the Rosario Formation of the Traíras Groups (Table 4.1).

Table 4.1 - Sampling and respective rock types, geological unit and UTM Zone 23S coordinates.

Sample	UTM X	UTM Y	Geology Unit	Rock type of discharge area
TOC1	181470	8416224	Traíras	Calciphyllite
PG1	186031	8426236	Traíras	Quartzite
MV1	184767	8425309	Paranoá	Conglomerate
MV2	184770	8425316	Paranoá	Conglomerate
JQ1	185102	8425702	Traíras	Quartzite
ED1	184228	8424593	Traíras	Quartzite

PS3	186059	8426200	Traíras	Quartzite
CH3	186679	8427267	Traíras	Quartzite/Siltstone
CH1	186598	8427173	Traíras	Quartzite/Siltstone
MA1	186236	8428943	Traíras	Quartzite
SJ1	178538	8428943	Paranoá	Conglomerate
BA1	186679	8427306	Traíras	Quartzite

3.2 Analytical Methods

The measured and analyzed parameters included: pH, temperature (T), electrical conductivity (EC), turbidity, Al^{3+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} and SiO_2 . It has been evaluated results from 48 samples, including well (SJ01 and SJ02) and springs (PG01, PS03, TOC01, MV01, MV02, MA01, BA01, CH01, CH03, JQ01 and ED01). This dataset was investigated in terms of averages to each sampling site and by climatic season (dry and wet). The pH, T, and Electric Conductivity data were measured *in situ* using handheld field equipment. The other parameters were analyzed in the laboratory following the Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater, including cation and silica by atomic emission spectrometer, NO_3^- and SO_4^{2-} by photospectrometry, and HCO_3^- by titration.

In April 2019, groundwater samples were collected from 3 springs and one 80 meters depth well to determine tritium levels using the liquid scintillation technique with electrolytic enrichment in the Laboratory of the Nuclear Technology Development Center (NTDC). The same samples were sent to the Beta Laboratory and were radiocarbon dated by the Accelerator Mass Spectrometry Method (AMS Counting).

3.2. Groundwater age tracers

Environmental radioisotopes of water (3H and ^{14}C) were used to determine the residence time of thermal waters. Estimating the subsurface reservoir temperatures, extent of water-rock interaction processes, mixing with shallow cold waters are some important contributions of isotope hydrology towards the development of a conceptual model of the aquifer (Almeida & Campos, 2013). Isotopic measurements, along with the conventional hydrochemical analysis help in assessing the nature of geothermal fields from the components chemistry, subsurface flow regiments of the hot fluids and water-rock interactions under high temperatures.

All groundwater dating methods have limitations, and due to the complexity of groundwater processes, two age tracers with different transport mechanisms should be applied to find the unique age solutions. Tritium (3H) with 12.3 year half life time and ^{14}C (Carbon 14) with 5.730 year half life are the commonly used radiogenic isotopes in hydrogeological studies (Mook 2001; Geyh and Ploethner, 1995). While 3H levels are evaluated in the molecular constitution of water, ^{14}C determinations are made on dissolved species (CO_2).

3.2.1. Tritium

Tritium has been used in innumerable works as a tool to identify if the recharge of the geothermal fluids is a modern or ancient process (Morgenstern *et al.*, 2010; Kitaoka, 1990; Ansari *et al.*, 2017). This is based on the fact that thermonuclear tests realized during the years 1952 to 1962 have contributed a huge amount of tritium to the atmosphere and subsequently to the hydrological cycle. The presence of tritium in groundwater can be applied in evaluating the mixing of different reservoirs and to trace the contribution of modern recharge to the geothermal fields (Morgenstern and Daughney, 2012; Keesari *et al.*, 2019).

Tritium half life of 12.32 years is a relevant tool for groundwater dating in the age range recent to 100 years (Morgenstern and Daughney, 2012), given that hydrogen is part of the water molecule, and has radioactive decay only if it is not influenced by hydrochemical and biological reactions. Tritium is considered ideal for the interpretation if there is mixing between reservoirs of different ages, because most atmospheric tritium originates from nuclear tests, and the existence of this isotope in groundwater is an indication that deals with recharge waters from rainfall over the last decades, specifically up to the last 50/60 years (Gat *et al.* 2001).

Given the absence of long-term data and standard curves for the southern hemisphere, it was opted for the qualitative approach rather than quantitative proposed by Clark and Fritz (1997) for continental regions:

- <0.8 UT: Sub modern - recharge prior to 1952;
- 0.8 to 4 UT: Mixtures between sub-modern and recent refills;
- 5 to 15 UT: Modern (5 to 10 years);
- 15 to 30 UT: Any evidence of 3H of tests present;
- > 30 UT: Considerable recharge component between the 60's and 70's;
- > 50 UT: Dominant recharge from the 60's.

One Tritium Unit (TU) corresponds to an atomic ratio of tritium/total hydrogen of 1018, and a mass tritium concentration of 0.11919 Bq/kg (Morgenstern and Taylor, 2009).

3.2.2. Radiocarbon

Um potencial relevante para a datação por radiocarbono is the deduction of recharge rates of aquifers. The relationship between the age at a point in the water-body and the recharge depends on whether the aquifer is confined or unconfined (Vogel, 1967). For an unconfined aquifer, natural radiocarbon has been used to study flow patterns and flow-rates of groundwater (Vogel, 1967).

Water samples with low tritium values are commonly dated by using radiocarbon measurements. The natural occurrence of carbon 14 is formed by cosmic ray reactions in the upper atmosphere and has half-life of about 5700 years (Keesari *et al.*, 2019). Prior to nuclear detonations, ¹⁴C activity was constant in the atmosphere and soils. Depending on the time elapsed

since groundwater infiltrate through the aquifers, the ^{14}C activity decreases, what make possible to infer the groundwater time residence. However, direct estimation of groundwater age based on measured ^{14}C data can be changed by many geochemical processes, as dissolution of dead carbon or contamination with carbonates present in the aquifer. Therefore, the groundwater raw ages need to be corrected according to aquifer conditions to arrive at the most reliable values. There are several models for ^{14}C age correction and the most suitable model need to be selected according to the aquifer conditions. In the present case, six models were applied and their estimates are discussed in light of prevailing geological set up of each spring and well analyzed. The use of ^{14}C method is admitted for water dating between 500 and 40,000 years (Geyh and Ploethner, 1995).

Over the past 50 years, an extensive literature of investigations and applications of radiocarbon in hydrological systems has followed. Many advances in collection and analysis of ^{14}C have also followed and now ^{14}C content is almost routinely determined on carbon samples as small as 1 mg by using accelerator mass spectrometry (AMS). The software applied to corrections models for each sample was the *Diagramme* (version 6.59).

3.2.3 Deuterium and 18 Oxygen

The basis of environmental isotope geochemistry is the comparison of results from mass spectrometer analysis with a reference, as the SMOW (Craig, 1961) or VSMOW (IAEA, 1983) standards. VSMOW has been the accepted as an international reference for ^{18}O and ^2H .

The stable isotope evaluations consist of comparing the current precipitation data and the groundwater data to be evaluated, considering the dimensional and temporal aspects inherent to the process (Silva, 2016). When local precipitation data do not resemble groundwater data, it cannot be said that recharge is not local, as some factors may change the isotopic composition of water before, during and after recharge (Lousada & Campos, 2011). The samples were treated together due to its ^{18}O values, and were expressed in an ^{18}O versus ^2H diagram.

3.3. Water Reservoir Estimation

To estimate water reserves, a classical methodology was adopted with the use of dimensional parameters of the aquifers and approximation of the local water balance. For the permanent reserve calculation, the values were considered from previous works carried out in areas with similar hydrogeological conditions (Almeida & Campos, 2013; Carmelo, 2002; Souza, 2001). From the works of Costa (2000) and Campos & Freitas-Silva (1998), the estimate of the permanent reserve can be obtained through the equation: $\mathbf{R_p} = \mathbf{A} \times \mathbf{b} \times \mathbf{Ifi}$, where $\mathbf{R_p}$ = permanent reservoir; \mathbf{A} = contribution area for depression cones; \mathbf{b} = saturated thickness of the aquifer and \mathbf{Ifi} = interconnected fracture index

4. Results

4.1. Physicalchemical properties of the study area

In the study area, geothermal springs have surface discharge temperatures in the range of 27 to 42°C. The TOC01 sample is the highest temperature sample, while the CH3 sample represents the lowest geothermal temperature of the area. Electrical conductivity (EC) has values ranging from 9 to 220 (mS/cm), and pH varies with the TDS of the sample (Table 2). The alkalinity varies from 4.1 to 215.03. Water was considered thermal when temperature is above 27° C, according to the Brazilian classification (Brazil, 1945), and cold waters when temperatures maximum reach is 26.9°C. The average temperature obtained in non-thermal waters is 23°C. All physicochemical data are shown in Table 2.

The piper (Piper, 1944) and the Stiff (Stiff, 1951) diagrams (Figure 4) show that the samples can be divided in three groups, separated by similar composition: the low mineralized samples (CH1, CH3, BA1, MA1, PG1 and PS3 - Group 1), the medium mineralized samples (ED1, MV1, MV2, SJ1, SJ2 and JQ1 - Group 2), and the high mineralized sample (TOC1- Group 3).

Figure 4.4 - Piper and Stiff Diagrams of the water samples.

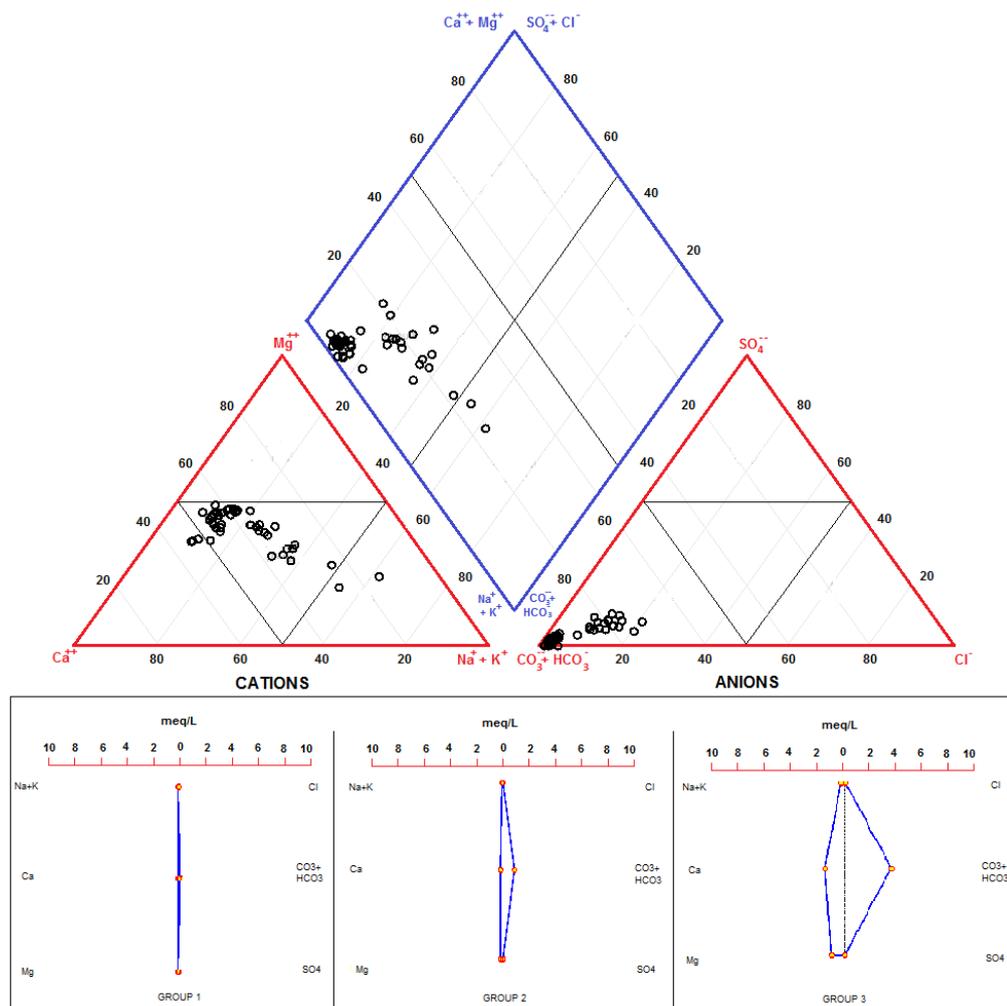


Table 4.2 - Chemical composition data of the water samples. EC in $\mu\text{S}/\text{cm}$; T in $^{\circ}\text{C}$, NM, - under detection limit, other metals and substances in mg/L.

Samples ID	Sampling Day	Physicochemical Parameters			Main Cations and Anions								
		EC	pH	T	Na	K	Ca	Mg	Si	Cl	HCO ₃ +CO ₃	NO ₃	
PG 01 001	09/08/2018	10.3	5.26	27.1	0.65	0.71	0.83	0.44	5.38	0.84	8.09	1.09	
PS 03 001	09/08/2018	8.3	4.76	26.5	0.27	0.42	0.22	0.103	4.89	0.62	3.99	1.11	
CH 01 001	09/08/2018	10.3	5.15	27.4	0.33	0.52	0.48	0.32	5.26	0.49	4.2	1.01	
CH 03 001	09/08/2018	9.42	4.96	27.5	0.35	0.42	0.51	0.29	5.24	0.5	6.01	1.28	
JQ 01 001	09/08/2018	38.1	6.28	33.7	0.71	1.1	3.66	2.13	7.5	0.48	35.16	0.77	
MV 01 001	09/08/2018	71.6	6.51	33.1	1.39	1.75	7.16	3.89	9.36	0.79	53.72	0.89	
ED 01 001	09/08/2018	14.89	6.65	31.8	1.74	1.54	7.97	3.59	9.2	2.86	62.8	1.77	
TOC1-1	09/08/2018	242	7.78	40.6	4.79	3.24	31.98	13.07	12.44	1.22	214.7	0.91	
BA01-001	09/08/2018	12.2	5.61	30	0.28	0.64	1.55	1.07	5.48	0.48	31	-	
CH01-002	10/12/2018	10.1	4.73	27.6	0.05	0.34	0.4	0.33	5.56	0.37	4.2	0.83	
CH03-002	10/12/2018	10.4	4.71	27.8	0.06	0.4	0.38	0.28	5.56	0.47	6.01	1.01	
ED01-002	10/12/2018	59.2	6.06	32.6	0.85	1.36	5.68	3.24	8.71	0.52	63	0.77	
MA01-001	10/12/2018	113	6.01	28.3	0.32	3.01	11.16	6.78	5.48	0.51	101	0.81	
PG01-002	10/12/2018	10.8	4.92	27.4	0.05	0.44	0.81	0.43	5.23	0.7	8.09	1.47	
PS03-002	10/12/2018	9	4.62	26.09	0.01	0.44	0.22	0.14	4.18	0.41	4.01	0.92	
SJ01-001	10/12/2018	138	6.14	24.8	3.75	0.39	9.32	7.04	8.71	0.92	92	1.68	
TOC1-2	10/12/2018	241	7.11	41.9	4.84	3.56	28.31	12.25	12.49	1.22	210	0.77	
BA1-2	10/12/2018	23.9	5.27	29	0.33	0.56	1	0.69	5.48	0.5	31	0	
PS1-3	12/01/2018	8.6	5.06	27.5	0.17	0.37	0.17	0.12	5.53	0.47	4.02	0.4	
TOC1-3	12/01/2018	255	7.6	41	4.22	2.9	27.8	11.33	12.98	1.5	211	0.3	
CH3-3	12/01/2018	18.2	5.26	27.5	0.19	0.35	0.39	0.31	5.56	0.53	6	0.43	
CH1-3	12/01/2018	18.4	5.16	28.3	0.23	0.43	0.49	0.25	5.56	0.68	4.1	0.57	
ED1-3	12/01/2018	62.6	6.78	32.1	0.95	1.7	5.21	2.91	8.71	1.16	63	0.3	
SJ1-2	12/01/2018	NE	6.7	27.1	4.12	0.56	17.43	12.31	12.04	1.17	91	1.49	
PG1-3	12/01/2018	13.1	5.26	28	0.23	0.51	0.68	0.46	5.52	0.46	8.09	0.16	
MA1-2	12/01/2018	77.7	5.95	27.7	0.52	2.37	6.43	4.21	5.3	0.61	90	0.19	
SJ1-3	02/16/19	NE	6.71	27.2	3.63	0.49	9.98	7.34	11.98	1.31	91.02	1.2	
CH3-4	02/16/19	NE	4.73	27.8	0.17	0.32	0.4	0.27	5.56	0.41	6.01	0.4	
TOC1-4	02/16/19	NE	7.6	39.5	4.41	2.95	29.6	12.05	12.49	1.18	215.03	0.09	
MA1-3	02/16/19	NE	6.22	27.6	0.54	2.41	6.71	4.39	5.5	0.45	89.87	-	
MV2-1	02/16/19	NE	6.41	32.9	0.43	0.77	2.78	1.77	5.2	0.47	53.62	-	
PG1-4	02/16/19	NE	4.73	27.8	0.36	0.55	0.5	0.36	5.72	0.47	8.08	-	
ED1-4	02/16/19	NE	6.4	32	1.11	1.36	6.27	3.51	8.71	0.58	62.77	-	
BA1-3	02/16/19	NE	5.14	28.2	0.26	0.33	0.99	0.73	5.48	0.37	31.01	-	
PS1-4	02/16/19	NE	4.86	28	0.13	0.34	0.07	0.078	12.49	0.42	3.98	0.5	
TOC1-5	04/19/19	266	7.9	41.6	5.38	3.64	35.06	14.46	13.58	1.32	210	-	
SJ1-4	04/19/19	163.5	6.6	27	4.42	0.32	12.24	8.77	14.12	0.46	92	-	
CH3-5	04/19/19	13.32	4.8	27.7	0.22	0.28	0.53	0.37	5.99	0.37	6.01	-	
MA1-4	04/19/19	94.2	6.1	27.7	0.64	2.9	8.52	5.39	8.13	0.44	91	-	
MV2.2	04/19/19	46.9	5.8	31.7	0.52	0.76	3.68	2.23	7.74	0.37	53.72	-	
JQ1-2	04/19/19	88	6	32.6	0.57	0.78	3.96	2.29	8.13	0.37	35.16	-	
MV2-3	08/30/19	49	6.8	31.7	0.43	0.81	2.72	1.82	7.08	0.84	53.72	-	
MA1-5	08/30/19	100.1	6.87	27.5	0.55	2.54	7.17	4.66	7.58	0.86	91	-	
SJ1-5	08/30/19	136	6.86	26.5	3.81	0.45	9.29	6.99	12.11	1.04	92	-	
PG2-3	08/30/19	24.4	6.9	27.5	0.19	0.45	0.68	0.47	5.36	0.56	8.09	-	
CH3-6	08/30/19	13.3	5.8	27.7	0.14	0.28	0.37	0.25	5.11	0.55	6.01	-	
TOC1-6	08/30/19	266	7.9	41.6	4.37	3.02	28.47	11.73	11.68	1.23	210	-	

4.3 Isotopic properties of water resources

Radiocarbon age calculations were based on the assumption that the initial activity of the

water was 100% of modern CO₂ activity (100 pMC). The Total Dissolved Inorganic Carbon has two main sources: carbon derived from the soil zone, and dead carbon derived from solid carbonate in the soil and aquifer matrix. The initial activity (A14) is derived from a combination of the two sources and it is defined as the ¹⁴C content after all chemical and isotopic processes have taken place and before any decay (Gallagher et al, 2000; Fontes, 1992). The corresponding values obtained by the AMS method is in Table 4.3, along with the values obtained for ¹⁸O oxygen and ²H and ³H hydrogen isotopes.

One Tritium Unit (TU) corresponds to an atomic ratio of tritium/total hydrogen of 1018, and a massic tritium concentration of 0.11919 Bq/kg (Morgenstern and Taylor, 2009), and BP means “before present”.

Table 4.3 - Results of $d^{13}C$, A14, Raw Age, $d^{18}O$, dD and Tritium concentration of the samples.

Sample	$d^{13}C$	A14 (pMC)	Age of Groundwater	$d^{18}O$ (‰)	dD (‰)	Tritium Concentration (TU)
TOC1	-11.30	31.6	9,270 BP	-6.25	-38.02	*
SJ1	-13.30	83.3	1,470 BP	-5.27	-31.14	0.94+- 0.17
MV2	-16.30	69.8	2,890 BP	-5.96	-32.59	*
CH3	-18.70	102.30	-180 BP	-6.35	-36.95	0.68+- 0.13

* Values below limit detection.

In order to obtain the best value of A14, the use of correction models are required. Table 4.4 lists the detailed description and limitations of each method, constrained by Fontes (1992). For the correction of the gross radiocarbon values, the models proposed by Tamers (1967), Pearson (1965), Mook (1999), Fontes & Garnier (1979), Evans (1979) Eichinger (1983), and IAEA (1983) the results are given by Table 4.5.

Table 4.4 - Models description and limitations.

Model	Reactions accounted by the model	Limitations
Tamers	Dissolution-mixing reaction based on the chemical balance	Does not take into account any isotopic exchange reactions
Pearson	Dissolution-mixing reaction based on isotopic balance	Only accounts for incomplete isotopic exchange processes
Mook	Dissolution-mixing reaction (using Tamers) and isotopic exchange with gas phase	Does not take into account isotopic exchange with solid phase carbonate
Fontes & Garnier	Dissolution-mixing reaction (using Tamers) and isotopic exchange with gas or solid phase	Complete isotope exchange in open-system conditions cannot be derived
Evans	Dissolution-precipitation reaction with fractionation due to precipitation processes considered	Does not take into account isotopic exchange with gas phase
Eichinger	Dissolution-mixing reaction (using Tamers) considering partial isotope exchange with solid phase carbonates	Cannot correct for isotopic exchange with the gas phase
IAEA	Dissolution-mixing reaction (using Pearson) plus isotopic exchange with gas phase	Does not take into account isotopic exchange with solid phase carbonate

Table 4.5 - Water samples results and average soil values.

Sample					Soil CO ₂			Raw Age
Name	T °C	pH	A ¹⁴ C	Error	σ ¹³ C	σ ¹³ C	A ¹⁴ C	
TOC 1	42	7.8	31.6	0.3	-11.300	-20	100	9,524
SJ1	27	6.6	83.3	0.3	-13.300	-20	100	1,511
MV2	27	6.6	69.8	0.3	-16.300	-20	100	2,972

Soil σ¹³C can be quantified by the vegetation in the study area and it is highly related to the region soil type at the region. Given that the most abundant vegetation type is the cerrado *strictu sensu* (a type of savanna), the σ¹³C values range from -14‰ to -24‰ (Neufeldt, 2006), with an average value of about -20‰.

Seven models were applied in this study (Table 4.6), and the results are discussed in a comparative examination of their relative merits. Since Ca and Mg content of the samples, only the TOC1 sample contains the content high enough to require the use of the proposed models, due to the high CO₂ loss to the atmosphere. However, for comparison purposes, the models were applied to the TOC1, SJ1 and MV2 samples. Due to its negative age, it was not able to apply the models to the CH3 sample.

Table 4.6 - Sample raw ages and ages after models correction.

Samples	Raw Age	Tamers	Pearson	Mook	F & G	IAEA	Evans	Eichinger
TOC 1	9270	4038	4804	8238	5127	7877	4202	4478
SJ1	1470	*	1352	5470	*	2173	*	*
MV2	2890	1301	2281	3631	2118	5316	2182	2267

*Values equal to the raw age.

4.1.4 Water reserve estimation

Values of hot springs exposure area, reservoir thickness, and interconnected fracture index were underestimated (Table 4.7), the numbers obtained for the size of the exploitable reservoir are lower than the actual, thus avoiding excess consumption of the aquifer.

The delimited areas for the reservoir range from 2 to 18 km² in order to underestimate the size of the reservoir.

For the quartzite present in the thermal aquifer under study, the value of 1.0% was used for the Interconnected Fracture Index, considering that the brittle rheological behavior favors the existence of open fractures and their persistence in depth.

For the thickness values, it is adopted values varying from 250 to 300 m, although it is expected greater depths due to the high temperature and presence of regional flow.

From the equations and parameters applied to the calculation of water reserves for the different hydrochemical groups of the thermal aquifer system, the values of Table 4.7 are obtained.

Table 4.7 - Area of thermal water reservoirs, thickness, interconnected fractures index, discharge in natural springs and in place water content.

Parameter	Group 1	Group 2	Group 3
Exposition Area	18 km ²	10 km ²	2 km ²
Saturated Thickness	250 m	250 m	300 m
Interconnected Fracture Index	1.0%	1.0%	1.0%
Discharge	469 m ³ /h	222 m ³ /h	51.12 m ³ /h
Total water content	45 x 10⁶ m³	25 x 10⁶ m³	6 x 10⁶ m³

5. Discussions

5.1 Interpretation of hydrochemical facies and water sources

The series of tracers discussed above consistently demonstrate the presence of three geochemically distinct hydrochemical groups based on temperature, pH, major ions composition, total dissolved solids content, stable and radiogenic isotopic data. Three hydrochemical facies were determined and this distinction between the three facies is a consequence of local geology, but mainly because of the distance from the recharge area, given that the waters farthest from the recharge area are in longer time on flow and are more mineralized.

5.2 Isotopic properties of water resources

5.2.1. Tritium

Hurst (2003) interpretation is that waters with 0.20-0.8 TU recharged before 1952, 0.8-4TU indicates a mix of recent water and pre-1952 recharge, and 5-15TU points out to recharge from the last 5-10 years. Although, Morgenstern *et al.* (2010) affirm that atmospheric nuclear weapons tests tritium was mostly released in the Northern Hemisphere and only about 5% of it mixed via the stratospheric circulation into the Southern Hemisphere, which means that low values as 0.8 TU already indicates mixing of younger reservoir and older reservoir in South America aquifers.

As such, the Tritium values of the samples studied can be considered a general indicator of minimum age and mixing between younger recharge and some component of older waters. Tritium Analyses yielded values ranging from 0.68 ± 0.13 TU (CH3 sample) to 0.94 ± 0.17 TU (SJ1 sample). For the TOC1 and MV2 samples, the values did not reach the minimum detection value (0.20 TU).

Values below 0.8 found in the TOC1 and MV2 samples indicate that the flow is regional, and that there is no recharge from the latest 67 years and no mixing of recent water. For the CH3 sample, although Hurst (2003) considers that there is no mixing between regional and local flow, the small amount is already sufficient to estimate younger water mixing, given that for South

American waters, small quantities are already indicative of mixing. The sample SJ1, presents small contribution of recent waters, probably for being intercepted by well of 80 m of depth, where there might be mixing with local flow.

5.2.2 Radiocarbon

There is close agreement between age estimates from the Pearson, Eichinger, Evans and Fontes and Garnier, while the IAEA and Mook models produce results which are marginally higher. The Pearson model produces relative lower age values corrections.

The Pearson model was proved in other studies to account for incomplete isotopic exchange processes (Gallagher *et al.*, 2000; Fontes, 1992), and in this study gave according results, in good agreement with models designed to deal with isotopic exchange with the solid phase.

The Evans model was designed to correct samples with isotopic exchange with solid phase and gives reasonable results for the data presented in this study.

Fontes and Garnier modeling was corrected for solid phase isotopic exchange and produce results in agreement with the other models.

Although the Eichinger model is extremely sensitive to changes in the $d^{13}C$ values for the solid carbonates, soil CO_2 , and total dissolved inorganic carbon, it presented results according to the other proposed models.

The Mook and IAEA models over predict the values of the total dissolved inorganic carbon. These models were designed to gas phase exchange correction, which is probably related to the great error when compared to the others models. These models were, therefore, deemed unsuitable in these scenarios.

The Tamers model generally gave the lowest estimates of all the models. It is known that this model does not correct isotopic exchange and it may produce unreliable results when exchange reactions become significant (Fontes, 1992).

Not according results were present on the Mook and IAEA models. These models are very sensitive to changes in $d^{13}C$ values and total dissolved inorganic carbon, which explains the incorrect ages.

Results indicate that Tamers, Mook and IAEA models gave anomalous ages due to their inability to correct solid-phase isotopic exchange. Despite differing approaches to model derivation, the Pearson, F&G, Evans and Eichinger models produced results that were in agreement for all water samples.

The CH3 sample produced a negative age, indicating the presence of ^{14}C derived from external sources, what suggests that there was contamination during sampling.

5.2.3 Oxygen and Hydrogen isotopes

Figure 4.5 shows the ^2H versus ^{18}O graph of samples CH3 (Group 1), MV2 (Group 2), TOC1 (Group 3) and SJ1 (deep well). Since there is no meteorological data in the study region, the meteoric line of Brasilia was chosen, whose equation is $\delta^2\text{H} = 9.14 \delta^{18}\text{O} + 15.03$ (Santos, 2015), and presents meteorological data very similar to the study region.

Samples collected in the study region are light isotope enrichment and are located above the local meteorological curve. The samples then show ^2H enrichment and ^{18}O impoverishment. The values obtained are lower than the local mean values of atmospheric vapor, which means that the groundwater analyzed suffered significant processes capable of modifying the original isotopic signal. The differences between the analyzed values and the local meteoric line are probably due to the longer flowing water or stagnant water in deep fractures in the aquifer, which results in a long rock-water interaction time.

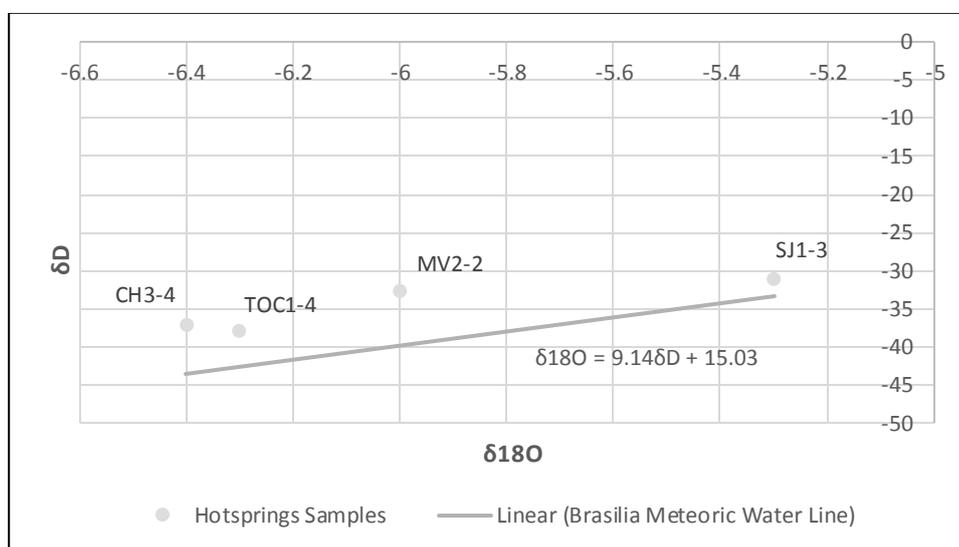


Figure 4.5 - Comparative graph between the local meteoric line (Brasilia Meteoric Water Line) and the samples CH3, TOC1, MV2, e SJ1.

Given that the isotope data above the global meteoric line is due to the rock-water interaction, it is assumed that in this case the hydration of silicates occurs mainly in feldspars from the metasedimentary rocks (Geyh, 2001), leading to the use of isotopes of heavy oxygen and hydrogen, so that the isotopic signal in the aquifer becomes progressively lighter.

5.3. Reservoir Estimation

From the results for the aquifer water content estimation for each thermal water group, considering that only 10% of the reservoir is available for exploitation without compromising quantity and temperature of the aquifer, it can be stated, respectively, to groups 1, 2 and 3 that the thermal water content represents a discharge of 513 m^3/h , 285 m^3/h and 68.5 m^3/h , left 9%, 22% and 25% for well exploitation.

It is important to notice that these values were acquired from uncertain and sub estimated parameters, so that the aquifer exploitation must be associated to water levels and potentiometric head monitoring.

5.4. Conceptual Model

The occurrence of water with anomalous temperature in the study area is due exclusively to geothermic grade associated to the flow model, since there are no thermal anomalies of magmatic origin in the region. To understanding of groundwater flow behavior, hydrogeological flow regimes were determined including regional and local systems, recharge and discharge areas positions, control and influence of the fractured system, its condition of confining and explanation of hydrothermalism.

Hubbert (1940) in an analysis of the parameters that run groundwater flow concluded that the hydraulic gradient is responsible for controlling the velocity and flow direction in a homogeneous aquifer. The same can be considered for fractured aquifers, which in addition to the hydraulic gradient, fracture directions and interconnections also play an important role. In the study area, the topography is the main flow control, which determines the recharge area to be the quartzite of the Rio Preto Formation at the Chapada dos Veadeiros National Park, northwest of the hot springs, reaching 1,200 m of altitude (Figure 4.6).

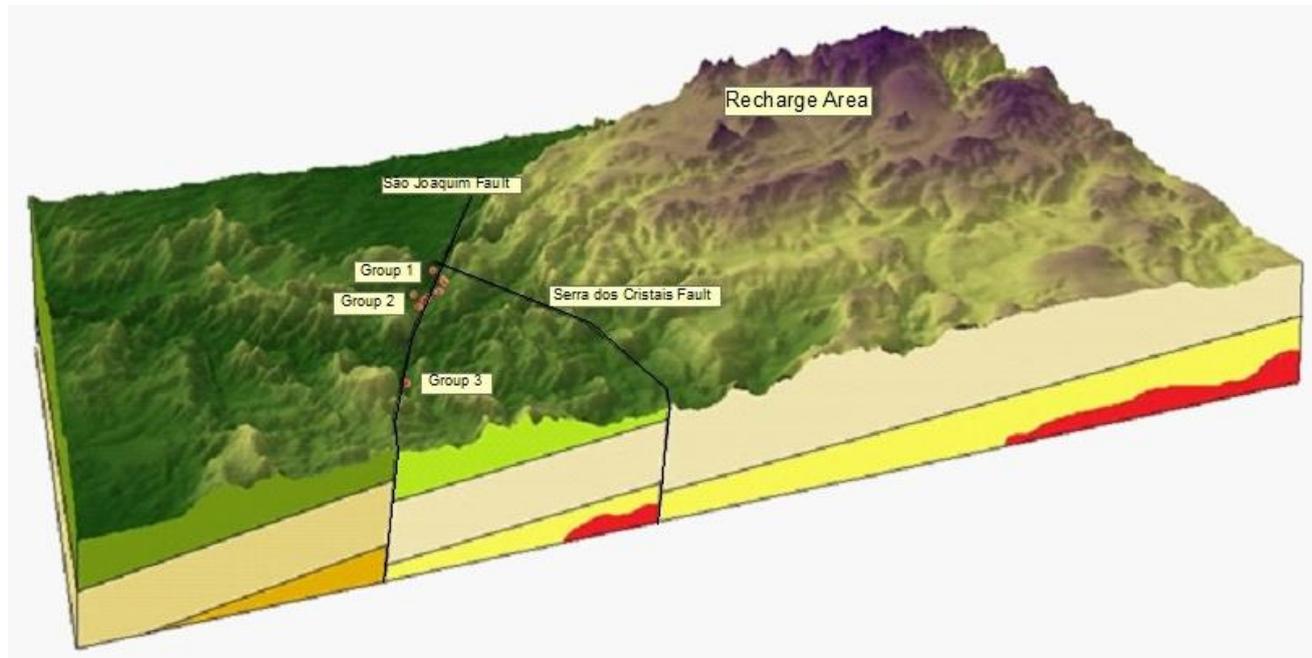


Figure 4.6 - Conceptual model showing the topography difference, thermal springs coinciding with the fault system, and flux dynamics.

The distance from the discharge area to the recharge area, the groundwater chemistry, the radiocarbon ages and the tritium count define the presence of regional flow. Since the presence of

regional flow implies greater flow depths, and consequently greater geothermal gradient, the anomalous temperatures increases as it moves away from the recharge. The presence of a kilometric statherian fault (São Joaquim fault) and its damage zone, which places rocks with different metamorphic degrees, and therefore different rheology, causes a rapid rise of the flow, which emerges in in the valley with temperatures above the atmospheric region average.

Regional flow regimes have less influence of meteoric waters, which consequently presents data of tritium content absent or less than 0.5 TU (Clark and Fritz, 1997) and are more mineralized, which generates the largest total dissolved solids (TDS) as it moves away from the recharge area due to the longer water-rock interaction time (Figure 4.7).

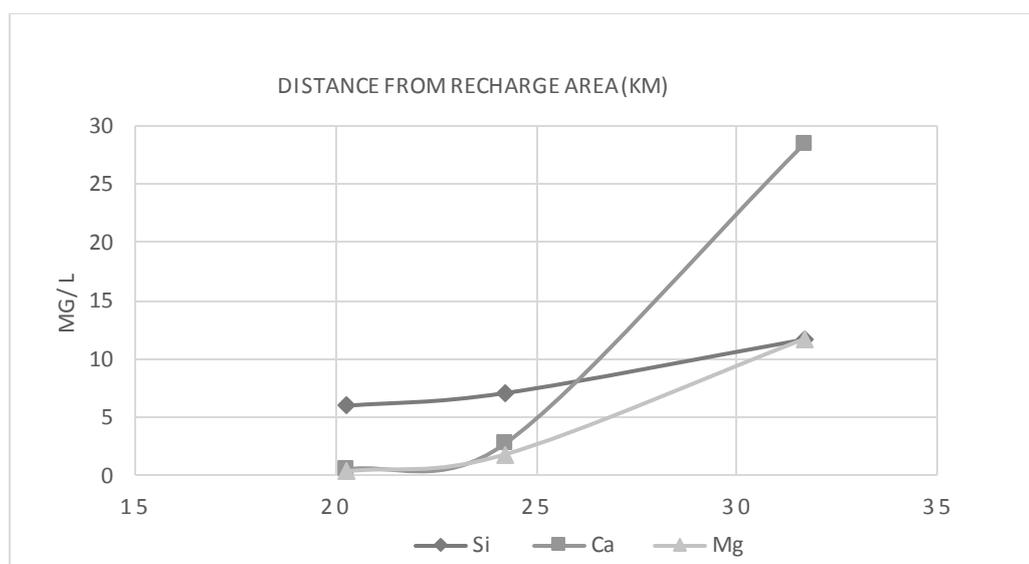


Figure 4.7 - Total dissolved solids versus distance from recharge area.

The local and regional flow lines are guided by the fractures so that the wells that intercept the anisotropies linked to the regional flow have higher temperatures, which is the case of the SJ1 sample. On the other hand, wells that intercept fractures that receive local flow do not have anomalous temperatures. Wells that intersect fractures with regional flow but at a shallower depth will also have low temperature water. The presence of 0.9 UT indicates that the well intercepted the local flow along with the regional flow, with groundwater mix between two distinct reservoirs.

The regional system is responsible for the heating of the waters observed in the study well. In this case, it is considered that the cold infiltrating water should reach more than 1,000 meters deep (Junqueira *et al.*, 2020). The heating generated by the geothermal degree tends to proportionally increase the distance from the recharge area, considering that the greater the distance, the greater the depth reached (Figure 4.6), which results in temperatures up to 42°C and high TDS for the water samples. The contrasting data for the different groups are explained by the purposed flow model: Group 3, average temperatures of 38°C and TDS of about 125 mg/L for the more distant

area from de recharge plateau; Group 2 samples TDS of 45 mg/L and temperatures varying from 28 to 34°C, and average temperatures of 27°C and low TDS for Group 1 samples (Table 4.2 and Figure 4.8).

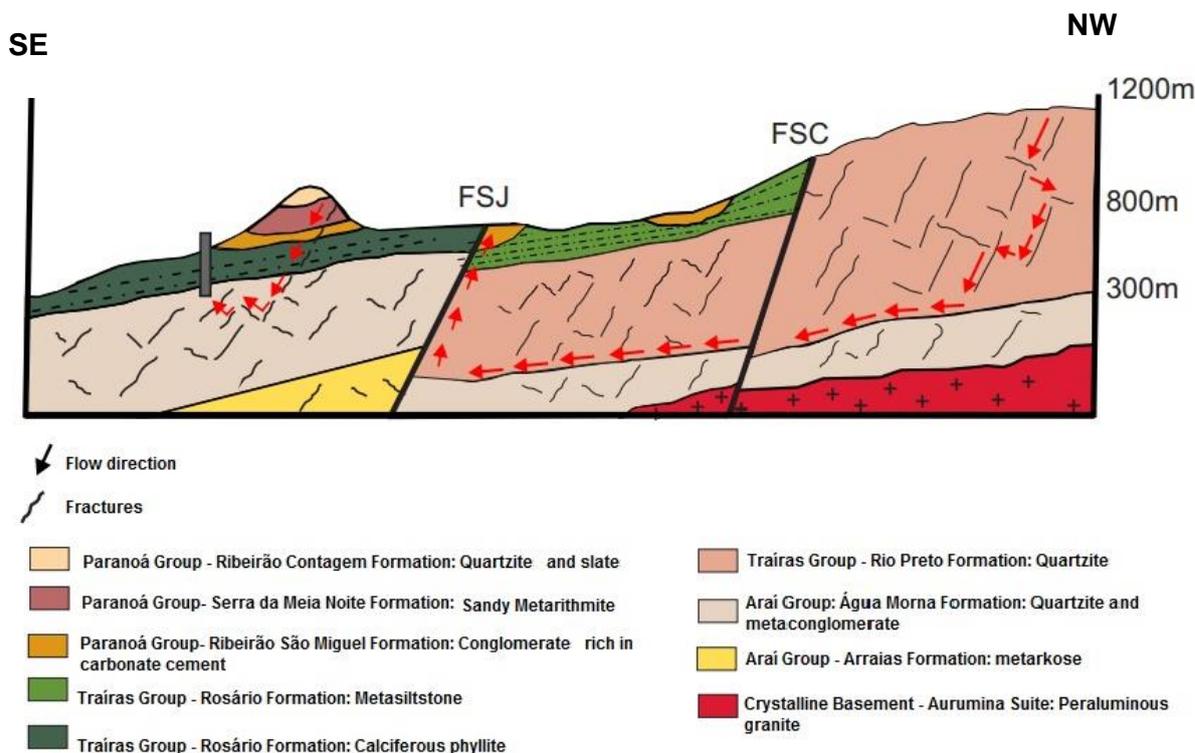


Figure 4.8 - Geological-hydrogeological cross section showing groundwater flow pattern in regional hydrogeologic system. FSJ - São Joaquim Fault. FSC - Serra dos Critais Fault.

6. Conclusions

- From the 12 samples collected, three groups of thermal water were differentiated according to their temperatures, hydrochemical signatures (mainly represented by the pH and total dissolved solids) and ages.
- Between the correction models adopted, there is close agreement between ages estimates from the Pearson, Eichinger, Evans and Fontes and Garnier, while the IAEA and Mook models produce results which are marginally higher. The Pearson model produces relative lower age values.
- Tritium data indicate that samples MV2 and TOC1 for groups 2 and 3, respectively, originate from regional flow, with no mixing between reservoirs.
- For sample SJ1 from the deep tubular well, the value of 0.9 TU for tritium dating indicates a mixture of regional and local flow.
- For sample CH3, regarding group 1, the value of 0.64 TU for tritium dating indicates mixture of regional and local flow. The hypothesis of external contamination was not excluded.

- The sample TOC 1, related to Group 3, presented a raw age of 9,270 BP. The most coherent correction model applied was the IAEA, resulting in a 7,877 BP age. The sample MV2, regarding to Group 2, presented a raw age of 2,280 BP. The most coherent correction model applied was Pearson, and presented age of 2,281 BP. The sample SJ1, from deep well, presented age of 1,470 BP. The most coherent correction model applied was the proposed by Pearson, presenting 1,352 BP age. And to sample CH3, concerning to Group 1, presented negative age, which means contamination from external carbon (more likely to algae matter observed in the water pool).
- The radioisotope age determined in this study should refer to the time elapsed between recharge, circulation in the aquifer and the point where the sample was collected. However, in these cases the age must include the time of stagnant water in the deeper portions of the aquifer.
- The age of the samples is directly related to the distance from the recharge area, where the oldest samples from Group 3 are located in the most distal portion of the recharge area, contrasting to Group one that are the younger and located next to the recharge area.
- The data presented on the amount of permanent and exploitable reserves suggest that at present there is no risk of overexploitation of the thermal aquifer system.

Acknowledgments

We would like to thank the Institute of Geosciences of the University of Brasilia for providing fieldwork financial and logistic support. We also thank Uarian Ferreira and his team for all support.

References

- Almeida, L., Campos, J.E.G., 2013. Estudo da Aplicabilidade de técnicas de recarga artificial de aquíferos para a sustentabilidade das águas termais da região de Caldas Novas (GO). Tese de doutorado, Universidade de Brasília.
- Ansari, M.A., Sinha U.K., Deodhar, A., Mendhekar, G.N., Kumar, M., Patbhaje, S.D., Dash, A., 2017. Evaluation of groundwater tritium content and mixing behavior of Tatapani geothermal systems, Chhattisgarh, India. *Journal Radioanal Nuclear Chemistry*.
- Blavoux B., Olive P. 1981. Radiocarbon dating of Groundwater of the aquifer confined in the lower Triassic sandstones of the Lorraine Region, France, 1981. *Journal of Hydrology*, 54:167-183.
- BRASIL. 1945. DECRETO-LEI Nº 7.841 DE 8 DE AGOSTO DE 1945. *Código de Águas Minerais*.
- Cabral, F.C.F. 1978. O uso de isótopos de carbono no estudo das águas subterrâneas do calcário Bambuí - região central da Bahia. Câmara de Pesquisa e Ensino em Pós-Graduação. Universidade Federal da Bahia, 83 p.
- Campos, J.E.G., Cunha, L.S. 2015. Caracterização Hidrogeológica da ocorrência de aquífero

- termal no Distrito Federal. São Paulo, UNESP, Geociências, 34(2):210-223.
- Campos, J.E.G., Freitas-Silva, F.H. 1998. Hidrogeologia do Distrito Federal. In: Inventário Hidrogeológico e dos recursos hídricos superficiais do DF. IEMA, SEMATEC, UnB. Brasília v. IV. Pg 1-84
- Carmelo, A.C. 2002. Caracterização de aquíferos fraturados por integração de informações geológicas e geofísicas. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 179 p.
- Catwright, I. Currell, M.J., Cendón, D.I., Meredith, K.T., 2020. A review of the use of radiocarbon to estimate groundwater residence times in semi-arid and arid áreas. *Journal of Hydrology* 580(220):124-247.
- Clark, I. D., Fritz, P. 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. New York, Lewis Publishers, 328 p.
- Costa, W.D. 2000. Uso e Gestão de Água Subterrânea. In: Feitosa, F.A.C. & Manoel, Filho J. Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações. CPRM, REFO, LABHID-UFPE, p. 341-367.
- Craig, H., 1961. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen 18 in natural water *Science* 131: 1833-1834
- Dardenne, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos. 2000. Tectonic evolution of South America. 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, SBG. 231-263.
- Eichinger L. 1983. A contribution to the interpretation of ^{14}C groundwater ages considering the example of a partially confined sandstone aquifer. *Radiocarbon* 25(2):347-356.
- Evans GV, Otlet RL, Downing A, Monkhouse RA, Rae G. 1979. Some problems in the interpretation of isotope measurements in United Kingdom aquifers. *Isotope Hydrology II*. Vienna: IAEA. p 679-708.
- Faulds, J.E., Henry, C.D., Hinz, N.H., 2005. Kinematics of the northern Walker Lane: an incipient transform fault along the Pacific-North American plate boundary. *Geology* 33:505-508.
- Fontes JC, Garnier JM. 1979. Determination of the initial ^{14}C activity of the total dissolved carbon: a review of the existing models and a new approach. *Water Resources Research* 15(2):399-413.
- Fontes, J.C. 1992. Chemical and isotopic constraints on ^{14}C dating of groundwater. Taylor RE, Long A, Kra RS. Radiocarbon dating after four decades: an interdisciplinary perspective. New York: Springer-Verlag. P 242-261.
- Fuck, R.A. 2002. Crosta continental paleoproterozoica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, 2002, João Pessoa. Anais... João Pessoa: SBG-NE. p. 308.
- Fuck, R.A. 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, 244:53-74.
- Fuck, R.A., Marine, J.O., Dardenne, M.A., Figueiredo, A.N. 1988. Coberturas metassedimentares do Proterozoico Médio: os grupos Araí e Paranoá na região de Niquelândia - Colinas, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(1):54-62.
- Gallagher, D; McGee E. G.; Kalin R. M.; Mitchell, P. I. Performance of models for radiocarbon dating of groundwater: an appraisal using selected irish aquifers, 2000. *Radiocarbon*, Volume 42, p 235-248.
- Gat, J.R., Mook, W.G., Meijer, H.A.J., 2001. Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle, Principles and Applications, UNESCO/IAEA Series. Atmospheric water, vol. 2.
- Geyh, M. A., 2001. Volume 04: Groundwater: Saturated and unsaturated zone. In: EUA, UNESCO. *Environmental isotopes in the hydrological cycle: Principles and Applications*. EUA: IAEA e UNESCO, 310 p.

- Geyh, M.A., Ploethner, D. 1995. Groundwater isotope study in the Omaruru River delta aquifer, central Namib desert, Namibia. In: Adar, E.M., Leibundgut, C.H. (Eds.). Application of tracers in arid zone hydrology, Int. Assoc. of Hydrol. Sci. Pub. 232, Wallingford, Oxfordshire, UK. 452 p.
- Hubbert, M. K 1940. The theory of ground-water motion, Eos Trans. AGU, 21(2):648-648.
- Hurst, R.W. 2003. Isotopic tracers in groundwater hydrology. SW Hydrology 2.
- International Atomic Energy Agency- IAEA. 1983. Guidebook on nuclear techniques in hydrology. Viena, IAEA, Technical reports series, 91, 439 p.
- Junqueira, T.P., Campos, J.E.G., Martins-Ferreira, M.A.C., Garnier, J. Submitted. Controls on Amagmatic System in Central Brazil constrained by structural, geochemical and geothermometric data.
- Keesari, T., Chatterjee S., Pant, S. Kumar, M., Sakhare, V., Sinha, U.K., Mohokar, H., Jaryal A., Roy, A., Maltra, A. 2019b. Dating of hot springs at Attri, Tarabalo and Athmalik sites in Odisha, India, using radiocarbon technique. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, march 2019.
- Keesari, T., Roy, A., Mohokar, H., Pant, D., Sinha, U.K. 2019a. Characterization of Mechanisms and Processes Controlling Groundwater Recharge and its quality in Drought-Prone Region of Central India (Budhana, Maharashtra) Using isotope Hydrochemical and End-member Mixing Modeling. Natural Resources Research.
- Kitaoka, K., 1990. Water Circulation Rates in a Geothermal Field: A study of tritium in the Beppu Hydrothermal System, Japan. Geothermics, 19(6):515-539.
- Lousada, E.O., Campos J.E.G., 2011. Estudos isotópicos em águas subterrâneas do Distrito Federal: subsídios ao modelo conceitual de fluxo. Revista Brasileira de Geociências. 41(2):355-365.
- Martins-Ferreira, M.A.C., Campos, J.E.G., Von Huelsen, M.G., Neri, B.L. 2018b. Paleorift structure constrained by gravity and stratigraphic data: The Statherian Araí rift case. *Tectonophysics*, 738:64-82.
- Martins-Ferreira, M.A., Chemale, F., Dias, A.N.C., Campos, J.E.G., 2018a. Proterozoic intracontinental basin succession in the western margin of the São Francisco Craton: constraints from detrital zircon geochronology. *J.S. Am. Earth Sci.* 81:165-176
- Moeck, I.S., 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls, Renewable and Sustainable Energy Reviews, Volume 37, 2014, Pages 867-882, ISSN 1364-0321
- Mook WG. 1980. Carbon-14 in hydrogeological studies. In: Fritz P, Fontes JC, editors. Handbook of environmental isotope geochemistry 1: the terrestrial environment, A. New York: Elsevier Scientific. p 49-74.
- Morgenstern, U., Daughney, C.J. 2012. Groundwater age for identification of baseline groundwater quality and impacts of land-use intensification - The National Groundwater Monitoring Programme of New Zealand.
- Morgenstern, U., Stewart, M.K., Stenger, R. 2010. Dating of streamwater using tritium in a post nuclear bomb pulse world: continuous variation of mean transit time with streamflow. *Hydrol. Earth Syst. Sci* 14:2289-2301.
- Morgenstern, U., Taylor, C.B. 2009. Ultra low-level tritium measurement using electrolytic enrichment and LSC. *Isot. Environ. Health Stud.* 45:96-117.
- Neufeldt, H. 2016. Geocological drivers of Cerrado Heterogeneity and ¹³C Natural abundance in oxisols after land-use change. Seção V- Gênese, Morfologia e Classificação do Solo.
- Pearson, F.J., Davis, E.M., Tamers, M.A., Jolinstone, R.W. 1965. University of Texas radiocarbon dates III: Radiocarbon, 7:296-314.
- Piper, A.M. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Am. Geophys. Union Trans.* 25:914-923.

- Plummer, L.N., Glynn, P.D., 2014. Radiocarbon Dating in Groundwater Systems. Chapter 4.
- Silva, P.S. 2016. Avaliação da viabilidade de aplicação de técnicas de recarga artificial em aquíferos salinizados, fraturados, Petrolina (PE). Dissertação, Universidade de Brasília, 133p.
- Souza, M.T. 2001. Fundamentos para gestão dos recursos hídricos subterrâneos do Distrito Federal. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 94 p.
- Stiff, H. A. 1951. The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. *Journal of Petroleum Technology* 3:15-17.
- Tamers MA. 1967. Surface-water infiltration and groundwater movement in arid zones of Venezuela. *Isotopes in hydrology*. Vienna: IAEA. p 339-51.
- Uzelli, T., Baba, A., Mungan, G.G., Dirik, R.K. 2017. Conceptual model of the Gülbahç geothermal system, Western Anatolia, Turkey: Based on structural and hydrogeochemical data. *Geothermics* 68:67-85.
- Vogel, J.C. 1967. Investigation of groundwater flow with radiocarbon. International Atomic Energy Agency (IAEA): IAEA.

CAPÍTULO 5

CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Este capítulo sintetiza e analisa de forma conjunta os principais resultados contidos na dissertação, buscando a integração dos estudos em uma perspectiva de aplicar o conhecimento hidrogeológico adquirido e de estimular novas pesquisas.

5.1 Integração de Dados

Os dados produzidos permitiram a proposição de um modelo conceitual de fluxo, para compreender melhor o funcionamento dos sistemas aquíferos presentes na área.

A análise hidroquímica das amostras mostram que as águas apresentam mineralização muito baixa a moderada e valores de pH variáveis de ácidos a alcalinos. A interpretação destes dados permite concluir sobre o tempo de interação das águas nos sistemas aquíferos e mostrar a presença de sistema de fluxo hidrogeológico regional, com ou sem influência de fluxo local.

A partir dos dados da pesquisa, os parâmetros de maior representatividade estatística na matriz hidroquímica das águas são: pH, Condutividade Elétrica (CE), conteúdo de sílica (SiO_2), Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ e NO_3 .

Os teores de sílica foram indispensáveis tanto na modelagem do fluxo das águas, quanto para o cálculo das profundidades através do uso de geotermômetros de sílica, sendo que esta técnica foi muito importante neste estudo.

Os cátions Ca^{2+} e o Mg^{2+} são provenientes do contato rocha-água, e podem ser empregados como indicadores do sistema de fluxo, tendo em vista a presença desses íons em águas com contato específico em rochas do Grupo Paranoá e topo do Grupo Traíras, e ausência nas rochas do Grupo Araí.

O nitrato, apesar da relação natural com atividades biogeoquímicas, tem relevância como indicador de alterações antrópicas, e sua presença é indicador de influência de fluxo local nos sistemas hídricos. Águas associadas exclusivamente a fluxo regional não contêm qualquer teor quantificável desta substância.

A estatística das medidas estruturais demonstra a existência de três direções principais de fraturas: lineamentos longos N60-70E, pequenos lineamentos N40W e N30E (que compõem o par conjugado de fraturas de cisalhamento), além de dois sistemas regionais associados a falhas e suas zonas de danos: Falha de São Joaquim (direção geral N20E) e Falha da Serra dos Cristais (direção N30W).

Os dados de composição hidroquímica permitiram separar três grupos e indicam que as águas subterrâneas interagem com diferentes tipos de rochas: o Grupo 1 está associado a quartzo

e metassilito, produzindo águas de baixa mineralização total, pH ácido e hipotermiais (~17 a 29°C), o Grupo 2 relacionado a quartzitos, metassilitos e conglomerados com cimentos carbonáticos, resultando em águas com sólidos totais dissolvidos em torno de 40 mg/L, pH próximos a 6,0 e temperaturas de 32 a 34°C; e o Grupo 3 que apresenta águas conectadas a calcifilitos e lentes de mármore, que produzem águas com pH superior a 7,0, TDS na ordem de 120 mg/L e temperaturas que superam 41°C.

Os dados do geotermômetro sugerem que as águas atingem profundidades e distâncias diferentes das zonas de recarga: as nascentes do Grupo 1 estão situadas a cerca de 15 km da área de recarga e poucas centenas de metros de profundidade; nascentes do Grupo 2 estão localizadas a 20 km da zona de recarga e centenas de metros de profundidade e o Grupo 3 fica a cerca de 30 km da região de recarga e alcançando até 1000 metros de profundidade. As profundidades de circulação da água indicam que os aquíferos fraturados regionais são controlados pelas falhas da evolução da calha do rifte paleoproterozoico, após retrabalhadas pela orogenia brasileira (neoproterozoica) e reativada por processos neotectônicos.

As relações isotópicas obtidas (^{14}C e Trítio) indicam que o sistema é de fluxo regional, podendo haver interceptação de fluxo local na amostra referente ao poço e possivelmente nas amostras mais próximas da área de recarga.

Os teores de Trítio acima do limite de detecção comprovam que há mistura de águas das últimas décadas (até 60 anos) e de águas mais velhas. A avaliação desses dados nos diferentes grupos de nascentes também indica que existe fluxo hidrogeológico regional.

O modelo conceitual de fluxo foi proposto a partir da combinação dos resultados obtidos dos estudos hidroquímicos, isotópicos, estruturais e geotermométricos. A ocorrência de nascentes com temperatura anômala se dá exclusivamente pelo gradiente geotermal, tendo em vista que não há anomalias magmáticas na região que pudessem ser associadas ao aquecimento das águas termais. O regime de fluxo se dá a partir de fraturas interconectadas, de direções NE-SW e NW-SE, abertas até profundidades de 1300 metros, as quais foram estipuladas a partir dos dados geotermométricos.

A área de recarga foi proposta com base nos seguintes argumentos: gradiente hidráulico e topografia regional, pois as maiores altitudes são observadas nos quartzitos da Formação Rio Preto, localizados no Parque Nacional Chapada dos Veadeiros (à noroeste das nascentes termais que alcança 1200 m de altitude); pelos padrões de idades das águas, que são compatíveis com as distâncias e gradientes desde a Serra do Rio Preto; pelos dados de geotermometria, que indicam profundidades superiores a 1.000 metros para o equilíbrio químico de vários íons; e pela ausência de outras áreas que preencham todos os requisitos para as condições de recarga dos aquíferos termais em estudo. A ausência de solo no platô da Serra do Rio Preto é um fator desfavorável à

infiltração das águas de chuva, entretanto, a presença de fraturas abertas aflorantes ou subaflorantes em com densidade permite a percolação direta no maciço rochoso.

Além das medidas em afloramentos, a análise de lineamentos a partir de dados de imagens de satélite foi indispensável para a determinação da direção e sentido do fluxo, que é facilitado pelas estruturas NE-SW.

A presença de uma falha regional estereiana (Falha de São Joaquim) é fundamental para a ascensão do fluido, tendo em vista que tal falha limita litotipos de diferentes graus metamórficos, e conseqüentemente, diferentes aspectos reológicos. Tal diferença reológica não ocorre nos limites da Falha da Serra dos Cristais, portanto, não há ocorrências de nascentes termais ao longo dessa estrutura.

A distância das áreas de descarga para a área de recarga, a hidroquímica, as idades de radiocarbono e os valores obtidos de trítio definem a presença de um fluxo regional. A partir da ideia de que fluxo regional implica em grandes profundidades de circulação do fluido, e conseqüentemente maior gradiente geotermal, as temperaturas das nascentes aumentam proporcionalmente à distancia da área de recarga.

Regimes de fluxo regional apresentam menor influência de águas meteóricas (isto é de recarga recente), e conseqüentemente apresentam baixos valores de unidades de trítio, além de apresentarem águas mais mineralizadas, com alto total de sólidos dissolvidos (TDS). Portanto, à medida que as nascentes se distanciam de suas áreas de recarga, maior é a interação água-rocha, e maior é o total de sólidos dissolvidos. Valores de trítio acima do limite de detecção (0,2 UT) indicam mistura entre águas jovens e águas velhas.

Conclui-se que o sistema de fluxo regional seja responsável pelas temperaturas anômalas observadas nas nascentes, onde os dados contrastantes para os diferentes grupos estipulados são explicados a partir do modelo proposto: Grupo 3, com temperaturas médias de 38°C e TDS da ordem de 125 mg/L, distância de 20 a 30km da área de recarga, e profundidades de infiltração da ordem de 1000 metros; Grupo 2, com temperaturas variando de 28 a 34 °C, distância de 15 km da área de recarga, valor de TDS médio de 85 mg/L e profundidades de percolação de cerca de 700 metros; e Grupo 1, com temperatura média de 27°C, TDS alcançando o máximo de 12 mg/L, distância da área de recarga de cerca de 7 km, e profundidades máximas de 290 metros.

5.2 Propostas para Gestão

Os dados apresentados sobre estimativas de reservas hídricas sugerem que no atual momento não há risco de sobrexplotação do sistema aquífero termal, tendo em vista que há apenas um grupo restrito de nascentes (dentro do conjunto estudado), que apresentam potencial para aplicação turística.

Para se evitar a sobreexploração dos aquíferos após a construção de poços tubulares, as vazões de bombeamento devem respeitar as estimativas de disponibilidades estimadas no presente trabalho. Tendo em vista o exemplo de sobreexploração do aquífero, representado pelo caso de Caldas Novas, no sudeste do estado de Goiás (situação mundialmente conhecida por sua grande reserva de águas termais não vinculadas a magmatismo), recomenda-se o rígido controle da implantação de poços para a exploração desse recurso mineral, de forma a se manter o termalismo e a qualidade das águas dos reservatórios subterrâneos.

O controle dos volumes bombeados deve ser realizado desde o início do aproveitamento comercial das águas termais, sempre com uso de equipamentos adequados como hidrômetros e outros aparelhos de medição de vazão.

É previsível que ocorra um aumento da demanda da ocupação das áreas adjacentes aos pontos de ocorrência das águas termais no decorrer do tempo, e por tal motivo, é necessário que se proceda à devida proteção das nascentes termais e dos poços tubulares (a serem futuramente instalados), a fim de que não haja contaminação antrópica. Por outro lado, não há grande preocupação quanto à contaminação ou impermeabilização das áreas de recarga dos aquíferos, tendo em vista que sua principal poligonal se encontra em uma área de conservação ambiental, neste caso, representada pelo Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (mais especificamente na serra do Rio Preto, região com elevações da ordem de 1200 metros).

Além das propostas citadas acima, aconselha-se o monitoramento da variação potenciométrica do aquífero termal, de forma a se controlar o futuro bombeamento das águas termais na região de estudo.

5.3 Recomendações para Estudos Futuros

Os resultados até então obtidos possibilitam a identificação dos padrões de fluxo, das formas de recarga e do comportamento hidroquímico das águas subterrâneas dos sistemas aquíferos Araí, Traíras e Paranoá, bem como contribuem para a fundamentação da premissa de aquecimento por gradiente geotérmico. No entanto, o tema abordado ainda possibilita o desenvolvimento de novas pesquisas com maior detalhamento, a fim de potencializar o conhecimento dos aquíferos da região.

Assim, sugere-se a aplicação de métodos geofísicos elétricos e gravimétricos com o intuito de melhor caracterizar as anisotropias do meio, e aprofundar o conhecimento estrutural de detalhe das estruturas responsáveis pelo termalismo da região. Especificamente quanto à eletrorresistividade propõe-se a aplicação do arranjo dipolo-dipolo em Caminhamento Elétrico com linhas longas (~720 metros de extensão), que permite a investigação lateral da resistividade dos materiais e sua interação com a água em diferentes profundidades. Com relação à gravimetria

sugere-se a aquisição de dados terrestres com estações distantes de 100 metros entre si, em seções ortogonais à Falha São Joaquim.

Estes estudos geosísicos devem ser realizados ao longo da Falha São Joaquim, mesmo em áreas em que não existam nascentes termais, pois há a possibilidade da ocorrência de aquíferos totalmente confinados sem a presença de exutórios naturais.

Apesar dos resultados apresentados indicarem padrões de potabilidade da água dos aquíferos em questão, monitoramentos hidroquímicos são recomendados incluindo análises de parâmetros que complementem a caracterização da água, inclusive por exigências legais, a exemplo de turbidez, componentes orgânicos, Demanda Bioquímica de Oxigênio (DBO), Oxigênio Dissolvido (OD), e paralelamente o estudo de águas superficiais mantidas pelas nascentes termais.

A partir do momento que sejam produzidos dados de subsuperfície a partir da construção e operação de poços tubulares profundos na região, as estimativas de reservas devem ser reavaliadas, principalmente com relação aos parâmetros relativos as espessuras saturadas dos aquíferos fraturados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABGE. 2009. Ensaio de permeabilidade em solos - orientações para sua execução no campo. Boletim n°. 4. São Paulo, 1996. In: OLIVEIRA, A. M. S., CORRÊA FILHO, D. (Coord.) 75p.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA), 2017. Plano estratégico de recursos hídricos da bacia dos rios Tocantins e Araguaia: relatório síntese. Brasília: ANA; SPR, 69p.
- ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7:349-364.
- ALMEIDA, L., CAMPOS., J. E. G., 2013. Estudo da Aplicabilidade de técnicas de recarga artificial de aquíferos para a sustentabilidade das águas termais da região de Caldas Novas (GO). Tese de doutorado, Universidade de Brasília., 156p.
- ALMEIDA, L., RODRIGUES, A.P.; CAMPOS, J.E.G. 2006. Hidrogeologia do Estado de Goiás. Secretaria de Indústria e comércio, Superintendência de Geologia e Mineração. 236p.
- ALVARENGA, C.J.S. de, BOTELHO, N.F., DARDENNE, M. A., LIMA, O.N.B. de, MACHADO, M. A. 2007. Nota Explicativa da Folha SD.23-V-C-V (Cavalcante) - escala 1:100.000. UnB/CPRM, Goiás, 76 p.
- ANSARI, M.A., SINHA, U.K., DEODHAR, A., MENDHEKAR, G.N., KUMAR, M., PATBHARJE, S.D., DASH, A. 2017. Evaluation of groundwater tritium content and mixing behavior of Tatapani geothermal systems, Chhattisgarh, India. *Journal Radioanal Nuclear Chemistry*. 9p.
- ARAÚJO FILHO, J.O. 2000. The Pirineus Syntaxis: an example of the intersection of two brasiliano fold-thrust belt in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. *Revista Brasileira de Geologia* 30(1):144-148.
- ARNORSSON, S. 1983. Chemical equilibria in Icelandic geothermal systems - implications for chemical geothermometry investigations. *Geothermics*, 12(2-3):119-128.
- AVSAR, O. , Kurtuluş B., Gürsu, S., Kuşçu G.G., Kaçaroglu, F. 2016. Geochemical and isotopic characteristics of structurally controlled geothermal and mineral waters of Muğla (SW Turkey) *Geothermics*, 64:466-481.
- BENAAFI, M., HARIRI, M., BERTOTTI, G., ABDULAZZIS, A., ABDULLATIF, O., MAKKAWII, M. 2018. Natural fracture system of the Cambro-Permian Wajid Group, Wadi AIDawasir, SW Saudi Arabia -*Journal of Petroleum Science and Engineering*. 12p.
- BLAVOUX, B., OLIVE, P.,1981. Radiocarbon dating of Groundwater of the aquifer confined in the lower Triassic sandstones of the Lorraine Region, France, 1981. *Journal of Hydrology*, 54 (1981) 167-183.
- BOTELHO, N.F., ALVARENGA, C.J.S.de, MENESES, P.R., D'EL-REY SILVA, L.J.H. 1999. Suíte Aurumina: Uma suíte de granitos paleoproterozóicos, peraluminosos e sin-tectônicos na Faixa Brasília. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 7, Brasília, Anais pp.17.
- BOTELHO, N.F.; DANTAS, E.L.; FUCK, R.A.; LAUX, J.H; JUNGES, S.L. 2006. The Paleoproterozoic peraluminous Aurumina granite suite, Goiás and Tocantins, Brazil: geological, whole rock geochemistry and U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. In: The Paleoproterozoic record of the São Francisco Cráton, Ouro Preto, p. 92.
- BRASIL. 1945. DECRETO-LEI N° 7.841 DE 8 de Agosto de 1945. *Código de Águas Minerais*.
- BRASIL. 1981. Ministério das Minas e Energia. Projeto Radambrasil. Folha SD. 22 Goiás. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 25).
- BRASIL. 1983. Ministério das Minas e Energia. Mapa Hidrogeológico do Brasil. (Escala 1:5.000.000). Brasília: DNPM/CPRM.
- CABRAL, F.C.F. 1978. O uso de isótopos de carbono no estudo das águas subterrâneas do calcário Bambuí – região central da Bahia. Câmara de Pesquisa e Ensino em Pós-Graduação.

- Universidade Federal da Bahia, 83 p.
- CAMPOS, J.E.G & FREITAS-SILVA, F.H., 1998. Hidrogeologia do Distrito Federal. In: Inventário Hidrogeológico e dos recursos hídricos superficiais do DF. IEMA, SEMATEC, UnB. Brasília v. IV. Pg 1-84
- CAMPOS, J.E.G., CUNHA, L.S. 2015. Caracterização Hidrogeológica da Ocorrência de Aquífero Termal no Distrito Federal. Revista de Geociências, UNESP, São Paulo 34(2):210-223.
- CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A., HENRIQUE, F., MARTINS-FERREIRA, M.A.C. 2013. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. 43(September), 461-476.
- CAMPOS, J.E.G.; TROGER, U.; HAESBAERT, F.F. 2005. Águas Quentes de Caldas Novas, Goiás - Notável ocorrência de águas termais sem associação com magmatismo. Sítios Geológicos Paleontológicos do Brasil. 14p.
- CARMELO, A.C., 2002. Caracterização de aquíferos fraturados por integração de informações geológicas e geofísicas. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 179 p.
- CATWRIGHT, I. CURRELL, M.J., CENDON, D.I., MEREDITH, K.T., 2020. A review of the use of radiocarbon to estimate groundwater residence times in semi-arid and arid áreas. Journal of Hydrology 580 (220) 124247.
- CLARK, I.D., FRITZ P. 1997. Environmental Isotopes in Hydrogeology. CRC Press, Jul 23, 1997 - Science - 352 pages.
- COSTA, W.D. 2000, Uso e Gestão de Água Subterrânea. In: Feitosa, F.A.C. & Manoel, Filho J. Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações. CPRM, REFO, LABHID-UFPE, p. 341-367.
- CRAIG, H., 1961. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen 18 in natural water Science 131: 1833-1834
- CUADROS, F.A, BOTELHO, N.F, FUCK, R.A., DANTAS, E.L. 2017. The peraluminous Aurumina Granite Suite in central Brazil: An example of mantle-continental crust interaction in a Paleoproterozoic cordilleran hinterland setting? *Precambrian Res.* **299**:75-100.
- CUADROS, F.A, BOTELHO, N.F, FUCK, R.A., DANTAS, E.L. 2017. The Ticunzal Formation in central Brazil: Record of Rhyacian ~ o sedimentation and metamorphism in the western border of the S a Francisco Craton. Journal of South American Earth Sciences **79**.
- DARDENNE, M.A. (2000). The Brasília Fold Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos. Tectonic evolution of South America. 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, SBG. 231-263.
- DARDENNE, M.A.; CAMPOS, J.E.G. 2001. Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros - GO. In: Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil - SIGEP. Título da pesquisa disponível em <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio096/sitio096.htm>. 12p.
- EICHINGER L. 1983. A contribution to the interpretation of ¹⁴C groundwater ages considering the example of a partially confined sandstone aquifer. Radiocarbon 25(2):347-356.
- EMBRAPA, 2013. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Brasília, DF, 3ª edição, 80p.
- EMBRAPA. 2001. Caracterização de ambientes na Chapada dos Veadeiros e Vale do Rio Paranã: contribuição para a Classificação Brasileira de Solos. Planaltina, DF: Embrapa Cerrados. 79 p.
- EPSTEIN, S. & MAYEDA, T. 1953. Variation of O¹⁸ content of waters from natural sources, 18p.
- EVANS, G.V., OTLET, R.L., DOWNING, A., MONKHOUSE, R.A., RAE, G. 1979. Some problems in the interpretation of isotope measurements in United Kingdom aquifers. Isotope Hydrology II. Vienna: IAEA. p 679-708.
- FARIA, A. 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança-Alto Paraíso de Goiás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 199 p.

- FAULDS, J.E., HENRY, C.D., HINZ, N.H., 2005. Kinematics of the northern Walker Lane: an incipient transform fault along the Pacific-North American plate boundary. *Geology* 33, 505-508, <http://dx.doi.org/10.1130/G21274.1>.
- FEITOSA F.A.C., FILHO J.M., FEITOSA E.C., DEMETRIO J.G.A. 2008. Hidrogeologia, Conceitos e Aplicações, CPRM- Serviço Geológico do Brasil.
- FONTES, J.C., 1992, Chemical and isotopic constraints on ^{14}C dating of groundwater. Taylor RE, Long A, Kra RS. Radiocarbon dating after four decades: an interdisciplinary perspective. New York: Springer-Verlag. P 242-261.
- FONTES, J.C., Garnier JM. 1979. Determination of the initial ^{14}C activity of the total dissolved carbon: a review of the existing models and a new approach. *Water Resources Research* 15(2):399-413.
- FOURNIER, R.O. 1979. A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geothermal Resources Council Transaction*, 3:221-224
- FOURNIER, R.O., WHITE, D.E., TRUESDELL A.H. 1974. Geochemical indicators of subsurface temperature - part 1, basic assumptions. *Journal Research U.S. Geological Survey*, 2(3):259-262.
- FUCK, R. A. *et al.* 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, 244: 53-74.
- FUCK, R.A. 2002. Crosta continental paleoproterozoica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, 2002, João Pessoa. Anais... João Pessoa: SBG-NE. p. 308.
- FUCK, R.A. PIMENTEL, M.M., SOARES, J.E.P., DANTAS E.L., 2005. Compartimentação da Faixa Brasília, Simpósio do Centro Oeste, p26-27.
- FUCK, R.A., MARINE, J.O., DARDENNE, M.A., FIGUEIREDO, A.N. 1988. Coberturas metassedimentares do Proterozoico Médio: os grupos Araí e Paranoá na região de Niquelândia - Colinas, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(1):54-62.
- GALLAGHER, D; MCGEE E. G.; KALIN R. M.; MITCHELL, P. I. Performance of models for radiocarbon dating of groundwater: an appraisal using selected irish aquifers, 2000. *Radiocarbon*, Volume 42, p 235-248;
- GASTMANS, D., ALBERTO, M.C., BUFON, A.G.M., MORAES, F.T., SANTOS, M.M., SILVA, J.R., CHANG, H.K. 2005. Implicações hidroquímicas da interação água rocha: interpretações através da representação gráfica de análises químicas de água subterrânea. XIV Encontro Nacional de Perfuradores de Poços. II Simpósio de Hidrogeologia do Sudeste. Associação Brasileira de Águas Subterrâneas. São Paulo. 16p.
- GASTMANS, D., REIS, M.M., CHANG, H.K. 2012. Geotermometria das águas hipertermais do Sistema Aquífero Guarani no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*:208-225.
- GASTMANS, D.; KIANG, C.H. 2005. Stable isotopes (^2H , ^{18}O and ^{13}C) in groundwaters from the northwestern portion of the Guarani Aquifer System (Brazil) and its relationship to diagenetic features. *Águas Subterrâneas* 19(1): 20p.
- GAT, J.R., MOOK, W.G., MEIJER, H.A.J., 2001. Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle, Principles and Applications, UNESCO/IAEA Series. Atmospheric water, vol. 2. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 4, Issue 5, 1953, Pages 213-224, ISSN 0016-7037.
- GEYH, M. A., 2001. Volume 04: Groundwater: Saturated and unsaturated zone. In: EUA, UNESCO. *Environmental isotopes in the hydrological cycle: Principles and Applications*. EUA: IAEA e UNESCO, 310 p.
- GEYH, M.A., PLOETHNER, D., 1995. Groundwater isotope study in the Omaruru River delta

- aquífer, central Namib desert, Namibia. In: Adar, E.M., Leibundgut, Ch. (Eds.), Application of tracers in arid zone hydrology, Int. Assoc. of Hydrol. Sci. Pub. 232, Wallingford, Oxfordshire, UK, pp. 163-170, 452 p.
- GODOY, L.P., CONCEIÇÃO, F.T., GODOY, A.M. 2016. Potencial Geoparque do Polo Turístico das Águas de São Lourenço- Mato Grosso. São Paulo, UNESP, Geociências, 35(1):110-125
- HASUI, Y. *et al.*, 2012. Sistema Orogênico Tocantins. In: Geologia do Brasil, 14a: 289-325.
- HUBBERT, M.K. 1940. The theory of ground-water motion, Eos Trans. AGU,21(2):648-648.
- HURST, R.W. 2003. Isotopic tracers in groundwater hydrology. Groundwater Hydrology 2. 26p.
- INMET 2019. Estação Meteorológica automática de Niquelândia- (Lat.: -14,47 / Long.: -48,45), acesso em 06/07/2019.
- INMET 2019. Dados da estação automática de Alto Paraíso disponível em http://www.inmet.gov.br/sonabra/pg_dspDadosCodigo_sim.php?QTayNA==, acesso em 06/07/2019.
- INTERNETIONAL ATOMIC ENERGY- IAEA. 1983. Guidebook on nuclear techniques in hydrology. Viena, IAEA, Technical reports series, 91, 439 p.
- JIANG, L. 2016. Joint development and tectonic stress field evolution in the southeastern Mesozoic Ordos Basin, west part of North China. Journal of Asian Earth Sciences 127: 47-62
- KEESARI, T., CHATERJEE S., PANT, S. KUMAR, M., SAKHARE, V., SINHA, U.K., MOHOKAR, H., JARYAL A., ROY, A., MALTRA, A., 2019b. Dating of hot springs at Attri, Tarabalo and Athmalik sites in Odisha, India, using radiocarbon technique. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 12p.
- KEESARI, T., ROY, A., MOHOKAR, H., PANT, D., SINHA, U.K. 2019a. Characterization of Mechanisms and Processes Controlling Groundwater Recharge and its quality in Drought-Prone Region of Central India (Budhana, Maharashtra) Using isotope Hydrochemical and End-member Mixing Modeling. Natural Resources Research. 11p,
- KHARAKA, Y.K. & MARINER, R.H. 1989. Chemical Geothermometers and Their Application to Formation Waters from Sedimentary Basins. 12p
- KITAOKA, K., 1990. Water Circulation Rates in a Geothermal Field: A study of tritium in the Beppu Hydrothermal System, Japan. Geothermics, 19(6):515-539.
- LOUSADA, O. (2011). Estudos isotópicos em águas subterrâneas do Distrito Federal: subsídios ao modelo conceitual de fluxo, 41(2):355-365.
- MARINI, OJ.; FUCK, R.A.; DANNI, J.e. & DARDENNE, M.A. 1981. A evolução Geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In: Simposio sobre o cráton São Francisco e suas margens. Salvador, 1981. Salvador. SBG, p 100-105.
- MARTINS-FERREIRA M.A.C, FARID, J.C. DIAS, A.N.C, CAMPOS, J.E.G. 2018a. Proterozoic Intracontinental Basin Succession in the western margins of the Sao Francisco Craton: Constraints from detrital zircon geochronology. Journal of South American Earth Sciences, 165-176.
- MARTINS-FERREIRA, M.A.C., CAMPOS, J.E.G., 2017. Compartimentação geomorfológica como suporte para estudos de evolução geotectônica: aplicação à região da Chapada dos Veadeiros, GO. Revista Brasileira de Geomorfologia, v.18, número 3. 26p.
- MARTINS-FERREIRA, M.A.C., CAMPOS, J.E.G., VON HUELSEN, M.G., 2018b. Tectonic evolution of the Paranoá basin: New evidence from gravimetric and stratigraphic data. Tectonophysics 734-735:44-58
- MASSUCATO, A.J. Caracterização Estrutural do Embasamento do Grupo Araí, na zona externa da Faixa Brasília (GO). Tese de doutoramento do Instituto de Geociências da Universidade Estadual Paulista, 24p.
- MATTEINI, M., DANTAS, E., PIMENTEL, M.M., ALVARENGA, C.J.S., DARDENNE, M.A.,

2012. U-Pb and Hf isotope study on detrital zircons from the Paranoá Group, Brasília Belt Brazil: Constraints on depositional age at Mesoproterozoic - Neoproterozoic transition and tectonomagmatic events in the São Francisco Craton. *Precambrian Research*, 206-207:168-181.
- MINARDI, BOMTEMPO. 2000. 1st Joint World Congress on Groundwater -Fortaleza(CE).
- MOECK, I.S., 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls, *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, Volume 37, 2014, Pages 867-882, ISSN 1364-0321
- MOOK WG. 1980. Carbon-14 in hydrogeological studies. In: Fritz P, Fontes JC, editors. *Handbook of environmental isotope geochemistry 1: the terrestrial environment*, A. New York: Elsevier Scientific. p 49-74.
- MORGENSTERN, U., DAUGHNEY, C.J. 2012. Groundwater age for identification of baseline groundwater quality and impacts of land-use intensification - The National Groundwater Monitoring Programme of New Zealand. 15p.
- MORGENSTERN, U., STEWART, M.K., STENGER, R. 2010. Dating of streamwater using tritium in a post nuclear bomb pulse world: continuous variation of mean transit time with streamflow. *Hydrol. Earth Syst. Sci* 14, 2289-2301.
- MORGENSTERN, U., TAYLOR, C.B. 2009. Ultra low-level tritium measurement using electrolytic enrichment and LSC. *Isot. Environ. Health Stud.* 45:96-117.
- NELSON, R.A. 2001 *Geological Analysis of Naturally Fractured Reservoirs* (Gulf Professional Publishing, Elsevier, Oxford, UK), 2nd edition. 352p.
- NEUFELDT, H., 2016. Geocological drivers of Cerrado Heterogeneity and ¹³C Natural abundance in oxisols after land-use change. *Seção V- Gênese, Morfologia e Classificação do Solo*. 16p.
- PEARSON, F.J., DAVIS, E. MOTT, TAMERS, M. A., ROBERT W. 1965. University of Texas radiocarbon dates III: Radiocarbon, v. 7, p. 296-314.
- PIMENTEL, M.M. & BOTELHO, N.F. 2001. Sr and Nd isotopic characteristics of 1,77-1,58 Ga rift-related granites and volcanics of the Goiás tin province, Central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73:263-276.
- PIPER, A.M. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Am. Geophys. Union Trans.* 25:914-923.
- PIRILO, M.C. 2004. Hydrogeochemistry and geothermometry of thermal groundwaters from the Birdsville Track Ridge, Great Artesian Basin, South Australia. *Geothermics*, 33(6):743-774.
- PLUMMER, L.N., Glynn, P.D., 2014. Radiocarbon Dating in Groundwater Systems. Chapter 4. 12p.
- SERAINÉ, M., CAMPOS, J.E.G., MARTINS-FERREIRA, M.A.C., GIORGIONI, M., ANGELO, T.V. 2019 Tectonic significance of abrupt immature sedimentation in a shallow cratonic margin basin: The Arkose Level, Mesoproterozoic Paranoá Group. *Journal of South American Earth Sciences*. DOI: 10.1016/j.jsames.2019.102397. 18p.
- SILAS, D.L.; KENNEDY, M., 2016. Regional crustal-scale structures as conduits for deep geothermal upflow, *Geothermics*, 59:27-37
- SILVA, P.S. 2016. Avaliação da viabilidade de aplicação de técnicas de recarga artificial em aquíferos salinizados, fraturados, Petrolina (PE). Dissertação, Universidade de Brasília, 133p.
- SOUZA, M.T. 2001. Fundamentos para gestão dos recursos hídricos subterrâneos do Distrito Federal. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 94 p.
- SOUZA, M.T., CAMPOS, J.E.G. 2001. O papel dos regolitos nos processos de recarga de aquíferos do Distrito Federal. *Revista Escola de Minas* 54(3):191-198.
- SOUZA, S.P., PERES, V.N., MARTINS, R.P. 2014. Turismo e o Uso das Águas Termiais em Caldas Novas (GO) - Brasil.

- STIFF, H.A. 1951. The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. *Journal of Petroleum Technology* 3:15-17.
- TAMERS MA. 1967. Surface-water infiltration and groundwater movement in arid zones of Venezuela. *Isotopes in hydrology*. Vienna: IAEA. p 339–51.
- TANIZAKI, M.L.N, CAMPOS, J.E.G., DARDENNE, M.A. 2015. Estratigrafia do Grupo Araí: Registro de rifteamento paleoproterozoico no Brasil Central. *Brazilian Journal of Geology*, 45(1):95-108.
- TRUESDELL, A.H. 1976. Summary of section III, Geochemical techniques in exploration. In: *Proceedings of the Second United Nations Symposium on the development and use of geothermal resources*. San Francisco, p. liii-lxiii.
- TRUESDELL, A.H. 1984. Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology: Vol. 1*. Chelsea, MI, Society of Economic Geologists, 267 pp.
- TRUESDELL, A.H., HENLEY, R.W., BARTON, P.B., WHITNEY, J.A.C., 1984. Chemical Geothermometers for geothermal exploration. *Fluid Mineral Equilibria in Hydrothermal Systems*. *Rev. Econ. Geol.* 1:31-43
- UREY, H. C., 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances, *Jour. Chem. Soc.*, April, p. 562.
- UZELLI, T., BABA, A., MUNGAN, G.G., DIRIK, R.K. 2017. Conceptual model of the Gülbahç geothermal system, Western Anatolia, Turkey: Based on structural and hydrogeochemical data. *Geothermics* 68:67-85.
- VOGEL, J.C. (1967). Investigation of groundwater flow with radiocarbon. *International Atomic Energy Agency (IAEA): IAEA.31p.*
- YDANA. Evolutionary analysis of groundwater flow: application of multivariate statistical analysis to hydrogeochemical data in the Densu Basin, Ghana. 22p.