



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia

Convênio DINTER UnB-UFOB

Compartimentação Estratigráfica e Estrutural do Sistema Aquífero Urucuia como Subsídio a Gestão dos Recursos Hídricos na Região Oeste do Estado da Bahia

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: Geologia Regional

LUIS GOMES CARVALHO

Tese de Doutorado nº 192

Orientador: Prof. Dr. José Eloi Guimarães Campos

Brasília-DF, Setembro de 2022.

Luis Gomes Carvalho

**Compartimentação Estratigráfica e Estrutural do Sistema Aquífero
Urucuia como Subsídio a Gestão dos Recursos Hídricos na Região
Oeste do Estado da Bahia**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geologia.

Área de concentração: Geologia Regional.

Orientador: Profº Drº José Eloi Guimarães Campos

Brasília-DF, setembro de 2022.

Ficha catalográfica elaborada automaticamentecom os dados fornecidos pelo autor

Carvalho, Luis Gomes
CC331c Compartimentação Estratigráfica e Estrutural do Sistema
Aquífero Urucuia Como Subsídio a Gestão dos Recursos Hídricos
na Região Oeste do Estado da Bahia / Luis Gomes Carvalho;
orientador José Eloi Guimarães Campos. Brasília, 2022.
181 p.

Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de Brasília,
2022.

1. Bacia Sanfranciscana. 2. Sub-Bacia Urucuia. 3. Evolução
Tectônica. 4. Divisores Hidrogeológicos 5. Erosão
Subterrânea, Abatimentos e Depressões. I. Campos, José Eloi
Guimarães, orient. II. Título.

Referência bibliográfica

CARVALHO, L.G. **Compartimentação Estratigráfica e Estrutural do Sistema Aquífero Urucuia como Subsídio a Gestão dos Recursos Hídricos na Região Oeste do Estado da Bahia**. 2022. 181p. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 2022.

Cessão de direitos

NOME DO AUTOR: Luis Gomes Carvalho

TÍTULO DA TESE DE DOUTORADO: Compartimentação Estratigráfica e Estrutural do Sistema Aquífero Urucuia como Subsídio a Gestão dos Recursos Hídricos na Região Oeste do Estado da Bahia.

Autorizo a Universidade de Brasília a reprodução parcial ou total desta tese de doutorado por meio eletrônico, impressão e/ou *download*, para fins de pesquisa e produção científica brasileira. Com obrigatoriedade de citação da obra.

Grau: Doutor Ano: 2022.

Brasília-DF, setembro de 2022.

Luis Gomes Carvalho

**Compartimentação Estratigráfica e Estrutural do Sistema Aquífero Urucuia
como Subsídio a Gestão dos Recursos Hídricos na Região Oeste do Estado
da Bahia**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geologia.
Área de concentração: Geologia Regional.

Aprovada em 16 de setembro de 2022.

Banca Examinadora:

Profº Drº José Eloi Guimarães Campos (Orientador)
Instituto de Geociências/Universidade de Brasília (IG/UnB)
Presidente da Banca

Drª Marcia Tereza Pantoja Gaspar
Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA)
Examinadora Externa

Profº Drº Gerson Cardoso da Silva Junior
Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)
Examinador Externo

Profº Drº Welitom Rodrigues Borges
Instituto de Geociências/Universidade de Brasília (IG/UnB)
Examinador Interno

DEDICATÓRIA

Ao meu Senhor e Salvador Jesus Cristo.

AGRADECIMENTOS

Ao meu Senhor e Deus, por abrir esta porta do doutorado e conduzir pelo vale da sombra da morte nestes dois últimos anos de pandemia, quando muitos amigos sucumbiram.

Ao meu filho Miguel que chegou chegando nesta reta final do doutorado.

À minha ajudadora idônea separada por Deus, minha esposa e mãe do Miguel.

Ao meu orientador Prof. Dr. Eloi Campos, que sem me conhecer assumiu minha orientação desde a elaboração da proposta da Tese. Tem sido paciente, compreensivo e entendido minhas muitas dificuldades, permitindo que eu trabalhe o tema com liberdade sem faltar com as diretrizes que balizam e dão o rumo necessário, meus sinceros agradecimentos.

À Prof^a. Adalene Moreira quanto coordenadora da Pós-Graduação pela disposição em apresentar pessoalmente o DINTER no campus da UFOB em Barreiras. Por suas orientações no processamento dos dados de magnetometria que foram além das aulas. Pelo carinho com que sempre me atendeu e, acima de tudo pelo notável sorriso, características que não mudaram desde quando a conheci na reunião de seleção do mestrado na Unicamp juntamente com a Profa Sueli Yoshinaga e o Prof Milani, nos idos de 2003.

Aos professores do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

Aos idealizadores do Doutorado Interinstitucional (DINTER) promovido entre o Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB) e o Centro das Ciências Exatas e das Tecnologias CCET-UFOB, através da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES - EDITAL Nº 23/2014), Professoras Dra. Adalene Moreira (IG-Unb), Dra. Luciana Lucas Machado (CCET-UFOB) e Dra. Daniela Cristina Calado (CCET-UFOB).

A CAPES pelo auxílio financeiro através do processo nº 23038.021558/2016-72 e ao Prof. Dr Angelo Marconi Maniero (CCET-UFOB) pela administração dos recursos.

À Universidade Federal do Oeste da Bahia pela liberação através dos afastamentos parciais e integral, pelo apoio com carro e motorista para a realização de campo, pela estrutura física e materiais disponibilizados para a coleta e processamento dos dados mesmo em meio a pandemia.

Ao Prof. Dr. Valdeilson Souza Braga, diretor do CCET, pela viabilização das liberações, a realização de vários DRXs e o acompanhamento no campo do Vau da Boa Esperança para a coleta de amostras de rochas com Manganês e Tálío.

Ao Prof. Dr. Antônio (vice-reitor) pela ajuda nas interpretações de DRX.

A Profa. Dra. Roberta Vidotti atual coordenadora da Pós-Graduação em Geologia do IG-UnB e demais membros que devido às muitas limitações impostas pela pandemia, de forma acertada, prorrogaram o prazo para a defesa da Tese.

A Eng. Ruth Vidotti pela tradução do artigo para o Inglês.

Ao Prof. MSc. Leandro Moutinho (Geologia-CCET-UFOB) pelo processamento dos dados de Aeromagnetometria e GPR, pela amizade, parceria salutar e indispensável nas várias atividades de campo para a coleta de amostras e medidas de susceptibilidade magnética.

Ao Prof Dr. Elias Isler (Geologia-CCET-UFOB) por indicar a Krigagem no tratamento dos dados para a geração do modelo potenciométrico e ajudar na correção dos resultados e do referente artigo, bem como pela parceria nas atividades de campo e pelos instrutivos papos hidrogeológicos.

Ao Prof. Dr. Leonardo Morato (Geologia-CCET-UFOB) que me acompanhou nas atividades do primeiro campo na região do Coaceral.

Ao Prof. MSc. Geraldo Leary (Geologia-CCET-UFOB), amado irmão e nosso decano preferido, pai de todos os professores e alunos do curso de geologia. Meu companheiro de campo e agente motivador.

Ao Prof. Abraham Cosmo (Eng. Civil-CCET-UFOB) que ajudou na programação e realização dos voos com Vant.

Ao Prof. e amigo Dr. Michel Moreira (UFV) pela paciente leitura e muitas sugestões/recomendações para “consertar” os textos.

Ao Prof Dr Welitom Rodrigues Borges que intermediou a disponibilização dos equipamentos de GPR junto a CPRM e a UnB. Ao Geólogo Vagney Aparecido Augusto doutorando em geologia na UnB e sua equipe pelos levantamentos geofísicos com GPR.

Ao Serviço Geológico do Brasil/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (SGB/CPRM) pela disponibilização dos dados de aeromagnetometria e de poços do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas - SIAGAS.

Ao Geofísico Luiz Gustavo Rodrigues Pinto da Divisão de Sensoriamento Remoto e Geofísica (DISEGE) do Serviço Geológico do Brasil pela ajuda com o envio do link <https://reate.cprm.gov.br/anp/TERRESTRE>.

À Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) na pessoa do Geólogo Ives A. de A. Garrido e o Dir. Téc. Rafael A. Neto pela disponibilização de parte dos dados de aeromagnetometria do Projeto Extremo Oeste da Bahia (Ofício 068/2018-DTE).

A Associação de Agricultores e Irrigantes da Bahia (AIBA) na pessoa dos colegas Luiz Stahlke, MSc. Eneas Porto, Dra. Alessandra Chaves e Glauciana Araújo.

Aos demais colegas do Curso de Geologia (CCET-UFOB), MSc. Eder Luis pelas conversas convergentes sobre a Janela Correntina e a evolução tectônica regional, a Dra. Joane Almeida sobre a mineralogia e cristalografia do Urucuia, MSc. Joilma sem muita conversa no momento de conclusão de seu doutorado, MSc. Mary Anne, Dr. Lucas, Dr. Marcelo Galé (Coordenador) e a Dra. Elaine do Socorro.

Ao Prof. Dr. Oldair Donizeti Leite (UTFPR) pelos papos sobre química e a disponibilização de dissertações que tratam da Razão do Sódio nas águas do Rio Grande.

Ao Prof Uires Augusto do Povoado de Canudos em Riachão das Neves-BA que nos conduziu até os condutos ferruginosos e as colunas ruiniformes da Serra dos Tapuias.

Aos Geólogos ex-alunos Jales Nepumoceno, Taise Gomes, Laíz Santos, Valéria Calmom e Valdir. Aos alunos Bruno, Pedro Rutilio e Bárbara.

NOTA: "O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001"

No princípio criou Deus o céu e a terra.

E a terra era sem forma e vazia; e havia trevas sobre a face do abismo; e o Espírito de Deus se movia sobre a face das águas.

E disse Deus: Haja luz; e houve luz.

E viu Deus que era boa a luz; e fez Deus separação entre a luz e as trevas.

E Deus chamou à luz Dia; e às trevas chamou Noite. E foi a tarde e a manhã, o dia primeiro.

E disse Deus: Haja uma expansão no meio das águas, e haja separação entre águas e águas.

E fez Deus a expansão, e fez separação entre as águas que estavam debaixo da expansão e as águas que estavam sobre a expansão; e assim foi.

E chamou Deus à expansão Céus, e foi a tarde e a manhã, o dia segundo.

E disse Deus: Ajuntem-se as águas debaixo dos céus num lugar; e apareça a porção seca; e assim foi.

E chamou Deus à porção seca Terra; e ao ajuntamento das águas chamou Mares; e viu Deus que era bom.

Gênesis 1:1-10

RESUMO

CARVALHO, L.G. **Caracterização da Compartimentação Estrutural do Sistema Aquífero Urucuia como Subsídio a Gestão dos Recursos Hídricos**. 2022. 181p. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 2022.

Esta tese tem por objetivo estudar a estruturação e evolução da Sub-Bacia Urucuia dando ênfase às suas porções central e norte, bem como agregar informações da região de sobreposição da Bacia Sanfranciscana à Bacia Sedimentar do Parnaíba, trecho comum situado entre o Alto do São Francisco e o Lineamento Transbrasiliano. A Sub-Bacia Urucuia, situada na porção norte da Bacia Sanfranciscana, comporta o Sistema Aquífero Urucuia, um importante aquífero brasileiro que recobre 65% da região oeste do Estado da Bahia e se estende em porções menores aos estados do Piauí, Tocantins, Goiás e Minas Gerais. Para atender ao objetivo proposto foram elaborados três artigos que apresentam: i) uma revisão e atualização da morfotectônica gerada por reativações de blocos cratônicos com registros do Neoproterozoico ao Holoceno que deram origem a depressão responsável pela instalação e segmentação da Bacia Sanfranciscana e as reativações neotectônicas que fraturaram as rochas silicificadas do Grupo Urucuia; ii) mapa potenciométrico obtido com a aplicação de interpolação por Krigagem Ordinária no qual foram identificados 4 divisores hidrogeológicos responsáveis pela subdivisão do Sistema Urucuia Central em sub-bacias hidrogeológicas; iii) processos rasos de abatimentos (*sinkholes*) que predominam na porção norte da Sub-Bacia Urucuia ocasionando acidentes com veículos, máquinas/implementos e restringido áreas ao cultivo, os quais foram associados a evolução de tubos subterrâneos que se formam na interface dos latossolos da Formação Chapadão com as rochas silicificadas e intensamente fraturadas da Formação Serra das Araras situadas na abrangência da Faixa Rio Preto, e iv) processos de abatimentos profundos que geram grandes depressões mapeadas na região sobre influência da Faixa Rio Preto e outras depressões menores na região do Alto do Rio Grande, relacionadas respectivamente às reativações tectônicas de duplex extensionais e ao carreamento de sedimentos friáveis da Formação Posse bem como a dissolução das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, dando origem às bacias que geram o colapso das coberturas sedimentares neocretáceas e holocênicas. Os dados geofísicos integrados às informações derivadas de geoprocessamento e de campo mostram que a deposição na Sub-Bacia Urucuia sempre foi controlada pela estruturação do embasamento, com reativações e acomodações de feições existentes desde o Proterozoico. As manifestações neotectônicas evidenciadas na porção norte da Bacia Sanfranciscana são passíveis de aumento de frequência quando associadas ao stress compressional exercido pela expansão da cadeia mesoatlântica e o soerguimento da cadeia andina transmitidos pelas descontinuidades do embasamento que convergem para sua porção norte-noroeste marcadas pelos lineamentos Tocantins-Araguaia, Transbrasiliano, Senador Pompeu, Patos e Pernambuco. Estes resultados confirmam a existência de divisores hidrogeológicos do Sistema Aquífero Urucuia Central associadas à morfotectônica e permitem a correlação da morfologia superficial e subterrânea regionalmente com base no mapa potenciométrico, contribuindo para melhor definição de ações relacionadas à gestão dos recursos hídricos. A determinação dos sistemas de fluxo em compartimentos é importante para a futura gestão do Sistema Aquífero Urucuia, de forma que os compartimentos e os divisores hidrogeológicos, em conjunto com os diferentes subtipos de aquíferos devem ser considerados nos processos de gerenciamento, com aplicação de ações distintas para cada aquífero e respectivo compartimento. A cobertura colúvio-aluvionar da Formação Chapadão tem mostrado comportamento colapsível o que favorece a ocorrência de abatimentos evidentes nas áreas agrícolas e em estradas. A presença de níveis silicificados no Aquífero Urucuia é importante, pois pode proporcionar a ocorrência de aquíferos confinados e semiconfinados, definir porções do aquífero com comportamento fraturado ou de dupla porosidade e também amplia a ocorrência de abatimentos do tipo *sinkhole* que vêm se tornando mais frequentes.

Palavras-chave: Tectônica, Bacia Sanfranciscana, Faixa Rio Preto, Lineamento Transbrasiliano, *Foreland Basin*, *Sinkholes*, Geoestatística, Modelo Digital de Elevação, Morfotectônica.

ABSTRACT

CARVALHO, L.G. **Stratigraphic and Structural Compartmentation of the Urucuia Aquifer System as a Water Resources Management Tool in the Western Region of Bahia State, Brasil.** 2022. 181 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 2022.

This thesis aims to study the structuring and evolution of the Urucuia Sub-Basin, emphasizing its central and northern portions, as well as adding information from the overlap region of the Sanfranciscan Basin to the Parnaíba Basin, a common area located between the Alto do São Francisco and the Transbrasiliano Lineament. The Urucuia Sub-Basin comprises the Urucuia Aquifer System, an important Brazilian aquifer that covers 65% of the western region of the State of Bahia and extends in smaller parts to the states of Piauí, Tocantins, Goiás and Minas Gerais. To meet the proposed objective, three papers were purposed, presenting: *i)* a review and update of morphotectonics structures generated by reactivations of cratonic blocks with records from Neoproterozoic to Holocene that gave rise to the depression responsible for the installation and segmentation of the Sanfranciscan Basin and the neotectonic reactivations that fractured the siliceous rocks of the Urucuia Group; *ii)* potentiometric map obtained with the application of interpolation by Ordinary Kriging in which 4 hydrogeological dividers responsible for the subdivision of the Central Urucuia System into hydrogeological sub-basins were identified; *iii)* shallow sinkholes that predominate in the northern part of the Urucuia Sub-Basin causing accidents with vehicles, machines/implements and restricting areas to cultivation, which were associated with the evolution of underground tubes that form at the interface of the oxisols of the Chapadão Formation with the siliceous and intensely fractured rocks of the Serra das Araras Formation located in the scope of the Rio Preto Lineament, and *iv)* deep abatement processes that generate large depressions mapped in the region under the influence of the Rio Preto Belt and other minor depressions in the Alto do Rio Grande region, related respectively to the tectonic reactivations of extensional-extensional duplexes and the transport of friable sediments of the Posse Formation as well as the dissolution of the carbonate rocks of the Bambuí Group, giving rise to the basins that generate the collapse of the eocretaceous to Holocene sediments. The geophysical data integrated with the information derived from geoprocessing and field show that the deposition in the Urucuia Sub-Basin has always controlled by the structuring of the basement, with reactivations and accommodations of existing features since the Proterozoic. The neotectonic manifestations evidenced in the northern part of the Sanfranciscan Basin are susceptible to increase frequency when associated with the compressional stress related to the expansion of the Mesoatlantic chain and the upheaval of the Andean chain transmitted by the discontinuities of the basement that converge to its north-northwest portion marked by the Tocantins-Araguaia, Transbrasiliano, Senador Pompeu, Patos and Pernambuco lineaments. These results confirm the existence of hydrogeological discontinuities in the Central Urucuia Aquifer System associated with morphotectonics and allow the correlation of surface and underground morphology regionally based on the potentiometric map, contributing to a better definition of actions related to the management of water resources. The determination of flow systems in compartments is important for the future management of the Urucuia Aquifer System, so that the compartments and hydrogeological dividers, together with the different subtypes of aquifers should be considered in the management processes, with the application of different actions for each aquifer and its compartment. The coluvium-alluvial coverage of the Chapadão Formation has shown collapsible behavior, which favors the occurrence of evident abatements in agricultural areas and on roads. The presence of siliceous levels in the Urucuia Aquifer is important, as it can provide the occurrence of confined and semi-confined aquifers, define sections of the aquifer with fractured or double porosity behavior and also increases the occurrence of sinkhole abatements that have become more frequent.

Keywords: Sanfranciscan Basin, Rio Preto Belt, Transbrasiliano Lineament, Foreland Basin, Sinkhole, Geostatistic, Digital Elevation Model, Morphotectonic.

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATÖES

AIBA - Associação de Agricultores e Irrigantes da Bahia
ANA - Agência Nacional de Águas
BJG - Brazilian Journal of Geology
BSSf - Bacia Sedimentar Sanfranciscana
BSSF - Bacia Sedimentar do São Francisco
BSP - Bacia Sedimentar do Parnaíba
COACERAL - Cooperativa Agrícola do Cerrado do Brasil Central Ltda
CPRM - Serviço Geológico do Brasil
CSF - Cráton do São Francisco
FRP - Faixa Rio Preto
GNSS - Global Navigation Satellite System
GPR - Ground Penetrating Radar
GPS - Global Positioning System
INGÁ - Instituto de Gestão das Águas e Clima
INEMA - Instituto do Meio Ambiente e Recursos Hídricos
K - Condutividade Hidráulica
LTB - Lineamento Transbrasiliano
MDE - Modelo Digital de Elevação
NA - Nível d'água Subterrânea
NE - Nível Estático
ND - Nível Dinâmico
PPP - Posicionamento por Ponto Preciso
RAS - Razão de Adsorção de Sódio
RBGF - Revista Brasileira de Geografia Física
RIMAS - Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas
SAA - Sistema Aquífero Areado
SAU - Sistema Aquífero Urucuia
SEV - Sondagem Elétrica Vertical
SIAGAS - Sistema de Informações de Águas Subterrâneas
SIG - Sistemas de Informações Geográficas
SIRGAS - Sistema de Referência Geodésico para as Américas
SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*
UFOB - Universidade Federal do Oeste da Bahia
UFV - Universidade de Viçosa
VANT - Veículo Aéreo Não Tripulado
ZCMFRP - Zona de Cisalhamento Malhadinha-Formosa do Rio Preto
ZCFRP - Zona de Cisalhamento da Faixa Rio Preto

FIGURAS

- FIGURA 1.1.** MAPA DAS BACIAS SEDIMENTARES DO SÃO FRANCISCO E SANFRANCISCANA E SUAS DUAS SUB-BACIAS, URUCUIA E ABAETÉ SOBRE MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO DAS IMAGENS SRTM (MODIFICADO DE ANA, 2017A). FRP - FAIXA RIO PRETO. ----- 8
- FIGURA 2.1.** MAPA GEOLÓGICO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, COM OS CINTURÕES BRASILEANOS NEOPROTEROZOICOS, AS SEQUÊNCIAS DE COBERTURA DO PROTEROZOICO (< 1,8 Ga), A BACIA SEDIMENTAR DO SÃO FRANCISCO E O AULACÓGENO PARAMIRIM COM SEUS DOMÍNIOS MORFOTECTÔNICOS: ESPINHAÇO SETENTRIONAL (ES) E CHAPADA DIAMANTINA (CD) (MODIFICADO DE ALKMIM; MARTINS-NETO, 2012). ----- 12
- FIGURA 2.2.** COLUNA ESTRATIGRÁFICA SIMPLIFICADA DAS BACIAS INTRACRATÔNICAS DO SÃO FRANCISCO E SANFRANCISCANA, MOSTRANDO AS PRINCIPAIS UNIDADES DE PREENCHIMENTO (MODIFICADO DE ALKMIM; MARTINS-NETO (2012). ----- 14
- FIGURA 2.3.** COLUNA ESTRATIGRÁFICA DAS SEQUÊNCIAS MACAÚBAS E BAMBUÍ NA BACIA SEDIMENTAR DO SÃO FRANCISCO. NÚMEROS MARCADOS COM UM QUADRADO INDICAM DEPOSIÇÃO OU IDADES DE INTRUSÃO; NÚMEROS MARCADOS COM ESTRELA DENOTA IDADES DOS ZIRCÕES DETRÍTICOS MAIS JOVENS ENCONTRADOS NA UNIDADE (ALKMIM; MARTINS-NETO, 2012). ----- 16
- FIGURA 2.4.** COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO SÃO DESIDÉRIO (A) NO DOMÍNIO CRATÔNICO E (B) NO DOMÍNIO PERICRATÔNICO (EGYDIO-SILVA, 1987). ----- 19
- FIGURA 2.5.** COLUNAS LITOESTRATIGRÁFICAS DO GRUPO BAMBUÍ NO ESTADO DA BAHIA. (A) FORMAÇÃO SERRA DA MAMONA E (B) FORMAÇÃO RIACHÃO DAS NEVES (EGYDIO-SILVA, 1987). ----- 20
- FIGURA 2.6.** MAPA GEOLÓGICO REGIONAL SIMPLIFICADO E SEÇÃO GEOLÓGICA NA FAIXA RIO PRETO E PORÇÃO ADJACENTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, NOROESTE DO ESTADO DA BAHIA (MODIFICADO DE: EGYDIO-SILVA, 1987; CAXITO, 2010, 2013; UHLEIN ET AL., 2011; COTIAS, 2014) ----- 23
- FIGURA 2.7.** DOBRA EM METAPELITOS DA FORMAÇÃO SERRA DA MAMONA COM ATITUDE DO PLANO AXIAL N70E/N55W E VERGÊNCIA PARA SSE (UTM FUSO 23, E506748M, N8649430M E H478M). ----- 24
- FIGURA 2.8.** SEÇÃO ESQUEMÁTICA ILUSTRATIVA DA REGIÃO DE BARREIRAS MOSTRANDO OS ELEMENTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS, COM DESTAQUE PARA AS DOBRAS E FALHAS DO GRUPO BAMBUÍ SOB O GRUPO URUCUIA. MODIFICADO DE BARBOSA (1992) POR COTIAS (2014). ----- 24
- FIGURA 2.9.** SEÇÃO GEOLÓGICA N-S DESTACANDO A BACIA DO PARNAÍBA (MODIFICADA DE GÓES, 1995 E SANTOS, 2017) E BACIA SANFRANCISCANA ELABORADA COM BASE NOS PERFIS DOS POÇOS ESTRATIGRÁFICOS SIAGAS E 2-ANP-3-BA. PS – Poços SIAGAS. ----- 28
- FIGURA 2.10.** CARTA CRONOESTRATIGRÁFICA DA BACIA SANFRANCISCANA DESTACANDO OS PRINCIPAIS LITOTIPOS: 1. SEQUÊNCIA PELITO-CARBONÁTICA; 2. ARCÓSEOS E SILTITOS; 3. DIAMICTITOS E TILITOS; 4. FOLHELHOS COM DROPSTONES; 5. ARENITOS HETEROGÊNEOS; 6. ARENITOS MACIÇOS CALCÍFEROS COM INTERCALAÇÕES ARGILOSAS; 7. CONGLOMERADOS E ARENITOS; 8. FOLHELHOS; 9. ARENITOS; 10. LAVAS E PIROCLÁSTICAS ALCALINAS; 11. ARENITOS VULCÂNICOS; 12. ARENITOS EÓLICOS; 13. CONGLOMERADOS DE TERRAÇOS E 14. AREIAS INCONSOLIDADAS. MODIFICADO POR SANTOS (2016) E BARBOSA ET AL. (2014A) DE CAMPOS E DARDENNE (1997A). ----- 29
- FIGURA 2.11.** MAPA GEOLÓGICO DA SUB-BACIA URUCUIA. MODIFICADO DE SANTOS (2016). ----- 34
- FIGURA 2.12.** MAPA DE ABRANGÊNCIA DAS SILICIFICAÇÕES NA SUB-BACIA URUCUIA. DESTACANDO AS TRÊS ÁREAS SILICIFICADAS IDENTIFICADAS POR GASPAR E CAMPOS (2007), A ATUAL DISTRIBUIÇÃO DA OCORRÊNCIA DE AFLORAMENTOS DE ROCHAS SILICIFICADAS (NA SUPERFÍCIE DO TERRENO, NAS RUINIFORMES, NO INTEIRO DOS ABATIMENTOS, NAS EROSÕES E EM BLOCOS) E OS POÇOS SIAGAS COM DESCRIÇÕES DE CAMADAS SILICIFICADAS. ----- 36
- FIGURA 2.13.** A) ESTRUTURA RUINIFORME NA BORDA DA SERRA DO MIMO, MUNICÍPIO DE BARREIRAS. (B) ESTRUTURAS DE ABATIMENTOS

(SINKHOLES) EM ÁREA DE PLANTIO DE SOJA NA REGIÃO DO COACERAL, MUNICÍPIO DE FORMOSA DO RIO PRETO. (C) INTERIOR DOS SINKHOLES OCORRIDOS AS MARGENS DA RODOVIA ANEL DA SOJA, MUNICÍPIO DE LEM. (D E E) ESTRUTURAS RUINIFORMES DE BLOCOS SILICIFICADOS EXUMADOS EM RAVINAS SITUADAS NA INTERFACE FORMAÇÃO CHAPADÃO/FORMAÇÃO SERRA DAS ARARAS, MUNICÍPIO DE BARREIRAS. -----	39
FIGURA 2.14. SEÇÕES GEOLÓGICAS OBTIDAS COM BASE EM PERFIS GEOELÉTRICOS DE DIREÇÃO SSE-NNW E DE DIREÇÃO W-E (GASPAR, 2006). -----	41
FIGURA 2.14. (A) REDE DE DRENAGEM DO OESTE DA BAHIA OS TRÊS PRINCIPAIS PADRÕES DE DRENAGEM IDENTIFICADOS. (B) ARCABOUÇO NEOTECTÔNICO DA REGIÃO OESTE DA BAHIA, EVIDENCIADO PELAS DIREÇÕES DOS FALHAMENTOS NE-SW E NW-SE (JANONI ET AL., 2016). -----	42
FIGURA 2.15. FEIÇÕES MORFOTECTÔNICAS MAPEÁVEIS EM IMAGEM GOOGLE EARTH DE UM TRECHO DE 12 KM DO VALE DO RIO PRETO, SITUADO ENTRE AS COMUNIDADES SÃO MARCELO E ALTAMIRA, FORMOSA DO RIO PRETO-BA. -----	43
FIGURA 2.16. MAPA DE LINEAMENTOS DE 1ª, 2ª E 3ª ORDEM INTERPRETADOS A PARTIR DE IMAGENS SRTM PARA SUB-BACIA URUCUIA, DESTACANDO MAIOR INTENSIDADE DE LINEAMENTOS NA PORÇÃO MERIDIONAL (ANA, 2017b). -----	44
FIGURE 3.1. SRTM IMAGE SHOWING THE CURRENT BORDERS OF THE SANFRANCISCANA BASIN, THE SUB-BASINS URUCUIA TO THE NORTH AND ABAETÉ TO THE SOUTH, IN THE INTERIOR OF THE SÃO FRANCISCO BASIN - WESTERN PORTION OF THE SÃO FRANCISCO CRATON. STRUCTURAL HIGHS DELIMIT THE BASINS AND SUB-BASINS. RIO PRETO FOLD BELT - RPFb, SÃO FRANCISCO BASIN AND PARNAÍBA BASIN (MODIFIED FROM ANA, 2017d). -----	47
FIGURE 3.2. RADIAL POWER SPECTRUM OF THE BOUGUER RESIDUAL GRAVIMETRY IN THE REGION OF THE URUCUIA AND AREADO AQUIFER SYSTEMS AND THE IDENTIFIED THREE SOURCES, THE DEEPEST BETWEEN 80 AND 50 KM, INTERMEDIATE BETWEEN 50 AND 35 KM, AND SHALLOW BETWEEN 35 AND 10 KM (MODIFIED FROM ANA, 2017A). -----	50
FIGURE 3.3. MAP SHOWING THE LIMITS OF THE SANFRANCISCANA BASIN AND THE DISTRIBUTION OF THE CRATONIC BLOCKS THAT GENERATED THE STRUCTURAL HIGHS AND LOWS SEEN IN THE MAP OF THE BOUGUER RESIDUAL GRAVIMETRIC ANOMALY. SÃO FRANCISCO BASIN AND PARNAÍBA BASIN (MODIFIED FROM ANA, 2017A). -----	52
FIGURE 3.4. NORTHWEST REGION OF THE BOUNDARY BETWEEN THE SÃO FRANCISCO AND PARNAÍBA BASINS, HIGHLIGHTING THE FEATURES GENERATED BY THE REACTIVATIONS OF THE CAVALCANTE-NATIVIDADE AND CRISTALÂNDIA DO PIAUÍ BLOCKS: RIO PRETO LOW, SÃO FRANCISCO HIGH, SANTA MARTA DOME, REACTIVATIONS OF THE TRANSBRASILIANO LINEAMENT, GILBUÉS-MONTE ALEGRE GRABEN, THE FAULTS OF CURIMATÁ, BARREIRAS, CORRENTE AND CARIPARÉ, AND THE ISOPACHS OF THE PIAUÍ FORMATION (MODIFIED FROM: DNPM (1973); ALMEIDA ET AL. (1977); GÓES (1995); CAMPOS; DARDENNE (1997A); CAXITO (2010); ANA (2017A) AND SANTOS (2017)). -----	55
FIGURE 3.5. SEISMIC SECTIONS OF THE MODIFIED L507 FROM CASTRO ET AL. (2016), HIGHLIGHTING THE RIFT STRUCTURES GENERATED IN THE PARNAÍBA BASIN UNDER THE INFLUENCE OF TECTONIC REACTIVATIONS ALONG THE TRANSBRASILIANO SHEAR ZONE IN THE TRANSBRASILIANO LINEAMENT. -----	56
FIGURE 3.6. CLIPPING FROM MODIFIED GEOLOGICAL SECTION D-D' OF THE SOUTHERN PARNAÍBA BASIN PRESENTED IN GÓES (1995). THE TOPOGRAPHIC PROFILE WAS GENERATED OVER ALOS PALSAR IMAGE. STRETCH BETWEEN WELL TM AND POINT D', LOOKING AT THE TRANSBRASILIANO LINEAMENT AND THE SÃO FRANCISCO HIGH. APPROXIMATE UTM COORDINATES (E AND N) SIRGAS 2000 DATUM (MODIFIED FROM GÓES, 1995 AND SANTOS, 2017). -----	59
FIGURE 3.7. NE-SW SECTION OF THE SÃO FRANCISCO HIGH SHOWING THE GILBUÉS-MONTE ALEGRE GRABEN, SANTA MARTA DOME, AND SAPÃO RIVER VALLEY. -----	62
FIGURE 3.8. THRUST FAULTS OF THE URUCUIA GROUP, FROM THE NORTHEAST TO SOUTHEAST, IN THE MOUNTAINS ON THE RIGHT BANK OF	

THE SAPÃO RIVER, OUTCROP ON THE RIGHT SIDE OF THE “ESTRADA COLONIZADORA” ON THE WAY DOWN TO THE SAPÃO RIVER BRIDGE. -----	63
FIGURE 3.9. SCHEMATIC DRAWING OF THE DEXTRAL STRIKE-SLIP FAULT IN THE RIO PRETO FOLD BELT (EGYDIO 1987). COMPRESSIONAL DUPLEX STRUCTURES (POSITIVE FLOWER) NEARBY FORMOSA DO RIO PRETO (A) AND SUGGESTIVE OCCURRENCE OF EXTENSIONAL DUPLEX STRUCTURES (NEGATIVE FLOWER) NEAR CENTURIA FARM (B). CORRENTE FAULT (1), MALHADINHA-FORMOSA DO RIO PRETO SHEAR ZONE (2), CARIPARÉ FAULT (3). IN THE CENTER OF THE BLUE STRUCTURES IS THE RIO PRETO DRAINAGE (MODIFIED FROM FOSSEN, 2012). -----	64
FIGURE 3.10. A) RUINIFORM STRUCTURE OF THE SERRA DAS ARARAS FORMATION ON THE NORTHWEST EDGE OF MIMO MOUNTAIN RANGE, IN BARREIRAS-BA. B AND C). RUINIFORM STRUCTURES OF SILICIFIED COLUMNS EXHUMED IN RAVINES IN THE CHAPADÃO FORMATION/SERRA DAS ARARAS FORMATION INTERFACE, PLACAS REGION, IN LUÍS EDUARDO MAGALHÃES-BA. D) INTERIOR OF THE SINKHOLE STRUCTURE ON THE SIDE OF THE ANEL DA SOJA HIGHWAY, IN LUÍS EDUARDO MAGALHÃES-BA. E) SINKHOLES IN A SOYBEAN PLANTATION AREA IN THE REGION OF COACERAL, IN FORMOSA DO RIO PRETO-BA. -----	66
FIGURE 3.11. ISOPACH SECTIONS SHOWING THE THICKNESSES (NS) OF THE LONGÁ (EODEVONIAN), POTI (MESOCARBONIFEROUS) AND PIAUÍ (NEOCARBONIFEROUS) FORMATIONS BASED ON DATA FROM GÓES (1995) AND VAZ ET AL. (2007). -----	67
FIGURE 3.12. GEOLOGICAL CROSS-SECTION (W-E) OF THE NORTH-CENTRAL PORTION OF THE MODIFIED URUCUIA SUB-BASIN (SILVA; CHANG, 2018). LEM-4 WELL (2-ANP-3-BA). AGES: (Ku) CRETACEOUS; (Trs) TRIASSIC; (Pm) PERMIAN; (Psb) PROTEROZOIC. -----	69
FIGURA 4.1. LIMITES DA SUB-BACIA URUCUIA (ANA, 2017A; CAMPOS; DARDENNE, 1997A) E DO SISTEMA AQUIFERO URUCUIA CENTRAL (SAUC) DEFINIDOS POR DEZ BACIAS HIDROGRÁFICAS DE NÍVEL 4 SOBRE IMAGEM ALOS PALSAR. OS ALTOS ESTRUTURAIS DELIMITAM AS SUB-BACIAS (MODIFICADO DE CARVALHO; CAMPOS, 2022) (NO PRELO). -----	78
FIGURA 4.2. HISTOGRAMA DOS DADOS DE 1.032 POÇOS DA REDE SIAGAS COM A IDENTIFICAÇÃO DE DOIS OUTLIERS DE CARGA HIDRÁULICA IGUAL A ZERO METRO, COM DESTAQUES PARA O VALOR MÍNIMO DA AMOSTRA E A PRIMEIRA FREQUÊNCIA DA DISTRIBUIÇÃO (0 M - 99 M). -----	82
FIGURA 4.3. MAPA POTENCIOMÉTRICO PRELIMINAR GERADO COM A IDENTIFICAÇÃO DE TRÊS OUTLIERS FORMANDO A FEIÇÃO “BULL’S EYE”, DESTACADOS PELOS CÍRCULOS PRETOS. -----	83
FIGURA 4.4. MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DA AMOSTRAGEM COMPOSTA POR 4.126 PONTOS DISTRIBUÍDOS EM CARGAS HIDRÁULICAS REPRESENTADAS POR NASCENTES, CURSOS D’ÁGUA E POÇOS APÓS A REMOÇÃO DE TRÊS OUTLIERS. -----	84
FIGURA 4.5. HISTOGRAMA DA AMOSTRA COMPOSTA POR 4.126 PONTOS, MOSTRANDO DEZ CLASSES COM INTERVALO DE CLASSE DE 66 M. -----	85
FIGURA 4.6. MAPA DA SUPERFÍCIE DE TENDÊNCIA DE PRIMEIRA ORDEM, COM A INDICAÇÃO DOS PONTOS DA AMOSTRA. VALORES DE CARGA HIDRÁULICA DECRESCENTES NO SENTIDO SW-NE. -----	87
FIGURA 4.7. SEMIVARIOGRAMA DOS DADOS DE RESÍDUOS UTILIZADOS. CRUZES AZUIS INDICAM O SEMIVARIOGRAMA EXPERIMENTAL; A LINHA AZUL ESCURA INDICA O MODELO DO SEMIVARIOGRAMA AJUSTADO; PONTOS VERMELHOS INDICAM OS PARES DE PONTOS PARA CÁLCULO DAS VARIÂNCIAS. -----	88
FIGURA 4.8. MAPA POTENCIOMÉTRICO DO SISTEMA AQUIFERO URUCUIA CENTRAL. -----	90
FIGURA 4.9. GRÁFICO DA VALIDAÇÃO CRUZADA ENTRE OS VALORES REAIS NO EIXO X (ABCISSA) E OS VALORES PREDITOS NO EIXO Y (ORDENADA), POR REGRESSÃO LINEAR. PONTOS VERMELHOS CORRESPONDEM AOS DADOS; LINHA CINZA CORRESPONDE AO AJUSTE LINEAR IGUAL A 1; LINHA AZUL CORRESPONDE AO AJUSTE DA REGRESSÃO LINEAR AOS DADOS. EQUAÇÃO DA REGRESSÃO: $Y = 10,96X + 26,42$. -----	91

FIGURA 4.10. MAPA POTENCIOMÉTRICO DO SAUC GERADO POR KRIGAGEM ORDINÁRIA DOS RESÍDUOS, DESTACANDO OS QUATRO PRINCIPAIS DIVISORES HIDROLÓGICOS E OS PRINCIPAIS SENTIDOS DE FLUXO SUBTERRÂNEO (SETAS PRETAS).-----	93
FIGURA 4.11. MAPA MOSTRANDO AS SUB-BACIAS HIDROGELÓGICAS QUE COMPÕEM O SISTEMA AQUIFERO URUCUIA CENTRAL, COM 53.844 KM ² . -----	95
FIGURA 4.12. MAPA DOS LIMITES DA SUB-BACIA URUCUIA CENTRAL POSICIONADO SOBRE PRODUTO DE ANOMALIA GRAVIMÉTRICA RESIDUAL BOUGUER (MODIFICADO DE ANA (2017A) POR CARVALHO E CAMPOS (2022) (NO PRELO). -----	96
FIGURA 4.13. (A) SEÇÃO ESQUEMÁTICA DE UMA BACIA DE FORELAND MODIFICADA DE DeCelles e Giles (1996) COM INDICAÇÃO DAS POSSÍVEIS POSIÇÕES DE TRÊS DOS QUATRO DIVISORES HIDROGEOLOGÍCOS: DIVISOR HIDROGRÁFICO NORTE, DIVISOR HIDROGRÁFICO CENTRAL E DIVISOR HIDROGRÁFICO SUL. (B) SEÇÃO GEOLÓGICA N-S DA BACIA SANFRANCISCANA. -----	97
FIGURA 4.14. DOBRA E FALHA DE CAVALGAMENTO (NW-SE) EM ROCHA DO GRUPO BAMBUÍ – SERRA DO MIMO, BARREIRAS-BA (E505926/N8657137/H530).-----	98
FIGURA 4.15. BLOCO DE ROCHA CALCÁRIA DOBRADA DA FORMAÇÃO SÃO DESIDÉRIO, LOCALIZADO EM MEIO A PASTAGEM PRÓXIMO À CIDADE DE SÃO DESIDÉRIO-BA (E505549/N8623735/H601). -----	99
FIGURA 4.16. MAPA DE COMPARAÇÃO ENTRE DIVISORES HIDROGEOLOGÍCOS OBTIDOS POR KRIGAGEM COM DIVISORES HIDROGEOLOGÍCOS DE OUTROS AUTORES E O CORREDOR DELIMITADO POR DESCONTINUIDADES GRAVIMÉTRICAS DE TREND NE DE GOMES E MOTTA (1980B).-----	100
FIGURA 4.17. RECORTE DA SEÇÃO GEOLÓGICA AB DA FIGURA 4.16 CORRESPONDENTE AO SEGMENTO POLIGONAL SITUADO ENTRE AS SEVS 25 E 60 MODIFICADO DE ANA (2017A), ACRESCE DA SUPERFÍCIE POTENCIOMÉTRICA ELABORADA POR KRIGAGEM ORDINÁRIA (LINHA AZUL CIANO). -----	101
FIGURA 4.18. SEÇÃO AB - SUPERFÍCIE POTENCIOMÉTRICA GERADA POR KRIGAGEM POSICIONADA SOB RELEVO COM INDICAÇÃO DOS RIOS, DOS DIVISORES HIDROGEOLOGÍCOS (DHN, DHC E DHS) E DA CIDADE DE LUÍS EDUARDO MAGALHÃES. ESTA SEÇÃO DO INTERIOR DO SISTEMA AQUIFERO URUCUIA CENTRAL CORRESPONDE AO SEGMENTO RETO SOBRE A LINHA QUE DEFINE A SEÇÃO GRAVIMÉTRICA S5 MODIFICADA DE ANA (2017A).-----	102
FIGURA 5.1. LIMITES DA SUB-BACIA URUCUIA (ANA, 2017C; CAMPOS E DARDENNE, 1997B) SOBRE MOSAICO DO MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO DAS IMAGENS ALOS PALSAR. DESTACANDO A ÁREA DE OCORRÊNCIA DA ZONA DE CISLHAMENTO DA FAIXA RIO PRETO (MODIFICADO DE CARVALHO; CAMPOS, 2022) (NO PRELO). -----	111
FIGURA 5.2. PERFIL DA DENSIDADE MÉDIA DO SOLO E DESVIO PADRÃO PARA AS ÁREAS DE CERRADO E AGRÍCOLA DE SEQUEIRO. EM ÁREA AGRÍCOLA DE SEQUEIRO A LINHA VERMELHA DE DENSIDADE 1,56 g/cm ³ APRESENTA MAIOR DENSIDADE A SUA DIREITA DEVIDO A COMPACTAÇÃO MECÂNICA QUE OCORRE ENTRE 0 CM E 50 CM DE PROFUNDIDADE (MODIFICADO DE MANTOVANI ET AL., 2019). -----	118
FIGURA 5.3. EVOLUÇÃO SAZONAL DA RECARGA DO AQUIFERO NA BACIA DO RIO GRANDE (MANTOVANI ET AL., 2019). -----	122
FIGURA 5.4. CLASSIFICAÇÃO DAS MORFOLOGIAS ASSOCIADAS A OCORRÊNCIA DE TUBOS SUBTERRÂNEOS SEGUNDO BERNATEK (2015) COM BASE EM VERACHTERT ET AL., (2010). 1) DEPRESSÃO FECHADA (<i>CLOSED DEPRESSION</i>); 2) ABATIMENTO (<i>SINKHOLE</i>); 3) RAVINA CEGA (<i>BLIND GULLY</i>); 4) EXFILTRAÇÃO COM APORTE DE SEDIMENTO (<i>PIPING FAN</i>); 5) ENTRADA (<i>PIPE INLET</i>), E 6) EXFILTRAÇÃO COM BAIXO APORTE DE SEDIMENTO (<i>PIPE OUTLET</i>). -----	129
FIGURA 5.5. OS ABATIMENTOS IDENTIFICADOS NA ÁREA DA SUB-BACIA URUCUIA E CADASTRADOS NOS ANOS DE 2012, 2014, 2018, 2019 E 2021, COM MAIOR INCIDÊNCIA NO INTERIOR DA FAIXA RIO PRETO SEGUNDO TREND NE-SW. -----	137
FIGURA 5.6. ÁREA AGRÍCOLA RESTRITIVA AO CULTIVO DEVIDO A OCORRÊNCIA DE ANTIGOS ABATIMENTOS (E 423205.77 M E N 8800959.73 M) NA FAZENDA CRICIÚMA. NA FIGURA 5.7C DESTAQUE DO AFLORAMENTO DA ROCHA SILICIFICADA. FLUXO	

SUBTERRÂNEO DE NW PARA SE. -----	138
FIGURA 5.7. ORIFÍCIOS COMO EXPOSIÇÃO INICIAL DO ABATIMENTO A SUPERFÍCIE DO TERRENO POR COLAPSO DO TETO DA CAVIDADE SUBTERRÂNEA NA FAZENDA NOSSA SENHORA DE FÁTIMA (E 423511.12 M E N 8817125.13 M). A: ORIFÍCIO POR SOLAPAMENTO NATURAL EM MEIO AO PLANTIO DE SOJA REGISTRADO EM DEZEMBRO DE 2018. B: ORIFÍCIO ABERTO IMEDIATAMENTE APÓS A PASSAGEM DE PNEU DE CARRETA REGISTRADO EM ABRIL DE 2019 NA ESTRADA COLONIZADORA ENTRADA DA FAZENDA NOSSA SENHORA DE FÁTIMA CONFIRMANDO EXISTÊNCIA DO TUBO SUBTERRÂNEO PERPENDICULAR À ESTRADA E FLUXO DE NW PARA SE APARENTEMENTE EM SENTIDO CONTRÁRIO AO FLUXO SUPERFICIAL. -----	139
FIGURA 5.8. ABATIMENTOS DE SOLOS OCORRIDO EM MARÇO DE 2021 EM DIFERENTES ESTÁGIOS DE EVOLUÇÃO EM MEIO AO PLANTIO DE SOJA (E420595,07 M E N8806412,96 M), ÁREA PRÓXIMO A FAZENDA CRICIÚMA NO COACERAL. -----	140
FIGURA 5.9. AVARIAS PROVOCADAS A MÁQUINA AGRÍCOLA DRY BOX PELA QUEDA EM ABATIMENTO (E374463,32 M E N8688784,59 M) OCORRIDO EM ÁREA AGRÍCOLA DA FAZENDA ORQUÍDEA NA REGIÃO DE PLACAS EM NOVEMBRO DE 2021 (IMAGENS CEDIDAS POR: DAVID SCHMIDT). -----	140
FIGURA 5.10. ASSOCIAÇÃO DE ABATIMENTOS COM ACIDENTES DE CAMINHÕES (A E B), CAMINHONETE NUMA RAVINA “CEGA” (C), DESTRUIÇÃO DE TRECHO DA ESTRADA PELA INTERCONEXÃO DE ABATIMENTOS (D) E A CACHOEIRA DE ENXURRADA EM SUMIDOURO (PIPE INLET) (E), OCORRIDOS EM NOVEMBRO DE 2021 E JANEIRO DE 2022 NA REGIÃO DO COACERAL (IMAGENS CEDIDAS POR: DAVID SCHMIDT).-----	141
FIGURA 5.11. ABATIMENTOS DE SOLOS OCORRIDOS EM MARÇO DE 2021 COMPROMETENDO PARCIALMENTE A RODOVIA BA-225 POR UMA EXTENSÃO DE 14 METROS EM FRENTE A CARGILL (E428095.52 M E N 8832314.99 M) SITUADA A 4,4 KM DO POVOADO DO COACERAL. -----	141
FIGURA 5.12. ABATIMENTOS AS MARGENS DA BA459 (ANEL DA SOJA) (E388103.59 M E N8716429.74 M), MUNICÍPIO DE LUIS EDUARDO MAGALHÃES. A E B TRATA-SE DO MESMO ABATIMENTO REGISTRADO RESPECTIVAMENTE EM JUNHO DE 2013 E OUTUBRO DE 2014. C E D FORAM REGISTRADAS EM OUTUBRO DE 2014 E E REGISTRADA EM JUNHO DE 2013. DIMENSÕES DO ABATIMENTO DA FIGURA 5.12A: 0,87 M X 1,50 M X 3,75 M (LxCxH). F E G SÃO DETALHES DA PAREDE DA FIGURA 5.12E ONDE AFLORA A ROCHA SILICIFICADA DA FORMAÇÃO SERRA DAS ARARAS SUPERFICIALMENTE INTEMPERIZADA. -----	142
FIGURA 5.13. IMAGENS VANT DESTACANDO A EVOLUÇÃO DOS ABATIMENTOS EM ÁREA SITUADA ÀS MARGENS DA ESTRADA COLONIZADORA NA ENTRADA DA FAZENDA NOSSA SENHORA DE FÁTIMA (FNSF). AS IMAGENS FORAM OBTIDAS EM 17/12/2018 NO PERÍODO DE PREPARO PARA O PLANTIO E EM 15/04/2019 APÓS A GEMINAÇÃO DA SOJA. O CÍRCULO PONTILHADO E AS SETAS INDICAM, RESPECTIVAMENTE, ÁREA DE CONVERGÊNCIA E DIREÇÃO DE FLUXO DAS ÁGUAS PLUVIAIS.-----	143
FIGURA 5.14. IMAGEM VANT (15/04/2019) E SEÇÃO GPR-04 NW-SE (20/06/2019). NA SEÇÃO GPR-04 OBTIDA COM ANTENA DE FREQUÊNCIA NOMINAL DE 270 MHz, OS ESTRATOS PARALELOS APRESENTAM-SE SUAVEMENTE ONDULADO; SÃO DESTACADOS OS TUBOS E AS FEIÇÕES DECORRENTES DA EVOLUÇÃO DOS TUBOS E RELACIONADOS A AÇÃO ANTRÓPICA. UMA DAS HIPÉRBOLES CORRELACIONADAS A OCORRÊNCIA DE ESTRUTURAS TUBULARES SUBTERRÂNEAS FOI IDENTIFICADA NO CENTRO DA SEÇÃO A 8 METROS DE PROFUNDIDADE. -----	144
FIGURA 5.15. A - AS FISSURAS NA SUPERFÍCIE DO SOLO DA FAZENDA NOSSA SENHORA DE FÁTIMA ORIGINADAS ACIMA E AO LONGO DOS TUBOS SUBTERRÂNEOS CONECTANDO OS ABATIMENTOS, DÃO ACESSO AS ÁGUAS SUPERFICIAIS AS CAVIDADES SUBTERRÂNEAS. B - COLUNAS RUINIFORMES SILICIFICADAS DA FORMAÇÃO SERRA DAS ARARAS COM MAIS DE 8 M DE ALTURA QUE AFLORAM PRÓXIMO A RUPTURA DA SERRA DO MIMO, A LESTE DA CIDADE DE BARREIRAS-BA (MODIFICADA DE CARVALHO E CAMPOS, 2022) (NO PRELO). -----	145
FIGURA 5.16. EROSIÃO DAS COBERTURAS SEDIMENTARES INCONSOLIDADAS EM TERRENO COM DECLIVIDADE DE 1,6% DA FORMAÇÃO	

CHAPADÃO DO URUCUIA. A INSTALAÇÃO DA RAVINA EXUMOU ESTRUTURAS RUINIFORMES DE ROCHAS SILICIFICADAS DA FORMAÇÃO SERRA DAS ARARAS. -----	146
FIGURA 5.17. EXUMAÇÃO DAS ESTRUTURAS RUINIFORMES DE ROCHAS SILICIFICADAS E INTEMPERIZADAS DA FORMAÇÃO SERRA DAS ARARAS. A E B DESTACAM A DESCONTINUIDADE E PROFUNDIDADE DE RUÍNAS SILICIFICADAS. C DESTACA A PROFUNDIDADE DA EROSÃO E A COBERTURA DO SOLO SOBRE A COLUNA RUINIFORME. D EXISTÊNCIA DE JANELA EROSIVA NA PAREDE DA ROCHA SILICIFICADA. E OCORRÊNCIA DO PIPING NO CONTATO DO SOLO COM A ROCHA SILICIFICADA. -----	147
FIGURA 5.18. DEPRESSÕES E ABATIMENTOS SOBRE MAPA DE ISOIETAS DA MÉDIA ANUAL DAS CHUVAS NO PERÍODO DE 1970 A 2010 (MODIFICADO DE ANA, 2017H). FC – FAZENDA CENTÚRIA. FNSF – FAZENDA NOSSA SENHORA DE FÁTIMA. FRP – FAIXA RIO PRETO. LTB - LINEAMENTO TRANSBRASILIANO. -----	150
FIGURA 5.19. MAPA PLANIALTIMÉTRICO DA DEPRESSÃO DA CENTÚRIA. DESTACANDO AS LINHAS PERPENDICULARES DA DA SEÇÃO TOPOGRÁFICA A-B (FIGURA 5.22) E DA SEÇÃO GPR (LINHA VERDE, FIGURA 5.23). -----	152
FIGURA 5.20. SEÇÃO TOPOGRÁFICA A-B (WSW-ENE) DA DEPRESSÃO DA CENTÚRIA. -----	153
FIGURA 5.21. SEÇÃO GPR (SW-NE) OBTIDA COM ANTENA DE FREQUÊNCIA NOMINAL DE 25 MHZ, COM CORREÇÃO TOPOGRÁFICA E INTERPRETAÇÕES DA DEPRESSÃO DA CENTÚRIA. -----	153
FIGURA 5.22. PONTOS DO ABATIMENTOS SOBRE MAPA MAGNETOMÉTRICO DO CAMPO TOTAL DA SUB-BACIA URUCUIA. DESTAQUE PARA O ABATIMENTO DA FAZENDA CENTÚRIA (FC) QUE SE ENCONTRA POSICIONADO SOBRE UMA ANOMALIA MAGNETOMÉTRICA (FONTE: MAPA MAGNETOMÉTRICO DO BRASIL – CPRM). -----	154
FIGURA 5.23. MAPA MAGNETOMÉTRICO DA AMPLITUDE DO SINAL ANALÍTICO (ASA). -----	155
FIGURA 5.24. LEGENDA DA FIGURA 5.23. -----	156

TABELAS

TABELA 2.1. DADOS DOS POÇOS ESTRATIGRÁFICOS SIAGAS E 2-ANP-3-BA COM MODIFICAÇÕES.....	26
TABELA 2.2. ESPESURAS SIGNIFICATIVAS DE CAMADAS DE ARENITO URUCUIA SILICIFICADAS E PERCENTUAL COM RELAÇÃO À ZONA SATURA DO AQUIFERO.	37
TABELA 3.1. SPECIFICATIONS OF THE WEST BAHIA AND BAMBUÍ AIRBORNE SURVEY PROJECTS.....	51
TABELA 4.1. RESUMO DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DA AMOSTRA COMPOSTA POR 4.126 PONTOS.....	85
TABELA 4.2. PARÂMETROS DE ESTIMAÇÃO PARA A KRIGAGEM ORDINÁRIA DOS RESÍDUOS.	88
TABELA 5.1. COMPOSIÇÃO GRANULOMÉTRICA DO LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO DISTRÓFICO EM ÁREAS DE CERRADO E DE LAVOURAS NA SUB-BACIA URUCUIA. COMPILADO DE ⁽¹⁾ MANTOVANI ET AL. (2019), ⁽²⁾ FONTANA ET AL. (2016) E ⁽³⁾ FREITAS ET AL., (2014). ⁽¹⁾ MANTOVANI ET AL. (2019). ⁽²⁾ FONTANA ET AL., (2016): PONTO P5: ÁREA DE CERRADO EM LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO DISTRÓFICO TÍPICO (TEXTURA MÉDIA); PONTO P3: ÁREA DE PLANTIO DE PLANTIO DE SOJA. ⁽³⁾ FREITAS ET AL. (2014): PERFIL 2: 12° 31' 06" S E 45° 57' 19" W. *VALOR DA MÉDIA GEOMÉTRICA.	116
TABELA 5.2. ÓXIDOS E ÍNDICES KI E KR PRESENTES NOS LATOSSOLOS AMARELO DISTRÓFICO NA ÁREA DA SUB-BACIA URUCUIA (MODIFICADO DE FREITAS ET AL., (2014). $KI = (SiO_2/Al_2O_3) \times 1,7$ E $KR = (SiO_2/0,6)/(Al_2O_3/1,02) + (Fe_2O_3/1,6)$ (TEIXEIRA ET AL., 2017A).	116
TABELA 5.3. COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS LATOSSOLOS VERMELHO-AMARELOS DISTRÓFICOS NA ÁREA DA SUB-BACIA URUCUIA COMPILADO DE (1) FONTANA ET AL., (2016) E (2) FREITAS ET AL., (2014). DESTAQUE PARA O HORIZONTE AP DE SEQUEIRO (PONTO 3) DEVIDO AO AUMENTO NOS VALORES DE PH EM ÁGUA, DOS CÁTIOS E DA CTC. ⁽¹⁾ FONTANA ET AL., (2016): PONTO 5: CERRADO EM LATOSSOLO AMARELO DISTRÓFICO TÍPICO (TEXTURA MÉDIA); PONTO 3: SEQUEIRO (ÁREA DE PLANTIO DE SOJA) EM LATOSSOLO VERMELHO DISTRÓFICO TÍPICO (TEXTURA MÉDIA). ⁽²⁾ FREITAS ET AL., (2014): PERFIL 2: 12° 31' 06" S E 45° 57' 19" W, *VALORES DE Ca^{2+} SEM VALORES PARA O Mg^{2+}	117
TABELA 5.4. DENSIDADE MÉDIA (PA), DENSIDADE DE PARTÍCULAS (PS) E POROSIDADE TOTAL (Φ_{TOT}) DOS LATOSSOLOS AMARELO DISTRÓFICO NA ÁREA DA SUB-BACIA URUCUIA. MODIFICADO DE ⁽¹⁾ FREITAS ET AL., 2014, DE ⁽²⁾ FONTANA ET AL., 2016 E DE ⁽³⁾ MANTOVANI ET AL., 2019). ⁽¹⁾ MANTOVANI ET AL. (2019): DENSIDADE MÉDIA DO SOLO (PA) FOI DETERMINADA NAS PROFUNDIDADES DE 0 A 70 CM; A DENSIDADE DE PARTÍCULAS (PS) E POROSIDADE TOTAL (Φ_{TOT}) FORAM DETERMINADAS NAS PROFUNDIDADES DE 0 A 5 CM; *MÉDIA GEOMÉTRICA. ⁽²⁾ FONTANA ET AL. (2016): PONTOS P3 E P5. ⁽³⁾ FREITAS ET AL. (2014): PERFIL 2.....	119
TABELA 5.5. ESTRUTURA E CONSISTÊNCIA DOS HORIZONTES DE LATOSSOLOS EM ÁREAS DE CERRADO E AGRÍCOLA DE SEQUEIRO (SOJA) NO MUNICÍPIO DE LUÍS EDUARDO MAGALHÃES (LEM) NO ESTADO DA BAHIA, REGIÃO DA SUB-BACIA URUCUIA (MODIFICADO DE FONTANA ET AL., 2016). PONTO P5: CERRADO EM LATOSSOLO AMARELO DISTRÓFICO TÍPICO (TEXTURA MÉDIA). PONTO P3: SEQUEIRO (ÁREA DE PLANTIO DE SOJA) EM LATOSSOLO VERMELHO DISTRÓFICO TÍPICO (TEXTURA MÉDIA). (QSD) QUE SE DESFAZ. SOLOS CIMENTADOS (APX) INDICADOS PELO SUFIXO "X".	120
TABELA 5.6. CLASSES CORRESPONDENTES AS VELOCIDADES MÉDIAS DE PERMEABILIDADE HIDRÁULICA. MODIFICADO DE ANA (2017D).	121
TABELA 5.7. CORRELAÇÃO DOS VALORES DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICAS (K) MÉDIAS DOS SOLOS COM COBERTURA DE CERRADO E ÁREA AGRÍCOLA, APRESENTADOS POR ⁽¹⁾ MANTOVANI ET AL. (2019), ⁽²⁾ ANA (2017E) E ⁽³⁾ FONTANA ET AL. (2016). PROFUNDIDADES DE DETERMINAÇÃO DA K: ⁽¹⁾ MANTOVANI ET AL. (2019) ENTRE 0 A 5 CM, ⁽²⁾ ANA (2017E): ENTRE 0 A 5 CM, E ⁽³⁾ FONTANA ET AL. (2016): PONTOS P1 E P5 ENTRE 0 A 20 CM. *MÉDIA GEOMÉTRICA.	121
TABELA 5.8. VALORES MÉDIOS DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (K) EM M/S DETERMINADOS POR PERMEÂMETRO DE GUELPH E	

INFILTRÔMETRO DE ANEL DUPLO. VALOR MÉDIO GEOMÉTRICO DAS PROFUNDIDADES: 37 CM (ENTRE 0,27 E 0,50M) (MODIFICADO DE ANA, 2017D).....	122
TABELA 5.9. CLASSIFICAÇÃO HIDROQUÍMICA DAS ÁGUAS DOS SISTEMA AQUIFERO URUCUIA (MODIFICADO DE ANA, 2017H). NOTAR O PREDOMÍNIO DAS ÁGUAS BICARBONATADAS SÓDICAS.....	123
TABELA 5.10. RAZÃO DE ADSORÇÃO DE SÓDIO CORRIGIDA (RASC) DAS ÁGUAS DE IRRIGAÇÃO DO PERÍMETRO PÚBLICO DE IRRIGAÇÃO SÃO DESIDÉRIO/BARREIRAS SUL (CARVALHO, 2014). $RASC = Na^+ \div \sqrt{[(Ca^{2+} + Mg^{2+}) \div 2]}$. O Ca^{2+} É O TEOR DE CÁLCIO DA ÁGUA, CORRIGIDO PELA CONDUTIVIDADE ELÉTRICA (CEA) PARA O TEOR DE BICARBONATO EM RELAÇÃO AO SEU PRÓPRIO TEOR DE CÁLCIO (HCO_3^-/Ca) EM MMOLC/L (CARVALHO, 2014).	124
TABELA 5.11. TROCA CATIÔNICA DE AMOSTRAS DE SOLO (MASANNAT, 1980). $RAS = Na^+ \div \sqrt{[(Ca^{2+} + Mg^{2+}) \div 2]}$. $RASA = \{Na^+ \div \sqrt{[(Ca^{2+} + Mg^{2+}) \div 2]}\} \times [(1 + (8,4 - PH))]$	125
TABELA 5.12. RAZÃO DE ADSORÇÃO DE SÓDIO (RAS) E RAZÃO DE ADSORÇÃO DE SÓDIO AJUSTADA (RASA) PARA OS LATOSSOLOS VERMELHO-AMARELOS DISTRÓFICOS DA ÁREA DE ESTUDO CALCULADAS COM BASE NOS VALORES DE FREITAS ET AL. (2014) APRESENTADOS NA TABELA 5.3.....	134

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivos Gerais	5
1.2. Objetivos Específicos	5
1.3. Justificativa	6
1.4. Hipótese	7
1.5. Localização da área de estudo	7
1.6. Organização da Tese	7
2. CONTEXTO GEOLÓGICO E TECTÔNICO DO SISTEMA AQUÍFERO URUCUIA ..	11
2.1. Cráton do São Francisco	11
2.2. Sistema Aquífero Urucuia	32
3. INFLUENCE OF TECTONIC REACTIVATIONS ON THE EVOLUTION AND STRUCTURING OF THE SANFRANCISCANA BASIN WITH EMPHASIS ON THE URUCUIA SUB-BASIN	45
3.1. INTRODUCTION	46
3.2. MATERIAL AND METHODS	48
3.3. RESULTS	51
3.4. DISCUSSION	63
3.5. FINAL REMARKS	70
4. AVALIAÇÃO DA POTENCIOMETRIA E IDENTIFICAÇÃO DE DIVISORES HIDROGEOLÓGICOS DO SISTEMA AQUÍFERO URUCUIA CENTRAL COM USO DE INTERPOLAÇÃO POR KRIGAGEM	72
4.1. INTRODUÇÃO	73
4.2. MATERIAIS E MÉTODOS	76
4.3. RESULTADOS E DISCUSSÃO	81
4.4. CONCLUSÕES	102
5. ESTUDO DE SINKHOLES E GRANDES DEPRESSÕES EM ÁREAS AGRÍCOLAS NA SUB-BACIA URUCUIA, OESTE DO ESTADO DA BAHIA	104
5.1. INTRODUÇÃO	105
5.2. MATERIAIS E MÉTODOS	107
5.3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	109
5.4. RESULTADOS	115
5.5. DISCUSSÕES	130
5.6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	156
6. DISCUSSÃO INTEGRADA E CONSIDERAÇÕES FINAIS	159
7. REFERÊNCIAS	168

1. INTRODUÇÃO

Considerado um dos aquíferos mais importantes do Brasil, o Sistema Aquífero Urucuia é responsável por 90% da descarga de base que mantém perenes os rios da região Oeste da Bahia e demais rios afluentes das bacias hidrográficas do rio São Francisco durante o período de estiagem que ocorre de abril a outubro (GASPAR, 2006).

Este reservatório subterrâneo recobre uma área de 126.467 km², destes, 65% encontram-se inseridos na região oeste do Estado da Bahia e se estende em porções menores aos estados do Piauí, Tocantins, Goiás e Minas Gerais (GASPAR; CAMPOS, 2007; GASPAR; CAMPOS; MORAES, 2012; ANA, 2017a).

O Sistema Aquífero Urucuia situado na porção oeste do Cráton do São Francisco, apresenta-se na forma alongada com direção norte sul e corresponde aos aquíferos associados às rochas sedimentares do Grupo Urucuia de idade neocretácea pertencentes à porção norte da Bacia Sanfranciscana e ao extremo sul da Bacia Sedimentar do Parnaíba.

As rochas do Grupo Urucuia são compostas por arenitos flúvio-eólicos das formações Posse e Serra das Araras e por coberturas (alúvio, colúvio e eluvionares) cenozoicas da Formação Chapadão (CAMPOS e DARDENNE, 1997a, 1997b; SPIGOLON e ALVARENGA, 2002), que foram depositadas em discordância erosiva sobre rochas de idade neoproterozoicas do Grupo Bambuí que ocorrem nos extremos oeste, sul e leste, bem como ao longo de todo o Alto do Rio Grande; sobre rochas da Faixa Rio Preto (Paleo-Neoproterozoico) (UHLEIN et al., 2011); sobre rochas do Grupo Areado (Eocretáceo); e sobre as formações Motuca (Permiano) e Sambaíba (Triássico) do Grupo Balsas desde o sul da Bacia Sedimentar do Parnaíba até a porção Central da Bacia Sanfranciscana (GÓES, 1995; KIANG e SILVA, 2015; SANTOS, 2017; SILVA e CHANG, 2018).

A história geológica das manifestações tectônicas que ocorreram do Neoproterozoico ao recente (Holoceno) envolvendo a porção norte da Bacia Sanfranciscana (BS) estabeleceu condições adequadas à deposição dos sedimentos do Grupo Urucuia que compõem a Sub-Bacia Urucuia (CAMPOS e DARDENNE, 1997a), influenciando na evolução, assegurando a manutenção e a remanescente distribuição.

As informações sobre a estruturação da Bacia Sanfranciscana disponibilizadas nos trabalhos de HOLZ et al., (2014); KIANG e SILVA, (2015); BARBOSA, (2016);

JANONI et al., (2016); ANA, (2017b), em poços estratigráficos da ANP (2013) e da CPRM-SIAGAS, somados a outros advindos de pesquisas realizadas no sul e extremo sul da Bacia Sedimentar do Parnaíba DNPM, (1973); COIMBRA, (1983); GÓES, (1995); SPISILA, (2011); OLIVEIRA, (2017); SANTOS, (2017) que contemplam a região de deposição do Grupo Urucuia sobre a Bacia Sedimentar do Parnaíba, bem como os estudos realizados na Faixa Rio Preto (EGYDIO-SILVA, 1987; CAXITO, 2010 e 2013; EGYDIO-SILVA; et al., 2011; HEILBRON; et al., 2017; REIS et al., 2017), motivaram a realização do trabalho de revisão e atualização das informações estabelecidas e detalhadas por Campos e Dardenne (1997a). Estes trabalhos contemplam as reativações tectônicas e neotectônicas atribuídas aos blocos Cavalcante-Natividade (FUCK et al., 2014; TRINDADE et al., 2015) e Cristalândia do Piauí (HEILBRON; et al., 2017; BARROS, 2019; CAXITO et al., 2020) que afetaram principalmente as porções central e norte da Sub-Bacia Urucuia.

Segundo Carvalho e Campos (2022) (no prelo) os eventos convergentes colisionais brasileiros do Bloco Cristalândia do Piauí sobre o noroeste do Cráton do São Francisco resultaram na instalação da Bacia Sanfranciscana Norte, um sistema de bacia de antepaís (*foreland basin*) (DECELLES e CURRIE, 1996; DECELLES e GILES, 1996) de direção norte-sul delimitada a norte pelo Alto do São Francisco, a sul pelo Alto de Januária, a leste pela faixa Espinhaço Setentrional e a oeste pela inflexão da Faixa Brasília, na qual foram depositados sedimentos do Grupo Balsas, do Grupo Areado e do Grupo Urucuia (COIMBRA, 1983; GÓES, 1995; CAMPOS e DARDENNE, 1997a, 1997b; KIANG e SILVA, 2015; SANTOS, 2017), cujas feições bacinais foram identificadas e destacadas em mapa gravimétrico da ANA (2017b).

A evolução da Sub-Bacia Urucuia por reativações tectônicas a nível regional geraram: i) a elevação das sequências cenozoicas envolvendo o embasamento e os sedimentos da Bacia Sedimentar do Parnaíba e do Grupo Urucuia; ii) a inclinação para leste com a elevação da borda oeste do Grupo Urucuia; iii) o escarpamento do Lineamento Transbrasiliano; iv) a geração do Domo de Santa Marta; e v) as reativações da Zona de Cisalhamento Malhadinha-Formosa do Rio Preto e por conseguinte toda a Zona de Cisalhamento da Faixa Rio Preto, provocando intenso fraturamento das rochas silicificadas do Grupo Urucuia.

No decorrer da abordagem das estruturas geradas pelo encurtamento crustal ocorrido durante a colisão do Bloco Cristalândia do Piauí com o noroeste do Cráton do São Francisco (CAXITO, 2010, 2013; HEILBRON et al., 2017; CAXITO et al., 2020) e posteriores reativações do Bloco Correntina (BIZZI e SCHOBENHAUS, 2003;

BARROS, 2019; CARVALHO e CAMPOS, 2022), tornou-se imperativa a confirmação da existência do “*Forebulge*”, tendo este sido caracterizado como um divisor hidrogeológico denominado Alto do Rio Grande (São Domingos/Wanderley) identificado em mapa potenciométrico do Sistema Aquífero Urucuia Central gerado pela aplicação do geoestatística com a interpolação por Krigagem Ordinária. Do mapa potenciométrico do Sistema Aquífero Urucuia Central foi possível ainda a identificação dos divisores Norte (Luís Eduardo Magalhães/Riachão das Neves), Sul (Mambai/Coribe) e a confirmação do Divisor Oeste (Bahia/Goiás/Tocantins) definido por Gaspar (2006) e por Arraes e Campos (2008).

Estes divisores hidrogeológicos contornam as bordas do núcleo cratônico do Bloco Correntina, sendo definidos por elevações geradas pelas faixas móveis e reativações tectônicas, validam os modelos consolidados na literatura e auxilia na gestão dos recursos hídricos subterrâneos.

As reativações neotectônicas da Faixa Rio Preto e do Lineamento Transbrasiliiano que deram origem aos duplex compressionais/extensionais e ao fraturamento das camadas de rochas silicificadas (COIMBRA, 1983; GÓES, 1995; CHAMANI, 2011; SANTOS, 2017; CARVALHO e CAMPOS, 2022) responsáveis pela manutenção de subsistemas confinados e semiconfinados do Sistema Aquífero Urucuia (LIMA, 2007; OLIVEIRA, 2008; GASPAR e CAMPOS 2006; MORAES, 2012; BARBOSA, 2016; JANONI, 2017), têm se manifestado nos últimos anos na forma de tubos subterrâneos, abatimentos (monitorados por este autor desde 2013) e depressões que afetam principalmente a porção norte da Sub-Bacia Urucuia.

Na caracterização dos tubos subterrâneos, dos abatimentos e das depressões foram empregadas imagens obtidas por Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT), imagens Alos Palsar e seções de Radar de Penetração no Solo (GPR) usando duas antenas, uma de baixa frequência (25 Mhz) e outra de alta frequência (270 MHz). Os mapas originais e modificados foram gerados e tratados nos softwares Global Mapper 2.1 e ArcMap 10.3.

As imagens obtidas por VANT permitiram identificar pequenas depressões responsáveis pelo ajuntamento das águas de chuva, fissuras da superfície do solo, pequenas estruturas circulares tipo “orifícios”, abatimentos, ravinas e voçorocas. As imagens Alos Palsar foram usadas na distribuição regional e a definição do trend NE-SW preferencial de ocorrência dos abatimentos situados na Zona de Cisalhamento da Faixa Rio Preto, bem como na identificação das grandes e pequenas depressões.

Na seção de Radar de Penetração no Solo (GPR) com antena de alta frequência (270 MHz) foram identificadas hipérboles correlacionadas a ocorrência de estruturas

tubulares subterrâneas em diferentes profundidades, estruturas côncavas correlacionadas a abatimentos aterrados, descontinuidade verticalizada do pacote sedimentar, compactação de pé de grade no interior da área agrícola e compactação do leito da estrada. Já a antena de baixa frequência (25 MHz) foi usada na caracterização da Depressão da Centúria permitindo a identificação das bordas e centro do colapso e as deposições recentes marcadas por refletores plano-paralelos e suavemente ondulados.

O emprego da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) permitiu associar a Depressão da Centúria à neotectônica que afetou no Mesozoico o Lineamento Transbrasiliano e a Faixa Rio Preto, reativando duplexes extensionais do embasamento que favoreceram as intrusões da suíte magmática da Formação Mosquito. Pequenas depressões que ocorrem na região do Alto do Rio Grande foram associadas à erosão interna dos sedimentos friáveis da Formação Posse ou até mesmo a formação de dolinas pela dissolução das rochas carbonáticas da Formação São Desidério, Grupo Bambuí.

Da tectônica responsável pela formação da Bacia Sanfranciscana às reativações neotectônicas que a dividiu nas sub-bacias Abaeté e Urucuia, instalou-se o sistema de drenagens, fraturou rochas silicificadas e tem gerado os tubos subterrâneos, abatimentos e depressões, associados a ocupação antrópica de grandes áreas pelo agronegócio, impactam na dinâmica do aquífero (na infiltração, na recarga, na circulação e no armazenamento).

Regionalmente, o aumento da demanda por águas superficiais para irrigação nos últimos anos no oeste da Bahia, reduziu significativamente a disponibilidade deste recurso obrigando a restrição na emissão de novas outorgas. Consequentemente houve aumento significativo na demanda do Sistema Aquífero Urucuia a partir da perfuração de poços tubulares para a irrigação por pivôs, obrigando o órgão estadual emissor de outorgas, a instituir procedimentos administrativos e critérios técnicos para perfuração de poços tubulares para fins de exploração de água do Aquífero Urucuia no domínio do Estado da Bahia através Instrução Normativa nº 003 de 30 de Junho de 2022 (INEMA, 2022).

Apesar dos critérios estabelecidos na IN-003/2022, os estudos do arcabouço hidroestratigráfico ainda são considerados insuficientes por alguns autores, persistindo muitas dúvidas quanto à configuração geométrica do aquífero, necessários a determinação do volume armazenado e a elaboração de um modelo específico de gestão para o Sistema Aquífero Urucuia (KIANG e SILVA, 2015; BARBOSA et al., 2017).

1.1. Objetivos Gerais

O presente trabalho teve por objetivo determinar com base na evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana e nas reativações neotectônicas, as áreas de ocorrência das diferentes sub-bacias hidrogeológicas que compõem o Sistema Aquífero Urucuia Central, a fim de subsidiar a adoção da gestão integrada dos recursos hídricos subterrâneos na região Oeste da Bahia.

1.2. Objetivos Específicos

A) Fazer uma revisão sobre a influência das reativações tectônicas na evolução e estruturação da Bacia Sanfranciscana dando ênfase às mudanças geradas na Sub-Bacia Urucuia;

B) Delimitar as sub-bacias hidrogeológicas que compõem a Sub-Bacia Urucuia Central, definindo seus divisores hidrogeológicos e as direções preferenciais de fluxo subterrâneo a partir de mapa potenciométrico gerado por krigagem Ordinária de pontos unificados ao Modelo Digital de Elevação (MDE) das imagens da *Alos Palsar*, empregando a extensão *Geostatistical Analyst* do software ArcMap 10.3;

C) Mapear e caracterizar a ocorrência de tubos subterrâneos (*piping*) e abatimentos (*sinkholes*), que tem se intensificado na porção norte do Aquífero Urucuia, mais especificamente na região sob a influência da Faixa Rio Preto, bem como elaborar entendimento quanto aos impactos sobre as áreas agrícolas e a interação destas ocorrências com o aquífero;

D) Mapear e caracterizar as depressões do Chapadão do Urucuia, cuja maior ocorrência tem sido identificada na porção noroeste do Aquífero Urucuia, mais especificamente na região sob a influência da Faixa Rio Preto, bem como elaborar entendimento da interação destas ocorrências com o aquífero;

E) Interpretar informações obtidas por *Ground Penetrating Radar* (GPR) a fim de identificar as ocorrências de estruturas subterrâneas que corroborem na identificação dos tubos subterrâneos, dos abatimentos e das depressões que afetam as coberturas e embasamento da Sub-Bacia Urucuia e impactam no Sistema Aquífero Urucuia.

F) Gerar uma seção geológica longitudinal (Norte-Sul) da Bacia Sanfranciscana com base no conceito atual da evolução tectônica da bacia, nas compartimentações hidrogeológicas e nas descrições litológicas dos poços estratigráficos da CPRM-SIAGAS e do poço 2-ANP-3-BA.

1.3. Justificativa

Este projeto se justifica pela importância do Sistema Aquífero Urucuia como base da economia, incluindo agropecuária, abastecimento público, conservação dos ecossistemas e manutenção do nível de base dos rios da região e tributários do rio São Francisco.

No desenvolvimento deste trabalho foram empregadas ferramentas que permitiram conhecer e entender melhor o arcabouço morfotectônico da Bacia Sanfranciscana e consequentemente dos aquíferos associados, principalmente do Aquífero Urucuia em sua porção central localizada nos domínios dos municípios baianos de São Desidério, Barreiras e Luís Eduardo Magalhães, onde se concentram os maiores núcleos urbanos e a maioria dos poços empregados na irrigação no oeste do Estado.

Espera-se que os resultados aqui alcançados possam servir como subsídios consistentes para as futuras reformulações de portarias (Portaria INEMA nº 22.181 de 22/01/2021) (INEMA, 2021) e instruções normativas (IN nº 003 de 30/06/2022) (INEMA, 2022).

Segundo Kiang e Silva (2015), ainda são restritos os estudos sobre a configuração do arcabouço hidroestratigráfico, persistindo muitas dúvidas quanto à configuração geométrica do aquífero, necessários a determinação do volume armazenado e a elaboração de um modelo específico de gestão do Aquífero Urucuia. A falta de fiscalização rigorosa das empresas de perfuração, o não controle dos volumes outorgados/explotados em poços de grande vazão cadastrados e a ausência de registros de poços perfurados (clandestinos) em atividade e a ausência de um sistema de monitoramento eficaz não permitem conhecer os reais volumes explotados, expondo a décadas o Sistema Aquífero Urucuia a um possível regime de sobrexplotação.

Estudos mais recentes dão conta da influência direta da neotectônica na morfologia das drenagens, nas áreas de recarga e exutórios, identificando três padrões distintos (JANONI et al., 2016). Há de se considerar que o atual estado da arte corrobora com as já preconizadas compartimentações do aquífero em subsistemas que apresentam parâmetros hidrogeológicos específicos (GASPAR, 2006; BARBOSA, 2016).

Barbosa (2016) propõem um modelo hidrogeológico considerando que o sistema seja representado por um aquífero superior do tipo livre e que os níveis de arenitos silicificados e fraturados representam uma unidade de confinamento que localmente possibilitam a drenança para um aquífero inferior do tipo confinado, concordando com os estudos desenvolvidos por Gaspar et al., (2012).

1.4. Hipótese

A presente pesquisa pretende responder à seguinte questão: “O Conhecimento já desenvolvido sobre o Sistema Aquífero Urucuia é suficiente para estabelecer sua gestão adequada de forma que sua exploração seja sustentável? ”

1.5. Localização da área de estudo

A área de estudo representa os limites da Sub-Bacia Urucuia do Sistema Aquífero Urucuia, localizado no oeste do Cráton do São Francisco (Figura 1.1). Os estudos abrangem: i) a Bacia Sanfranciscana quando aborda sua evolução tectônica; ii) a influência da tectônica-neotectônica na subdivisão da porção central da Sub-Bacia Urucuia em sub-bacias hidrogeológicas do Sistema Aquífero Urucuia Central, contemplando os domínios dos municípios baianos de Correntina, São Desidério, Barreiras e Luís Eduardo Magalhães, onde se concentram os maiores núcleos urbanos e poços empregados na irrigação; iii) a instalação de processos erosivos responsáveis pela ocorrência de tubos subterrâneos, abatimentos e voçorocas deflagrados nas áreas sob o domínio da Faixa Rio Preto situada a porção centro norte da Sub-Bacia Urucuia; iv) as grandes depressões, igualmente sob o domínio da Faixa Rio Preto, relacionadas a abatimentos gerados por acomodações das rochas do embasamento em função dos esforços distensionais, e; v) as pequenas depressões, sob o domínio do Alto do Rio Grande, relacionadas a abatimentos gerados em função da dissolução das rochas do embasamento carbonático e por acomodações associadas aos esforços distensionais.

1.6. Organização da Tese

No capítulo 1 é apresentada a introdução à área alvo dos estudos, sua localização, destacando sua importância regional e nacional, do ponto de vista do aquífero e como área produtora de *commodities* agrícolas, seguida pelos objetivos e justificativas para realização deste trabalho.

No capítulo 2 é apresentada uma revisão do contexto geológico e tectônico que culminou na formação do Sistema Aquífero Urucuia. Neste capítulo a revisão inicia pela caracterização e evolução tectônica do Cráton do São Francisco, trata da formação e evolução da Bacia Sedimentar do São Francisco e, por conseguinte, da Bacia Sanfranciscana e de suas 2 sub-bacias, Urucuia e Abaeté. São abordados o impacto da silicificação na Sub-Bacia Urucuia responsável pela diversificação dos sistemas aquíferos, a drenança imposta pelas discontinuidades das rochas silicificadas e das depressões, bem como contribuição dos tubos e abatimentos no aquífero. Este capítulo é concluído pela caracterização do Sistema Aquífero Urucuia.

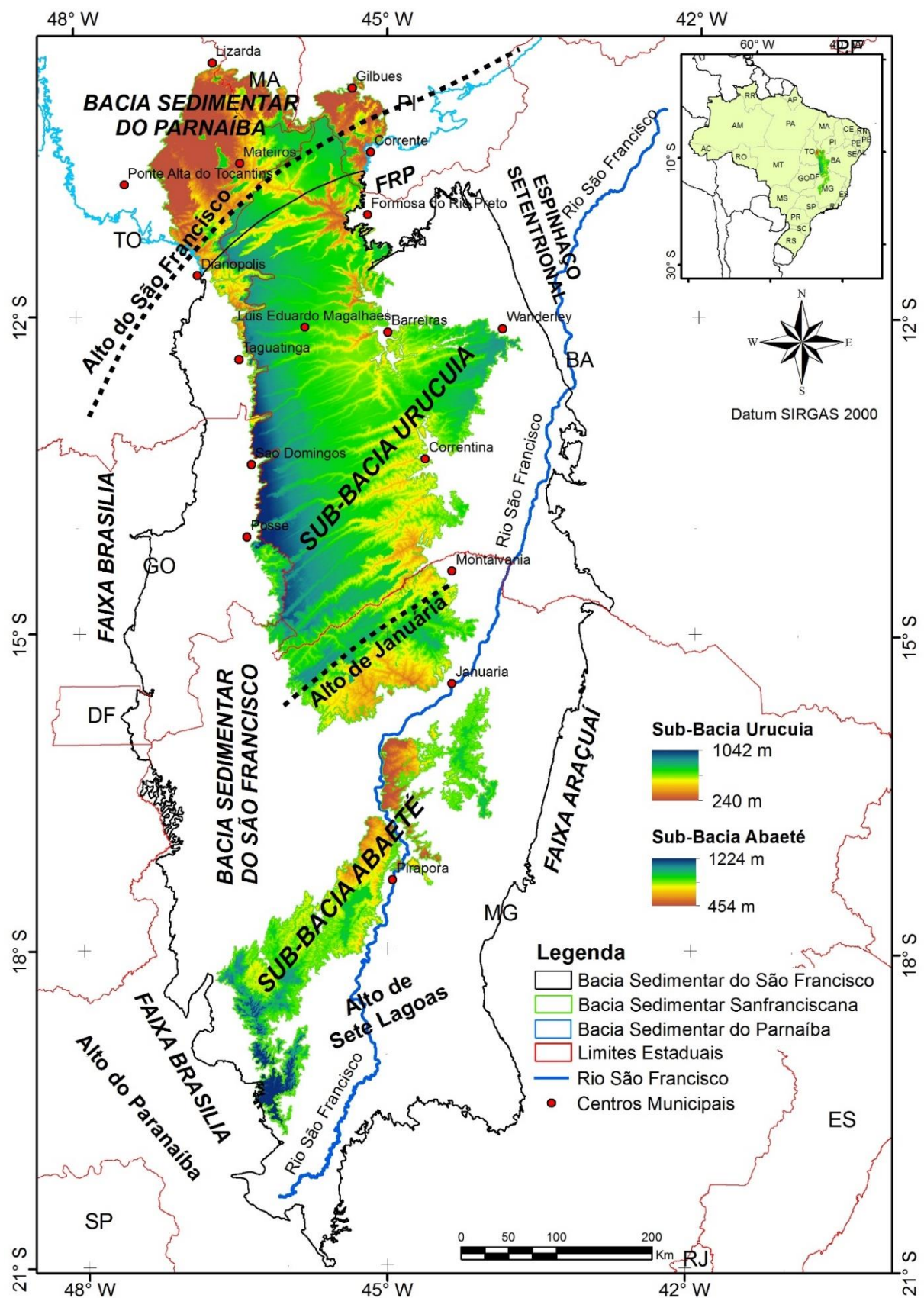


Figura 1.1. Mapa das Bacias Sedimentares do São Francisco e Sanfranciscana e suas duas sub-bacias, Urucua e Abaeté sobre Modelo Digital de Elevação das Imagens SRTM (Modificado de ANA, 2017a). FRP - Faixa Rio Preto.

No capítulo 3 é apresentado o artigo que se encontra *no prelo* no *BRAZILIAN JOURNAL OF GEOLOGY - BJG*, sob o título: **“Influence of Tectonic Reactivations on the Evolution and Structuring of the Sanfranciscana Basin with emphasis on the Urucuia Sub-Basin”** (Influência das Reativações Tectônicas na Evolução e Estruturação da Bacia Sanfranciscana, com ênfase à Sub-Bacia Urucuia) (CARVALHO e CAMPOS, 2022) no qual é realizada extensa revisão de literatura a partir de fontes diversificadas para tratar principalmente da evolução da Sub-Bacia Urucuia e as mais recentes manifestações tectônicas responsáveis por sua segmentação.

No capítulo 4 é apresentado o artigo submetido a Revista Brasileira de Geografia Física - RBGF e que se encontra em fase de correção após avaliação pelo corpo de revisores da revista. O trabalho é intitulado **“Avaliação da Potenciometria e Identificação de Divisores Hidrogeológicos do Sistema Aquífero Urucuia Central com uso de Interpolação por Krigagem”** no qual foram identificados quatro divisores hidrogeológicos como altos estruturais relacionados a atividade neotectônica.

O capítulo 5 é apresentado na forma de artigo (ainda não submetido) intitulado **“Estudo de Sinkholes e Grandes Depressões em Áreas Agrícolas na Sub-Bacia Urucuia, Oeste do Estado da Bahia”** no qual são abordados distintamente os processos rasos responsáveis pela formação de *sinkholes* e os processos profundos formadores das pequenas e grandes depressões.

A ocorrência dos abatimentos (*sinkholes*) foi correlacionada a evolução de tubos subterrâneos formados na interface dos latossolos da Formação Chapadão do Urucuia com as rochas silicificadas da Formação Serra das Araras, fraturadas ou não, e uma possível contribuição de cátions fornecidos pela sobrecaiação. As grandes depressões com maior concentração de ocorrência na porção Noroeste da Sub-Bacia Urucuia sobre o embasamento formado pela Faixa Rio Preto, foram correlacionadas com reativações de estruturas duplex extensionais do embasamento, destacando a depressão mais expressiva de formato circular e concêntrica com cerca de 5 km de diâmetro e profundidade de 30 m (na sua porção central) situada nas imediações da Fazenda Centúria - Rodovia BA-459 km 35 (Anel da Soja).

Nesta mesma porção Noroeste da Sub-Bacia Urucuia, algumas destas grandes depressões situadas na região de Placas foram correlacionadas com reativações de estruturas duplex extensionais, dolinas e erosão interna do embasamento formado por rochas carbonáticas do Grupo Bambuí e das areias friáveis da Formação Posse do Grupo Urucuia. Na região centro-leste da Sub-Bacia Urucuia, situada nas imediações do Alto do Rio Grande, as ocorrências de depressões menores também foram

correlacionadas a instalação de dolinas no embasamento formado por rochas carbonáticas do Grupo Bambuí e a erosão das areias friáveis da Formação Posse do Grupo Urucuia.

Os tubos subterrâneos (*piping*), os abatimentos (*sinkholes*), as grandes e pequenas depressões separadas ou conjuntamente influenciam na estrutura, na recarga e fluxo das águas subterrâneas. Os tubos subterrâneos e os abatimentos criam caminhos preferências as águas superficiais e subsuperficiais, enquanto as depressões grandes e pequenas instalam localmente o processo de drenança vertical.

No capítulo 6 são discutidas a relevância e as contribuições dos temas abordados nos três artigos ao conhecimento da Sub-Bacia Urucuia. Nas considerações finais são destacados alguns trabalhos de maior impacto publicados com foco no aquífero Urucuia, na sequência é apresentada uma série histórica da legislação estadual que estabelece diretrizes ao uso do aquífero e termina este capítulo com algumas recomendações que visam colaborar para a otimização da Gestão dos Recursos Hídricos do Sistema Aquífero Urucuia.

E por fim as indispensáveis referências que nortearam o desenvolvimento do trabalho e deram suporte a argumentação da tese, são listadas, de forma integrada, na última parte do texto da tese.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO E TECTÔNICO DO SISTEMA AQUÍFERO URUCUIA

O Sistema Aquífero Urucuia corresponde aos aquíferos associados às rochas sedimentares do Grupo Urucuia de idade neocretácea formado por arenitos e subordinadamente por conglomerados e siltitos depositados em ambientes continentais da Bacia Sanfranciscana (CAMPOS e DARDENNE, 1997a; SPIGOLON e ALVARENGA, 2002), e se estende sobre a porção sul da Bacia Sedimentar do Parnaíba (COIMBRA, 1983; GÓES, 1995; SANTOS, 2017). A existência de morros testemunhos além destes limites indicam que a área ocupada por sedimentos do Grupo Urucuia era muito mais ampla (GÓES, 1995; CAMPOS e DARDENNE, 1997a; VALADÃO, 1998; HEILBRON; et al., 2017; SANTOS, 2017), mas os processos erosivos associados às sucessivas reativações dos blocos cratônicos o reduziram à sua configuração atual.

2.1. Cráton do São Francisco

O Cráton do São Francisco-Congo e todos os demais blocos cratônicos dos continentes Sul-americano e africano são hoje entendidos como as porções mais interiores e estáveis das placas que, ao final do Neoproterozoico (600 Ma), se amalgamaram para formar no Cambriano (540 Ma) a porção ocidental do continente Gondwana (MANTESSO-NETO et al., 2004; HASUI, 2010; REIS, 2011) pela junção das massas continentais da América do Sul, África, Índia, Austrália e Antártica, ocasionando o fechamento dos oceanos Adamastor, Goiás e Borborema e dando origem aos sistemas orogênicos Mantiqueira, Tocantins e Borborema pela colisão dos cratons São Francisco, Amazônico, Paraná, Congo e Kalahari (MANTESSO-NETO et al., 2004; HASUI, 2010).

A colisão cratônica gerada pela orogenia Brasileiro/Pan-Africano provocou a exumação e colapso dos orógenos acentuando os processos erosivos, as intrusões e o vulcanismo pós-colisionais, a formação de riftes e bacias de molassa, processos que se estenderam de 620 (Ediacarano) a 460 Ma (Ordoviciano Médio) (HASUI, 2010).

A estabilização do Gondwana perdurou até o início do Cretáceo (130 Ma), quando processos distensivos ligados à ruptura do Pangea provocou a separação da América do Sul da África, dando origem ao Oceano Atlântico Sul (HASUI, 2010; HEILBRON; et al., 2017), com a consequente separação dos cratons São Francisco e Congo.

Os limites do Cráton do São Francisco (CSF) são definidos nas zonas de sutura caracterizadas nos orógenos brasileiros (REIS, 2011) pela faixa Brasília, a sul e oeste onde aflora o embasamento, pela faixa Rio Preto a noroeste, pelas faixas Riacho do

Pontal e Sergipana a norte, pela faixa Araçuaí a sudeste, e a leste pela margem continental (bacias do Jequitinhonha, Almada, Camamú e Jacuípe) (MANTESSO-NETO et al., 2004) (Figura 2.1).

As áreas de cobertura situadas no interior do cráton compreendem três grandes unidades morfotectônicas, a Bacia Sedimentar do São Francisco, o Aulacógeno do Paramirim e uma grande parte do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. Outros domínios de cobertura são as bacias neoproterozoicas de antepaís do Rio Pardo e da Faixa Sergipana (MANTESSO-NETO et al., 2004).

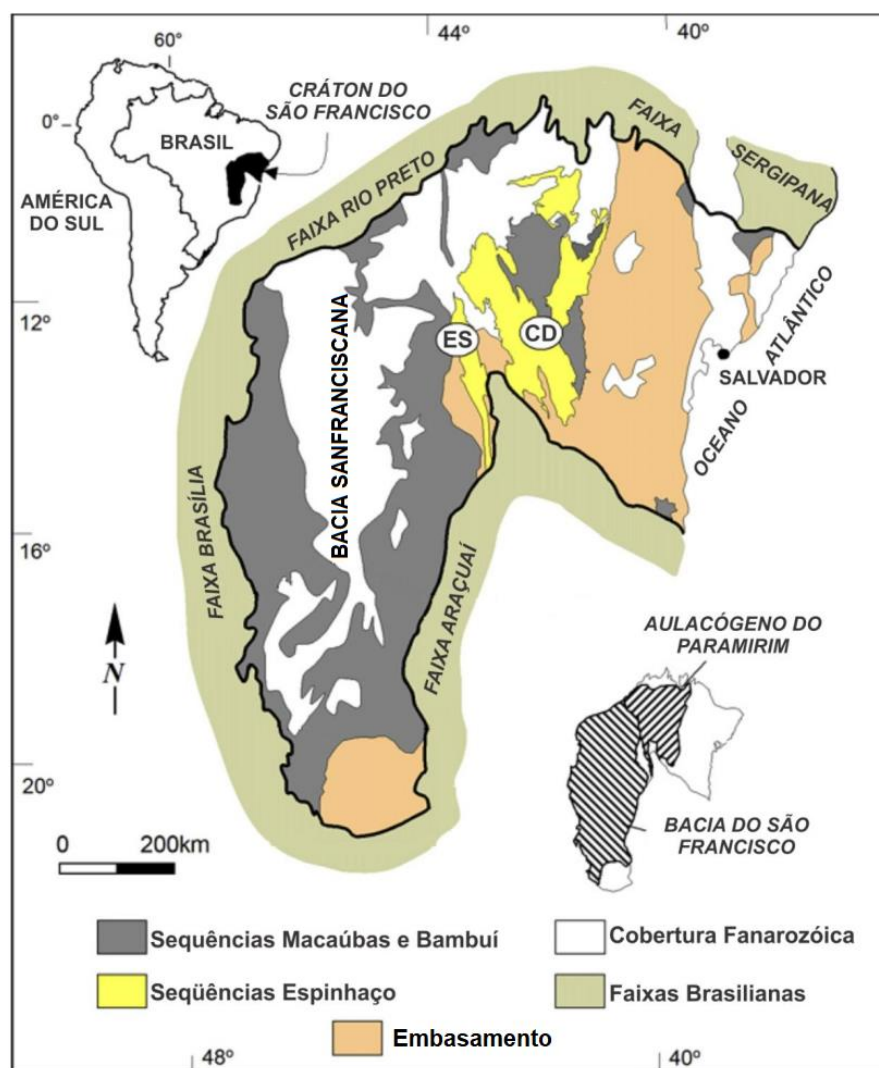


Figura 2.1. Mapa geológico do Cráton do São Francisco, com os cinturões brasileiros neoproterozoicos, as sequências de cobertura do Proterozoico (< 1,8 Ga), a Bacia Sedimentar do São Francisco e o aulacógeno Paramirim com seus domínios morfotectônicos: Espinhaço Setentrional (ES) e Chapada Diamantina (CD) (Modificado de ALKMIM; MARTINS-NETO, 2012).

2.1.1. Bacia Sedimentar do São Francisco

A Bacia Sedimentar do São Francisco corresponde a uma depressão que ocupa quase toda a região sudoeste do Cráton do São Francisco, recobrando porções dos Estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás, possui uma área de aproximadamente 371.100 km² com maior largura 500 km na porção central leste-oeste e comprimento de 1.150 km no eixo norte-sul. Limita-se a oeste com a Faixa Brasília, a norte-noroeste com a Faixa Rio Preto, a nordeste com o Corredor do Parnamirim ao longo da Serra do Espinhaço setentrional, a sudeste com a Faixa Araçuaí ao passo que seu limite sul é de natureza erosiva (REIS, 2011) (Figura 2.1).

As maiores unidades litoestratigráficas aflorantes na Bacia Sedimentar do São Francisco são: o Supergrupo Espinhaço de idade paleo/mesoproterozoica, o Supergrupo São Francisco de idade neoproterozoica incluindo os grupos Macaúbas e Bambuí (ALMEIDA, 1977; ALMEIDA et al., 1977; CAMPOS e DARDENNE, 1997a; GASPAR, 2006; REIS, 2011; REIS et al., 2017) (Figura 2.2).

As coberturas de idade fanerozoica da Bacia Sedimentar do São Francisco, grupo Santa Fé de idade permo-carbonífera e os sedimentos cretácicos dos grupos Areado, Mata da Corda e Urucuia foram agrupadas por Campos e Dardenne (1997a, b) na Bacia Sanfranciscana (BS) e posteriormente denominada por Zalán e Silva (2007) como Supersequência Sanfranciscana.

2.1.1.1 Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço é a principal unidade do aulacógeno do Paramirim que engloba dois domínios morfotectônicos do Cráton do São Francisco, o Espinhaço Setentrional e a Chapada Diamantina (Figuras 2.1 e 2.2), que podem ocorrer também no núcleo de algumas estruturas antiformes, no entanto, sua área tipo, a faixa do Espinhaço Meridional, está situada fora do Cráton do São Francisco (ALKMIM e MARTINS-NETO, 2012).

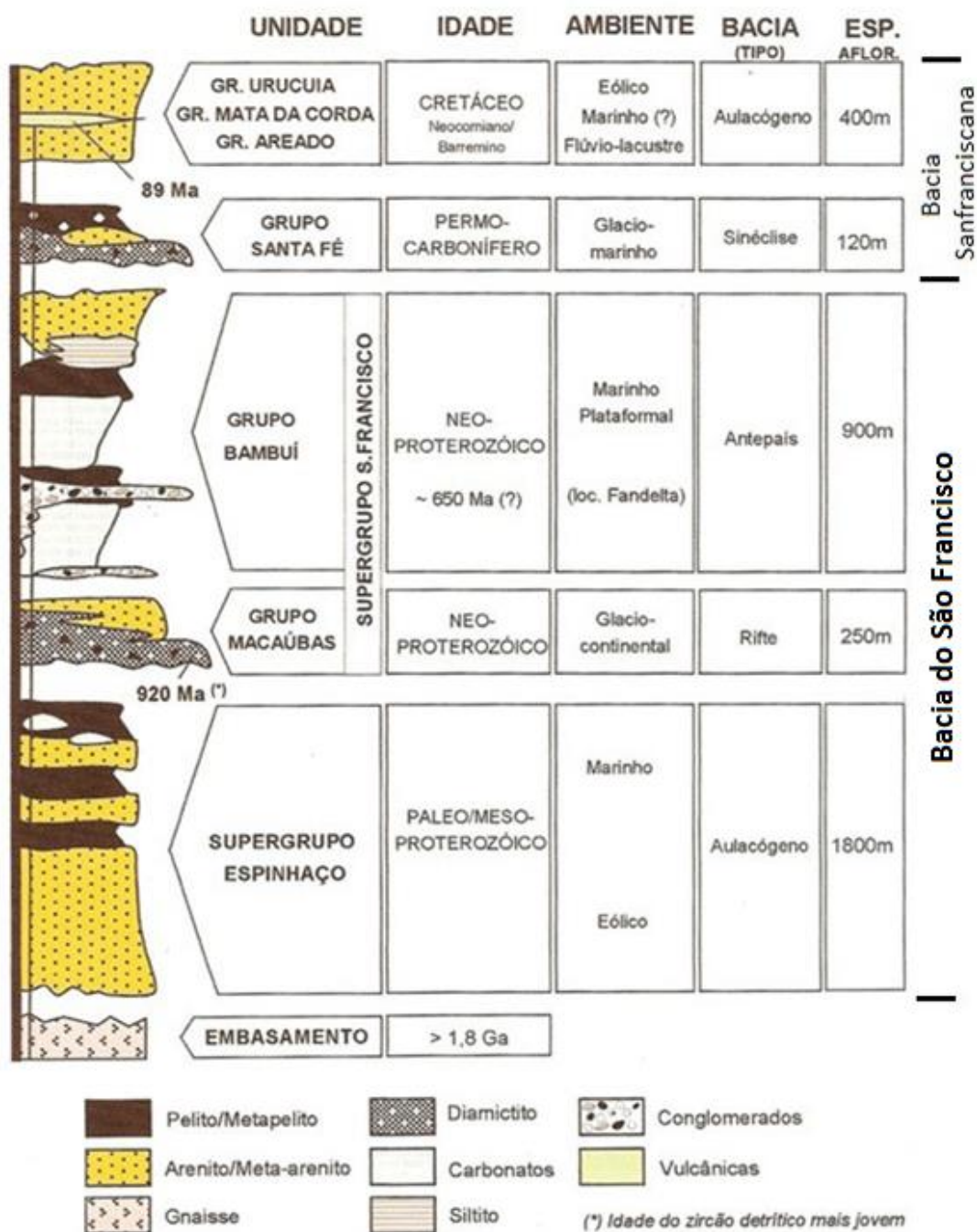


Figura 2.2. Coluna estratigráfica simplificada das bacias intracratônicas do São Francisco e Sanfranciscana, mostrando as principais unidades de preenchimento (Modificado de ALKMIM; MARTINS-NETO (2012).

2.1.1.2 Supergrupo São Francisco

O Supergrupo São Francisco é a unidade de maior expressão areal na Bacia Sedimentar do São Francisco, é composto pelos Grupos Macaúbas (864 Ma - idade do zircão detrítico mais jovem de sedimentos glaciogênicos do topo) e Bambuí (740 Ma - idade dos carbonatos basais) (Figura 2.3) (ALKMIM e MARTINS-NETO, 2012).

2.1.1.3 Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas, como unidade basal da Bacia Sedimentar do São Francisco, engloba diamictitos, arenitos e pelitos de origem glacio-continental (na atual zona cratônica), com transições para depósitos glacio-marinhos (nas faixas marginais). Encontra-se separado do Supergrupo Espinhaço por discordância angular e, além do evento de glaciação (Sturtiana) (~750 Ma). O Grupo Macaúbas registra um evento tafrogênico de expressão regional, que teve início por volta de 930 Ma (MANTESSO-NETO et al., 2004; UHLEIN et al., 2007; ALKMIM e MARTINS-NETO, 2012).

A sequência Macaúbas compreende as unidades mais antigas do Neoproterozoico da Bacia Sedimentar do São Francisco, sendo composta de sedimentos glaciogênicos continentais da fase rifte passando para sedimentação de margem passiva silícico-carbonática do Cráton do São Francisco. Na Bacia Sedimentar do São Francisco, a sequência Macaúbas exposta é representada pela Formação Jequitaí em Minas Gerais (correlata a Formação Bebedouro na Bahia) (UHLEIN et al., 2011; CAXITO et al., 2012) e um pacote de cerca de 180 m de depósitos glaciogênicos, incluindo diamictitos, arenitos e pelitos que ocorrem sotopostas às litologias do Grupo Bambuí (HERCOS; et al., 2008; ALKMIM e MARTINS-NETO, 2012).

Processos erosivos atuantes no limite entre as megassequências Paranoá e São Francisco na região da Serra de São Domingos-GO foram responsáveis pela perda de espessas sucessões estratigráficas dos depósitos glaciais da Formação Jequitaí (ALVARENGA et al., 2012), mais a norte, nas proximidades da cidade de Dianópolis- TO ocorrem diamictitos da Formação Jequitaí assentados em discordância erosiva sobre os metassedimentos paleo-mesoproterozoico do Grupo Araí ou das demais unidades que compõe o embasamento paleoproterozoico-arqueano, e as unidades inferiores do Grupo Bambuí: Formação Sete Lagoas, Formação Serra de Santa Helena e Formação Lagoa do Jacaré (LIMA, 2011).

Os grupos Vazante e Canastra, assim como o diamictito Cubatão (unidade basal do Grupo Ibiá - depositados entre 850 e 640 Ma, idades dos zircões detríticos) expostos ao longo do limite oeste da Bacia Sedimentar do São Francisco adjacente a Faixa Brasília, são potenciais correlativos da sequência Macaúbas (PIMENTEL, 2016) (Figura 2.3).

O Grupo Vazante é composto por carbonatos e pelitos intercalados contendo arenitos e diamictitos na base. Avaliações geocronológicas e estudos de proveniência sugerem que os sedimentos do Grupo Vazante, são provenientes de uma fonte cratônica, que se acumularam no período entre 925 e 750 Ma.

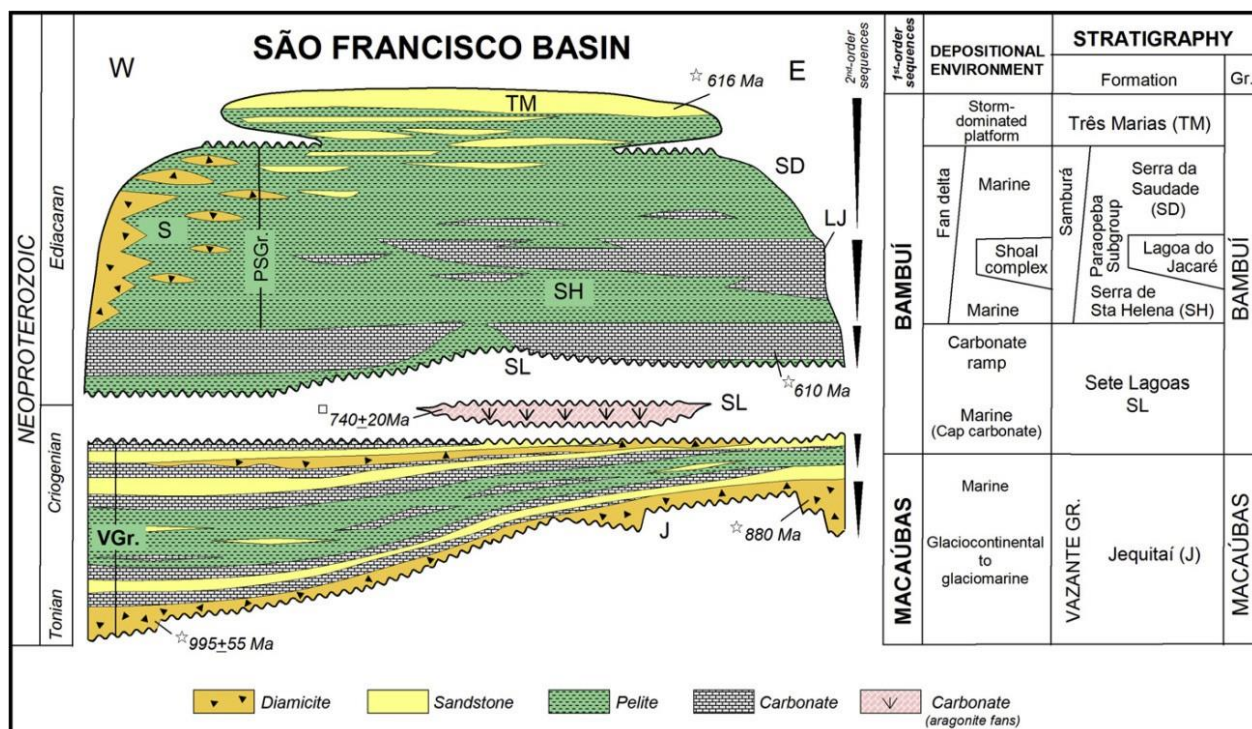


Figura 2.3. Coluna estratigráfica das sequências Macaúbas e Bambuí na Bacia Sedimentar do São Francisco. Números marcados com um quadrado indicam deposição ou idades de intrusão; números marcados com estrela denota idades dos zircões detríticos mais jovens encontrados na unidade (ALKMIM e MARTINS-NETO, 2012).

O Grupo Canastra, exposto em área central e sul da Faixa Brasília com cerca de 800 m de espessura, consiste em sucessão de pelitos em fácies xisto verde com lentes de carbonato na base, seguidas por filitos carbonosos e intercalações de pelito/psamito em direção ao topo, caracterizando uma sequência transgressiva. A unidade exhibe uma forma geral em cunha, com espessura máxima atingindo 6000 m na parte mais ocidental da seção, perto da Faixa Brasília. Os filitos carbonosos e margas do Grupo Canastra e os carbonatos do Grupo Vazante compreendem potenciais geradores de hidrocarbonetos (ALKMIM e MARTINS-NETO, 2012).

Segundo Uhlein et al. (2007), a Formação Serra do Catuni (idade de sedimentação de cerca de ~ 800 a 750 Ma), principal unidade diamictítica do Grupo Macaúbas, é correlacionável à Formação Jeiquitaí, ainda que formadas em contextos bacinais distintos, com diferentes taxas de subsidência.

2.1.1.4 Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí constitui a cobertura neoproterozoica (750 Ma a 600 Ma) de maior distribuição no Cráton do São Francisco e consequentemente na Bacia Sedimentar do São Francisco, funcionando como substrato para deposição das

sequências fanerozoicas da Bacia Sanfranciscana. Representa associação de litofácies siliciclásticas e bioquímicas, na forma de sedimentos plataformais depositados em extenso mar epicontinental (GASPAR, 2006; IGLESIAS e UHLEIN, 2009). É composto por uma sucessão de rochas marinhas carbonáticas e pelíticas, que, nas bordas da bacia e no topo, passam a conglomerados e arenitos, respectivamente. Registra uma generalizada transgressão marinha e marca o comportamento flexural de antepaís que no interior cratônico passou a exibir como resposta à sobrecarga criada pelo desenvolvimento dos cinturões orogênicos brasileiros à sua volta, iniciando-se pelo desenvolvimento da Faixa Brasília (ALKMIM e MARTINS-NETO, 2012).

Da base para o topo do Grupo Bambuí são reconhecidas as formações Jequitaiá, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (DARDENNE, 1978).

As controvérsias sobre alocação da Formação Jequitaiá no Grupo Macaúbas ou no Grupo Bambuí merecem ser discutidas à parte, para tanto recomenda-se a leitura de trabalhos mais recentes, incluindo os trabalhos de Hercos et al. (2008), Lima (2011), Uhlein et al. (2007) e Zalán e Silva (2007).

A associação sedimentar que segue a glaciação Jequitaiá representa três megaciclos regressivos presentes no Grupo Bambuí, sendo que cada megaciclo inicia por uma rápida transgressão marinha, de extensão regional, associada com uma rápida subsidência na bacia, descritos a seguir:

1. Megaciclo 1 - Formação Sete Lagoas

O megaciclo 1 representado pela Formação Sete Lagoas consiste de sedimentos pelito-carbonatados, com granulação mais grossa em direção ao topo, com pelitos e calcilutito cinza escuro a preto na base, passando para calcário e dolomito no topo. Dardenne (1978) descreveu uma unidade com alternância de calcários e dolomitos, constituída de lentes de variadas dimensões numa sequência margosa e pelítica.

Os calcários na base da Formação Sete Lagoas apresentam idades Pb-Pb de 689 ± 69 Ma, assinaturas isotópicas de C, S, O, e Sr similar aos carbonatos da Namíbia, sugerindo deposição pós evento glacial global (ALKMIM e MARTINS-NETO, 2012).

A Formação Sete Lagoas representa uma unidade pelito-carbonática, formada por siltitos, calcários laminados, calcários estromatolíticos e dolomitos, depositados em ambientes de intramaré, inframaré e plataforma carbonática (LOPES, 1995).

O Grupo Santa Fé que ocorre no noroeste do Estado de Minas Gerais, possui um grande número de pequenas ocorrências na parte central e noroeste da bacia, onde

preenche paleovales escavados nas unidades de topo do Grupo Bambuí. É subdividido em duas formações, Floresta e Tabuleiro, constituídas, respectivamente, por folhelhos com seixos pingados que passam a tilitos e arenitos, e arenitos com intercalações de pelitos. A sua idade Permo-Carbonífera foi determinada a partir de icnofósseis. Envolve depósitos pró-glaciais e de base de geleiras, o Grupo Santa Fé é mais um registro da passagem do Supercontinente Gondwana pela região circumpolar e, também, da expansão das calotas glaciais no Permo-Carbonífero (CAMPOS e DARDENNE, 2002).

II. Megaciclo 2 - Formações Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré

Contém as formações Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré, caracteriza-se por uma rápida e generalizada subsidência da bacia seguido de uma sedimentação em plataforma dominada por tempestades e correntes de maré.

A Formação Serra de Santa Helena é dominada por siliciclásticos finos, principalmente siltito argiloso laminado, siltito com *hummocky* e ritmito areno-siltoso de natureza tabular. Fluxos gravitacionais subaquosos de baixa densidade relacionados à atuação de correntes de turbidez e retrabalhamento por ondas de tempestades são os principais mecanismos deposicionais associados a esta unidade. Representa uma camada guia na estratigrafia do grupo Bambuí, intercalando-se entre dois pacotes carbonatados (DARDENNE, 1978).

A Formação Lagoa do Jacaré é caracterizada pela associação de depósitos carbonáticos de retrabalhamento, principalmente calcarenitos oolíticos e oncolíticos e pisolíticos cinza escuros e fétidos, calcirruditos e dolorruditos, intercalados com níveis de espessura variável de siltitos e, raros, carbonatos bioconstruídos.

III. Megaciclo 3 - Formações Serra da Saudade e Três Marias

O megaciclo 3 é representado pelas formações Serra da Saudade e Três Marias. A primeira consiste de folhelhos e argilitos verdes que passam progressivamente a siltitos feldspáticos ou arcoseanos em direção ao topo.

Na unidade superior Formação Três Marias predomina arenitos arcoseanos médios a finos, amalgamados, com truncamentos de baixo ângulo e estratificação cruzada *hummocky*, siltitos, ritmitos com interlaminação arenosa e, de forma esparsa, conglomerados. O ambiente deposicional evoluiu de um sistema marinho, fácies de plataforma siliciclástica dominada pela ação de ondas de tempestade, para sistemas transicionais e continentais, fácies de prodelta e fluvial.

Especificamente na região Oeste da Bahia, o Grupo Bambuí foi subdividido da

base para o topo em três formações por Egydio-Silva (1987): IV - Formação São Desidério; V - Formação Serra da Mamona, e; VI - Formação Riachão das Neves.

IV. Formação São Desidério

É formado por calcários cinzentos escuros com intercalações de margas e siltitos, com espessura estimada de 450 metros. O contato basal não é observado; entretanto, tem se admitido uma correlação com a Formação Sete Lagoas, ao sul, próxima a Correntina, esta última se instala pela discordância erosiva sobre os gnaisses do embasamento Arqueano/Paleoproterozoico do Cráton do São Francisco. O contato superior é gradativo, com aumento progressivo da proporção de material clástico em carbonatos, graduando-se em metamargas e ardósias carbonáticas da Formação Serra da Mamona (Figura 2.4) (EGYDIO-SILVA, 1987; CAXITO, 2013; GODINHO e PEREIRA, 2013).

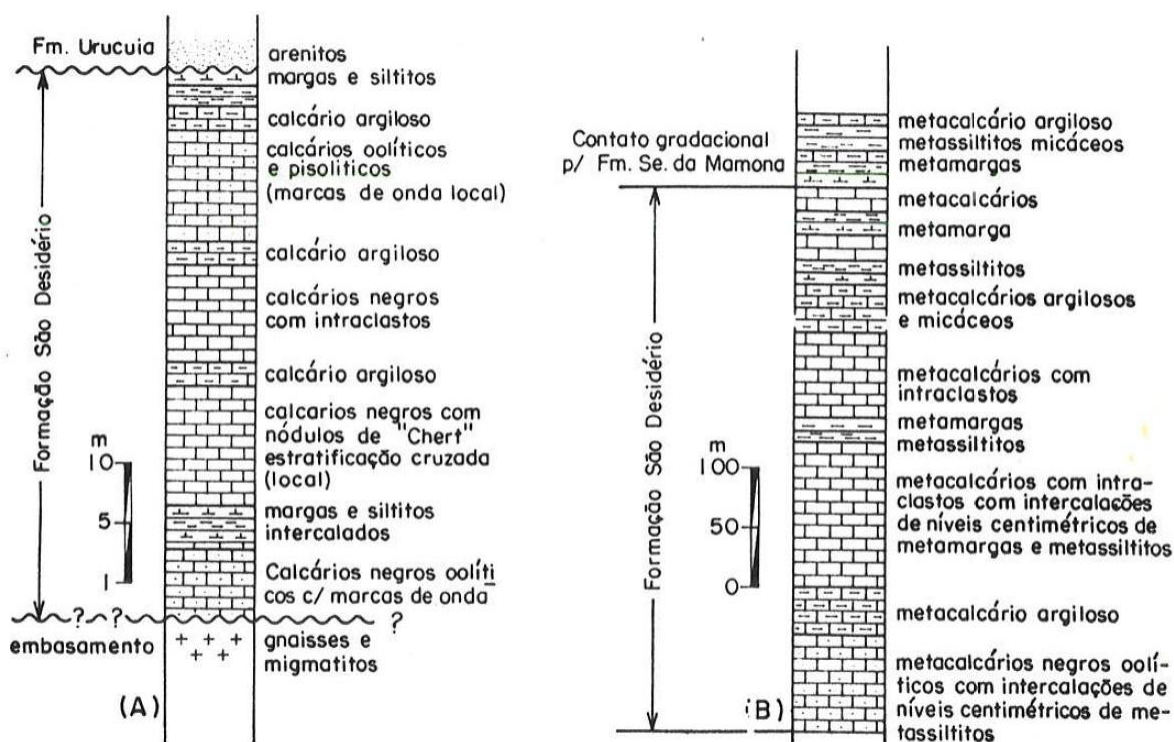


Figura 2.4. Coluna litoestratigráfica da Formação São Desidério (A) no Domínio Cratônico e (B) no Domínio Pericratônico (EGYDIO-SILVA, 1987).

V. Formação Serra da Mamona

Esta formação pode ser correlacionada com a Formação Serra da Saudade e é marcada pela intercalação de camadas de metacarbonatos e metapelitos com grau metamórfico incipiente. A estimativa em 3.000 metros de espessura deve ser cuidadosamente considerada devido a intensa deformação tectônica regional (Figura 2.5A) (EGYDIO-SILVA, 1987; CAXITO, 2013).

VI. Formação Riachão das Neves

A Formação Riachão das Neves ocorre sobre a Formação Serra da Mamona. Os litotipos que a representam mostram um aumento gradual da granulometria sedimentar, apresentando grande quantidade de fragmentos feldspáticos e líticos em sua composição, caracterizando assim metarcóseos e metarenitos da formação Riachão das Neves (Figura 2.5B). Esta formação pode ser correlacionada com a Formação Três Marias, com espessura estimada de 4.000 metros (EGYDIO-SILVA, 1987; CAXITO, 2013).

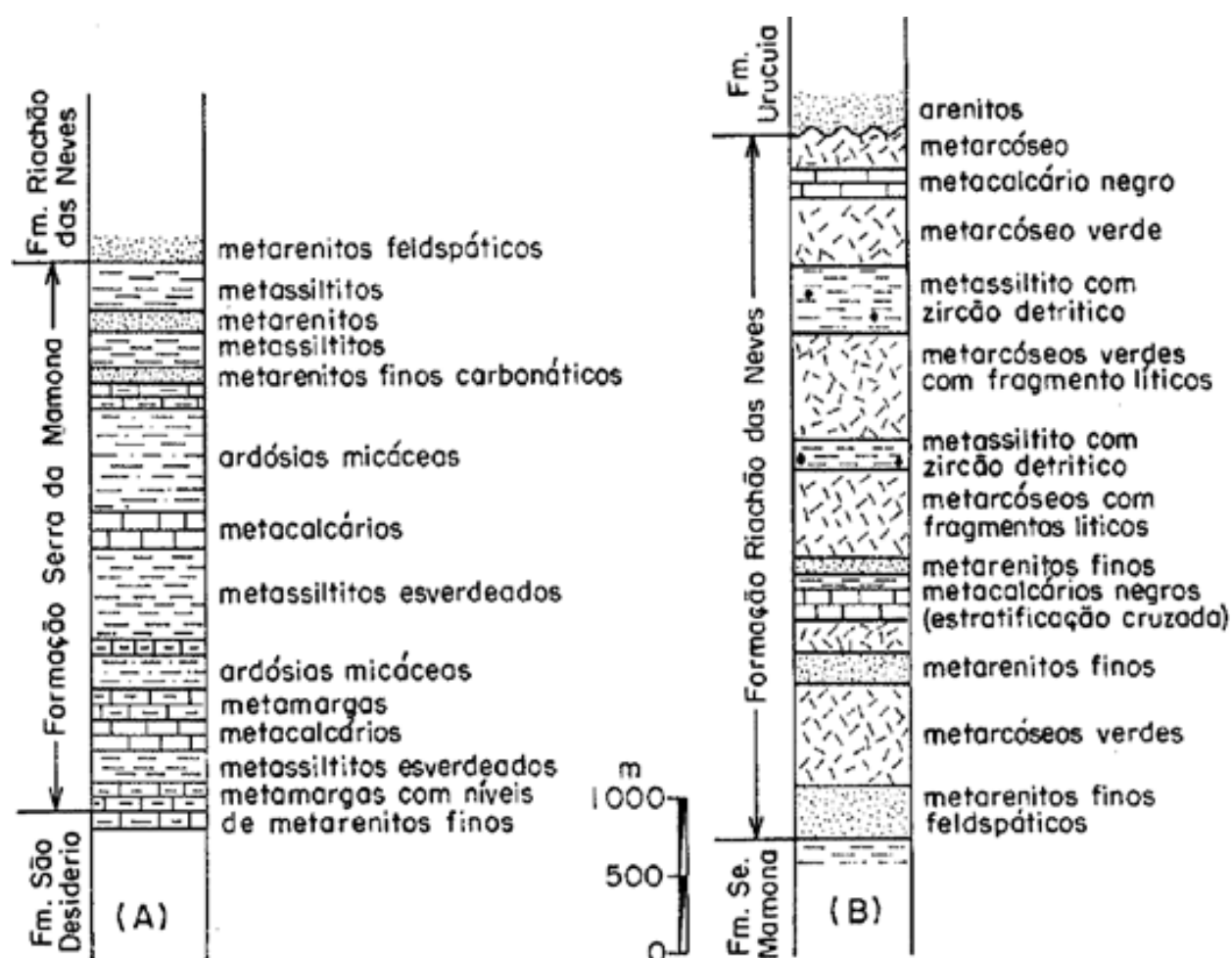


Figura 2.5. Colunas litoestratigráficas do Grupo Bambuí no estado da Bahia. (A) Formação Serra da Mamona e (B) Formação Riachão das Neves (EGYDIO-SILVA, 1987).

Egydio-Silva (1987) correlaciona as formações do Grupo Bambuí que ocorrem no Oeste da Bahia com as que ocorrem em Minas Gerais, pois apresentam posicionamento estratigráfico equivalente e grandes semelhanças litológicas:

- I. A Formação São Desidério apresenta correlação com a Formação Nhandutiba da Serra do Ramalho na Bahia e com a Formação Lagoa do Jacaré;

- II. A Formação Serra da Mamona apresenta correlação com a Formação Serra da Saudade;
- III. A Formação Riachão das Neves apresenta correlação com a Formação Três Marias.

2.1.2. Faixa Rio Preto

A Faixa Rio Preto localizada na região limítrofe do noroeste da Bahia com o Piauí teve origem no Ediacarano pelo fechamento da Bacia do Rio Preto (CAXITO, 2013) ou Oceano Canindé (HEILBRON et al. 2017; CAXITO et al., 2020) no decorrer dos eventos colisionais convergentes brasileiros do Bloco Cristalândia do Piauí contra a região noroeste do Cráton São Francisco (EGYDIO-SILVA, 1987; CAXITO, 2013). É constituída pela Formação Formosa (mica xistos granadíferos, xistos verdes, anfibolitos) de idade paleoproterozoica (~1,9 Ga) e pela Formação Canabrinha (metadiamictitos, quartzitos, mica xistos) de idade neoproterozoica (850-600 Ma) depositadas sobre rochas do Complexo Cristalândia do Piauí que aflora na porção extremo norte da faixa (EGYDIO-SILVA, 1987; UHLEIN et al., 2011; CAXITO, 2013). Idades-modelo Sm-Nd (Tdm) entre 2.8 e 2.6 Ga do complexo sugerem crosta neoarqueana como principal componente desse segmento crustal com impressão de um ciclo paleoproterozoico e retrabalhamento no Ciclo Brasileiro (UHLEIN et al., 2011; CAXITO, 2013).

A deformação neoproterozoica ocorrida entre 600 e 540 Ma responsável pela formação da Faixa Rio Preto, originou uma estrutura complexa em leque assimétrico divergente nas imediações da cidade de Formosa de Rio Preto na Bahia (Figura 2.6) (EGYDIO-SILVA, 1987; UHLEIN et al., 2011; CAXITO, 2013).

I. Formação Formosa

Ocorre na porção setentrional do cinturão brasileiro, iniciando a sul do rio Preto, estendendo-se por aproximadamente 20 km ao norte, em direção à divisa entre os Estados da Bahia e Piauí. É composta por (granada) mica-xisto, quartzito micáceo, metachert ferro-manganesífero, epidoto-actinolita-clorita xisto (xisto verde), e localmente, intercalações concordantes de orto-anfibolito. Esses litotipos registram um metamorfismo de fácies xisto verde a epidoto-anfibolito. Devido ao forte tectonismo impresso com a formação de rampas frontais e laterais de baixo ângulo, a sua espessura é praticamente impossível de ser estimada, porém intercalações constantes de lascas de gnaiss do embasamento sugerem uma baixa espessura preservada (EGYDIO-SILVA, 1987; UHLEIN et al., 2011; CAXITO, 2013).

II. Formação Canabrinha

Ocorre na porção sul da Faixa Rio Preto, iniciando-se a norte de Cariparé e seguindo para o norte por aproximadamente 40 km. Está confinada a duas grandes estruturas que marcam o seu cavalgamento sobre a Formação Formosa a norte, e sobre a Formação Serra da Mamona (Grupo Bambuí) a sul. Apresenta grande espessura, metamorfismo e deformação significativos, características de deposição e evolução estrutural em contexto de faixa dobrada e cavalga sobre o Grupo Bambuí na porção sul na zona de cisalhamento de Cariparé, não sendo reconhecidas relações de contato originais entre essas duas unidades (EGYDIO-SILVA, 1987; UHLEIN et al., 2011; CAXITO, 2013). Uhlein *et al.* (2011) sugerem que a Formação Canabrinha seja correlacionada às formações portadoras de diamictitos das outras faixas dobradas brasileiras, como as formações basais do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí, a Formação Capitão - Palestina na Faixa Sergipana e ao Grupo Ibiá na Faixa Brasília.

Nesta região, a tectônica compressional NW-SE exercida pela Faixa Rio Preto provocou intensa deformação nas rochas do Grupo Bambuí que vai progressivamente diminuindo até a predominância de camadas sub-horizontais para sul na região de Correntina (EGYDIO-SILVA, 1987; UHLEIN et al., 2011; CAXITO, 2013), para oeste, região situada entre Barreiras e São Desidério, as dobras e falhas que afetaram as formações São Desidério e Serra da Mamona, gerando foliações com atitude média regional de 245/54 mergulhando para NNW nos metapelitos que se prolongam sob o Grupo Urucuia (EGYDIO-SILVA, 1987; COTIAS, 2014) (Figura 2.7).

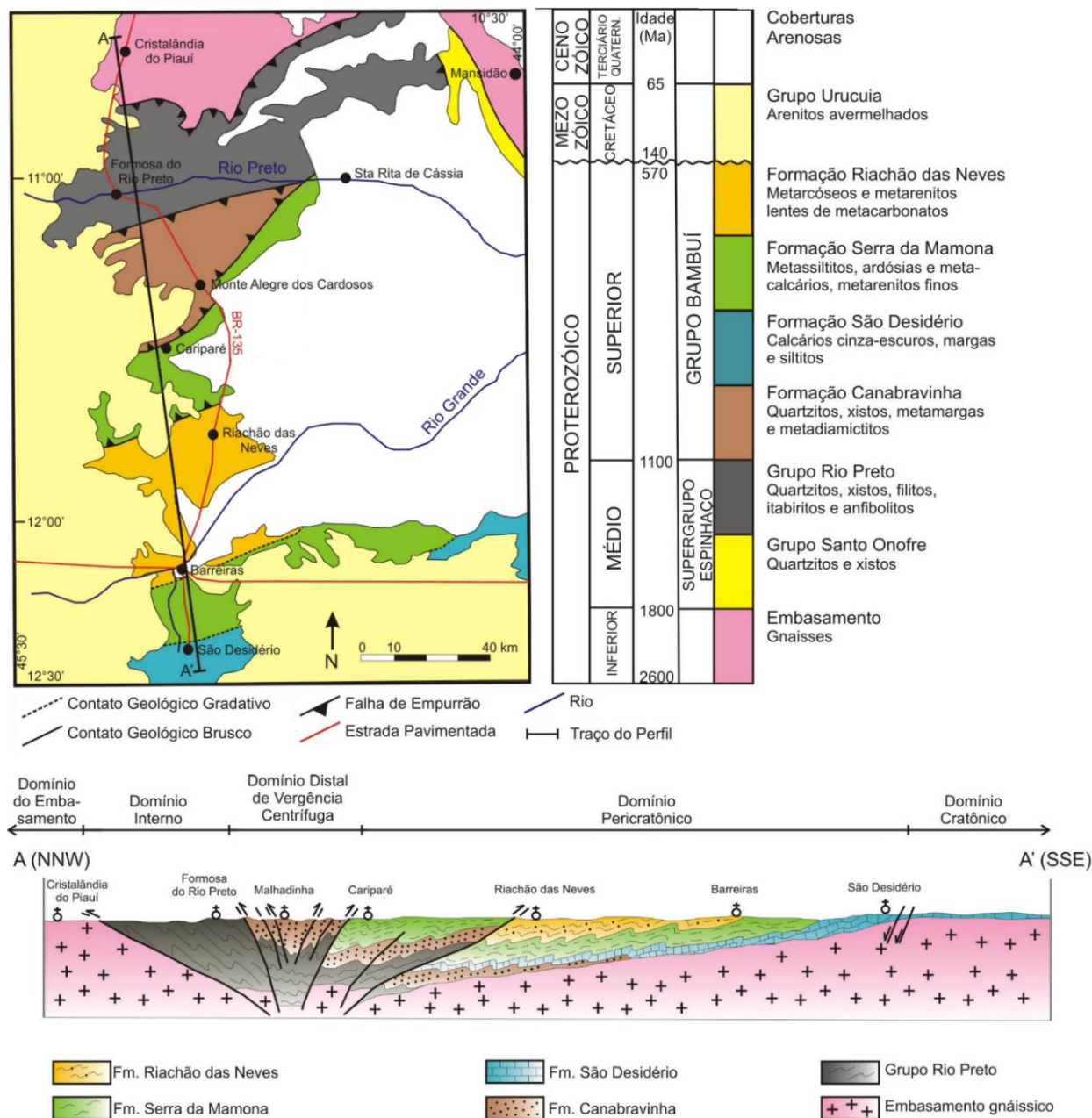


Figura 2.6. Mapa geológico regional simplificado e seção geológica na Faixa Rio Preto e porção adjacente do Cráton do São Francisco, noroeste do Estado da Bahia (Modificado de: EGYDIO-SILVA, 1987; CAXITO, 2010, 2013; UHLEIN et al., 2011; COTIAS, 2014)



Figura 2.7. Dobra em metapelitos da Formação Serra da Mamona com atitude do plano axial N70E/N55W e vergência para SSE (UTM Fuso 23, E506748m, N8649430m e H478m).

Em relação a região da Faixa Brasília compreendida entre São Domingos e Taguatinga no Estado do Tocantins, limite noroeste do Cráton do São Francisco, o aumento de deformação de sul para norte acarretou a formação de grandes dobras abertas e de clivagens espaçadas, principalmente, nas rochas de composição pelítica, cujos eixos de dobra mostram uma orientação principal entre N10E e N30E sub-horizontais, com caimentos de até 10° para nordeste e, às vezes, sudoeste (LIMA, 2011).

A concorrência das direções estruturais de dobras e planos mapeadas na Faixa Rio Preto e na Faixa Brasília mostram que as deformações geradas pela Faixa Rio Preto na porção oeste-norte da Bacia Sedimentar do São Francisco influenciaram significativamente a estruturação neotectônica do Sistema Aquífero Urucuia (Figura 2.8).

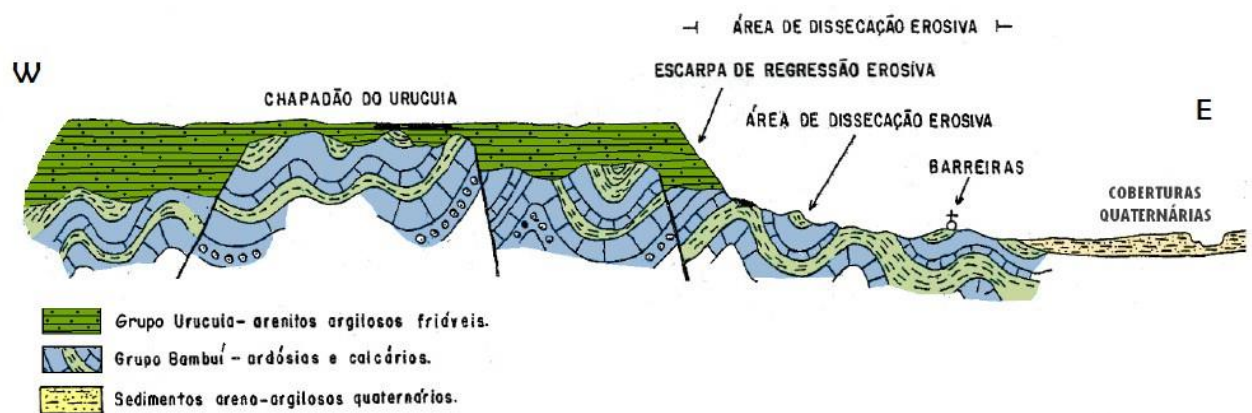


Figura 2.8. Seção esquemática ilustrativa da região de Barreiras mostrando os elementos geológicos e geomorfológicos, com destaque para as dobras e falhas do Grupo Bambuí sob o Grupo Urucuia. Modificado de BARBOSA (1992) por COTIAS (2014).

2.1.2 - *Bacia Sanfranciscana*

O termo Bacia Sanfranciscana foi sugerido por Campos e Dardenne, (1997b) para individualizar o conjunto dos sedimentos **fanerozoicos** do Cráton do São Francisco, evitando assim a correlação com o termo "Bacia Sedimentar do São Francisco" que se refere aos sedimentos **proterozoico** do Supergrupo São Francisco, ou com a denominação de Bacia Alto Sanfranciscana referente a porção da bacia hidrográfica que define o alto Rio São Francisco. As diferenças tectônicas, estratigráficas e ambientais existentes entre a porção sul e a porção norte da Bacia Sanfranciscana permitiu sua respectiva divisão em Sub-Bacia Abaeté e Sub-Bacia Urucuia, separadas pelo alto estrutural do embasamento denominado de Alto do Paracatu por Campos e Dardenne (1997a).

Segundo estes autores a origem da Bacia Sanfranciscana está relacionada a acomodações isostáticas no paleozoico, reativações na abertura do oceano Atlântico Sul no mesozoico e atividades neotectônicas durante o cenozoico.

A Bacia Sanfranciscana representa a cobertura sedimentar fanerozoica da Bacia Sedimentar do São Francisco e ocupa a porção oeste do Cráton do São Francisco (CAMPOS e DARDENNE, 1997a; GASPAR, 2006). Apresenta-se na forma alongada de direção N-S, ocupando a porção oeste do Cráton do São Francisco. Os sedimentos da Bacia Sanfranciscana encontram-se depositados em discordância erosiva sobre: i) o embasamento cristalino do Complexo Canindé ao longo ao Alto do São Francisco (**NORTE: no Poço SIAGAS Nº2900030416 atinge espessura de 414 m**); ii) rochas paleoproterozoicas da Faixa Rio Preto no depocentro situado nas imediações da cidade de Luís Eduardo Magalhães (**CENTRAL: no Poço 2-ANP-3-BA atinge espessura de 840 m**); iii) rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico Correntina na porção central ao sul do Alto do Rio Grande (**CENTRO-SUL: no Poço SIAGAS Nº2900026499 atinge espessura de 538 m**), e; iv) rochas de idade neoproterozoicas do Grupo Bambuí na borda oeste junto a Faixa Brasília, na borda leste, na borda sul (**SUL: no Poço SIAGAS Nº5200010457 atinge espessura de 370 m**) e numa faixa central (leste-oeste) ao longo do Alto do Rio Grande (Tabela 2.1 e Figura 2.9).

Com base nas recentes informações a evolução deposicional sedimentar da Bacia Sanfranciscana a partir da colisão Ediacarana pode ser descrita como sequência deposicional na região da Sub-Bacia Urucuia a norte e na região da Sub-Bacia Abaeté a sul, separadas a partir do Eocretáceo por reativações que acentuaram a elevação do Alto de Januária.

Tabela 2.1. Dados dos poços estratigráficos SIAGAS e 2-ANP-3-BA com modificações.

Poços	Profundidade (m)		Espessura (m)	Formação Grupo	Espessura da B. Sanfranciscana	UTM (m) F23
	Inicial	Final				
(PS416) Nº2900030416 Vila Coaceral	0.00	10.00	10.00	Fm. Chapadão	414.00	E 423812 N 8832183 H 755
	10.00	458.00	358.00	Gr. Urucuia		
	458.00	504.00	46.00	Gr. Areado		
	504.00	636.00	132.00	Gr. Canindé	Embasamento	
(ANP03) 2-ANP-3-BA	0.00	8.10	8.10	Fm. Chapadão	840.00	E 402404 N 8653696 H 744
	8.10	608.00	599.9	Gr. Urucuia		
	608.00	840.00	232.00	Gr. Areado		
	840.00	909.00	69.00	Gr. Rio Preto (?)	Embasamento	
(PS499) Nº2900026499 Povoado Treviso	0.00	484.00	484.00	Gr. Urucuia	538.00	E 459738 N 8494171 H 765.8
	484.00	538.00	54.00	Gr. Areado		
	538.00	548.00	10.00	*Correntina	Embasamento	
(PS457) Nº5200010457 PA Paraná	0.00	19.00	19.00	Fm. Chapadão	370.00	E 392869 N 8420508 H 917.16
	19.00	370.00	351.00	Gr. Urucuia		
	370.00	410.81	40.81	Gr. Bambuí	Embasamento	

*Complexo Gnáissico-Migmatítico Correntina. H – Altitudes Ortométricas obtidas no MDE das Imagens Alos Palsar. Fontes: Poços SIAGAS:

http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/pesquisa_complexa.php; Poço 2-ANP-3-BA:
<https://reate.cprm.gov.br/anp/TERRESTRE>.

Na região da Sub-Bacia Urucuia a evolução da Bacia Sanfranciscana Norte se dá a partir da colisão Ediacarana que interrompeu a deposição sedimentos de origem marinha (pré-colisional) e deu início a deposição de origem continental (sin e pós-colisional) da Formação Canabrinha da Faixa Rio Preto no Neopaleozoico, seguida pelas deposições do Grupo Balsa representado pelas formações Motuca (Permiano) e Sambaíba (Triássico) nas porções norte e central provenientes da Bacia Sedimentar do Parnaíba (KIANG e SILVA, 2015), Grupo Areado (Cretáceo Inferior) e Grupo Urucuia (Cretáceo Superior) (CAMPOS e DARDENNE, 1997b, 1997a).

Na região da Sub-Bacia Abaeté a evolução a partir da colisão Ediacarana é marcada pelas sucessões deposicionais do Grupo Santa Fé (Paleozoico Superior), Grupo Areado (Cretáceo Inferior) e Grupo Mata da Corda (Cretáceo Superior) (CAMPOS e DARDENNE, 1997b, 1997a).

A Faixa Rio Preto é composta pelas formações Formosa (Paleoproterozoico ~1,9 Ga) e Canabrinha (Neoproterozoico - 850-600 Ma) (UHLEIN et al., 2011). A Formação Canabrinha é composta por “quartzitos líticos conglomeráticos, feldspáticos, carbonáticos e / ou micáceos, com estratificação gradacional, cruzada ou aspecto maciço; metagrauvacas, metapelitos, filitos carbonosos e mica xistos; metarritmitos areno-pelíticos; metadiamicititos; e, subordinadamente, lentes de metamarga” (CAXITO, 2010).

O Grupo Santa Fé, de idade Permo-Carbonífera, é subdividido nas formações Floresta e Tabuleiro. A Formação Floresta é integrada pelos membros Brocotó, Lavado e Brejo do Arroz (CAMPOS e DARDENNE, 1994; GASPARG et al., 2012). Esse conjunto representa os registros da glaciação gonduânica neopaleozoica preservados em vales escavados no embasamento, com exposições descontínuas por toda a extensão da bacia. Os sistemas deposicionais presentes são relacionados à zona subglacial, além de depósitos pró-glaciais, com fácies fluvioglacial, glaciolacustre e periglacial eólico (Figura 2.10) (CAMPOS e DARDENNE, 1994).

O Grupo Areado é o representante eocretácico desta bacia e divide-se, da base para o topo, nas Formações Abaeté, Quiricó e Três Barras (MESCOLOTTI, 2015).

O Grupo Areado contém conglomerados e arenitos na base, pelitos e carbonatos na porção intermediária e um pacote relativamente espesso de arenitos no topo. Estes sedimentos foram depositados por sistemas aluviais que deram lugar a lagos e campos de dunas. Notável é a ocorrência de dois níveis de silexitos contendo radiolários marinhos na sua porção superior, dominada por arenitos eólicos. Essa ocorrência de idade barremiana-eoaptiana e suas intrigantes implicações paleogeográficas, ainda são alvo de debates (ALKMIM e MARTINS-NETO, 2012).

O Grupo Mata da Corda de idade neocretácea, congrega intrusivas vulcânicas, vulcanoclásticas e epiclásticas que marcam um evento magmático de filiação alcalina (kamafugítica) ocorrido no Neocretáceo, entre 65 e 80 Ma. Os grupos Areado e Mata da Corda ocorrem na porção sudoeste da bacia. Para Campos e Dardenne (1997a) as porções superiores do Grupo Mata da Corda gradam lateral e verticalmente aos arenitos do Grupo Urucuia, que cobrem uma vasta área na porção norte da bacia, estendendo-se, inclusive, para além dos seus limites.

Os arenitos Urucuia são de origem eólica e aluvial. As rochas cretácicas representam na bacia repercussões da abertura do Gondwana e geração do Oceano Atlântico Sul, iniciando-se com a deposição da base do Grupo Areado em um conjunto de hemi-grabens formados por reativação de falhas neoproterozoicas. Registram ainda o soerguimento principal do Arco do Alto Paranaíba, que delimita a bacia a sudoeste, em concomitância com o vulcanismo Mata da Corda (ALKMIM e MARTINS-NETO, 2012).

O Grupo Urucuia, de idade neocretácea, é composto pelas unidades Formação Posse na base, representada por arenitos eólicos e arenitos argilosos de sistema fluvial, e Formação Serra das Araras no topo, constituída por arenitos, argilitos e conglomerados fluviais (CAMPOS e DARDENNE, 1997b; SPIGOLON e ALVARENGA, 2002; GODINHO e PEREIRA, 2013).

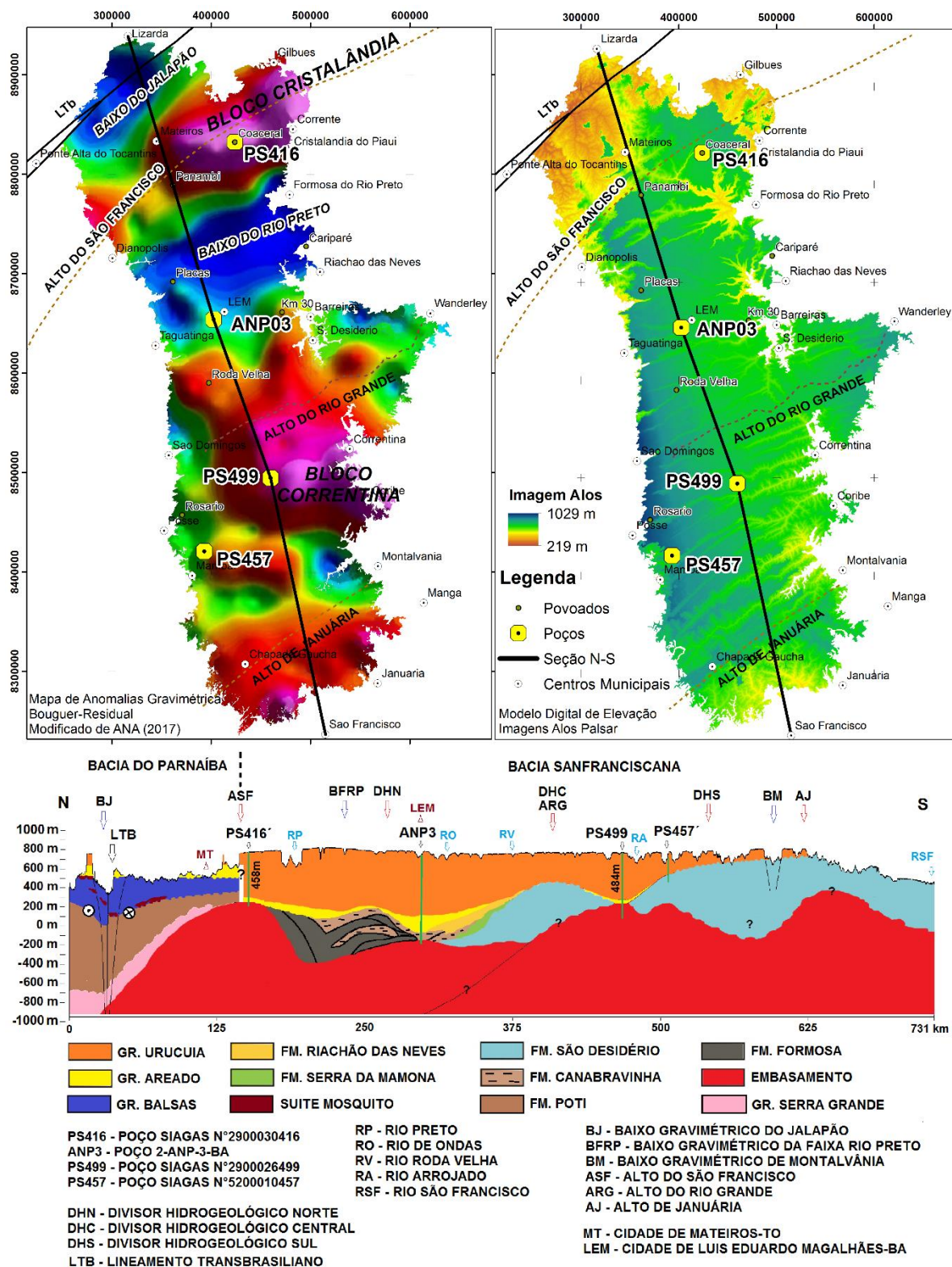


Figura 2.9. Seção Geológica N-S destacando a Bacia do Parnaíba (Modificada de GÓES, 1995 e SANTOS, 2017) e Bacia Sanfranciscana elaborada com base nos perfis dos poços estratigráficos SIAGAS e 2-ANP-3-BA. PS – Poços SIAGAS.

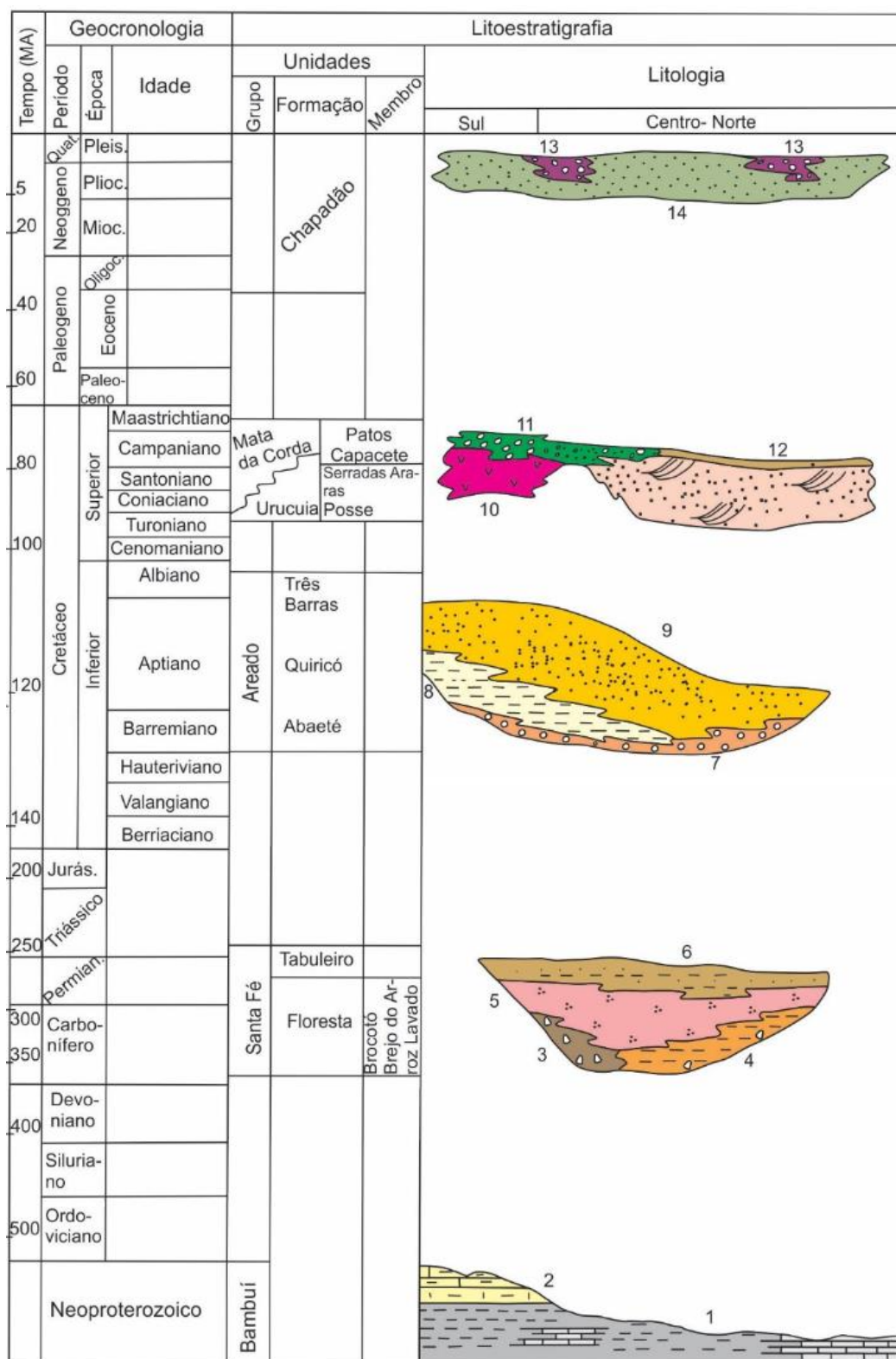


Figura 2.10. Carta Cronoestratigráfica da Bacia Sanfranciscana destacando os principais litotipos: 1. Sequência pelito- carbonática; 2. Arcóseos e siltitos; 3. Diamictitos e tilitos; 4. Folhelhos com *dropstones*; 5. Arenitos heterogêneos; 6. Arenitos maciços calcíferos com intercalações argilasas; 7. Conglomerados e arenitos; 8. Folhelhos; 9. Arenitos; 10. Lavas e piroclásticas alcalinas; 11. Arenitos vulcânicos; 12. Arenitos eólicos; 13. Conglomerados de terraços e 14. Areias inconsolidadas. Modificado por SANTOS (2016) de CAMPOS e DARDENNE (1997a).

2.1.2.1 *Evolução Tectônica da Bacia Sanfranciscana*

A gênese e evolução da Bacia Sanfranciscana, na qual está inserido o Sistema Aquífero Urucuia, é marcada por vários estágios tectônicos controlados por períodos de relativa estabilidade, rápidas inversões nos campos de tensão (extensivos/compressivos) e movimentos isostáticos relacionados à glaciação neopaleozoica e à ruptura gonduânica (CAMPOS; e DARDENNE, 1997a) que deram origem aos dobramentos e falhamentos dos metacalcários e metapelitos do Grupo Bambuí, embasamento do Sistema Aquífero Urucuia nas porções sul e leste. A segmentação do Sistema Aquífero Urucuia em subsistemas por transferência de falhas do embasamento por reativações neotectônicas deu origem a formação de grabens e hemi-grabens sobre os quais encontram-se encaixados as principais drenagens imprimindo características peculiares da morfotectônica.

Segundo Campos e Dardenne (1997b), a Bacia Sanfranciscana foi submetida a seis estágios de evolução tectônica:

- I. *Paleozoico* - fase pouco pronunciada, com acúmulo de sedimentos glaciogênicos do Grupo Santa Fé;
- II. *Neopaleozoico/Eomesozoico* - fase reequilíbrios isostáticos pós-glaciais, com intensa erosão dos depósitos glaciogênicos;
- III. *Eocretáceo* - fase extensiva de abertura do Atlântico Sul, responsável pela geração da Sub-Bacia Abaeté;
- IV. *Mesocretáceo* - fase de inversão tectônica da bacia, pós-rifte da margem continental, responsável pela geração da Sub-Bacia Urucuia;
- V. *Neocretácea* - influência das falhas oceânicas em zonas de fraqueza continentais, estágios de implantação do vulcanismo na Sub-Bacia Abaeté; e
- VI. *Cenozoico* - fase neotectônica responsável pela implantação do padrão paralelo de drenagem.

Até o presente ainda é controverso o modelo de formação da Bacia Sanfranciscana. Campos e Dardenne (1997b) apresentaram oito itens para justificar a proposição de um modelo de bacia tipo sag:

- I. Razão comprimento/largura da bacia da ordem de três, em contraste com riftes cuja razão é geralmente superior a cinco. No rifte do Takutu esta razão é superior a seis e no Recôncavo-Tucano-Jatobá em torno de cinco;
- II. Espessura sedimentar reduzida (inferior a 600 m nas porções mais espessas). As bacias do Takutu e Recôncavo apresentam espessuras maiores que 7.000 m;

- III. Ausência de compartimentação por falhas de bordas, características dos riftes continentais;
- IV. Ausência de conglomerados de bordas falhadas e as constantes estruturas de transferência e acomodação que frequentemente invertem a polaridade dos riftes, mudando as bordas de falhas para bordas flexurais;
- V. Ausência dos elementos estruturais típicos de riftes como, antiformes, rotação de blocos, falhas de alívio, falhas inversas, etc. como os descritos respectivamente no sistema de riftes Tucano-Jatobá e na Bacia do Recôncavo;
- VI. Ausência de recorrência de pulsos de rejeito normal que causam intensa deformação, descontinuidades e até discordâncias importantes no registro sedimentar;
- VII. Ausência de depocentros junto às falhas de borda e de altos de embasamento junto às zonas de transferências;
- VIII. Padrão de contrastes gravimétricos distinto dos casos de riftes típicos, com baixos valores das anomalias *bouguer* ao longo das calhas sedimentares, refletindo uma espessa coluna sedimentar.

Em oposição ao modelo apresentado por Campos e Dardenne (1997b), Bomfim e Gomes (2004) apresentaram uma proposta de modelo de bacia tipo rifte com base nas seguintes argumentações:

- I. Estruturalmente, o Grupo Urucuia pode apresentar uma geometria bastante distinta da até então considerada. É bastante plausível uma geometria de afundamento e levantamento de blocos, típicos de zonas rifteadas;
- II. A espessura do Urucuia, considerada na literatura como não ultrapassando os 400 m, pode atingir valores superiores aos 1.500 m;
- III. A estruturação em “grabens” permite que seja levantada a hipótese de que nem todos os sedimentos pséfíticos, psamíticos e pelíticos considerados como do Urucuia sejam realmente pertencentes a esta unidade. Podem ser mais antigos, relacionados, por exemplo, a unidades paleozoicas da Bacia Sedimentar do Parnaíba;
- IV. Hidrogeologicamente, o Grupo Urucuia tem na realidade um potencial extremamente mais elevado do que o considerado até então.

Com base nas interpretações de perfis geofísicos de poços e nos resultados obtidos nos trabalhos de ANA (2017d), Kiang e Silva (2015) e Silva e Chang (2018) trazem as seguintes informações sobre o Sistema Aquífero Urucuia:

- I. Na porção centro-norte da Bacia Sanfranciscana a sedimentação do Grupo

Urucuia associada ao Sistema Aquífero Urucuia assenta-se sobre às formações Motuca e Sambaíba, da Bacia Sedimentar do Parnaíba;

- II. Perfilagem de poços atravessando todo o intervalo fanerozoico demonstram que a espessura máxima do Grupo Urucuia é da ordem de 350 m, ao passo que todo o intervalo fanerozoico abrange mais de 800 m, na parte central da bacia, adelgaçando-se em direção as bordas leste, oeste e sul;
- III. Os sistemas locais de fluxo são responsáveis pela descarga de água subterrânea do Sistema Aquífero Urucuia na forma de escoamento de base dos cursos de água superficiais, para os rios São Francisco (731 m³/s), Tocantins (215 m³/s) e Parnaíba (45 m³/s). O sentido principal do escoamento subterrâneo é de oeste para leste, acompanhando o sentido do escoamento superficial;
- IV. O fluxo regional é representado pelo escoamento profundo das águas subterrâneas armazenadas nos aquíferos permo-triássicos, cujo escoamento regional dirige-se para NW, paralelo ao eixo longitudinal da Bacia Sanfranciscana, conduzindo as águas subterrâneas para a Bacia do Rio Tocantins.

2.2. Sistema Aquífero Urucuia

O termo "sistema aquífero" atribuído ao aquífero Urucuia refere-se a uma unidade geológica de abrangência regional, composta por um conjunto de aquíferos inter-relacionados (GASPAR, 2006; GASPAR e CAMPOS, 2007; GASPAR et al., 2012).

O Sistema Aquífero Urucuia representa um dos mais importantes aquíferos do Brasil estendendo-se pelos Estados de Minas Gerais, Bahia, Goiás, Tocantins, Piauí e Maranhão (GASPAR et al., 2012), recobrimdo uma área de 126.467 km² deste total, 64,88% estão inseridos na região Oeste do Estado da Bahia (ANA, 2017c), podendo atingir até 608 m de espessura no depocentro situado na região Sudoeste da cidade de Luís Eduardo Magalhães-BA (ANP, 2013) (Tabela 2.1 e Figura 2.9).

Segundo Kiang e Silva (2015), todo o intervalo fanerozoico inferior ao Sistema Aquífero Urucuia é formado por sedimentos psamíticos/pelíticos que gradam acima para depósitos predominantemente arenosos (sedimentação continental) que vigorou do final do Permiano ao Triássico, representado, respectivamente, pelas formações Motuca e Sambaíba pertencentes ao Grupo Balsas da Bacia Sedimentar do Parnaíba com mais de 800 m de espessura na parte central da bacia, adelgaçando-se em direção aos bordos leste, oeste e sul.

Os limites do Sistema Aquífero Urucuia são estabelecidos a norte através do Lineamento Transbrasiliano já no interior da Bacia Sedimentar do Parnaíba; o limite

ocidental pela faixa Brasília; o limite nordeste por rochas da Faixa de Dobramentos Rio Preto; o limite sudeste e leste por coberturas colúvio-aluvionares quaternárias; o limite sul pelo Alto de Januária (Figura 2.11).

O Sistema Aquífero Urucuia é formado por arenitos flúvio-eólicos, por conglomerados e pelitos fluviais, sem registros da ocorrência de fósseis incluindo as formações Posse e Serra das Araras do Grupo Urucuia de idade neocretácea, além de coberturas (alúvios, colúvios e elúvios) cenozoicas da Formação Chapadão (CAMPOS e DARDENNE, 1997a, 1997b).

Possui maiores espessuras, distribuição em área e potencialidade hidrogeológica na porção centro-setentrional da bacia, onde ocorre de forma contínua, enquanto que na porção meridional apresenta-se segmentado e descontínuo (GASPAR et al., 2012; BARBOSA et al., 2014a, 2014b).

O relevo plano e suavemente inclinado para Leste (CAMPOS e DARDENNE, 1997a; VALADÃO, 1998) na forma de extensas chapadas limitadas por escarpas nos extremos ocidentais e orientais, encontra-se ocupado pelas fazendas de soja e algodão, dada a sua fácil mecanização.

Representa nesta região um manancial estratégico, não somente pela crescente demanda de água para o desenvolvimento econômico, mas principalmente por sua visível contribuição direta, por meio do fluxo de base, para os afluentes da margem esquerda do rio São Francisco, principalmente nos períodos de estiagem de maio a outubro, e pela alimentação de nascentes de tributários da margem direita do rio Tocantins, na borda ocidental da Serra Geral de Goiás (GASPAR, 2006; ANA, 2017d).

Poços de grande vazão utilizados em projetos de irrigação apresentam vazões de exploração acima de 300 m³/h provocando pequenos rebaixamentos observados nos níveis estáticos e raios de influência maiores que 2.500 m (BARBOSA et al., 2014a).

Em algumas porções pode comporta-se como um sistema aquífero-aquitarde aquífero representado pela Formação Serra das Araras com níveis silicificados fraturados (GASPAR, 2006; GASPAR e CAMPOS, 2007; RODRIGUES et al., 2009; VILLAR e MOURÃO, 2012; BARBOSA et al., 2014a, 2017; ANA, 2017c) e a Formação Posse.

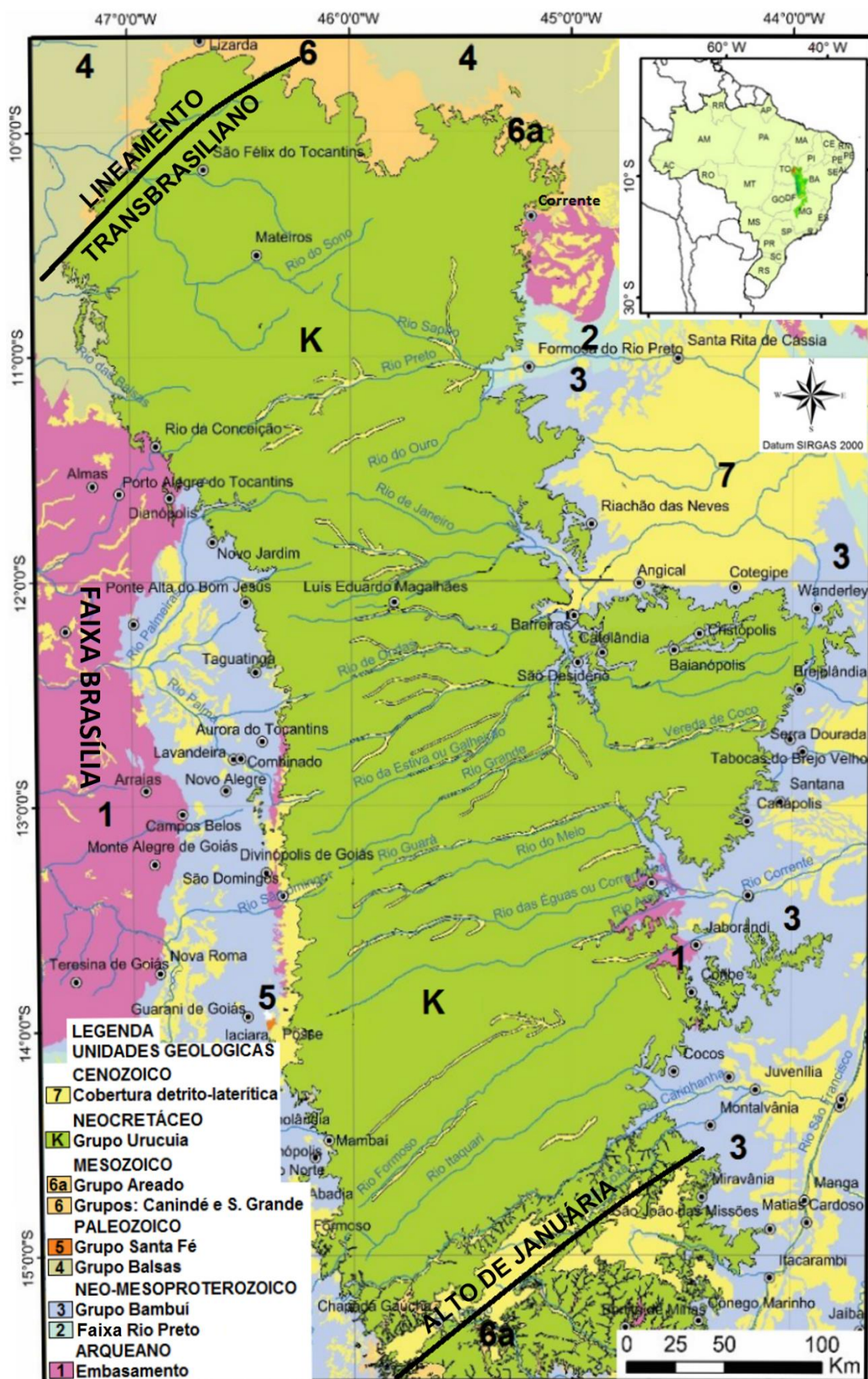


Figura 2.11. Mapa Geológico da Sub-Bacia Urucuia. Modificado de SANTOS (2016).

Esta ocorrência de sistema aquífero-aquitarde-aquífero levou Gaspar (2006) e a propor quatro subtipos de aquíferos, sendo: aquífero livre regional, aquífero suspenso local, aquífero confinado ou semiconfinado e aquífero livre profundo com base nas variações hidrodinâmicas e litológicas presentes no Grupo Urucuia (Figura 2.12). O subtipo aquífero confinado ou semiconfinado comporta-se como tal devido à presença de níveis silicificados não contínuos que funcionam como aquitardes, conferindo localmente ao Sistema Aquífero Urucuia condutividade hidráulica menor que aquela dos arenitos (GASPAR, 2006; RODRIGUES et al., 2009; VILLAR; MOURÃO, 2012; ANA, 2017b). A gênese da silicificação no Sistema Aquífero Urucuia ainda não foi alvo de estudo específico, a exemplo dos arenitos silicificados das formações Areado e Botucatu (SGARBI, 1991; MONTANHEIRO et al., 2011).

A silicificação até então considerada de ocorrência em áreas restritas e isoladas (GASPAR e CAMPOS, 2007) afeta toda Sub-Bacia Urucuia (Figura 2.12). Nas descrições dos poços do SIAGAS, as camadas silicificadas podem ocorrer em diferentes profundidades e nas mais variadas espessuras desde de menos de 1 m a mais de 50 m.

As estruturas silicificadas com ampla distribuição, entremeadas aos sedimentos inconsolidados garantem os contemporâneos limites do Aquífero Urucuia. Estas estruturas silicificadas praticamente impermeáveis formam as porções confinantes do aquífero, enquanto que as descontinuidades geradas por acomodações e reativações tectônicas, deram lugar a porosidade secundária gerando aquíferos fraturados locais (RODRIGUES et al., 2009).

Com a finalidade de dimensionar o impacto da silicificação em poços e por extensão no aquífero, foram selecionados 20 poços que apresentam significativa silicificação (Figura 2.12 e Tabela 2.2) dentre 1952 registros de poços-SIAGAS distribuídos por 13 municípios cujos limites se encontram parcial ou totalmente no domínio do Aquífero Urucuia.

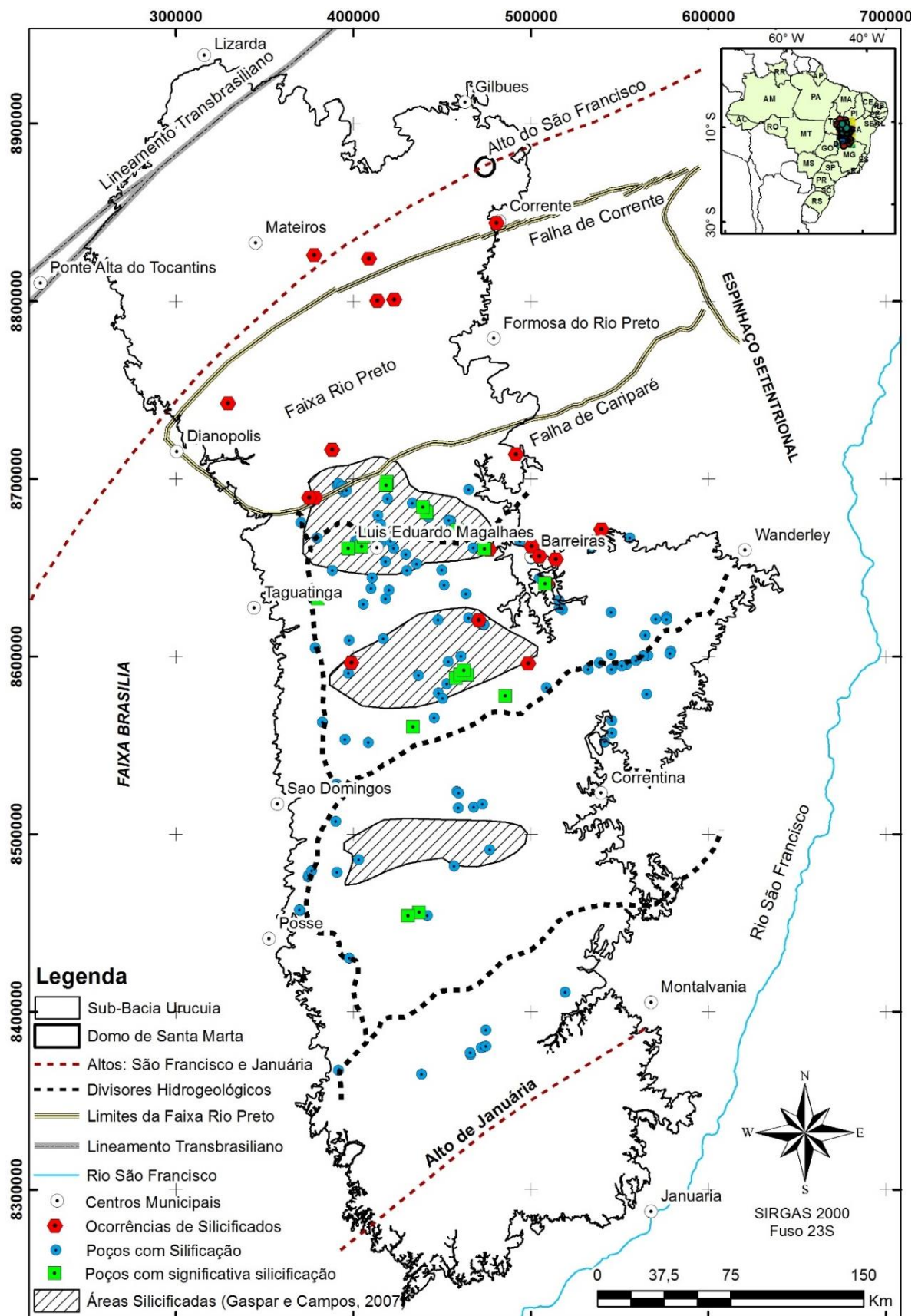


Figura 2.12. Mapa de abrangência das silicificações na Sub-Bacia Urucuia. Destacando as três áreas silicificadas identificadas por Gaspar e Campos (2007), a atual distribuição da ocorrência de afloramentos de rochas silicificadas (na superfície do terreno, nas ruíniformes, no inteiro dos abatimentos, nas erosões e em blocos) e os poços SIAGAS com descrições de camadas silicificadas.

Tabela 2.2. Espessuras significativas de camadas de arenito Urucuia silicificadas e percentual com relação à zona saturada do aquífero.

Ordem	Poço	Longitude	Latitude	Topo (m)	Base (m)	Espessura (m)	%
1	552706	-45,237889	-12,115583	75,10	92,15	17,05	18%
	552706			92,15	101,00	8,85	9%
2	563106	-45,874028	-12,102694	79,00	100,00	21,00	34%
3	293302	-45,862222	-12,052222	78,90	80,00	1,10	2%
4	588306	-45,328250	-12,757167	57,00	60,00	3,00	1%
5	519505	-45,387750	-12,772583	45,00	87,00	42,00	16%
	519505			99,00	123,00	24,00	9%
6	501205	-45,582778	-13,965278	98,00	115,00	17,00	16%
7	493205	-45,131389	-12,864167	50,00	101,00	51,00	84%
8	519605	-45,364361	-12,756528	54,00	174,00	120,00	46%
9	402104	-46,102222	-12,368611	52,78	138,00	85,22	29%
	402104			170,00	255,00	85,00	29%
10	519705	-45,345583	-12,735056	45,00	171,00	126,00	48%
11	487504	-45,640278	-13,984167	92,00	140,00	48,00	47%
12	525705	-45,611056	-13,021944	63,00	100,00	37,00	53%
13	29-4041	-44,926393	-12,293105	37,00	40,00	3,00	5%
14	29-4042	-45,945006	-12,112268	46,00	54,00	8,00	10%
15	P29-13498	-45,537781	-11,930868	20,00	110,00	46,68	15%
16	29-13918	-45,237785	-12,115602	26,00	75,70	49,70	53%
17	29-14130	-45,742787	-11,773934	24,56	27,00	2,44	2%
18	29-14131	-45,747223	-11,791981	18,00	84,00	66,00	25%
19	29-14138	-45,556954	-11,902825	25,00	100,00	50,00	50%
20	CRH163-99	-45,380000	-12,020000	50,00	84,00	34,00	13%
				Soma	1397,49	2411,85	614%
				Máximo	170,00	255,00	84%
				Mínimo	18,00	27,00	1%
				Média	60,76	104,86	27%

Dos 20 poços listados na Tabela 2.2, 2 se encontram na bacia dos rios Arrojado e Corrente (487504 e 501205), 5 na bacia do Rio Preto (29-14130, 29-14131, 29-14138, 29-13498, CRH163-99) e 13 na bacia do Rio Grande, geralmente ocupando a porção mais elevada do relevo imediatamente a leste do Divisor Hidrogeológico Oeste (Figuras 2.12 e 4.10).

Na escolha dos níveis silicificados presentes nas descrições litológicas dos 20 poços-SIAGAS, foram considerados sinônimos de Arenito Silicificado os seguintes termos: “Arenito compacto, Arenito silicificado, Arenito silicificado compacto, Arenito resistente, Arenito duro bastante coeso, Arenito compacto resistente e bastante duro e Arenito duro, com ou sem fraturas ao longo do intervalo”.

Identificados os níveis com tais descrições foi realizada a sua separação e calculado o percentual que cada um ocupa dentro da porção saturada do poço, ou seja, situados entre o nível estático (NE) e o fundo do poço (profundidade).

Como exemplo de cálculo da percentagem (%) foi usado o poço-SIAGAS N° 402104 (Long. -46,102222° e Lat. -12,368611°), que apresenta a seguinte descrição litológica da camada: “Arenito branco amarelado com níveis avermelhados e róseos,

silicificado, compacto, com grãos sub arredondados a arredondados".

A porção saturada foi calculada pela diferença entre a profundidade do poço e o nível estático: 342 m - 52,78 m = 289,22 m. Neste poço o topo da camada silicificada foi registrado a 15 m de profundidade e a base a 138 m (espessura da camada de 123 m), mas só foi considerada a influência da camada silicificada no interior da zona saturada, ou seja, a camada situada entre o Nível Estático (52,78 m) e a base da camada (138 m), desta forma a espessura da camada obtida foi de 85,22 m subtraindo-se o NE (52,78 m) da base da camada (138,00 m), ficando a percentagem da rocha silicificada no intervalo em 29,47%. [Ex: (%) = $(85,22/289,22) \times 100 = 29,47\%$].

Com base nos dados apresentados na Tabela 2.2, conclui-se que em média a espessura de 41,13 m pode comprometer até 27% da zona saturada do poço.

O valor mínimo de 1,10 m de espessura para as camadas silicificadas é bem aceito na literatura do aquífero (GASPAR e CAMPOS, 2007; BARBOSA et al., 2014a, 2017; BARBOSA, 2016; VIEIRA, 2021), podendo chegar próximo a 50 m quando associada a ocorrência de conglomerados segundo ANA (2017a). No entanto, 126,00 m contínuos de rocha silicificada e 48% de comprometimento da zona saturada do poço, aparenta ser exagerado, pois até o presente não havia registro na literatura de camada silicificada contínua com tais dimensões.

Nos poços-SIAGAS 552706, 519505 e 402104 ocorrem pelo menos duas camadas silicificadas intercaladas por sedimentos não silicificados. A soma de suas respectivas espessuras e percentagens de comprometimento da zona satura, forneceu os seguintes valores 25,9 m (27%), 41 m (25%) e 170,22 m (58%). No caso do poço nº 402104, o valor da soma de duas camadas silicificadas consecutivas supera os 126,00 m e compromete até 58% da zona saturada. Esta característica confinante evidenciada em sucessivas camadas silicificadas forma um aquífero multicamadas.

Espessuras de 60 m de camadas silicificadas contínuas têm sido registradas em perfurações de poços tubulares profundos instalados no Aquífero Urucuia no decorrer do desenvolvimento desta tese.

Como demonstrado nos poços-SIAGAS 552706, 519505 e 402104 as camadas silicificadas podem ocorrer em diferentes profundidades e espessuras no interior do poço, ocorrência também evidenciada em muitos relatórios de poços registrados no SIAGAS. Segundo Rodrigues et al. (2009) a variação nas espessuras e na continuidade lateral dificulta a generalização das ocorrências.

Para Gaspar (2006) a dificuldade em mapear por métodos geofísicos a ocorrência das porções silicificadas, reside na possível *"ausência de contraste resistivo entre os*

arenitos e os níveis silicificados e/ou devido a espessuras restritas dos níveis silicificados”.

Descontinuidades neotectônicas das porções silicificadas da Formação Serra das Araras (Figura 2.13A) têm favorecido a ocorrência de abatimentos do solo nas áreas agrícolas e nas estradas da região de Luís Eduardo Magalhães-BA e Formosa do Rio Preto, provocados pela evolução de sumidouros (*sinkholes*) e *pipings* instalados na interface das Formações Chapadão e Serra das Araras. As descontinuidades ocorrem como estruturas de abatimento nas porções superiores do solo em formato circular ou elíptico com paredes verticalizadas (Figura 2.13B), no interior dos *sinkholes* aflora colunas de rochas silicificadas *in situ* envoltas por capa de cor banca provavelmente decorrente de intemperismo químico (Figura 2.13C), estas mesmas estruturas podem ser encontradas exumadas por processos erosivos (ravina) (Figuras 2.13D e 2.13E) pela remobilização dos sedimentos da Formação Chapadão, expondo o topo da Formação Serra das Araras.



Figura 2.13. A) Estrutura ruiniforme na borda da Serra do Mimo, município de Barreiras. (B) Estruturas de abatimentos (*sinkholes*) em área de plantio de soja na região do Coaceral, município de Formosa do Rio Preto. (C) Interior dos *sinkholes* ocorridos as margens da Rodovia Anel da Soja, Município de LEM. (D e E) Estruturas ruiniformes de blocos silicificados exumados em ravinas situadas na interface Formação Chapadão/Formação Serra das Araras, município de Barreiras.

2.2.1 Morfotetônica

A região Nordeste do Brasil foi considerada, por muito tempo, como tectonicamente estável desde o final do Mesozoico, o que se deve à sua localização na margem passiva da placa Sul-americana (Alves e Rossetti, 2015). Nas margens continentais “passivas” dois fatores geram esforços locais que interagem com os

regionais: o contraste de densidade entre as crostas continental e oceânica, acarretando o estiramento da borda continental, e a flexura da litosfera devido à carga de sedimentos das bacias marginais. Esses dois fatores são responsáveis por distensões em áreas mais superficiais e compressões nas partes internas (BRICALLI, 2016).

Segundo Klein (1995), *apud* Barbosa (2016), no processo de formação das bacias intracratônicas ocorreu uma sucessão de eventos tectônicos alternados com períodos de relativa estabilidade que incluem: (i) extensão e compressão crustal associados à ruptura gonduânica; (ii) subsidência térmica sobre grandes áreas; (iii) ajustes isostáticos e; (iv) atividade neotectônica no Cenozoico.

Os esforços deformacionais neotectônicos, datados de forma relativa como de idade Neógena, além de imprimirem mudanças nos campos de tensão que reativam falhas antigas e geram novas falhas em diferentes orientações, apresentam reflexos contundentes no relevo e na drenagem, na dinâmica erosiva e sedimentar, podendo, em certas situações, ser submetidos a procedimentos de datação absoluta em seus depósitos correlativos (NETO, 2014).

Para Bricalli (2016), as feições neotectônicas refletidas na paisagem são muito importantes no entendimento da evolução morfotectônica podendo ser apreendidas através da análise de feições indicativas impressas normalmente no relevo e na drenagem, dentre estas: cotovelos de drenagem; captura fluvial; curva anômala; mudança brusca do padrão do canal; drenagem colinear; trecho retilíneo de drenagem; curvatura contrária; forte paralelismo de drenagem retilínea; migração lateral com vale assimétrico; linha de drenagem colinear com divisor plano em forma de vale; vale assimétrico; provável migração lateral; simetria geométrica; estrangulamento da bacia; drenagem muito retilínea sobre provável fratura; meandro local; *shutter ridges*, terraços rochosos e falhados; facetas trapezoidais e triangulares; alvéolos de sedimentação; escarpas de falha; *horsts* e *grabens*; estruturas em dominó e cristas lineares.

2.2.2. Feições Neotectônicas Mapeadas na Sub-Bacia Urucuia

As reativações de falhas preexistentes deformam os pacotes sedimentares recentes, estabelecendo um novo arranjo geométrico entre as zonas de ocorrência destas coberturas com a justaposição de feixes de lineamentos (JANONI et al., 2016). Estes lineamentos são devidamente marcados quando do prolongamento das discontinuidades do embasamento que se propagam rumo às coberturas sedimentares manifestando na superfície do relevo em diferentes feições morfotectônicas.

Gaspar (2006) apresentou duas seções geológicas obtidas com base em perfis geoeletricos, sendo uma de direção SSE- NNW e outra de direção W-E (Figura 2.14). Na seção de direção SSE-NNW a ondulação da topografia se assemelha a hemi-grabens, no entanto, a autora não apresenta possíveis descontinuidades que comprovam tais feições, já na segunda seção de direção W-E, tais estruturas são apresentadas como hemi-grabens fruto da reativação de descontinuidades do embasamento.

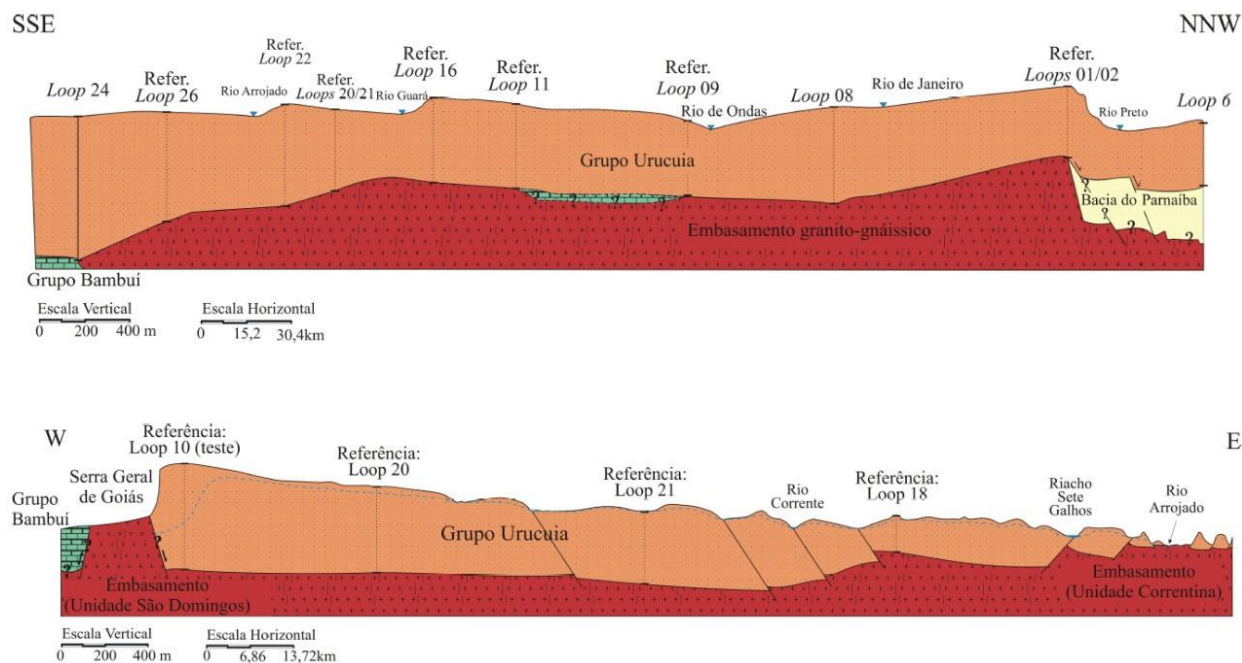


Figura 2.14. Seções geológicas obtidas com base em perfis geoeletricos de direção SSE-NNW e de direção W-E (GASPAR, 2006).

Segundo Janoni et al. (2016), as feições normais NE-SW e NW-SE e as feições transcorrentes de direção N-S exercem forte controle estrutural na rede de drenagem, enquanto que as transcorrências dextrais, de direção ENE-WSW, encaixam os principais rios regionais, marcando as feições neotectônicas na morfologia das drenagens, definidos por três padrões distintos na região Oeste da Bahia (Figura 2.14A), destacando o padrão paralelo das drenagens que caracterizam a região do Sistema Aquífero Urucua (Figura 2.14B).

Para Bricallii (2016), falhas ativas originam estruturas variadas e feições distintas, gerando padrões específicos de paisagens. Cada tipo de falha é responsável por feições geomorfológicas diferentes. Falhas normais podem gerar feições morfotectônicas do tipo: escarpas, que podem apresentar *fronts* lineares ou escalonadas; facetas trapezoidais e triangulares; *Horsts* e *Grabens* e *Knickpoints*. Falhas transcorrentes podem gerar: escarpas, vales lineares, *sag ponds*, cristas lineares de *pressure ridges* e *shutter ridge*, enquanto falhas reversas podem gerar escarpas, colinas anticlinais

(*upwarps*), colinas sinclinais (*downwarps*). Destacam-se ainda a existência de feições morfotectônicas de vales assimétricos, alvéolos de sedimentação e vale retilíneo. Algumas destas feições morfotectônicas mapeáveis em imagens orbitais são frequentes na região Oeste da Bahia, a exemplo de um trecho de 12 km do vale do Rio Preto, situado entre as comunidades São Marcelo e Altamira, em Formosa do Rio Preto-BA (Figura 2.15).

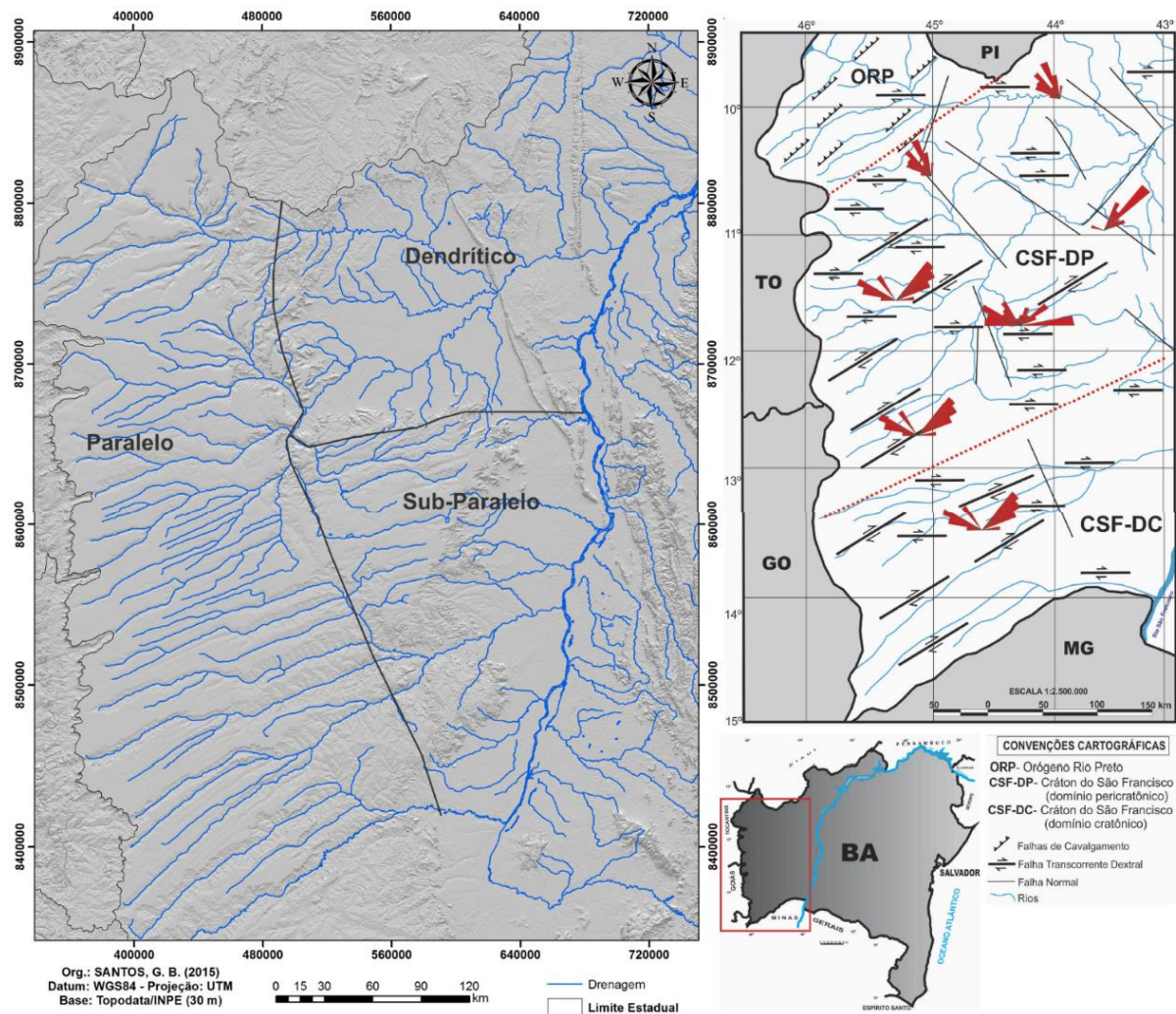


Figura 2.15. (A) Rede de drenagem do Oeste da Bahia os três principais padrões de drenagem identificados. (B) Arcabouço neotectônico da região Oeste da Bahia, evidenciado pelas direções dos falhamentos NE-SW e NW-SE (JANONI et al., 2016).

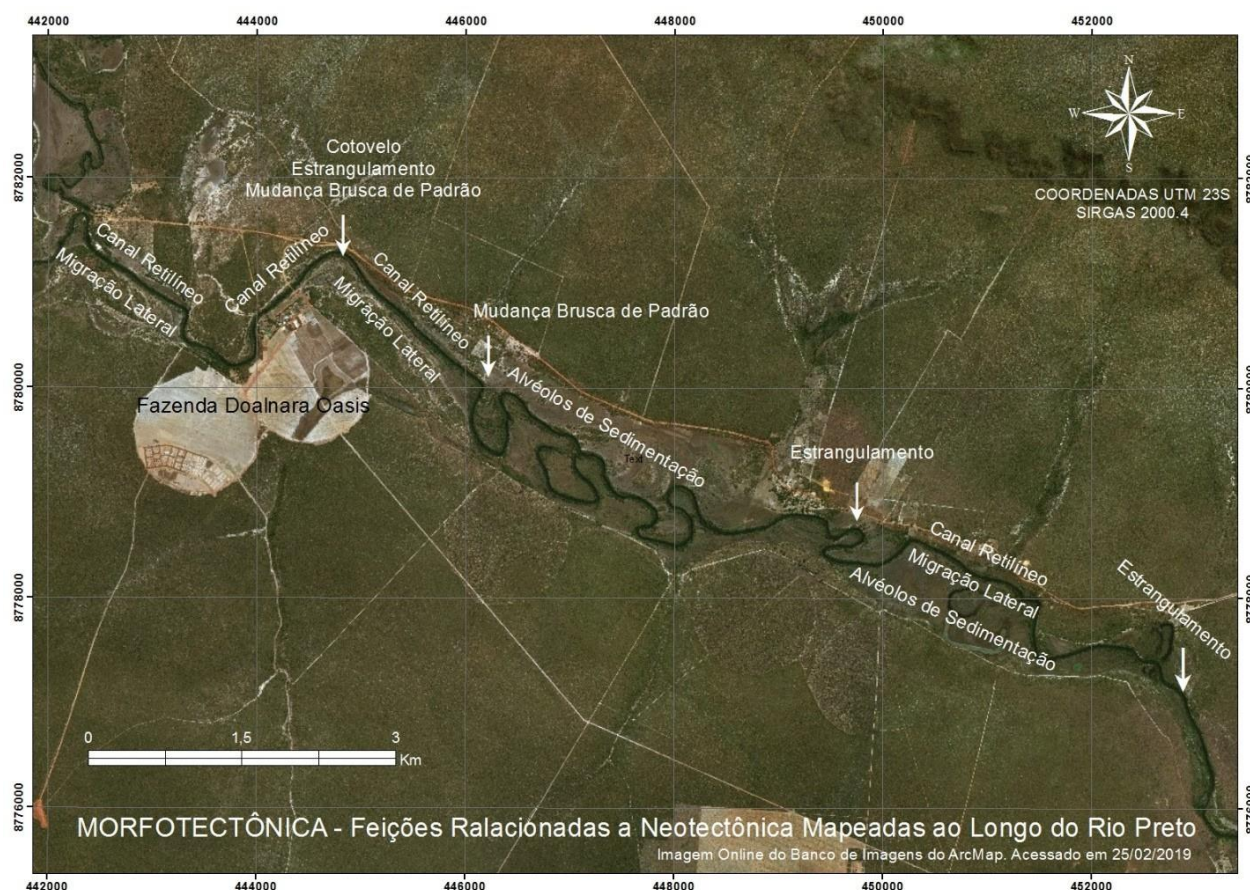


Figura 2.16. Feições morfotectônicas mapeáveis em imagem Google Earth de um trecho de 12 km do vale do Rio Preto, situado entre as comunidades São Marcelo e Altamira, Formosa do Rio Preto-BA.

Segundo relatório da Agência Nacional de Águas (ANA, 2017), na Sub-Bacia Urucuia, os lineamentos de 1ª ordem apresentam direção preferencial N60-70E. Esta direção marcante na Sub-Bacia Urucuia resulta de processos neotectônicos, os quais reativaram lineamentos com par conjugado pouco desenvolvido ou praticamente inexistente, de sistemas cisalhantes do embasamento. Os lineamentos de 3ª ordem apresentam direção preferencial N20-30W, perpendicular à direção preferencial dos lineamentos de 1ª ordem, podendo representar os pares conjugados dos lineamentos de 1ª ordem que refletem os esforços cisalhantes neotectônicos, descritos por Campos e Dardenne (1997b). Os lineamentos de 2ª ordem da Sub-Bacia Urucuia estão no meio termo entre os lineamentos de 1ª e de 3ª ordens, apresentando as direções preferenciais N60-70E, e N20-30W (Figura 2.16) (ANA, 2017b).

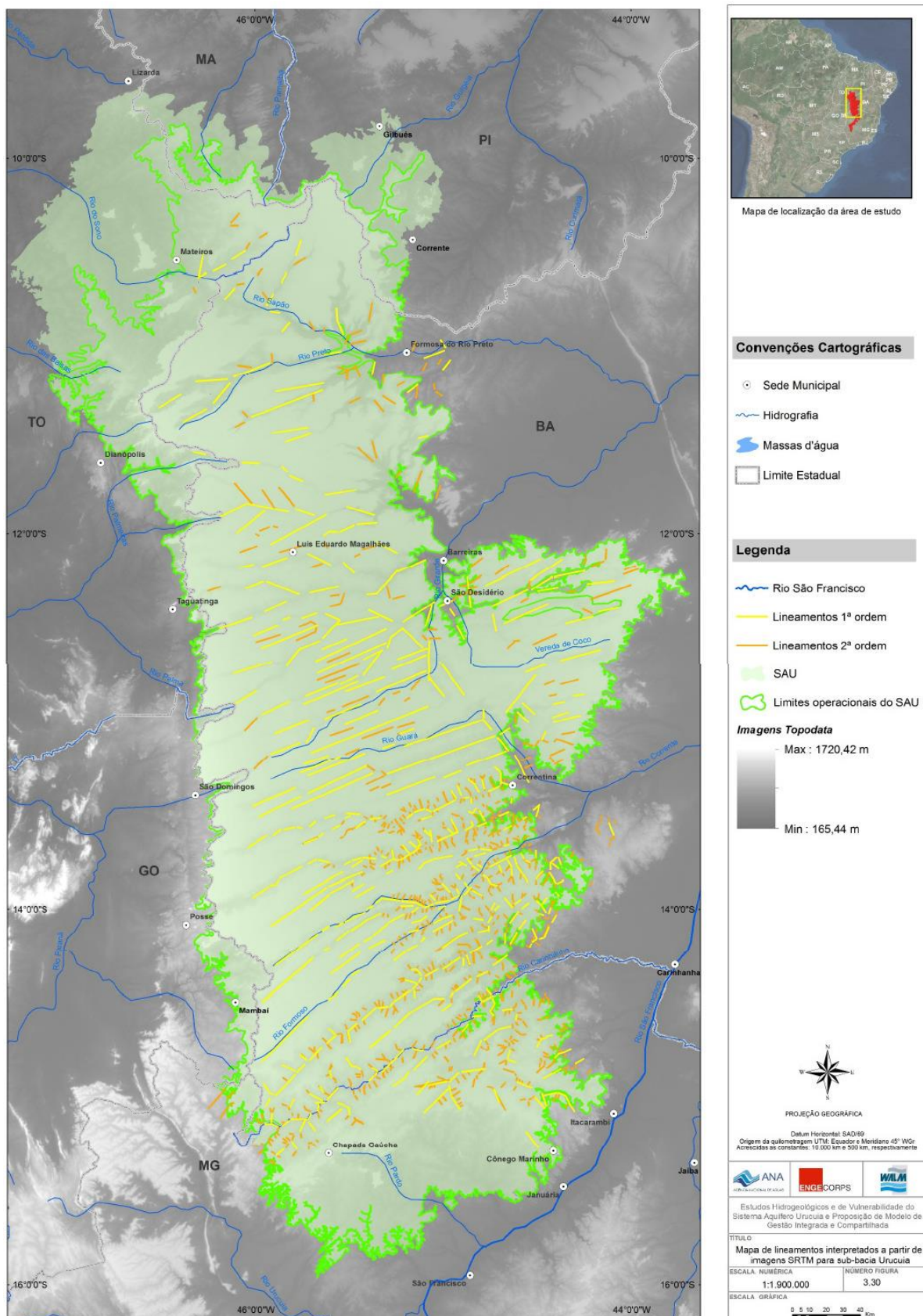


Figura 2.17. Mapa de lineamentos de 1ª, 2ª e 3ª ordem interpretados a partir de imagens SRTM para Sub-Bacia Urucuia, destacando maior intensidade de lineamentos na porção meridional (ANA, 2017b).

3. Influence of Tectonic Reactivations on the Evolution and Structuring of the Sanfranciscana Basin with emphasis on the Urucuia Sub-Basin

Influência das Reativações Tectônicas na Evolução e Estruturação da Bacia Sanfranciscana, com ênfase à Sub-Bacia Urucuia

Luis Gomes Carvalho^{1*}

¹Centro das Ciências Exatas e das Tecnologias da Universidade Federal do Oeste da Bahia - UFOB, Barreiras (BA), Brasil. Post-Graduate Student at Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília (DF), Brasil.

E-mail: luisgc@ufob.edu.br

* Corresponding author

José Eloi Guimarães Campos²

²Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília (DF), Brasil.

E-mail: eloi@unb.br

ABSTRACT: This work reviews and updates the structures of the Sanfranciscana Basin generated by reactivations of cratonic blocks with records from the Neoproterozoic to Holocene. Regional structures in São Francisco Craton, separate the Sanfranciscana Basin into two sub-basins: Abaeté and Urucuia. In the Urucuia sub-Basin the compressive stresses of the Cristalândia do Piauí Block generated the Alto do Rio Grande associated with the Correntina Block, which in the Ediacarano acted in the formation of the Rio Preto Fold Belt, culminating in the installation of a foreland basin. In the northwestern Urucuia sub-Basin, the uplift of the Cavalcante-Natividade and Cristalândia do Piauí blocks establish the São Francisco High that separates the sedimentary Sanfranciscana and Parnaíba basins. These events are associated with: i) the elevation of the Cenozoic sequences involving the basement and sediments of the Parnaíba Basin and the Urucuia Group; ii) the elevation of the eastern and western edges of the Urucuia Group; iii) the escarpment of the Transbrasiliano Lineament; iv) the generation of the Santa Marta Dome; and v) reactivations of the Malhadinha-Formosa do Rio Preto Shear Zone. The Neotectonic reactivations of this regional shear zone caused intense fracturing and faulting of the rocks of the Urucuia Group.

Keywords: Rio Preto Fold Belt, Urucuia Group, Transbrasiliano Lineament, Foreland Basin.

3.1. INTRODUCTION

The Urucuia Aquifer System is formed by sedimentary rocks of the Urucuia Group, associated with the Urucuia sub-Basin and occupies the northern portion of the Sanfranciscana Basin (CAMPOS and DARDENNE, 1997a). This underground reservoir is an important aquifer in Brazil with an area of 126,467 km², 65% of which is inserted in the western region of Bahia (GASPAR and CAMPOS, 2007; GASPAR et al., 2012; ANA, 2017c) (Figure 3.1).

Surrounded by thrust-and-fold belts, the central core Guanambi Block (GOMES e MOTTA, 1980a) or Guanambi-Correntina Block (BIZZI and SCHOBENHAUS, 2003) was individualized as Correntina Block (HOLZ et al., 2014) based on the map of the residual gravity anomalies of (ANA, 2017e). This terrain in the central-western portion of the São Francisco Craton acted as a foreground to the Neoproterozoic tectonic events that generated the Brazilian/Panafrican orogeny, which extinguished the marginal oceans forming the Western Gondwana (TROMPETTE, 1994; MANTESSO-NETO et al., 2004; HASUI, 2010; KUCHENBECKER et al., 2011; HEILBRON; et al., 2017; CAXITO et al., 2020).

The last in a series of convergent Brasiliano collision events, the Cristalândia do Piauí Block collided with the northwestern region of the São Francisco Craton, closing the Rio Preto Basin (CAXITO, 2013) or Canindé Ocean (HEILBRON; et al., 2017; CAXITO et al., 2020), generating the Rio Preto Fold Belt in the Ediacaran (CAXITO, 2010, 2013). In the central portion of the Rio Preto Fold Belt, transpressional faults gave rise to a contractional duplex structure characterized by a complex framework in a divergent asymmetrical fan of positive flower type (EGYDIO-SILVA, 1987; UHLEIN et al., 2011; CAXITO, 2013; CAXITO et al., 2014).

Advancing to the southeast, compressive tectonics pushed rocks from the Bambuí Group onto the São Francisco Craton (HEILBRON et al., 2017), resulting in folds, low-angle nappes verging to SSE (EGYDIO-SILVA, 1987; UHLEIN et al., 2011; CAXITO, 2013), which installed a Foreland Basin, as defined by DeCelles and Currie (1996), DeCelles and Giles (1996) and Martins-Neto (2006). This N-S basin feature is bounded by: i) the São Francisco High to the north, a feature generated by the reactivations of the Cavalcante-Natividade and Cristalândia do Piauí blocks; ii) the Januária High to the south, a structure generated by the reactivations of the Januária Block; iii) Espinhaço Setentrional to the east; and iv) inflection of the Brasília Fold Belt with the Cavalcante-Natividade block to the west (CAMPOS and DARDENNE, 1997a). Sediments of the Parnaíba Basin were deposited between Silurian and Jurassic, sediments of the Areado Group in the Eocretaceous, and sediments of the Urucuia Group in the Neocretaceous (COIMBRA, 1983; KIANG and SILVA, 2015; OLIVEIRA, 2017; SANTOS, 2017).

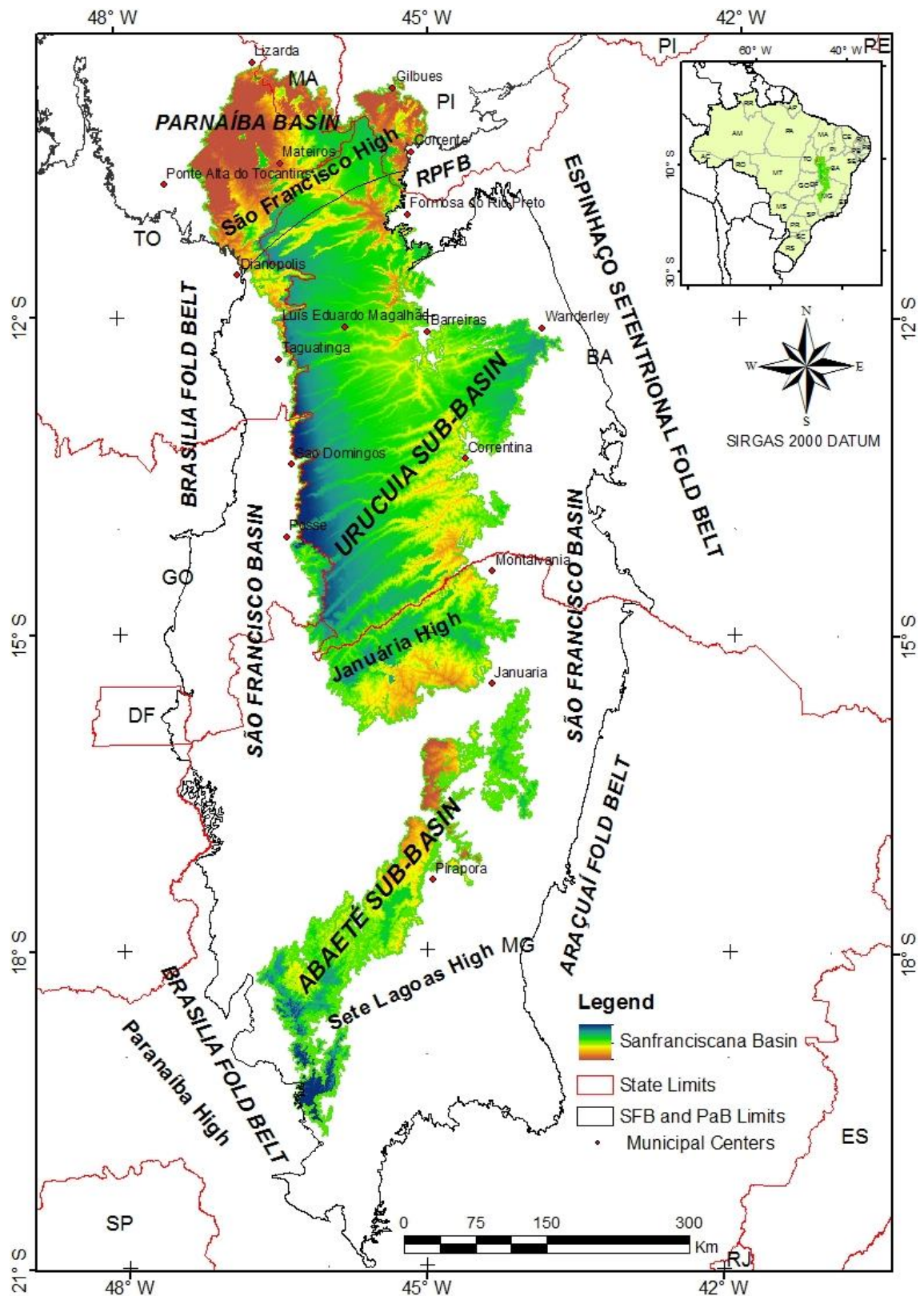


Figure 3.1. SRTM Image showing the current borders of the Sanfranciscana Basin, the sub-basins Urucua to the north and Abaeté to the south, in the interior of the São Francisco Basin - western portion of the São Francisco Craton. Structural highs delimit the basins and sub-basins. Rio Preto Fold Belt - RPFb, São Francisco Basin and Parnaíba Basin (Modified from ANA, 2017d).

New data from recent surveys in the north Sanfranciscana Basin portion and surroundings demand a review and update of the data presented by Campos and Dardenne (1997a) while emphasizing the Urucuia sub-Basin and contemplating the tectonic reactivations attributed to the Cavalcante-Natividade (FUCK et al., 2014; TRINDADE et al., 2015) and Cristalândia do Piauí blocks (HEILBRON; et al., 2017; BARROS, 2019; CAXITO et al., 2020).

The geological history of tectonic events between the Neoproterozoic and Holocene established the conditions for deposition of the Urucuia Group sediments that formed the Urucuia sub-Basin (CAMPOS and DARDENNE, 1997a), affecting its evolution and permanence while ensuring the remaining distribution.

3.2. MATERIAL AND METHODS

3.2.1 Study Area

3.2.1.1 São Francisco Sedimentary Basin

The São Francisco Sedimentary Basin (Figure 4.1) is a depression that covers almost the entire southwestern region of the São Francisco Craton, and portions of Minas Gerais, Bahia and Goiás. The central portion of the ~ 371,100 km² area is 500 km wide (east-west) and about 1,150 km long (north-south). The limits of the São Francisco Basin and Craton coincide to the west, northwest and east, while the southern limit is erosive by nature. The northeastern limit is marked by the Paramirim Corridor along the Espinhaço Setentrional mountain range. The largest lithostratigraphic units cropping out are the Paleo/Mesoproterozoic Espinhaço Supergroup, the Neoproterozoic São Francisco Supergroup including the Macaúbas and Bambuí groups (ALMEIDA, 1977; ALMEIDA et al., 1977; GASPAR, 2006; REIS, 2011; HEILBRON et al., 2017; REIS et al., 2017).

3.2.1.2 Sanfranciscana Basin

The Sanfranciscana Basin (Figure 3.1) represents the Phanerozoic covers of the proterozoic São Francisco Basin in the western portion of the São Francisco Craton (CAMPOS and DARDENNE, 1997a, 1997b), whose sediments are deposited in erosive unconformity on the rocks of the Neoproterozoic Bambuí Group, in the southern and easternmost portions, over the Motuca (Neopermian/Eotriassic) and Sambaíba (Meso/Neotriassic) formations in the northern and western portions of the Parnaíba Basin (COIMBRA, 1983; GÓES, 1995; KIANG e SILVA, 2015). Its evolution began in the Neopaleozoic with the depositional successions of the Santa Fé (Eopaleozoic), Areado

(Eocretaceous), Mata da Corda and Urucuia (Neocretaceous) groups (CAMPOS and DARDENNE 1997a, 1997b; GASPAR et al. 2012). The tectonic, stratigraphic and environmental differences between the southern and northern allows dividing it into the Abaeté and Urucuia sub-basins (CAMPOS and DARDENNE, 1994, 1997a, 1997b) separated by the Januária High (MARTÍNEZ, 2007a; UHLEIN et al., 2017).

3.2.1.3 Urucuia Sub-Basin

The Urucuia Group sediments fill the Urucuia sub-Basin (CAMPOS and DARDENNE, 1997a) (Figure 3.1), which is bounded by the erosive retreat scarps to the west in the Brasília Fold Belt eastern limits; Parnaíba Basin to the northwest and north; rocks of the Rio Preto and Bambuí groups to the northeast, and quaternary colluvium-alluvial covers to the east. The mesas observed beyond these limits indicate that a much broader area was occupied by the Urucuia Group sediments (GÓES, 1995; CAMPOS and DARDENNE, 1997a; VALADÃO, 1998; HEILBRON et al., 2017; SANTOS, 2017), but the erosive processes associated with successive reactivations of cratonic blocks reduced it to its current configuration.

3.2.2 Database

The datasets used in this work were as follows, i) gravity maps and profiles from the National Agency for Water and Basic Sanitation (ANA, 2017a) to delimit basement structural highs and lows; ii) airborne magnetic products from the projects 1027-Southern Edge of the Parnaíba Basin of CPRM (1978), 1115-Bambuí of CPRM (2014), 3027-Extremo Oeste of CBPM (2016) for delimiting the Santa Marta Dome (CORREIA, 1990) and the Rio Preto Fold Belt; iii) 1,029 static levels of wells registered on http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/pesquisa_complexa.php; iv) data from 751 springs in the Google Earth Pro app, and (v) 2,346 samples collected remotely along the drainages inside the central portion of the Urucuia Aquifer System to define the Rio Grande High forebulge, using Digital Terrain Model of the Alos Palsar. These samples were cartographically unified to the Digital Terrain Model of the Alos Palsar images in the Global Mapper 2.1.

The datasets together with the fieldwork allowed to i) delimit the Rio Preto Fold Belt; ii) defined the forebulge of the Rio Grande High, and iii) confirm the structures proposed by the DNPM (1973) and Lima (2006).

3.2.2.1 Gravimetry

The Bouguer residual gravity map used is the product of the technical report “Geophysical Research in the Region of the Urucuia (SAU) and Areado (SAA) Aquifer Systems” (ANA, 2017a) that covered the Urucuia and Abaeté sub-basins. The radial power spectrum of the Bouguer residual gravimetry generated for this product, with modifications, basically identified three sources: deep, between 80 and 50 km; intermediate, between 50 and 35 km; and shallow, between 35 and 10 km (Figure 3.2) (ANA, 2017a).

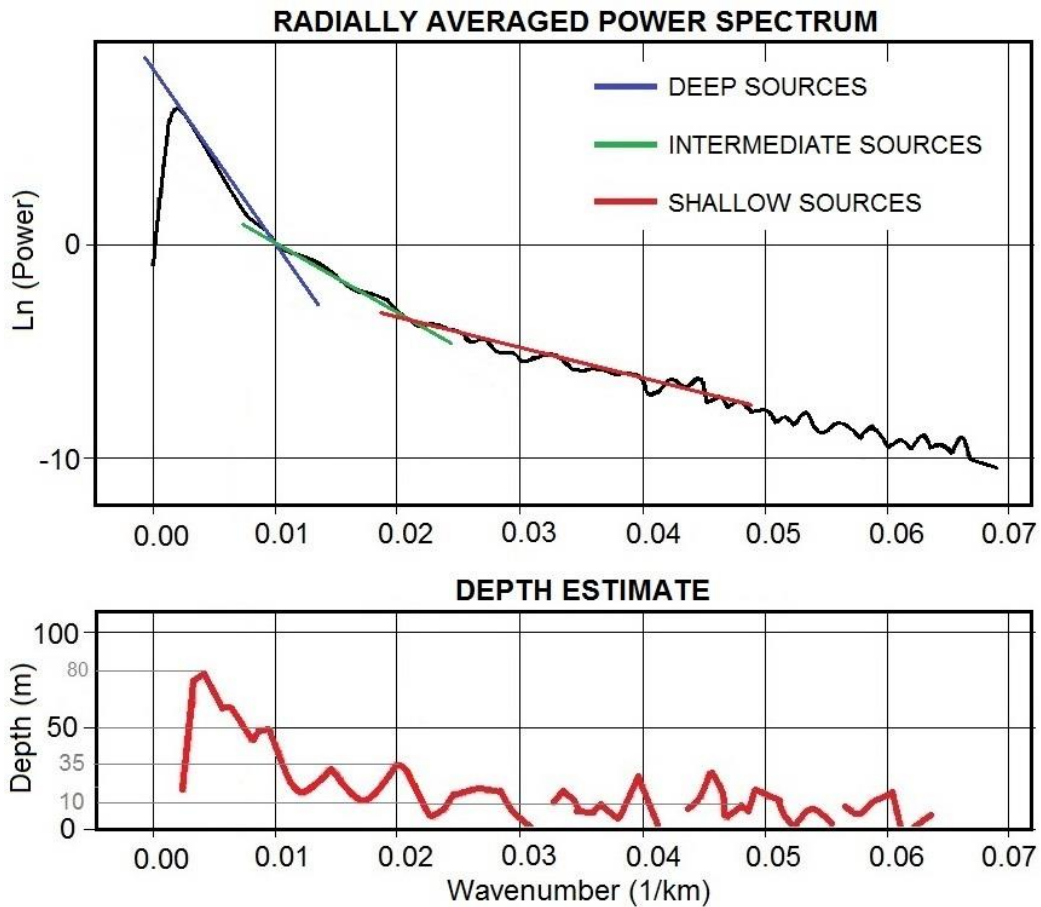


Figure 3.2. Radial power spectrum of the Bouguer residual gravimetry in the region of the Urucuia and Areado Aquifer Systems and the identified three sources, the deepest between 80 and 50 km, intermediate between 50 and 35 km, and shallow between 35 and 10 km (Modified from ANA, 2017a).

3.2.2.2 Airborne Magnetic Data

The magnetic maps resulted from the processing of airborne magnetic data from two surveys previously conducted in the area, the West Bahia Project by the Bahia Mineral Research Company (CBPM) and the Bambuí Project by the Mineral Resources Research Company (CPRM). Data acquiring specifications are shown in Table 3.1.

Table 3.1. Specifications of the West Bahia and Bambuí airborne Survey Projects.

Project	Year	Area (km ²)	Production lines		Control lines	Grids (m)	Flight height (m)	GPS precision (m)
			Total (Km)	Spacing (m)/Direction	Spacing (m)/Direction			
West Bahia	2014/2015	49.293	103.629	500 (EW)	10.000 (NS)	125 x 125	100	1
Bambuí	2011/2012	80.877	170.370	500 (NS)	10.000 (EW)	125 x 125	100	< 2

The airborne magnetic data were processed in the Oasis Montaj™ 7.0 developed by Geosoft, to obtain the contour maps of the reduced IGRF Total Magnetic Field: Total Field, First Vertical Derivative, and Analytical Signal.

3.2.2.3 Digital Surface Model (DSM)

The Digital Surface Model was obtained from the mosaic of Alos Palsar images resulting from data collected by the PALSAR (Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar) of ALOS-1 (Advanced Land Observing Satellite) mission of the Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA), corrected and projected to the WGS84 datum at resolutions of 12.5 and 30 meters (MACÊDO; SURYA, 2018). The data can be accessed, free of charge, on <https://search.asf.alaska.edu>.

To generate the maps, the cartographic data were processed and integrated using the ArcMap 10 and Global Mapper 2.1 software.

3.3. RESULTS

3.3.1 Regional Structures

The successive and recurrent tectonic events related to the reactivations of the Neoproterozoic cratonic blocks established adequate conditions for the deposition of the Urucua Group sediments (CAMPOS and DARDENNE, 1997a; ALKMIM, 2004). These sedimentary rocks are found in mesas and testimony hills beyond their current structural limits (GÓES, 1995; CAMPOS and DARDENNE, 1997a; VALADÃO, 1998; HEILBRON; et al., 2017; SANTOS, 2017) and have certainly influenced their evolution and permanency, ensuring the current distribution.

To understand better the influence of the cratonic blocks responsible for the structural highs and lows, predominantly NE-SW, delimiting the São Francisco Basin and subdividing the Sanfranciscana Basin, these blocks are described from south to north according to the Bouguer residual gravity anomaly map from the National Agency for Water and Basic Sanitation (ANA, 2017a) (Figure 3.3):

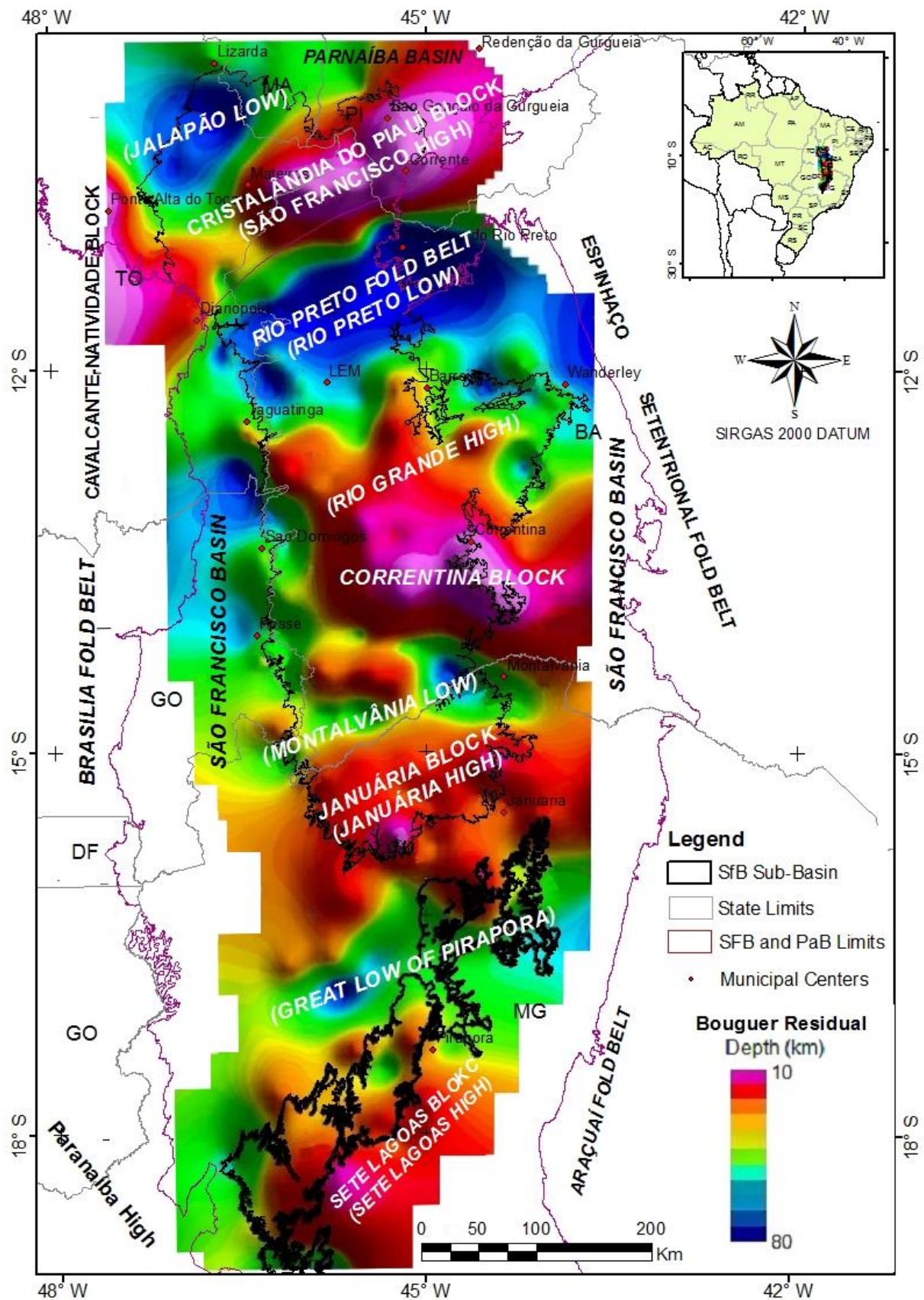


Figure 3.3. Map showing the limits of the Sanfranciscana Basin and the distribution of the cratonic blocks that generated the structural highs and lows seen in the map of the Bouguer residual gravimetric anomaly. São Francisco Basin and Parnaíba Basin (Modified from ANA, 2017a).

- i) Paranaíba High: with a SE-NW trend, is related to the Goiânia Flexure and responsible for the division of the Paraná and São Francisco sedimentary and hydrographic basins (ALMEIDA et al., 1977; FERNANDES et al., 1993; SGARBI e DARDENNE, 1996; SGARBI, 2000; ALKMIM, 2004; MANTESSO-NETO et al., 2004; HACKSPACHER et al., 2007; HASUI, 2010; ANA, 2017e), and might be partially contemporary to the generation of the graben that gave rise to the Abaeté sub-Basin (REIS et al., 2017). Reactivations associated with crustal uplifts between the Neojurassic and the Neocretaceous gave rise to alkaline rocks between 117-119 Ma and 87-83 Ma (Rb-Sr dating in phlogopite), indicating that uplift reactivations have occurred since the Eoaptian (125-112 Ma) (CAMPOS and DARDENNE, 1997a; MANTESSO-NETO et al., 2004).
- ii) Sete Lagoas High: located in the southernmost São Francisco Basin and establishing the Sanfranciscana Basin southern limit, it was generated by the uplift reactivation of the Sete Lagoas Block (ALMEIDA et al., 1977; CAMPOS and DARDENNE, 1997a; ALKMIM, 2004; MARTÍNEZ, 2007b; REIS, 2011, 2016; REIS; et al., 2017; UHLEIN et al., 2017).
- iii) Great Low of Pirapora: refers to an Aulacogen (REIS, 2011, 2016; REIS;; et al., 2017) over which the Abaeté sub-Basin is partially installed. It is located between the Sete Lagoas and Januária Highs (ALKMIM, 2004; MARTÍNEZ, 2007a; HERCOS et al., 2008; REIS, 2011).
- iv) Januária High: this high divides the Sanfranciscana Basin into the Abaeté and the Urucuia sub-basins, respectively to the south and to the north, originated from the reactivations of the Januária Block (CAMPOS and DARDENNE, 1997a; MARTÍNEZ, 2007a; HERCOS et al., 2008; REIS, 2011, 2016; LEITE et al., 2017; REIS et al., 2017; UHLEIN et al., 2017).
- v) Montalvânia Low: flexural basement depression observed between the highs of Januária and Correntina (MARTÍNEZ, 2007a; LEITE et al., 2017). In the context of a foreland basin system (DECELLES and CURRIE, 1996; DECELLES e GILES, 1996; MARTÍNEZ, 2007a), the Montalvânia Basin is characterized as a backbulge, a flexural area behind the forebulge, in this case, the Correntina Block associated with the Rio Grande High.
- vi) Rio Grande High: is a WSW-ENE positive structure, representing an elevation that acts as a hydrographic and hydrogeological divide between the tributaries of the Grande River, draining to the northeast, and the tributaries of the Corrente and Arrojado rivers, draining to the southeast. It is formed by the rocks of the Bambuí

Group that in the continental suture phase of the Cristalândia do Piauí Block that thrust over the NW edge of the Correntina Block (HOLZ et al., 2014), accentuating the foreland forebulge. Identified on a potentiometric map, this structure extends for 270 km from the city of Wanderley-BA (ENE) to BR-020 (WSW) nearby the access to the city of São Domingos, Goiás.

vii) Rio Preto Low: gravity low related to the edges of the Rio Preto Fold Belt groups rocks from the Rio Preto and Bambuí Groups to the northwest and southeast, respectively. It originated during the Brasiliano continental suture process in the Cristalândia do Piauí Block to the northwest of the São Francisco Craton in the Ediacaran (EGYDIO-SILVA, 1987; BIZZI e SCHOBENHAUS; 2003; CAXITO, 2010; EGYDIO-SILVA et al., 2011; CAXITO et al., 2012; CAXITO and UHLEIN, 2013; HEILBRON et al., 2017; REIS et al., 2017). The Rio Preto Fold Belt limits are defined by the Cariparé fault zone to the south (EGYDIO-SILVA, 1987), the Corrente do Piauí fault zone to the north, the northernmost border of the Espinhaço Setentrional to the east, and the Brasília Fold Belt with the northeast segment of the Cavalcante-Natividade block to the west.

viii) São Francisco High (ALMEIDA et al., 1977; COIMBRA, 1983; MARTINS et al., 1993; GÓES, 1995; CAMPOS and DARDENNE, 1997a): is a positive feature that separates the Sanfranciscana and Parnaíba basins (ANA, 2017b). It is correlated with the elevations resulting from the tectonic and non-tectonic reactivations of the Cavalcante-Natividade (FUCK et al., 2014; TRINDADE et al., 2015) and Cristalândia do Piauí blocks (HEILBRON et al., 2017; BARROS, 2019; CAXITO et al., 2020) (Figure 3.4). It presents a WSW to ENE direction and extends from the northeastern portion of the Cavalcante-Natividade block, passing through the west edge of the Urucuia sub-Basin, nearby Rio da Conceição, TO, reaching the east edge of the Urucuia sub-Basin over the Santa Marta Dome, through the cities of São Gonçalo da Gurguéia and Corrente in Piauí State, extending to the east (Figure 3.4).

ix) Jalapão Low: flexural depression of the basement or foreland basin located immediately north of the suture between the Cavalcante-Natividade and Cristalândia do Piauí Blocks, cut longitudinally (NE-SW direction) in the central portion by the Transbrasiliano Lineament (Figure 3.4). The Transbrasiliano Lineament defines the central portion of the Transbrasiliano Shear Zone, which in some stretches in the Parnaíba Basin, such as the seismic section (Figure 3.5) and generate centered grabens approximately 3.5 km deep and faults that can extend to the asthenosphere (CASTRO et al., 2016).

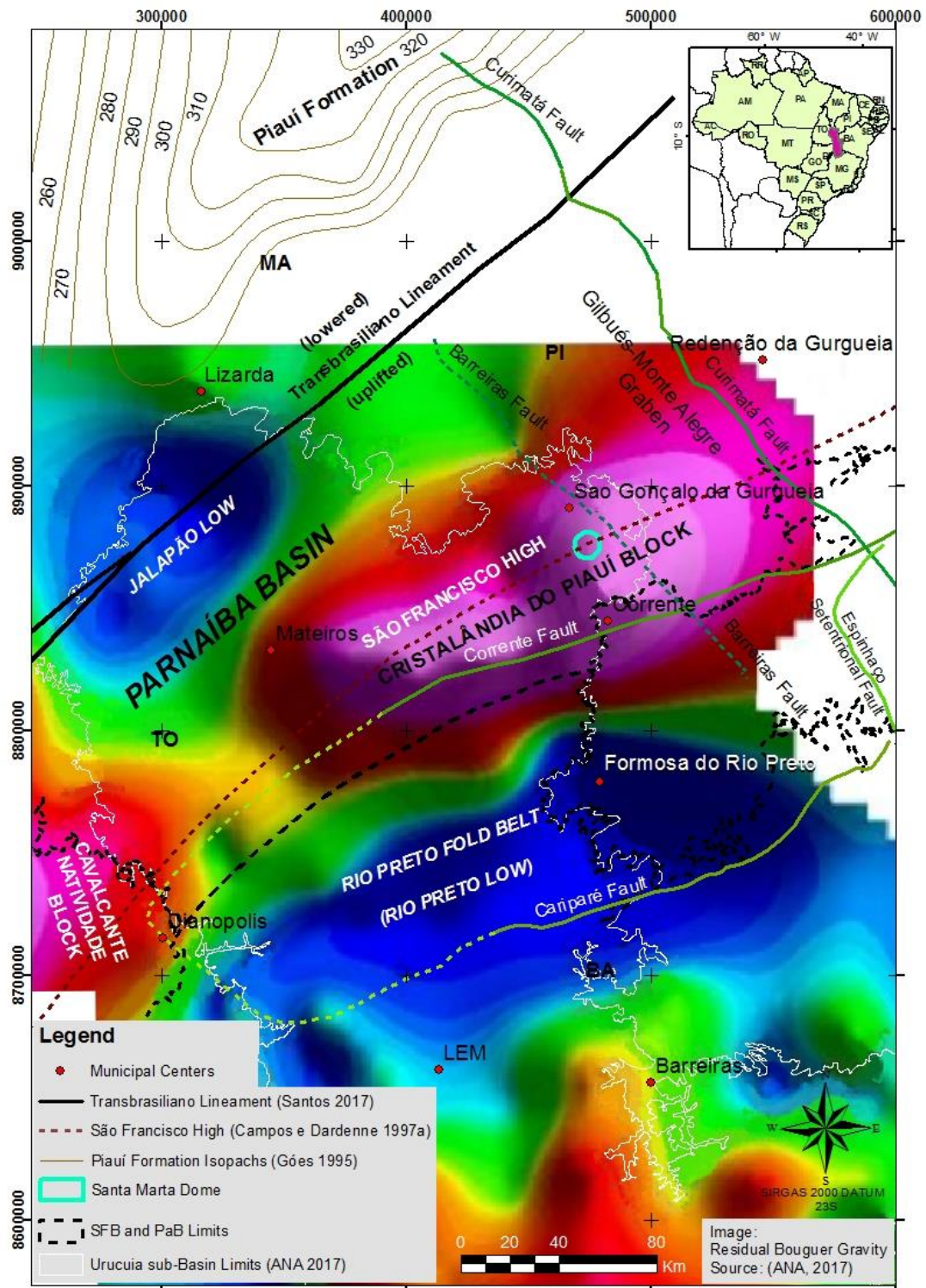


Figure 3.4. Northwest region of the boundary between the São Francisco and Parnaíba basins, highlighting the features generated by the reactivations of the Cavalcante-Natividade and Cristalândia do Piauí blocks: Rio Preto Low, São Francisco High, Santa Marta Dome, reactivations of the Transbrasiliano Lineament, Gilbués-Monte Alegre Graben, the faults of Curimatá, Barreiras, Corrente and Cariparé, and the isopachs of the Piauí Formation (Modified from: DNPM (1973); ALMEIDA et al. (1977); GÓES (1995); CAMPOS and DARDENNE (1997a); CAXITO (2010); ANA (2017a) and SANTOS (2017)).

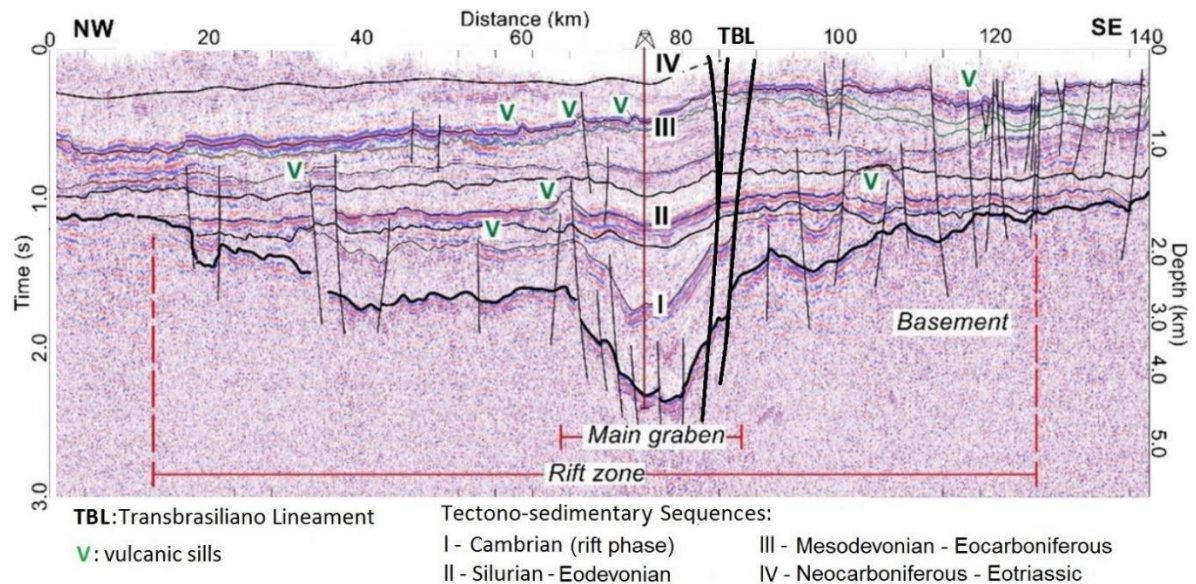


Figure 3.5. Seismic sections of the modified L507 from CASTRO et al. (2016), highlighting the rift structures generated in the Parnaíba Basin under the influence of tectonic reactivations along the Transbrasiliano Shear Zone in the Transbrasiliano Lineament.

3.3.2 Tectonic Stages Associated with Regional Structures

3.3.2.1. Proterozoic Tectonic Stage

Surrounded by thrust-and-fold belts in the east-west-south portions, the São Francisco Craton (ALMEIDA, 1977) gave rise to the Rio Preto Fold Belt to the northwest, Riacho do Pontal Fold Belt to the north, and Sergipana Fold Belt to the northeast during the last converging events in the Ediacaran (BARBOSA et al., 2003; ALKMIM, 2004; HEILBRON et al., 2017). During this period, the collision between the Cristalândia do Piauí Block and northwestern São Francisco Craton closed the Rio Preto Basin (CAXITO, 2013) or Canindé Ocean (HEILBRON et al., 2017; CAXITO et al., 2020), obstructing the marine ingress towards the center of the Bambuí Basin (ROSSI et al., 2020) and originating the Rio Preto Fold Belt under an NNW-SSE-trending compressive system.

The Rio Preto Fold Belt is bounded by the Corrente do Piauí Fault to the north, the Cariparé Fault to the south (EGYDIO-SILVA, 1987; UHLEIN et al., 2011; CAXITO e UHLEIN, 2013; CAXITO et al., 2014), the northern portion of the Espinhaço Setentrional to the east, and the Brasília Fold Belt - region under the influence of the Cavalcante-Natividade block to the west (FUCK et al., 2014) (Figure 3.4).

The collision of the Cristalândia do Piauí Block with the northernmost Espinhaço mountain range (ALMEIDA, 1977) generated an exotic and complex dextral spiral structure that marks the eastern edge of the Rio Preto Fold Belt. In the fold belt central portion, along the Malhadinha-Formosa do Rio Preto Shear Zone, a complex contractional duplex structure was generated as a divergent asymmetric fan of “positive flower” type (EGYDIO-SILVA, 1987; UHLEIN et al., 2011; CAXITO, 2013; CAXITO et al., 2014).

The compressive tectonic process advanced over the craton in the southeastern direction pushing the Bambuí Group rocks (750 Ma to 600 Ma) over the craton (HEILBRON et al., 2017), forming bends, thrust nappes, and low angle faults with SSE verging (EGYDIO-SILVA, 1987; UHLEIN et al., 2011; CAXITO and UHLEIN, 2013) (Figure 3.4).

According to DeCelles and Giles (1996), the foreland basin structural features are defined by the Rio Preto Fold Belt wedge-top in the north-northwest portion, the foredeep, the Rio Grande High (NW face of the Correntina Block) that acted as a forebulge and subdivides the foreland basin, and the southern part by the back-bulge of the lower Montalvânia confined between the Rio Grande and Januária highs.

3.3.2.2 Paleozoic Tectonic Stage

Probable beginning of the northern portion subsidence that gave rise to the Parnaíba Basin related to the lithospheric flexure, whose fining upward sedimentation process initiated by medium to coarse-grained sandstone with conglomeratic intercalations, evolved to fine sandstone, siltstone and shale that reached a thickness of 700 meters (ALMEIDA et al., 1977), while the south part of the basin remained as structural high and supplied coarse clasts (GÓES, 1995).

Under attenuated tectonic activity in the Silurian, the foreland basin continues to receive sediments, including glaciogenic from adjacent structural highs, through the flexure (structural low) between the Cavalcante-Natividade and Cristalândia do Piauí blocks. The increase in sedimentary deposits associated with the thermal subsidence of the craton, added to the post-Brasiliano orogenic decompression, was responsible for isostatic and flexural arrangements small enough to maintain the continuous Paleozoic sedimentary deposition (CAMPOS and DARDENNE, 1997a).

The Parnaíba Basin is marked by successive transgression and regression events in the Devonian; a marine transgression occurs in Eodevonian while a brief regression in the Mesodevonian is followed by transgression in Neodevonian (ALMEIDA et al., 1977).

The southeast-northwest reactivations of the Curimatá Fault (DNPM, 1973) are estimated to have started near the Espinhaço Setentrional mountain range towards the south of Boritirama in Bahia, cutting discordantly the dextral spiral of the northernmost Espinhaço and the Corrente Fault in Curimatá - PI. This structure cuts through Precambrian and Paleozoic terrains and is covered by sediments from the Sambaíba Formation (Mesoneotriassic). Finally, it caused the lowering of the southwest block in the Gurguéia River region, generating a normal tailing fault between 250 and 300 m,

exposing the contact between Meso to Neodevonian rocks of the Cabeças Formation and Permian rocks of the Pedra de Fogo Formation (DNPM, 1973).

The lineament of the southeast-northwest Barreiras Fault (DNPM, 1973) begins near Serra do Boqueirão, runs northwest almost parallel to the Curimatá Fault for about 300 km, cutting discordantly the Rio Preto Fold Belt, a stretch that undergoes small dextral displacements, crosses the northeast edge of the Santa Marta Dome (CORREIA, 1990) (Figure 3.5). The fault last events are attributed to the Neopermian and Eotriassic since the block lowering to the southeast affected the sediments of the Pedra de Fogo Formation (Permian) but not those of the Sambaíba Formation (DNPM, 1973).

3.3.2.3 Neopaleozoic and Mesozoic Tectonic Stage

Regionally, in this period the structural highs inherited from the Brasiliano orogeny were eroded, except for the Espinhaço and Chapada Diamantina, filling the basins and generating a vast and flat Gondwanic surface (VALADÃO, 1998). After the Eopermian, deglaciation favored reactivations by the positive epyrogenic movement up to 200 m (CAMPOS and DARDENNE, 1997a).

The São Francisco High (COIMBRA, 1983; GÓES, 1995; CAMPOS and DARDENNE, 1997a) exposed regional sedimentation to erosion up to the Neotriassic. In the southern Parnaíba Basin, it caused the increase of the isopachs of the Pedra de Fogo and Motuca formations, accentuated the topographic gradient in the Transbrasiliano and Senador Pompeu lineaments in the southeastern limit between the Parnaíba Basin and the São Francisco Craton (GÓES, 1995).

Beyond the intense erosion of the Carboniferous and Permian deposits (Góes, 1995; Lima and Leite, 1978), this event is also linked with the absence of the Motuca Formation (Neopermian/Eotriassic) among the Paleozoic sequences of the southern Parnaíba Basin, composed of the Piauí, Pedra de Fogo and Sambaíba formations, under the Mesozoic sediments of the Urucuia Group. The contact of this entire Paleozoic/Mesozoic sedimentary sequence is marked by erosive discordance (COIMBRA, 1983; GÓES, 1995; REIS, 2011; REIS et al., 2017) (Figure 3.6).

The Neopermian/Mesotriassic sinistral strike-slip reactivation mapped in the southeastern Transbrasiliano Lineament affected the Sambaíba Formation, originating the observed syn-depositional “positive flower-like” structures in the Pedra de Fogo Formation (SANTOS, 2017). The structural reactivations in the Neotriassic/Eojurassic affected the São Francisco High and influenced strongly the basic magmatism that generated the volcanic (basalt) and plutonic (diabase) rocks of the Mosquito Formation (COIMBRA, 1983).

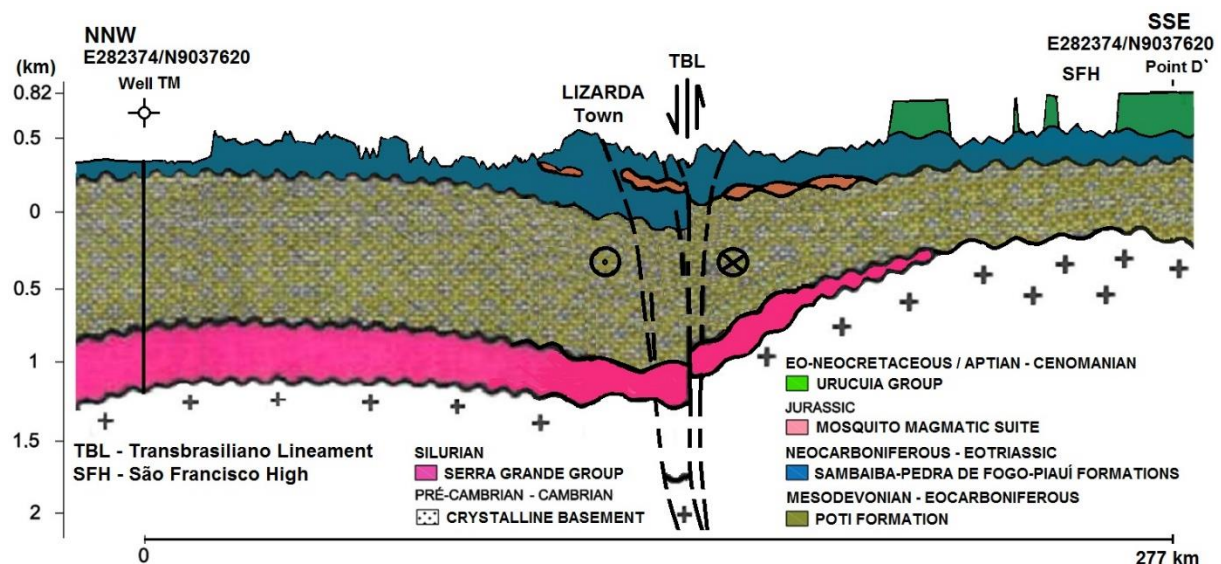


Figure 3.6. Clipping from modified geological section D-D' of the southern Parnaíba Basin presented in Góes (1995). The topographic profile was generated over Alos Palsar image. Stretch between well TM and Point D', looking at the Transbrasiliano Lineament and the São Francisco High. Approximate UTM coordinates (E and N) Sirgas 2000 Datum (Modified from GÓES, 1995 and SANTOS, 2017).

3.3.2.4 Jurassic Tectonic Stage

The São Francisco High reactivations gave rise to the NE-SW distensions, the basic dikes of the Mosquito and Sardinha formations, as well as the intrusions of Redondão (Kimberlite), Apicuns and other dome structures in the Gilbués-PI region during the transition from the Jurassic to the Cretaceous (COIMBRA, 1983; GÓES, 1995; SANTOS, 2017).

The NE-SW Lizarda Fault (DNPM, 1973; Lima and Leite, 1978) is related to the Transbrasiliano Lineament events about 20 km southwest of Lizarda-TO (Figure 4.5). In this stretch, the N30°E-trending lineament undergoes a sharp deflection of ~ 20° to the right when crisscrossing the Brasília Fold Belt, becoming almost parallel to the northwest limits of the Cristalândia do Piauí Block, and heading northeast cuts the Barreiras and Curimatá faults almost perpendicularly (Lima and Leite, 1978).

The Precambrian Transbrasiliano Lineament undergoes successive reactivations that affected the Jurassic rocks (pre-Sambaíba) and Cretaceous of the Lizarda region locally and in different phases (DNPM, 1973). From this region, the occurrence of expressive ENE-WSW structuring ranges from 5 to 60 km in length and is truncated by the lineaments of the higher plateaus west of Corrente in Piauí. This structuring is represented by normal faults, or stretch joints, that affect rocks of the Mosquito Magmatic Suite and its enclosing, as well as the Sambaíba Formation and the Neocarboniferous to Neotriassic sequences (SANTOS, 2017).

3.3.2.5 Eocretaceous Tectonic Stage

During this stage (Barremian/Aptian), the opening of the South Atlantic (Hauterivian) (CORDANI, 2013) until the effective installation of the passive margin, reflected an N-S increase of extensional stresses in the continental lithosphere inside the South American and South African plates (ARAI, 2014; REIS et al., 2017) favoring the uplift reactivations of the cratonic blocks inside the tectonic plates.

In the northern Sanfranciscana Basin, the depocenter of the proto Urucuia Sub-Basin nearby the town of Luís Eduardo Magalhães (KIANG and SILVA, 2015; PEREIRA et al., 2015; SILVA; CHANG, 2018) was defined from incipient flexural subsidence of crustal stretching and some marginal reactivations responsible for forming small grabens and hemigrabens in NS, N10W, N30E and N45E lineaments near the Brasília Fold Belt and the Cavalcante-Natividade block inflection, in the Dianópolis and Almas region, TO, over which fluvial sediments of the Areado Group were deposited (CAMPOS and DARDENNE, 1997a) which also outcrop between Gilbués and Corrente in Piauí (SANTOS, 2017).

In this stage, the NW-SE distensions reactivated the NE structures of the Lizarda Fault (SANTOS, 2017) and the Patos and Pernambuco lineaments (Coimbra 1983), contemporary to the uplift of the São Francisco High, separating the depositions of the Areado and Urucuia groups from the Grajaú, Codó and Itapecuru formations (central-southern Parnaíba Basin or Grajaú sub-Basin) (GÓES, 1995).

The thermal subsidence of the central-southern Parnaíba Basin (Grajaú sub-Basin) began with the approximately 800 m thick eolian-laguna deposition of the Codó, Grajaú and Itapecuru formations while 400 m thick fluvial-eolian sediments of the Areado and Urucuia groups were deposited on the south side of the São Francisco High (GÓES, 1995).

3.3.2.6 Meso/Neocretaceous Tectonic Stage

After reaching the passive margin stage, the stress field inside the South American and African plates changed from extensive to compressive, causing uplift within the basins and subsidence of the edges whose gradient depends on the stress intensity and plate rheology. In the case of the Urucuia sub-Basin, the compression acting on the edges accentuated the internal flexure initiated in the Barremian, giving rise to the largest sedimentary deposit in this sub-basin. At this stage, the greater compressive stresses within the South American Plate were parallel to the E-W transform faults observed between the Andean convergence zone and the mid-Atlantic chain (CAMPOS and DARDENNE, 1997a).

3.3.2.7 Neocretaceous Tectonic Stage (*Campanian - Maastrichtian*)

Intraplate tectonic reactivations initiated in the Neoturonian/Eoconiatian related to geometry and velocity adjustments in the displacement of the South American Plate affected a large part of the Brazilian territory (VALADÃO, 1998).

To the southeast of the São Francisco Basin, the Paranaíba High, which had already registered reactivations before this period, is marked by a new reactivation apex that favored the intrusion of N50-60W-trending dikes, alkaline plutons, and the extrusion of kamafugitic and pyroclastic lava blasts from the Mata da Corda Group in the Abaeté sub-Basin, associated with the possible presence of a mantellic plume below the edge of the São Francisco Craton (CAMPOS and DARDENNE, 1997a; HEILBRON; et al., 2017; REIS et al., 2017). This process started a new phase of alluvial, fluvial, and eolian sedimentation in the Abaeté sub-Basin and intense wind activity and intertwined fluvial sedimentation in the Urucuia sub-Basin (VALADÃO, 1998), considered the beginning of the deposition of the Urucuia Group sediments (GÓES, 1995). Simultaneously, occurrences of extensive basaltic outflows that covered eolian sandstones, sills, and dykes were recorded in the Paranaíba Basin (ALMEIDA et al., 1977). Near Lizarda and south of the São Francisco High, basaltic flows interpose sediments from the Sambaíba Formation and the Urucuia Group sediments appears hardened and silicified below basalt due to thermal effect (LIMA and LEITE, 1978).

The compressive component was primarily responsible for reactivating EW transform faults, in the interior of the continent, generating pull apart transtractive basins (CAMPOS and DARDENNE, 1997a) in the Abaeté sub-Basin. To the south of Lizarda, NW-SE faults with NE-SW stress components (normal or normal oblique tailings) were generated, affecting the Urucuia Group sandstones (SANTOS, 2017).

In the region of Alpercatas Anficlise, Mocitaiba et al. (2017), using self-organizing maps on magnetic products, identified an anomaly that extends 360 km and 330 km in the N-S and E-W directions, respectively, at depth of 600 m. At the northwestern edge they also identified a second anomaly of 83 km by 130 km elongated in the ENE-WSW direction with a 600 m estimated depth that appears to overlap NE-SW regional magnetic anomalies and intruded sedimentary rocks of the Balsas Group and the Areado and Urucuia groups.

3.3.2.8 Paleogene-Neogene Tectonic Stage

The flattening of the South American Surface that started in the Aptian and lasted up to the Paleogene, leaving few residual massifs exposed, was then subjected to Neogene tectonics, two successive remodeling phases between the Paleocene and the Lower Miocene in an interval longer than 40 Ma.

Between the Eocene and the Oligocene, taphrogenic basins were installed in southeastern Brazil, thus marking the first phase. Between the Middle Miocene and the Pliocene, known as the Neogene orogenetic tectonic phase, the second phase gave rise to large mountain ranges that were exposed to an intense erosion process. The São Francisco Craton edges raised 300 to 550 m (VALADÃO, 1998), as well as the entire region comprising the central-south portion of the Parnaíba and Sanfranciscana basins (Góes 1995).

During this period, the Urucua Group tipped to the east, accentuating the erosion process by installing a parallel and rectangular low-density drainage network, conditioned by the high infiltration of the Urucua Group sandstone and the unconsolidated Cenozoic cover of the Chapadão Formation, while exposing a good part of the basement between the remaining sandstone of the Urucua Group and the Espinhaço Setentrional (CAMPOS and DARDENNE, 1997b; VALADÃO, 1998). This phase may be associated with the most recent uplift of the Cavalcante-Natividade and Cristalândia do Piauí cratonic blocks.

The rapid uplift of these blocks resulting from the intense erosion process on the east and west edges of the Urucua Group, favored the elevations of both the western part of the Cavalcante-Natividade Block and eastern portion of the Cristalândia do Piauí Block, compressing the overlying sediments of the Urucua Group, generating transpressional faults where the Sapão River valley is located today (Figures 3.7 and 3.8). This structure with raised edges and a lowered center was described as “large synformal” by Valadão (1998).

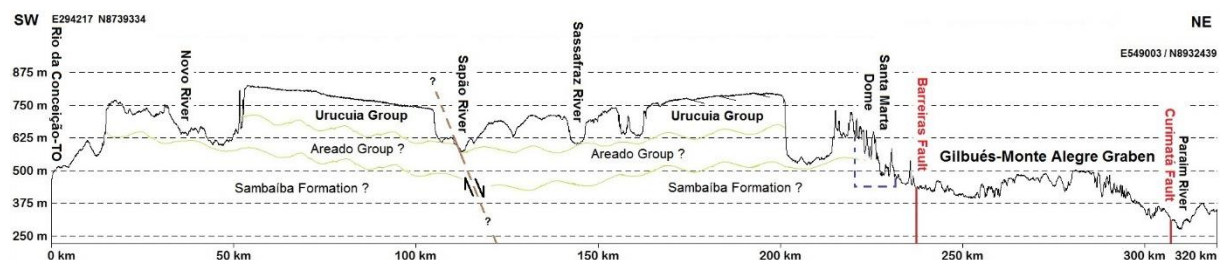


Figure 3.7. NE-SW section of the São Francisco High showing the Gilbués-Monte Alegre graben, Santa Marta Dome, and Sapão River valley.



Figure 3.8. Thrust faults of the Urucuia Group, from the northeast to southeast, in the mountains on the right bank of the Sapão River, outcrop on the right side of the “Estrada Colonizadora” on the way down to the Sapão River Bridge.

3.4. DISCUSSION

The vast majority of the SW-NE and NS tectonic paleo-structures from the Cambrian-Ordovician in the Parnaíba Basin converge in northwestern Urucuia sub-Basin (GÓES, 1995; CASTRO et al., 2014, 2016). This arrangement results in neotectonic reactivations mainly from the north-northeast coast of Brazil associated with the South American Plate, which is strongly influenced by the stresses of the Mesoatlantic ridge, as well as the reactivations related to the Andean ridge uplift (DIAS, 2016) on the west side that dissipated along the Transbrasiliano Shear Zone.

Positioned in this confluence of compressive tectonic stresses between the South Atlantic and the Andes, the Rio Preto Belt structures have undergone reactivations since the drift phase at the South American and Africa separation. These reactivations associated with the Rio Preto structures impacted the formation and certainly the evolution of the Sanfranciscana Basin, with more evident consequences in the Urucuia sub-Basin and southern Parnaíba Basin.

Caxito and Uhlein (2013) describe the Malhadinha-Formosa do Rio Preto Shear Zone as a region of “intense dextral oblique transpressional movement, composed of several shear zones that branch into “almond shapes”, forming a pseudo-flower structure in cross-section”. This statement, confirmed by the airborne magnetic products, demonstrates how much the morphology of this shear zone can structurally influence the region under reactivations. The portions ramified as almond shapes can generate along the entire zone extension alternately with compressive duplex as a positive flower or an extensional duplex as a negative flower (Figure 3.9) (FOSSEN, 2012) giving rise, respectively, to structural highs and lows.

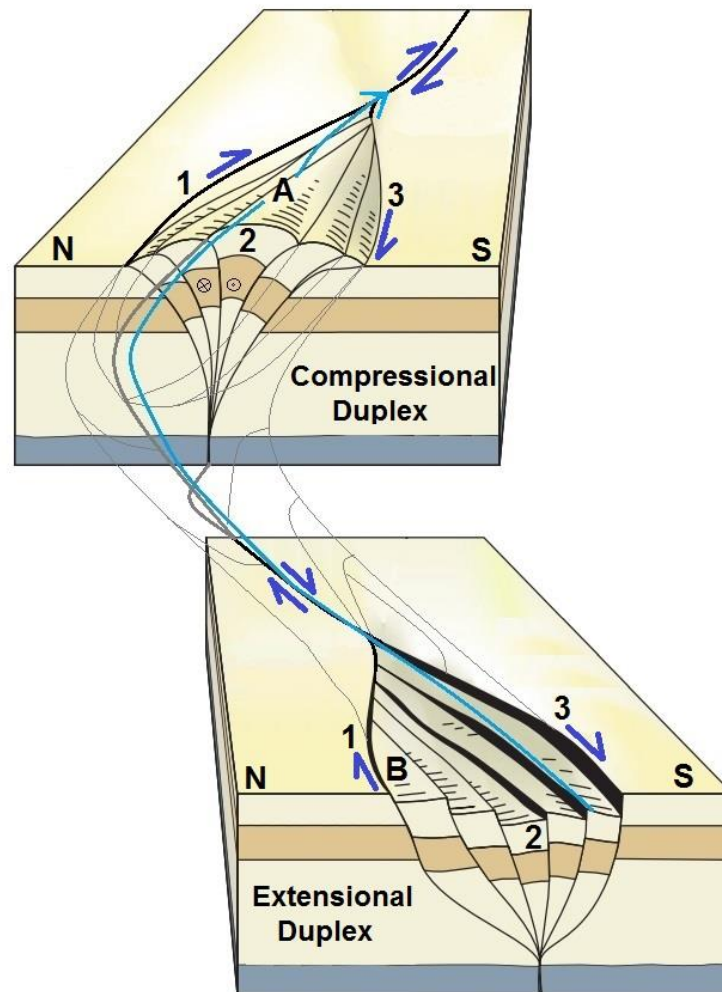


Figure 3.9. Schematic drawing of the dextral strike-slip fault in the Rio Preto Fold Belt (Egydio 1987). Compressional duplex structures (Positive Flower) nearby Formosa do Rio Preto (A) and suggestive occurrence of extensional duplex structures (Negative Flower) near Centuria Farm (B). Corrente Fault (1), Malhadinha-Formosa do Rio Preto Shear Zone (2), Cariparé Fault (3). In the center of the blue structures is the Rio Preto drainage (Modified from FOSSEN, 2012).

Mapped by Egydio-Silva (1987), the compressive duplex structure (positive flower) is exposed near Formosa do Rio Preto, where the Rio Preto Fold Belt crops out. From this point, heading southwest, the fold belt is covered by Paleozoic sediments up to the Brasília Fold Belt domain. In its path, the Malhadinha-Formosa do Rio Preto Shear Zone gives rise to a compressional duplex that defines the Rio Preto drainage network and large depressions in the western Urucuia Aquifer System possibly associated with an underlying extensional duplex structure. Among these depressions, the most expressive is nearby Centuria Farm (km 35 of the BA-459 Highway), with a concentric circular shape of about 5 km in diameter and 30 m deep.

Considered locally the most recent event of expressive magnitude, it generated the thrust faults of the Urucuia Group rocks, elevated the east and west edges, and installed the Sapão River valley. From this stretch the drainages head north reaching the

confluence of the Soninho and Novo rivers, a lower portion where the Transbrasiliano Lineament unevenness reaches 100 m high, even 260 m to the northeast and 120 m. This unevenness projects the block southeast of the lineament over its northwest block, generating an “antiform” at the escarpment top that acts as a watershed parallel to the lineament itself. To the south, the Sapão River valley extends up to being intercepted by ENE-WSW cross-sections of the Malhadinha-Formosa do Rio Preto Shear Zone. Reactivations of this lineament along the Lizarda Fault (DNPM 1973) expose the strata of the Sambaíba Formation and the Urucuia Group (LIMA and LEITE, 1978).

To the northeast, nearby the Santa Marta village (on the BR-135 highway), between Corrente and São Gonçalo da Gurguéia in Piauí, the uplift of the Cristalândia do Piauí Block generated the Santa Marta Dome (CORREIA, 1990), a circular structure with a diameter of approximately 10 kilometers (DNPM, 1973; ARCANJO and FILHO, 2001) that can be identified in aerial photographs and radar images (LIMA and LEITE, 1978). This feature is also evidenced in the airborne magnetic products of the Parnaíba Basin South Edge Aerogeophysical Project (First Derivative and Analytical Signal) as a positive magnetic anomaly, however, magnetic products obtained by Lima and Leite (1978) ruled out the possibility of intrusive origin.

Similarly, the Januária High and Correntina blocks caused the arching of the Urucuia Group sediments while reactivating faults in the basement reflected in the organization of drainages. The elevation in the São Francisco Craton central core generated by the Correntina block, exposed the Urucuia Group sediments, and other overlying ones, to an intense erosive process, and the basement rocks in the Correntina-Coribe-Jaborandi window.

The intense fracturing of the Urucuia Group rocks is also associated with the neotectonic reactivations of the Malhadinha-Formosa do Rio Preto Shear Zone and generated large and deep discontinuities in the hardened and silicified portions observed mainly in the Serra das Araras Formation. In the Middle Miocene (Serravallian 13.5 Ma), the regional uplift exposed the Serra das Araras Formation to intense erosive processes, generating a surface taken by ruiniform columns later buried by the Chapadão Formation sedimentation (CAMPOS and DARDENNE, 1997a). The recent erosive processes by ravines have remobilized the sedimentary cover of the Chapadão Formation, exposing once again the ruiniform silicified columns at the top of the Serra das Araras Formation (Figure 3.10).

After quickly infiltrating the unconsolidated sandstones of the Chapadão Formation (part of the unsaturated zone of the Urucuia Aquifer System), the rainwater percolates until finding the less permeable or impermeable layer, where it assumes a lateral flow

carrying the finer sediments through the discontinuities of the silicified portions of the Serra das Araras Formation (Figure 3.10B). This process gives rise to horizontal piping that occasionally evolve to underground cavities and, consequently, sinkholes. These lowering of soil upper portions have a circular or elliptical shape with vertical walls (Figure 3.10B). In the interior, columns of in situ silicified rocks usually crop out covered by a whitish layer, formed probably by the chemical weathering of silica (Figure 3.10C). These structures can be evidenced when exhumed in ravines.



Figure 3.10. A) Ruiniform structure of the Serra das Araras Formation on the northwest edge of Mimo mountain range, in Barreiras-BA. B and C). Ruiniform structures of silicified columns exhumed in ravines in the Chapadão Formation/Serra das Araras Formation interface, Placas region, in Luís Eduardo Magalhães-BA. D) Interior of the sinkhole structure on the side of the Anel da Soja Highway, in Luís Eduardo Magalhães-BA. E) Sinkholes in a soybean plantation area in the region of Coaceral, in Formosa do Rio Preto-BA.

Sinkholes are more likely to occur in agricultural areas and on roadsides in the western Bahia regions subject to rainwater concentration, especially those located in the upper regions of the Chapadão do Urucuia and influenced by the Rio Preto Fold Belt.

A comparison of the isopach sections for depocenter thickness of 220 m in the Longá Formation (Eodevonian); 320 m in the Poti Formation (Mesocarboniferous); and the 340 m in the Piauí Formation (Neocarboniferous) (Góes, 1995) shows that with geological time, the topographic gradient increased near the Transbrasiliano Lineament (Figure 3.11).

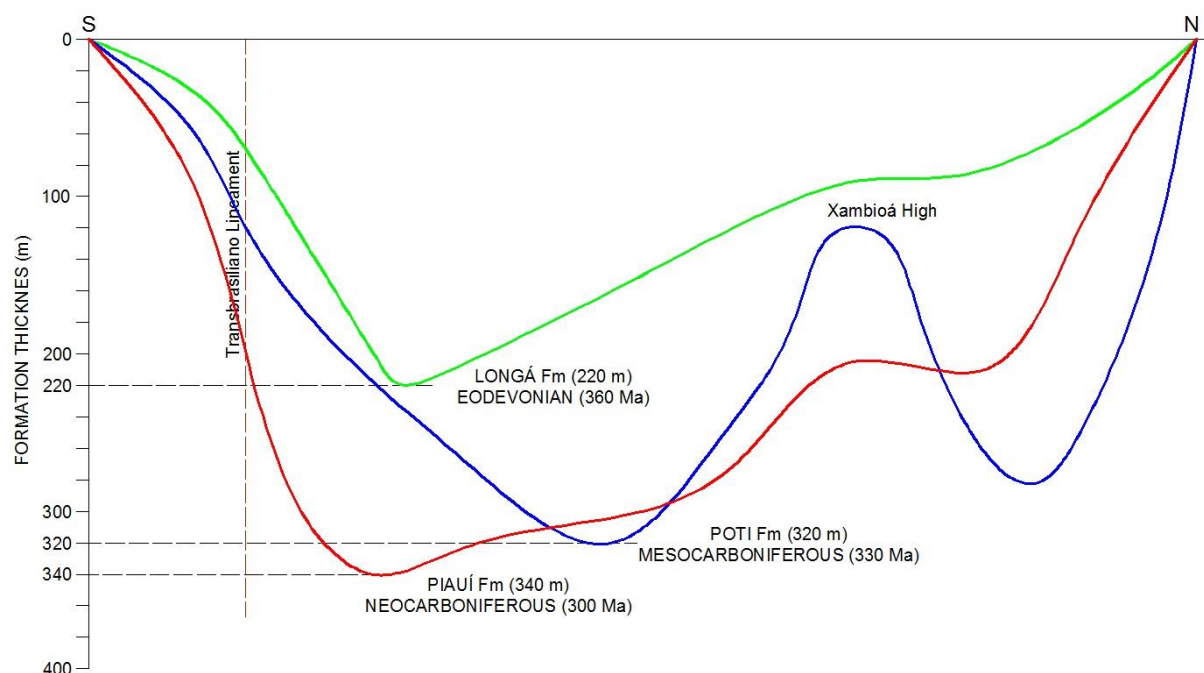


Figure 3.11. Isopach sections showing the thicknesses (NS) of the Longá (Eodevonian), Poti (Mesocarboniferous) and Piauí (Neocarboniferous) formations based on data from Góes (1995) and Vaz et al. (2007).

Between Eodevonian (360 Ma) and Neocarboniferous (300 Ma), the constant uplift of the Cavalcante-Natividade and Cristalândia do Piauí blocks reflected on the elevation of the São Francisco High, increased flexure, and, consequently, the deepening and displacement of the depocenter to the north.

Despite being associated with reactivations of the Proterozoic Cavalcante-Natividade and Cristalândia do Piauí blocks, the direct influence of the São Francisco High on the local sedimentary deposits is recorded from the Paleozoic to the Mesozoic (COIMBRA, 1983). Between the Ordovician and Silurian, the mountain chain generated by the Ediacaran collision was still the structural high separating and feeding the Sanfranciscana and Parnaíba basins (ALMEIDA et al., 1977; GÓES, 1995) that was completely extinct in the transition period from Paleozoic to Mesozoic (VALADÃO, 1998).

These same events and resulting deformations also affected the south side of São Francisco High. Considering that the vertical movement velocity and magnitude depend

on the magnitude of the stresses, elastic thickness, and thermal behavior of the plate (CAMPOS and DARDENNE 1997a), a more rigid behavior is to be expected on the northwestern edge of the São Francisco Craton since: i) this portion is relatively close to the cratonic core represented by the Correntina Block; ii) the west and east edges were stabilized by the sutures of the Brasília and Espinhaço Setentrional fold belts, respectively; and iii) the southwestern frontal ramp of the Ediacaran suture had already supported and absorbed the collage impact and stabilized with the load from the Cristalândia do Piauí Block.

With the completion of the collage, the structural high generated in the accretionary wedge, in the Rio Preto Fold Belt region, from the Ediacaran onwards, began to undergo an intense erosive process, favoring the elevation of the underlying blocks and, consequently, of the lithosphere on the São Francisco Craton edge.

In this process of lithospheric rebalancing generated by the erosion of the structural high of the Rio Preto Fold Belt, the simultaneous uplifting of the Cavalcante-Natividade and Cristalândia do Piauí blocks begins, causing the overlying layers to arch, manifesting on the surface as the São Francisco Arch or High. Since then, the São Francisco High has acted as a source of sediments to the marginal basins, such as the Parnaíba Basin, where deposits from Neodevonian to Neotriassic formations are recorded (GÓES, 1995) and in the sub-Basin Urucuia, where units of Permian to Neotriassic are located under the Urucuia Group, which together are 840 m thick, based on the profile of well LEM-4 (ANP-3-BA) (KIANG and SILVA, 2015; PEREIRA et al., 2015; SILVA and KIANG, 2018) (Figure 3.12).

Thus, the flexure that originated the Urucuia sub-Basin deposits had a greater contribution from the distensive/compressive events related to the opening and stabilization phases of the southern Atlantic passive margin than necessarily from the loads generated by sedimentary deposits.

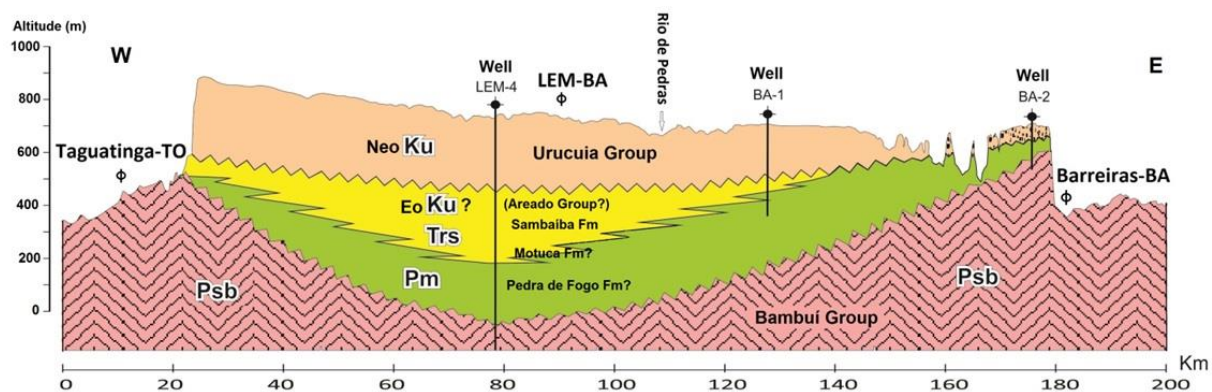


Figure 3.12. Geological cross-section (W-E) of the north-central portion of the modified Urucuia sub-Basin (SILVA; CHANG, 2018). LEM-4 well (2-ANP-3-BA). Ages: (Ku) Cretaceous; (Trs) Triassic; (Pm) Permian; (Psb) Proterozoic.

Another factor differentiating the evolution of the two basins adjacent to the Cristalândia do Piauí Block is the proximal northwest presence of the Transbrasiliano Lineament. As a discontinuity of the lithosphere preceding the Ediacaran continental suture, this lineament acted as a mitigator of the stresses that elevated the Cavalcante-Natividade and Cristalândia do Piauí blocks, thus allowing a higher elevation of the region between the blocks and the lineament itself, dispersing the compressive efforts as a strike-slip fault (transpression/transtension). Thus, the Transbrasiliano Lineament and all the rift structuring associated with the Transbrasiliano Shear Zone significantly favored the progressive flexure as the adjacent blocks were uplifted, shifting the depocenters southwards. This association between blocks, shear zones, and convergent lineaments/rifts fostered recurrent reactivations, accentuating the erosive degradation of the Paleozoic formations (Neocarboniferous/Mesotriassic) south of the Parnaíba Basin and extinguishing completely the Neopermian/Eotriassic Motuca Formation on the north side (GÓES, 1995; SANTOS, 2017) and possibly, by correlation, also of the southern Cristalândia do Piauí Block.

Considering the Espinhaço Setentrional mountain range as the eastern limit of the São Francisco Basin, it is proposed that the same structure acted as an eastern containment dyke to the wide distribution of formations deposited from the Ediacaran on the internal limits of the foreland basin, which is expected given the mesas observed especially to the north beyond the current borders of the Sanfranciscana Basin referred to in the literature (GÓES, 1995; CAMPOS and DARDENNE, 1997a; VALADÃO, 1998; ANA, 2017d; HEILBRON et al., 2017a and SANTOS, 2017).

The tipping of the Sanfranciscana Basin formations to the northeast associated with the constant reactivation of blocks and marginal belts may be responsible for the

installation and/or reactivation of faults on the northeast of the basin depocenter. The top of the Espinhaço Setentrional mountain range is marked by several discontinuities, with the most significant being, from south to north: Paratinga, Morpará and the Serra do Boqueirão at the confluence of Preto and Grande rivers.

The NE50-60SW direction corresponds to the structural lows and highs probably from before the Ediacaran (last suture). Thus, reactivations of the Sete Lagoas and Januária blocks occurred during the crustal relaxation in the Eocretaceous in the extensional rifting stage of the South Atlantic opening, could have caused the removal of these blocks and accentuated the Montalvânia structural low, thus installing the rifting and deposition of the Areado Group sediments from the northern region.

Field observations and literature referring to the discordant deposition of the Urucuia Group over the Balsas and Areado groups (GÓES, 1995; CAMPOS and DARDENNE, 1997A; MOCITAIBA et al., 2017 and SANTOS, 2017), reinforces the possibility of reviewing the Riachão das Neves Formation mapped in the region between the city of Barreiras and the northwest of Riachão das Neves and integrated into the Bambuí Group by Egydio-Silva (1987), as well as the absence of the Grupo Areado in the depocenter of the Urucuia sub-basin.

3.5. FINAL REMARKS

The successive erosion processes that affected continental sedimentary basins during and after the reactivation of intraplate stresses caused by the South Atlantic opening, favored the re-accommodation inside the crust of the marginal collisional blocks to the São Francisco Craton. These processes reactivated structures in the fold belts and inside the craton, causing in some cases the inversion of tensors and the uplift of blocks in the sedimentary basins. The elevation of the Cavalcante-Natividade and Cristalândia do Piauí blocks gave rise to the São Francisco High, the hydrographic divide between the Urucuia and Parnaíba basins, which is an important divisor of the Urucuia Aquifer System and the aquifers related to the Paleozoic sineclisis.

The differential elevation of the western Cavalcante-Natividade Block and the eastern Cristalândia do Piauí Block, caused the sharper elevation of the east and west edges of the Urucuia Group and generated an NW-SE-trending thalweg on which the Sapão River drainage channel was installed. In the case of the Rio Preto Fold Belt, the central core of the fault zone changed from sinistral to dextral transpressional while in the Sapão River valley, it generated an NW thrust of the Urucuia Group upper portion, faults along the main channel, and positive flower structures.

Geophysical data integrated with geoprocessing and field-derived data show that Urucuia sub-Basin deposition has always been controlled by the structuring of the basement, with reactivations and accommodations of structures (lows and highs features) that already existed since the Proterozoic.

The neotectonic events evidenced in the Urucuia sub-Basin, are likely to become more frequent when associated with the compressive stress exerted by the expansion of the mid-Atlantic chain and the uplift of the Andean chain.

The intensification of studies in the region is necessary to improve the knowledge of the Urucuia Aquifer System, which is mostly of the intergranular type and locally shows fractured characteristic due to intense silicification, and regarding the more frequent occurrence of sinkholes. The colluvium-alluvial cover of the Chapadão Formation demonstrates collapsible behavior that favors the occurrence of sinkholes evident in nearby agricultural areas and roads. The process intensifies when the collapses are associated with the extensional duplex structures and the dissolution of carbonate rocks of the Bambuí Group under the Urucuia Group.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors are thankful to Dinter IG-UnB/UFOB (CAPES - Process No. 23/2014) for supporting this work. Also, to CAPES for financial assistance process No. 23038.021558/2016-72. Finally, to CBPM and to the geologist Ives A. Garrido for providing the airborne magnetic data related to the West Bahia Project.

4. AVALIAÇÃO DA POTENCIOMETRIA E IDENTIFICAÇÃO DE DIVISORES HIDROGEOLÓGICOS DO SISTEMA AQUÍFERO URUCUIA CENTRAL COM USO DE INTERPOLAÇÃO POR KRIGAGEM

Luis Gomes Carvalho¹, José Eloi Guimarães Campos² e Elias Isler³

¹ Doutorando no Programa DINTER-Unb-UFOB da Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília (DF), Brasil. luisgc@ufob.edu.br

² Professor na Pós-Graduação no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília (DF), Brasil. eloi@unb.br

^{1,3} Professor no Centro das Ciências Exatas e das Tecnologias da Universidade Federal do Oeste da Bahia - UFOB, Barreiras (BA), Brasil. elias.isler@ufob.edu.br

RESUMO

O Sistema Aquífero Urucuia Central, situado no oeste do estado da Bahia, integra a região norte da Bacia Sanfranciscana cujos limites hidrogeológicos são definidos por altos estruturais. Devido à dinâmica morfotectônica, os divisores hidrográficos nem sempre se sobrepõem exatamente aos hidrogeológicos, dificultando a delimitação das sub-bacias hidrogeológicas. Neste trabalho foi realizada a identificação de divisores hidrogeológicos a partir de mapa potenciométrico gerado com a aplicação de interpolação por Krigagem Ordinária. O mapa potenciométrico é composto por amostra de 4.126 pontos distribuídos entre 1.029 níveis estáticos de poços do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS), 751 nascentes e 2.346 pontos de drenagens obtidos remotamente no Google Earth Pro, e a altimetria unificada no Modelo Digital de Elevação (MDE) das imagens Alos Palsar. No mapa potenciométrico foi possível identificar quatro divisores hidrogeológicos: *i*) Divisor Hidrogeológico Oeste (Bahia/Goiás/Tocantins); *ii*) Divisor Hidrogeológico Norte (Luís Eduardo Magalhães/Riachão Neves); *iii*) Divisor Hidrogeológico Central ou Alto do Rio Grande (São Domingos/Wanderley); e *iv*) Divisor Hidrogeológico Sul (Mambáí/Coribe). A distribuição destes divisores contorna as bordas do núcleo cratônico do Bloco Correntina, as quais são definidas por elevações geradas pelas faixas móveis e reativações tectônicas, o que valida os modelos consolidados pela literatura e auxilia na gestão dos recursos hídricos subterrâneos. As ocorrências destes divisores hidrogeológicos impactam no conceito da potencimetria decrescente predominante para leste e cria o conceito de sub-bacias hidrogeológicas com fluxo divergente seguindo parcialmente o fluxo dos maiores corpos hídricos de expressão regional.

Palavras-Chave: Geoestatística, Bacia Sanfranciscana, Mapa Potenciométrico, Modelo Digital de Elevação, Morfotectônica.

Evaluation of Potentiometry and Identification of Hydrogeological Divisions of the Central Urucuia Aquifero System Using Kriging Interpolation.

ABSTRACT

The Central Urucuia Aquifer System located in the west of the Bahia state, integrates the northern region of the Sanfranciscana Basin whose hydrogeological limits are defined by structural highs. However, due to morphotectonic dynamics, hydrographic dividers do not overlap exactly with hydrogeological scans, making difficult to delimit of the hydrogeological sub-basins. In this work, the identification of hydrogeological dividers was performed from a potentiometric map generated with the interpolation by Ordinary Kriging. The potentiometric map consisted of 4,126 points distributed among 1,029 static levels of deep wells from the Groundwater Database System (SIAGAS), 751 springs and 2,346 drainage points identified remotely in the Google Earth Pro, and the altimetric was unified to the Elevation Digital Model (EDM) from the Alos Palsar images. By the potentiometric map it was possible to identify four hydrogeological dividers: *i*) Western Hydrogeological Divider (Bahia/Goiás/Tocantins); *ii*) Northern Hydrogeological Divider (Luís Eduardo Magalhães/Riachão Neves); *iii*) Central Hydrogeological divider or Alto do Rio Grande (São Domingos/Wanderley); and *iv*) Southern Hydrogeological Divider (Mambaí/Coribe). The distribution of these dividers skirts the edges of the chronic nucleus of the Correntina Block defined by the elevations generated by the riding of mobile tracks and tectonic reactivations, which validates models consolidated by the literature and assists in the management of underground water resources. The occurrences of these hydrogeological dividers impact on the concept of decreasing potentiometry prevailing to the east and create the concept of hydrogeological sub-basins with divergent flow patterns partially following the pathway of the largest water bodies of regional expression.

Keywords: Geostatistics, Sanfranciscana Basin, Potentiometric Map, Digital Elevation Model, Morphotectonics.

4.1. INTRODUÇÃO

O Sistema Aquífero Urucuia representa um importante aquífero do Brasil, com área de 126.467 km² dos quais 65% encontram-se inseridos no oeste do estado da Bahia (ANA, 2017b; GASPAR et al., 2012; GASPAR e CAMPOS, 2007). A região de sua abrangência apresenta forte desenvolvimento econômico impulsionado pela expansão das atividades agrícolas, cuja manutenção depende em grande parte das águas superficiais e subterrâneas para a irrigação, fato que tem intensificado os registros de

conflitos entre o agronegócio, entidades ambientalistas e comunidades rurais. Neste sentido, a definição dos divisores hidrogeológicos e a delimitação das sub-bacias hidrogeológicas são importantes e contribuem para a gestão integrada dos recursos hídricos.

A Sub-Bacia Urucuia que contém o aquífero homônimo estende-se do extremo sul do Maranhão e Piauí até a borda noroeste do vale do Rio São Francisco, na vertente sudeste do Alto de Januária, em Minas Gerais (CARVALHO e CAMPOS, 2022) (no prelo). A delimitação do Sistema Aquífero Urucuia em sub-bacias hidrogeológicas permite a melhor gestão conjunta dos recursos de interesse direto dos estados de Minas Gerais, Bahia, Tocantins, Goiás e Piauí; maior controle dos volumes sustentáveis outorgados nas captações superficiais e subterrâneas; favorece o direcionamento de estudos de vulnerabilidade (ex.: compactação superficial, depleção, contaminação e poluição), visando ao estabelecimento de áreas de ocupação e de proteção (ARRAES e CAMPOS, 2008, 2010).

Trabalhos realizados no Aquífero Urucuia atestam a existência de um extenso divisor hidrogeológico situado nos limites dos estados da Bahia e Tocantins/Goiás, referindo-se a este, como um alto morfotectônico curvilíneo de direção norte-sul paralelo aos limites geopolíticos (GASPAR, 2006; JUNIOR e LIMA, 2007; ARRAES e CAMPOS, 2008; ANA, 2017a; SILVA e KIANG, 2018; MANTOVANI et al., 2019). Entretanto, este divisor não é simétrico aos divisores hidrográficos, e em alguns casos, a direção do fluxo subterrâneo é oposta ao fluxo superficial (JUNIOR e LIMA, 2007; ARRAES e CAMPOS, 2008; SILVA; KIANG, 2018), o que dificulta a identificação dos divisores hidrogeológicos reconhecidos como delimitadores de sub-bacias hidrogeológicas.

Os divisores hidrogeológicos podem ser identificados pela aplicação de métodos diretos e indiretos, como o emprego de mapas potenciométricos, mapeamento de estruturas geológicas, mapeamento hidroquímico, emprego de geoprocessamento, sensoriamento remoto e geofísica (ORR e DUTTON, 1983; ARRAES e CAMPOS, 2008; COCKRELL et al., 2020; MUTUA et al., 2020).

Os mapas potenciométricos são indispensáveis para as investigações hidrogeológicas, sendo empregados na indicação das direções de fluxo, na identificação e delimitação de divisores de sub-bacias hidrogeológicas, na identificação das áreas de recarga e descarga, na correlação e interação das águas superficiais com as subterrâneas e na avaliação dos impactos naturais e antrópicos que afetam o aquífero (DESBARATS et al., 2002).

Dentro da área de grande abrangência geográfica do Aquífero Urucuia, a

distribuição dos poços tubulares, de poços de monitoramento e de captação de águas superficiais não segue um padrão regular devido aos seguintes fatores: baixa densidade da rede de drenagem, baixa densidade populacional, cobertura desigual de rede elétrica de alta tensão, e distanciamento mínimo estabelecidos em lei no estado da Bahia entre poços e entre poços e captações superficiais outorgados (INEMA, 2022). Essa distribuição irregular dos pontos fontes de dados potenciométricos, com regiões densamente agrupadas e outras não amostradas, reflete em lacunas significativas que resultam no nível de incerteza da informação e precisam ser avaliados com base em um modelo probabilístico de distribuição, considerando a semelhança de proximidade (YAMAMOTO e LANDIM, 2013).

Assim, recorre-se às ferramentas da geoestatística para proceder à estimação (ou interpolação) de valores representativos de pontos não amostrados, formando uma malha regular dentro de um domínio pré-estabelecido, mediante a quantificação das variâncias entre os pontos amostrados. Essa distribuição define os alcances de dependência espacial entre pontos, considerando os melhores ajustes matemáticos (correlação) aos pontos proximais ou ao conjunto (WEBSTER e OLIVER, 2008). Dentro da geoestatística, a krigagem é o estimador que melhor fornece o entendimento da aparente aleatoriedade dos dados observados pelas variâncias, mas que intrinsecamente possuam uma função de correlação espacial (YAMAMOTO e LANDIM, 2013).

No caso do aquífero em estudo, a premissa da semelhança de proximidade (WEBSTER e OLIVER, 2008) pode não ser plenamente satisfeita devido ao arcabouço estrutural decorrente do processo de silicificação responsável pela geração de um “esqueleto arborescente”. Este arcabouço estabelece camadas impermeáveis completamente seladas pelo alto grau de silicificação (aquífugo) e camadas que apresentam comportamento semipermeável (aquitarde), de abrangência regional ou local, contínuas ou fraturadas. Esta diversidade deu origem aos subsistemas aquíferos: livre, semiconfinado e confinado (CAMPOS e DARDENNE, 1997b; LIMA, 2007; GASPAR et al., 2012; JANONI, 2017).

A ampla distribuição de camadas silicificadas no interior dos sedimentos do Grupo Urucua é confirmada em afloramentos, nas descrições dos poços profundos, na literatura e em relatos de perfuradores. Esta feição impõe ao aquífero comportamento hidrogeológico diversificado, atribuindo-lhe caráter de ampla porosidade primária e localmente secundária relacionada ao intenso faturamento das porções silicificadas provocadas por reativações neotectônicas, principalmente àquelas situadas sob a

influência da Zona de Cisalhamento da Faixa Rio Preto (CAXITO et al., 2014; CARVALHO e CAMPOS, 2022).

Considerando as particularidades apresentadas pelo Sistema Aquífero Urucuia, quais sejam: abrangência regional, heterogeneidades hidroestratigráficas e ocorrência de áreas densamente amostradas e outras não amostradas; o emprego da Krigagem Ordinária na geração do modelo potenciométrico se justifica pela robustez da técnica e confiabilidade dos resultados já consagrados na literatura (NEUMAN e JACOBSON, 1984; ISAAKS e SRIVASTAVA, 1989; CIGAGNA et al., 2015; TABANDEH et al, 2021).

Portanto, este trabalho tem como objetivo a identificação e delimitação de divisores hidrogeológicos no interior da porção central do Sistema Aquífero Urucuia que engloba dez bacias hidrográficas tributárias dos rios Grande, Corrente e Arrojado situadas no centro-norte da Bacia Sanfranciscana, utilizando-se de um sistema de informação geográfica.

4.2. MATERIAIS E MÉTODOS

4.2.1. Caracterização da área de ocorrência do Sistema Aquífero Urucuia Central

O Sistema Aquífero Urucuia representa um importante aquífero do Brasil, recobrimdo uma área de 126.467 km², da qual 65% encontram-se inseridas na região Oeste do Estado da Bahia (ANA, 2017b; GASPAR et al., 2012; GASPAR e CAMPOS, 2007). A Sub-Bacia Urucuia atualmente estende-se do extremo sul do Maranhão e Piauí nas imediações do Lineamento Transbrasiliano (LTB) (SANTOS, 2017), onde recobre sedimentos da Bacia Sedimentar do Parnaíba, até a borda noroeste do vale do Rio São Francisco na vertente sudeste do Alto de Januária, em Minas Gerais (CARVALHO e CAMPOS, 2022) (no prelo). Ao oeste segue pela Serra Geral de Goiás ou Chapadão Ocidental da Bahia (VALADÃO, 1998), mantendo certo paralelismo com o Sistema Orogênico Brasília do nordeste de Goiás até o sudeste de Tocantins. Ao leste segue por contorno irregular passando por Gilbués e Corrente no Piauí, transpõe a Faixa Rio Preto passa pelas cidades de Formosa do Rio Preto, Barreiras, Wanderley e Correntina na Bahia, além de Montalvânia e Januária no vale do Rio São Francisco em Minas Gerais (ANA, 2017b).

A porção central do Sistema Aquífero Urucuia, com 53.844 km² integra a Sub-Bacia Urucuia localizada na Bacia Sanfranciscana e engloba dez bacias hidrográficas de nível 4 definidas pela Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA) tributárias dos rios Grande, Corrente e Arrojado, empregadas como os limites geográficos da área de estudo (Figura 4.1). Nesta região encontram-se os maiores aglomerados urbanos do

oeste baiano e os municípios com os mais elevados Produtos Internos Brutos advindos do agronegócio (SEAGRI, 2020), consequentemente o maior número de captações de águas subterrâneas e superficiais empregadas no abastecimento humano, na irrigação, na indústria e na dessedentação animal.

A Sub-Bacia Urucuia é composta por coberturas arenosas inconsolidadas da Formação Chapadão que recobrem rochas do Grupo Urucuia, arenitos flúvio-eólicos das formações Serra das Araras e Posse e rochas do Grupo Areado (CAMPOS e DARDENNE, 1997a). Estes sedimentos foram depositados em discordância erosiva sobre rochas do Grupo Balsas da Bacia Sedimentar do Parnaíba, formações Motuca (Permiano) na porção central, e Sambaíba (Triássico) nas porções norte e central (KIANG e SILVA, 2015); sobre rochas da Faixa Rio Preto (EGYDIO-SILVA, 1987) e sobre rochas neoproterozoicas do Grupo Bambuí (GASPAR, 2006; IGLESIAS; UHLEIN, 2009)(GASPAR, 2006; IGLESIAS e UHLEIN, 2009) nos extremos oeste, leste, sul e ao longo de toda a extensão do Alto do Rio Grande.

No Ediacarano a colisão do Bloco Cristalândia do Piauí com o noroeste do Cráton do São Francisco deu origem a bacia de antepaís, que ocupa a porção norte da Bacia Sanfranciscana, a Sub-Bacia Urucuia, caracterizada por Carvalho e Campos (2022) (no prelo) segundo os critérios estabelecidos em DeCelles e Currie (1996) e DeCelles e Giles (1996).

Segundo Carvalho e Campos (2022) (no prelo), dentre as feições de “*Foreland Basin*” registradas em mapa gravimétrico da ANA (2017a), destacam-se o Baixo do Jalapão como uma “*Forearc Basin*” recortada longitudinalmente pela Zona de Falha do Lineamento Transbrasiliano (NE-SW) e posicionado a norte do Bloco Cristalândia do Piauí cujas reativações uplift deram origem ao Alto do São Francisco (ALMEIDA et al., 1977). A Faixa Rio Preto (ALKMIM, 2004; BARBOSA et al., 2003; EGYDIO-SILVA, 1987; HEILBRON et al., 2017a) identificada como o “*Wedge-Top*”; e o depocentro posicionado nas imediações da Cidade de Luís Eduardo Magalhães (PEREIRA et al., 2015) como o “*Foredeep*”. O Alto do Rio Grande como o “*Forebulge*” situado a noroeste do Bloco Correntina (HOLZ et al., 2014), e ao sul o “*Backbulge*” nas imediações do baixo de Montalvânia (MARTÍNEZ, 2007a; LEITE et al., 2017) posicionado a norte do Alto do Januária (Figura 4.1).

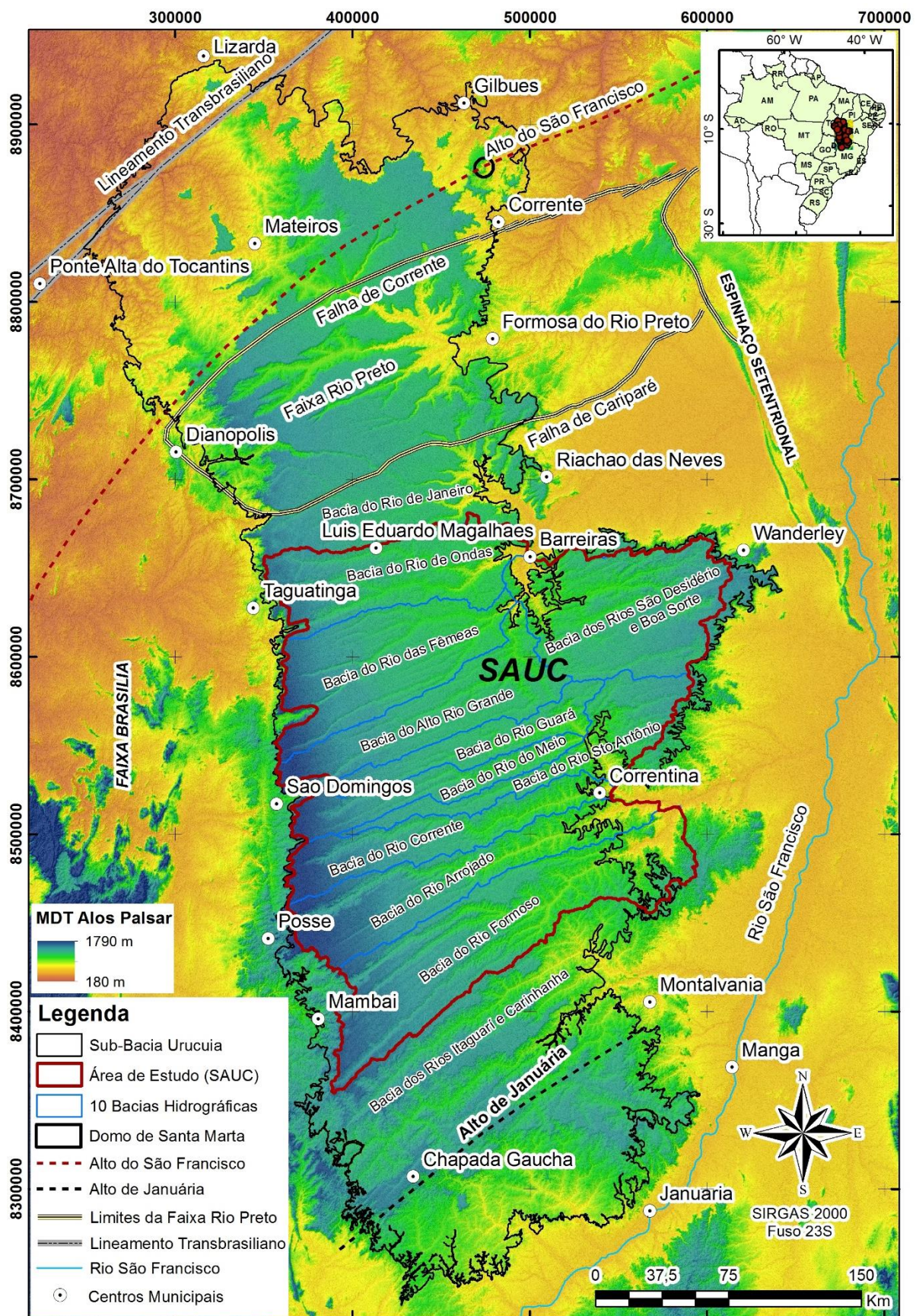


Figura 4.1. Limites da Sub-Bacia Urucuia (ANA, 2017a; CAMPOS; DARDENNE, 1997a) e do Sistema Aquífero Urucuia Central (SAUC) definidos por dez bacias hidrográficas de nível 4 sobre Imagem Alos Palsar. Os altos estruturais delimitam as sub-bacias (Modificado de CARVALHO e CAMPOS, 2022) (no preto).

O avanço para sudeste do processo tectônico compressional deflagrado no Ediacarano fez com que rochas do Grupo Bambuí cavalgassem sobre o Bloco Correntina situado na porção central do Cráton São Francisco (HEILBRON; CORDANI; ALKMIM, 2017) gerando encurtamento crustal marcado por dobras e nappes associadas a falhas de baixo e alto ângulos com vergência para SSE (EGYDIO-SILVA, 1987; UHLEIN et al., 2011; CAXITO; UHLEIN, 2013). Essas estruturas sofreram severas reativações tectônicas entre o Mioceno Médio e o Plioceno gerando o basculamento do Grupo Urucuia para leste e a instalação da atual rede de drenagem paralela e retangular de baixa densidade (GÓES, 1995; CAMPOS e DARDENNE, 1997a; VALADÃO, 1998)(GÓES, 1995; CAMPOS e DARDENNE, 1997a; VALADÃO, 1998).

4.2.2. Base de Dados

Para a geração do mapa potenciométrico foi considerada a existência de conexão hidráulica entre o aquífero, representado pelos níveis estáticos dos poços, e as águas superficiais, representadas pelas drenagens (DESBARATS et al., 2002; BETTÚ; FERREIRA, 2005). A partir desta premissa foram obtidos inicialmente os dados da amostra global composta por 4.129 pontos, sendo: i) 1.032 dados de níveis estáticos de poços tubulares profundos cadastrados no SIAGAS, obtidos em 03/03/2021; ii) 751 pontos de nascentes externas à área do aquífero, sendo 678 situados a oeste, 67 a sul e 6 a norte; e iii) 2.346 pontos equidistantes aproximadamente 2.500 m entre si obtidos ao longo das drenagens situadas no interior da área.

As coordenadas das nascentes e drenagens foram obtidas remotamente no visualizador Google Earth Pro e as coordenadas ortométricas (H) da amostra global foram obtidas no Modelo Digital de Elevação das imagens Alos Palsar com uso do software Global Mapper 2.1. A subtração dos níveis estáticos das altitudes ortométricas de superfície deram origem as altitudes ortométricas dos níveis estáticos ou cargas hidráulicas dos poços. Com auxílio das extensões do software Global Mapper 2.1 foram realizadas a transformação das linhas de drenagens em pontos (*Advanced Feature Creation Options - Create Point Features Space Along Selected Feature (s)*), as direções de fluxo (*Analysis - Watershed Options*) e a geração dos divisores hidrogeológicos (“altos potenciométricos”) (*Analysis - Ridge Line Options*), limitados a um *buffer* (*Advanced Feature Creation Options - BUFFER - Create Buffers Around Selected Feature (s)*) de 20 km além dos limites da área do aquífero e georreferenciados ao Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas - SIRGAS-2000.

O MDE foi obtido do mosaico das imagens Alos Palsar (ASF, 2019) provenientes

dos dados do Radar de Abertura Sintética PALSAR (*Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar*) da missão *Advanced Land Observing Satellite* (ALOS-1) da Agência de Exploração Aeroespacial do Japão (JAXA), corrigidos e projetados ao datum WGS84 e reamostrados nas resoluções de 12,5 m e 30 m (MACÊDO; SURYA, 2018; BARBOSA et al., 2019).

O processamento e a integralização dos dados cartográficos para a geração dos mapas foram realizados em ambiente de sistema de informação geográfica utilizando-se os softwares ArcMap 10.3 e Global Mapper 2.1, sendo que a geração das direções de fluxo e dos divisores hidrogeológicos somente foram obtidos do mapa potenciométrico final.

4.2.3. Análise Geoestatística

Para que a análise geoestatística de uma amostra seja bem-sucedida, é necessária uma etapa preliminar de avaliação estatística exploratória descritiva por meio das análises das medidas de tendência central (média e mediana), de dispersão (desvio-padrão, variância, coeficiente de variação, assimetria e curtose) e de distribuição de frequências (histograma), para avaliação do comportamento dos dados e se a distribuição segue o modelo gaussiano. A estimação por Krigagem apresenta melhores resultados quando a distribuição dos dados é gaussiana, pois assume que os dados estimados serão mais próximos do valor médio $\pm$ desvio-padrão.

A análise estatística exploratória foi realizada por meio da ferramenta Explore Data da extensão Geostatistical Analyst do ArcMap 10.3. Nessa rotina são calculados o histograma com a distribuição de frequências e os valores da média, mediana, desvio-padrão, assimetria e curtose, sendo possível determinar a variância elevando o desvio-padrão ao quadrado, e o coeficiente de assimetria pela divisão do desvio-padrão pela média.

A análise do histograma e dos dados descritivos permite avaliar a forma da distribuição dos dados, bem como identificar valores anômalos discrepantes (*outliers*) que influenciam nos resultados, conduzindo à verificação do significado hidrogeológico destes outliers. Estes outliers são dados amostrais que apresentam alguma discrepância interferindo significativamente na tendência de dispersão e em alguns casos devem ser retirados da amostra (MELLO et al., 2005; WEBSTER e OLIVER, 2008; TABANDEH; et al., 2021). Os outliers identificados na análise de distribuição de frequências das cargas hidráulicas dos poços, no diagrama de Voronoi, no mapa de dispersão e no mapa potenciométrico preliminar foram removidos da amostra global.

A análise geoestatística para elaboração do mapa potenciométrico foi realizada por meio da ferramenta Geostatistical Wizard da extensão Geostatistical Analyst do ArcMap 10.3, em três etapas sequenciais: i) Modelagem Variográfica ou Análise Estrutural (REIS, 2013): elaboração e análise de semivariogramas experimentais e ajuste iterativo a um modelo variográfico teórico para determinação dos parâmetros para a Krigagem Ordinária, como modelo variográfico, efeito pepita, alcance e patamar; ii) estimação por Krigagem Ordinária dos resíduos após remoção de tendência de primeira ordem, uma vez que o fenômeno da potencimetria apresenta intrinsecamente tendência sobre a média; e iii) validação cruzada e análise dos parâmetros da raiz do valor médio quadrático e da raiz do valor médio quadrático padronizada, visando a avaliação qualitativa dos erros de estimação da Krigagem Ordinária.

4.2.4. Comparação dos divisores obtidos com os estabelecidos na literatura

Os quatro divisores hidrogeológicos obtidos da Krigagem foram comparados graficamente com os divisores e altos estruturais já indicados na literatura para o Sistema Aquífero Urucuia, conforme apresentados por Gomes e Motta (1980B), Gaspar (2006), Arraes e Campos (2008) e ANA (2017B).

O Divisor Hidrogeológico Oeste foi sobreposto em mapas estabelecidos por Arraes e Campos (2008) e por Gaspar (2006). Os divisores Norte, Central e Sul foram comparados com o perfil de sondagens elétricas verticais (SEVs) disponibilizadas por ANA (2017a). A sobreposição aos dados gravimétricos de Gomes e Motta (1980b) que definem um corredor de direção NE e contém altos gravimétricos, encerra internamente o Divisor Hidrogeológico Central.

Estas comparações tiveram por objetivo validar o mapa potenciométrico obtido e a ocorrência dos divisores hidrogeológicos pela sobreposição destes às superfícies potenciométricas e altos estruturais já conhecidos na literatura.

4.3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.3.1. Análise preliminar

4.3.1.1 Identificação e remoção de outliers

Na análise de distribuição de frequências das cargas hidráulicas dos 1.032 poços da rede SIAGAS (Figura 4.2) foram constatados dois pontos com valores de carga hidráulica igual a zero metro (primeira frequência da distribuição). Tais valores não são esperados para uma região cuja potencimetria encontra-se acima da altitude

ortométrica de 300 m, sendo assim, estes pontos não apresentam significado hidrogeológico constituindo dois outliers, o que justificou sua remoção do conjunto de dados original.

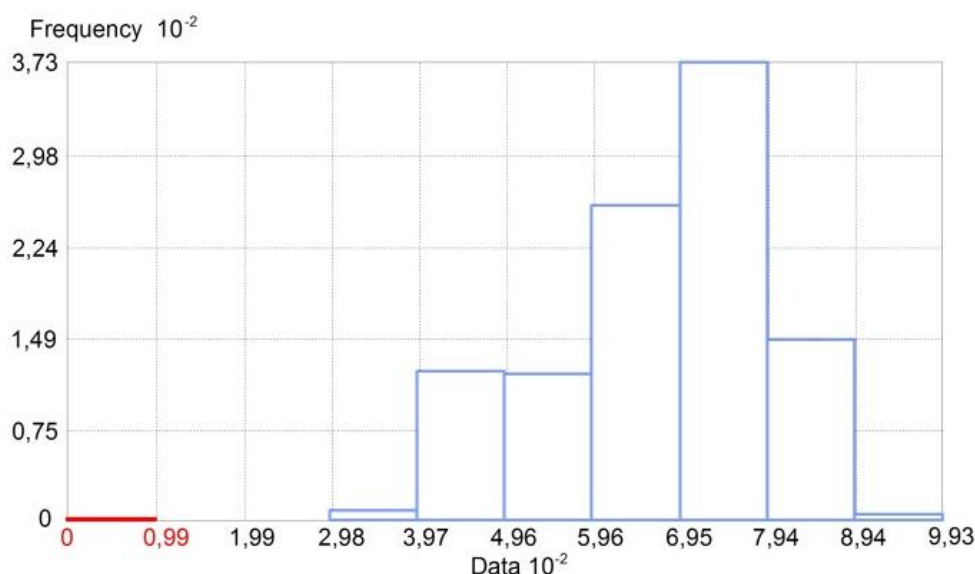


Figura 4.2. Histograma dos dados de 1.032 poços da rede SIAGAS com a identificação de dois outliers de carga hidráulica igual a zero metro, com destaques para o valor mínimo da amostra e a primeira frequência da distribuição (0 m - 99 m).

No mapa potenciométrico preliminar gerado com a amostra global de 4.129 pontos foi identificado e confirmado a ocorrência de um terceiro outlier. Os três outliers estão representados na feição de círculos concêntricos ou “bull’s eye” (CIGAGNA et al., 2015), que também facilitam a identificação da ocorrência dos outliers (Figura 4.3).

Uma vez identificados e removidos os três outliers que comprometeriam o mapa potenciométrico (DESBARATS et al., 2002), foi gerado um mapa de distribuição da amostra com 4.126 pontos distribuídos entre 1.029 NEs de poços, 751 nascentes e 2.346 drenagens (Figura 4.4) e só então o processo de análise estatística e geoestatística da amostra foi repetido para a elaboração do mapa potenciométrico final.

Neste projeto, alguns pontos que ainda mantinham características de outliers, não foram retirados da amostra, por serem considerados não prejudiciais ao modelo, pois apresentavam certa semelhança de cargas hidráulicas com os pontos vizinhos.

4.3.2. Análise estatística da distribuição de frequências

Após o procedimento de remoção dos outliers foi realizada nova análise descritiva e de distribuição de frequências, sendo o histograma na Figura 4.5 e o resumo estatístico apresentado na Tabela 4.1.

Como é possível observar pela análise estatística apresentada na Figura 4.5 e

Tabela 4.1, a distribuição dos dados possui assimetria negativa suave (-0,6), coeficiente de curtose 3,47, pouco maior que três, mediana (686 m) maior que a média (676,2 m) em diferença menor que dez unidades de carga hidráulica, e dos 4.126 pontos totais, 4.112 se encontram dentro da faixa de variação da média ± 3 desvios-padrão. Isto significa que 99,7% dos dados estão entre os valores de 401,676 m e 950,724 m, que de acordo com Assis et al. (2019) pode ser considerada próxima da distribuição normal.

Assim, para o presente estudo, a utilização da Krigagem Ordinária é possível sem a necessidade de transformação dos dados originais (YAMAMOTO e LANDIM, 2013).

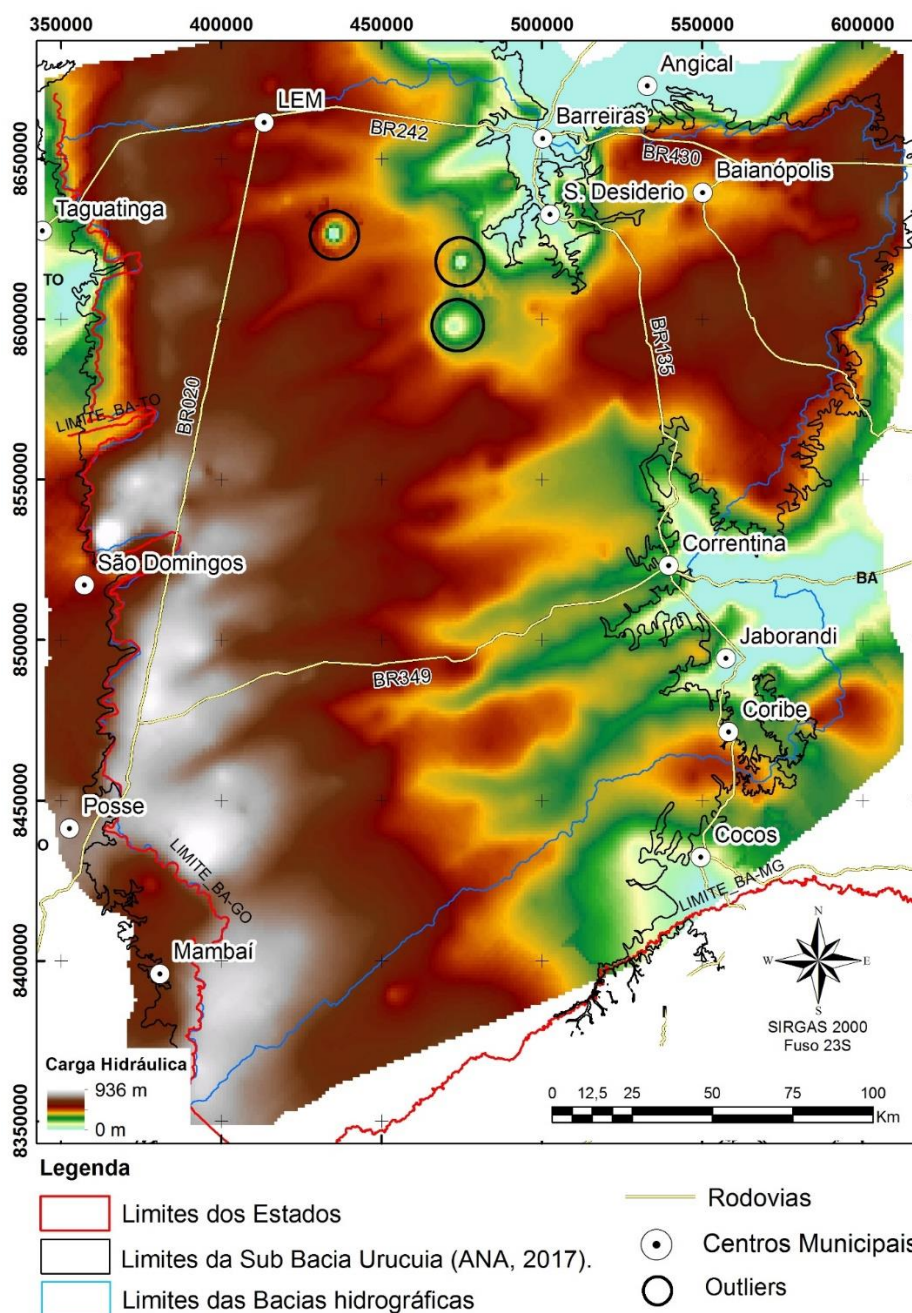
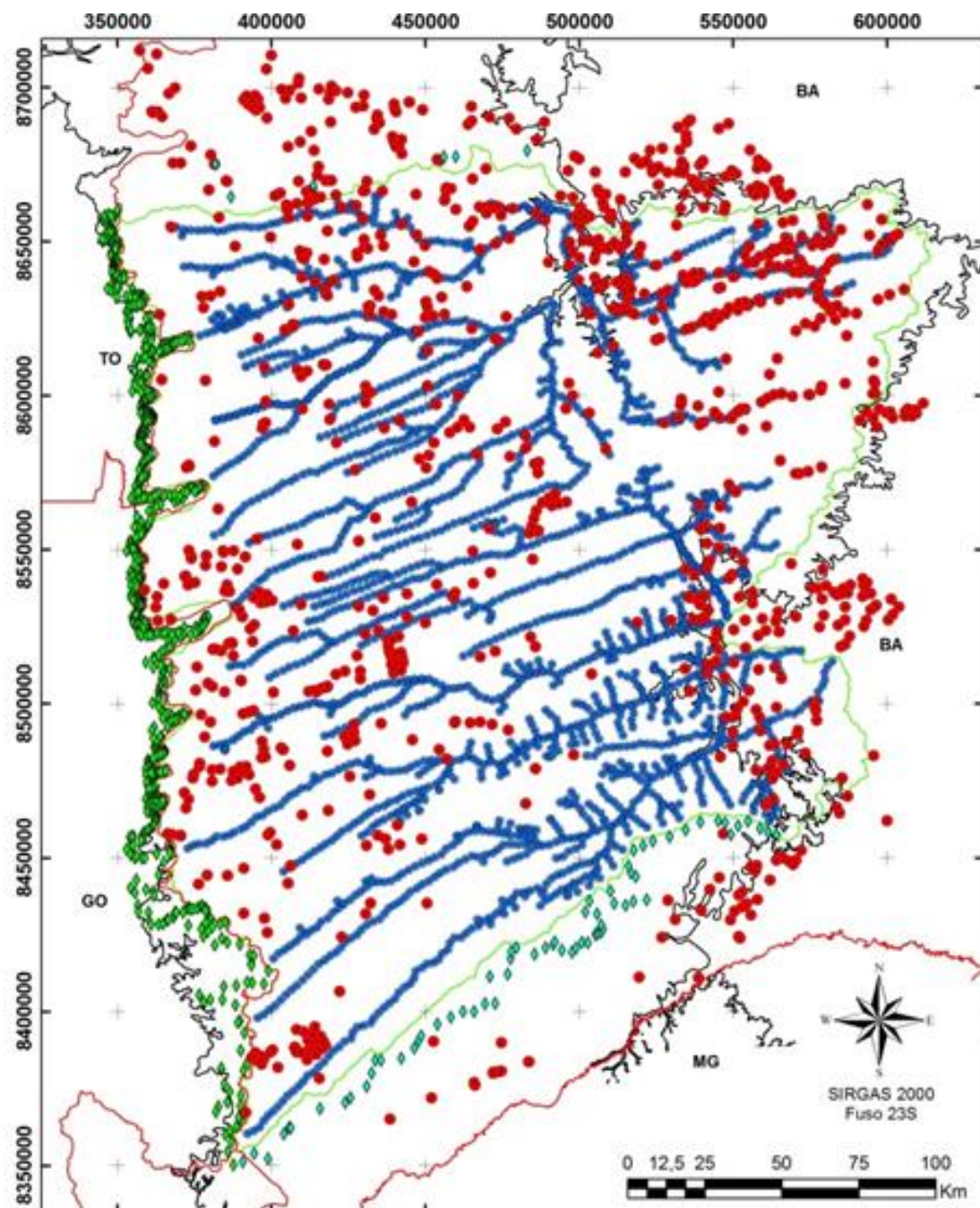


Figura 4.3. Mapa Potenciométrico preliminar gerado com a identificação de três *outliers* formando a feição "bull's eye", destacados pelos círculos pretos.



Legenda

- | | |
|--|---|
| Limites dos Estados | ◆ Nascentes (751 pontos) |
| Limites da Sub Bacia Urucuia (ANA, 2017). | ● Poços (1029 pontos) |
| Limites das Bacias hidrográficas | ★ Drenagens (2346 pontos) |

Figura 4.4. Mapa de distribuição da amostragem composta por 4.126 pontos distribuídos em cargas hidráulicas representadas por nascentes, cursos d'água e poços após a remoção de três outliers.

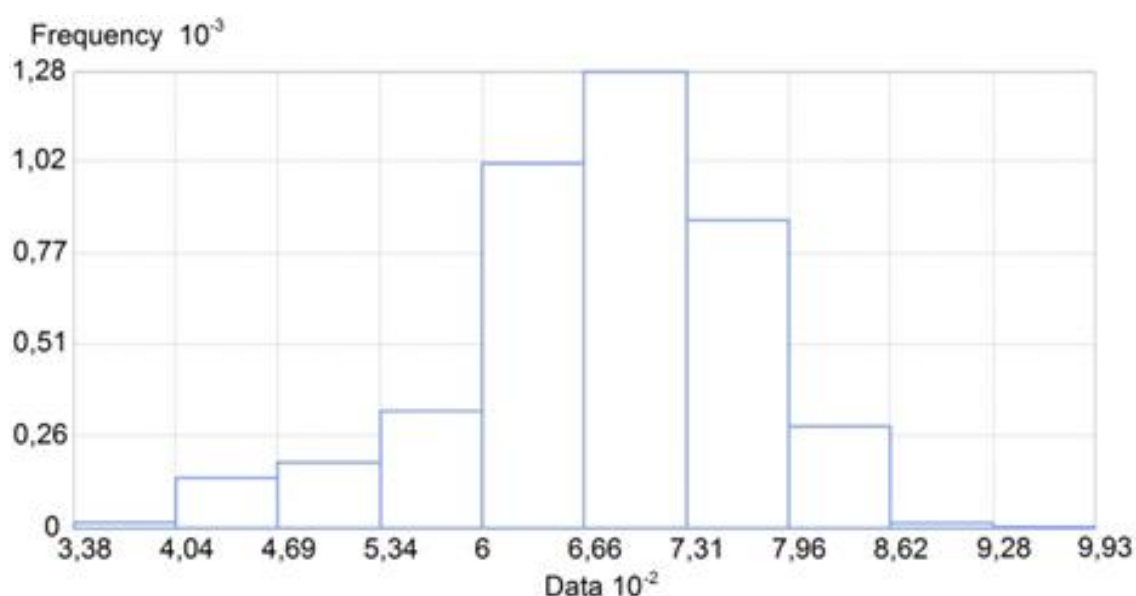


Figura 4.5. Histograma da amostra composta por 4.126 pontos, mostrando dez classes com intervalo de classe de 66 m.

Tabela 4.1. Resumo dos parâmetros estatísticos da amostra composta por 4.126 pontos.

PARÂMETROS ESTATÍSTICOS	
CH Mínima: 338 m	Assimetria: -0,60373
CH Máxima: 993 m	Curtose: 3,4708
CH Média: 676,2 m	1º Quartil: 624,58 m
Desvio Padrão: 91,508 m	Mediana: 686 m
Variância: 8.373,71 m ²	3º Quartil: 738 m
Moda: 730 m	CV = 0,1353

4.3.3. Modelagem variográfica e Krigagem ordinária dos resíduos

Considerando que a variável carga hidráulica é uma medida de energia potencial da água subterrânea em um dado ponto no aquífero, e que a água se move do ponto de maior potencial para o ponto de menor potencial seguindo o gradiente hidráulico (FEITOSA et al., 2008), é intrínseca à essa variável a existência de uma componente de tendência estatística.

Para a utilização do estimador Krigagem Ordinária da forma mais adequada e mais acurada deve-se assumir que os dados são isentos de tendência, além de apresentarem distribuição normal, para que a estimação não seja viesada (REIS, 2013; YAMAMOTO e LANDIM, 2013). Dessa forma, é possível duas abordagens geoestatísticas: Krigagem Ordinária dos Resíduos (NEUMAN e JACOBSON, 1984) após a remoção inicial da tendência com inserção desta última somente após a interpolação, ou a utilização do interpolador Krigagem Universal, o qual estima valores considerando a componente tendência (ROCHA; et al., 2007). Neste trabalho foi utilizada a primeira abordagem, por apresentar menores erros de estimação.

Desta forma, antes de iniciar a modelagem variográfica para obtenção dos estimadores da Krigagem Ordinária foi realizada a identificação e remoção da tendência de primeira ordem. A Figura 4.6 apresenta a tendência regional de primeira ordem dos dados, na qual se observa que esta tendência acompanha o gradiente dos valores de carga hidráulica decrescentes no sentido SW-NE. O sentido de decréscimo dos valores das cargas hidráulicas corresponde à tendência regional do relevo e do fluxo regional do Sistema Aquífero Urucuia já indicado em trabalhos anteriores (GASPAR, 2006; GASPAR et al., 2012; GONÇALVES e KIANG, 2017; SILVA e KIANG, 2018; MANTOVANI et al., 2019; VIEIRA, 2021).

Assim, após a remoção da tendência de primeira ordem dos dados de carga hidráulica, restaram os resíduos, que correspondem à diferença entre o valor medido em um dado ponto e o valor da superfície de tendência (YAMAMOTO e LANDIM, 2013). Esses resíduos foram então modelados por variografia para obtenção dos parâmetros estimadores da Krigagem Ordinária. A Figura 4.7 apresenta o semivariograma dos dados de resíduos utilizados. O ajuste do semivariograma resultou nos parâmetros de estimação para a Krigagem Ordinária apresentados na Tabela 4.2.

A análise variográfica dos parâmetros apresentados na Tabela 4.2 mostra um valor de efeito pepita de 696,0 m, correspondente a 12,3% do patamar total. Esse valor de efeito pepita é resultado principalmente da distribuição não sistemática dos pontos amostrados, enquanto o grau de aleatoriedade ($E = C_0/C$) de 0,12 demonstra componente aleatória pequena ou pouco significativa (YAMAMOTO e LANDIM, 2013). A direção da anisotropia modelada em 17°, a qual corresponde à direção de maior continuidade espacial da amostra, é coerente com a direção da tendência de primeira ordem.

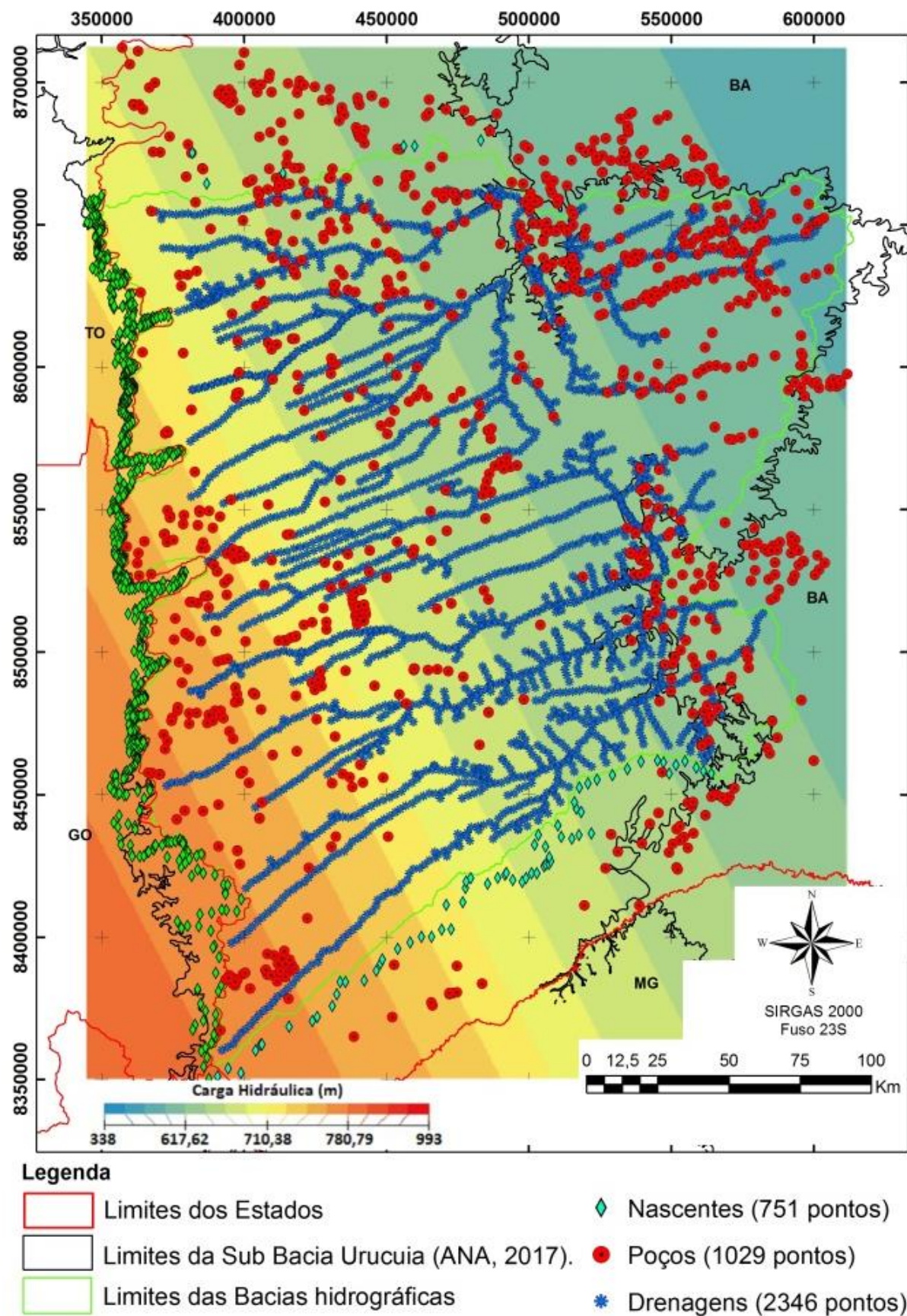


Figura 4.6. Mapa da Superfície de Tendência de Primeira Ordem, com a indicação dos pontos da amostra. Valores de carga hidráulica decrescentes no sentido SW-NE.

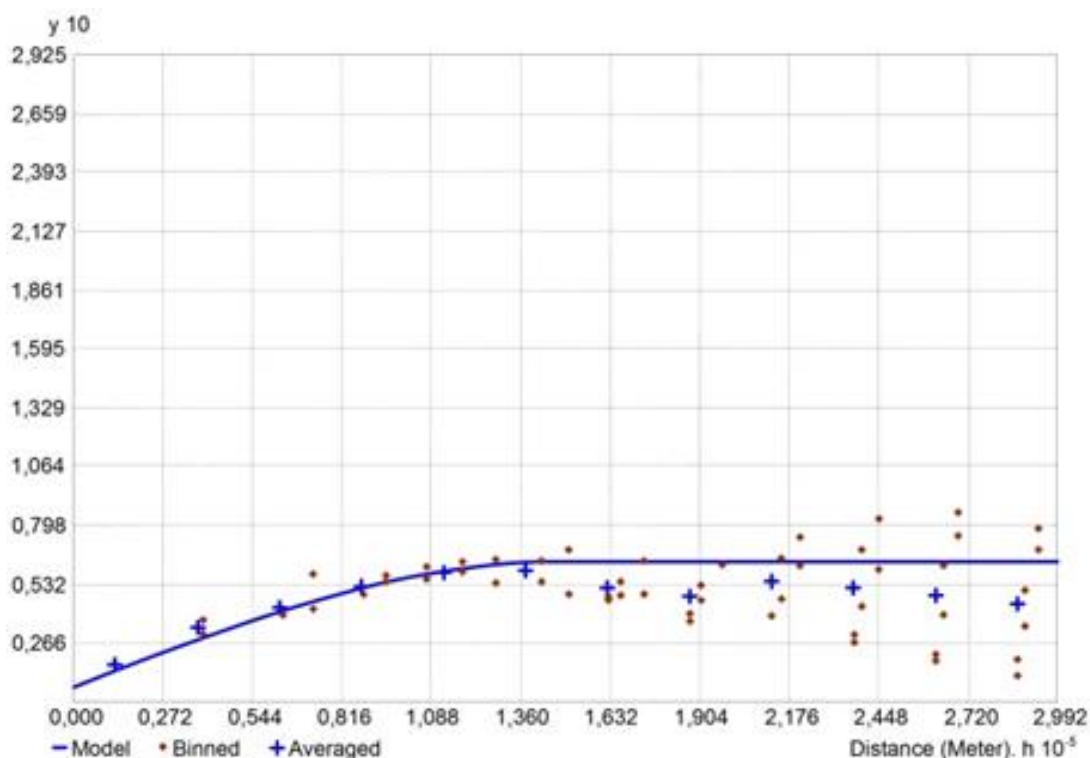


Figura 4.7. Semivariograma dos dados de resíduos utilizados. Cruzes azuis indicam o semivariograma experimental; a linha azul escura indica o modelo do semivariograma ajustado; pontos vermelhos indicam os pares de pontos para cálculo das variâncias.

Tabela 4.2. Parâmetros de estimação para a Krigagem Ordinária dos resíduos.

PARÂMETRO	VALOR
Modelo	Esférico
Alcance	166.779,3 m
Patamar: C (<i>sill</i>)	5.654,7 m
Efeito Pepita: C_0 (<i>nugget effect</i>)	696,0 m
Direção de anisotropia	17°
Distância do Passo	24.934,2 m
Número de Passos	12

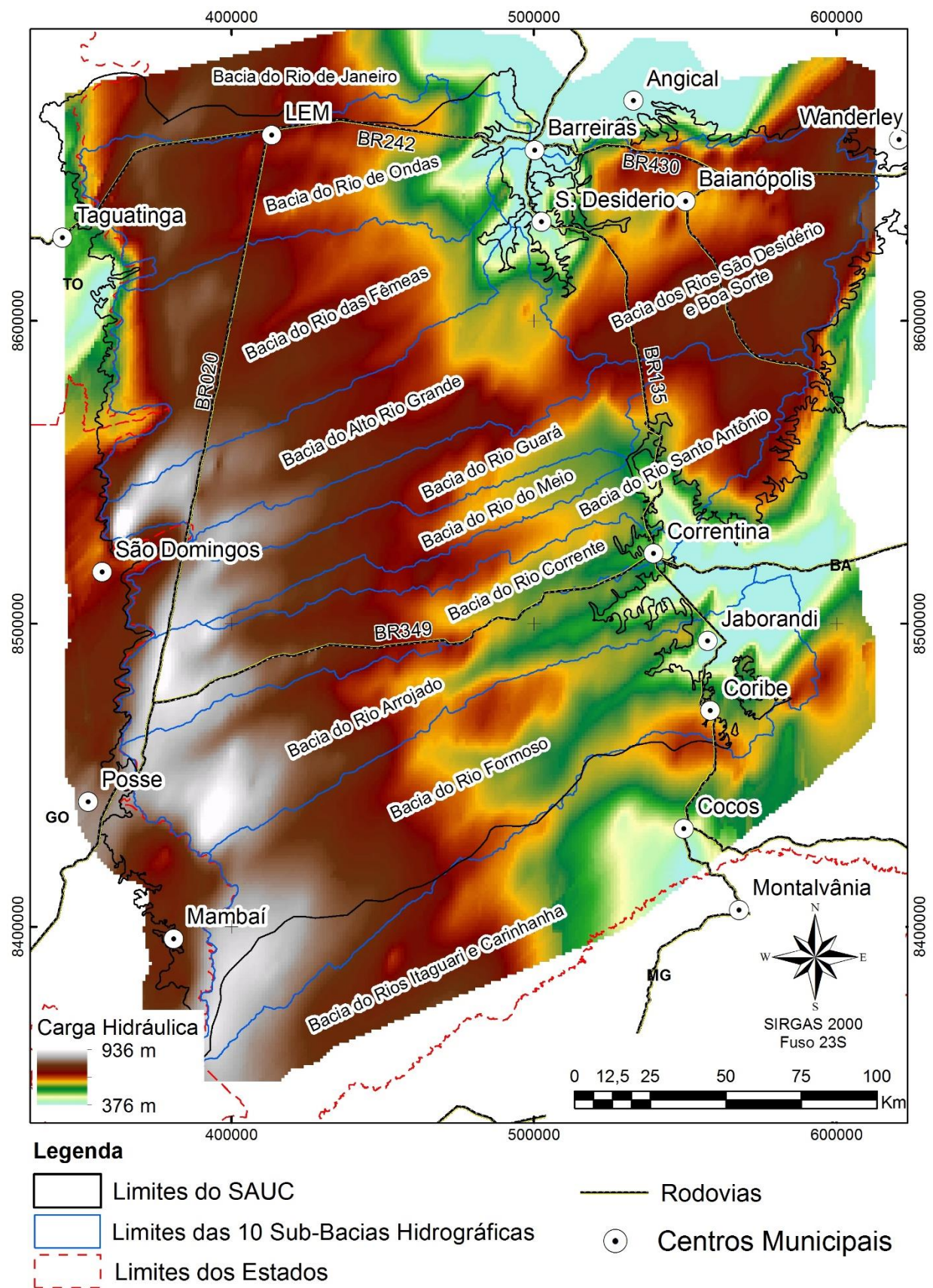
Com estes parâmetros foi realizada a Krigagem Ordinária dos Resíduos, gerando o mapa potenciométrico do Sistema Aquífero Urucuia Central (Figura 4.8).

Considerando a rotina interna do pacote *Geostatistical Analyst* do ArcGIS 10.3, no mapa interpolado final a partir dos parâmetros variográficos já é acrescentada a tendência de primeiro grau removida nas etapas iniciais e, portanto, não necessita de operação adicional para acrescentar a tendência.

4.3.4. Avaliação da qualidade da estimação – Erros de estimação da krigagem ordinária

Para avaliar a qualidade da estimação por Krigagem Ordinária dos Resíduos, foi analisada a validação cruzada. Na validação cruzada cada ponto medido (valor real) é retirado do conjunto de dados e então é calculado um novo valor pelo estimador utilizado (valor predito) considerando os pontos vizinhos, sendo a diferença entre esses valores conhecida como erro de predição. As estatísticas calculadas sobre os erros de predição servem como diagnóstico que indica se o modelo adotado é razoável para a tomada de decisão e produção de mapas (ISAAKS e SRIVASTAVA, 1989; YAMAMOTO e LANDIM, 2013).

A Figura 4.9 apresenta o gráfico da validação cruzada entre os valores reais (abscissa) e os valores preditos (ordenada), mostrando que grande parte dos pontos está próxima ao melhor ajuste por regressão linear. O valor de erro médio quadrático (RMS – *Root-Mean-Square*) para o melhor ajuste variográfico obtido foi de 17,74, enquanto o erro médio quadrático padronizado (*Root-Mean-Square Standardized*) foi de 0,77, indicando pequena superestimação da variabilidade predita. Embora o valor do erro RMS seja superior a 5% e os valores preditos pouco superestimados, as limitações impostas pela distribuição irregular dos pontos, confiabilidade dos dados de nível estático dos poços cadastrados no SIAGAS, comportamento heterogêneo e anisotrópico do aquífero, pode-se entender que o ajuste variográfico e a estimação por Krigagem Ordinária dos Resíduos foram satisfatórios.



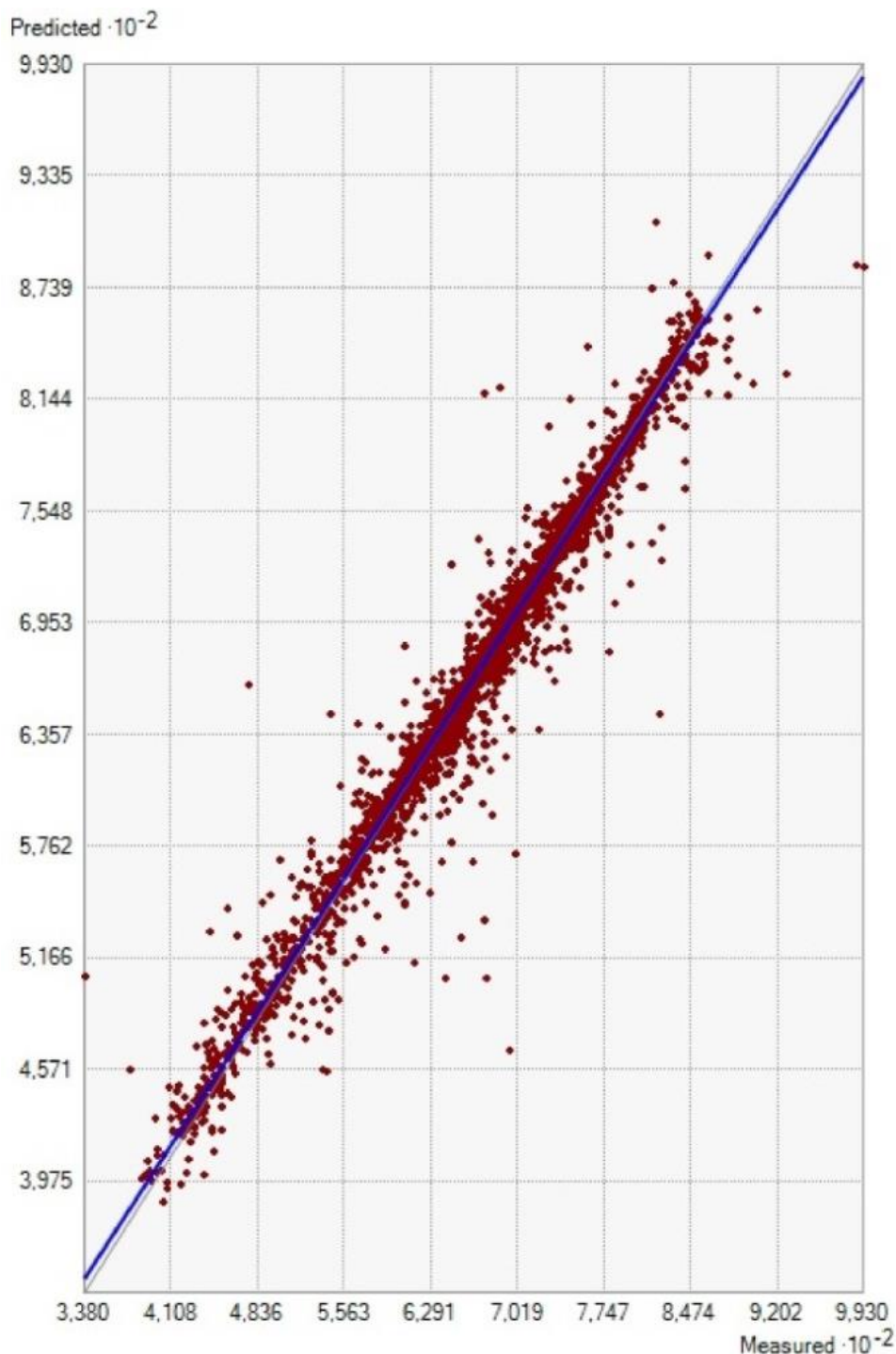


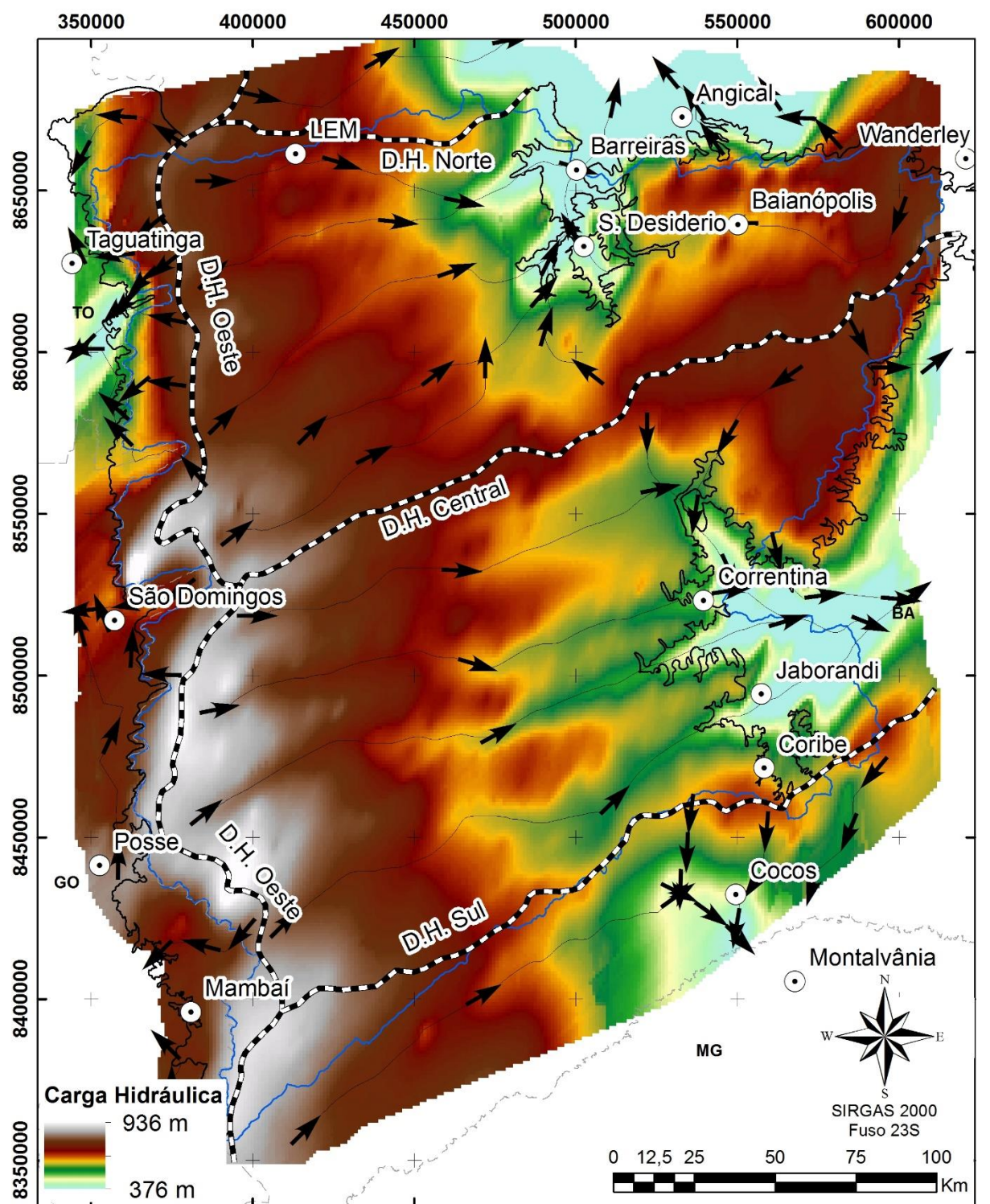
Figura 4.9. Gráfico da validação cruzada entre os valores reais no eixo x (abscissa) e os valores preditos no eixo y (ordenada), por regressão linear. Pontos vermelhos correspondem aos dados; linha cinza corresponde ao ajuste linear igual a 1; linha azul corresponde ao ajuste da regressão linear aos dados. Equação da regressão: $y = 10,96x + 26,42$.

4.3.5. Relação do divisor hidrogeológico com as estruturas morfotectônicas

A partir do mapa potenciométrico resultante, foram geradas as linhas de fluxo preferencial e os altos estruturais, dos quais se estabeleceram os principais divisores hidrogeológicos, dentre os quais foram destacados quatro de maior expressão e

importância regional que refletem uma parcial sobreposição a divisores hidrológicos e a altos estruturais reconhecidos em mapas gravimétricos regionais (Figura 4.10) definidos a seguir:

- i) Divisor Hidrogeológico Oeste: referido por Gaspar (2006) este alto morfotectônico curvilíneo de direção norte-sul que funciona como divisor hidrogeológico do Sistema Aquífero Urucuia é quase paralelo ao divisor hidrográfico, cuja linha de cumeada serve como limite geopolítico entre os estados da Bahia-Tocantins-Goiás. A partir dele as águas subterrâneas drenam para oeste (Tocantins-Goiás) e para leste (Bahia).
- ii) Divisor Hidrogeológico Norte: corresponde a um divisor de fluxo subterrâneo situado 6 km a norte da cidade de Luís Eduardo Magalhães-BA, marca a porção mais proeminente do limite sul do “*wedge-top*” da Faixa Rio Preto (CARVALHO; CAMPOS, 2022) (no prelo).
- iii) Divisor Hidrogeológico Central ou Alto do Rio Grande: refere-se a uma feição morfotectônica positiva curvilínea que se estende por aproximadamente 270 km segundo o trend N60-70E dos eixos das dobras dos calcários e lineamentos de 1ª ordem (ANA, 2017b). Encontra-se definido em mapa a partir das proximidades da cidade Wanderley-BA (ENE) e segue até as imediações do trevo da BR-020 que dá acesso à cidade de São Domingos-GO, onde trunca ao Alto Oeste. Funciona como divisor hidrogeológico entre as sub-bacias do Rio Grande que drena para nordeste e dos rios Corrente e Arrojado que drenam para sudeste.
- iv) Divisor Hidrogeológico Sul: corresponde ao limite sul do Bloco Correntina, paralelo ao Baixo de Montalvânia (MARTÍNEZ, 2007a; LEITE; et al., 2017) caracterizado por Carvalho e Campos (2022) (no prelo) como sendo o “*beck-bulge*” final da Sub-Bacia Urucuia. Este divisor hidrogeológico pode ser considerado o último “*forebulge*” instalado, cujo alto se estende das imediações da cidade Mambaí em Goiás e segue para nordeste passando entre as cidades de Cocos e Coribe na Bahia.



Legenda

- | | |
|---|--|
| Limites do SAUC | Divisor Hidrogeológico (D.H.) |
| Limites das 10 bacias hidrográficas | Direção do Fluxo |
| Limites dos Estados | Centros Municipais |

Figura 4.10. Mapa Potenciométrico do SAUC gerado por Krigagem Ordinária dos Resíduos, destacando os quatro principais divisores hidrogeológicos e os principais sentidos de fluxo subterrâneo (setas pretas).

Considerando o modelo de formação e evolução de bacia de *foreland* apresentados por (DECELLES e CURRIE, 1996; DECELLES e GILES, 1996), é possível a ocorrência de sucessivos “*forebulges*”.

Com base nas quatro feições lineares regionais definidas como divisores hidrogeológicos, o Sistema Aquífero Urucuia Central foi dividido em três grandes sub-bacias hidrogeológicas (Figura 4.11), com as seguintes características:

- i) Sub-Bacia Oeste: com 7.353 km² corresponde a região drenada para rios e seus afluentes localizados nos estados de Goiás e Tocantins;
- ii) Sub-Bacia Norte: com 21.011 km² corresponde a região drenada pelo Rio Grande e seus afluentes, e;
- iii) Sub-Bacia Sul: com 25.480 km² corresponde a região drenada pelos rios Arrojado-Corrente e seus afluentes.

No mapa da Figura 4.12 gerado a partir do produto de Anomalia Gravimétrica Residual Bouguer modificado de ANA (2017a) por Carvalho e Campos (2022) (no prelo), os divisores hidrogeológicos contornam parcialmente as bordas do bloco cratônico Correntina regionalmente responsável pela geração dos altos e baixos estruturais que delimitam a Sub-Bacia Urucuia.

Para Carvalho e Campos (2022) (no prelo), o alto estrutural central refere-se a um “*forebulge*” de antepaís formado por rochas dobradas do Grupo Bambuí que na fase de sutura continental do Bloco Cristalândia do Piauí cavalgaram sobre a borda NW do Bloco Correntina (Figuras 4.12 e 4.13) e estabelece os limites do domínio cratônico (EGYDIO-SILVA, 1987; JANONI, 2017).

Na Figura 4.13A é apresentada uma seção esquemática para uma bacia de *foreland* modificada de DeCelles e Giles (1996) com indicação das possíveis posições dos divisores hidrogeológicos e na Figura 13B são seus respectivos correspondentes geológicos na Seção Geológica N-S da Bacia Sanfranciscana Norte.

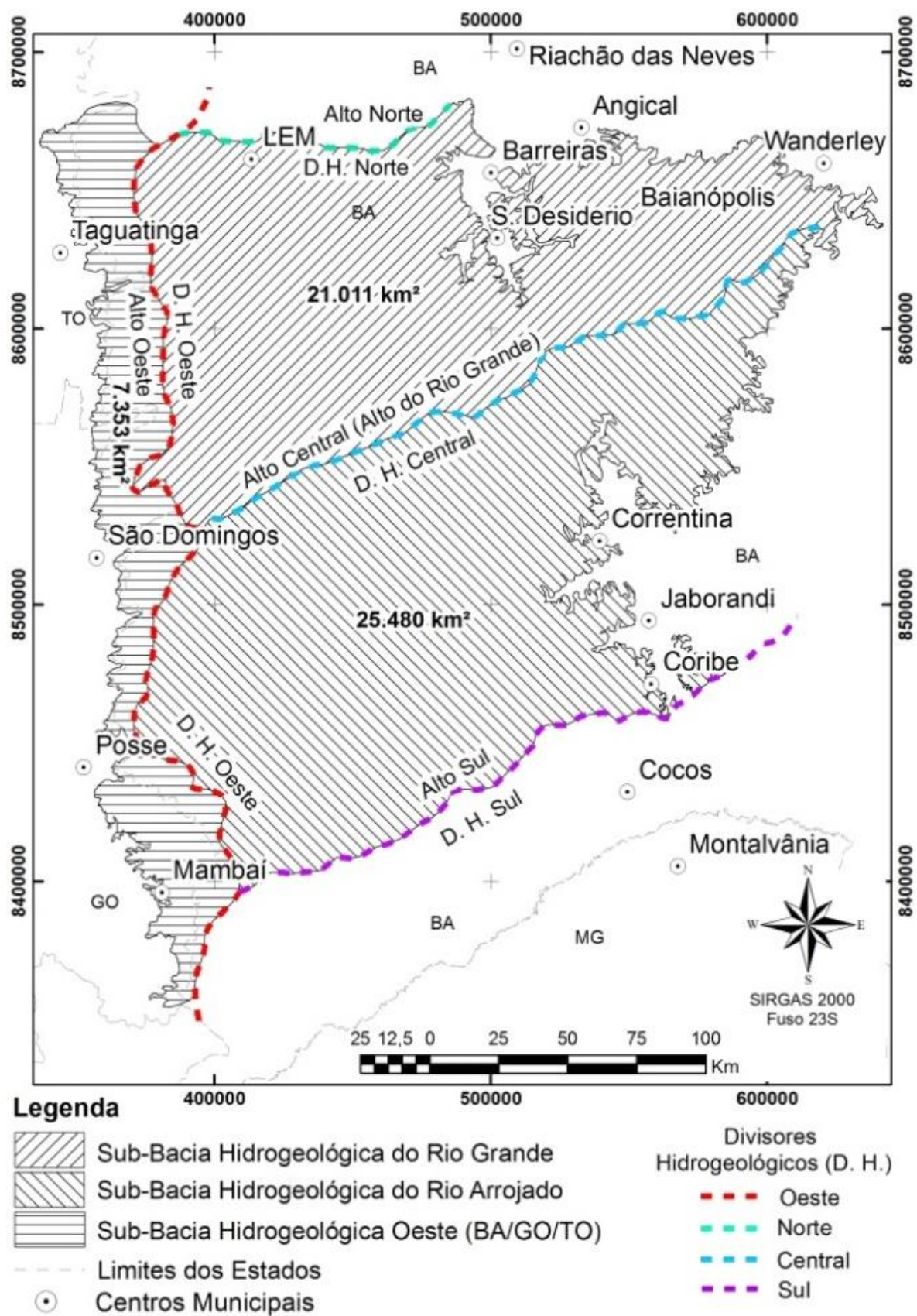
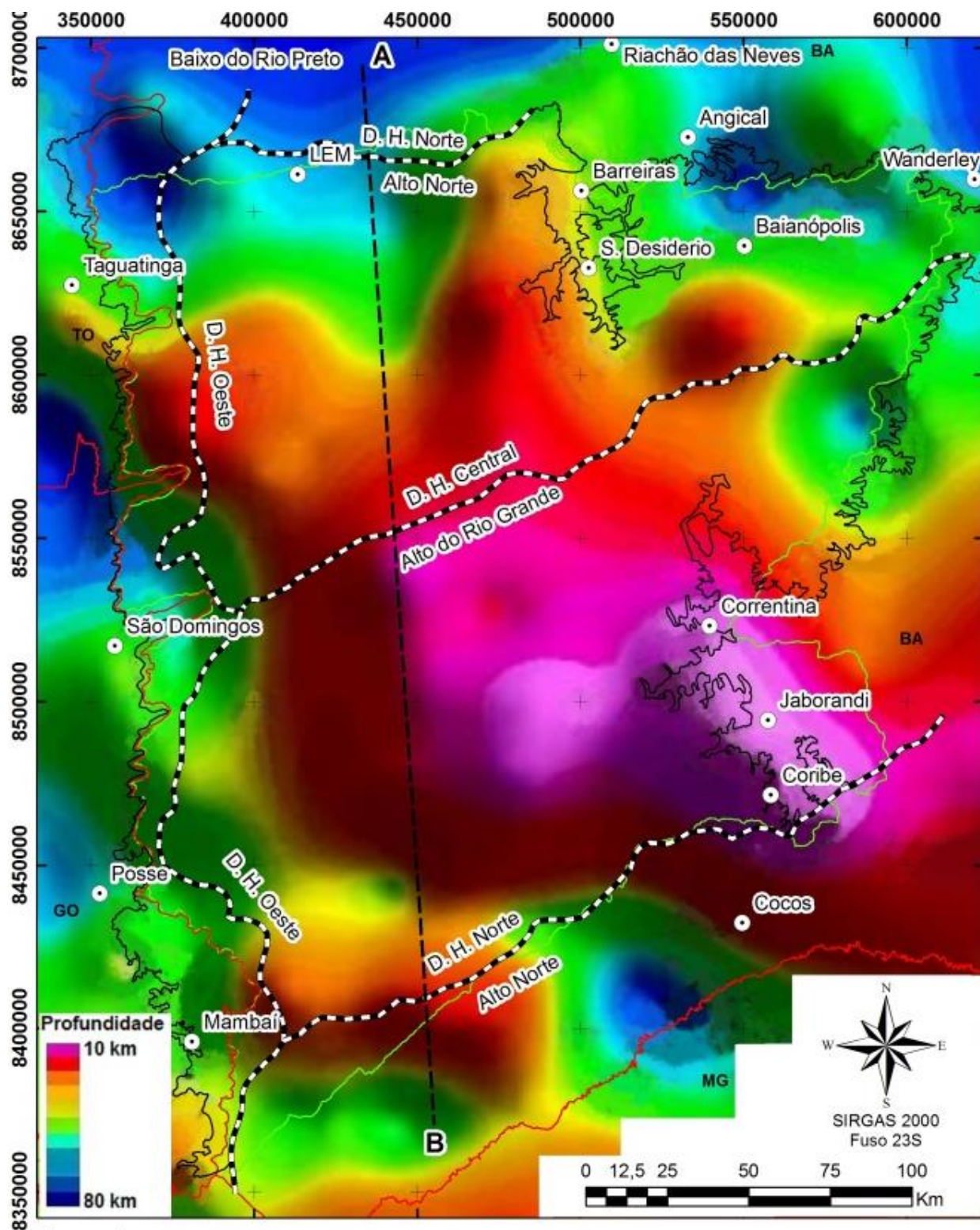


Figura 4.11. Mapa mostrando as sub-bacias hidrogeológicas que compõem o Sistema Aquífero Urucuia Central, com 53.844 km².



Legenda

- Limites dos Estados
- Limites do SAUC
- Limites das 10 bacias hidrográficas
- Divisores Hidrogeológicos (D.H.)
- Seção Gravimétrica AB (ANA, 2017e)
- Centros Municipais

Figura 4.12. Mapa dos limites da Sub-Bacia Urucua Central posicionado sobre produto de Anomalia Gravimétrica Residual Bouguer (Modificado de ANA (2017a) por Carvalho e Campos (2022) (no prelo).

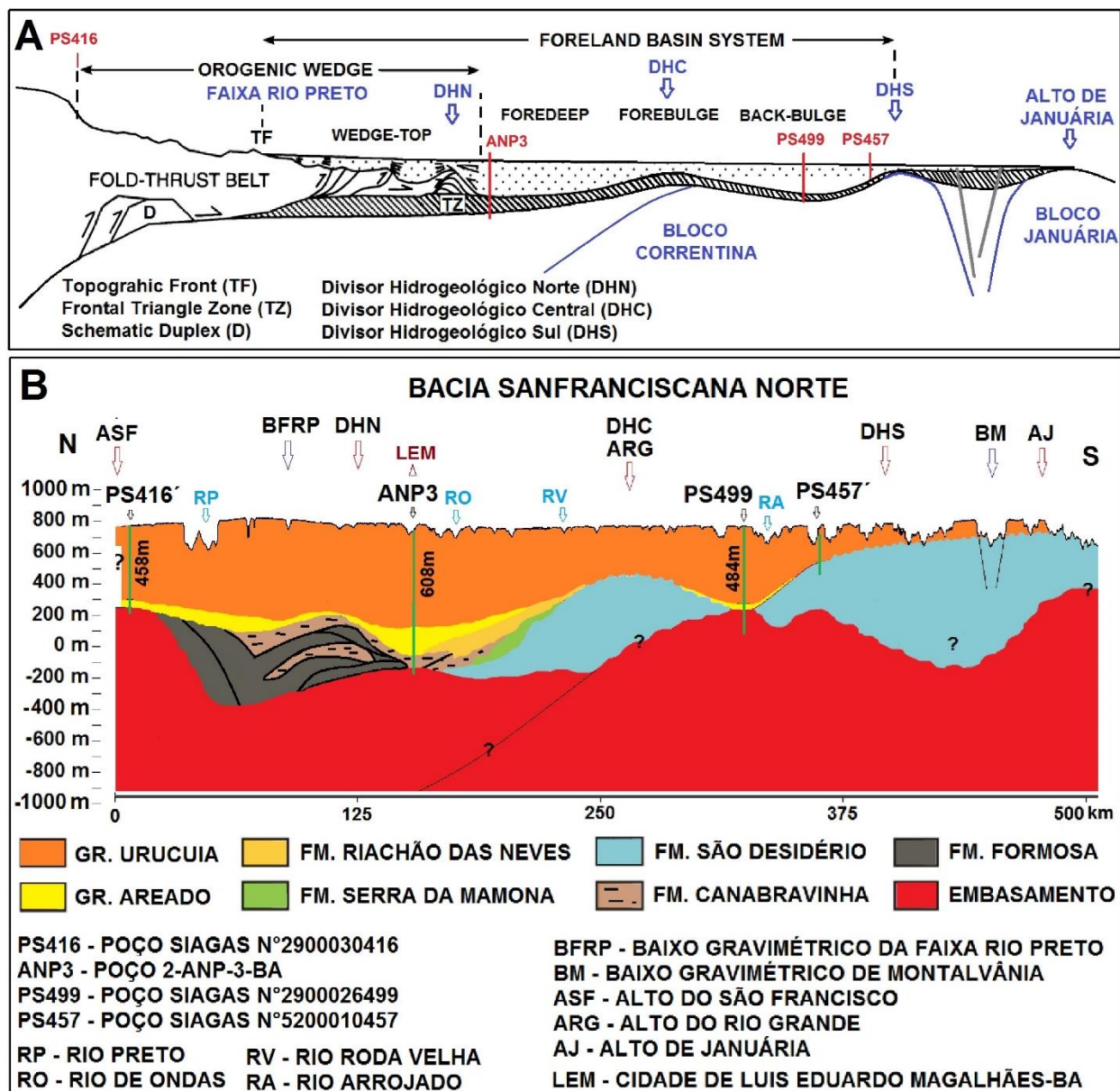


Figura 4.13. (A) Seção esquemática de uma bacia de foreland modificada de DeCelles e Giles (1996) com indicação das possíveis posições de três dos quatro divisores hidrogeológicos: Divisor Hidrográfico Norte, Divisor Hidrográfico Central e Divisor Hidrográfico Sul. (B) Seção Geológica N-S da Bacia Sanfranciscana.

Dobras e falhas de cavalgamento em rochas carbonáticas da Formação São Desidério sob metapelitos da formação Serra da Mamona e coberturas do Grupo Urucua são registradas na vertente NW da Serra do Mimo próximo a cidade de Barreiras (Figura 4.14). Esta estruturação é exposta na cidade de São Desidério e segue para sul por no mínimo 10 km onde foram mapeados blocos de calcários dobrados (Figura 4.15). A região que se encontra entre a Falha de Cariparé (limite sul da Faixa Rio Preto) e o limite dos dobramentos dos calcários a sul da cidade de São Desidério, foi definida por Egydio-Silva (1987) como domínio pericratônico. A partir deste limite sul, as dobras são

progressivamente suavizadas até atingir completa horizontalização na região do domínio cratônico.

Com base na Anomalia Gravimétrica Residual Bouguer modificado de ANA (2017a) (Figura 4.12) e nas estruturas dobradas dos blocos de rocha calcária da Formação São Desidério do Grupo Bambuí localizados na cidade de São Desidério-BA (E505549/N8623735/H601) (Figura 4.15), pode-se considerar que o limite dos domínios pericratônico e cratônico de Egydio-Silva (1987) encontra-se mais a sul e provavelmente coincidente com o Divisor Hidrogeológico Central.

O Domínio Hidrogeológico Central ocupa o interior de uma faixa de descontinuidade gravimétrica de direção N60°E que se estende por aproximadamente 730 km, do alto do Chapadão do Urucuia na Bahia até o nordeste da cidade de Senhor do Bonfim-BA (GOMES e MOTTA, 1980b) (Figura 4.16).



Figura 4.14. Dobra e falha de cavalgamento (NW-SE) em rocha do Grupo Bambuí – Serra do Mimo, Barreiras-BA (E505926/N8657137/H530).



Figura 4.15. Bloco de rocha calcária dobrada da Formação São Desidério, localizado em meio a pastagem próximo à cidade de São Desidério-BA (E505549/N8623735/H601).

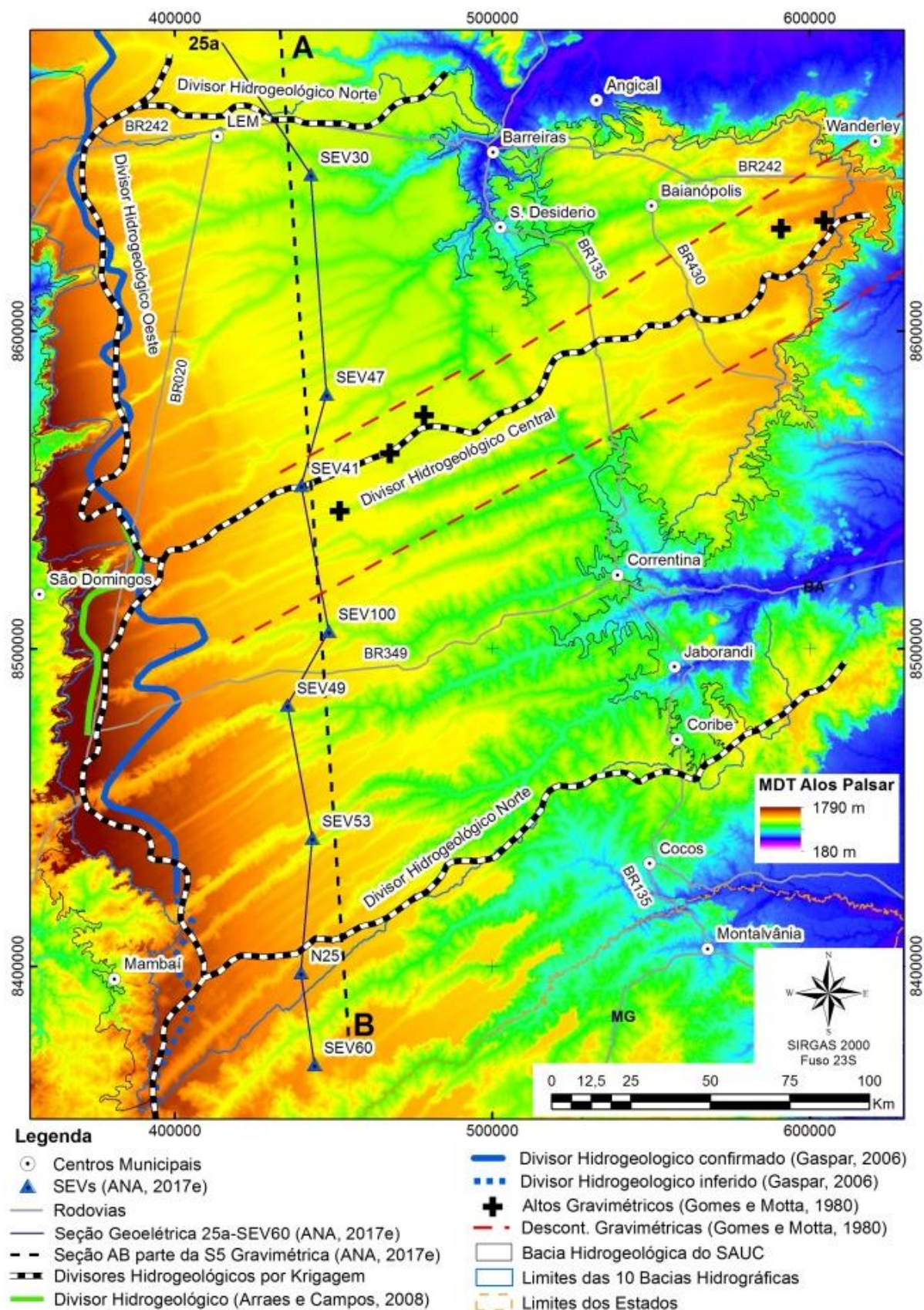


Figura 4.16. Mapa de comparação entre divisores hidrogeológicos obtidos por Krigagem com divisores hidrogeológicos de outros autores e o corredor delimitado por discontinuidades gravimétricas de trend NE de Gomes e Motta (1980b).

A distância média aproximada entre as estações das SEVs ao longo da Seção Geológica (25a-SEV60) das Figuras 4.16 e 4.17 é de 43 km (máx. 69,5 e mín. 26,6) o que deixa grandes espaços sem amostragem obrigando ao intérprete maior suavização das informações na seção o que gera discrepância entre superfícies topográficas e potenciométricas.

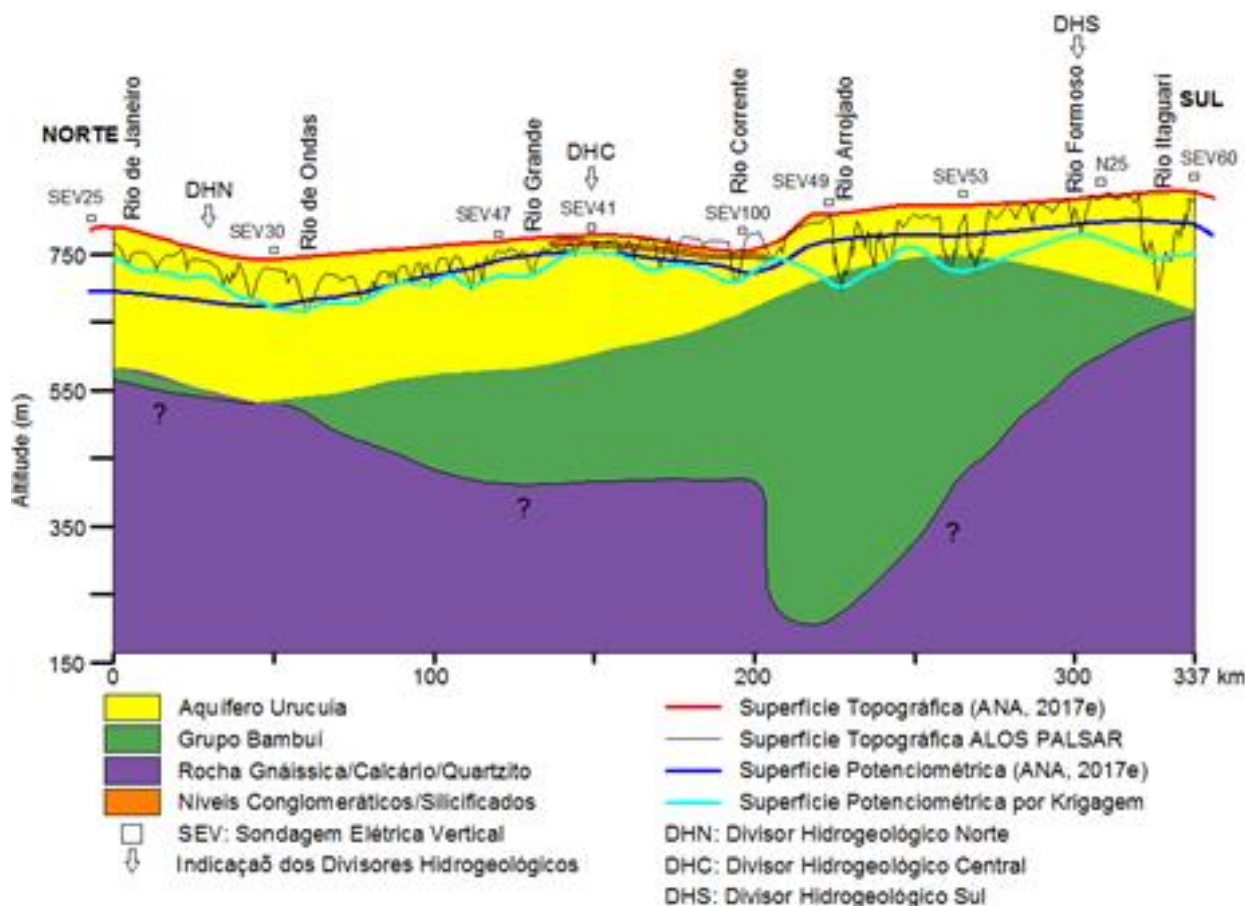


Figura 4.17. Recorte da Seção Geológica AB da Figura 4.16 correspondente ao segmento poligonal situado entre as SEVs 25 e 60 modificado de ANA (2017a), acrescida da superfície potenciométrica elaborada por Krigagem Ordinária (linha azul ciano).

No trabalho de ANA (2017a) foram realizadas 149 sondagens elétricas verticais - SEVs no interior da bacia, deste total, 49 SEVs em 53.844 km² da Sub-Bacia do Urucuiá Central, resultando em uma relação de 9×10^{-4} SEVs/km², enquanto na geração do modelo potenciométrico por Krigagem Ordinária o adensamento foi de 0,054 pontos/km², culminando em melhor representação da superfície potenciométrica na área (Figura 4.17).

A diferença visual entre as superfícies topográfica do MDE Alos Palsar e a potenciométrica por Krigagem no vale do Rio Itaguari (Figura 4.18) tem origem na falta de amostragem ao longo da drenagem do canal deste rio, ao longo do qual só foram amostradas as nascentes situadas em sua margem esquerda, por entender que o canal

desta drenagem já se encontrava além da área de abrangência do Sistema Aquífero Urucuia Central.

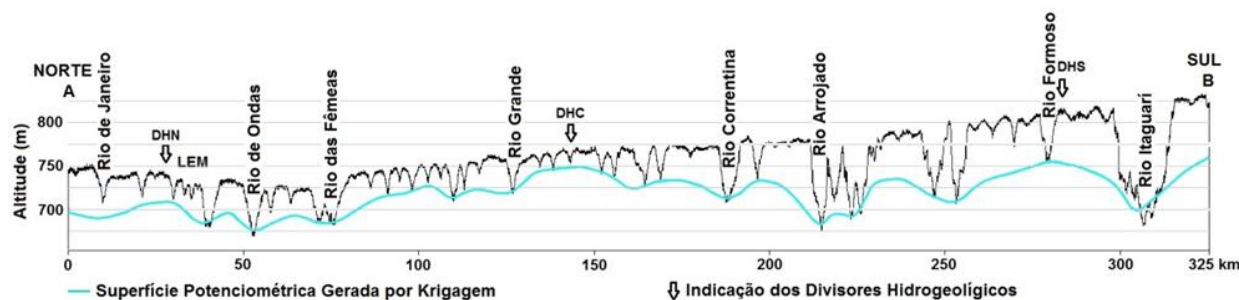


Figura 4.18. Seção AB - Superfície potenciométrica gerada por Krigagem posicionada sob Relevo com indicação dos rios, dos divisores hidrogeológicos (DHN, DHC e DHS) e da cidade de Luís Eduardo Magalhães. Esta Seção do interior do Sistema Aquífero Urucuia Central corresponde ao segmento reto sobre a linha que define a Seção Gravimétrica S5 modificada de ANA (2017a).

4.4. CONCLUSÕES

O modelo potenciométrico gerado por Krigagem Ordinária permitiu o reconhecimento de quatro significativos divisores hidrogeológicos, correlacionáveis as feições lineares regionais correspondentes aos paleoaltos estruturais decorrentes dos esforços tectônicos, sendo estes identificados como: i) Divisor Hidrogeológico Oeste (Bahia/Goiás/Tocantins); ii) Divisor Hidrogeológico Norte (Luís Eduardo Magalhães/Riachão Neves); iii) Divisor Hidrogeológico Central ou Alto do Rio Grande (São Domingos/Wanderley); e iv) Divisor Hidrogeológico Sul (Mambaí/Coribe), sendo responsáveis pela geração de três sub-bacias de águas subterrâneas.

A comparação dos modelos apresentados na literatura com os resultados do presente trabalho valida a ocorrência do Divisor Hidrogeológico Oeste e indica a ocorrência dos demais divisores hidrogeológicos apoiada em mapas gravimétricos, perfis topográficos e de sondagens elétricas verticais.

Com base na localização do Divisor Hidrogeológico Central, é possível sugerir que esta feição neotectônica represente o limite entre os domínios pericratônico e cratônico.

Estes resultados confirmam a existência de divisores hidrogeológicos do Sistema Aquífero Urucuia Central associados à morfotectônica e permite a correlação da morfologia superficial e subterrânea regionalmente com base no mapa potenciométrico, contribuindo para melhor definição de ações relacionadas à gestão dos recursos hídricos.

A determinação dos sistemas de fluxo em compartimentos é importante para a futura gestão do Sistema Aquífero Urucuia, de forma que os compartimentos e os

divisores hidrogeológicos, em conjunto com os diferentes subtipos de aquíferos devem ser considerados nos processos de gerenciamento, com aplicação de ações distintas para cada aquífero e respectivo compartimento.

AGRADECIMENTOS

Aos idealizadores do Programa de Doutorado Interinstitucional - DINTER estabelecido entre a Universidade de Brasília e a Universidade Federal do Oeste da Bahia (Edital CAPES - Nº 23/2014) e à CAPES pelo auxílio financeiro - Processo nº 23038.021558/2016-72.

5. ESTUDO DE SINKHOLES E GRANDES DEPRESSÕES EM ÁREAS AGRÍCOLAS NA SUB-BACIA URUCUIA, OESTE DO ESTADO DA BAHIA

Luis Gomes Carvalho¹; José Eloi Guimarães Campos²; Leandro Moutinho³

¹ Centro das Ciências Exatas e das Tecnologias da Universidade Federal do Oeste da Bahia - UFOB, Barreiras (BA) e Instituto de Geociências da Universidade de Brasília - UnB, Brasília (DF), Brasil. luisgc@ufob.edu.br

² Instituto de Geociências da Universidade de Brasília - UnB, Brasília (DF), Brasil. eloi@unb.br

³ Centro das Ciências Exatas e das Tecnologias da Universidade Federal do Oeste da Bahia - UFOB, Barreiras (BA), Brasil. leandro.moutinho@ufob.edu.br

ABSTRACT

The studies were carried out in the Urucuia Sub-Basin and aimed to identify and characterize the occurrence of underground pipes, soil abatements and large land depressions that have mainly affected the agricultural production areas located in the western region of Bahia State, Central Brazil. The rapid infiltration of rainwater in sandy-textured oxisols of the Chapadão Formation results in lateral flow through the siliceous and impermeable rocks of the Serra das Araras Formation eroding the sediments and forming the underground tubes. The increase in the diameter of the pipes causes the roof to be slapping until it reaches the surface of the ground, causing the abatements whose interconnection gives rise to ravines and gullies. In the images obtained by Unmanned Aerial Vehicle, small and mild depressions were identified responsible for the accumulation of rainwater, cracks in the soil surface, small circular structures, abatements, ravines and gullies. Alos Palsar images were used in the identification and the study of regional distribution of large depressions. In the geophysical images, radarfacies with different patterns were identified: convex hyperbolic curves correlated with the occurrence of underground tubular structures at different depths; concave structures correlated with grounded rebates; vertical discontinuities of the sedimentary package, compatible with fractured siliceous levels; compaction in agricultural area; compaction of the road bed; rebate structures linked to the great depression of the Centuria Farm; and recent depositions in strata defined by different reflectors patterns. Tectonic reactivations gave rise to small basins causing the collapse of upper cretaceous and Holocene sedimentary cover sums defined by depressions easily identified in orbital images by the concentric shape of the terraces built for soil conservation in the north-northwest and west regions. In the central region of Alto Rio Grande, depressions are more frequent, however of minor dimensions. The mapping and characterization of these morphotectonic features draw attention to the possibility of these events being more comprehensive, requiring intensification of the mapping in order to provide the basis for interventions in the rebate processes, to avoid accidents with loss of life, economic damage and environmental impacts to the savannah and to the Urucuia Aquifer System.

Keywords: Sanfranciscan Basin, Urucuia Group; sinkhole, oxisoil.

RESUMO

Os estudos foram realizados na Sub-Bacia Urucuia e tiveram como objetivo identificar e caracterizar a ocorrência de tubos subterrâneos, abatimentos de solos e grandes depressões do terreno que têm afetado principalmente as áreas de produção agrícola situadas na região oeste do Estado da Bahia. A rápida infiltração das águas das chuvas em latossolos de textura arenosa da Formação Chapadão resulta em fluxo lateral por entre as rochas silicificadas e impermeáveis da Formação Serra das Araras erodindo os sedimentos e formando os tubos subterrâneos. O aumento do diâmetro dos tubos provoca o solapamento do teto até atingir a superfície do terreno, originando os abatimentos cuja interconexão dá origem as ravinas e voçorocas. Nas imagens obtidas por Veículo Aéreo Não Tripulado foram identificadas pequenas e suaves depressões responsáveis pelo acúmulo das águas de chuva, fissuras na superfície do solo, pequenas estruturas circulares, abatimentos, ravinas e voçorocas. As imagens Alos Palsar foram usadas na identificação e estudo da distribuição regional das grandes depressões. Nas imagens geofísicas foram identificadas radarfácies com diferentes padrões: hipérboles convexas correlacionadas a ocorrência de estruturas tubulares subterrâneas a diferentes profundidades; estruturas côncavas correlacionadas a abatimentos aterrados; descontinuidades verticalizadas do pacote sedimentar, compatíveis com níveis silicificados fraturados; compactação em área agrícola; compactação do leito da estrada; estruturas de abatimento vinculadas à grande depressão da Fazenda Centúria; e deposições recentes em estratos definidos por diferentes padrões de refletores. As reativações tectônicas deram origem às pequenas bacias gerando o colapso das coberturas sedimentares neocretáceas e holocênicas definidas por depressões facilmente identificadas em imagens orbitais pelo formato concêntrico dos terraços construídos para a conservação de solos na porção norte-noroeste e oeste. Na região central do Alto Rio Grande as depressões são mais frequentes, no entanto, de menores dimensões. O mapeamento e a caracterização destas feições morfotectônicas chamam a atenção sobre a possibilidade de estes eventos serem ampliados, necessitando de intensificação do mapeamento a fim de dar base para as intervenções nos processos de abatimentos, para evitar acidentes com perdas de vida, prejuízos econômicos e impactos ambientais ao Cerrado e ao aquífero.

Palavras-chave: Bacia Sanfranciscana, Grupo Urucuia; *sinkhole*, Latossolo.

5.1. INTRODUÇÃO

Uma sequência de abatimentos de solos é deflagrada anualmente durante o período chuvoso e grandes depressões têm afetado as áreas agrícolas produtoras de grãos dentre as mais valorizadas do estado da Bahia. Estas feições morfotectônicas apresentam maior ocorrência nos domínios norte-noroeste da Sub-Bacia Urucuia, preferencialmente nos limites da Zona de Cisalhamento da Faixa Rio Preto (EGYDIO-SILVA, 1987; BIZZI e SCHOBENHAUS, 2003; CAXITO, 2010; EGYDIO-SILVA; et al., 2011; CAXITO et al., 2012; CAXITO e UHLEIN, 2013; CARVALHO e CAMPOS, 2022) e nas áreas adjacentes sob a influência das reativações do Lineamento Transbrasiliiano (COIMBRA, 1983; GÓES, 1995; SPISILA, 2011; MOCITAIBA, 2017; SANTOS, 2017).

A Sub-Bacia Urucuia ocupa uma área de 126.467 km² abrangendo parcialmente

os estados de Minas Gerais, Goiás, Tocantins, Piauí e Bahia, onde se encontra situada 65% de sua área (GASPAR e CAMPOS, 2007; GASPAR; et al., 2012; ANA, 2017a). O Chapadão do Urucuia ou o “Gerais” designação popularmente dada aos platôs que formam as Serras do Chapadão Ocidental da Bahia (VALADÃO, 1998) ou Espigão Mestre da Serra Geral de Goiás (GÓES, 1995) encontra-se na região central do Brasil.

Sobre estes platôs de topografia plana favorável a mecanização agrícola, instalou-se, a partir da segunda metade da década de 1970, um dos maiores centros produtores de grãos do Brasil destacando-se por representar atualmente 25% do PIB da Bahia. A pedogênese dos sedimentos inconsolidados com alta permeabilidade da Formação Chapadão deu origem ao Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico psamítico, de textura média a arenosa (FREITAS et al., 2014) que recobre a maior parte dos arenitos do Grupo Urucuia.

O Aquífero Urucuia tem abrangência regional, é delimitado pela área de abrangência da Sub-Bacia Urucuia, situada na porção norte da Bacia Sanfranciscana (ANA, 2017a; GASPAR et al., 2012; GASPAR; e CAMPOS, 2007), e representa um dos mais importantes aquíferos do Brasil, sendo responsável pela perenização dos rios, manutenção dos grandes projetos de irrigação e o abastecimento público da população do Oeste da Bahia.

A região alvo deste estudo concentra-se principalmente nas localidades do Coaceral (Cooperativa Agrícola do Cerrado do Brasil Central Ltda), Placas e a rodovia BA-459 (Anel da Soja) (PEREIRA et al., 2016), situadas respectivamente nos municípios de Formosa do Rio Preto, Luís Eduardo Magalhães e Barreiras.

Os registros de abatimentos de solos no oeste da Bahia são conhecidos desde a intensificação de sua ocupação por agricultura no final da década de 1970. A partir de então as ocorrências ganharam destaque em função do risco de morte a humanos e animais, prejuízos econômicos por acidentes envolvendo carros e caminhões nas estradas e máquinas e equipamentos agrícolas nas áreas de plantio.

As maiores depressões secas de diferentes formatos e magnitude são encontradas em sua maioria no interior das áreas agrícolas, seus formatos são destacados em imagens orbitais devido aos terraços em contorno empregados na conservação do solo. Depressões menores são mapeadas na região do Alto Rio Grande e as identificações podem ser feitas em imagens orbitais devido a ocorrência de pequenas lagoas com áreas úmidas, podendo ser confirmadas e dimensionadas também no Modelo Digital de Elevação da imagem Alos Palsar.

Considerando a importância regional do aquífero Urucuia e das áreas agrícolas,

dos riscos ambientais, e prejuízos advindos dos abatimentos e da evolução das depressões que podem ser agravados com a intensificação das reativações neotectônicas, o presente trabalho tem como objetivo mapear e caracterizar os tubos subterrâneos, responsáveis pela Formação de abatimentos.

5.2. MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi desenvolvido a partir da integração de diferentes métodos aplicado aos estudos dos solos e de aquíferos, com destaque para: caracterização química dos solos, dados geofísicos de superfície (GPR), caracterização dos processos erosivos, obtenção de imagens de veículos aéreos não tripulados e processamento de imagens de satélite. Além da geração de novos dados o trabalho também integrará resultados de estudos prévios de geofísica aerotransportada e do substrato geológico (com destaque para a estruturação regional).

A integração dos dados foi feita com apoio de software de geoprocessamento, além da análise visual ou por avaliação cruzada de informações a partir de tabelas de dados, mapas, imagens de satélite e documentação fotográfica dos processos instabilizatórios.

5.2.1 Base de Dados

As imagens Alos Palsar que deram origem ao modelo digital de elevação são provenientes dos dados do Radar de Abertura Sintética PALSAR da missão *Advanced Land Observing Satellite* (ALOS-1) da Agência de Exploração Aeroespacial do Japão (JAXA). Estes produtos foram corrigidos e projetados ao datum WGS84 nas resoluções de 12,5 e 30 metros (MACÊDO e SURYA, 2018; BARBOSA et al., 2019), podem ser acessados, gratuitamente, pelo endereço eletrônico <https://search.asf.alaska.edu>.

As imagens de detalhe com resolução pixel de aproximadamente 5 cm empregadas na geração do MDE foram obtidas por Vant da marca eBee em voos realizados a alturas de 100 metros e processadas no software Pix4D. Os pontos de controle georreferenciados empregados no ajuste topográfico necessário à geração do mosaico das imagens, foram materializados em solo por estacas de madeira e destacados por marcas brancas de 0,50 metros pintadas de cal virgem em formato de “L” ou “+”. Todos os pontos foram georreferenciados ao Sistema de Referência Geodésico para as Américas (SIRGAS 2000.4) e as altitudes ao Datum Vertical de Imbituba-SC.

No georreferenciamento dos pontos de controle foi empregado um par de

Receptores GNSS de dupla frequência da marca Leica e modelo ATX900, onde um receptor base permaneceu fixo, enquanto o segundo receptor foi usado para rastrear os pontos de controle em intervalos de 5 a 10 minutos com a finalidade de obter precisão centimétrica. Após o rastreamento dos pontos fazendo uso da constelação GPS, os dados obtidos no receptor base foram processados por Posicionamento por Ponto Preciso (PPP) no site <https://www.ibge.gov.br/>, e os dados obtidos nos pontos de controle no software LEICA Geo Office. Na geração dos mapas cartográficos foram empregados os softwares ArcMap 10 e Global Mapper 2.1.

O Radar de Penetração no Solo (*Ground Penetrating Radar - GPR*) é um método geofísico de superfície que, por emprego de equipamento posicionado na superfície do terreno, injeta sucessivas ondas eletromagnéticas no solo com a finalidade de obtenção de imagens de estruturas subterrâneas de origem natural ou artificial (BERES e HAENI, 1991; GAMBA e LOSSANI, 2000; HOLDEN et al., 2002; WEI; et al, 2010; DEMIRCI et al., 2012; LAI et al., 2016; BERNATEK-JAKIEL e KONDRACKA, 2019) soterrados até algumas dezenas de metros de profundidade (KNIGHT, 2001).

O emprego do Radar de Penetração no Solo se justifica pela geração de imagens de boa resolução das estruturas subterrâneas, a facilidade de uso em meio às áreas agrícolas planas e desprovidas de vegetação e que sendo empregado no período de estiagem facilita a passagem de corrente eletromagnética permitindo atingir maiores profundidades e melhor contraste entre a porção sólida (solos) e os espaços vazios subterrâneos (LAI et al., 2016).

No presente trabalho foram empregados dois equipamentos Radar de Penetração no Solo de fabricantes distintos, um equipamento da fabricante MALÅ GEOSCIENCE com antena de frequência nominal de 25 MHz e da fabricante GSSI com antenas de frequência nominal de 270 MHz. Os dados foram adquiridos em seções lineares com afastamento constante entre antenas e tempo predefinido de aquisição, sendo as posições dos traços no radargrama interpoladas entre as coordenadas geográficas inicial e final de cada perfil.

O processamento dos dados adquiridos foi realizado utilizando o software REFLEXW Versão 7.5.9 (SANDMEIER, 2014) e foram empregadas as seguintes etapas no processamento: importação dos dados; ajuste de tempo zero (YELF, 2006); filtragens temporais unidimensionais DEWOW e passa-bandas, filtragem bidimensional para remoção de ruídos de fundo - *background removal* (SANDMEIER, 2014), conversão tempo-profundidade, onde foi utilizada velocidade de propagação de 0,11 m/ns (JACOB e URBAN, 2016), além de ganhos para visualização de refletores de menor amplitude.

A Amplitude do Sinal Analítico empregado é um mosaico formado pelo produto gerado do processamento dos dados XYZ dos projetos (3027) Extremo Oeste da Bahia do convênio da CBPM com CPRM, (1115) Bambuí, (1027) Borda Sul da Bacia Sedimentar do Parnaíba e (1089) Cristalândia do Piauí da CPRM, bem como por recortes faltantes de parte das imagens compiladas dos projetos (3027) Extremo Oeste da Bahia do convênio da CBPM com CPRM e Bacia Sedimentar do Parnaíba do convênio USP com a ANP.

Os dados XYZ do Campo Magnético Total (CMT) dos projetos (3027) Extremo Oeste da Bahia (CBPM-CPRM, 2016), (1115), Bambuí (CPRM, 2014), (1027) Borda Sul da Bacia Sedimentar do Parnaíba (CPRM) e (1089) Cristalândia do Piauí (CPRM) foram aplicados filtros de gridagem (*gridding*), nivelamento, micronivelamento, remoção da variação magnética diurna, remoção do IGRF (International Geomagnetic Reference Field) para a obtenção do Campo Magnético Anômalo (CMA), posteriormente realizada a redução ao polo e aplicado o realce as anomalias magnéticas para obtenção da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) (NABIGHIAN, 1972).

A aplicação destes filtros na geração da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) destaca as bordas, contatos e falhas centralizando as anomalias sobre as fontes magnéticas (NABIGHIAN, 1974; MOCITAIBA et al., 2017).

Os dados XYZ e alguns produtos GEOTiff e PDFs dos projetos e produtos da CPRM e da ANP estão disponíveis nos endereços eletrônicos <http://www.cprm.gov.br/publique/Geologia/Sensoriamento-Remoto-e-Geofisica/Projetos-Aerogeofisicos-no-Brasil-78.html>; <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/21299> e <https://reate.cprm.gov.br/anp/TERRESTRE>, os dados XYZ do projeto (3027) Extremo Oeste da Bahia proveniente do convênio firmado entre a Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) e a Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) podem ser obtidos por solicitação formal encaminhada a CBPM (ver: <http://lagfba.cbpm.ba.gov.br/Home/Aquisicao>) e os dados de alguns produtos GEOTiff e PDFs podem ser obtidos nos endereços eletrônicos (<http://www.cbpm.ba.gov.br/acervo-tecnico-cientifico/bases-de-dados/levantamentos-aerogeofisicos/>) ou (<http://lagfba.cbpm.ba.gov.br/Home/IndiceMapa/37>).

5.3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

5.3.1 Limites atuais da Sub-Bacia Urucuia

Segundo Carvalho e Campos (2022) (no prelo), atualmente a Sub-Bacia Urucuia estende-se do extremo sul do Maranhão e Piauí até a região de Montalvânia e Januária

no noroeste do vale do Rio São Francisco em Minas Gerais. Nesta ampla área de distribuição sobrepõe o Lineamento Transbrasiliano, sedimentos da Bacia Sedimentar do Parnaíba, a Falha Barreiras, o Alto do São Francisco (ALMEIDA et al., 1977; CAMPOS e DARDENNE, 1997a) e a Faixa Rio Preto (FRP) (EGYDIO-SILVA, 1987). Seu limite oeste é representado pela Serra Geral de Goiás ou Chapadão Ocidental da Bahia (VALADÃO, 1998) que se estende do nordeste de Goiás até o sudeste de Tocantins. Esta Sub-Bacia recobre área de 126.467 km² (ANA, 2017c) (Figura 5.1).

5.3.2 Geologia da Sub-Bacia Urucuia

Na Sub-Bacia Urucuia a Formação Chapadão é a cobertura superficial na qual vem se desenvolvendo os processos instabilizatórios, inclusive *sinkholes* e erosões lineares. Esta Formação é composta por sedimentos inconsolidados de origem aluvio-coluvio-eluvionar erodidos das porções mais elevadas dos arenitos flúvio-eólicos da Formação Serra das Araras e depositados sobre a mesma ou originados da sua pedogênese. Localmente, os sedimentos do Grupo Urucuia (formações Serra das Araras e Posse) encontram-se depositados sobre rochas do Grupo Areado (CAMPOS e DARDENNE, 1997b). Estas duas unidades podem ser observadas em discordância erosiva sobre rochas do Grupo Balsas da Bacia Sedimentar do Parnaíba (Formações Motuca e Sambaíba) (GÓES, 1995; SANTOS, 2017).

As coberturas aluvionares inconsolidadas da Formação Chapadão podem atingir até 10 metros de espessura, sendo compostas por cascalho, areia, silte e argila depositados nas planícies de inundação das grandes drenagens. As coberturas coluvionares tem origem no retrabalhamento das rochas fanerozoicas e inclusive do Grupo Urucuia (Formação Serra das Araras), sendo compostas por areia e argilominerais (30%) constituída quase exclusivamente por caulinitas expansíveis. As coberturas eluvionares (residuais ou pouco retrabalhadas) tiveram origem na pedogênese das unidades fanerozoicas, podem atingir espessuras entre 20 e 30 metros, geralmente ocorrem em cotas superiores a 800 metros, sendo compostas por areias e argilominerais, caoliníticos de alto grau de cristalinidade (CAMPOS e DARDENNE, 1997b).

A colisão do Bloco Cristalândia do Piauí com o noroeste do Cráton São Francisco no Ediacarano deu origem a Sub-Bacia Urucuia (CAMPOS e DARDENNE, 1997b) uma bacia tipo antepaís caracterizada por Carvalho e Campos (2022) (no prelo) segundo os critérios estabelecidos em DeCelles e Currie (1996) e DeCelles e Giles (1996). A colisão empurrou rochas do Grupo Bambuí sobre o Bloco Correntina na região central do Cráton

do São Francisco (HEILBRON et al., 2017), e o encurtamento crustal gerado encontra-se marcado por dobras e nappes com vergência para SSE (EGYDIO-SILVA, 1987; FRAGOSO et al., 2011; CAXITO e UHLEIN, 2013).

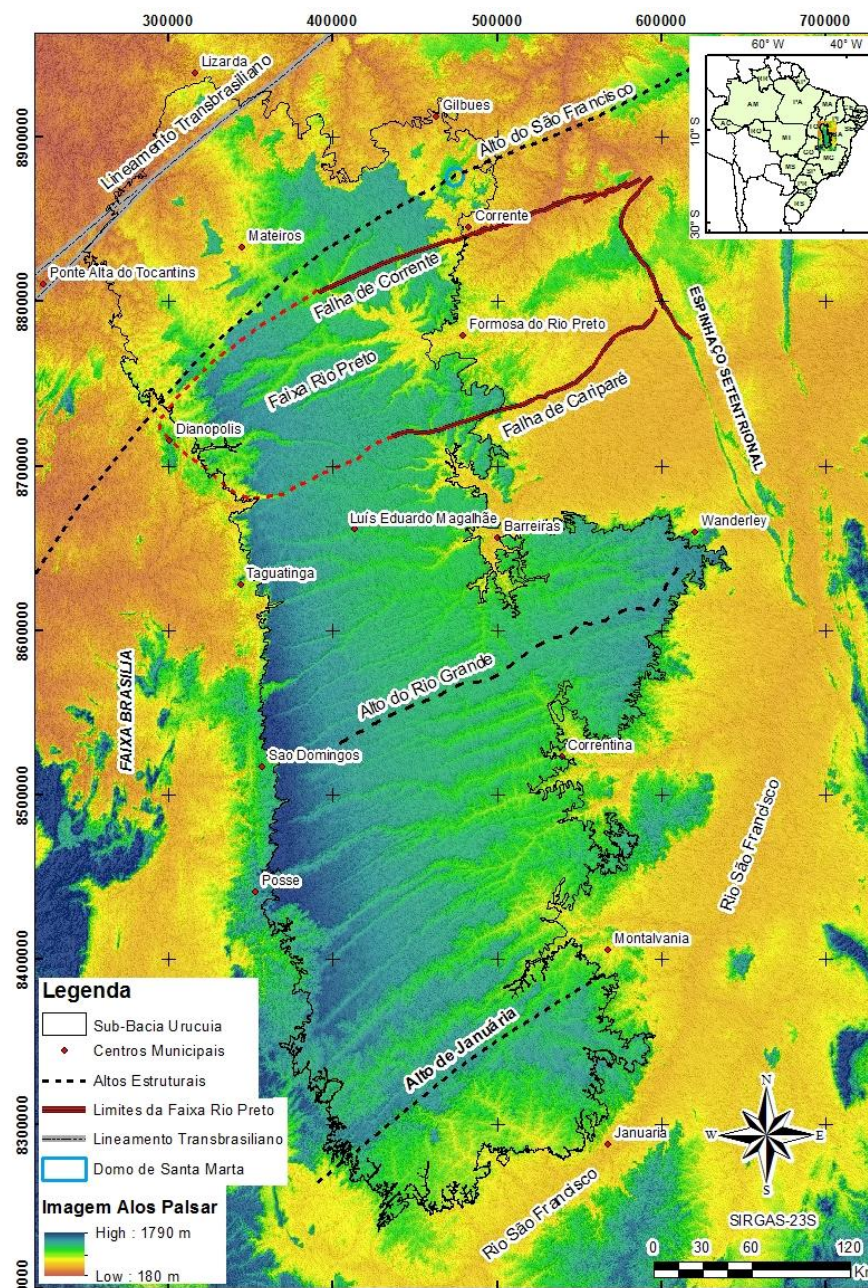


Figura 5.1. Limites da Sub-Bacia Urucuia (ANA, 2017c; Campos e Dardenne, 1997b) sobre mosaico do Modelo Digital de Elevação das Imagens Alos Palsar. Destacando a área de ocorrência da Zona de Cisalhamento da Faixa Rio Preto (Modificado de CARVALHO; CAMPOS, 2022) (no prelo).

Dentre as feições de bacia tipo antepaís identificadas em mapa gravimétrico por Carvalho e Campos (2022) (no prelo) são destacadas: i) o Baixo do Jalapão: bacia do tipo retroarco recortada longitudinalmente pela Zona de Falha do Lineamento Transbrasiliano de direção NE-SW e posicionado a norte do Bloco Cristalândia do Piauí cujo soerguimento deu origem ao Alto do São Francisco (ALMEIDA et al., 1977); ii) a

Faixa Rio Preto (EGYDIO-SILVA, 1987; BARBOSA; et al., 2003; ALKMIM, 2004; HEILBRON; et al., 2017) identificada como o “Wedge-Top”; iii) o depocentro (depozona) posicionado nas imediações da Cidade de Luís Eduardo Magalhães (PEREIRA et al., 2015) como o “Foredeep”; iv) o Alto do Rio Grande como o “Forebulge” situado a noroeste do Bloco Correntina (Carvalho e Campos, 2022 (no prelo); Holz et al., 2014) o “Backbulge” na porção norte do baixo de Montalvânia (MARTÍNEZ, 2007a; LEITE; et al., 2017) que se encontra posicionado a norte do Alto do Januária (Figura 5.1).

5.3.3 Influências das Reativações Neotectônicas na Sub-Bacia Urucuia

Segundo Carvalho e Campos (2022) (no prelo) os recorrentes soerguimentos dos blocos Cavalcante-Natividade e Cristalândia do Piauí posicionados na porção noroeste/norte da Sub-Bacia Urucuia são responsáveis por reativações das falhas do embasamento, do Lineamento Transbrasiliano e da Faixa Rio Preto.

Para Castro et al., (2016, 2014); Chamani (2011); DNPM (1973); Fontes (1992); Góes (1995) e Santos (2017) as reativações tectônicas do Lineamento Transbrasiliano, de idade Pré-Cambriana, são responsáveis pela Formação de zonas de riftes, grabens, falhas, duplex contracional, sismitos e depósitos detríticos mapeados no sul da Bacia Sedimentar do Parnaíba, regiões próximas ao Alto do São Francisco, divisa com a Bacia Sanfranciscana, e se estendem para o interior da Faixa Rio Preto, porção norte-noroeste da Sub-Bacia Urucuia.

Durante o Eocretáceo as reativações dos lineamentos proterozoicos no sul da Bacia Sanfranciscana deram início à proto Sub-Bacia do Abaeté com a deposição de sedimentos do Grupo Areado cuja proveniência, marcada pela presença de radiolários em silexitos, foi associada a incursão marinha proveniente do norte passando pela Bacia Sedimentar do Parnaíba (ARAI, 2014; REIS et al., 2017) e pela inflexão do baixo gravimétrico situado entre os blocos Cavalcante-Natividade e Cristalândia do Piauí (CARVALHO e CAMPOS, 2022) (no prelo). Segundo Reis et al. (2017) esta passagem foi interrompida durante o soerguimento do Alto do Parnaíba, no entanto, neste mesmo período de distensão NW-SE situado entre o Aptiano-Albiano (125-100 Ma) o soerguimento do Alto do São Francisco reativou as estruturas nordeste do Lineamento Transbrasiliano nas proximidades de Lizarda-TO, bem como os lineamentos Tocantins-Araguaia, Senador Pompeu; Patos e Pernambuco. Esta estruturação afetou toda a região situada nos limites entre Bacia Sedimentar do Parnaíba e a Sub-Bacia Urucuia, interrompendo o fluxo entre as duas bacias e provocado a erosão das formações depositadas na região do Alto do São Francisco (COIMBRA, 1983; GÓES, 1995;

SANTOS, 2017; CARVALHO e CAMPOS, 2022).

A subsidência flexural juntamente com as ativações dos lineamentos N-S, N10W, N30E e N45E formaram os grabens e hemigrabens localizados na porção oeste da Sub-Bacia Urucuia sendo os responsáveis pela Formação do depocentro da proto Sub-Bacia Urucuia (CAMPOS e DARDENNE, 1997a; KIANG e SILVA, 2015; PEREIRA et al., 2015; SILVA e KIANG, 2018; CARVALHO e CAMPOS, 2022).

O registro de reativações de transcorrência sinistral (Neopermiana-Mesotriássica) no sudeste do Lineamento Transbrasiliano afetou a Formação Sambaíba e gerou estrutura tipo flor positiva sin-deposicional na Formação Pedra de Fogo (SANTOS, 2017), enquanto o magmatismo básico das formações Mosquito e Sardinha está relacionado às reativações Neotriássico-Eojurássico e Neocretáceas (COIMBRA, 1983; GÓES, 1995; MOCITAIBA, 2016; MOCITAIBA; et al., 2017; SANTOS, 2017). Nas Imediações de Lizarda as rochas Jurássicas (pré-Formação Sambaíba) e Cretáceas (DNPM, 1973) apresentam estruturas e derrames máficos correlacionados a reativações neotectônicas e se encontram posicionados entre a Formação Sambaíba e o Grupo Urucuia (LIMA e LEITE, 1978). Santos (2017) admite que as falhas NW-SE com componente distensivo NE-SW (rejeito normal ou normal oblíquo) registradas ao sul de Lizarda provocaram descontinuidades nos arenitos do Grupo Urucuia. Fraturas silicificadas e falhas sigmoidais de direção N0° a N40°E responsáveis pela Formação de diversos grabens no sul da Bacia Sedimentar do Parnaíba e que se estendem a Faixa Rio Preto nos domínios da Bacia Sanfranciscana, foram associadas por Fontes (1992) as reativações do Lineamento Transbrasiliano.

Considerada por Carvalho e Campos (2022) (no prelo) como decorrente de eventos neotectônicos, a instalação do vale do Rio Sapão de direção NW-SE corta diagonalmente toda a Faixa Rio Preto. Este vale é interceptado a noroeste por estruturas NE-SW paralelas ao Alto do São Francisco, divisor hidrográfico e hidrogeológico das bacias São Francisco e Parnaíba, ao sul da cidade de Mateiros - TO, seguindo ainda na direção NW alcança a escarpa formada pela Falha de Lizarda (DNPM, 1973), ou Zona de Falha do Lineamento Transbrasiliano. Seguindo para sul o vale do Rio Sapão é interceptado por seguimentos transversais ENE-WSW da Zona de Falha Malhadinha-Formosa do Rio Preto (CAXITO e UHLEIN, 2013; CARVALHO e CAMPOS, 2022).

Movimentos transpressionais oblíquos dextrais registrados na Zona de Cisalhamento Malhadinha-Formosa do Rio Preto, porção nordeste da Faixa Rio Preto, geraram ramificações em “formas amendoadas” ou falhas sigmoidais (FONTES, 1992; CAXITO e UHLEIN, 2013).

Segundo Carvalho e Campos (2022) (no prelo), apoiados em produtos de magnetometria, estas faixas ramificadas se estendem para oeste ao longo de toda a zona de cisalhamento sob o domínio da Faixa Rio Preto, que submetidas às reativações neotectônicas refletem na morfologia regional da Sub-Bacia Urucuia.

As reativações neotectônicas da Faixa Rio Preto fraturaram as rochas silicificadas do Grupo Urucuia gerando grandes e profundas discontinuidades que no Serravalliano (13,5 Ma) por soerguimento regional foram expostas aos processos erosivos esculpindo as colunas ruiformes (MEIRA; SANTOS, 2016) posteriormente soterradas pela sedimentação da Formação Chapadão (CARVALHO e CAMPOS, 2022) (no prelo).

A atuação dos mais recentes processos erosivos na escarpa de recuo do Chapadão Ocidental da Bahia (VALADÃO, 1998) e nas voçorocas remobilizaram a cobertura sedimentar expondo novamente as colunas ruiformes silicificadas do topo da Formação Serra das Araras (CARVALHO e CAMPOS, 2022) (no prelo).

Nas áreas onde permanece a cobertura sedimentar da Formação Chapadão, principalmente aquelas sob influência da Zona de Cisalhamento da Faixa Rio Preto, nas quais a pedogênese deu origem a Latossolo Amarelo Distrófico Psamítico (FREITAS et al., 2014) vem ocorrendo abatimentos (*sinkhole*) fruto da evolução de erosão subterrânea por tubos (*pipes*) e expressivas depressões associadas a duplex extensionais (CARVALHO e CAMPOS, 2022) (no prelo).

A atividade neotectônica também é responsável por reativações das falhas de direção NNW-SSE Curimatá e Barreiras (DNPM, 1973), e a falha que se estende de Sebastião Barro no Piauí ao Sítio do Mato na Bahia (HOLZ et al., 2014; CARVALHO e CAMPOS, 2022).

5.3.5 Cobertura Vegetal Cerrado *Stricto Sensu*

A atual área de agricultura sujeita as frequentes ocorrências de abatimentos, originalmente ocupada por cerrado *stricto sensu*, é caracterizada por invernos secos (de abril a setembro) e verões chuvosos (de outubro a março). O clima da região é classificado como tropical Aw de Köppen, com pluviosidade média anual de 1500 mm, variando entre 750 mm e 2.000 mm, temperatura média mensal nos meses quentes de 35°C, e nos meses mais frios superior a 18°C (SANO et al., 2008; FONTANA et al., 2016).

No cerrado *stricto sensu* as árvores tortuosas e pequenas ocorrem em pequenos aglomerados ou isoladas, os arbustos ocupam os espaços entre as árvores ou aglomerados em capões, enquanto a gramínea ocupada as áreas situadas entre as

árvores e arbustos formando os campos sujos (WALTER, 2006; AGNES et al., 2007; SANO et al., 2008).

No período de inverno o solo pode apresentar-se completamente seco até a profundidade de 2 metros, abaixo desta a zona capilar e saturada garantem a manutenção da vegetação com sistema radicular mais profundo (ARENS, 1958; FERRI, 1983; AGNES et al., 2007; SANO et al., 2008), encontrando-se a maioria das raízes entre 5 e 10 metros de profundidade (FERRI, 1983).

5.4. RESULTADOS

5.4.1 Caracterização dos Solos na Sub-Bacia Urucuia

5.4.1.1 Caracterização Físico-química

Os mapas de solos apresentados por Cardoso et al. (2009) e Freitas et al. (2014) para a região de relevo plano destacam a predominância de Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico (LAd) psamítico de textura média a arenosa, A fraco (areia franca/franco-arenosa), epiálico, caulinítico, hipoférrico e muito intemperizado.

As características físicas e químicas destes solos (Tabelas 5.1, 5.2 e 5.3) condiciona a alta permeabilidade e reduzida erodibilidade, contribuindo para aumentar a recarga dos aquíferos. Estes solos apresentam baixo conteúdo de argila (inferior a < 20%) na maior parte dos primeiros 150 cm medidos a partir da superfície do solo (FREITAS et al., 2014; SANTOS et al., 2018; MANTOVANI et al., 2019), pequena retenção de cátions devido à baixa saturação por bases ($V\% < 50\%$) presentes no horizonte B distrófico (SANTOS et al., 2018), baixos teores de matéria orgânica, baixa capacidades de troca Catiônica, baixa fertilidade e altas susceptibilidade a perdas de nutrientes por lixiviação (LOPES e GUILHERME, 2004; REATTO et al., 2004).

O horizonte B dos latossolos normalmente apresenta alto grau de flocculação, menor teor de matéria orgânica, baixa mobilidade das argilas e alta resistência à dispersão. No entanto, muitos latossolos de textura média e fortemente intemperizados com baixos teores de argila e alto de cargas positivas, podem também apresentar baixo grau de flocculação (SANTOS et al., 2018).

A inversão dos valores de Argila Dispersa e Grau de Flocculação apresentados por Freitas et al. (2014) na Tabela 5.1 ocorre na profundidade de 53 cm na interface dos horizontes BA e Bw1. Os menores valores do Grau de Flocculação acima dos 53 cm é motivado pela maior concentração das areias que funcionam como fração inerte do solo desprovida de cargas negativas e de atividade coloidal, enquanto que a argila funciona como fração ativa na unificação dos minerais devido ao balanceamento das cargas

negativas, união coloidal e aumento da floculação (PORTELA et al., 2018).

Tabela 5.1. Composição granulométrica do Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico em áreas de cerrado e de lavouras na Sub-Bacia Urucuia. Compilado de ⁽¹⁾MANTOVANI et al. (2019), ⁽²⁾FONTANA et al. (2016) e ⁽³⁾FREITAS et al., (2014). ⁽¹⁾MANTOVANI et al. (2019).

⁽²⁾FONTANA et al., (2016): Ponto P5: Área de cerrado em Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico típico (textura média); Ponto P3: Área de plantio de plantio de soja. ⁽³⁾FREITAS et al. (2014): Perfil 2: 12° 31' 06" S e 45° 57' 19" W. *Valor da média geométrica.

CUCS	Horizonte	Profundidade (cm)	Areia		Silte	Argila	Argila Dispersa	Grau de Floculação
			Grossa	Fina				
			g/kg					%
⁽³⁾ Cerrado	A1	0 - 17	80	276	9	100	80	20
	AB	17 - 36	70	324	13	100	80	20
	BA	36 – 53	72	308	25	120	100	17
	Bw1	53 – 89	70	330	40	141	0	100
	Bw2	89 – 126	61	276	46	161	0	100
	Bw3	126 - 163	58	304	42	181	0	100
⁽²⁾ Cerrado (Ponto P5)	A1	0 – 6	421	302	34	243	-----	25
	A2	6 – 20	402	319	37	242	-----	17
	AB	20 – 33	379	347	32	242	-----	8
	BA	33 – 54	321	325	51	303	-----	14
	Bw1	54 - 85	323	325	49	303	-----	100
⁽²⁾ Sequeiro (Ponto P3)	Ap	0 – 10/15	428	303	47	222	-----	18
	Apx	10/15 – 26	401	329	28	242	-----	17
	BA	26 – 46	381	333	44	242	-----	17
	Bw1	46 – 62	351	307	59	283	-----	100
	Bw2	62 - 80	347	325	46	282	-----	100
⁽¹⁾ Cerrado		0 - 45	759,4		76,2	164,4	-----	----
⁽¹⁾ Sequeiro		0 - 45	673,2*		78,4*	213,2*	-----	----

Tabela 5.2. Óxidos e índices Ki e Kr presentes nos Latossolos Amarelo Distrófico na Área da Sub-Bacia Urucuia (Modificado de FREITAS et al., (2014). $Ki = (SiO_2/Al_2O_3) \times 1,7$ e $Kr = (SiO_2/0,6)/(Al_2O_3/1,02) + (Fe_2O_3/1,6)$ (TEIXEIRA et al., 2017a).

CUCS	Horizonte	Profundidade (cm)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Índices	
			cmol _c /kg				Ki	Kr
Cerrado (Perfil 2)	A1	0 - 17	34	24	14	2,7	2,41	1,75
	AB	17 - 36	42	30	17	2,8	2,38	1,75
	BA	36 - 53	----	----	----	----	----	----
	Bw1	53 - 89	----	----	----	----	----	----
	Bw2	89 - 126	61	61	26	4,9	1,7	1,34
	Bw3	126 - 163	62	64	26	5,1	1,65	1,31

Segundo EMBRAPA (1988) e Freitas et al. (2014), os valores dos índices $Ki > 0,75$ e $Kr > 0,75$ (Tabela 5.2) determinados com base nas relações moleculares dos óxidos (Tabela 3), estabelecem a predominância de latossolos cauliniticos na região. Os valores baixos da CTC e de Ki são indicativos da predominância de caulinita na fração argila, enquanto os valores de pH em água > pH em KCl e baixos valores da CTC (Tabela 5.3) são indicadores de solos com elevado grau de intemperismo.

Tabela 5.3. Composição química dos latossolos vermelho-amarelos distróficos na Área da Sub-Bacia Urucuia compilado de (1) FONTANA et al., (2016) e (2) FREITAS et al., (2014). Destaque para o horizonte Ap de Sequeiro (Ponto 3) devido ao aumento nos valores de pH em água, dos cátions e da CTC. ⁽¹⁾ Fontana et al., (2016): Ponto 5: Cerrado em Latossolo Amarelo distrófico típico (textura média); Ponto 3: Sequeiro (Área de plantio de soja) em Latossolo Vermelho distrófico típico (textura média). ⁽²⁾ FREITAS et al., (2014): Perfil 2: 12° 31' 06" S e 45° 57' 19" W, *valores de Ca²⁺ sem valores para o Mg²⁺.

CUCS s	Hori z.	Profun. (cm)	pH			Ca ²⁺ + Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	S	Al ³⁺	H ⁺	CTC
			H ₂ O	KCl	CaCl ₂	cmolc/kg						
⁽²⁾ Cerrado (Perfil 2)	A1	0 - 17	4,7	4,0	4,0	0,1*	0,02	0,01	0,1	0,2	1,4	1,7
	AB	17 - 36	5,0	4,2	4,1	0,1*	0,01	0,01	0,1	0,2	1,3	1,6
	BA	36 – 53	5,0	4,3	4,1	0,1*	0,01	0,01	0,1	0,2	1,1	1,4
	Bw1	53 – 89	5,1	4,4	4,2	0,2*	0,01	0,01	0,2	0,2	1,3	1,7
	Bw2	89 – 126	5,2	4,5	4,3	0,2*	0,01	0,01	0,2	0,1	1,0	1,3
	Bw3	126 - 163	5,3	4,5	4,3	0,2*	0,01	0,01	0,2	0,1	1,0	1,3
⁽¹⁾ Cerrado (Ponto P5)	A1	0 – 6	4,8	-----	-----	1,2	----	----	---	0,6	----	7,8
	A2	6 – 20	4,8	-----	-----	0,5	----	----	---	0,5	----	5,0
	AB	20 – 33	5,1	-----	-----	0,4	----	----	---	0,3	----	3,5
	BA	33 – 54	5,0	-----	-----	0,5	----	----	---	0,2	----	3,0
	Bw1	54 - 85	5,1	-----	-----	0,5	----	----	---	0,1	----	2,8
⁽¹⁾ Sequeiro (Ponto P3)	Ap	0 – 10/15	6,3	-----	-----	3,8	-----	-----	-----	0,0	----	6,1
	Apx	10/15 – 26	4,8	-----	-----	0,9	----	----	----	0,3	----	4,3
	BA	26 – 46	4,6	-----	-----	0,7	----	----	----	0,3	----	3,5
	Bw1	46 – 62	5,0	-----	-----	0,7	----	----	----	0,1	----	2,9
	Bw2	62 - 80	4,6	-----	-----	0,7	----	----	----	0,2	----	3,3

No período chuvoso, o excesso de água lixivia os elementos químicos (CORDEIRO, 2001) gerando a degradação natural dos solos nas porções superficiais. Em maiores profundidades a concentração de alguns cátions lixiviados reduz naturalmente a capacidade de troca catiônica e a disponibilidade de alumínio, o que gera pHs menos ácidos. Os solos de plantio de sequeiro a anulação do alumínio e o aumento de pH e dos cátions trocáveis (Ca²⁺ + Mg²⁺) no horizonte Ap (Tabela 5.3) decorre da aplicação de pó de dolomito para a calagem dos solos. Comparando os valores para solo de cerrado natural e utilizado para lavoura apresentados por Fontana et al. (2016) (Tabela 5.3), a aplicação de calcário como corretivo de acidez de solo é efetiva somente no horizonte Ap (0 a 15 cm) no qual provoca o desejado aumento do pH, a disponibilização dos cátions trocáveis (Ca²⁺ + Mg²⁺) e consequentemente a neutralização do alumínio trocável, não influenciando diretamente nos horizontes inferiores, exceto para os valores dos cátions (Ca²⁺ + Mg²⁺) lixiviados que apresentam aumento quando comparados com os solos naturais de cerrado.

5.4.1.2 Densidade dos Solos

Segundo Mantovani et al. (2019), os latossolos do Urucuia apresentam uma tendência de aumento do adensamento nos primeiros 30 cm em todas as classes de usos dos Solos, nas áreas de cobertura natural de cerrado o adensamento (ρ_a) médio é de aproximadamente $1,36 \text{ g/cm}^3$ enquanto que adensamentos (ρ_a) médios de $1,56 \text{ g/cm}^3$ são encontrados nas áreas de agricultura mecanizada podendo nestas, atingir até $1,65 \text{ g/cm}^3$ (Figura 5.2 e Tabela 5.4). A ocorrência de camadas compactadas entre 10 e 40 cm em latossolos após anos de cultivo foram registradas no trabalho de Fontes et al., (1995).

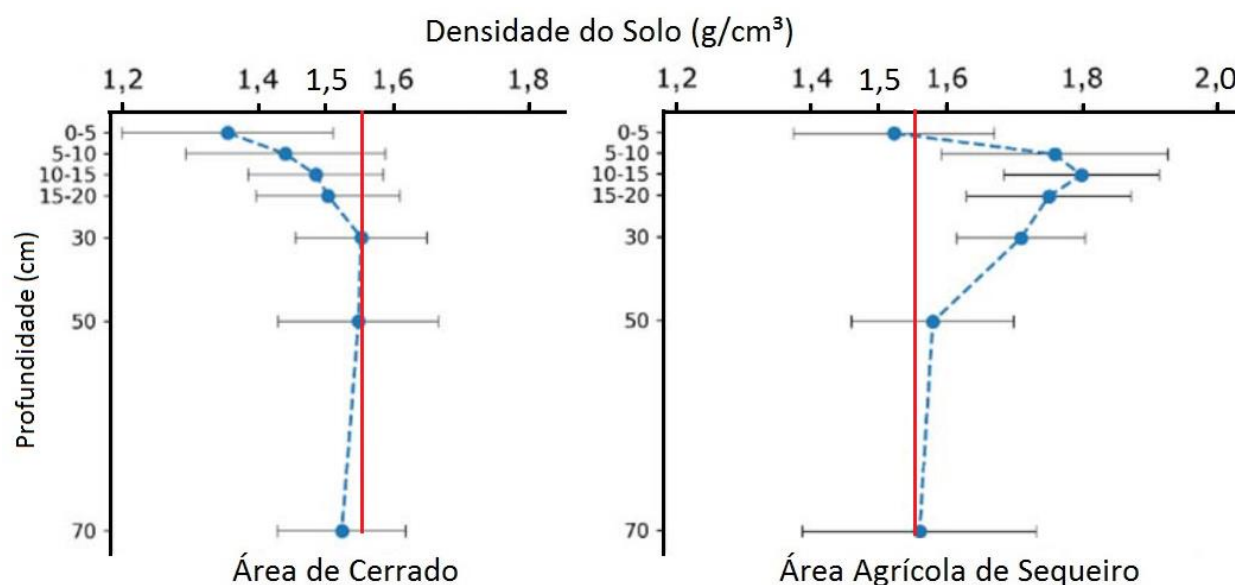


Figura 5.2. Perfil da densidade média do solo e desvio padrão para as áreas de Cerrado e agrícola de sequeiro. Em área agrícola de sequeiro a linha vermelha de densidade $1,56 \text{ g/cm}^3$ apresenta maior densidade a sua direita devido a compactação mecânica que ocorre entre 0 cm e 50 cm de profundidade (Modificado de MANTOVANI et al., 2019).

As densidades das partículas do solo (ρ_s) representativas das areias predominantemente quartzosas apresentada por Freitas et al., (2014), varia entre $2,67$ e $2,70 \text{ g/cm}^3$, considerando pequeno incremento $0,03 \text{ g/cm}^3$ ocorrido abaixo dos 89 cm de profundidade (Tabela 5.4).

Tabela 5.4. Densidade média (ρ_a), densidade de partículas (ρ_s) e porosidade total (Φ_{tot}) dos Latossolos Amarelo Distrófico na Área da Sub-Bacia Urucuia. Modificado de ⁽¹⁾FREITAS et al., 2014, de ⁽²⁾FONTANA et al., 2016 e de ⁽³⁾MANTOVANI et al., 2019). ⁽¹⁾MANTOVANI et al. (2019): densidade média do solo (ρ_a) foi determinada nas profundidades de 0 a 70 cm; a densidade de partículas (ρ_s) e porosidade total (Φ_{tot}) foram determinadas nas profundidades de 0 a 5 cm; *Média geométrica. ⁽²⁾FONTANA et al. (2016): pontos P3 e P5. ⁽³⁾FREITAS et al. (2014): perfil 2.

CU Cs	Horizonte	Profundidade (cm)	ρ_a (g/cm ³)	ρ_s (g/cm ³)	Porosidade Total (Φ_{tot})
⁽³⁾ Cerrado (Perfil 2)	A1	0 - 17	1,57	2,67	41
	AB	17 - 36	1,58	2,67	41
	BA	36 - 53	1,60	2,70	41
	Bw1	53 - 89	1,59	2,67	40
	Bw2	89 - 126	1,57	2,70	42
	Bw3	126 - 163*	1,57	2,70	42
⁽²⁾ Cerrado (Ponto P5)	A1	0 - 6	1,17	-----	56
	A2	6 - 20	1,25	-----	54
	AB	20 - 33	1,29	-----	52
	BA	33 - 54	1,45	-----	48
	Bw1	54 - 85	1,41	-----	48
⁽²⁾ Sequeiro (ponto P3)	Ap	0–10/15	1,32	-----	49
	Apx	10/15–26	1,64	-----	39
	BA	26–46	1,44	-----	46
	Bw1	46–62	1,46	-----	47
	Bw2	62–80	1,35	-----	48
⁽¹⁾ Cerrado		0 – 70 e 0 – 5	1,39	2,62	47
⁽¹⁾ Sequeiro		0 – 70 e 0 – 5	1,51*	2,61*	41*

As áreas de cerrado apresentaram microporosidade média 27%, macroporosidade média de 19,98% valor superior as outras classes de usos, e porosidade total média de 46,98% muito próximo aos 47,77% encontrados para as áreas mecanizadas preparadas para o cultivo de milho com rotação de cultura (MANTOVANI et al., 2019).

O adensamento dos solos nas áreas agrícolas ocorre nos horizontes subsuperficiais cimentados (Tabelas 5.4 e 5.5) (FONTANA et al., 2016; BOVI, 2017) que quando secos e revolvidos durante a gradagem ou subsolagem geram fragmentos coesos (torrões). No entanto, quando umedecidos são facilmente destorroados se tornados friáveis a muito friáveis (FONTANA et al., 2016). Segundo Mantovani et al. (2019) os valores de densidade revelam que o manejo empregado não é o mais adequado, pois o aumento da compactação influencia negativamente na produtividade e na infiltração.

Tabela 5.5. Estrutura e consistência dos horizontes de Latossolos em áreas de Cerrado e agrícola de sequeiro (Soja) no município de Luís Eduardo Magalhães (LEM) no estado da Bahia, região da Sub-Bacia Urucuia (Modificado de FONTANA et al., 2016). Ponto P5: Cerrado em Latossolo Amarelo distrófico típico (textura média). Ponto P3: Sequeiro (Área de plantio de soja) em Latossolo Vermelho distrófico típico (textura média). (qsd) que se desfaz. Solos cimentados (Apx) indicados pelo sufixo “x”.

CU	CS	Horizonte	Profundidade (cm)	Estrutura (tipo)	Consistência	
					Seco	Úmido
Cerrado (Ponto P5)		A1	0 - 6	Granular	Ligeiramente dura	Muito friável
		A2	6 - 20	Granular	Ligeiramente dura	Muito friável
		AB	20 - 33	Granular/Bloco subangular	Ligeiramente dura	Muito friável
		BA	33 - 54	Granular/Bloco subangular	Ligeiramente dura	Muito friável
		Bw1	54 - 85	Granular	Ligeiramente dura	Muito friável
Sequeiro (ponto P3)		Ap	0–10/15	Granular	Ligeiramente dura	Friável
		Apx	10/15–26	Maciça	Muito dura	Friável
		BA	26–46	Bloco subangular qsd granular	Ligeiramente dura	Muito friável
		Bw1	46–62	Bloco subangular qsd granular	Ligeiramente dura	Muito friável
		Bw2	62–80	Bloco subangular qsd granular	Macia	Muito friável

5.4.1.3 Condutividade Hidráulica dos Solos

A condutividade hidráulica média de $2,3 \times 10^{-5}$ m/s foi medida em solos agrícolas e de $1,1 \times 10^{-4}$ m/s medida em solos de cerrado por ANA (2017c) o que reflete as respectivas diferenças de densidades (ρ_a) e macro porosidades dos latossolos arenosos da região. Mantovani et al. (2019) comparando as condutividades hidráulicas dos solos agrícolas de densidade (ρ_a) $1,52 \text{ g/cm}^3$ com solos de Cerrado de densidade do solo (ρ_a) $1,36 \text{ g/cm}^3$, encontrou as respectivas condutividades hidráulicas saturadas de $1,73 \times 10^{-5}$ m/s e $4,52 \times 10^{-5}$ m/s. Os contrastes de condutividade apresentados por ANA (2017c) e Mantovani et al., (2019) se enquadram na classificação de permeabilidade média (10^{-5} a 10^{-3} m/s) para solos predominantemente arenosos (Tabela 5.6).

Tabela 5.6. Classes correspondentes as velocidades médias de permeabilidade hidráulica. Modificado de ANA (2017d).

Classes de Permeabilidade	m/s	Solo
Praticamente Impermeável	$< 10^{-9}$	Argilas
Muito Baixa	10^{-9} a 10^{-7}	Areias finas siltosas, siltes argilosos
Baixa	10^{-7} a 10^{-5}	
Média	10^{-5} a 10^{-3}	Areias
Alta	10^{-3} a 10^{-2}	
	10^{-2} a 1	Pedregulhos

Nos ensaios de infiltração realizados nos latossolos da região, Gaspar e Campos (2007) obtiveram condutividade hidráulica para as porções superiores na ordem de 10^{-4} m/s a 10^{-6} m/s. Para as camadas inferiores em geral em áreas de solo com textura argilosa ou com indícios de compactação a condutividade hidráulica sofre significativa redução para cerca de 10^{-7} m/s. Valores semelhantes foram encontrados por Fontana et al. (2016) para áreas de plantio de soja de $4,07 \times 10^{-4}$ m/s e $6,67 \times 10^{-6}$ m/s, e para áreas de cerrado natural, obtiveram $1,12 \times 10^{-3}$ m/s e $1,57 \times 10^{-4}$ m/s, empregando permeâmetro de Guelph nas profundidades de 0 a 0,2 m e de 0,2 e 0,4 m.

A diferença de condutividade encontrada por Fontana et al. (2016) entre solos de cerrado natural e de lavoura, reforça a influência significativa da compactação na redução da condutividade hidráulica e aumento do escoamento superficial (MANTOVANI et al., 2019).

Tabela 5.7. Correlação dos valores de condutividade hidráulicas (K) médias dos solos com cobertura de cerrado e área agrícola, apresentados por ⁽¹⁾ MANTOVANI et al. (2019), ⁽²⁾ ANA (2017e) e ⁽³⁾ FONTANA et al. (2016). Profundidades de determinação da K: ⁽¹⁾ MANTOVANI et al. (2019) entre 0 a 5 cm, ⁽²⁾ ANA (2017e): entre 0 a 5 cm, e ⁽³⁾ FONTANA et al. (2016): pontos P1 e P5 entre 0 a 20 cm. *Média geométrica.

CUCs	K (m/s)		
Cerrado Natural	⁽¹⁾ $2,9 \times 10^{-4}$	⁽²⁾ $1,1 \times 10^{-4}$	⁽³⁾ $1,1 \times 10^{-3}$
Sequeiro	⁽¹⁾ $3,6 \times 10^{-5*}$	⁽²⁾ $2,3 \times 10^{-5}$	⁽³⁾ $4,1 \times 10^{-4}$

Comparativamente os valores obtidos pelo método do Infiltrômetro de Duplo Anéis são maiores que os obtidos por permeâmetro de Guelph (Tabela 5.8), esta discrepância pode estar relacionada a macroporosidade do solo nas porções superiores gerada pela lixiviação das partículas finas na área de Cerrado, pela presença da matéria orgânica e pela gradagem nas áreas agrícola de sequeiro (FONTANA et al., 2016). Estes processos provocam fragmentação da porção superior do solo. Outro fator a ser observado é que geralmente os solos com mesma característica textural, mas diferentes usos podem apresentar diferentes densidade e porosidade (FONTANA et al., 2016; ANA, 2017f).

Tabela 5.8. Valores médios de condutividade hidráulica (k) em m/s determinados por Permeâmetro de Guelph e Infiltrômetro de Anel Duplo. Valor Médio Geométrico das profundidades: 37 cm (entre 0,27 e 0,50m) (Modificado de ANA, 2017d).

Equipamentos	Área de Cerrado	Área Agrícola de Sequeiro
Permeâmetro de Guelph	7×10^{-5}	$1,6 \times 10^{-5}$
Infiltrômetro de Anel Duplo	$1,6 \times 10^{-4}$	$3,4 \times 10^{-5}$

Nos ensaios de infiltração com permeâmetro de Guelph realizados na Sub-Bacia Urucuia pela ANA (ANA, 2017e), os solos em ambientes naturais apresentaram condutividade hidráulica média de $7,0 \times 10^{-5}$ m/s e os solos ocupados com lavouras, condutividade hidráulica média de $1,6 \times 10^{-5}$ m/s. A diferença com redução da condutividade hidráulica é atribuída a compactação da parte superficial do solo pela mecanização agrícola empregada no preparo das terras. Segundo Fontana et al. (2016) os valores de condutividade hidráulica mantêm a relação decrescente entre as áreas de Cerrado natural, plantio direto e plantio tradicional (com gradeamento da terra).

As maiores taxas de percolação profunda próximas aos 500 mm/ano, condicionadas as precipitações próximas a 1600 mm/anual, foram registradas na região à oeste da Sub-Bacia Urucuia nas cabeceiras dos rios Grande, Corrente e Carinhanha (MANTOVANI et al., 2019) (Figura 5.3).

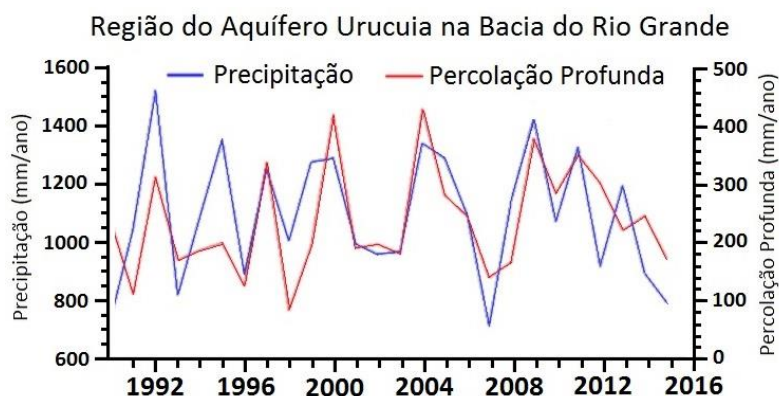


Figura 5.3. Evolução sazonal da recarga do aquífero na bacia do rio Grande (MANTOVANI et al., 2019).

5.4.2 Classificação Hidroquímica das Águas do Sistema Aquífero Urucuia

Segundo a classificação hidroquímica realizada por ANA (2017g) com base nos diagramas de Piper e Stiff, para amostras de água coletadas em nascentes e poços situados na região de abrangência do Sistema Aquífero Urucuia predominaram águas bicarbonatadas sódicas (Tabela 5.9).

Tabela 5.9. Classificação hidroquímica das águas dos Sistema Aquífero Urucuia (Modificado de ANA, 2017h). Notar o predomínio das águas bicarbonatadas sódicas.

Classificação (%)	Campanha	Nascentes	Poços (≤ 120 m)	Poços (> 120 m)	Poços
Bicarbonatada Sódica (NaHCO₃)	1 ^a	76,2	44,6	70,5	56,2
	2 ^a	50	34	76,3	36,5
Bicarbonatada Cálcica Ca(HCO₃)₂	1 ^a	9,5	44,6	18	34,4
	2 ^a	15	50	15,2	48
Cloretada Sódica	1 ^a	14,3	10,8	10	9,4
	2 ^a	30	16	8,5	14
Sulfatada Cálcica	1 ^a	-----	-----	-----	-----
	2 ^a	-----	-----	-----	1,5*

Amostras coletadas na porção central e oeste onde o aquífero apresenta as maiores espessuras mostram concentrações de sais dissolvidos mais baixas devido a composição mineralógica predominantemente quartzosa. A medida que se avança no relevo para os limites na região norte sobre influência de rochas paleozoicas da Bacia Sedimentar do Parnaíba, e para leste e sul, regiões sobre influência do Grupo Bambuí, ocorre o aumento na concentração de sais devido a mistura com águas destes aquíferos (ANA, 2017g).

As águas do aquífero Urucuia em sua porção mais central e oeste apresentam condutividade elétrica (< 2 µS/m) e salinidade baixa semelhante as águas de chuva que pode ser entendido como forte influência das águas superficiais nas subterrâneas (OLIVEIRA et al., 2006; VILLAR e MOURÃO, 2012; SALES, 2013; VILLAR et al., 2014; ANA, 2017b). Na composição destacam o ferro total, silício (média de 5,7 mg/L), cálcio, bicarbonato (menor ou igual a 76,5 mg/L) e o cloreto (VILLAR e MOURÃO, 2012; ANA, 2017b). Na região sob influência da Zona de Cisalhamento da Faixa Rio Preto predominam águas bicarbonatadas sódicas distribuídas na borda oeste e porção central.

5.4.3 Contribuição dos Cátions no Processo Erosivo

O hidróxido de sódio (NaOH) é amplamente empregado em laboratório como dispersante na separação de argila para análise de argilominerais, análise granulométrica, determinação volumétrica do Al³⁺ trocável, extração da sílica e determinação do grau de floculação (RIBON et al., 2015; BOVI, 2017; SANTOS et al., 2018). O cátion sódio (Na⁺) quando presente nos solos, aumenta a espessura da dupla camada difusa na superfície das argilas reduzindo as forças de atração e aumentando o grau de dispersão (MOTA et al., 2013). Valores mais elevados da razão de adsorção de sódio favorece a dispersão dos coloides (CORDEIRO, 2001; FREIRE et al., 2003), em

solos salino-sódicos a infiltração das águas lixivia os sais solúveis e gera dispersão que reduz a condutividade hidráulica (FREIRE et al., 2003).

O progressivo aumento das concentrações de sais na água ao atingir o seu limite de solubilidade pode dar início a precipitação de alguns cátions que irão remobilizar e substituir outros cátions contidos na solução do solo (FREIRE et al., 2003).

A presença de carbonato e sulfato de cálcio (CaCO_3 e CaSO_4) de baixa solubilidade pode favorecer o aumento de sódio na solução do solo e consequentemente na percentagem de sódio trocável, gerando a desestruturação do solo. O aumento do sódio (efeitos da sodicidade) no solo gera a dispersão coloidal, o rearranjo estrutural com a redução de permeabilidade, desfaz a estrutura e o complexo argilo-húmico impedindo a absorção de cálcio, magnésio, potássio e outros cátions (GARCÍA, 1954; CARVALHO, 2014). As concentrações e toxicidade de sódio pode ser reduzida com o aumento da concentração de cálcio, e a razão de adsorção de sódio atenuada ou neutralizada quando a razão ($\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$) for superior a 1 (AYERS e WESTCOT, 1985). Estas características foram encontradas por Carvalho (2014) nas águas do Rio Grande que apresentaram a razão ($\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$) maior que 1.

Nos estudos para avaliação temporal dos parâmetros físico-químicos realizados por Carvalho (2014) no domínio da Bacia do Rio Grande na região de Barreiras foram determinados os valores da Razão de Adsorção de Sódio Corrigida (RASC) das águas de irrigação do Perímetro Público de Irrigação São Desidério/Barreiras Sul amostrados na Tabela 5.10.

Tabela 5.10. Razão de adsorção de sódio corrigida (RASC) das águas de irrigação do perímetro público de irrigação São Desidério/Barreiras Sul (CARVALHO, 2014). $\text{RASC} = \text{Na}^+ \div \sqrt{[(\text{Ca}^\circ + \text{Mg}^{2+}) \div 2]}$. O Ca° é o teor de cálcio da água, corrigido pela condutividade elétrica (CEa) para o teor de bicarbonato em relação ao seu próprio teor de cálcio (HCO_3^-/Ca) em mmol/L (Carvalho, 2014).

Período	Mês/Ano	RASC
Seca	09/2012	0,33
	05/2013	0,20
Chuva	11/2012	0,08
	02/2013	0,03

Os valores de Na^+ apresentados na Tabela 5.11 foram considerados por Masannat (1980) como insuficientes para desencadear o processo de erosão subterrânea (*piping*) na região de Benson no Arizona (U.S.A), ressaltando ainda que, o processo erosivo do tipo *piping* independe da presença do sódio.

Tabela 5.11. Troca catiônica de amostras de solo (MASANNAT, 1980). $RAS = Na^+ \div \sqrt{[(Ca^{2+} + Mg^{2+}) \div 2]}$. $RASA = \{Na^+ \div \sqrt{[(Ca^{2+} + Mg^{2+}) \div 2]}\} \times [(1 + (8,4 - pH))]$.

Amostra	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	CTC	Na ⁺	RAS	RASA (pH 7)	RASA (pH 5)
	(cmolc / dm ³)				(%)			
1	1,4	12,8	1,1	15,3	9,15	0,53	1,17	2,15
2	0,7	8,4	1,9	11,0	6,36	0,31	0,66	1,21
3	1,1	10,2	7,8	19,1	5,75	0,37	0,72	1,32
4	0,2	15,0	4,1	19,3	1,04	0,06	0,14	0,26

Segundo (García, 1954) com base em estudos do Laboratório de Salinidade do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos a equação de Razão de Adsorção de Sódio (RAS) fornece valores mais realistas do que a fórmula da Razão de Adsorção de Sódio Ajustada (RASA).

Mesmo apresentando valores baixos de condutividade elétrica (< 20 µS/m) e da RAS (< 10) pode ocorrer a sodicidade do solo, o que facilita a dispersão e o fechamento de poros mais finos, e conseqüentemente a redução significativa da permeabilidade (Almeida, 2010; Baena, 2008; García, 1954), podendo ser considerado salino solos com condutividade elétrica maior que 400 µS/m medida a 25°C (BAENA, 2008).

Solos com alta taxa de absorção de sódio responde pela dispersão das argilas, mas é necessário estar associado a outros fatores físicos (ex: alta densidade de trincas e elevado gradiente topográfico) e químicos para deflagrar a erosão subterrânea (GUTIÉRREZ et al., 1997).

Segundo a ANA (2017b) e Barbosa (2016) são encontrados valores médios menores que 1 mg/L para o sódio e menores que 10 para a Razão de Adsorção de Sódio em águas do aquífero Urucua. Alguns poucos valores mais elevados de Razão de Adsorção de Sódio estão associados a baixas concentrações de cálcio e de magnésio. Nos limites a leste do aquífero na interface com rochas do Grupo Bambuí, onde há o afinamento da espessura do Grupo Urucua, as concentrações de sódio assim como os valores de Razão de Adsorção de Sódio sofrem pequeno aumento.

A relação da fórmula do cálculo da Razão de Adsorção de Sódio foi estabelecida na premissa de que o Ca²⁺ e o Mg²⁺ quando adsorvidos as argilas são responsáveis pela agregação de suas lâminas, no entanto, o aumento da concentração de Na⁺, bem como de outros sais, na solução do solo provoca a dispersão dos colóides, favorecendo o processo erosivo do solo (BENITES e MENDONÇA, 1998; CORDEIRO, 2001). Para Cruz (2008), a relação quantitativa do sódio com outros cátions (potássio, cálcio e magnésio) presentes nas águas intersticiais é responsável pelo aumento da susceptibilidade à dispersão quando há predominância de cátions de sódio que provoca

o aumento da distância entre as lâminas de argila, devido à baixa valência e ao seu elevado raio atômico.

O emprego de sobrecolagem ao elevar exageradamente o pH, termina por saturar o solo por cátions bivalentes (Ca^{2+} e Mg^{2+}) que substituem o Al^{+3} e o H^+ na dupla camada difusa da superfície das argilas provocando a dispersão por efeitos físico-químicos que degradam a estrutura original do solo (ROTH e PAVAN, 1991; FONTES et al., 1995; BENITES e MENDONÇA, 1998; FREITAS et al., 2014). A incorporação superficial do calcário adotada para aumentar a eficiência na reação química que aumenta o pH e a CTC, pode provocar também a obstrução dos poros diminuindo a infiltração do solo (ROTH e PAVAN, 1991).

Boa parte do calcário empregado como corretivo de pH nas áreas agrícolas do Chapadão do Urucuia é proveniente do beneficiamento das rochas da Formação São Desidério. Na análise química do soluto liberado por lixiviação de calcarenitos e calcissiltitos da Formação São Desidério, foram determinadas altas concentrações de sódio (590 mg/L) e sulfato (500 mg/L) cuja origem foi correlacionada a possível existência de rochas evaporíticas associadas a formação dos calcários (SANTOS, 2019).

5.4.4. Condutos Tubulares Subterrâneos

Hagerty (1991) define as estruturas tubulares subterrâneas como sendo a *"...erosão subterrânea iniciada por água percolada que remove partículas sólidas para produzir condutos tubulares subterrâneos."* O processo ocorre quando as partículas dispersas do solo são carreadas por fluxo subterrâneo favorecendo a erosão interna por dispersão ou "fenômeno hidráulico de colapso estrutural da massa de solo" (CRUZ, 2008). Segundo Holden et al., (2002) há grandes dificuldades em encontrar e definir antecipadamente as redes de tubos subterrâneos.

A existência de tubos subterrâneos é percebida quando se detecta a perda ou a ocorrência de emanções de água, ou somente quando há o solapamento do teto situado sobre o tubo (BERNATEK, 2015) e geralmente estão associados às contribuições antrópicas, de animais escavadores e raízes de plantas ainda vivas ou mortas (MASANNAT, 1980).

A evolução do processo de erosão no formato de tubos subterrâneos (*piping*), gera abatimentos (*sinkholes*) e dolinas que evoluem para ravinas (*gully*), provoca deslizamentos de terras pelo rompimento de taludes naturais nas encostas, taludes das margens de rios, taludes artificiais de contenção de barragens e ativa falhas. Este processo ocorre com maior frequência em solos de regiões áridas e semiáridas com

fortes contrastes sazonais e discrepantes volumes de precipitação. Suas manifestações em áreas de expansão agrícola de solos suscetíveis, normalmente está relacionada a falta da implementação de práticas de conservação imediatamente após a supressão vegetal (MASANNAT, 1980; GUTIÉRREZ et al., 1997; JONES, 2004; BERNATEK, 2015).

O surgimento e evolução de tubos podem gerar impacto ambiental com perda econômica significativa. Segundo (MASANNAT, 1980; JONES, 2004), aproximadamente 50% das terras agrícolas situadas no vale de San Pedro no Arizona foram severamente comprometidas por tubos. Nesta região o clima semiárido com precipitação média anual de 280 mm é caracterizado por verão muito quente e inverno moderadamente frio, e solos altamente floculados (MASANNAT, 1980), mas também pode ocorrer em região de invernos frios e chuvosos e verões quentes e secos com precipitação média de 420 mm (HIGGINS e SCHONER, 1997).

Jones (2004) relata ocorrências de tubos na Austrália, na Nova Zelândia, na Califórnia, na Espanha e na África do Sul. Na África do Sul estimou até 1750 toneladas de solo erodido do horizonte B em 148 redes de tuneis de 66 localidades com taxas anuais de erosão variando entre 0,67 a 14,2 toneladas/hectare.

Alguns fatores geotécnicos como a colapsividade, o limite de liquidez baixo e permeabilidade alta; degradação das propriedades físico-químicas por ação de intemperismo físico, químico e biológico foram listados por Masannat (1980) como responsáveis pela redução da resistência a erosão do solo.

A ocorrência de tubos é controlada por características intrínsecas dos materiais, tais como mineralogia, presença e percentagem de argilas expansivas, agente cimentante, agregado de argila, índice de plasticidade, sódio trocável capaz de provocar a dispersão das argilas, solos com predominância de fração silte e baixa percentagem de argila (MASANNAT, 1980; GUTIÉRREZ et al., 1997).

Segundo Masannat (1980) a instalação e evolução dos tubos por água é favorecida pelos seguintes fatores:

- i) Aumento do escoamento superficial devido a redução da permeabilidade pela compactação do solo corroborada pelo desmatamento, impacto da gota de chuva, práticas agrícolas, tráfego animal e mecanizado;
- ii) Existência de fissuras, de galerias e tocas escavadas por animais ou decorrentes do apodrecimento de raízes que funcionam como pontos de acumulação, acesso de entrada e canais preferenciais a circulação das águas superficiais ou subterrâneas.

- iii) Estratificação com alternância de camadas com granulometria distinta (estruturas reliquias) promovendo a concentração de fluxo nas camadas mais permeáveis e susceptíveis ao processo erosivo;
- iv) Aprofundamento do fundo do canal de escoamento pela redução do nível de base e alargamento da galeria.

As principais condições para o desenvolvimento da erosão por tubulação normalmente associadas a climas áridos e semiáridos (Higgins e Schoner, 1997; Masannat, 1980) são:

- i) ocorrência de solo altamente permeável e erodível;
- ii) intensa precipitação seguida por escoamento superficial concentrado;
- iii) infiltração rápida com força erosiva que supere a resistência de agregação do solo, e;
- iv) existência de saída para águas provenientes dos tubos.

Bernatek (2015) classifica as morfologias associadas a ocorrência de tubos em:

- i) primárias ou subterrâneas: tubos;
- ii) secundárias ou superficiais: sumidouros ou orifícios de entrada, depressões fechadas, ravinas cegas e saída (exfiltração) da tubulação com ou sem formas deposicionais.

A classificação das morfologias oriundas da evolução de tubulação, segundo Bernatek (2015) (Figura 5.4) incluem:

- i) Depressões fechadas (*closed depressions*): bacias côncavas oriundas do rebaixamento sem ruptura da superfície do solo situado acima do tubo, mas que podem evoluir para sumidouros e ou abatimentos;
- ii) Abatimentos (*sinkholes*): apresentam paredes verticalizadas ou sub-verticalizadas resultante do colapso do teto da tubulação. O fundo do abatimento pode ser limitado pelo o fundo do tubo com o transporte do material colapsado, ou o fundo do abatimento ficar acima do tubo se o material colapsado permanecer *in loco*;
- iii) Ravinas “cegas” ou fechadas lateralmente (*blind gullies*): quando ocorre a interconexão de abatimentos vizinhos que podem se encontrar ao longo de um mesmo tubo ou em tubos próximos ou ainda decorrente de colapso do teto do salão formado e ampliado no entorno do sumidouro (*roof pipe*), mas mantendo as paredes laterais;

- iv) Saída “sifonada” da tubulação (*piping fans*): o material erodido é depositado junto ao local da exfiltração estabelecendo bordas mais elevadas no entorno forçando o fluxo a ascender para extravasar.

Algumas feições geomorfológicas com entradas e saídas são indicativas da instalação de tubos:

- i) Entrada do tubo (*pipe inlet*): “sumidouros” por onde a água advinda da superfície adentra a tubulação de forma perene ou intermitente. Localmente a água superficial supera a resistência da porosidade do solo passando ao processo de percolação, amplia a porosidade até provocar o carreamento do solo. Esse processo pode ter origem nas depressões fechadas (*closed depressions*);
- ii) A saída do tubo (*pipe outlet*): situado geralmente a jusante da entrada, a saída ou exutório por onde a água e o material carreado extravasam para fora da tubulação. A deposição do material transportado nas mediações do exutório pode formar *piping fans* (BERNATEK, 2015).

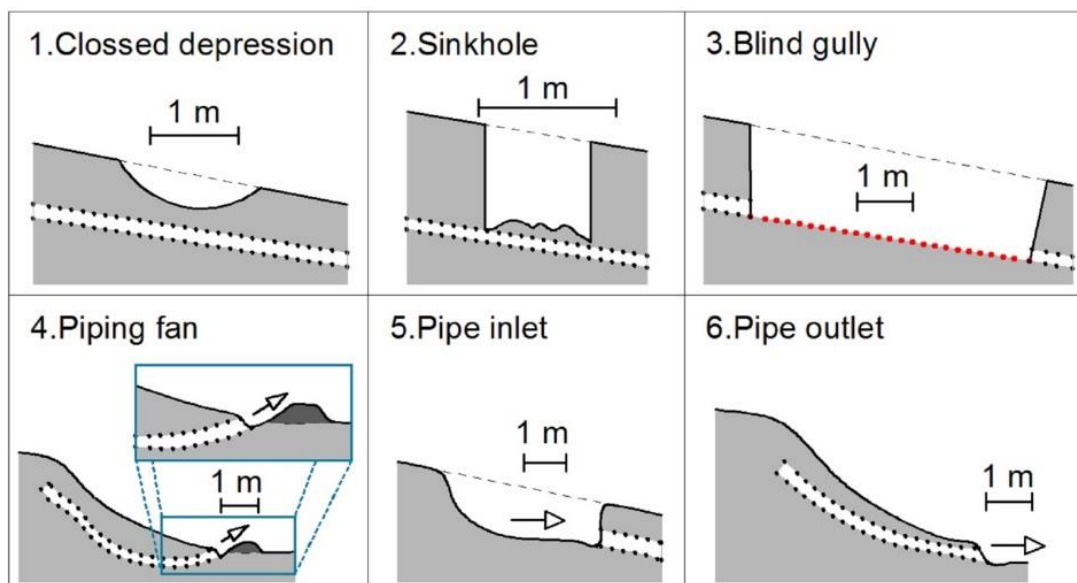


Figura 5.4. Classificação das morfologias associadas a ocorrência de tubos subterrâneos segundo Bernatek (2015) com base em Verachtert et al., (2010). 1) depressão fechada (*closed depression*); 2) abatimento (*sinkhole*); 3) ravina cega (*blind gully*); 4) exfiltração com aporte de sedimento (*piping fan*); 5) entrada (*pipe inlet*), e 6) exfiltração com baixo aporte de sedimento (*pipe outlet*).

5.5. DISCUSSÕES

5.5.1 Tubos e abatimentos

A combinação de fatores físico-químicos dos solos e das águas, fatores ambientais, antrópicos e morfotectônicos conjuntamente contribuem para a ocorrência dos tubos (*piping*), abatimentos (*sinkholes*) e ravinamentos (*gulling*) (FIGUEIREDO et al., 1999).

Para Bocco (1991) e Carey e Woo (2002) a maior capacidade de infiltração do solo é principal causa de geração de erosão subterrânea. Segundo estes autores, a mesma cobertura vegetal que contribui na interceptação das chuvas reduzindo o escoamento superficial, favorece a percolação até encontrar uma superfície com algum tipo de descontinuidade (ex: interface de contato entre material orgânico/mineral, elevados gradientes hidráulicos, lençol freático próximo à superfície) passando a assumir fluxo lateral, favorecendo a geração de erosão subterrânea que pode evoluir para voçoroca independentemente do volume de chuva.

O processo de infiltração pode ser realizado através de fissuras no solo abertas no período de estiagem pela contração das camadas superiores “rígidas” de maior densidade, por aberturas decorrentes da penetração radicular de plantas em estágio vegetativo ou em decomposição e bioescavações ou por “ilhas” de solo com maior porosidade superficial (MASANNAT, 1980; GUTIÉRREZ et al., 1997; HIGGINS e SCHONER, 1997).

Devido a redução do grau de flocculação e o aumento do grau de dispersão que ocorrem nas porções mais superficiais do solo (Tabela 5.1), as argilas dispersas são lixiviadas para as camadas subsuperficiais onde são depositadas nos horizontes Bw devido ao aumento do grau de flocculação. Esta ação que é responsável pelo aumento da agregação das partículas e o rearranjo estrutural das diferentes frações das areias, provocando a redução da macroporosidade, a diminuição da capacidade de infiltração e de armazenamento, expondo os solos a maior ação erosiva da água que se instala na interface dos horizontes BA-Bw1 devido a mudança textural/estrutural (FREITAS et al., 2014; BOVI, 2017; PORTELA et al., 2018).

Estes dois parâmetros físicos, argila dispersa e grau de flocculação, são amplamente empregados nas avaliações da estabilidade estrutural e erodibilidade dos solos, estando os maiores valores de argila dispersa correlacionados a redução na capacidade de agregação das partículas do solo, enquanto os maiores valores do grau de flocculação são responsáveis por maior agregação e conseqüentemente maior resistência das partículas do solo ao processo erosivo (FREITAS, 2011; TEIXEIRA et al.,

2017b; PORTELA et al., 2018).

Os menores valores da relação silte/argila (10%) nos horizontes superficiais (A e BA) nas áreas de cerrado preservado (Tabela 5.1) implicam em maior grau de intemperismo ou solos mais evoluídos (Freitas et al., 2014). A menor concentração de argilas no horizonte superficial favorece a rápida infiltração cuja velocidade é bruscamente reduzida ao atingir os horizontes subsuperficiais (Bw) devido a maior concentração de argilas floculadas, lixiviadas dos horizontes superficiais (Reatto et al., 2004). Nesta interface textural e estrutural, o fluxo da água em excesso apresenta tendência lateral favorecendo a instalação de processos erosivos (BOVI, 2017).

Nos horizontes inferiores (Bw1 a Bw3) em cerrado natural (Tabela 5.1) a relação silte/argila varia entre 30% e 20%, enquanto que para solos de plantio esta relação permanece em 20% para horizontes superficiais (A e BA) e subsuperficiais (Bw1 e Bw2), ocorrendo um incremento de 10% na relação silte/argila nos horizontes superficiais quando comparado com os solos preservados.

Os horizontes superficiais de A e BA (acima dos 53 cm) são mais susceptíveis a erosão e na interface BA-Bw o processo erosivo subterrâneo é facilitado devido a mudança textural e estrutural. A partir do horizonte Bw e nos horizontes subsequentes devido ao aumento significativo do grau de floculação a deflagração do processo erosivo tem se mostrado incipiente.

Para Mota et al. (2013), a dispersão superficial das argilas é favorecida pela desagregação das partículas geradas no processo de destorroamento e nivelamento dos solos por implementos agrícolas, prática que também favorece a instalação de processos erosivos superficiais quando não são implantadas práticas conservacionistas (ex. instalação de terraços e plantio em nível).

Os valores do grau de floculação apresentados na Tabela 5.1 para os horizontes abaixo de 51 cm, mostram que, independentemente dos usos, nestas condições os solos deveriam apresentar maior resistência ao processo erosivo por tubulação devido a agregação gerada pela argila floculada, o que de fato não vem ocorrendo na região em que os abatimentos são observados.

Comparando os valores do grau de floculação dos perfis da Tabela 5.1 para os solos de cerrado preservado (Ponto P5) e de plantio (Ponto P3) apresentados por Fontana et al., (2016) não ocorrem variações significativas, o que pode resultar na interpretação de que estes permaneceram praticamente inalterados mediante a ocupação agrícola.

Segundo Portela et al. (2018), as características físicas de maior porosidade e a

boa drenança dos latossolos, decorre da microagregação das partículas geradas pela flocculação dos coloides (partículas de diâmetro $< 0,001$ mm). Segundo estes autores o motivo da ocorrência desta característica está relacionado a concentração dos ânions presentes nas argilas caoliníticas (com estrutura 1:1) intensamente neutralizada pelos cátions dos óxidos de Fe e Al (Tabela 5.2) presentes em perfis intemperizados e de pH ácido como é o caso dos solos da área em estudo.

O balanceamento destes ânions favorece a flocculação coloidal e gera microagregados, no entanto, como observado por Figueiredo et al. (1999), a agregação das argilas por óxidos de ferro ou de alumínio dá origem a poros maiores, facilitando a percolação da água e a remobilização das partículas mais finas compostas por silte e areia fina (Tabela 5.1). Este fator pode explicar a grande recorrência dos processos instabilizatórios em profundidades de 0,5 a 4 m registrados na área estudada.

Já o adensamento do solo por compactação (Figura 5.2 e Tabela 5.4) diminui a porosidade média (ΦM), consequentemente reduz a condutividade hidráulica e favorece o aumento do escoamento superficial nas áreas de plantio durante as chuvas torrenciais que ocorrem de outubro a abril na região.

Os maiores adensamentos variando entre $1,64 \text{ g/cm}^3$ e $1,8 \text{ g/cm}^3$ para os solos de plantio ocorrem entre 10 e 15 cm de profundidade (Figura 5.2 e Tabela 5.4) relacionado a ocorrência do horizonte Apx que representa solos adensados e cimentados. Os horizontes subsuperficiais cimentados apresentam o menor valor de porosidade total (39%), sofrem forte contribuição da compactação mecânica originada pela passagem de pneus e grades, e quando fragmentados por grade gera torrões secos muito duros e maciços (Tabela 5.4).

Uma das hipóteses consideradas para a maior incidência de abatimentos as margens das estradas e nas áreas agrícolas, advém da remoção ou quebra dos horizontes presentes entre 0 e 50 cm de espessura do solo. Durante a construção das estradas o leito é elevado em relação as áreas de plantio pela escavação da faixa de domínio (bordas), enquanto que nas áreas agrícolas as grades ou os subsoladores quebram a camada compactada, o que acaba por reduzir a espessura do solo e expor as camadas mais susceptíveis à erosão que recobrem os tubos, acelerando o processo de abatimento.

No caso de solos cauliníticos a compactação ainda é favorecida pelo arranjo laminar da caulinita que termina gerando menor estabilidade aos agregados que compõem a estrutura do solo, consequentemente menor porosidade, menor permeabilidade e maior densidade (RIBON et al., 2015). Mesmo apresentando baixo

conteúdo de argila, entre 20% e 30%, os solos caulínícos da Sub-Bacia Urucuia, durante o período de inverno completamente seco que regularmente perdura cinco meses (de abril a setembro), sofrem forte contração dando origem a uma rede de fissuras interconectadas e de elevada condutividade hidráulica devido a intensa dissecação, cujas profundidades podem superar os dois metros, individualizando bloco de solos com dupla porosidade (SCHROEDER, 1969; FEITOSA et al., 2008).

O sistema radicular das árvores também auxilia no processo de instalação dos tubos subterrâneos durante o período vegetativo nas áreas de cerrado preservado, e após a supressão vegetal em áreas de agricultura, permanecem os condutos deixados pelo sistema radicular mais profundo que pode chegar a 10 metros de profundidade (FERRI, 1983). Durante o estágio vegetativo em períodos secos, o sistema radicular provoca rachaduras nos solos favorecendo o rompimento de camadas de baixa permeabilidade e a infiltração das águas pluviais, podendo inclusive penetrar e desenvolver-se nos tubos existentes.

Desta forma as fissuras geradas por contração ou por crescimento das raízes nos solos durante o período de estiagem, podem romper facilmente todo o perfil do solo estabelecendo descontinuidades e contribuir significativamente com a infiltração em detrimento ao escoamento horizontal, fazendo com que os valores de condutividade hidráulica horizontal superem gradualmente a condutividade hidráulica vertical (FEITOSA et al., 2008).

A percolação em alta energia das águas nas fissuras pode então alcançar a base dos sedimentos permeáveis dos horizontes Bw depositados sobre superfície menos permeável ou impermeável, a exemplo das rochas silicificadas, deflagrando a instalação da erosão por tubos, removendo e transportando as partículas.

O progressivo processo erosivo da tubulação avança até alcançar o ponto de descarga ou de exfiltração normalmente situada junto a encosta de tálus ou em meio as areias recobertas por gramíneas junto as quebras de relevo. A partir do ponto de exfiltração, o processo erosivo avança a montante pelo interior dos tubos ampliando e mantendo a circularidade. Quando a coesão não é mais suficiente se inicia o colapso do teto que evolui para a Formação de “salões” e segue progressivamente até atingir a superfície do terreno formando os abatimentos.

A interconexão dos abatimentos dá lugar as ravinas (MASANNAT, 1980) que podem evoluir para voçorocas e culminar com a instalação de uma nova drenagem perene.

O aumento substancial dos valores dos cátions (Ca^+ e Mg^+) nos horizontes inferiores em solo de plantio (Tabela 5.3) decorre da lixiviação após sua disponibilização no horizonte A mediante a neutralização do alumínio. Estes dois cátions ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$), quando adsorvidos às argilas, comumente atuam na agregação dos coloides aumentando a resistência à erosão (CORDEIRO, 2001).

Como observado por Lopes e Guilherme (2004) “a energia de ligação dos cátions ao coloide aumenta com a valência e com o grau de hidratação do cátion (Ex: $\text{H}^+ \gg \text{Al}^{3+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Na}^+$), exceto o hidrogênio que sendo monovalente, apresenta uma ligação por covalência muito rígida, além da eletrostática”.

Tanto o Ca^{2+} como o Na^+ quando adsorvidos às argilas geram trincas no solo (SCHROEDER, 1969). Neste contexto também poderia ser relacionado o sódio que atua no aumento da espessura da dupla camada da superfície das argilas favorecendo a dispersão das argilas (GUTIÉRREZ et al., 1997; CORDEIRO, 2001; FREIRE et al., 2003; MOTA et al., 2013). No entanto, as concentrações de Na^+ apresentadas na Tabela 5.2 são muito baixas (ou não determinadas) quando comparadas aos valores apresentados por Masannat (1980) (Tabela 5.11), bem como aos valores das relações de adsorção de sódio corrigida ($\text{RASC} < 1$) apresentadas por Carvalho (2014) para as águas de irrigação como sendo insuficientes para atribuir ao sódio a capacidade de dispersão dos coloides.

As concentrações de Na^+ é baixa (FONTANA et al., 2016) ou muito baixa (FREITAS et al., 2014) (Tabela 5.3) e a razão de adsorção de sódio é muito baixa para águas (Tabela 10) (Carvalho, 2014) e para a solução dos solos (Tabela 5.12) descartando desta forma uma influência significativa do sódio na dispersão do coloide e consequentemente na estrutura dos solos.

Tabela 5.12. Razão de adsorção de sódio (RAS) e Razão de adsorção de sódio ajustada (RASA) para os latossolos vermelho-amarelos distróficos da área de estudo calculadas com base nos valores de Freitas et al. (2014) apresentados na Tabela 5.3.

	Horizonte	Profundidade (cm)	*RAS	**RASA (pH água)	**RASA (pH KCl)	**RASA (pH CaCl_2)
⁽²⁾ Cerrado (Perfil 2)	A1	0 - 17	0,04	0,21	0,24	0,24
	AB	17 - 36	0,04	0,20	0,23	0,24
	BA	36 – 53	0,04	0,20	0,23	0,24
	Bw1	53 – 89	0,03	0,14	0,16	0,16
	Bw2	89 – 126	0,03	0,13	0,15	0,16
	Bw3	126 - 163	0,03	0,13	0,15	0,16

A calagem de latossolos com calcários dolomíticos associada as práticas agrícolas, contribuem para a dispersão da argila decorrente do aumento do pH que fixa e precipita o Al^{3+} que é substituído por cátions bivalentes (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , e Mg^{2+}) no complexo argiloso de baixa capacidade de troca catiônica. Este processo gera espessamento da dupla camada e consequentemente aumento do potencial eletrocinético na superfície de argilominerais compostos por caulinita e óxidos de ferro e de alumínio, facilitando sua dispersão (ROTH e PAVAN, 1991; FONTES et al., 1995; FREITAS et al., 2014; MACHADO et al., 2017; NUNES et al., 2017).

Cabe destacar que os calcários dolomíticos e calcíticos empregados na região são provenientes da Formação São Desidério cuja composição foram encontradas por Santos (2019) concentrações significativas de sódio (590 mg/kg ou 0,06%) e de sulfato (500 mg/kg). Se considerada a relação de 0,59g de sódio por kg de calcário, são aplicados em média 0,59 kg de sódio por tonelada de calcário ou 1,77 kg de sódio a cada 3 toneladas de calcário.

Corrêa e Filho (2001) recomendam aplicações de 1 a 3 t/ha de calcário nos latossolos do Oeste da Bahia. No entanto, segundo Filho et al. (2010) alguns produtores chegam a empregar até 10 t/ha. Para Filho et al. (2010) a superdosagem de calcário em latossolos do Oeste da Bahia com a pretensa obtenção de melhoria na produtividade pode acarretar em prejuízo econômico originando problemas no solo, no meio ambiente e na produtividade.

O grande volume de sódio adicionado aos solos durante a calagem pode ser uma explicação para a ocorrência de águas bicarbonatadas sódicas observadas nos trabalhos da ANA (2017h) para a porção central do Sistema Aquífero Urucuia.

Teoricamente a dispersão das argilas em função da concentração dos cátions Ca^{2+} e Mg^{2+} (Tabela 2) lixiviados da calagem excessiva, poderia contribuir com o aumento da ocorrência de tubos em profundidades maiores que 0,5 m.

Na região do Chapadão do Urucuia a evolução de tubos (*piping*) para abatimentos (*sinkhole*) tem danificado estradas, reservatórios para irrigação, canais de transposição de água para a irrigação, restringido o uso de áreas de plantio. Quando ainda na fase de tubos tem provocado acidentes pela queda de máquinas e implementos agrícolas em meio ao plantio, queda com tombamento e danos de veículos, caminhões e máquinas quando os processos são deflagrados nas estradas e rodovias.

Carvalho e Campos (2022) (no prelo) associam a ocorrência dos abatimentos às reativações neotectônicas de paleoestruturas da Zona de Cisalhamento da Faixa Rio Preto que, sotoposta aos arenitos dos grupos Urucuia, Areado e Balsas, foram

responsáveis pelo fraturamento das coberturas em especial das rochas silicificadas da Formação Serra das Araras (Figura 5.5). A cobertura arenosa inconsolidada da Formação Chapadão permite rápida infiltração das águas meteóricas de verão que percolam até atingir as camadas menos permeáveis ou impermeáveis silicificadas da Formação Serra das Araras, passando a assumir fluxo lateral. Na interface com a superfície impermeável, ocorre o carreamento de sedimentos finos abrindo os tubos (*pipes*) que evoluem verticalmente causando o abatimento do teto até atingir a superfície do terreno, dando lugar a formação pontual de abatimentos (*sinkholes*).

As silicificações identificadas no interior dos abatimentos, nas erosões ou nas estruturas ruiformes apresentam dimensões diversificadas, na maioria das vezes como estruturas descontínuas (Figuras 5.6, 5.12F, 5.15B, 5.16 e 5.17).

As características sedimentares e estratigráficas da Formação Chapadão, cuja origem coluvionar e eluvionar é procedente do intemperismo das porções mais elevadas da Formação Serra das Araras, foram depositados sobre sedimentos silicificados da própria Formação Serra das Araras e com esta estabelecem uma interface de grande contraste físico. Na interface de contato da deposição de sedimentos inconsolidados sobre uma superfície irregular e extremamente rígida formada pela silicificação há uma descontinuidade física que propicia a instalação dos processos erosivos

Como pode ser observado no mapa da Figura 5.5, as ocorrências dos abatimentos (pseudo-carste, dolinas ou *sinkhole*) são mais incidentes na região de influência da Zona de Cisalhamento da Faixa Rio Preto, com destaque para as regiões de Coaceral, Placas e a Rodovia Anel da Soja, englobando parte dos municípios baianos de Formosa do Rio Preto, Luís Eduardo Magalhães e Barreiras situados nos domínios norte da Sub-Bacia Urucuia, mas também há confirmação de ocorrências de abatimentos na região de Roda Velha, distrito de São Desidério.

A maioria dos abatimentos registrados nos anos de 2018, 2019, 2021 e 2022 em solos espessos da região do Coaceral encontram-se no centro do platô, distantes das bordas de ruptura do Chapadão do Urucuia e dos canais de drenagem (> 10 km da ruptura do relevo).

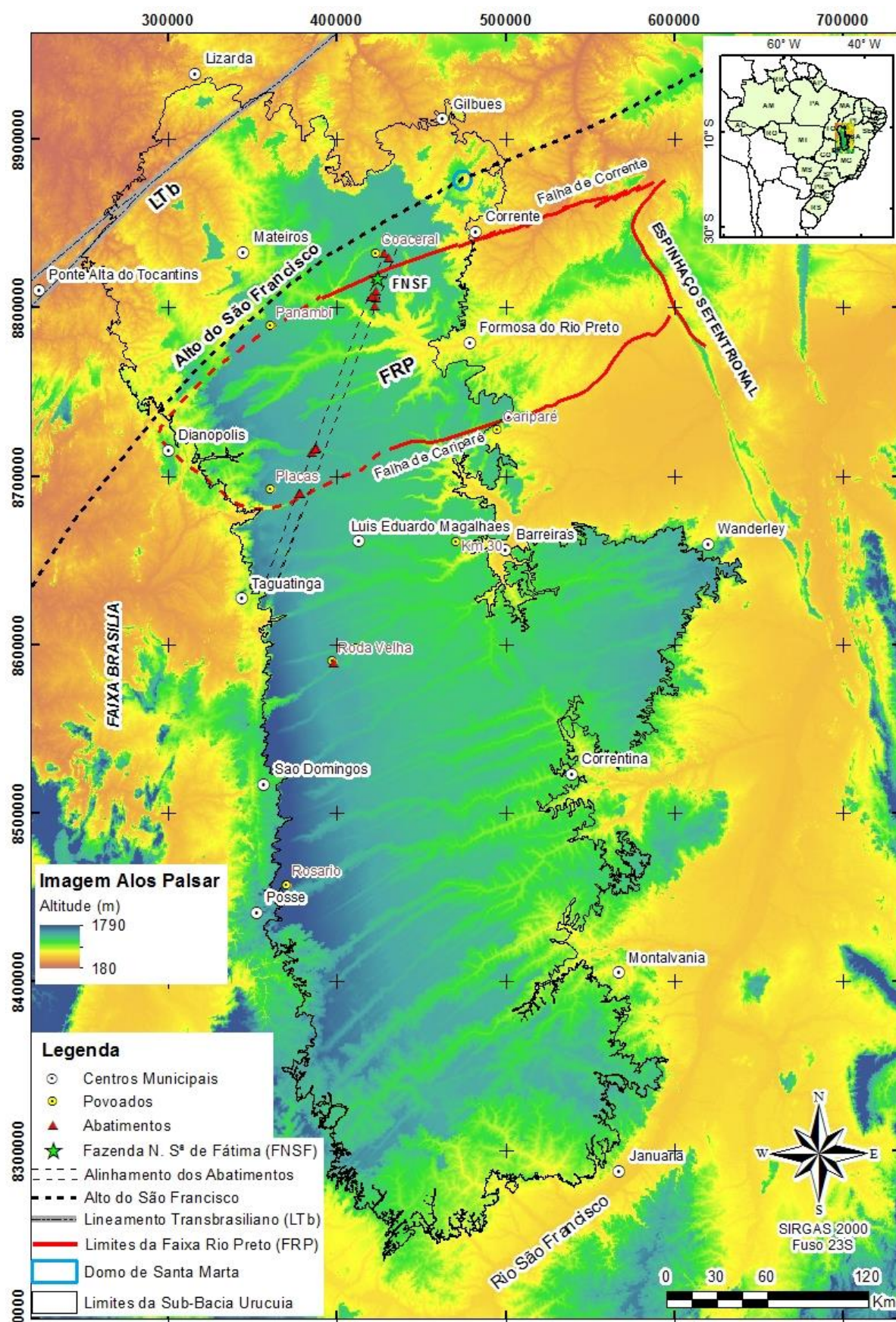


Figura 5.5. Os abatimentos identificados na área da Sub-Bacia Urucuia e cadastrados nos anos de 2012, 2014, 2018, 2019 e 2021, com maior incidência no interior da Faixa Rio Preto segundo trend NE-SW.

No entanto, uma exceção é representada pelos abatimentos encontrados na área com restrição ao plantio da Fazenda Criciúma situada na região do Coaceral. Nesta localidade, o solo é raso e a restrita profundidade do topo do relevo ruiforme (0,6 m) (Figura 5.6), encontram-se mais próximos às drenagens (a aproximadamente 1,5 km da ruptura da falésia das drenagens do Rio Sapão).



Figura 5.6. Área agrícola restritiva ao cultivo devido a ocorrência de antigos abatimentos (E 423205.77 m e N 8800959.73 m) na Fazenda Criciúma. Na figura 5.7C destaque do afloramento da rocha silicificada. Fluxo subterrâneo de NW para SE.

Semelhantemente as ocorrências da Fazenda Criciúma (Figura 5.6), os abatimentos registrados nos anos de 2014, 2018, 2019 e 2021 na região de Placas e ao longo da Rodovia Anel da Soja, bem como o abatimento registrado em 2012 no distrito de Roda Velha, ocorrem em solo raso mais próximo às drenagens (à menos de 1,5 km da ruptura da falésia) e, quando erodido, deixa exposta a rocha silicificada no interior do tubo.

Os abatimentos geralmente são expostos inicialmente através de pequenos orifícios na superfície do terreno decorrente do colapso do teto da cavidade subterrânea

formada no processo de evolução ascendente a partir dos tubos. Os orifícios podem ser expostos de forma natural (Figura 5.7A) ou após a passagem de veículo sobre o local (Figura 5.7B).

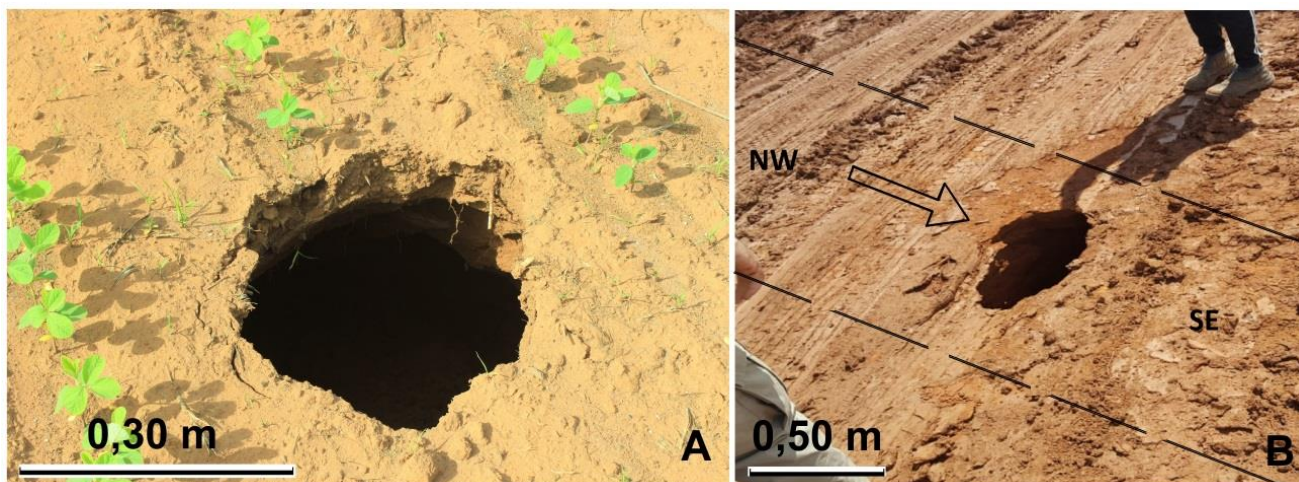


Figura 5.7. Orifícios como exposição inicial do abatimento a superfície do terreno por colapso do teto da cavidade subterrânea na Fazenda Nossa Senhora de Fátima (E 423511.12 m e N 8817125.13 m). A: orifício por solapamento natural em meio ao plantio de soja registrado em dezembro de 2018. B: orifício aberto imediatamente após a passagem de pneu de carreta registrado em abril de 2019 na Estrada Colonizadora entrada da Fazenda Nossa Senhora de Fátima confirmando existência do tubo subterrâneo perpendicular à estrada e fluxo de NW para SE aparentemente em sentido contrário ao fluxo superficial.

Os abatimentos podem assumir formato circular a elíptico sendo registrados tamanhos variados e profundidades entre 1,0 e 3,75 metros. Quando ocorrem nas áreas agrícolas restringe o cultivo (Figura 5.8) e podem provocar acidentes pela queda de máquinas e implementos (Figura 5.9) e quando ocorrem nas estradas impedem a circulação e geram acidentes (Higgins e Schoner, 1997) (Figura 5.10 e 5.11).

Alguns abatimentos registrados em meio a vegetação crescida na faixa de domínio da rodovia Anel da Soja, Município de Luís Eduardo Magalhães expõe em seu interior a rocha silicificada da Formação Serra das Araras superficialmente intemperizada (Figura 5.12) identificada por PEREIRA et al. (2016) como sendo o saprólito.

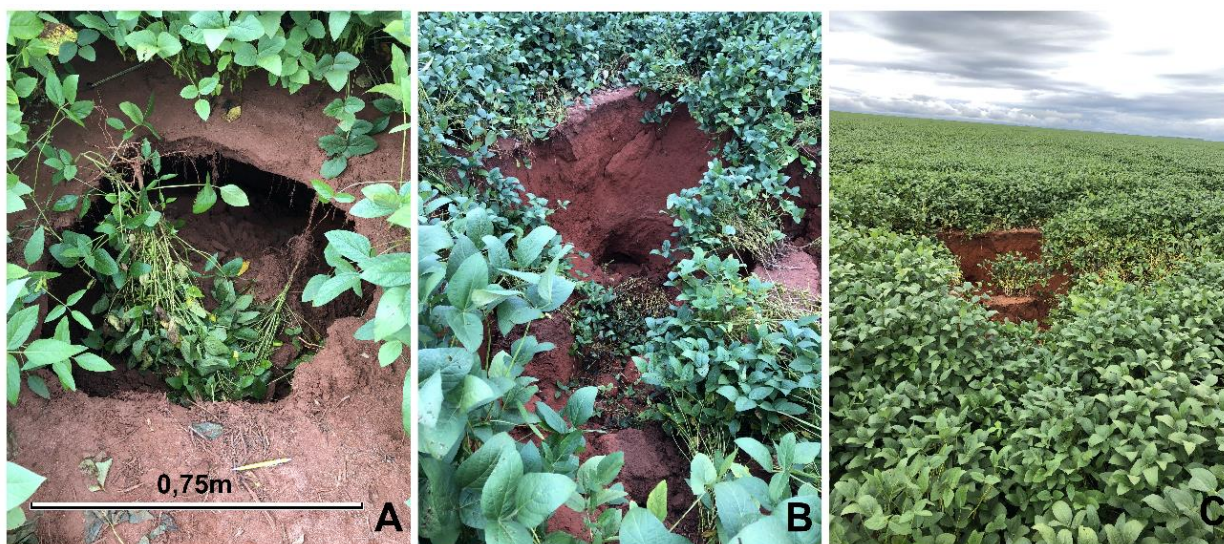


Figura 5.8. Abatimentos de solos ocorrido em março de 2021 em diferentes estágios de evolução em meio ao plantio de soja (E420595,07 m e N8806412,96 m), área próximo a Fazenda Criciúma no Coaceral.



Figura 5.9. Avarias provocadas a máquina agrícola Dry Box pela queda em abatimento (E374463,32 m e N8688784,59 m) ocorrido em área agrícola da Fazenda Orquídea na região de Placas em novembro de 2021 (Imagens cedidas por: David Schmidt).



Figura 5.10. Associação de abatimentos com acidentes de caminhões (A e B), Caminhonete numa ravina “cega” (C), destruição de trecho da estrada pela interconexão de abatimentos (D) e a cachoeira de enxurrada em sumidouro (pipe inlet) (E), ocorridos em novembro de 2021 e janeiro de 2022 na região do Coaceral (imagens cedidas por: David Schmidt).



Figura 5.11. Abatimentos de solos ocorridos em março de 2021 comprometendo parcialmente a Rodovia BA-225 por uma extensão de 14 metros em frente a Cargill (E428095.52 m e N 8832314.99 m) situada a 4,4 km do povoado do Coaceral.

Em algumas áreas restritas como as situadas nas fazendas Nossa Senhora de Fátima (Figuras 5.13 e 5.14) e Orquídea, a interconexão dos abatimentos deu lugar à formação de voçorocas pela rápida remoção e transporte dos sedimentos superficiais (BOCCO, 1991; BOVI, 2017).

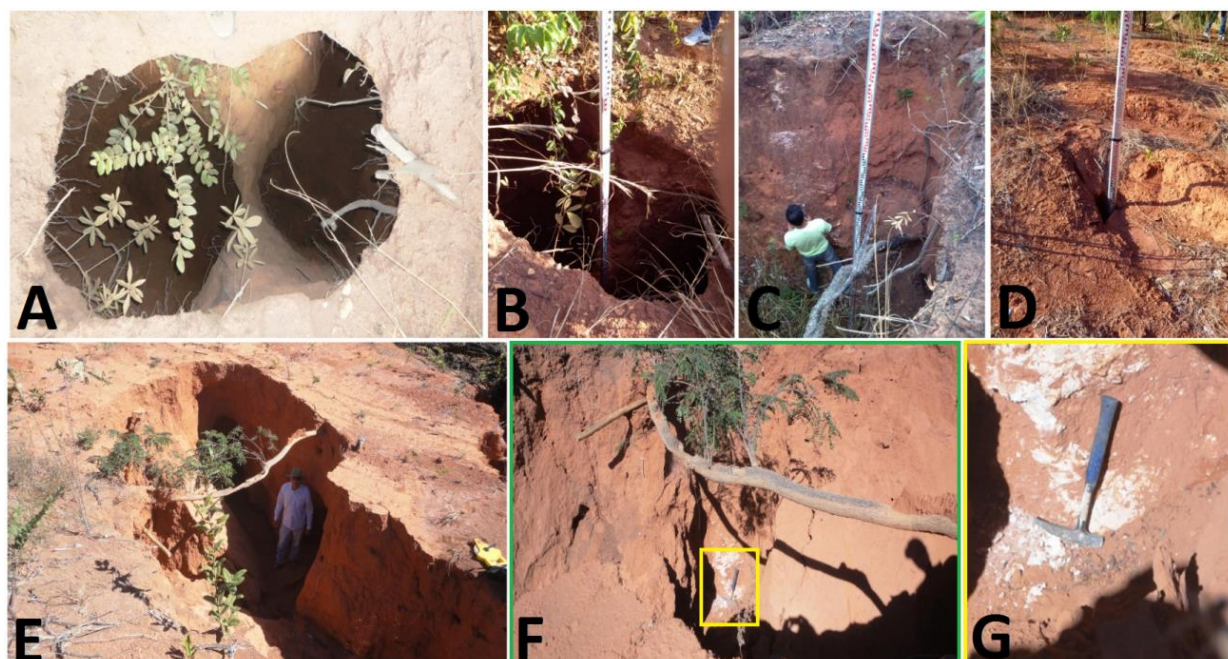


Figura 5.12. Abatimentos as margens da BA459 (Anel da Soja) (E388103.59 m e N8716429.74 m), Município de Luís Eduardo Magalhães. **A** e **B** trata-se do mesmo abatimento registrado respectivamente em junho de 2013 e outubro de 2014. **C** e **D** foram registradas em outubro de 2014 e **E** registrada em junho de 2013. Dimensões do abatimento da Figura 5.12A: 0,87 m x 1,50 m x 3,75 m (LxCxH). **F** e **G** são detalhes da parede da Figura 5.12E onde aflora a rocha silicificada da Formação Serra das Araras superficialmente intemperizada.

A condição de maior concentração de areia e compactação nos primeiros 50 cm (Figura 5.2) refletem numa melhor resposta dos estratos obtidos na Seção GPR-04. As hipérboles presentes na seção GPR são decorrentes dos sinais eletromagnéticos refletidos (BORGES, 2007; WAHAB et al., 2013) acima dos tubos subterrâneos. A existência de discontinuidades dos estratos decorrente as fissuras do solo e a ocorrência de tubos a 8 metros de profundidade identificadas na seção GPR da Figura 5.14, é plausível quando se compara a imagem da fissura (Figura 5.15A) na superfície do solo da Fazenda Nossa Senhora de Fátima, e a imagem de colunas ruiniformes expostas na borda da Serra do Mimo nas imediações da cidade de Barreiras que podem atingir mais de 8 m (Figura 5.15B).

O processo erosivo das coberturas sedimentares inconsolidadas da Formação Chapadão do Urucuia nas proximidades da Fazenda Orquídea, fomentado por tubos e abatimentos situados na área agrícola, gerou uma ravina que se estendeu por aproximadamente 2 km ao longo da estrada, comprometendo o tráfego e exumando colunas ruiniformes de rochas silicificadas da Formação Serra das Araras (Figura 5.16).

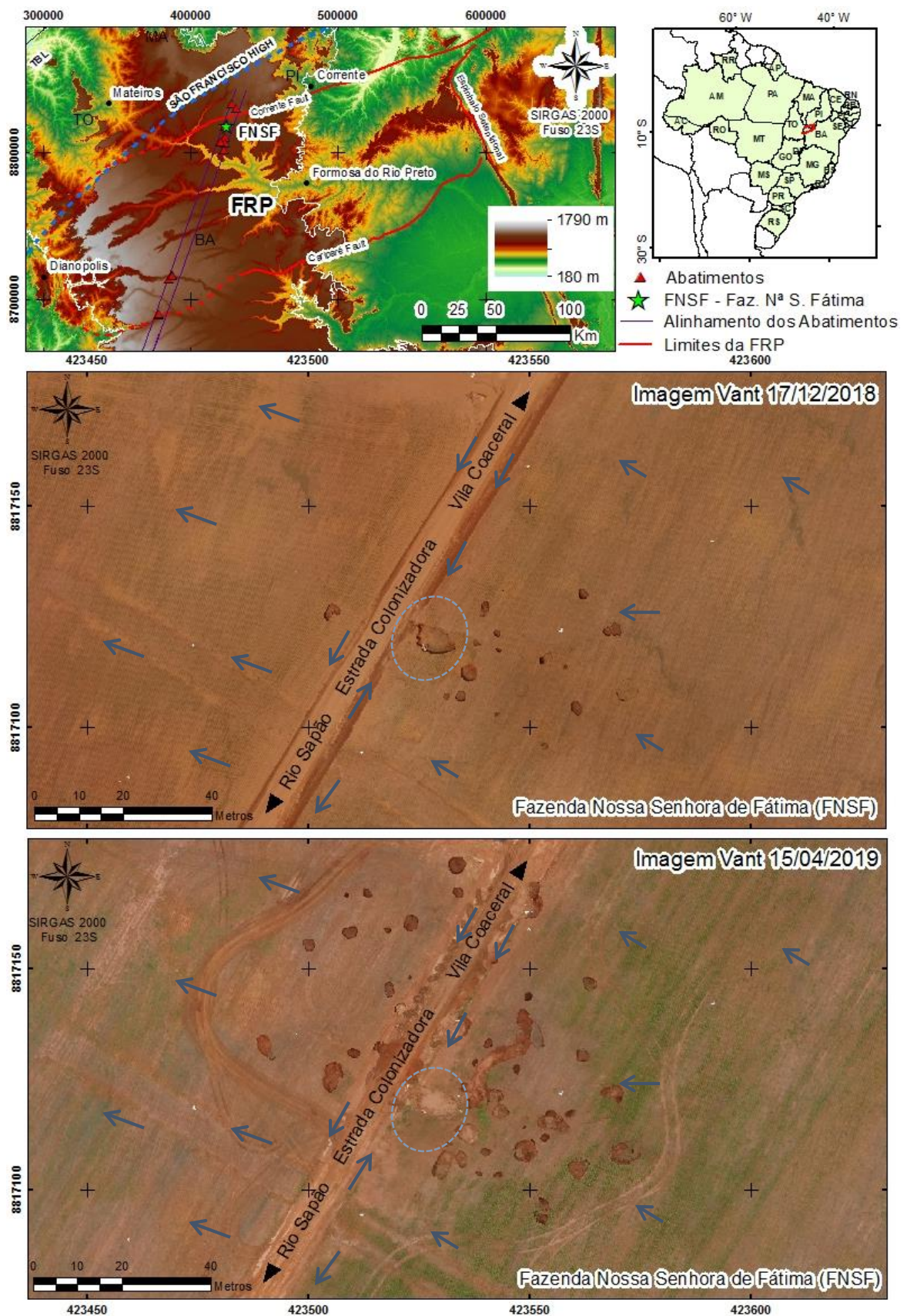


Figura 5.13. Imagens Vant destacando a evolução dos abatimentos em área situada às margens da Estrada Colonizadora na entrada da Fazenda Nossa Senhora de Fátima (FNSF). As imagens foram obtidas em 17/12/2018 no período de preparo para o plantio e em 15/04/2019 após a germinação da soja. O círculo pontilhado e as setas indicam, respectivamente, área de convergência e direção de fluxo das águas pluviais.

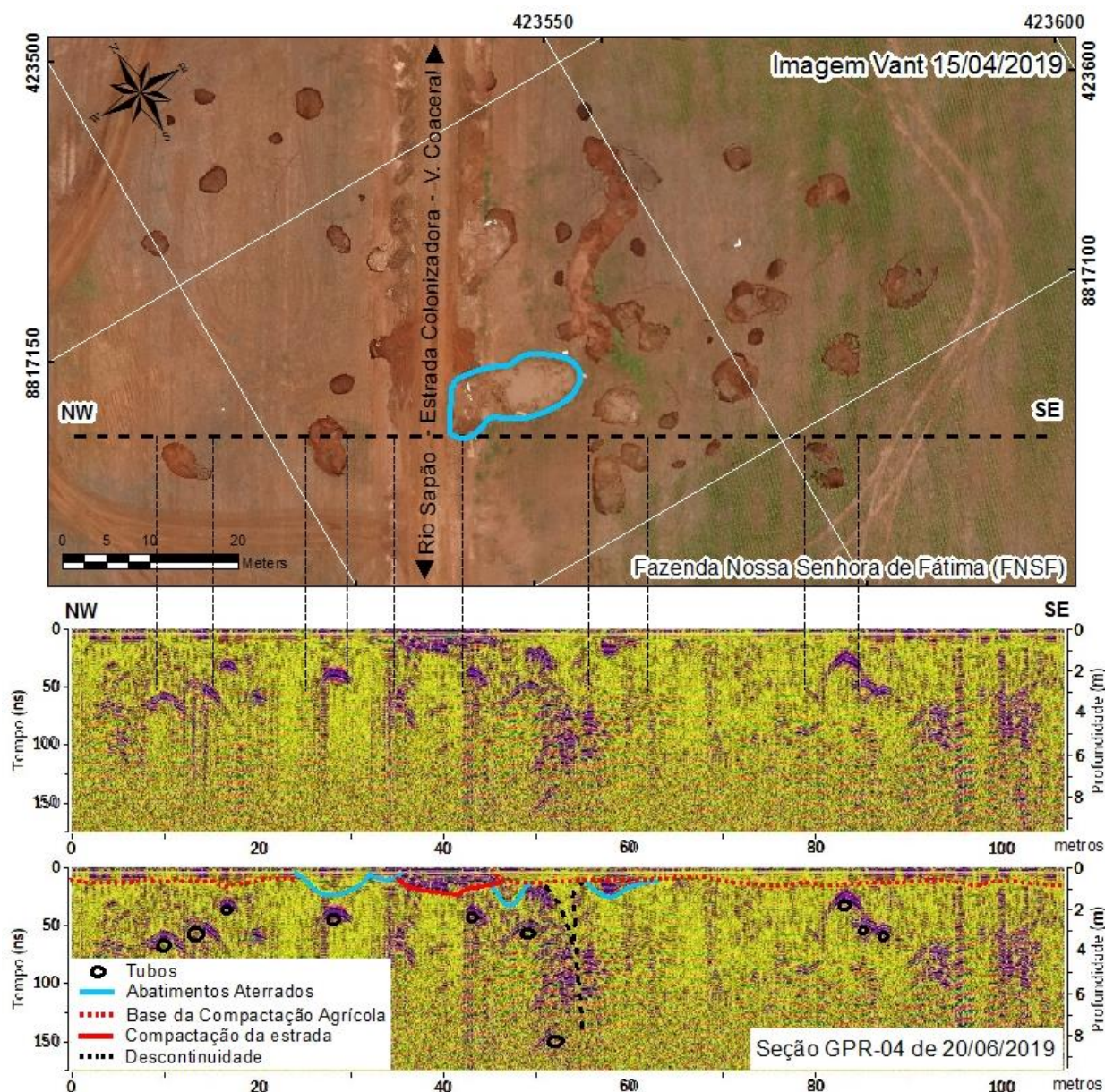


Figura 5.14. Imagem Vant (15/04/2019) e Seção GPR-04 NW-SE (20/06/2019). Na Seção GPR-04 obtida com antena de frequência nominal de 270 MHz, os estratos paralelos apresentam-se suavemente ondulado; são destacados os tubos e as feições decorrentes da evolução dos tubos e relacionados a ação antrópica. Uma das hipérboles correlacionadas a ocorrência de estruturas tubulares subterrâneas foi identificada no centro da seção a 8 metros de profundidade.

As irregularidades topográficas do topo da Formação Serra das Araras são decorrentes da exposição ocorrida no Mioceno Médio (Serravalliano 13,5 Ma) e de intensos processos erosivos que deram origem a colunas ruiformes posteriormente soterradas pela sedimentação da Formação Chapadão (CAMPOS e DARDENNE, 1997a; CARVALHO e CAMPOS, 2022). Os processos erosivos mais recentes remobilizaram a cobertura sedimentar da Formação Chapadão, exumando as colunas ruiformes silicificadas do topo da Formação Serra das Araras.

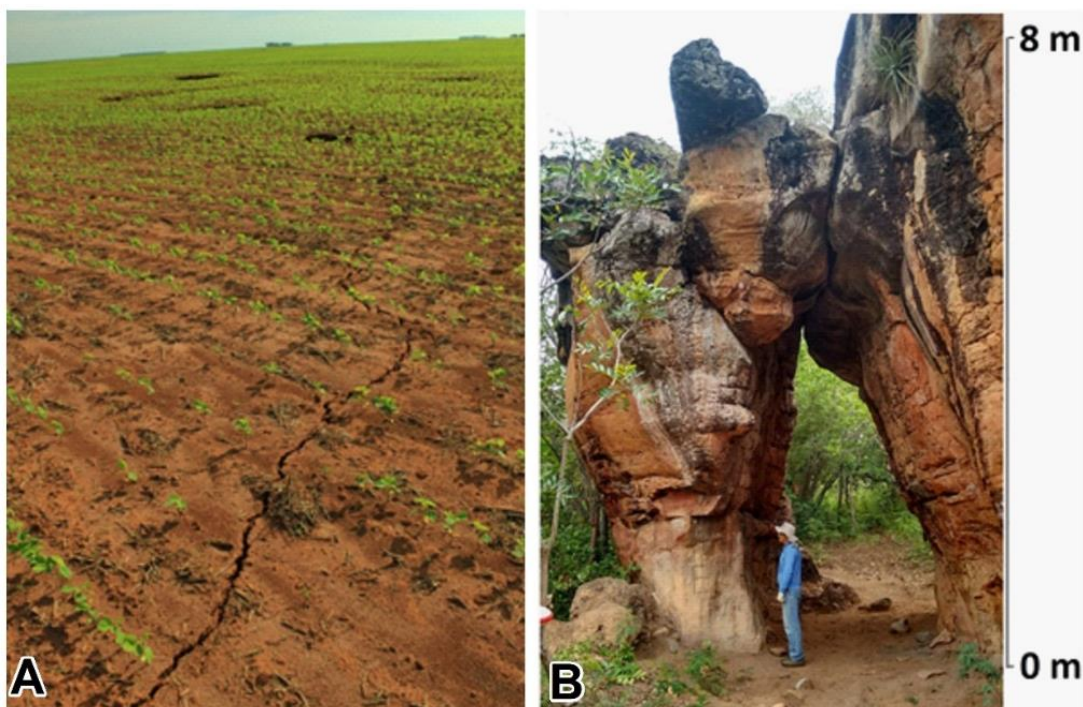


Figura 5.15. A - As fissuras na superfície do solo da Fazenda Nossa Senhora de Fátima originadas acima e ao longo dos tubos subterrâneos conectando os abatimentos, dão acesso as águas superficiais as cavidades subterrâneas. **B** - Colunas ruíniformes silicificadas da Formação Serra das Araras com mais de 8 m de altura que afloram próximo a ruptura da Serra do Mimo, a Leste da cidade de Barreiras-BA (modificada de Carvalho e Campos, 2022) (no prelo).

A evolução junto a estrada da Fazenda Orquídea (Figuras 5.16 e 5.17) gerou uma erosão em sulco de quase um km de extensão por três metros de profundidade destruindo completamente o leito da estrada. O diagnóstico do processo que levou a instalação da erosão foi decorrente da conjugação de vários fatores. O leito da estrada canalizava todo o volume das águas pluviais advindas das áreas laterais e a montante até alcançar o talvegue da drenagem transversal. A camada superficial do leito apresentava-se compactada, favorecendo o escoamento superficial. As contenções por lombadas de terra transversais ao leito da estrada retardavam a descida livre das águas pluviais e as direcionava para as bacias de acumulação construídas a margem esquerda da estrada.

Na construção das bacias de acumulação foi retirada a camada superficial compactada expondo o solo arenoso friável sobre o qual foram direcionadas as águas das enxurradas. À medida que as bacias de montante eram preenchidas, o volume excedente passava as bacias a jusante. O escoamento do excedente entre as bacias instalou a erosão em sulco na lateral da estrada. Processos erosivos provavelmente decorrentes da evolução de *piping* como *sinkhole* e *gully* já haviam sido instalados numa área adjacente a estrada (Figura 5.17).

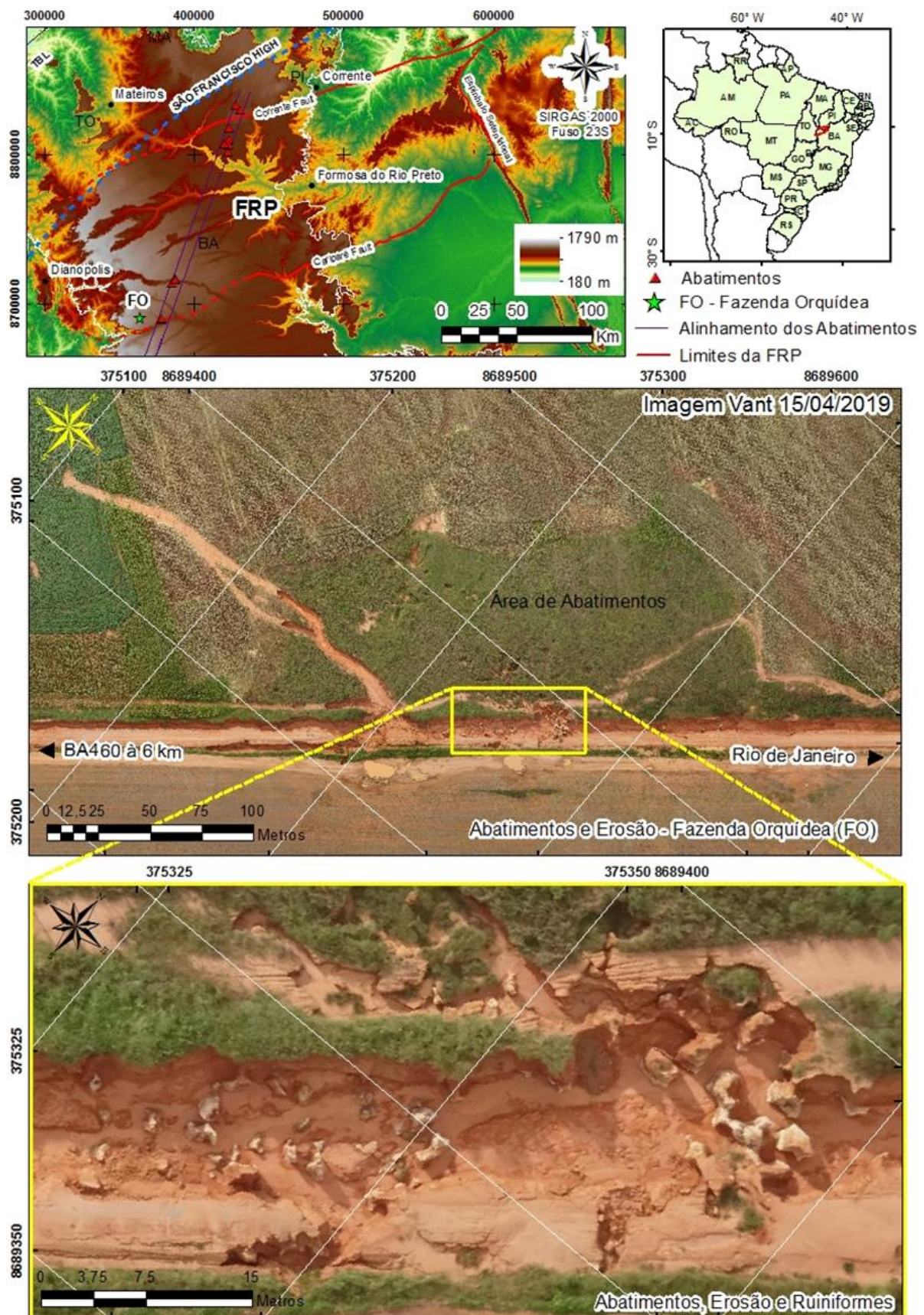


Figura 5.16. Erosão das coberturas sedimentares inconsolidadas em terreno com declividade de 1,6% da Formação Chapadão do Urucuia. A instalação da ravina exumou estruturas ruiniformes de rochas silicificadas da Formação Serra das Araras.

A soma das águas pluviais as águas provenientes da erosão da área dos abatimentos culminaram com a destruição do trecho da estrada e exposição das colunas ruiniformes da Formação Chapadão do Urucuia.



Figura 5.17. Exumação das estruturas ruiniformes de rochas silicificadas e intemperizadas da Formação Serra das Araras. **A** e **B** destacam a descontinuidade e profundidade de ruínas silicificadas. **C** destaca a profundidade da erosão e a cobertura do solo sobre a coluna ruiniforme. **D** existência de janela erosiva na parede da rocha silicificada. **E** ocorrência do *piping* no contato do solo com a rocha silicificada.

Semelhantemente ao observado na Figura 5.12G, no interior da erosão e de abatimentos na Fazenda Orquídea (Figura 5.16), bem como na área restritiva ao plantio na Fazenda Criciúma (Figura 5.6) foi identificada a ocorrência de rocha silicificada da Formação Serra das Araras superficialmente intemperizada, fato não registrado nos abatimentos da Fazenda Nossa Senhora de Fátima. Apesar de estar localizada na região do Coaceral, as áreas com abatimentos na Fazenda Criciúma e de outras propriedades vizinhas, estão posicionadas mais próximas as vertentes das drenagens onde o

processo erosivo favorecido pela maior declividade tem diminuído a espessura do solo que recobre a rocha. A medida que se aproxima das drenagens, são encontrados mais afloramentos da rocha silicificada e as áreas se tornam desfavoráveis a mecanização agrícola permanecendo em muitos casos como ilhas de Cerrado em meio as áreas cultivadas.

O posicionamento da Fazenda Nossa Senhora de Fátima na porção central do platô Urucuia (VALADÃO, 1998) é favorecida por apresentar solos profundos (CAMPOS e DARDENNE, 1997a) recobrimdo o topo das rochas silicificadas, fazendo com que não sejam expostas no interior dos abatimentos que atingem até 2,60 metros (Figuras 5.13 e 5.14).

A correlação entre as frações argila/areia com base na classificação textural dos solos da cobertura do Chapadão do Urucuia apresentada no trabalho de Mantovani et al. (2019) para os municípios Formosa do Rio Preto, Luís Eduardo Magalhães, São Desidério, Correntina e Jaborandi no oeste da Bahia, demonstra uma tendência no aumento no processo de degradação de norte (solos argilosos) para sul (solos arenosos). Este fato também pode ser evidenciado em imagens orbitais pelo grau de dissecação dos platôs provocado pela maior incisão dos sistemas de drenagem. A exceção apresentada pelas amostras COR-1 e COR-2 com maior concentração de argila, provavelmente por encontrar-se sobre ocorrência de Latossolo Vermelho.

A interação da matriz do solo com a água em condições de baixa umidade gera forte sucção matricial e aumenta a coesão aparente e consequentemente a resistência ao cisalhamento, semelhante as condições que sustentam os castelos de areia na praia. Este tipo de sustentação mantida pela sucção matricial é dissipado quando submetido a saturação por água dando lugar a instalação de colapso (CINTRA e AOKI, 2009).

Para Figueiredo et al., (1999) solos mesmo com predominância de argila (69%) quando úmidos passam a apresentar comportamento de silte aumentando a suscetibilidade a ocorrência de colapso. Desta forma, sendo necessário maiores cuidados durante os períodos chuvosos, pois os abatimentos podem ser deflagrados sem indicativos prévios (Higgins e Schoner, 1997).

Segundo Cruz (2008) a estabilização destas áreas pode ser realizada com aplicação de ação integrada de meios mecânicos e a incorporação de aditivos orgânicos ou inorgânicos, como por exemplo: hidróxido de cálcio, sulfato de alumínio, cloreto férrico, fosfatos e cloreto de cálcio (CRUZ, 2008).

5.5.2. Depressões

Parte da Faixa Rio Preto é exposta como estrutura em duplex compressional (flor positiva) nas cercanias de Formosa do Rio Preto (EGYDIO-SILVA, 1987). Seguindo para sudoeste, encontra-se encoberta por rochas paleozoicas até alcançar o domínio da Faixa Brasília (CARVALHO e CAMPOS, 2022) (no prelo). Neste percurso as reativações definiram a morfologia da rede de drenagem do Rio Preto e tributários, e as possíveis ocorrências de duplex extensionais sotopostas deram origem as grandes depressões no oeste da Sub-Bacia Urucuia (Figura 5.18).

As 36 depressões maiores apresentam diâmetro superior a 700 m, dentre estas a maior tem o tamanho de 5 km x 2,3 km, e frequentemente ocorrem em área de isoietas iguais a superiores aos 1250 mm, enquanto as 76 depressões menores de diâmetro inferior a 500 m estão concentradas na região do Alto do Rio Grande (Carvalho e Campos, 2022 (no prelo) e Carvalho et al., 2022 (submetido)).

A presença das depressões maiores em regiões com precipitação média superior aos 1250 mm, pode ser atribuída à influência significativa das chuvas mais intensas no processo erosivo dos sedimentos da cobertura Chapadão do Urucuia e dos sedimentos e rochas sotopostas do Grupo Urucuia, formações Serra das Araras e Posse, e Grupo Bambuí, formações Serra da Mamona, Riachão das Neves e São Desidério (COIMBRA, 1983; EGYDIO-SILVA, 1987; GASPAR, 2006; GASPAR e CAMPOS, 2007; MOCITAIBA, 2016; MOCITAIBA et al., 2017; SANTOS, 2017; SILVA e KIANG, 2018). Este contexto litológico ocorre sobre forte contribuição das discontinuidades estruturais geradas por reativações neotectônicas que afetam o embasamento formado por rochas da Faixa Rio Preto.

Os arenitos do Grupo Urucuia não sofreram um processo intenso de litificação (em função do restrito soterramento), contudo níveis silicificados de espessuras variáveis são comumente observados em diferentes profundidades. As camadas silicificadas são responsáveis pela manutenção de subsistemas confinados e semiconfinados no contexto do Sistema Aquífero Urucuia (LIMA, 2007; OLIVEIRA, 2008; GASPAR et al., 2012; JANONI, 2017). Localmente os níveis silicificados ocorrem a restritas profundidades (no interior das chapadas) ou ainda aflorantes (nas bordas das chapadas) em função do nível de base regional.

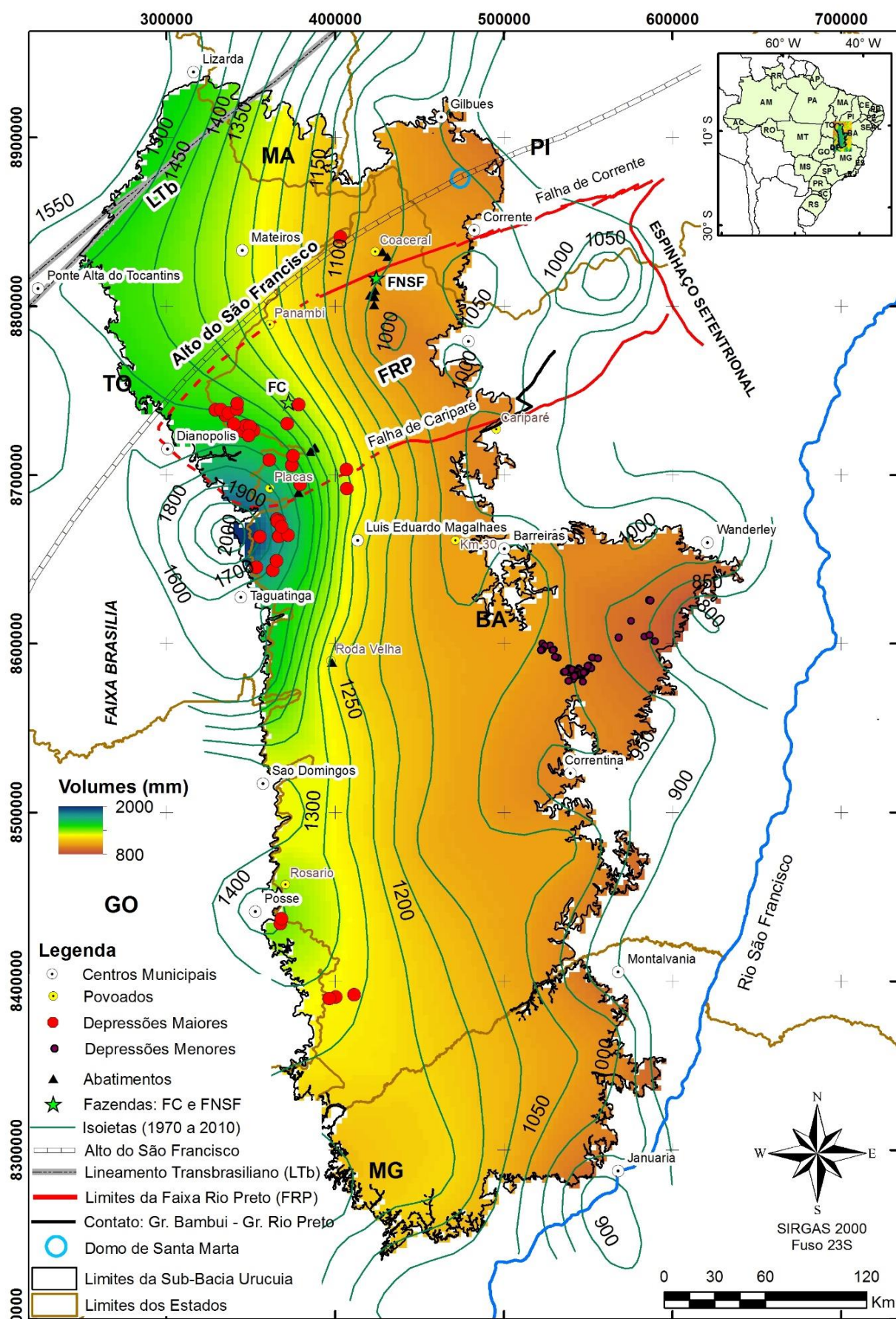


Figura 5.18. Depressões e abatimentos sobre mapa de isoietas da média anual das chuvas no período de 1970 a 2010 (Modificado de ANA, 2017h). FC – Fazenda Centúria. FNSF – Fazenda Nossa Senhora de Fátima. FRP – Faixa Rio Preto. LTb - Lineamento Transbrasiliano.

A origem das grandes depressões pode ser explicada considerando: i) a formação de vazios de grandes proporções gerados pela dissolução das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, que representa o substrato do Aquífero Urucuia em parte da bacia (Godinho e Pereira, 2013) principalmente na região ao sul da Faixa Rio Preto; e ii) sucessivas reativações de estruturas trativas e transtativas presentes no embasamento vinculadas a processos neotectônicos (CARVALHO e CAMPOS, 2022) (no prelo) decorrente das reativações da Faixa Rio Preto e do Lineamento Transbraziliiano.

Regionalmente, as reativações de paleoestruturas do embasamento submetidas aos esforços transtensionais permitiram no período compreendido entre o Eojurássico e o Eocretáceo geração de riftes de direções ENE-WSW e NNE-SSW que foram acompanhados por vulcanismo na Bacia Sedimentar do Parnaíba, bem como as intrusões alcalinas do Redondão, de Apicuns e de Gilbués (COIMBRA, 1983; GÓES, 1995; MOCITAIBA, 2016; MOCITAIBA et al., 2017; SANTOS, 2017).

As reativações ao longo da Faixa Rio Preto deram origem a duplex contracional próximo a cidade de Formosa do Rio Preto (EGYDIO-SILVA, 1987; CAXITO, 2010; CAXITO et al., 2014) e possivelmente a duplex extensional nas porções a oeste (CARVALHO e CAMPOS, 2022) (no prelo). As reativações destes duplex extensionais podem ser responsáveis pela geração das depressões que ocorrem no embasamento e apresentam reflexos nos sedimentos do grupo Urucuia sobrepostos.

Dentre as depressões identificadas, cabe destacar a Depressão da Centúria, que se encontra situada nas mediações da Fazenda Centúria (FC) (Figura 5.18), no km 35 da Rodovia BA-459. Facilmente identificada em imagens orbitais, esta feição apresenta forma circular concêntrica com cerca de 5 km de diâmetro e profundidade de 30 m (Figuras 5.19 e 5.20).

Em seção-imagem (SW-NE) da Depressão da Centúria obtida por radar de penetração no solo (*Ground Penetrating Radar - GPR*) com antena de frequência nominal de 25 MHz e correção topográfica do relevo, é possível identificar uma região central de colapso desprovida de estratos sedimentares e ocupada por depósito detrítico. O núcleo central colapsado é delimitado por falhas de bordas e colunas ruiformes possivelmente formadas por rochas silicificadas da Formação Serra das Araras. Toda a porção superior da imagem encontra-se recoberta por estratos sedimentares plano-paralelos, suavemente ondulados e localmente dobrados devido as reativações de falhamentos recentes (Figura 5.21). Nas porções laterais da estrutura principal são interpretados níveis silicificados fraturados, mas sem deslocamentos, preservando o padrão ruineforme do topo da Formação Posse.

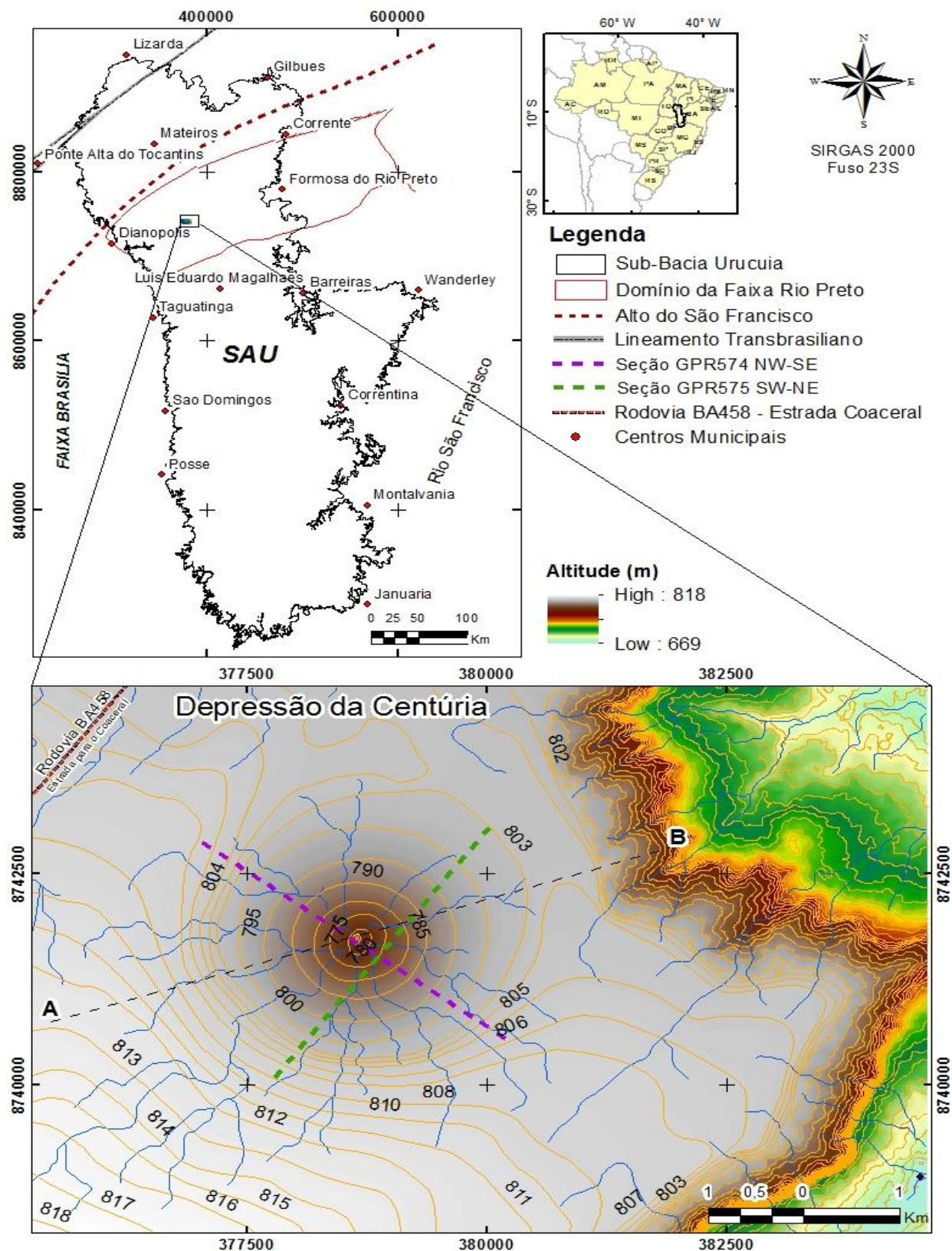


Figura 5.19. Mapa planialtimétrico da Depressão da Centúria. Destacando as linhas perpendiculares da da seção topográfica A-B (Figura 5.22) e da seção GPR (linha verde, Figura 5.23).

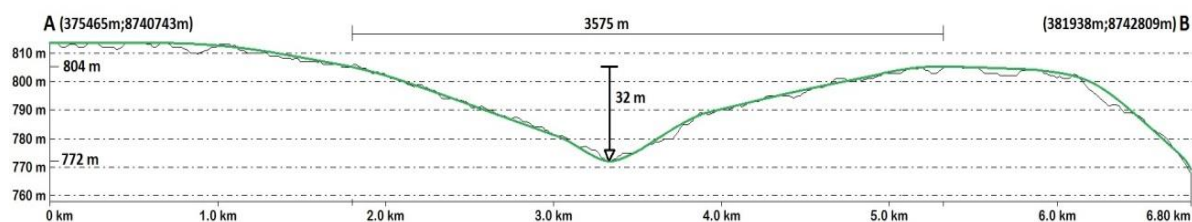


Figura 5.20. Seção Topográfica A-B (WSW-ENE) da Depressão da Centúria.

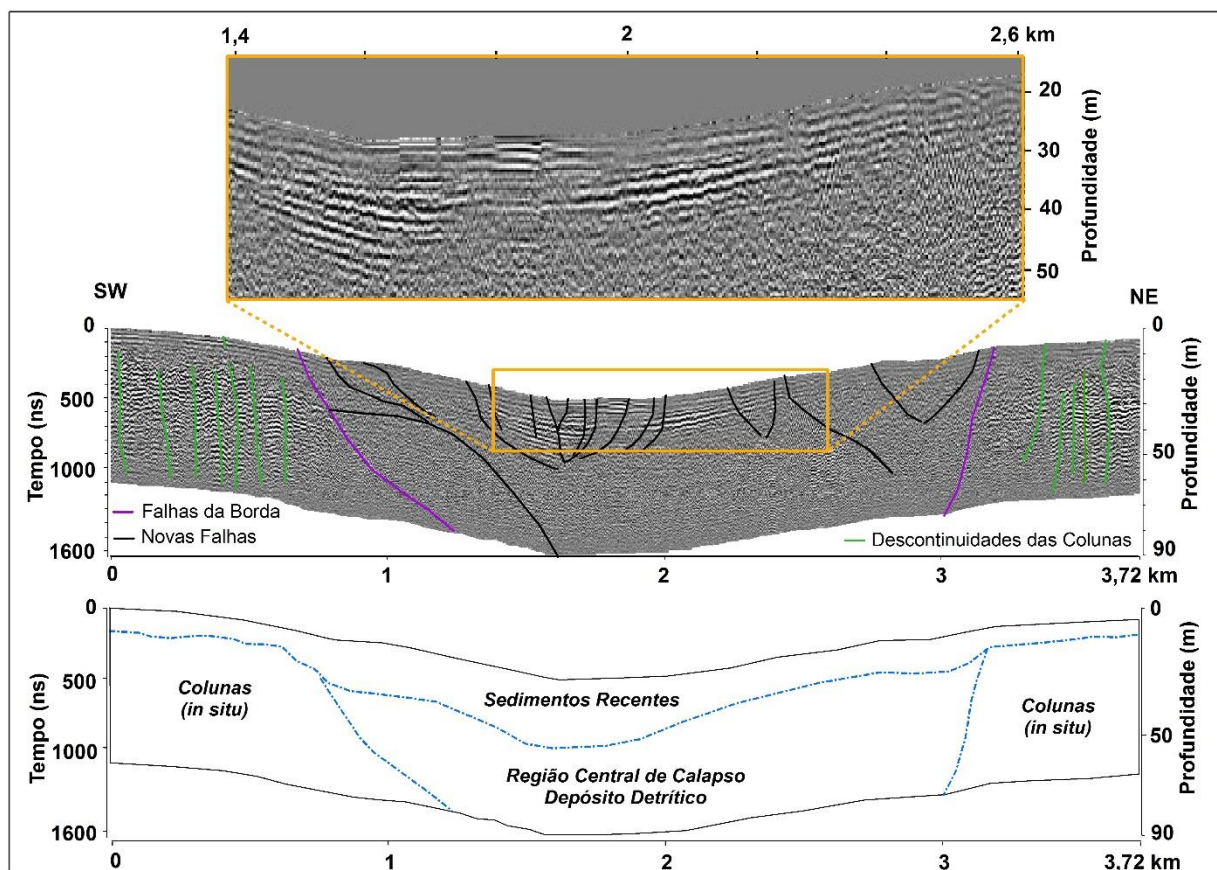


Figura 5.21. Seção GPR (SW-NE) obtida com antena de frequência nominal de 25 MHz, com correção Topográfica e interpretações da Depressão da Centúria.

A Depressão da Centúria quando posicionada sobre o mapa Magnetométrico do Brasil obtido em <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/21299>, recai sobre anomalia magnetométrica do Campo Total (Figura 5.22), enquanto que, no mosaico da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) são definidas as intrusões atribuídas a Suíte Magmática Mosquito situadas a oeste do gráben norte-sul e entre a Falha de Cariparé e o Alto do São Francisco (Figura 5.23 e Figura 5.24).

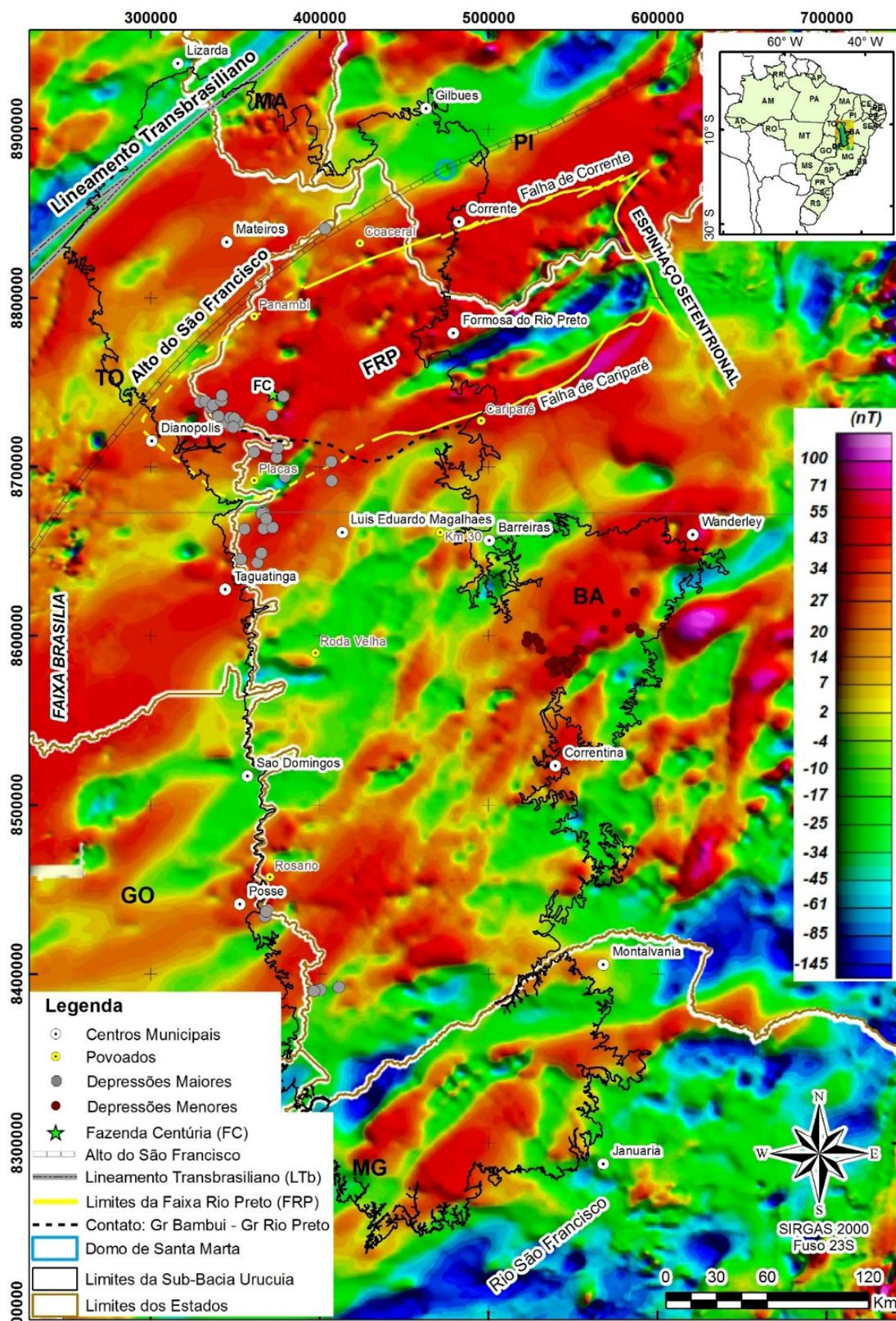


Figura 5.22. Pontos do Abatimentos sobre mapa magnetométrico do campo total da Sub-Bacia Urucuia. Destaque para o abatimento da Fazenda Centúria (FC) que se encontra posicionado sobre uma anomalia magnetométrica (Fonte: Mapa Magnetométrico do Brasil – CPRM).

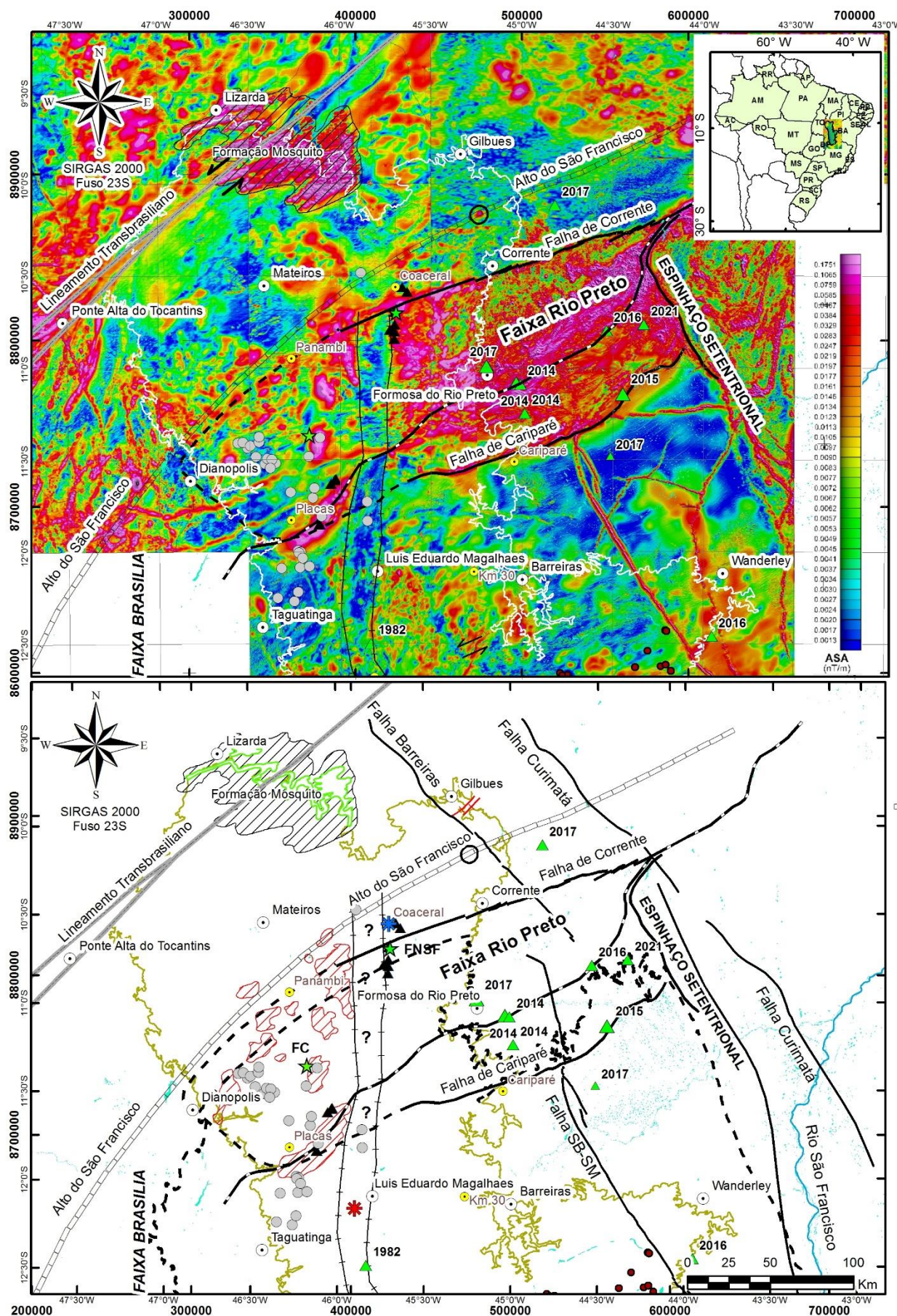


Figura 5.23. Mapa Magnetométrico da Amplitude do Sinal Analítico (ASA).

Legenda

Magnitude dos Sismos na região do Urucuia (Modif. de USP, 2022)

- ▲ 1,20 - 2,00
- ▲ 2,01 - 2,90
- ▲ 2,91 - 4,90
- Centros Municipais
- Povoados
- Grandes Depressões
- Pequenas Depressões
- ▲ Abatimentos
- ★ Fazendas Centúria (FC) e Nossa Senhora de Fátima (FNSF)
- ✱ Poço ANP-03
- ✱ Poço SIAGAS 2900030416
- Domo de Santa Marta

- Lineamento Transbrasiliano
- Alto do São Francisco (Campos e Dardenne, 1997)
- Contato Inferido Gr Bambui - Gr Rio Preto
- Limites Oeste Inferidos da Faixa Rio Preto (Carvalho e Campos, 2022)
- Limites da Faixa Rio Preto (Egydio, 1987; Carvalho e Campos, 2022)
- Falha Central da Faixa Rio Preto
- Graben de Gilbués (CPRM, 1973)
- Graben Norte-Sul
- Rio São Francisco
- Lagoas
- Intrusões Eojurássicas-Eocretáceas (?)
- Formação Mosquito - Eojurássica (Modificado de Mocitaiba, 2017)
- Afloramento da Formação Mosquito - Eojurássica (Santos, 2017)
- Limites da Sub-Bacia Urucuia (ANA, 2017)

Figura 5.24. Legenda da Figura 5.23.

A anomalia magnética atribuída a Suíte Magmática da Formação Mosquito foi identificada à profundidade de 600 m por Mocitaiba et al. (2017) usando mapeamento semiautomático, a contemporaneidade deposicional da Formação Sambaíba com a intrusão destes basaltos pode ser evidenciada ao sul da cidade de Lizarda-TO cujo afloramento na altitude de 500 metros é recortado pelo Lineamento Transbrasiliano (SANTOS, 2017) (Figura 5.23).

As intrusões neojurássicas-eocretáceas possivelmente se encontram em altitudes maiores que 500 metros devido as sucessivas elevações do Alto do São Francisco responsáveis pela atual altitude local média de 800 m do topo do Grupo Urucuia. Estas intrusões estariam a 300 metros de profundidade sob o Urucuia, podendo estar mais próximas a superfície do terreno ou aflorar quando situadas nos vales das drenagens.

5.6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os processos instabilizatórios observados no chapadão divisor das bacias do Tocantins e São Francisco resultam em dois tipos de estruturas:

- i) pequenas, afetando restritas áreas, que se manifestam a pequenas profundidades (menores que 5 metros), e;
- ii) grandes, comprometendo amplas áreas, com manifestação profunda. Estas estruturas resultam, respectivamente, em i) conjuntos que evoluem de erosão subterrânea e tubos para estruturas de colapso e culminam com a formação de ravinas e voçorocas e ii) grandes depressões circulares.

A ocorrência de processos erosivos do tipo tubos subterrâneos (*piping*) é devida a processos predominantemente naturais, relacionados a dinâmica da infiltração das águas de chuvas através dos poros, fissuras de contração ou de crescimento das raízes, tuneis deixados por raízes mortas ou escavados por animais, que se instalam

principalmente nas interfaces formadas quando há mudança textural e ou estrutural dos solos e dos arenitos.

A grande maioria dos tubos tem se desenvolvido na interface do solo com a rocha silicificada, evoluído e aprofundado dentre as descontinuidades das colunas ruiniformes que marcam o topo da Formação Serra das Araras do Grupo Urucuia.

A eventual contribuição da composição química natural dos solos ou modificada pela ação antrópica em função da adição de sódio, cálcio e magnésio decorrente da aplicação de calcário agrícola não é conclusiva. Assim é importante o desenvolvimento de mais estudos específicos, e de qualquer modo não se pode descartar a possibilidade de que a calagem dos solos possa contribuir com a aceleração do processo.

Os abatimentos são decorrentes da evolução do processo erosivo que ocorre no interior dos tubos. A amalgamação de abatimentos gera as ravinas que podem evoluir para voçorocas.

Parte da água infiltrada e conduzida pelos tubos é descarregada no sopé da ruptura da serra através de descontinuidades entre as colunas ruiniformes. Estas feições morfológicas que compõem as encostas das serras do Chapadão do Urucuia têm grande capacidade de exfiltração permitindo o livre carreamento dos sedimentos finos para fora dos tubos. Outra parcela das águas percola pelas descontinuidades neotectônicas das rochas silicificadas e abastece o aquífero.

A gênese das grandes depressões está relacionada a condições relativas às reativações tectônicas, e processos atuantes no substrato da bacia sedimentar cretácea.

As reativações de paleoestruturas, com geração de bacias causam abatimentos das formações sobrepostas e posterior acomodação e soterramento que podem ser relacionados ao padrão de tensões recentes na região sob influência de zonas de cisalhamentos, zonas transtrativas e transpressivas e ajustes isostáticos atuantes na litosfera.

As descontinuidades neotectônicas que afetam as rochas silicificada da Formação Serra das Araras favorece a acomodação vertical e mantém o nível estático a maiores profundidades.

Os *sinkholes* e as grandes depressões, em princípio, são fenômenos independentes, pois são desencadeados por processos distintos. Contudo, não se descarta a possibilidade de desenvolvimento de sinergismo entre eles, de forma que possam ser observados estatisticamente em regiões próximas ou nas mesmas regiões.

Para se controlar a deflagração de tubos subterrâneos é necessário implantar sistemas para se evitar acumulação do escoamento superficial das águas com grande

capacidade erosiva. A implantação de leito de estradas, “barraginhas”, tanques e açudes deve ser precedida e acompanhada de estudos e intervenções geotécnicas adequadas (preferencialmente com apoio de estudo geofísico).

Práticas conservacionistas como a construção de terraços são indispensáveis, pois além de conter o avanço do escoamento superficial, evitando a erosão laminar ou em suco com perda do solo fértil, reduz a necessidade da construção de bacia de contenção. Também é imprescindível a identificação e o monitoramento das áreas que apresentem fissuras, pequenas depressões secas, acúmulo de águas e sumidouros que ocorram às margens de estradas ou em meio às áreas de plantio.

As depressões aparentemente não oferecem riscos devido à falta de registro histórico de sua evolução, no entanto, se faz necessário o acompanhamento de sua evolução.

AGRADECIMENTOS

Aos idealizadores do DINTER IG-UnB/UFOB (CAPES - EDITAL Nº 23/2014). A CAPES pelo auxílio financeiro através do processo nº 23038.021558/2016-72. A CBPM na pessoa do geólogo Ives A. de A. Garrido pela disponibilização dos dados aeromagnéticos de parte do Projeto Extremo Oeste da Bahia.

6. DISCUSSÃO INTEGRADA E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A colisão ediacarana do Bloco Cristalândia do Piauí com o noroeste do Cráton São Francisco fechou a Bacia do Rio Preto (CAXITO, 2013) ou Oceano Canindé (HEILBRON et al., 2017; CAXITO et al., 2020), obstruindo a ingressão marinha da Bacia Bambuí (ROSSI et al., 2020), formando a Faixa Rio Preto. Este processo foi o precursor da formação da Bacia Sanfranciscana Norte.

Esta porção da bacia encontra-se delimitada a noroeste e norte pelo Alto de São Francisco (ALMEIDA et al., 1977) formado em decorrência das reativações dos Blocos Cavalcante-Natividade e Cristalândia do Piauí; ao sul pelo Alto de Januária formado devido as reativações do Bloco Januária; à leste pelo Espinhaço Setentrional e a oeste pela Faixa Brasília. Regionalmente a Sub-Bacia Urucuia e a Bacia Sanfranciscana ocupam a porção norte da Bacia do São Francisco.

Na Bacia Sanfranciscana, a sedimentação granodecrescente proveniente dos altos estruturais mais antigos (Araçuaí, Brasília e Espinhaço), bem como da Faixa Rio Preto e das rochas do Grupo Bambuí empilhadas por dobramentos e sobre o oeste do Bloco Correntina, foi seguida por novos pulsos sedimentares predominantemente clásticos (diamictitos) que em maior volume se depositaram na zona proximal a frente da cunha da Faixa Rio Preto.

O provável limite sul da frente da cunha da Faixa Rio Preto pode ser inferido com base na seção geológica Cristalândia do Piauí-São Desidério (Figura 2.6), proposta por Caxito et al. (2012), Caxito (2010) e Egydio-Silva (1987). Este limite se situa ao sul da cidade de Riachão das Neves, passa entre o Divisor Hidrogeológico Norte (que marca o a Zona do Triângulo Frontal (TZ) na porção mais proeminente do limite sul do “*Wedge-Top*” da Faixa Rio Preto) e as imediações sul da cidade de Luís Eduardo Magalhães-BA com base nas descrições do perfil do poço 2-ANP-3-BA (ANP, 2013) (Figura 2.9), e segue para oeste rumo a Taguatinga-TO.

Avançando para sudeste, ocorreu a progressiva redução no aporte sedimentar distal proveniente da Faixa Rio Preto, em sentido oposto o fluxo detrítico proveniente das rochas do Grupo Bambuí responsável por um aporte maior de sedimentos mais finos dos metapelitos e em menor volume de metamarga da Formação Serra da Mamona, de metacalcários da Formação São Desidério e das demais formações do Cráton, recobriram o embasamento Proterozoico.

Desta forma a deposição fanerozoica da Supersequência Sanfranciscana proposta por Zalán e Silva (2007) na porção norte da Bacia Sanfranciscana, região do

“Wedge-Top” e “Foredeep” compreendida entre o “Frontal Triangle Zone (TZ)” e o “Forebulge” Alto do Rio Grande (Figura 4.13), teve sua origem na deposição de fluxo detrítico, situado na face superior da Formação Canabrinha (CAXITO et al., 2012).

Datada por (EGYDIO-SILVA, 1987) e (CAXITO et al., 2012) como neoproterozoica (Criogeniano/Ediacarano), 850-590 Ma, a Formação Canabrinha, apresenta diferentes litofácies que definem sua evolução geológica passando de marinho profundo (correntes de turbidez de baixa a alta densidade) a sedimentação detrítica continental (CAXITO et al., 2012) na fase pós-colisional com a sedimentação na porção norte da Bacia Sanfranciscana.

Considerando o período das colagens brasileiras de 620 (Ediacarano) a 460 Ma (Ordoviciano Médio) (HASUI, 2010) (Figura 2.1) e a formação da Faixa Rio Preto entre 600 e 540 Ma (EGYDIO-SILVA, 1987; UHLEIN et al., 2011; CAXITO, 2013) (Figura 2.7), coloca as fácies deposicionais mais novas que 590 Ma da Formação Canabrinha no período sin- e pós-colisional.

Com base no destacado acima, a descrição e as fotomicrografias da amostra na profundidade 834m do poço 2-ANP-3-BA (ANP, 2013), originalmente caracterizado como sendo do Grupo Areado, se assemelha muito a composição da Formação Canabrinha (*“quartzitos líticos conglomeráticos, feldspáticos, carbonáticos e/ou micáceos, com estratificação gradacional, cruzada ou aspecto maciço; metagrauvacas, metapelitos, filitos carbonosos e mica xistos; metarritmitos areno-pelíticos; metadiamicititos; e, subordinadamente, lentes de metamarga”* (CAXITO, 2010)), que se encontra depositada na região do “Wedge-Top” onde alcança grandes espessuras (CAXITO, 2010) recobrimdo e intercalando com rochas das formações Formosa, São Desidério e Serra da Mamona como esperado para a Zona do Triângulo Frontal ou cunha frontal da Faixa Rio Preto (Figuras 2.9 e 4.13).

A sedimentação que seguiu a instalação da Bacia Sanfranciscana em grande parte teve contribuição significativa da Bacia Sedimentar do Parnaíba, com registro do Permiano-Triássico, como evidenciado nos trabalhos de Góes, (1995); Kiang e Silva, (2015); Silva e Chang, (2018) com as formações Motuca e Sambaíba preenchendo o depocentro alongado na direção NE-SW, compreendido entre o Alto do Rio Grande e o Alto do São Francisco, com eixo central deslocado para oeste (KIANG e SILVA, 2015; PEREIRA et al., 2015; SILVA e KIANG, 2018).

A existência de sedimentos do Grupo Balsas sotopostos aos grupos Areado e Urucuia foi sugerida por Bomfim e Gomes (2004) para explicar as maiores espessuras no depocentro da Bacia Sanfranciscana. Para estes autores os sedimentos psamíticos, psamíticos e pelíticos caracterizados como sendo dos grupos Areado-Urucuia, poderiam

pertencer as unidades paleozoicas provenientes da Bacia do Parnaíba. Apoiados no Levantamentos Geológicos do Projeto RADAMBRASIL (DNPM, 1973) e com base nas interpretações de perfilagem de poços estratigráficos da ANP (2013), Kiang e Silva (2015) e Silva e Kiang (2018) publicaram a seção geológica posicionando as formações Sambaíba e Motuca sotopostas aos sedimentos do Grupo Urucuia na Bacia Sanfranciscana (Figura 3.12).

As sucessivas reativações do Alto do São Francisco favoreceram a completa erosão das formações do Grupo Balsas das porções mais proeminentes deste alto, no entanto, permaneceram as formações Motuca e Sambaíba nas maiores depressões (GÓES, 1995; KIANG e SILVA, 2015; SILVA e KIANG, 2018) (Figura 3.12).

Estes registros das formações Motuca e Sambaíba na Bacia Sanfranciscana, no entanto, contrariam as descrições dos poços estratigráficos do SIAGAS e da ANP contidos na Tabela 2.1, que trazem o Grupo Areado depositado sobre o embasamento e sotoposto ao Grupo Urucuia em toda a extensão da Bacia Sanfranciscana.

Na Figura 3.7 é destacada a seção do vale do Rio Sapão na qual é possível verificar a espessura menor que 150 m para o Grupo Urucuia. Nas proximidades da drenagem do Rio Sassafráz aflora o contato dos grupos Balsas e Urucuia em altitude de 630 m. A 17.246 m na direção N62°13' 11"E e em altitude de 755 m, encontra-se na Vila Coaceral o Poço SIAGAS nº 2900030416, a diferença de nível entre estes dois pontos é de 125 m. Espessuras semelhantes foram encontradas por Santos (2017) para os grupos Urucuia e Areado depositados sobre rochas do Grupo Balsas nos extremos leste, norte e oeste em afloramentos situados nos limites sul da Bacia do Parnaíba.

As observações destacas no parágrafo acima, ressaltam a necessidade de reinterpretações dos dados registrados para os poços estratigráficos da Tabela 2.1 considerando as ocorrências, os contatos e as espessuras mapeados em campo principalmente nesta região da divisa das bacias Paranaíba e Sanfranciscana.

A falta de registro na Carta Cronoestratigráfica da Bacia Sanfranciscana (Figura 2.10) do Cambriano ao Devoniano, do Triássico ao Jurássico e no Cretáceo inferior (Berriasiano-Barremiano inferior), pode ser parcialmente correlacionada a porção superior da Formação Canabrinha (Cambriano-Ordoviciano Médio) (HASUI, 2010) e as formações Motuca e Sambaíba (Permiano-Triássico).

Alguns afloramentos que se encontram na base dos grupos Urucuia e Balsas identificados em campo no decorrer deste trabalho ainda carecem de correlação para serem inseridos na Carta Cronoestratigráfica da Figura 2.10.

As reativações eocretáceas dos lineamentos proterozoicos no sul da Bacia Sanfranciscana deram início à proto Sub-Bacia Abaeté com a deposição de sedimentos do Grupo Areado cuja proveniência é marcada pela presença de radiolários em silexitos,

foi associada a incursão marinha proveniente do norte passando pela Bacia Sedimentar do Parnaíba (ARAI, 2014; REIS et al., 2017). Esta hipótese também é corroborada pela inflexão dos baixos gravimétricos e magnéticos situados entre os blocos Cavalcante-Natividade e Cristalândia do Piauí, passagem esta interrompida durante o soerguimento do Alto do Parnaíba (REIS et al., 2017).

A porção sul do gráben definido na imagem da Amplitude do Sinal Analítico (Figuras 5.23 e 5.24) corresponde ao depocentro da Sub-Bacia Urucuia, o que reforça sua evolução marcada por arranjos isostáticos e flexurais responsáveis pela manutenção da sedimentação no paleozoico (CAMPOS e DARDENNE, 1997a). Encontram-se inseridos neste gráben o Poço 2-ANP-3-BA situado nas imediações da cidade de Luís Eduardo Magalhães e o Poço SIAGAS nº 2900030416 perfurado na Vila Coaceral, cujas seções sedimentares apresentam respectivamente 840 m e 414 m.

No período compreendido entre o Aptiano e o Albiano (125-100 Ma), o soerguimento do Alto do São Francisco acentuou a depressão da porção sul da Bacia Sedimentar do Parnaíba e na Bacia Sanfranciscana, enquanto que o Alto de Januária manteve a separação entre as sub-bacias Urucuia e Abaeté (GÓES, 1995). Este período é correlato ao soerguimento sofrido pelo Alto do Parnaíba descrito em Campos e Dardenne (1997a) com base em idades Rb-Sr em flogopita, 117 a 119 Ma. Na Bacia Sedimentar do Parnaíba o cretáceo é marcado pelo magmatismo Sardinha (GÓES, 1995).

Como observado por Góes (1995), as reativações que elevaram o Alto do São Francisco expuseram as formações ali depositadas até o final do Jurássico a intenso processo erosivo. A partir de então as deposições cretáceas encontram-se assentadas diretamente sobre o embasamento pré-Cambriano (Figura 3.6).

A elevação do embasamento marcado pelo Alto do Rio Grande e o Alto do São Francisco estabelecem os limites norte e sul do fluxo subterrâneo regional para a porção central e norte da Sub-Bacia Urucuia, enquanto que o Divisor Oeste divide o fluxo para oeste e leste (Figura 4.10).

Em direção ao centro da Sub-Bacia Urucuia, as reativações foram responsáveis pela instalação de um sistema transpressivo com binário sinistral de orientação ENE-WSW e a geração de falhas reversas NNW-SSE de vigência para ENE, falhas normais NNE-SSW e transcorrentes sinistrais ENE-WSW (LIMA, 2006) responsáveis pela segmentação do aquífero e reestruturação das drenagens.

Para leste, sob as coberturas colúvio-aluvionares quaternárias situadas na margem esquerda do Rio São Francisco, os lineamentos magnéticos associados a

paleofalhas, inclusive transcorrentes, que se estendem até o Espinhaço Setentrional foram reativados. Alguns destes lineamentos magnéticos podem ser mapeados desde a interseção com a Zona de Falha Malhadinha-Formosa do Rio Preto, seguindo para sudeste apresentam descontinuidades sinistrais ao transpor a Falha de Cariparé, cortam o extremo leste dos sedimentos do Grupo Urucuia na região situada entre as cidades de Cristópolis e Wanderley na Bahia e segue no estado de Minas Gerais.

As grandes depressões igualmente associadas à neotectônica têm sua origem na transferência das reativações de paleoestruturas do embasamento submetidas aos esforços transtensionais que permitiram, no período compreendido entre o Eojurássico e o Neocretáceo (COIMBRA, 1983; GÓES, 1995; SALES, 2013; MOCITAIBA, 2016; MOCITAIBA et al, 2017; SANTOS, 2017), as intrusões magmáticas das formações Mosquito e Sardinha que afloram no sul da Bacia Sedimentar do Parnaíba, que também intrudiram o extremo norte da Bacia Sanfranciscana na região da Faixa Rio Preto (Figuras 5.23 e 5.24).

Estas reativações dos lineamentos que convergem para a região dos limites das bacias Sanfranciscana e Parnaíba (Transbrasiliano, Senador Pompeu, Pernambuco e Patos) e pelos sismos historicamente recorrentes na região da Bacia Sanfranciscana são associadas a elevações dos blocos cratônicos.

As grandes depressões localizadas mais próximo a borda oeste do Chapadão do Urucuia demonstram forte influência do maior índice pluviométrico. Nestas localidades deve-se considerar a ocorrência das porções friáveis das rochas do Grupo Urucuia, principalmente da Formação Posse sem a silicificação e a presença do embasamento carbonático formado por rochas do Grupo Bambuí, fatores que contribuem com a ampliação dos processos instabilizatórios.

Devido a maior capacidade de infiltração nas imediações do Divisor Hidrográfico Oeste associado ao elevado gradiente topográfico decorrente da ruptura da escarpa, as drenagens instaladas na interface do arenito (base da Formação Posse) com as rochas do Grupo Bambuí, favorecem o intenso processo de exfiltração, que carrega os sedimentos friáveis e erode as rochas carbonáticas provocando as depressões do relevo. Fato semelhante ocorre na região do Alto do Rio Grande onde tem sido gerado maior número de depressões de menores diâmetros.

As descontinuidades estão constantemente sujeitas a reativações tectônicas, que permanecem como parte importante das transformações morfotectônicas regionais e meio de recarga do aquífero. Neste caso, o Sistema Aquífero Urucuia pode apresentar descontinuidades laterais que interferem na circulação do fluxo subterrâneo.

As falhas do embasamento reativadas por atividade neotectônica e que afetam as coberturas provocando a individualização em estruturas em blocos tipo grabens, *horsts* e *hemi-grabens* podem também interferir no sistema hidráulico do aquífero, causando sua compartimentação.

A predominância de águas bicarbonatadas sódicas em poços e nascentes ocorrem numa região de predominância do Grupo Urucuia, onde se esperava maior concentração de águas cloretadas devido a composição mineralógica predominantemente quartzosa. A predominância de águas bicarbonatadas sódicas e cálcicas pode ser associada a regiões que sofrem contribuição das formações sotopostas ao Grupo Urucuia (ANA, 2017i). As concentrações anômalas que são consideradas poluição podem ser de origem pontual decorrente de ação antrópica ligada a perfuração e/ou operação dos poços situados no Chapadão do Urucuia, no entanto, não se deve descartar outras fontes.

Em síntese pode-se afirmar que o funcionamento hídrico atual do Aquífero Urucuia é fortemente vinculado à estruturação do embasamento da sub-bacia, sendo que: a própria compartimentação do aquífero, suas espessuras; os padrões de fluxo (sintetizados) pelo mapa potenciométrico; e o desenvolvimento de *sinkholes* e grandes depressões são condicionados aos blocos observados no embasamento.

Ainda não é possível estabelecer com segurança o impacto da silicificação na redução da porosidade primária do aquífero, no entanto, com base no mapa de abrangência das silicificações na Sub-Bacia Urucuia (Figura 2.12) e nos perfis de poços sabe-se que é significativa, podendo comprometer em média até 30% da zona saturada no interior do poço (Tabela 2.2), devendo ser considerada na quantificação dos volumes de água subterrânea ainda passível de exploração segura.

Quanto ao tema Gestão dos Recursos Hídricos do Sistema Aquífero Urucuia, é preciso recordar algumas recomendações por parte de outros pesquisadores para se evitar redundâncias.

Nos capítulos desta tese, são referenciados inúmeros pesquisadores que direta ou indiretamente contribuíram para a evolução do conhecimento da Bacia Sanfrancisca e dos aquíferos associados.

O trabalho de Campos e Dardenne (1997a) intitulado “Origem e Evolução Tectônica da Bacia Sanfranciscana” trouxe grande contribuição sobre a estratigrafia e aspectos genéticos da bacia, se tornando referência para os sucessivos trabalhos.

Schuster et al. (2002) publicam o trabalho “Estudos hidrogeológicos do Aquífero Urucuia no oeste Baiano para obtenção de parâmetros nas outorgas de mananciais

Subterrâneos”. Gaspar (2006) defende a tese “Sistema Aquífero Urucuia: Caracterização Regional e Propostas de Gestão” na qual enfatiza a necessidade da realização de mais pesquisas abordando os temas geologia, geomorfologia e tectônica-estrutural do aquífero com o objetivo de atingir sua gestão sustentável, já vislumbrando maiores demandas decorrentes do aumento da produção agropecuária.

Em 2010 o Instituto de Gestão das Águas e Clima - INGÁ (atualmente INEMA) emitiu a Instrução Normativa nº 15, de 18 de março de 2010 (IN- 15/2010) com a finalidade de disciplinar a exploração do Aquífero Urucuia no domínio do Estado da Bahia.

Em 2012, Villar e Mourão publicam o relatório “Diagnóstico Sistema Aquífero Urucuia - Bacia Sedimentar Sanfranciscana”, visando a implantação do projeto Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas (RIMAS) responsável pela instalação dos poços de monitoramento do aquífero. Kiang e Silva (2015) publicam artigo enfatizando a ocorrência de unidades do Grupo Balsas depositadas sob o Grupo Urucuia na Sub-Bacia do Urucuia. Barbosa (2016) defende tese que trata da estratigrafia e proveniência dos sedimentos do Grupo Urucuia.

ANA (2017) publicou o maior trabalho já dedicado exclusivamente à Bacia Sanfranciscana, envolvendo as sub-bacias Urucuia e Areado. Neste mesmo ano a Associação de Agricultores e Irrigantes da Bahia (AIBA) em parceria com a Universidade Federal de Viçosa inicia o Estudo do Potencial Hídrico da Região Oeste da Bahia (MANTOVANI et al., 2019).

Em 2021 o Instituto do Meio Ambiente e Recursos Hídricos (INEMA) emite a portaria INEMA nº 22.181 de 22 de Janeiro de 2021 que “estabelece critérios para implantação de sistema de medição para monitoramento dos usos e intervenções em recursos hídricos visando à adoção de medidas de controle no estado da Bahia”. Nesta portaria no capítulo II que faz referência as Águas Subterrâneas, o Art. 9º estabelece que: *“É obrigatória a instalação de sistema de medição de vazão nas captações de águas subterrâneas por meio de poços tubulares, para vazão outorgada superior a 129,6 m³/dia (para fins de abastecimento humano) e superior a 43,2 m³/dia (demais usos)”*.

A evolução do conhecimento e conflitos pelo uso da água ocorridos nos últimos anos na região do Aquífero Urucuia levou o Instituto do Meio Ambiente e Recursos Hídricos (INEMA) a emitir a Instrução Normativa nº 003 de 30 de Junho de 2022, revogando assim a Instrução Normativa nº 15, de 18 de março de 2010 (IN-15/2010). A IN-003/2022 *“dispõe sobre procedimentos administrativos e critérios técnicos de Autorização para Perfuração de Poços - APPO, tamponamento de poços, monitoramento e outorga para fins de exploração de água subterrânea no aquífero Urucuia de domínio*

do Estado da Bahia”.

Diante deste breve histórico da evolução do conhecimento e as consequentes emissões regulatórias por parte do Estado da Bahia, fica evidente a morosidade do Estado em estabelecer e executar a implantação mais eficiente da gestão dos recursos hídricos do Aquífero Urucuia.

Um dos fatores para este lapso temporal para a emissão das Instruções Normativas (IN-15/2010 e IN-003/2022) e a Portaria (nº 19.452/2019) pode ser evidenciado quando comparada a outras unidades da Federação. Segundo Apucci et al. (2001) por volta do ano 2000 os estados de Pernambuco, São Paulo, Ceará e o Rio de Janeiro já haviam estabelecido dispositivos institucionais semelhantes com o objetivo de fiscalizar, controlar e disciplinar o exercício e as atividades inerentes a exploração e exploração das águas subterrâneas.

Quando se trata do Aquífero Urucuia, com a emissão dos instrumentos legais (IN-003/2022 e da Portaria nº 19.452/2019), o Estado da Bahia estabelece critérios mais adequados e indispensáveis que visam nortear as outorgas; as captações superficiais e subterrâneas; a instalação de poços; e os testes dos parâmetros físicos e químicos do aquífero. No entanto, o Estado ainda precisa efetivar a prática das instruções e a portaria, o que provavelmente não surtirá efeito imediato dado a extensão territorial do Aquífero Urucuia e o número reduzido de técnicos fiscais do INEMA.

Para atender esta urgente demanda por fiscalização para regularização e controle das diversas outorgas, seria necessário fazer um mutirão envolvendo agentes municipais (secretarias de meio ambiente e infraestrutura), estaduais (INEMA, BAHATER), federais (ANA, CPRM, IBAMA), os comitês de bacias e as instituições de utilidade pública (AIBA, ABAPA, CREA), dentre outras.

As ações para a gestão futura do Sistema Aquífero Urucuia devem integrar as seguintes práticas:

- É indispensável identificar os equipamentos de perfuração e cadastrar as empresas perfuradoras, fiscalizar a perfuração de poços, fiscalizar as empresas (rurais e urbanas) que sabidamente demandam água a fim de identificar sua fonte de abastecimento, e acelerar o processo de adequação dos poços com a instalação dos equipamentos de medição de vazão e monitoramento (como previsto na Portaria nº 22.181/2021);
- Dentro do perímetro urbano onde se tem abastecimento público regular por água potável, fazer o cadastramento dos poços e estabelecer critérios de exploração, e evitar a exposição do aquífero a contaminação ou poluição. No perímetro urbano os poços estão mais sujeitos a diversas fontes de contaminação/poluição devido a proximidade

com fossas negras, rede de esgoto cloacal, reservatórios de combustíveis, aterros diversos, oficinas mecânicas, etc.;

- Exigir o acompanhamento do responsável técnico na locação, durante a execução da obra de perfuração e nos testes de bombeamento;
- Inserir nas ações formais e não formais de educação ambiental o Aquífero Urucuia enfatizando sua formação, estrutura, importância e relação com as águas superficiais. Conscientizar, capacitar e envolver o usuário na gestão e fiscalização;
- Criar um sistema próprio para o gerenciamento das informações do aquífero Urucuia advindos das múltiplas fontes;
- O registro destas informações, sempre que possível, deve ser compartilhada na web para facilitar o controle do uso e a realização de pesquisas multifinalitária e necessária a modelagem matemática do aquífero.

Considerando as diversas forma de compartimentação do aquífero, faz-se necessária a realização de estudos mais adequados para a melhor caracterização das porções produtoras e confinantes. Isto só será possível com a implementação das resoluções para que se obtenha informações precisas dos parâmetros físicos, químicos e construtivos dos poços.

Para finalizar, cabe destacar algumas recomendações sugeridas por Gaspar (2006) para o uso sustentável do Sistema Aquífero Urucuia contempladas em ANA (2017), e que devido à sua importância, devem ser reiteradas:

- i. Aprofundamento dos estudos de avaliação da vulnerabilidade natural e risco à contaminação do sistema;
- ii. Avaliação dos aspectos hidroquímicos das águas subterrâneas, com atenção voltada às atividades potencialmente contaminantes desenvolvidas na região, como a aplicação de agrotóxicos e manipulação e armazenamento de combustíveis.

Em resposta a hipótese, conclui-se que: “O Conhecimento já desenvolvido sobre o Sistema Aquífero Urucuia **ainda não é suficiente** para estabelecer a gestão adequada de forma que sua exploração seja sustentável”.

7. REFERÊNCIAS

- AGNES, C. C. et al. Fatores Ecológicos Condicionantes da Vegetação do Cerradão. *Caderno de Pesquisa, série Biologia*, v. 19, n. 3, p. 24–37, 2007.
- ALKMIM, F. F. de. *O que faz de um Cráton um Cráton? O Cráton do São Francisco e as Revelações Almeidianas ao delimitá-lo*. [s.l.: s.n.]
- ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A. Proterozoic First-Order Sedimentary Sequences of the São Francisco Craton, Eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, v. 33, n. 1, p. 127–139, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.08.011>>.
- ALMEIDA, F. F. M. de. O Craton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, p. 349–364, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M. de et al. Províncias Estruturais Brasileiras. *Sociedade Brasileira de Geologia - ATAS DO VIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, n. Novembro 1977, p. 363–391, 1977.
- ALMEIDA, O. Á. de. *Qualidade da Água de Irrigação*. 1. ed. Cruz das Almas - Bahia: Embrapa Mandioca e Fruticultura, 2010.
- ALVARENGA, C. J. S. de et al. Estratigrafia da Borda Ocidental da Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 20, n. 1–2, p. 145–164, 2012. Disponível em: <[http://file//localhost\(null\)%0Apapers3://publication/uuid/78CE7911-64EF-493E-8872-A576D5F68A02](http://file//localhost(null)%0Apapers3://publication/uuid/78CE7911-64EF-493E-8872-A576D5F68A02)>.
- ALVES, F. C.; ROSSETTI, D. de F. Análise Morfoestrutural e Neotectônica na Porção Norte da Bacia Paraíba (Pb). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 16, n. 4, p. 559–578, 2015.
- ANA. Investigação Geofísica na Região dos Sistemas Aquíferos Urucuia (SAU) e Areado (SAA). Relatório Técnico Temático. *Estudos Hidrogeológicos e de Vulnerabilidade do Sistema Aquífero Urucuia - Proposição de Modelo de Gestão Integrada Compartilhada*, p. 94, 2017a.
- ANA. Diagnóstico do Meio Físico da Região de Abrangência dos Sistemas Aquíferos Urucuia e Areado. TOMO I: Relatório Final. *Estudos Hidrogeológicos e de Vulnerabilidade do Sistema Aquífero Urucuia e Proposição de Modelo de Gestão Integrada Compartilhada*, v. 1–I, n. 3, p. 138, 2017b.
- ANA. Hidrogeologia dos Sistemas Aquíferos Urucuia e Areado. Relatório Final. *Estudos Hidrogeológicos e de Vulnerabilidade do Sistema Aquífero Urucuia e Proposição de Modelo de Gestão Integrada Compartilhada*, v. 2, p. 138, 2017c.
- ANA. Diagnóstico do Meio Físico da Região de Abrangência dos Sistemas Aquíferos Urucuia e Areado. TOMO II: Relatório Final. *Estudos Hidrogeológicos e de Vulnerabilidade do Sistema Aquífero Urucuia - Proposição de Modelo de Gestão Integrada Compartilhada*, v. 1–II, p. 95, 2017d.
- ANA. Estratégias de Manejo Sustentável dos Sistemas Aquíferos Urucuia e Areado e Conclusões. Relatório Final. *Estudos Hidrogeológicos e de Vulnerabilidade do Sistema Aquífero Urucuia - Proposição de Modelo de Gestão Integrada Compartilhada*, v. 3, n. 3, p. 139, 2017e.
- ANA. Ensaio de Infiltração nos Solos dos Sistemas Aquíferos Urucuia e Areado. Relatório Técnico Temático. *Estudos Hidrogeológicos e de Vulnerabilidade do*

- Sistema Aquífero Urucuia - Proposição de Modelo de Gestão Integrada Compartilhada*, p. 149, 2017f.
- ANA. *Resumo Executivo - Estudos Hidrogeológicos e de Vulnerabilidade do Sistema Aquífero Urucuia e Proposição de Modelo de Gestão Integrada Compartilhada*, 2017g.
- ANA. Avaliação Climatológica e Hidrológica dos Sistemas Aquíferos Urucuia e Areado. Relatório Técnico Temático. *Estudos Hidrogeológicos e de Vulnerabilidade do Sistema Aquífero Urucuia - Proposição de Modelo de Gestão Integrada Compartilhada*, p. 173, 2017h.
- ANA. Caracterização Hidrogeoquímica das Águas dos Sistemas Aquíferos Urucuia (SAU) e Areado (SAA). Relatório Técnico Temático. *Estudos Hidrogeológicos e de Vulnerabilidade do Sistema Aquífero Urucuia e Proposição de Modelo de Gestão Integrada Compartilhada*, p. 175, 2017i.
- ANP. *Perfil Composto do Poço 2-ANP-3-BA - Bacia do São Francisco*. Luis Eduardo Magalhães-BA. Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis., , 2013. Disponível em: <https://reate.cprm.gov.br/arquivos/index.php/s/raz73BsTFYy9emP?path=%2FPOCO%2FCategoria-2%2F2-ANP-3-BA%2FPerfil_Composto>.
- ARAI, M. Aptian/Albian (Early Cretaceous) Paleogeography of the South Atlantic: A Paleontological Perspective. *Brazilian Journal of Geology*, v. 44, n. 2, p. 339–350, 2014.
- ARCANJO, J. B. A.; FILHO, P. de A. B. *Relatório do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - Curimatá (Folha SC.23-Z-A), Corrente (Folha SC.23-Y-B, Parcial), Xique-Xique (Folha SC.23- Z-B, Parcial). Estados da Bahia e do Piauí*. Brasília-DF, 2001.
- ARENS, K. O Cerrado como Vegetação Oligotrófica. *Boletim Faculdade de Filosofia da Universidade de São Paulo*, v. 15, n. 22, p. 23–56, 1958.
- ARRAES, T. de M.; CAMPOS, J.E.G. A Importância da Delimitação de Bacias Hidrogeológicas para a Gestão de Aquíferos Transfronteiriços : O Caso do Sistema Aquífero Urucuia (SAU). *Anais do XV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, p. 1–10, 2008.
- ARRAES, T. de M.; CAMPOS, J. E. G. Aplicação de Ensaio de Traçador e Dados de Potenciometria como Ferramentas para a Delimitação de Bacias Hidrogeológicas. *Geociências (São Paulo)*, v. 29, n. 4, p. 623–631, 2010. Disponível em: <http://ppegeo.igc.usp.br/scielo.php?pid=S0101-90822010000400015&script=sci_arttext&lng=en>.
- ASSIS, J. P. De; SOUSA, R. P. De; DIAS, C. T. D. S. *Glossário de estatística*. [s.l.: s.n.]
- AYERS, R. S.; WESTCOT, D. W. *Water Quality for Agriculture* FAO of the UNITED NATIONS, Rome, Italy Roma, 1985.
- BAENA, N. R. *La Salinidad del Agua de Riego y del Suelo* Cordoba, 2008.
- BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P.; MARINHO, M. M. O Cráton do São Francisco na Bahia : Uma Síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 33, n. 1, p. 3–6, 2003.
- BARBOSA, N. da S. et al. Caracterização Geométrica e Hidráulica do Sistema Aquífero Urucuia Meridional com base em Testes de Aquífero e Levantamentos Geofísicos Elétricos. *Associação Brasileira de Águas Subterrâneas*, v. 28, n. 2, p. 41–52, 2014a.

- BARBOSA, N. da S. et al. Caracterização Hidro-Litoestratigráfica do Sistema Aquífero Urucuia com base em Perfis Geofísicos de Poços. *Associação Brasileira de Águas Subterrâneas - XVIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, p. 1–18, 2014b.
- BARBOSA, N. da S. *Hidrogeologia do Sistema Aquífero Urucuia , Bahia*. 2016. Universidade Federal da Bahia, 2016.
- BARBOSA, N. da S. et al. Modelo Hidrogeológico Conceitual do Sistema Aquífero Urucuia Centro-Occidental, Brasil. *Associação Brasileira de Águas Subterrâneas*, v. 31, n. 1, p. 19, 2017.
- BARBOSA, V. R. F.; CICERELLI, R. E.; ALMEIDA, T. De. Análise Comparativa entre Modelos Digitais de Elevação (MDE) do Satélite Alos. *XIX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, p. 3327–3330, 2019.
- BARROS, R. de A. *Evolução Geológica e Contextualização Tectônica do Bloco Cristalândia do Piauí, Faixa Rio Preto, Piauí/Bahia*. 2019. UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS, 2019.
- BENITES, V. M.; MENDONÇA, E. S. Propriedades Eletroquímicas de um Solo Eletropositivo Influenciadas pela Adição de Diferentes Fontes de Matéria Orgânica. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, v. 22, n. 1, p. 215–221, 1998.
- BERES, M.; HAENI, F. P. *Application of Ground-Penetrating-Radar Methods in Hydrogeologic Studies* Groundwater, 1991.
- BERNATEK-JAKIEL, A.; KONDRACKA, M. Detection of soil pipes using ground penetrating radar. *Remote Sensing*, v. 11, n. 16, p. 1–17, 2019.
- BERNATEK, A. The influence of piping on mid-mountain relief: A case study from the polish bieszczady Mts. (Eastern Carpathians). *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, v. 10, n. 1, p. 107–120, 2015.
- BETTÚ, D. F.; FERREIRA, F. J. F. *Modelos da superfície potenciométrica do Sistema Aquífero Caiuá no noroeste do Estado do Paraná: comparação entre krigagem ordinária e krigagem com tendência externa do modelo numérico do terreno* Águas Subterrâneas, 2005.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; SCHOBENHAUS, C. Capítulo I - A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana: Introdução ao conceito de Plataforma. p. 5–25, 2003.
- BOCCO, G. Gully Erosion: Processes and models. *Progress in Physical Geography*, v. 15, n. 4, p. 392–406, 1991.
- BOMFIM, L. F. C.; GOMES, R. A. D. Aquífero Urucuia – Geometria e Espessura: Idéias para Discussão. *Associação Brasileira de Águas Subterrâneas - XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, p. 1–9, 2004.
- BORGES, W. R. *Caracterização Geofísica de Alvos Rasos com Aplicações no Planejamento Urbano e Meio Ambiente: Estudo sobre o Sítio Controlado do IAG/USP*. 2007. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, 2007.
- BOVI, R. C. *Gênese e Cronologia de Feições Erosivas Superficiais e Subsuperficiais*. 2017. Universidade de São Paulo, 2017.
- BRICALLI, L. L. Procedimentos Metodológicos e Técnicas em Geomorfologia Tectônica. *Espaço Aberto, PPGG - UFRJ*, v. 6, n. 1, p. 75–110, 2016.
- CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. A Glaciação Neoproterozóica na Porção Meridional da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 24, n. 2,

- p. 65–76, 1994. Disponível em: <<http://www.nurofenforchildren.co.uk/our-products/>>.
- CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Origem e Evolução Tectônica da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, n. 3, p. 283–294, 1997a.
- CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, n. 3, p. 269–282, 1997b.
- CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Pavimentos Estriados do Grupo Santa Fé-Neopaleozóico da Bacia Sanfranciscana, MG Registro de abrasão glacial do Neopaleozóico. *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil*, p. 161–164, 2002.
- CAPUCCI, E. et al. *Pocos Tubulares e Outras Captações de Águas Subterrâneas Orientação aos Usuários*. [s.l: s.n.]
- CARDOSO, W. dos S. et al. Levantamento de Reconhecimento de Solos no Município Luiz Eduardo Magalhães na Escala de 1:100 000, Bahia, Brasil. *Researchgate*, p. 4, 2009.
- CAREY, S. K.; WOO, M. ko. Hydrogeomorphic Relations Among Soil Pipes, Flow Pathways, and Soil Detachments Within a Permafrost Hillslope. *Physical Geography*, v. 23, n. 2, p. 95–114, 2002.
- CARVALHO, J. P. *Diagnóstico da Qualidade de Água para Fins de Irrigação no Perímetro Público São Desidério/Barreiras Sul, Bahia*. 2014. Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Ciências Ambientais, Universidade Federal da Bahia, 2014.
- CARVALHO, L. G.; CAMPOS, J. E. G. Influence of Tectonic Reactivations on the Evolution and Structuring of the Sanfranciscana Basin with emphasis on the Urucuia Sub-Basin. *Brazilian Journal of Geology*, p. 36, 2022.
- CASTRO, D. L. de et al. Crustal Structure Beneath the Paleozoic Parnaíba Basin Revealed by Airborne Gravity and Magnetic Data, Brazil. *Tectonophysics*, v. 614, n. April, p. 128–145, 2014.
- CASTRO, D. L. de et al. Geophysical Evidence of Pre-Sag Rifting and Post-Rifting Fault Reactivation in the Parnaiba Basin, Brazil. *Solid Earth*, v. 7, n. 2, p. 529–548, 2016.
- CAXITO, F. de A. *Evolução Tectônica da Faixa Rio Preto, Noroeste da Bahia / Sul do Piauí*. 2010. UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS, 2010.
- CAXITO, F. de A. et al. Depositional Systems and Stratigraphic Review Proposal of the Rio Preto Fold Belt, Northwestern Bahia/Southern Piauí. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 42, n. 3, p. 523–538, 2012.
- CAXITO, F. de A. *Geotectônica e Evolução Crustal das Faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, Estados da Bahia, Pernambuco e Piauí*. 2013. UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS, 2013.
- CAXITO, F. de A. et al. Structural Analysis of the Rio Preto Fold Belt (Northwestern Bahia / Southern Piauí), a Doubly-Vergent Asymmetric Fan Developed During The Brasiliano Orogeny. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 86, n. 3, p. 1101–1113, set. 2014. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0001-37652014000301101&lng=en&tlng=en>. Acesso em: 21 jan. 2019.
- CAXITO, F. de A. et al. Toward an Integrated Model of Geological Evolution for NE Brazil-NW Africa: The Borborema Province and its Connections to the Trans-Saharan

- (Benino-Nigerian and Tuareg Shields) and Central African Orogens. *Brazilian Journal of Geology*, v. 50, n. 2, p. 38, 2020.
- CAXITO, F. de A.; UHLEIN, A. Arcabouço Tectônico e Estratigráfico da Faixa Riacho do Pontal, Divisa Pernambuco-Piauí-Bahia. *Geonomos*, v. 21, n. 2, p. 19–37, 2013.
- CHAMANI, M. A. C. *Tectônica Intraplaca e Deformação Sinsedimentar Induzida por Abalos Sísmicos: O Lineamento Transbrasileiro e Estruturas Relacionadas na Província Parnaíba, Brasil*. 2011. UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, 2011.
- CIGAGNA, C. et al. Geostatistical Techniques Applied to Mapping Limnological Variables and Quantify the Uncertainty Associated with Estimates. *Acta Limnologica Brasiliensia*, v. 27, n. 4, p. 421–430, dez. 2015. Disponível em: <<http://search.proquest.com/docview/1808729333?accountid=171501>>.
- CINTRA, J. C. A.; AOKI, N. *Projeto de Fundações em Solos Colapsíveis*. São Carlos: Escola de Engenharia de São Carlos (EESC) da Universidade de São Paulo (USP), 2009.
- COCKRELL, L. P. et al. *Data Compilation and Database Structure for the Geodatabase Accompanying the Hydrogeologic Atlas of Southwest Travis County, Central Texas* Barton Springs/Edwards Aquifer Conservation District (BSEACD) Data Series Report 2020-0721, , 2020. .
- COIMBRA, A. M. *Estudos Sedimentológico e Geoquímico do Permo - Triássico da Bacia do Maranhão*. 1983. 1 UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, 1983.
- CORDANI, U. G. O Oceano Atlântico e sua história geológica. *ANAIIS DA 65ª REUNIÃO ANUAL DA Sociedade Brasileira para o Progresso da Ciência-SBPC*, p. 1–6, 2013.
- CORDEIRO, G. G. *Qualidade de Água para Fins de Irrigação (Conceitos básicos e práticos)* Embrapa Semiárido Petrolina, PE, 2001. .
- CORRÊA, P. R. S.; FILHO, O. M. *Síntese das Necessidades de Calcário para os Solos dos Estados da Bahia e Sergipe* Salvador-BACompanhia de Pesquisa de Recursos Minerais, , 2001. .
- CORREIA, E. A. *Diamantes e Kimberlitos do Sul e Leste da Bacia do Parnaíba (Brasil)*. 1990. Universidade do Porto, 1990.
- COTIAS, F. dos A. *Geologia Estrutural da Formação Serra da Mamona, Grupo Bambuí, nas proximidades do Arraial da Penha, sudeste do município de Barreiras (BA)*. 2014. UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA - CAMPUS REITOR EDGARD SANTOS, 2014.
- CRUZ, S. I. C. Caracterização e Utilização de Solos Dispersivos nos Aterros Compactados da Barragem de Sobradinho. n. Figura 2, p. 229, 2008.
- DARDENNE, M. A. Síntese sobre a Estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *Anais do XXXI International Geological Congress*, v. 2, p. 597–610, 1978.
- DE MELLO, J. M. et al. Ajuste e seleção de modelos espaciais de semivariograma visando à estimativa volumétrica de *Eucalyptus grandis*. *Scientia Forestalis/Forest Sciences*, n. 69, p. 25–37, 2005.
- DECELLES, P. G.; CURRIE, B. S. Long-Term Sediment Accumulation in the Middle Jurassic-Early Eocene Cordilleran Retroarc Foreland-Basin System. *Geology*, v. 24, n. 7, p. 591–594, 1996.
- DECELLES, P. G.; GILES, K. A. Foreland Basin Systems. *Basin Research*, v. 8, n. 2, p. 105–123, 1996.

- DEMIRCI, S. et al. Ground penetrating radar imaging of water leaks from buried pipes based on back-projection method. *NDT and E International*, v. 47, p. 35–42, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.ndteint.2011.12.008>>.
- DESBARATS, A. J. et al. On the Kriging of Water Table Elevations Using Collateral Information from a Digital Elevation Model. *Journal of Hydrology*, v. 255, n. 1–4, p. 25–38, 2002.
- DIAS, F. *Mecanismos Focais e o Padrão de Tensões Intraplaca no Brasil*. 2016. Universidade de São Paulo, 2016.
- DNPM. *Projeto RADAMBRASIL*. Volume 1- ed. [s.l: s.n.]
- EGYDIO-SILVA, M. *O Sistema de Dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton do São Francisco*. 1987. UNIVERISDADE DE SÃO PAULO, 1987.
- EGYDIO-SILVA, M.; KARMANN, I.; TROMPETTE, R. Análise Estrutural do Grupo Rio Pardo - Sudeste do Estado da Bahia. *Geologia USP - Serie Científica*, v. 11, n. 3, p. 23–41, 2011.
- EMBRAPA, E. B. D. P. A.-. *ANAIS DA III REUNIÃO DE CLASSIFICAÇÃO, CORRELAÇÃO DE SOLOS E INTERPRETAÇÃO DE APTIDÃO AGRÍCOLA*. Rio de Janeiro, 1988.
- FEITOSA, F. A. C. et al. *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. [s.l: s.n.]
- FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M.; BRANDT NETO, M. Silicificação Hidrotermal Neocretácea na Porção Meridional da Bacia Bauru. *Revista do Instituto Geológico*, v. 14, n. 2, p. 19–26, 1993.
- FERRI, M. G. Os cerrados, um grupo de formas de vegetação semelhantes às savanas. *Revista do Serviço Público*, v. 40, n. 4, p. 57–62, 1983.
- FIGUEIREDO, M. D. A.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; FABRIS, J. D. Mineralogy, size, morphology and porosity of aggregates and their relationship with soil susceptibility to water erosion. *Hyperfine Interactions*, v. 122, n. 1–2, p. 177–184, 1999.
- FILHO, M. R. de A. et al. *Manejo da Calagem em Solo de Textura Média da Bahia – Produtividade de Soja , Alterações no Solo e Reação do Calcário*Uberlândia, 2010. .
- FONTANA, A. et al. Características e Atributos de Latossolos sob Diferentes Usos na Região Oeste do Estado da Bahia. *Pesquisa Agropecuaria Brasileira*, v. 51, n. 9, p. 1457–1465, 2016.
- FONTES, F. P. Os Grabens Sigmoidais da Bacia do Parnaíba e a Matriz Brasileira. *Boletim de Resumos Expandidos. 37º Congresso Brasileiro de Geologia - SBG-USP.*, v. 1, p. 552–553, 1992.
- FONTES, M. P. F. et al. Calcium Salts and Mechanical Stress Effects on Water-Dispersible Clay of Oxisols. *Soil Science Society of America Journal*, v. 59, n. 1, p. 224–227, 1995.
- FOSSEN, H. *Geologia Estrutural*. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2012.
- FRAGOSO, D. G. C. et al. Geologia dos Grupos Bambuí, Areado e Mata da Corda na Folha Presidente Olegário (1:100.000), MG: Registro Depositional do Neoproterozóico ao Neocretáceo da Bacia do São Francisco. *Geonomos*, v. 19, n. 1, p. 28–38, 2011.
- FREIRE, M. B. G. dos S. et al. Estimativa do risco de sodificação de solos de Pernambuco pelo uso de águas salinas. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e*

- Ambiental*, v. 7, n. 2, p. 227–232, 2003.
- FREITAS, P. L. de et al. Identificação e Caracterização Físico-Química de Latossolos de Textura Arenosa e Média da Região Oeste da Bahia. *Caderno de Geociências*, v. 11, n. 1–2, p. 83–93, 2014.
- FREITAS, R. de C. A. de. *Argila Dispersa em Água Determinada por Agitação Rápida, Lenta e Ultrassom*. 2011. Universidade Federal de Viçosa, 2011.
- FUCK, R. A. et al. Paleoproterozoic Crust-Formation and Reworking Events in the Tocantins Province, Central Brazil: A Contribution for Atlantica Supercontinent Reconstruction. *Precambrian Research*, v. 244, n. 1, p. 53–74, 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.003>>.
- FUENTES, F.; DECELLES, P. G.; GEHRELS, G. E. Jurassic Onset of Foreland Basin Deposition in Northwestern Montana, USA: Implications for Along-Strike Synchronicity of Cordilleran Orogenic Activity. *Geology*, v. 37, n. 4, p. 379–382, 2009.
- GAMBA, P.; LOSSANI, S. Neural detection of pipe signatures in ground penetrating radar images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 38, n. 2 I, p. 790–797, 2000.
- GARCÍA O., Á. Criterios modernos para evaluación de la calidad del agua para riego. *International Union of Soil Sciences*, p. 27–36, 1954. Disponível em: <[file:///C:/Users/mgonz/Downloads/Dialnet-IndicesDeCalidadDeAguaEnFuentesSuperficialesUtiliz-4845739.pdf%0Ahttps://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=4845739%0Ahttp://www.ipni.net/publication/ia-lahp.nsf/0/B3BD6ED103283DDD85257A2F005EF91B/\\$FILE/6](file:///C:/Users/mgonz/Downloads/Dialnet-IndicesDeCalidadDeAguaEnFuentesSuperficialesUtiliz-4845739.pdf%0Ahttps://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=4845739%0Ahttp://www.ipni.net/publication/ia-lahp.nsf/0/B3BD6ED103283DDD85257A2F005EF91B/$FILE/6)>.
- GASPAR, M. T. P. *Sistema Aquífero Urucuia : Caracterização Regional e Propostas de Gestão*. 2006. 76 UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA, 2006.
- GASPAR, M. T. P.; CAMPOS, J. E. G. O Sistema Aquífero Urucuia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, n. 4, p. 216–226, 2007.
- GASPAR, M. T. P.; CAMPOS, J. E. G.; MORAES, R. A. V. de. Determinação das Espessuras do Sistema Aquífero Urucuia a partir de Estudo Geofísico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 42, n. 1, p. 154–166, 2012. Disponível em: <www.sbgeo.org.br>.
- GODINHO, L. P. de S.; PEREIRA, R. G. F. de A. Caracterização Geomorfológica Preliminar do Sistema Cárstico do Rio João Rodrigues, São Desidério–BA. *Anais do 32º Congresso Brasileiro de Espeleologia*, v. 2113, p. 341–351, 2013. Disponível em: <http://www.cavernas.org.br/anais32cbe/32cbe_341-351.pdf>.
- GÓES, A. M. *A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba*. 1995. Universidade de São Paulo, 1995.
- GOMES, R. A. A. D.; MOTTA, A. C. *Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia -Relatório Final e Anexos* Salvador-BA Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, , 1980a. .
- GOMES, R. A. A. D.; MOTTA, A. C. *Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia - Relatório Final - Anexos Volume IICPRM*, 1980b. .
- GOMES, R. A. A. D.; MOTTA, A. C. *Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia. Convênio DNPM/CPRM - Relatório Final: Textos e Mapas.*, 1980c. . Disponível em: <<http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/9164>>.

- GONÇALVES, Gr. D.; CHANG, H. K. Modelo Hidrogeológico do Sistema Aquífero Urucua na Bacia do Rio Grande (BA). *Geociências*, v. 36, n. 2, p. 205–220, 2017.
- GUTIÉRREZ, M. et al. Quantitative study of piping processes in badland areas of the Ebro Basin, NE Spain. *Geomorphology*, v. 20, n. 3–4, p. 237–253, 1997.
- HACKSPACHER, P. C. et al. Modelagem Térmica e Geomorfologia da Borda Sul do Cráton do São Francisco: Termocronologia por Traços de Fissão em Apatita. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, n. 4, p. 76–86, 2007. Disponível em: <<http://rbg.sbgeo.org.br/index.php/rbg/article/view/1326>>.
- HAGERTY, D. J. Piping/Sapping erosion. I: Basic Considerations. v. 117, n. 8, p. 991–1008, 1991.
- HASUI, Y. A Grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste Brasileiro e a Estruturação Regional. *Geociências*, v. 29, n. 2, p. 141–169, 2010.
- HEILBRON, M. et al. São Francisco Craton, Eastern Brazil - Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. v. 17, p. 321–331, 2017. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/978-3-319-01715-0>>.
- HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. *Regional Geology Reviews. São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. [s.l.: s.n.]
- HERCOS, C. M.; MARTINS-NETO, M. A.; FILHO, A. D. Arcabouço Estrutural da Bacia do São Francisco nos Arredores da Serra da Água Fria (MG), a partir da Integração de Dados de Superfície e Subsuperfície. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, n. 2- Suplemento, p. 197–212, 2008.
- HIGGINS, C. G.; SCHONER, C. Sinkholes formed by piping into buried channels. *Geomorphology*, v. 20, n. 3–4, p. 307–312, 1997.
- HOLDEN, J.; BURT, T. P.; VILAS, M. Application of ground-penetrating radar to the identification of subsurface piping in blanket peat. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 27, n. 3, p. 235–249, 2002.
- HOLZ, M. et al. *Projeto BAFRAN - Reavaliação geológica da porção baiana da Bacia de Francisco: estratigrafia de sequência, sismoestratigrafia e possíveis implicações para sistemas petrolíferos.*, 2014. .
- IGLESIAS, M.; UHLEIN, A. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 39, n. 2, p. 256–266, 2009. Disponível em: <http://papegeo.igc.usp.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0375-75362009000200006&nrm=iso>.
- ISAAKS, H. B.; SRIVASTAVA, R. M. *Applied Geostatistics*. New York: OXFORD UNIVERSITY PRESS, 1989.
- JACOB, R. W.; URBAN, T. M. Ground-Penetrating Radar Velocity Determination and Precision Estimates Using Common-Midpoint (CMP) Collection with Hand-Picking, Semblance Analysis and Cross-Correlation Analysis: A Case Study and Tutorial for Archaeologists. *Archaeometry*, v. 58, n. 6, p. 987–1002, 2016.
- JANONI, C. R. et al. Neotectonica nas Coberturas Sedimentares do Craton do São Francisco Oeste da Bahia. *Revista de Geologia*, v. 29, n. 1, p. 93–111, 2016.
- JANONI, C. R. *O Depósito de Manganês Portador de Metais Raros (Cobalto, Tálcio e Escândio) de Alto Teor do Vau da Boa Esperança, Região de Barreiras, Oeste da*

- Bahia, Brasil. 2017. 2017.*
- JONES, J. A. A. Implications of natural soil piping for basin management in upland Britain. *Land Degradation and Development*, v. 15, n. 3, p. 325–349, 2004.
- JUNIOR, V. A.; LIMA, O. A. L. de. Avaliação Hidrogeológica do Aquífero Urucuia na Bacia do Rio das Fêmeas – BA usando Resistividade e Polarização Elétrica Induzida. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 25, n. 2, p. 117–129, 2007.
- KIANG, C. H.; SILVA, F. de P. e. Contribuição ao Arcabouço Geológico do Sistema Aquífero Urucuia. *Revista de Geociências da Universidade Estadual Paulista - UNESP*, v. 34, n. 4, p. 872–882, 2015.
- KNIGHT, R. Ground penetrating radar for environmental applications. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 29, p. 229–255, 2001.
- KUCHENBECKER, M.; REIS, H. L. S.; FRAGOSO, D. G. C. Caracterização Estrutural e Considerações Sobre a Evolução Tectônica da Formação Salitre na Porção Central da Bacia de Irecê, Norte do Cráton do São Francisco (BA). *Geonomos*, v. 19, n. 2, p. 42–49, 2011.
- LAI, W. W. L. et al. Perturbation mapping of water leak in buried water pipes via laboratory validation experiments with high-frequency ground penetrating radar (GPR). *Tunnelling and Underground Space Technology*, v. 52, p. 157–167, 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.tust.2015.10.017>>.
- LEITE, M. M.; DIAS, P. H. A.; COSTA, R. D. da. *Estruturação e Estratigrafia da Bacia Bambuí na Região de Montalvania-Japoré, Norte de Minas Gerais* XVI SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS - X INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS. 22 a 24 de maio de 2017. Salvador - BA - Brasil SALVADOR-BA, 2017.
- LIMA, M.I.C. de. *Análise de Drenagem e seu Significado Geológico-Geomorfológico* Apostila Belém-PA, 2006.
- LIMA, O. A. L. de. Levantamentos Geofísicos no Aquífero Urucuia: Sub- Bacias dos Rios Arrojado e Formoso, Bahia. *UFBA*, p. 37, 2007.
- LIMA, O. N. B. de. *Estratigrafia Isotópica e Evolução Sedimentar e o Grupo Bambuí na Borda Ocidental do Cráton do São Francisco: Implicação Tectônica e Paleo-Ambiental*. 2011. Universidade de Brasília, 2011. Disponível em: <http://repositorio.unb.br/bitstream/10482/10962/1/2011_OtavioNunesBorgesdeLima.pdf>.
- LIMA, E.A.M.; LEITE, J.F. *Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: integração geológico-metalogenética; relatório final da etapa III*, 1978a.
- LIMA, E. de A. M.; LEITE, J. F. *Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba Integração Geólogo-Metalogenética. Etapa III - Relatório de Progresso, Fase de Campo I, Texto e Anexos. Volume 1*, 1978b.
- LOPES, A. S.; GUILHERME, L. R. G. *Interpretação de Análise de Solo: Conceitos e Aplicações* ANDA - Associação Nacional para Difusão de Adubos, 2004.
- LOPES, J. N. *Faceologia e Gênese dos Carbonatos do Grupo Bambuí na Região de Arcos, Estado de Minas Gerais*. 1995. UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, 1995.
- MACÊDO, R. J. A. de; SURYA, L. Comparação entre Modelos Digitais de Elevação dos Sensores SRTM E ALOS Palsar para Análise Digital de Terreno. *Revista Contexto Geográfico*, v. 3, n. 6, p. 47–55, 2018.

- MACHADO, W.; DE MELO, T. R.; FILHO, J. T. Clay dispersion and loss in Oxisol treated with different concentrations of limestone. *Semina: Ciências Agrárias*, v. 38, n. 6, p. 3907–3913, 2017.
- MANTESSO-NETO, V. et al. *Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. [s.l: s.n.]
- MANTOVANI, E. C. et al. RELATÓRIO TÉCNICO FINAL - Estudo do Potencial Hídrico da Região Oeste da Bahia: Quantificação e Monitoramento da Disponibilidade dos Recursos do Aquífero Urucuia e Superficiais nas Bacias dos rios Grande, Corrente e Carinhanha. p. 359, 2019.
- MARTÍNEZ, M. I. *Estratigrafia e Tectônica do Grupo Bambuí no Norte do Estado de Minas Gerais*. 2007a. UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS, 2007. Disponível em: <<http://www.bibliotecadigital.ufmg.br/dspace/handle/1843/MPBB-76LHRV>>.
- MARTÍNEZ, M. I. (Instituto de G. *Estratigrafia e Tectônica do Grupo Bambuí no Norte do Estado de Minas Gerais*. 2007b. UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS, 2007. Disponível em: <<http://www.bibliotecadigital.ufmg.br/dspace/handle/1843/MPBB-76LHRV>>.
- MARTINS-NETO, M. A. Classificação de Bacias Sedimentares: Uma Revisão Comentada. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, n. 1, p. 165–176, 2006.
- MARTINS, M.; TEIXEIRA, L. B.; BRAUN, O. P. . *Bacia do São Francisco: uma fronteira exploratória na pesquisa de petróleo no Brasil. Anais do VII Simpósio de Geologia de Minas Gerais - SBG Núcleo Minas Gerais. Bol. 12*, 1993. . Disponível em: <http://sbg-mg.org.br/site/mostra_anais.php?id=59>.
- MASANNAT, Y. M. Development of piping erosion conditions in the Benson area, Arizona, USA. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, v. 13, n. 1, p. 53–61, 1980.
- MEIRA, S. A.; SANTOS, G. B. dos. Inventário e Quantificação da Potencialidade Educativa do Patrimônio Geológico da Serra dos Tapuias, Riachão das Neves (BA). *CAMINHOS DE GEOGRAFIA*, v. 49, n. 23–6, p. 1–18, 2016.
- MESCOLOTTI, P. C. *Paleocorrentes e Paleogeografia do Grupo Areado, Cretáceo Inferior da Bacia Sanfranciscana*. 2015. Universidade Estadual Paulista, 2015.
- MOCITAIBA, L. da S. R. *Cartografia Geofísica Regional do Magmatismo Mesozoico (Mosquito e Sardinha) na Bacia do Parnaíba*. 2016. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2016. Disponível em: <<https://repositorio.ufrn.br/jspui/handle/123456789/21886>>.
- MOCITAIBA, L. S. R.; DE CASTRO, D. L.; DE OLIVEIRA, D. C. Cartografia Geofísica Regional do Magmatismo Mesozoico na Bacia do Parnaíba. *Geologia USP - Serie Científica*, v. 17, n. 2, p. 169–192, 2017.
- MONTANHEIRO, T. J. et al. Investigação Tecnológica de Arenitos Silicificados da Formação Botucatu (NE do Paraná) para uso como Rocha de Revestimento. *Geociências*, v. 30, n. 2, p. 237–251, 2011.
- MOTA, J. C. A.; FREIRE, A. G.; DE ASSIS JÚNIOR, R. N. Qualidade física de um cambissolo sob sistemas de manejo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 37, n. 5, p. 1196–1206, 2013.
- MUTUA, S. et al. Understanding and Conceptualization of the Hydrogeology and Groundwater Flow Dynamics of the Nyando River Basin in Western Kenya. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, v. 32, n. December, p. 100766, 2020. Disponível em:

<<https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2020.100766>>.

- NABIGHIAN, M. N. The Analytic Signal of Two-Dimensional Magnetic Bodies Whith Polygonal Cross-Section: Its Properties and use for Automated Anomaly Interpretation. *Geophysics*, v. 37, n. 3, p. 507–517, 1972.
- NABIGHIAN, M. N. The Analytic Signal of Two-Dimensional Magnetic Bodies Whith Polygonal Cross-Section. *Geophysics*, v. 39, n. 1, p. 85–92, 1974.
- NETO, R. M. Aspectos Morfoestruturais e Morfotectônicos da Bacia do Rio Lambari (Sul de Minas Gerais) No Escopo da Neotectônica e seus Reflexos no Relevo e na Drenagem. *I Simpósio Mineiro de Geografia*, p. 34–49, 2014.
- NEUMAN, S. P.; JACOBSON, E. A. Analysis of Nonintrinsic Spatial Variability by Residual Kriging with Application to Regional Groundwater Levels. *Journal of the International Association for Mathematical Geology*, v. 16, n. 5, p. 499–521, 1984.
- NUNES, M. R. et al. Soil chemical management drives structural degradation of Oxisols under a no-till cropping system. *Soil Research*, v. 55, n. 8, p. 819–831, 2017.
- OLIVEIRA, L. T. et al. Caracterização Hidroquímica Preliminar do Aquífero Urucuia nas Sub-Bacias dos Rios Arrojado e Formoso. *Associação Brasileira de Águas Subterrâneas - XIV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, p. 1–14, 2006.
- OLIVEIRA, L. T. Comportamento Hidrogeológico do Grupo Urucuia: Sub- bacias dos rios Formoso e Arrojado. *SUPLEMENTO - Anais do XV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, p. 15, 2008.
- ORR, E. D.; DUTTON, A. R. *An Application of Geostatistics to Determine Regional Ground-Water Flow in the San Andres Formation, Texas and New Mexico* Groundwater, 1983. .
- PEREIRA, C. et al. New Processing and Seismic Interpretation for the Northern São Francisco Basin, Brazil. *Society of Exploration Geophysicists - 14th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 3-6 August 2015.*, p. 1146–1149, 2015.
- PEREIRA, D. A. et al. Dolinas em Arenitos do Grupo Urucuia na Formação Chapadão na Bacia Hidrográfica do Rio Grande em Barreiras – Bahia . *SUPLEMENTO - Anais do XIX Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, p. 11, 2016.
- PIMENTEL, M. M. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: A geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, n. June, p. 67–82, 2016.
- PORTELA, J. C. et al. Argila Dispersa em Água e Grau de Floculação em Classes e Solos. *III Congresso Internacional das Ciências Agrárias. COINTER - PDVAGRO 2018*, p. 7, 2018. Disponível em: <<https://cointer.institutoidv.org/pdvagro/wp-content/uploads/2019/04/ARGILA-DISPERSA-EM-ÁGUA-E-GRAU-DE-FLOCULAÇÃO-EM-CLASSES-DE-SOLOS.pdf>>.
- REATTO, A. et al. *Cerrado: Correção do solo e adubação*. 2-8a imp. ed. Brasília, DF: Tecnológica, Embrapa Informação, 2004.
- REIS, C. P. dos. *Simulação de Fatores que Afetam as Predições Obtidas por Krigagem Ordinária*. 2013. Universidade Federal de Viçosa, 2013.
- REIS, P. A. G. dos; FONTES, A. S.; MEDEIROS, Y. D. P. Avaliação da Interação Rio-Aquífero em Sub-Bacia Hidrográfica do Oeste Baiano para Atendimento das Demandas Consuntivas. *Associação Brasileira de Recursos Hídricos - XXII Simpósio*

- Brasileiro de Recursos Hídricos*, p. 1–8, 2017.
- REIS, H. L. S. *Estratigrafia e tectônica da Bacia do São Francisco na zona de emanções de gás natural do baixo Rio Indaia (MG)*. 2011. UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO, 2011. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/299823745_Estratigrafia_e_tectonica_da_Bacia_do_Sao_Francisco_na_zona_de_emanacoes_de_gas_natural_do_baixo_Rio_Indaia_MG>.
- REIS, H. L. S. *Neoproterozoic Evolution of the São Francisco Basin, SE Brazil: Effects of Tectonic Inheritance on Foreland Sedimentation and Deformation*. 2016. UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO, 2016. Disponível em: <<https://www.repositorio.ufop.br/handle/123456789/10009>>.
- REIS, H. L. S. et al. The São Francisco Basin. *Researchgate*, v. 7, n. December, p. 117–143, 2017. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/978-3-319-01715-0>>.
- RIBON, A. A. et al. Caracterização de caulinita e gibsitita em solos do bioma Cerrado. *XXXV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo*, p. 4, fev. 2015.
- ROCHA, M. M. da; LOURENÇO, D. A.; LEITE, C. B. B. Application of the kriging with smoothing effect correction in potentiometric data of the city of Pereira Barreto - SP. *Geologia USP - Serie Cientifica*, v. 7, n. 2, p. 37–48, 2007.
- RODRIGUES, Z. R. C. et al. Hidrodinâmica do Sistema Aquífero Urucuia e seu Rebatimento para a Gestão da Água na Região Oeste do Estado da Bahia. *Associação Brasileira de Águas Subterrâneas - I Congresso Internacional de Meio Ambiente Subterrâneo*, p. 1–14, 2009. Disponível em: <ISBN 978-85-62484-02-5>.
- ROSSI, A. V. A. et al. Stratigraphic, Isotopic, and Geochronological Record of a Superposed Pro-Foreland Basin in the Eastern São Francisco Craton During West Gondwana Amalgamation. *Journal of South American Earth Sciences*, p. 84, 2020. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102406>>.
- ROTH, C. H.; PAVAN, M. A. Effects of lime and gypsum on clay dispersion and infiltration in samples of a Brazilian Oxisol. *Geoderma*, v. 48, n. 3–4, p. 351–361, 1991.
- SALES, I. R. *Utilização das Águas Subterrâneas do Aquífero Urucuia na Área Urbana de Luís Eduardo Magalhães - BA*. 2013. UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DA BAHIA - CAMPUS PROFESSOR EDGARD SANTOS, 2013.
- SANDMEIER, K. Introduction to the processing of GPR-data within REFLEXW I . Data acquisition and import into Reflexw. p. 1–23, 2017.
- SANO, S.; ALMEIDA, S.; RIBEIRO, J. *Cerrado: ecologia e flora (V1)*. Brasília, DF: Embrapa Informação Tecnológica, 2008.
- SANTOS, C. H. de O. *Expressão Estrutural do Lineamento Transbrasileiro na Porção Sul da Bacia do Parnaíba*. 2017. UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE CENTRO, 2017.
- SANTOS, H. G. dos et al. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. 5 revista ed. Brasília-DF: Embrapa Solos, 2018.
- SANTOS, L. G. dos. *Caracterização das Rochas Carbonáticas das Formações São Desidério e Sete Lagoas, no Oeste Baiano, como Insumo para a Calagem*. 2019. UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DA BAHIA, 2019.
- SANTOS, R. L. dos S. *Modelo Hidrogeológico e Determinação dos Parâmetros Petrofísicos do Grupo Urucuia na Região Oeste na Bahia*. 2016. UNIVERSIDADE

- FEDERAL DO OESTE DA BAHIA, 2016.
- SCHROEDER, D. *SOLOS - Fatos e Conceitos*. 4. ed. Suíça: Ferdinand Hirt AG CH-6314, 1969.
- SCHUSTER, H. D. M. et al. Estudos Hidrogeológicos do Aquífero Urucuia no Oeste Baiano para Obtenção de Parâmetros nas Outorgas de Mananciais Subterrâneos. *Associação Brasileira de Águas Subterrâneas - XII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, p. 1–15, 2002.
- SGARBI, G. N. C. Arenitos Eólicos da Formação Areado (Bacia Cretácea do São Francisco): Caracterização, Diagênese e Aspectos Químicos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 21, n. 4, p. 342–354, 1991.
- SGARBI, G. N. C. The Cretaceous Sanfranciscan Basin, Eastern Plateau of Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 3, p. 450–452, 2000.
- SGARBI, G. N. C.; DARDENNE, M. A. Evolução Climática do Gondwana na Região Centro-Sul do Brasil e seus Registros Geológicos Continentais Durante o Mesozóico, Enfatizando o Arco do Paranaíba, a Borda NNE da Bacia do Paraná e a Porção Meridional da Bacia Sanfranciscana, no Oeste do Estado d. *Geonomos*, v. 4, n. 1, p. 21–49, 1996.
- SILVA, F. de P. e; CHANG, H. K. Sistemas Aquíferos da Porção Centro-Norte da Bacia Sanfranciscana e Estimativa do Fluxo Regional. *Associação Brasileira de Águas Subterrâneas*, v. 32, n. 2, p. 267–274, 2018.
- SPIGOLON, A. L. D.; ALVARENGA, C. J. S. de. *Fácies e Elementos Arquiteturais Resultantes de Mudanças Climáticas em um Ambiente Desértico: Grupo Urucuia (Neocretáceo), Bacia Sanfranciscana* *Revista Brasileira de Geociências*, 2002. .
- SPISILA, A. L. Análise Estrutural do Intervalo Permiano-Jurássico da Bacia do Parnaíba – Região de Araguaína (TO). n. October, p. 122, 2011.
- TABANDEH, S. M.; KHOLGHI, M.; HOSSEINI, S. A. Groundwater Quality Assessment in Two Shallow Aquifers With Different Hydrogeological Characteristics (Case Study: Lenjanat and Babol–Amol Aquifers in Iran). *Environmental Earth Sciences*, v. 80, n. 12, 2021. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s12665-021-09690-8>>.
- TEIXEIRA, P. C. et al. *Manual de Métodos de Análise de Solo 3ª edição revista e ampliada* *Manual de métodos de análise de solo - Capítulo 17 - RELAÇÕES MOLECULARES* Ki e Kr Brasília-DF Embrapa, , 2017a. .
- TEIXEIRA, P. C. et al. *Capítulo 11: Argila Dispersa em Água e Grau de Floculação* Brasília-DF *Manual de Métodos de Análise de Solo - 3ª edição revista e ampliada.*, , 2017b. . Disponível em: <<https://www.embrapa.br>>.
- TRINDADE, C. R.; SOARES, J. E. P.; FUCK, R. A. *Caracterização Sísmica da Crosta ao Longo do Lineamento Transbrasiliano no Brasil Central* Brasília-DF XIV SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE_2015, , 2015. .
- TROMPETTE, R. Geology of western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. *Geology of western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*, 1994.
- UHLEIN, A. et al. A Glaciação Sturtiana (~750 Ma), a Estrutura do Rifte Macaúbas - Santo Onofre e a Estratigrafia do Grupo Macaúbas, Faixa Araçuai. *Geonomos*, v. 15, n. 1, p. 45–60, 2007.
- UHLEIN, A. et al. Estratigrafia e Tectônica das Faixas Neoproterozóicas da Porção Norte

- do Craton do São Francisco. *Geonomos*, v. 19, n. 2, p. 8–31, 2011. Disponível em: <<http://www.igc.ufmg.br/geonomos/PDFs/20112/Uhlein-et-al.pdf>>.
- UHLEIN, G. J. et al. Early to Late Ediacaran Conglomeratic Wedges from a Complete Foreland Basin Cycle in the Southwest São Francisco Craton, Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Research*, v. 299, p. 101–116, 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.020>>.
- VALADÃO, R. C. *Evolução de Longo-Termo do Relevo do Brasil Oriental (Desnudação, Superfície de Aplanamento e Soerguimentos Crustais)*. 1998. Universidade Federal da Bahia, 1998.
- VIEIRA, M. de S. B. *Estudo das Vazões do Sistema Aquífero Urucuia em Períodos de Recessão Hídrica*. 2021. Universidade de Brasília, 2021. Disponível em: <<http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/22169>>.
- VILLAR, P. C. C. M. et al. Tipos Hidroquímicos das Águas Subterrâneas nas Bacias dos Rios de Ondas, Fêmeas e Grande na Região Oeste da Bahia. *XVIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, n. 71, p. 9, 2014.
- VILLAR, P. C. C. M.; MOURÃO, M. A. A. *Relatório Diagnóstico Sistema Aquífero Urucuia – Bacia Sedimentar Sanfranciscana* Belo Horizonte Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM/Serviço Geológico do Brasil. Superintendência Regional de Belo Horizonte., , 2012. .
- WAHAB, W. A. et al. Interpretation of Ground Penetrating Radar (GPR) image for detecting and estimating buried pipes and cables. *Proceedings - 2013 IEEE International Conference on Control System, Computing and Engineering, ICCSCE 2013*, n. November, p. 361–364, 2013.
- WALTER, B. M. T. *Fitofisionomias do bioma Cerrado: síntese terminológica e relações florísticas*. 2006. Universidade de Brasília Instituto, 2006.
- WEBSTER, R.; OLIVER, M. A. *Geostatistics for Environmental Scientists: Second Edition*. [s.l: s.n.]
- WEI, J. S.; HASHIM, M.; MARGHANY, M. New Approach for Extraction of Subsurface Cylindrical Pipe. *31st Asian Conference on Remote Sensing*, p. 7, 2010.
- YAMAMOTO, J. K.; LANDIM, P. M. B. *Geoestatística Conceitos e Aplicações*. São Paulo: Oficina de Textos, 2013.
- ZALÁN, P. V.; SILVA, P. C. R. Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 561–571, 2007.