



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GEOLOGIA**

ANDERSON ANTONIO DE OLIVEIRA MUNIZ

**USO DE IMAGENS DE SATÉLITE NA CARACTERIZAÇÃO
GEOLÓGICA E HIDROGEOLÓGICA DA FOLHA GUANAMBI,
BAHIA, BRASIL.**

Salvador
2013

ANDERSON ANTONIO DE OLIVEIRA MUNIZ

**USO DE IMAGENS DE SATÉLITE NA
CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E HIDROGEOLÓGICA
DA FOLHA GUANAMBI, BAHIA, BRASIL.**

Monografia apresentada ao Curso de Geologia,
Instituto de Geociências, Universidade Federal da
Bahia, como requisito parcial para obtenção do grau
de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. MSc. Danilo Heitor Caires Tinoco
Bisneto Melo

Co-orientador: Prof. MSc. Hailton Mello da Silva

Salvador
2013

TERMO DE APROVAÇÃO

ANDERSON ANTONIO DE OLIVEIRA MUNIZ

USO DE IMAGENS DE SATÉLITE NA CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E HIDROGEOLÓGICA DA FOLHA GUANAMBI, BAHIA, BRASIL.

Monografia aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia, Universidade Federal da Bahia, pela seguinte banca examinadora:

Prof. MSc. Danilo Heitor Caires Tinoco Bisneto Melo - Orientador
Instituto de geociências, UFBA

Prof. MSc. Hailton Mello da Silva - Co-orientador
Instituto de geociências, UFBA

Prof. Dr. Sérgio Augusto de Moraes Nascimento
Instituto de geociências, UFBA

Prof. Dr. Cristovaldo Bispo dos Santos
IGEO/UFBA e CPRM

Salvador, 25 de março de 2013

AGRADECIMENTOS

À Deus, acima de tudo, pela presença em minha vida.

À minha família, especialmente, a meus pais e esposa.

Ao Prof. MSc. Danilo Heitor Caires Tinoco Bisneto Melo e ao Prof. MSc. Hailton Mello da Silva pela orientação, paciência, compreensão, pelo estímulo e por terem me ensinado aquilo que eu sei sobre sensoriamento remoto e processamento de imagens.

À Prof.^a MSc. Olívia Cordeiro Oliveira pela orientação de iniciação científica.

Aos colegas do INEHMA pelas dúvidas sanadas, pela atenção e pelo compartilhamento de conhecimento.

Aos meus amigos.

À Tilá e Jaspe pelo companheirismo e amizade incondicional.

À Universidade Federal da Bahia pela minha graduação e por ter me proporcionado o encontro com pessoas das mais diversas áreas do conhecimento, fazendo-me uma pessoa melhor pelos novos ideais e pela visão de mundo, muito mais do que pela capacitação técnica.

À todas as pessoas que direta ou indiretamente estiveram comigo durante esta jornada, os meus sinceros agradecimentos.

RESUMO

O presente estudo foi desenvolvido na região de abrangência da Folha Guanambi, em parte das cidades de Guanambi, Caetité, Candiba, Pindaí, Sebastião das Laranjeiras, Palmas de Monte Alto, Igaporã, localizada no centro-sul do estado da Bahia. A região nordeste do Brasil é marcada, geralmente, pelo clima seco e distribuição irregular da quadra chuvosa. A captação de água subterrânea, muitas vezes, é a única alternativa para suprir a falta deste recurso quando a estiagem prolongada compromete o abastecimento. Objetivando a caracterização geológica e hidrogeológica da área de estudo executou-se mapeamento dos litotipos e análise em detalhe das estruturas rúpteis que afetam os terrenos pré-cambrianos. Litologicamente é constituída por rochas ígneas, metamórficas, metavulcanossedimentares e sedimentos terrígenos. As rochas destas unidades foram submetidas a retrabalhamentos durante a evolução arquena-palaoproterozóico, registrando estruturas dúcteis e rúpteis. O estudo de imagens de sensoriamento remoto consistiu na aplicação de técnicas de processamento digital.

Foram utilizadas cenas adquiridas pelo sensor Thematic Mapper - TM, Landsat 5, nas seis bandas do espectro óptico refletido. A partir de vários métodos de realce de imagens foram selecionadas as bandas espectrais (ou combinações destas) mais adequadas à discriminação dos alvos visados. As direções de alinhamentos estruturais obtidas pela interpretação das imagens de satélite são compatíveis com os resultados da interpretação dos dados de fraturas, estudadas nas rochas. As principais famílias de fraturas identificadas são: NW-SE (Domínio das Coberturas), NNE-SSW e E-W (Domínios dos Metassedimentos) e, NW-SE e N-S (Domínio do Embasamento Cristalino). Nestes terrenos configuram-se os domínios hidrogeológicos fissural, fissural/granular e granular, com a ocorrência de água subterrânea condicionada por estruturas rúpteis que podem estar interconectadas, e adquirir porosidade secundária capaz de facilitar a percolação e o armazenamento de fluidos.

Palavras-chave: Sensoriamento remoto; Componentes principais; Hidrogeologia.

ABSTRACT

This study was developed in the region covered by the Folha Guanambi, in most cities of Guanambi, Caetité, Candiba, Pindaí, of Sebastian Orange, Palmas de Monte Alto, Igaporã, located in south-central state of Bahia. The northeast of Brazil is marked usually by dry weather irregular distribution of the rainy season. The groundwater extraction, many sometimes, the only alternative is to address the lack of this feature when the drought prolonged undertakes supply. In order to characterize geological and hydrogeological study area ran up analysis and mapping of lithotypes in detail the brittle structures that affect the Precambrian terrains. Lithologically consists of igneous, metamorphic, metavolcanosedimentary and terrigenous sediments. The rocks such units were subjected to reworking during evolution arqueana-palaoproterozóico, ductile and brittle structures registering. The study of pictures remote sensing was the application of digital processing techniques. We used scenes acquired by the Thematic Mapper sensor – TM Landsat 5, six bands in the optical spectrum reflected. From several methods enhancement images were selected spectral bands (or combinations these) more suitable for discrimination of target audiences. The directions of structural alignments obtained by interpretation of satellite images are consistent with the results of the data interpretation of fractures studied the rocks. The main families of fractures identified are: NW-SE (Domain of Penthouse), NNE-SSW and EW (Domains of metasediments) and NW-SE and NS (Domain Crystalline Basement). In these plots are configured domains hydrogeological fissure, fissure / granular and granular, with the occurrence of groundwater conditioned by brittle structures that may be interconnected and can acquire secondary porosity facilitate storage and percolation fluids.

Keywords: Remote sensing; Principal Components; Hydrogeology

LISTA DE FIGURAS

Figura 2. 1. Localização, situação e principais vias de acesso a área de estudo. Área de trabalho em vermelho. Fonte: CPRM, 2010.	2
Tabela 4. 1. Descrição das bandas do sensor TM do Landsat 5 (NASA, 2012).	5
Figura 5. 1. Lineamentos negativos de relevo, extraído da imagem SRTM, por meio da ferramenta hillshade (azimute 45). Fonte: (INPE, 2010).	8
Figura 6. 1. Unidades hidrográficas de referência e divisão fisiográfica da Bacia. Fonte: ANA, 2004.	10
Figura 6. 2. Precipitação média anual na Bacia (1961 a 1990). O quadrado em amarelo representa a área de estudo deste trabalho. Fonte: ANA (2009).	11
Figura 6. 3 Mapa de vegetação da área de estudo. Fonte: CPRM, 2010.	11
Figura 6. 4 Mapa de solos da área de estudo. Fonte: CPRM, 2010.	13
Figura 6. 5 Mapa geomorfológico da área de estudo. Fonte: CPRM, 2010.	15
Figura 7. 1. Mapa Geológico simplificado do Estado da Bahia, com destaque dos principais Greenstone belt e seqüências vulcanossedimentares. Fonte: Modificado de Silva & Cunha (1999).	18
Figura 8. 1. Perfis geotectônicos EW no SSE-SSW do estado da Bahia, destacando apenas rochas paleoproterozóicas. (a) Estágio intermediário da colisão paleoproterozóica com deposição final de sedimentos siliciclásticos nos Greenstone Belts de Umburanas e Contendas Mirante, e início da produção de charnockitos na região de Brejões. (b) Estágio final da orogênese com cavalgamento do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (granulitos) sobre o Bloco Jequié e deste sobre o Bloco Gavião (rochas das fácies anfíbolito e xisto-verde). Diagramas PTt da lateral superior direita das seções obtidos a partir do estudo de gnaisses alumino-magnesianos. Fonte: (Barbosa & Sabaté, 2003).	22
Figura 8. 2. Perfis esquemáticos do modelo evolutivo do Corredor do Paramirim durante o Arqueano/Paleoproterozóico. Fonte: Arcanjo et al. (2000).	23
Figura 9. 1. Imagem RGB, mostrando os domínios geológicos do embasamento (vermelho), dos metassedimentos (marrom) e das coberturas (amarelo). Fonte: INPE, 2013.	24
Figura 9. 2. Unidades geológicas da área, e os poços não secos perfurados e vazões. Fonte: CPRM, 2010.	25
Figura 10. 1. (a) Diagrama de pólos e planos de fraturas medidas em campo; (b) Diagrama de rosetas mostrando as direções dos planos de fraturas NW-SE e NE-SW e W-E.	48
Figura 10. 2. (a) Diagrama de pólos e planos de falha com movimento aparente sinistral; (b) Diagrama de rosetas mostrando a direção preferencial NE-SW dos planos de falha.	50

Figura 10. 3. (a) Diagrama de pólos e planos de falha com movimento aparente sinistral; (b) Diagrama de rosetas mostrando as direção preferencial NE-SW dos planos de falha.	51
Figura 10. 4. (a) Diagrama de pólos e planos de falhas; (b) Diagrama de rosetas mostrando as direções dos planos de falhas com cinemática aparente sinistral (sistemas 1 e 3); e falhas com cinemática aparente dextral (2, 4 e 5).	53
Figura 10. 5. (a) Diagrama de pólos e planos dos veio; (b) Diagrama de isodensidade polar, mostrando o plano máximo obtido para os veios, de atitude 241/02; e (c) Diagrama de rosetas dos veios com direção preferencial NNE- SSW.	53
Figura 10. 6. (a) Diagrama de pólos e planos de fraturas medidas em campo; (b) Diagrama de rosetas mostrando as direções dos planos de fraturas NW-SE.	57
Figura 11. 7. a) Diagrama de pólos e planos, (b) Diagrama estereográfico sinóptico (c) diagrama de roseta da foliação gnáissica (Sn').	58
Figura 10. 8. (a) Diagrama de pólos e planos de falhas; (b) Diagrama de roseta mostrando as direções das zonas de cisalhamento com cinemática aparente sinistral da fase Dn'''; e das zonas de cisalhamento com cinemática aparente dextral da Fase Dn+2.	58
Figura 10. 9. Diagrama de pólos e planos, (b) Diagrama estereográfico sinóptico (c) diagrama de roseta dos veios de epidoto de todas as litologias da área de estudo.	59
Figura 10. 10. Diagrama de pólos e planos (b) Diagrama estereográfico sinóptico (c) diagrama de roseta das fraturas indiscriminadas em todas as litologias.	60
Figura 11. 1. Domínios hidrogeológicos da área de estudo. Fonte: CPRM, 2010.	62
Figura 11. 2. Mapa de lineamentos de relevo negativo extraído da imagem SRTM (ferramenta hillshade), sobrepostos a CP1, e vazões dos poços. Fonte: CPRM, 2012.	63
Figura 11. 3. Perfil litológico do poço tubular (nº 2900005577) - localidade de Entre Morros – Guanambi. Coord: 735232 W / 8438305 S. (Domínio Hidrogeológico do Embasamento Cristalino). Fonte: CPRM, 2013.	66
Figura 11. 4. Perfil litológico do poço tubular (nº 2900000458) - localidade de Brejinho das Ametistas - Caetité. Coord: 770000 W / 8432300 S. (Domínio Hidrogeológico das Coberturas). Fonte: CPRM, 2013.	67
Figura 11. 5. Perfil litológico do poço tubular (nº 2900000430) - localidade de Jatoba (Sede I) - Caetité. Coord: 769050 W / 8444200 S. (Domínio Hidrogeológico dos Metassedimentos). Fonte: CPRM, 2013.	68
Figura 11. 6. Mapa de superfície potenciométrica área, utilizando o método de krigagem, no software Surfer 9.0, sobrpsto ao mapa geológico. (Fonte: CPRM, 2013).	69

LISTA DE FOTOS

Foto 9. 1. Ortognaisses. (Visada em planta no ponto GND-25. Coord. 735210 W / 8398874 S).	26
Foto 9. 2. Afloramento em corte de estrada mostrando saprólito do ortognaisses. (Visada em perfil do Ponto GND 09. Coord. 739498 W / 8399392 S).	27
Foto 9. 3. Fraturas preenchidas por veios de quartzo em ortognaisses. (Visada em planta no ponto GND 24. Coord. 737279 W / 8400686 S).	27
Foto 9. 4. Coroa de reação presente no enclave máfico. (Visada em planto no ponto GND 08. Coordenada: 743706 W / 8398140 S).	28
Foto 9. 5. Lâmina GNA-12C. A: nicóis cruzados; B: amostra de mão.	29

Foto 9. 6. Fotomicrografia BSF 1137 obtida em luz polarizada (nicóis cruzados) (A) e luz plana (B) em lâmina delgada com aumento de 10x.....	30
Foto 9. 7. Migmatito com estrutura Schilieren. (Visada em planta no ponto GND 21. Coordenada: 740183 W / 8405552 S).....	31
Foto 9. 8. Saprólito de migmatito. Visto na estrada velha de Candiba. (Visada em planta no ponto GND 21. Coord. 740183 W / 8405552 S)	31
Foto 9. 9. Textura Nebulítica. (Visada em planta no ponto GND 39. Coord. 747546 W / 8407894 S).....	32
Foto 9. 10. Veio de pegmatito com inclusões de biotita. (Visada em planta no ponto GND 03. Coord. 732208 W / 8397036 S).....	32
Foto 9. 11. Alteração do granitóide na cor bege. (Visada em planta do Ponto GNC 26). Coord. 742673 W / 8407964 S).....	33
Foto 9. 12. Granitóide em detalhe. (Visada em planta no ponto GND 33. Coord. 742673 W / 8407964 S).	34
Foto 9. 13. Xenólito de migmatito dentro do granitóide. Visada em planta do ponto GND33. Coord: (742673 W / 8407964 S).....	34
Foto 9. 14. Visão geral do afloramento em forma de morro do Sienito Porfirítico (Visada em perfil do ponto GND 13. Coord. 733268 W / 8406903 S).....	36
Foto 9. 15. Rocha sienítica com alto grau de alteração de intemperização. (Visada em planta do ponto GND 50. Coord. 730728 W / 8398912 S).	36
Foto 9. 16. Fotomicrografia GNA 01 obtida em luz polarizada (nicóis cruzados) (A) e luz plana (B).	37
Foto 9. 17. Detalhe dos pórfiros de k-feldspato no sienito porfirítico. (Visada em planta do ponto GND 16. Coord. 726345 W / 8403037 S).	38
Foto 9. 18. Afloramento de sienito porfirítico com enclave e com foliação dada pela orientação dos feldspatos indicando o fluxo magmático. (Visada em perfil do pnto GND 14. Coord.: 730901 W / 8409968 S).....	39
Foto 9. 19. Contato intrusivo do sienito porfirítico com o migmatito do CSI. (Visada em planta do ponto GND13. Coord. 733268 W / 8406903 S).	39
Foto 9. 20. Visão geral do afloramento. (Visada em perfil do ponto GND 01. Coord. 724380 W / 8401598 S).	40
Foto 9. 21. Estruturas primárias no metarenito, como estratificação plano paralela e tabular. (Visada em perfil do ponto GND 01. Coord. 724380 W / 8401598 S).	41
Foto 9. 22. Dobra e fratura no afloramento do metarenito. (Visada em perfil do ponto GND 01. Coord. 724380 W / 8401598 S).....	41
Foto 9. 23. Colúvio no sopé da serra, no canal de drenagem. (Visada em perfil no ponto GND 17. Coord. 8399768 W / 726473 S).....	42
Foto 9. 24. Depósitos aluvionares no canal de drenagem no riacho do Rebentão. Coord. 8399768 W / 726473 S.	43
Foto 9. 25. . Afloramento de rocha máfica. Visada em perfil no ponto GND 2. Coord. 724445 W / 8401662 W).....	44
Foto 9. 26. Visão geral do afloramento. (Visada em perfil no ponto GND 2. Coord. 724445 W / 8401662 S).	44
 Foto 10. 1. Ocorrências de paleossomas (máficos) e neossomas (félsicos) na porções migmatíticas do CSI. Visada em planta. Ponto GND 21. Coordenada: 740183 W / 8405552 S.....	46
Foto 10. 2. Boudins associados ao bandamento composicional e às porções migmatíticas e estrutura schölen do CSI. Visada em planta. Ponto GND 10. Coord. 743706 W / 8398140 S.....	47

Foto 10. 3. Falha transtensional cisalhante em gnaiss migmatitos preenchida por veio de quartzo orientado NE-SW apresentando cinemática sinistral. Ponto GND 35. Coord.: 744622 W / 8409630 S.	47
Foto 10. 4. Bandamento gnáissico // Sn (N345/90). Visada em planta no Ponto GND 24. Coord. 737279 W / 8400686 S.	48
Foto 10. 5. Afloramento de ortognaiss nos arredores do município de Pindaí, apresentando fraturas (vermelho), dobras (azul), foliação (amarelo), enclaves. Ponto GND 8. Coord. 743706 W / 8398140 S.	49
Foto 10. 6. Dobras truncadas por corredores de deformação dúctil a dúctil-rúptil em domínio dúctil-rúptil, mostrando Sn // Sn+1. Visada em planta. Ponto GND 11. Coord. 737626 W / 8399375 S.	50
Foto 10. 7. Afloramento de Ortognaiss nos arredores do município de Pindaí, apresentando falha com orientação W-E e cinemática aparente sinistral, deslocando veio de quartzo. Ponto GND 7. Coord. 748336 W / 8397361 S.	51
Foto 10. 8. Foliação de fluxo magmático (So) em sienito porfirítico com enclave máfico com mesma direção preferencial So. Visada em planta. Ponto GND13. Coord. 733268 W / 8406903 S.	52
Foto 10. 9. Veio de quartzo orientado E-W, sendo deslocado por falha com direção N-S e cinemática aparente sinistral da fase Dn''' em sienito porfirítico. Visada em planta. Ponto GND 18. Coord. 728847 W / 8397366 S.	54
Foto 10. 10. Fratura com orientação N-S, sendo truncada por dique máfico orientado E-W em falha transtensional com cinemática aparente sinistral. Sienito Porfirítico do BMSGU. Visada em planta. Ponto GND 18. Coord. 728847 W / 8397366 S.	54
Foto 10. 11. Matarenito exibindo acamamento sedimentar, truncados por ZC que nucleia S1 //S0. Ponto GNC 15: Coord. 760024 W / 8400708 S.	55
Foto 10. 12. Boudins assiétricos indicando movimento predominante sinistral. Ponto GNC14. Coord. 760858 W / 8400580 S.	55
Foto 10. 13. Veios de quartzo truncando S1 //S0 com trend geral WSW-ESSE. Ponto GNC 8. Coord. . 764182 W / 8403650 S.	56
Foto 10. 14. fraturas indistintas com trend geral WSW-ESSE. Coord; 764182 W / 8403650 S.	56

LISTA DE TABELAS

Tabela 9. 1. Tabela de descrição petrográfica dos Ortognaisses.....	28
Tabela 9. 2. Tabela de descrição petrográfica dos Migmatitos.	33
Tabela 9. 3. Tabela de descrição petrográfica dos Granitoides.	35
Tabela 9. 4. Tabela de composição mineralógica do sienito porfirítico.	37
Tabela 11. 1. 1. Localização e parâmetros em análise dos poços não secos da área de estudo. Fonte: CPRM, 2012.	71

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA DE TRABALHO	2
3 OBJETIVOS.....	3
4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
5 MATERIAIS E MÉTODOS	6
5.1 MATERIAIS	6
Base Topográfica digital.....	6
Fotografias aéreas analógicas na escala 1:60.000	6
Imagem do sensor TM do satélite LANDSAT-5.....	6
Software	7
5.2 MÉTODOS.....	7
5.2.1 Fotointerpretação	7
5.2.2 Sensoriamento Remoto	8
5.2.3 Trabalhos de campo.....	9
6 CARACTERIZAÇÃO GEO-AMBIENTAL.....	9
6.1 HIDROGRAFIA	9
6.2 CLIMA	10
6.3 VEGETAÇÃO	11
6.4 SOLOS	12
6.5 RELEVO	14
7 GEOLOGIA REGIONAL	16
7. 1 ESTRATIGRAFIA.....	16
7.1.1 BLOCO GAVIÃO	16
7.1.1.1 ORTOGNAISSES ARQUEANOS	16
7.1.1.2 AS SEQUÊNCIAS VULCANOSSEDIMENTARES	17
7.1.1.3 GRANITÓIDES PALEOPROTEROZÓICOS	18
7.1.3 O SUPERGRUPO ESPINHAÇO	20
7.1.4 AS ROCHAS INTRUSIVAS MÁFICAS	20
7.1.5 O SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO	21
8 EVOLUÇÃO TECTÔNICA	21
9 GEOLOGIA LOCAL.....	24
9.1 DOMÍNIO GEOLÓGICO DO EMBASAMENTO.....	26

9.1.1 Complexo Santa Isabel	26
9.1.1.1 Ortognaisses	26
9.1.1.2 Migmatitos	30
9.1.1.3 Granitóides	33
9.1.2 Batólito Monzonítico Sienítico Guanambi Urandi (BMSGU).....	35
9.2 DOMÍNIO GEOLÓGICO DOS METASSEDIMENTOS.....	40
9.2.1 SUPERGRUPO ESPINHAÇO.....	40
9.2.1.1 Espinhaço Indiviso	40
9.3 DOMÍNIOS DAS COBERTURAS.....	41
9.3.1 Depósitos dos tipos Aluvionares e Cólúvio-Eluvionares	41
9.3.2 Rochas Máficas Intrusivas	43
10 GEOLOGIA ESTRUTURAL	45
10.1 UNIDADES GEOLÓGICAS E ESTRUTURAS IDENTIFICADAS.....	45
10.1.1 Complexo Santa Isabel (CSI).....	46
10.1.2 Batólito Monzonítico Sienítico Guanambi-Urandi (BMSGU).....	51
10.1.3 Super Grupo Espinhaço	54
10. 2 FASES DEFORMACIONAIS IDENTIFICADAS.....	57
11 HIDROGEOLOGIA.....	61
11. 1 INTRODUÇÃO	61
11.2 DOMÍNIOS HIDROGEOLÓGICOS	62
11.2.1 Domínio Hidrogeológico das Coberturas.....	64
11.2.2 Domínio Hidrogeológico do Embasamento Cristalino.....	64
11.2.3 Domínio Hidrogeológico dos Metassedimentos	65
12 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	72
14 REFERÊNCIAS.....	74

1 INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, a utilização das geotecnologias nas áreas de Ciências da Terra tem se mostrado eficientes ferramentas para a identificação e confecção de documentos cartográficos.

O seu desenvolvimento é decorrente dos avanços tecnológicos e da redução dos custos em adquiri-los, como por exemplo, imagens de sensoriamento remoto, bem como aplicativos de Sistema de Informação Geográfica (SIG) que podem ser adquiridas gratuitamente (INPE, 2013).

No caso da Geologia, as imagens de sensoriamento remoto tornam-se imprescindível para o mapeamento de feições litoestruturais regionais, principalmente em regiões remotas. Todavia, as imagens multiespectrais possuem algumas limitações, devido às características espectrais do alvo dificultarem na identificação destas feições, bem como a presença de vegetação densa e/ou atividades antrópicas. No entanto, as informações texturais e estruturais estão associadas ao relevo, independe do uso e ocupação do local.

Para a identificação de lineamentos estruturais recorre-se ao uso de imagens de radar, como as imagens disponibilizadas pela Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) que utilizou técnicas de interferometria por radar, para gerar um modelo digital do terreno (MDT) (EMBRAPA, 2012).

A análise de imagem SRTM é uma importante ferramenta de apoio à geologia estrutural, na identificação de lineamento. No planejamento e elaboração de um mapa geológico, a sua utilização na etapa de reconhecimento da área torna-se indispensável, uma vez que as principais direções de lineamentos orientam os trabalhos de campo de forma a encontrar e coletar dados estruturais concisos.

O presente trabalho consiste na integração de dados de sensoriamento remoto e de mapeamento de campo com o objetivo de mapear os litotipos e os lineamentos estruturais da Folha Guanambi, Bahia, Brasil. Visando agregar informações ao conhecimento geológico e hidrogeológico da região de estudo.

2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA DE TRABALHO

A área de trabalho abrange parte das cidades de Guanambi, Caetité, Candiba, Pindaí, Sebastião das Laranjeiras, Palmas de Monte Alto, Igaporã, localiza-se no centro-sul do estado da Bahia, distante cerca de 780 km de Salvador. Compreendida entre os paralelos 14°00' e 14°30', e os meridianos 42°30' e 43°0' (Figura 2.1). O acesso à região se faz pela BR-324, de Salvador a Feira de Santana, e pela BR-116 até Nova Itarana. Seguindo, então, pela BA-026 até Contendas do Sincorá. Prosseguindo pela BR-030 até Caetité. Acessando, a partir daí, a área de trabalho.

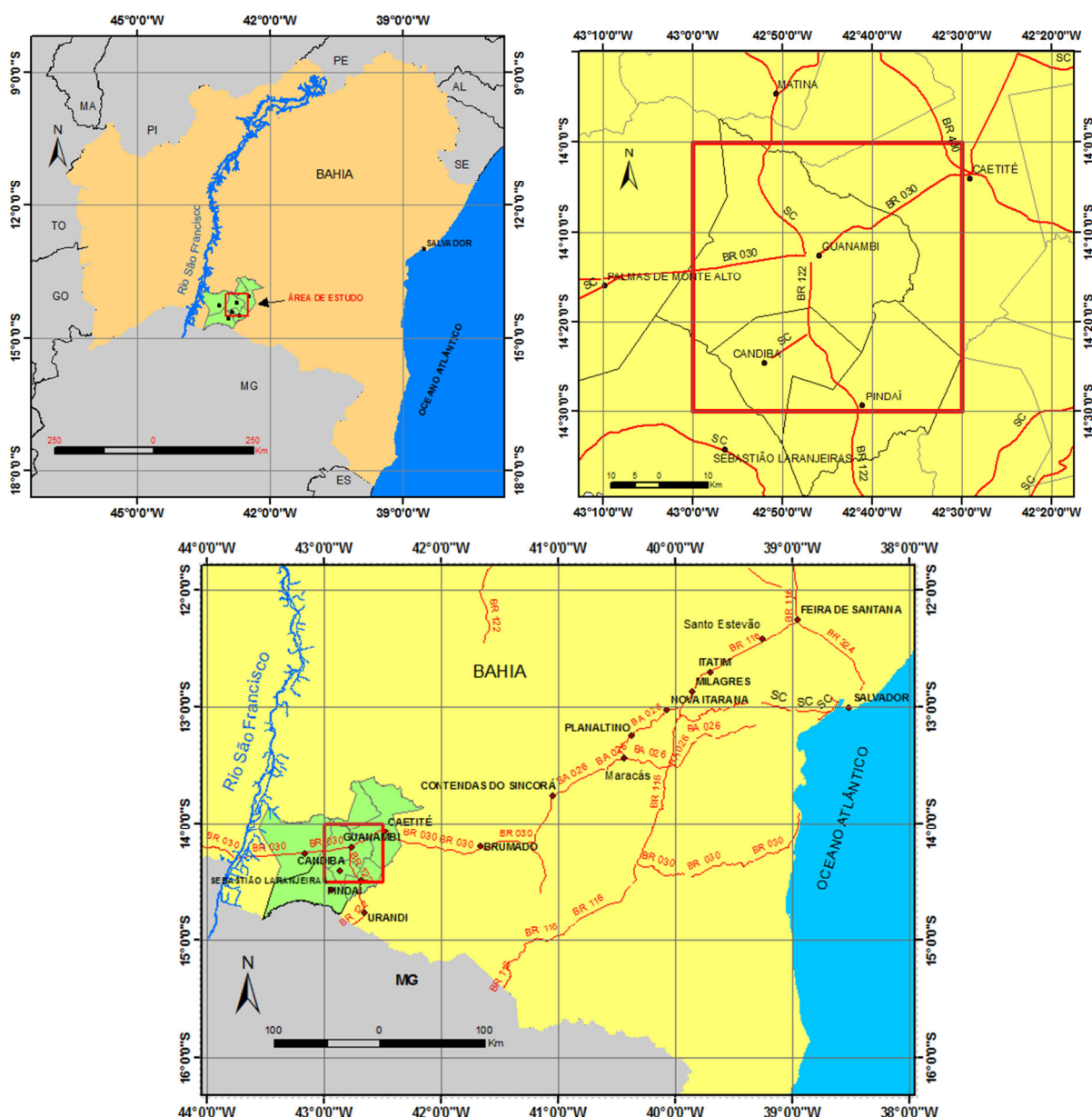


Figura 2. 1. Localização, situação e principais vias de acesso a área de estudo. Área de trabalho em vermelho. Fonte: CPRM, 2010.

3 OBJETIVOS

Este trabalho tem por objetivo realizar a caracterização geológica e hidrogeológica da Folha Guanambi, Bahia. Com essa finalidade foram aplicadas técnicas de sensoriamento remoto com imagens na obtenção de lineamentos estruturais, coleta de dados geológico-estruturais, bem como dados de poços compilados da CPRM, visando caracterizar os diversos litotipos da área e identificar as estruturas e fases deformacionais dos metassedimentos e do embasamento cristalino. Colaborando com informações que agreguem conhecimento geológico e hidrogeológico da região de estudo.

4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Inúmeros trabalhos mostram que as imagens do sensor TM - Landsat são muito utilizadas nos estudos geológicos, como por exemplo, para realçar feições espectrais características das litologias e zonas de alterações associadas, além de melhorar a compreensão dos sistemas de estruturas deformacionais através do processamento digital (AMARAL 1994, CRÓSTA 2002).

Segundo Castro et al. 2003, pode-se destacar dois tipos de informações geológicas. O primeiro trata de informações de natureza espectral, ligadas à composição química das rochas e materiais resultante destas. O segundo abrange informações de natureza textural e estrutural, impressas nas formas de relevo, indicadoras tanto da composição litológica como das estruturas geológicas presentes no substrato.

A série de satélite Landsat é o programa de aquisição de imagens da superfície terrestre com maior tempo em operação. O primeiro satélite foi lançado em 1972, com o nome de ERST-1, e em 1975 recebeu o nome de Landsat, e recente foi lançado o Landsat 8, em 11 de fevereiro de 2013 (NASA, 2013).

Define-se sensoriamento remoto como o processo de obtenção de informações de um determinado alvo sem que tenha ocorrido contato com o mesmo (FLORENZANO, 2002).

No sensoriamento remoto multiespectral, a energia eletromagnética oriunda da superfície do planeta Terra e é captada por sensores localizados a bordo de satélites de observação da terra ou de aeronaves. Essa energia pode ser a refletida, que é proveniente do sol e tem interação com a superfície terrestre, ou pode ser emitida pela própria superfície terrestre (INPE, 2013).

Os sensores a bordo dos satélites são sensíveis a diversos comprimentos de onda da radiação eletromagnética. Geralmente, os comprimentos de ondas são divididos em bandas que cobrem faixas específicas do espectro eletromagnético.

Quando o objetivo da análise da imagem é a confecção de mapas, uma correção que tem que ser feita necessariamente é a geométrica (CRÓSTA, 2002). De acordo com Crosta (2002), esta correção tem o objetivo de reduzir erros não sistemáticos introduzidos no momento de aquisição da imagem pelo satélite, além de permitir o seu georeferenciamento, que vai relacionar a imagem com a superfície terrestre.

A correção radiométrica tem por objetivo à redução de erros e distorções introduzidas pelos sensores e pela atmosfera. Esta só é realizada quando se faz necessário converter os números digitais (ND) originais em refletância para que os dados de imagem possam ser relacionados com medições no terreno. No entanto, uma das correções radiométricas que se deve fazer em áreas com topografia acentuada é a redução do efeito topográfico.

Para o realce de feições espectrais dos diferentes alvos que compõem a cena, uma técnica utilizada é a Componentes Principais (CP). Nessa técnica, a imagem CP1 reúne informações que são comuns a todas as bandas, permitindo que pequenas diferenças na variação de reflectância espectral dos alvos nas demais CP's sejam realçadas e, conseqüentemente, melhor interpretadas (CRÓSTA, 2002).

A técnica de Componentes Principais envolve uma transformação linear baseada nos autovetores da matriz de covariância dos dados, de modo que em um novo sistema de coordenadas os dados são não correlacionados. A transformação CP resulta em um novo conjunto de eixos, rotacionados em relação ao conjunto de bandas originais. Os componentes principais são gerados em número igual ao de bandas espectrais, sendo ordenados, decrescentemente, em função da variação do nível de cinza.

A Tabela 4.1 descreve as características e principais aplicações das bandas TM do satélite Landsat 5 para um melhor entendimento das principais variáveis que entraram no estudo.

Banda	Intervalo Espectral (μm)	Principais características e aplicações das bandas TM do satélite LANDSAT-5
1	0,45 – 0,52	Apresenta grande penetração em corpos de água, com elevada transparência, permitindo estudos batimétricos. Sofre absorção pela clorofila e pigmentos fotossintéticos auxiliares (carotenóides). Apresenta sensibilidade a plumas de fumaça oriundas de queimadas ou atividade industrial. Pode apresentar atenuação pela atmosfera.
2	0,52 – 0,60	Apresenta grande sensibilidade à presença de sedimentos em suspensão, possibilitando sua análise em termos de quantidade e qualidade. Boa penetração em corpos de água.
3	0,63 – 0,69	A vegetação, densa e uniforme, apresenta grande absorção, ficando escura, permitindo bom contraste entre as áreas ocupadas com vegetação (ex.: solo exposto, estradas e áreas urbanas). Apresenta bom contraste entre diferentes tipos de cobertura vegetal (ex.: campo, cerrado e floresta). Permite análise da variação litológica em regiões com pouca cobertura vegetal. Permite o mapeamento da drenagem através da visualização da mata galeria e entalhe dos cursos dos rios em regiões com pouca cobertura vegetal. É a banda mais utilizada para delimitar a mancha urbana, incluindo identificação de novos loteamentos. Permite a identificação de áreas agrícolas.
4	0,76 – 0,90	Os corpos de água absorvem muita energia nesta banda e ficam escuros, permitindo o mapeamento da rede de drenagem e delineamento de corpos de água. A vegetação verde, densa e uniforme reflete muita energia nesta banda, aparecendo bem clara nas imagens. Apresenta sensibilidade à rugosidade da copa das florestas (dossel florestal). Apresenta sensibilidade à morfologia do terreno, permitindo a obtenção de informações sobre Geomorfologia, Solos e Geologia. Serve para análise e mapeamento de feições geológicas e estruturais. Serve para separar e mapear áreas ocupadas com pinus e eucalipto. Serve para mapear áreas ocupadas com vegetação que foram queimadas. Permite a visualização de áreas ocupadas com macrófitas aquáticas (ex.: aguapé). Permite a identificação de áreas agrícolas.
5	1,55 – 1,75	Apresenta sensibilidade ao teor de umidade das plantas, servindo para observar estresse na vegetação, causado por desequilíbrio hídrico. Esta banda sofre perturbações em caso de ocorrer excesso de chuva antes da obtenção da cena pelo satélite.
6	10,4 -12,5	Apresenta sensibilidade aos fenômenos relativos aos contrastes térmicos, servindo para detectar propriedades termais de rochas, solos, vegetação e água.
7	2,08 – 2,35	Apresenta sensibilidade à morfologia do terreno, permitindo obter informações sobre Geomorfologia, Solos e Geologia. Esta banda serve para identificar minerais com íons hidroxilas. Potencialmente favorável à discriminação de produtos de alteração hidrotermal.

Tabela 4. 1. Descrição das bandas do sensor TM do Landsat 5 (NASA, 2012).

5 MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento deste trabalho abrange uma série de materiais e métodos a fim de alcançar resultados específicos, dividido nas seguintes fases: obtenção de produtos de sensor TM e SRTM e base cartográfica, pesquisa bibliográfica, fotointerpretação, trabalhos de campo e análise de dados.

5.1 MATERIAIS

Base Topográfica digital

A base topográfica digital utilizada no presente trabalho foi gerada a partir da Carta Topográfica Planimétrica Guanambi - SD.23-Z-B-II - em escala 1:100.000 (IBGE, 1986). Os dados foram utilizados na delimitação da área de estudo e na geração dos mapas geológico e hidrogeológico.

Fotografias aéreas analógicas na escala 1:60.000

As fotografias aéreas monocromáticas (70980, 10143, 10144, 10145, 59068, 59067, 59066, 80543) na escala de 1:60.000 executadas pela empresa Cruzeiro do Sul em agosto de 1966, foram utilizadas na identificação preliminar dos domínios geológicos, bem como auxiliando na demarcação dos lineamentos estruturais.

Imagem do sensor TM do satélite LANDSAT-5

Foram adquiridas as imagens do sensor TM do satélite Landsat 5, disponibilizadas pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) em sua página na *internet* (INPE, 2013), e refere-se a passagem do satélite na órbita 218-070, de 23 de dezembro de 2010. O processamento digital de imagens foi realizado no aplicativo de Sistema de Informação Geográfica, o Spring 5.2.

A imagem do tipo Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) disponibilizadas, via *internet*, pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária –

EMPRAPA serviu para a extração das informações temáticas de lineamentos e estruturais, de expressão regional (EMBRAPA, 2012).

O processamento digital de imagens foi realizado no aplicativo de Sistema de Informação Geográfica ArcGis 9.2, afim de serem interpretadas e extraídos os principais elementos, como: alinhamentos, características texturais.

Software

Os aplicativos de Sistema de Informação geográfica empregados neste trabalho foram:

- a) ArcGis 9.3, utilizado na edição dos mapas geológico regional, hidrogeológico, caminhamento, situação, localização e mapa de fluxo.
- b) Spring 5.2, empregado no processamento das imagens dos sensores TM do LANDSAT-5.
- c) Geosoft Stereonet, utilizado para gerar os diagramas de planos e polos das estruturas encontradas em campo.

5.2 MÉTODOS

5.2.1 Fotointerpretação

Para a confecção dos overlays os quais serviram como base para confecção dos mapas nas fases pré-campo e pós-campo foram utilizadas 8 fotografia aéreas, na escala 1:60.000 (CRUZEIRO DO SUL, 1966).

Durante a fase pré-campo a fotointerpretação teve como foco a identificação das principais vias de acesso, drenagens da área de estudo e as estruturas e lineamentos mais expressivos, visando auxiliar na delimitação das zonas homologadas e com isso a construção dos overlyas. Esta separação foi feita a partir de elementos como tonalidade, textura, altitude.

Durante a fase campo, os overlays auxiliaram na plotagem dos pontos de amostragem e delimitação dos contatos entre as unidades litológicas para construção do mapa caminhamento e seções geológicas.

5.2.2 Sensoriamento Remoto

O pré-processamento consistiu georeferenciamento segundo o sistema de coordenadas UTM (datum WGS, Zona 23 Sul), implementado através de pontos de controle identificados tanto nas imagens como nas cartas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística-IBGE) na escala 1:50.000.

O processamento e interpretação de imagens dos sensores *Thematic Mapper* (TM) do satélite Landsat 5, imagem STRM – *Shuttle Radar Topographic Mission*), foi executado utilizando técnicas de realce e composição de bandas.

O realce dos lineamentos foi realizado no ArcMap 9.1 em imagem SRTM, por meio da ferramenta *hillshade* com azimutes 45, 90, 180 (Figura 5.1), este possibilitou realçar as principais feições presentes na área, no qual foram utilizados como critérios de identificação dos lineamentos: as discontinuidades estruturais, os alinhamentos de escarpas e vales, traçados retilíneos da drenagem superficial, variações bruscas de densidade de drenagem orientada segundo direções preferenciais; em seguida foi gerado, manualmente, no ArcCatalog, o *shapefile* de lineamentos de relevo positivos e negativo.

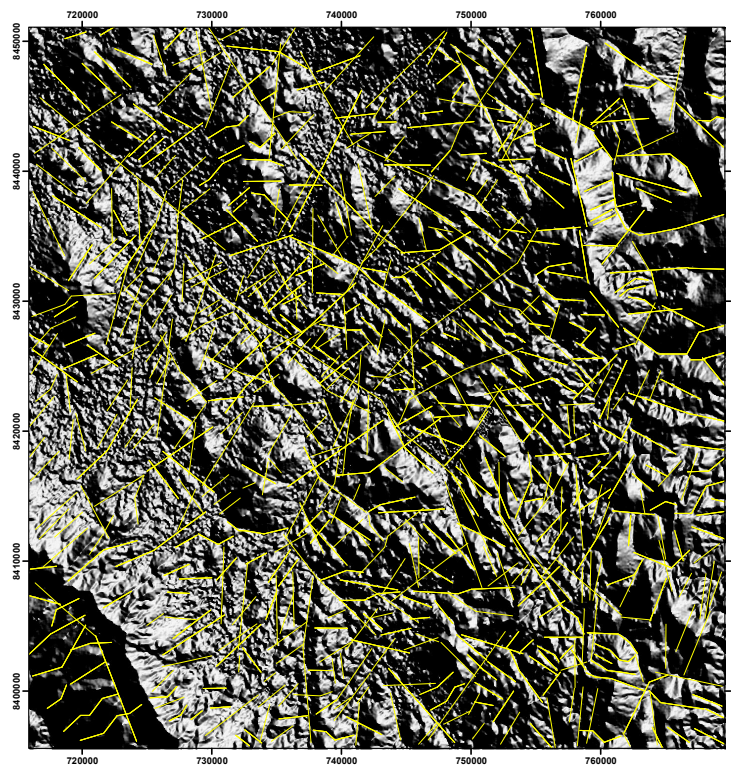


Figura 5. 1. Lineamentos negativos de relevo, extraído da imagem SRTM, por meio da ferramenta hillshade (azimute 45). Fonte: (INPE, 2012).

5.2.3 Trabalhos de campo

As atividades de campo consistiram em visitas para o reconhecimento, caracterização regional e o reconhecimento local da área de estudo. Nestas foram realizados levantamentos das feições geológicas através da descrição de afloramentos observando estruturas, litologias, composição mineralógica das unidades geológicas.

Primeiramente foi realizado reconhecimento da área com a navegação na foto aérea e marcação das coordenadas dos pontos de afloramento com o GPS; descrição dos litotipos encontrados e suas relações de contato, medidas das estruturas e coleta das amostras nos afloramentos, quando necessário; e observação de ocorrências minerais. Em seguida foram realizados os trabalhos de escritório que consistiu em: (i) lançar os dados obtidos (pontos visitados e estruturas medidas) no mapa planialtimétrico em papel vegetal na escala de 1:60.000 da área, (ii) preenchimento de tabelas dos pontos visitados, de estruturas e de fotos.

6 CARACTERIZAÇÃO GEO-AMBIENTAL

Segundo Sousa et al. (1985), para a formação de um aquífero é necessário, sobretudo, a atuação combinada dos fatores endógenos e exógenos, que são regidos pelas características ambientais, litológicas e estruturais. Entretanto, em aquíferos, a ausência do fator ambiental climático favorável pode culminar na falta de água, mesmo que a rocha apresente potencial para armazenar água.

6.1 HIDROGRAFIA

A área de estudo está inserida predominantemente na Bacia hidrográfica do São Francisco, na região fisiográfica do Médio São Francisco, e uma pequena porção a sudeste da área insere-se a Bacia de Contas. A primeira subdivida em sub-bacias: Carnaíba de Dentro, Santo Onofre e Verde Grande (Figura 6.1).

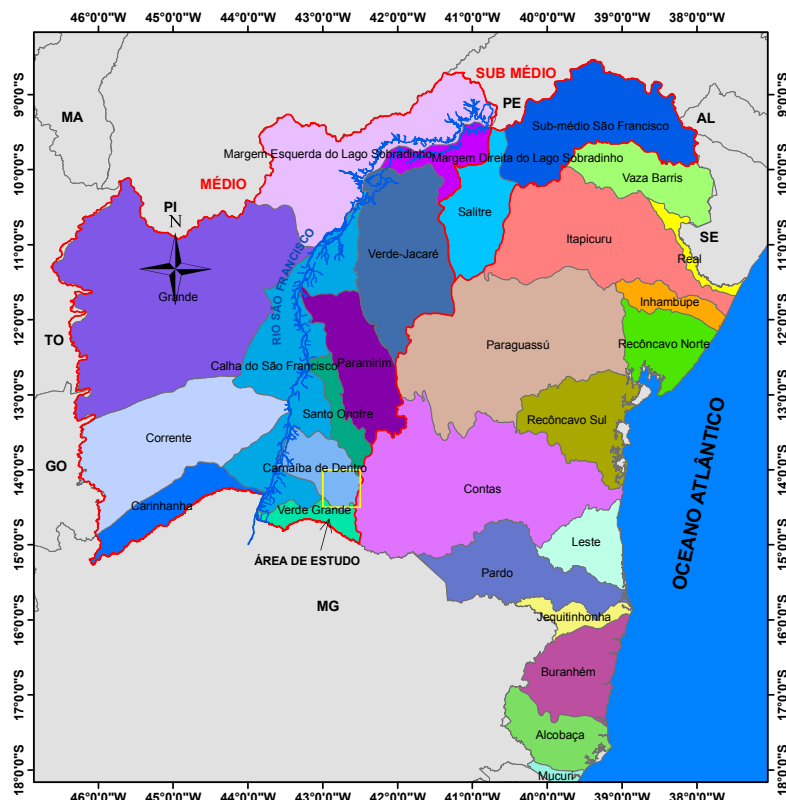


Figura 6. 1. Unidades hidrográficas de referência e divisão fisiográfica da Bacia.
Fonte: ANA, 2004.

6.2 CLIMA

O clima é um fator dependente da localização geográfica que define a intensidade de atuação do ciclo hidrológico, controlando o regime de precipitações, insolação, temperatura, umidade e ventos. A ação combinada destas características pode favorecer o acúmulo de água superficial e subterrânea de uma região.

A região de estudo encontra-se no Domínio do Semi-Árido Nordeste conhecida por apresentar o balanço hídrico predominantemente negativo. Possui, predominância do clima tropical semi-árido e sub-úmido seco, do tipo Bsh (climas secos com chuvas de inverno e semi-deserto quente) segundo a classificação de Köppen. As precipitações médias anuais entre 600 a 1.100 mm (Figura 6.2).

A insolação é de cerca de 2.400 h/mensal que lhe confere uma evaporação por volta de 1.300 mm/ano. As temperaturas médias anuais variam 24° a 28°C, com umidade relativa do ar média em torno de 50% (ANA, 2009).

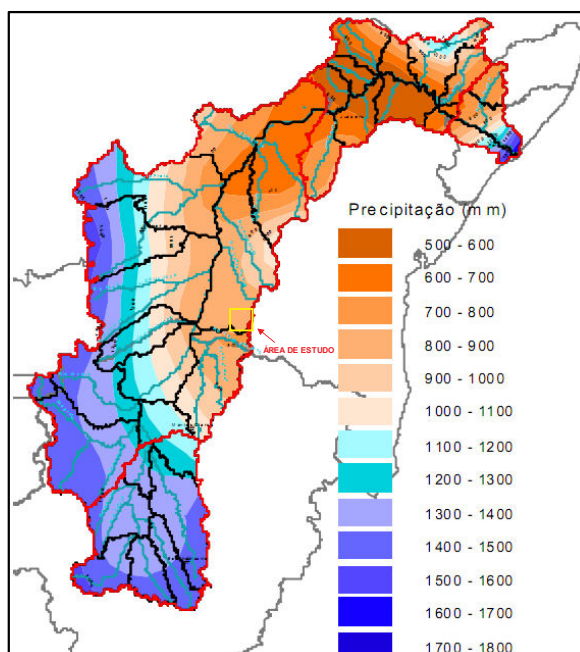


Figura 6. 2. Precipitação média anual na Bacia (1961 a 1990). O quadrado em amarelo representa a área de estudo deste trabalho. Fonte: ANA (2009).

6.3 VEGETAÇÃO

A vegetação da região representa uma zona de transição entre a caatinga e o cerrado. Varia desde o contato caatinga-floresta estacional, até o cerrado-caatinga e cerrado-floresta estacional (Figura 6.3).

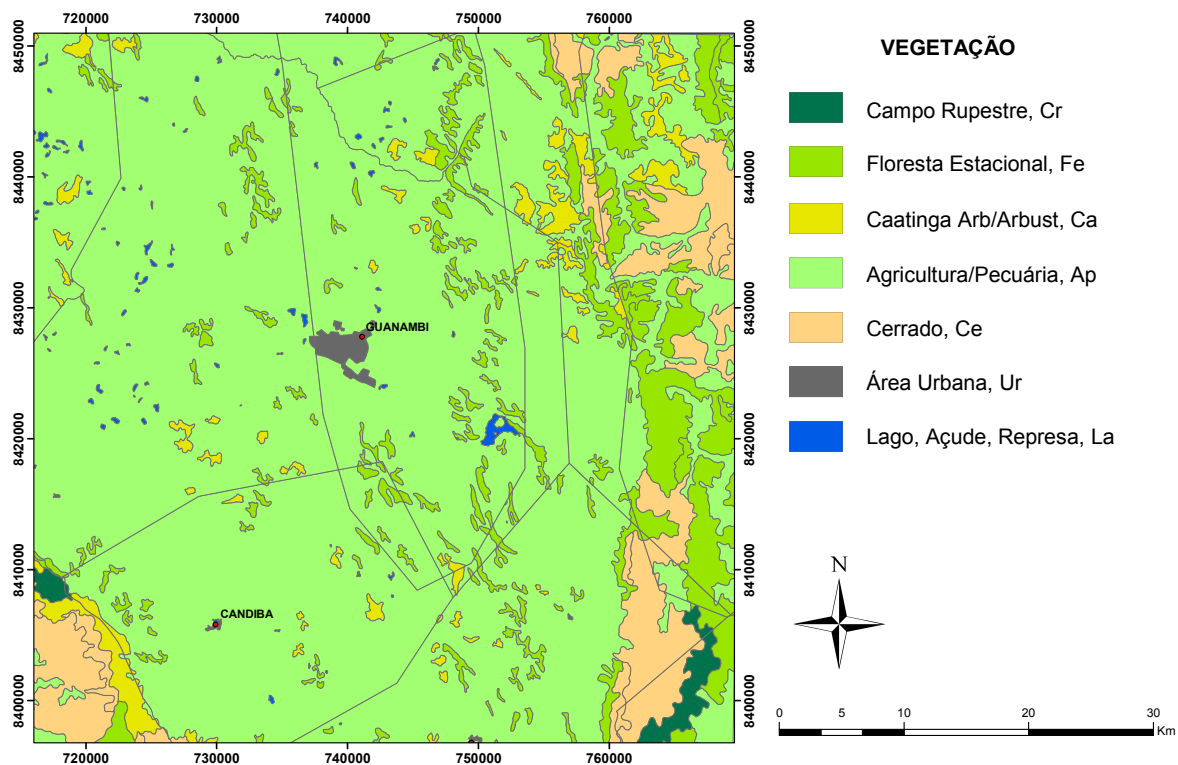


Figura 6. 3 Mapa de vegetação da área de estudo. Fonte: CPRM, 2010.

A caatinga é constituída por um tipo de vegetação estacional decidual e lenhosa, com espécies de plantas xerófitas, espinhentas, cactáceas (cactos e bromélias) eventualmente gramíneas. Em geral variam de gramíneas, arbustos e árvores de pequeno porte abertas a densas (SEIA, 2012).

O cerrado é composto por uma vegetação rala e rasteira, descrita como herbácea, entremeados por plantas lenhosas de pequeno porte, ocupando grandes porções nas regiões dissecadas e no alto das serras.

A floresta estacional constitui a vegetação típica do bioma da Mata Atlântica e é caracterizada por duas estações climáticas bem marcadas uma seca e outra chuvosa. Na época de seca, este tipo de vegetação tende a perder parte da folhagem. É dividida em dois grupos: (1) Floresta estacional decidual, e (2) Floresta estacional semidecidual. Na primeira, a taxa de perda de folhagem na estação seca encontra-se entre 20 e 50%. No segundo grupo essa taxa é superior a 50%.

Devido ao intenso desmatamento, para atividades de agricultura e pecuária, a vegetação que predomina atualmente é do tipo rasteira, onde se destacam os terrenos de capoeira, apresentando uma grande fertilidade para o cultivo de algodão, feijão, mandioca, milho, etc. Porém o elevado desmatamento e erosão retira a fertilidade dos solos. A vegetação original, bastante degradada, era composta por Floresta Estacional Decidual, que era um ecótono de espécies da caatinga com árvores de mata tropical, sendo nas áreas mais férteis uma mata fechada com grandes árvores, já nas áreas de maior altitude, denominadas serras, que apresentam solo mais pobre em nutrientes, há a ocorrência de vegetação do tipo cerrado.

6.4 SOLOS

De acordo com o SEIA, 2010 na região estudada predominam solos com aptidão para a agricultura irrigada: argissolos, cambissolos e latossolos (Figura 6.4). Esses tipos de solos requerem o uso intensivo de (SEIA, 2012) adubação e, em muitos casos, a correção de sua acidez. Além desses, ocorrem outros potencialmente irrigáveis e de menor aptidão para a agricultura: (1) neossolos apresentam textura grosseira com taxas de infiltração muito altas e fertilidade baixa; e (2) planossolos contêm elevados teores de sódio.

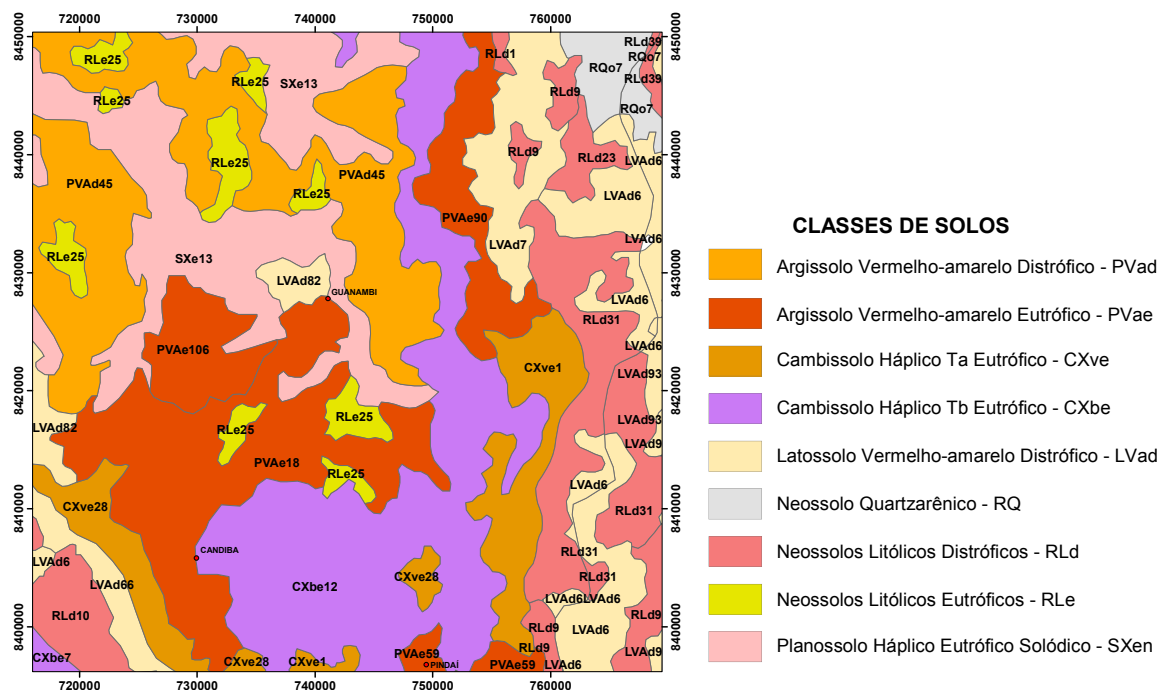


Figura 6. 4 Mapa de solos da área de estudo. Fonte: CPRM, 2010.

Os Argissolos vermelho-amarelos possuem como característica principal a presença de um horizonte B textural (Bt). Esse horizonte B textural é formado pela movimentação de argila dos horizontes superiores para os inferiores. Como consequência, os horizontes acima do Bt ficam com teores menores de argila e maiores de areia. A coloração pode ter aspecto avermelhado e amarelado. Eles não são tão profundos quanto os Latossolos. Os Argissolos tendem a ser mais férteis que os outros solos do Cerrado. Encontram-se associados ao Batólito Guanambi.

Os Latossolos vermelho-amarelos ocorrem em relevo predominantemente plano ou suavemente ondulado, morfologicamente apresenta cor amarelada homogênea em profundidade, e pode apresentar textura média ou argilosa ou muito argilosa. Por ser profundo, poroso ou muito poroso e se for eutrófico, há condições adequadas para um bom desenvolvimento radicular em profundidade. Estão associados aos depósitos detrito-lateríticos.

Os Cambissolos Háplico são solos compostos por materiais sólidos transportados e arrastados pelas águas e depositados nos momentos em que a corrente sofre uma diminuição na sua velocidade. Ao longo do curso d'água, acontece uma seleção natural do material segundo a sua granulometria e desta maneira, próximo às cabeceiras, encontram-se materiais mais grosseiros e de maior densidade, como blocos e fragmentos. Por outro lado, á grandes distâncias das

cabeceiras, encontram-se os corpos mais finos, como por exemplo, as argilas. Desta forma, a textura deste tipo de solo é controlada pela velocidade das correntes. Estão associados às litologias do Complexo Santa Isabel e ao Corpo Monzogranítico Cara Suja.

Os Neossolos Litólicos Distróficos são solos que apresentam pouca profundidade, além de ocorrem em áreas de relevo fortemente ondulado a íngremes, o que lhes conferem as classificações como não irrigáveis. Encontram-se associados aos quartzitos e filitos das formações Sítio Novo, Salto, Bom Retiro, Riacho do Bento e Mosquito, e aos quartzitos e arenitos do Super Grupo Espinhaço. Os Planossolo Háplico Eutrófico Solódico são solos com baixa aptidão para a agricultura, contêm elevados teores de sódio. Encontram-se associados à litologia do Batólito Guanambi.

6.5 RELEVO

A relação do relevo apresenta grande influência na quantidade e qualidade das águas subterrâneas em um aquífero fissural, pois poços localizados nas encostas em regiões planas apresentam normalmente salinidade reduzida, ao contrário dos poços locados em encostas que a salinidade é maior (COSTA, 2002).

O relevo da região de estudo apresenta-se bastante variado, e esta variação nas características morfológicas se deve basicamente à heterogeneidade do conteúdo litogeológico. São observados 4 diferentes formas de relevo na área: (1) Patamares Marginais da Serra Geral do Espinhaço, (2) Pedimentos funcionais retocados por drenagem incipiente, (3) Pediplano Cimeiro da Chapada Diamantina, e o Pediplano Sertanejo (Figura 6.5).

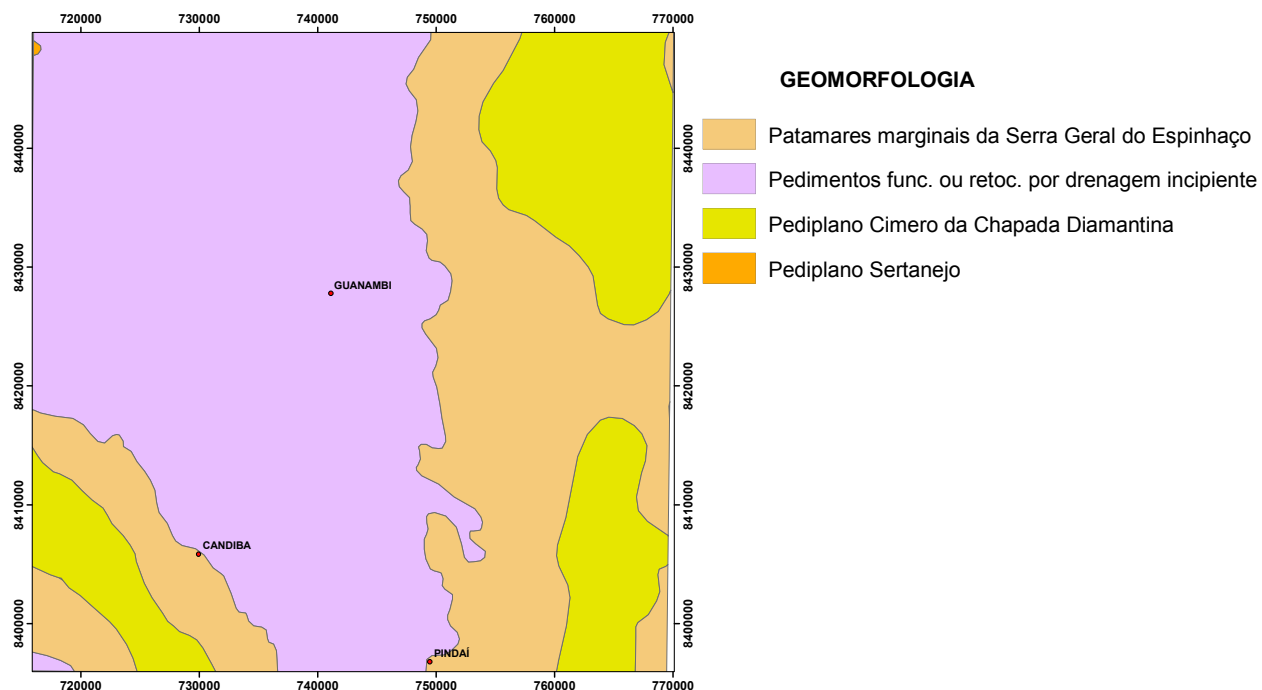


Figura 6. 5 Mapa geomorfológico da área de estudo. Fonte: CPRM, 2010.

Patamares Marginais da Serra Geral do Espinhaço

Os Patamares Ocidentais caracterizam-se pela presença de blocos rochosos, topos planos avaulados ou irregulares apresentando feições estruturais nítidas. As altitudes são as mais elevadas da região, variando entre 850 e 1235 metros. Correspondente aos quartzitos da formação Santo Onofre, aos ortognaisses do Complexo Santa Isabel, e ao monzogranito Cara Suja.

Os Patamares Orientais marcados pela presença de serras, montanhas, elevações alinhadas ou grupadas em maciços, encostas convexas, convexo-côncavas e as vezes retilíneas, separadas por vales agudos e raramente chatos. Altitudes que variam de 850 a 1235 metros. Correspondem as litologias dos Complexos Santa Isabel e Urandi.

Os Pediplanos funcionais retocados por drenagem incipiente representam um conjunto de formas cársticas geralmente cobertas de materiais argilosos e resíduos das rochas calcáreas sobre planaltos ou em depressões, as formas de detalhe mais frequentes encontradas na superfície são dolinas vales cegos e raros pináculos torres. As altitudes variam de 480 a 890 metros. Correspondem ao Batólito Guanambi e aos depósitos aluvionares e de terraços.

O Pedimento Cimeiro da Chapada Diamantina é representado nas porções nordeste e sudeste da área pelos quartzitos e filitos das formações sítio novo, salto,

bom retiro, riacho do bento e mosquito. Na porção sudoeste pelos quartzitos e arenitos do Super Grupo Espinhaço. As altitudes variam de 850 a 1125 metros.

7 GEOLOGIA REGIONAL

7. 1 ESTRATIGRAFIA

7.1.1 BLOCO GAVIÃO

O Bloco Gavião representa a área de maior exposição do embasamento arqueano e paleoproterozóico do CSF e hospeda várias sequências vulcanossedimentares arqueanas e/ ou paleoproterozóica, com idades radiométricas variando entre 3,5 e 2,7 Ga (LEAL et al, 2005). É constituído por ortognaisses TTG, remanescentes de seqüências tipo *greenstone belt* (Contendas Mirante/Unidade inferior, Umburanas, Ibitira-Ubiraçaba e Brumado) e por associações supracrustais que abrangem gnaisses leptitos e anfibolitos de médio grau metamórfico. Pelo menos, dois eventos de migmatização estão presentes no Bloco Gavião: um, ocorrido no Mesoarqueano, ca 2,9 Ga (LEAL, et al., 2005), e o outro, datado em 2,1 Ga, durante o Riachiano (ARCANJO, et al., 2000).

O embasamento do Bloco Gavião compreende os tonalitos-trondjemitos e granitos arqueanos, que são intrudidos por granitos paleoproterozóicos de idade variando entre 2.1 (LEAL, et al., 2005) e 1.7 Ga (CRUZ, et al., 2007).

7.1.1.1 ORTOGNAISSES ARQUEANOS

O Bloco Gavião (SOUZA, et al., 2003) é constituído essencialmente por ortognaisses migmatíticos cinzas, médios a grossos, e incluem uma gama variada de tipos petrográficos, como tonalitos, granodioritos e monzogranitos, com sienogranitos e sienitos subordinados de idade paleo a mesoarqueana, e apresentam caráter calcialcalino de baixo K. Possuem foliação orientada segundo as direções NW-SE e N-S (GUIMARÃES, et al., 2008).

O Complexo Gnáissico-Migmatítico constitui o embasamento das rochas metavulcanossedimentares do Complexo Riacho de Santana e compreende ortognaisses e migmatitos, faixas de gnaisses calcissilicáticos e aluminosos e lentes de formações ferríferas bandadas (ARCANJO, et al., 2000). Idade U-Pb em monozircão de 3,3 Ga (LEAHY, et al., 1999), indica que essas rochas representam o embasamento da região.

O Complexo Santa Isabel, pertencente ao Complexo Riacho de Santana, constituído por ortognaisses granulíticos são cinza esverdeado, de granulação média e composição tonalítica a granodiorítica, localmente granítica, sempre com hiperstênio. Abrigam enclaves de anfibolitos, gabros/dioritos e noritos e, raras rochas calcissilicáticas e ultrabásicas. Exibem bandamento metamórfico (S1), ao qual associa-se ortopiroxênio, dobrado em dois estilos distintos: dobras inclinadas cuja vergência aponta na direção do Batólito de Guanambi, situado a oeste, e dobras abertas com planos axiais subverticais. Resultados geocronológicos evidenciam idades Rb-Sr (isócronas de referência, em rocha total) de ca. 3,0 Ga e ca. 2,7 Ga (Mascarenhas & Garcia, 1989), e idade modelo Sm-Nd (T_{DM}) de ca. 3,1 Ga (BASTOS-LEAL, 1998).

7.1.1.2 AS SEQUÊNCIAS VULCANOSSEDIMENTARES

As seqüências vulcanossedimentares de Umburana, Riacho de Santana, Guajeru, Urandi, Boquira, Contendas-Mirante, Ibitira-Ubiraçaba e Brumado (Silva & Cunha, 1999), são tipo *greenstone belt*, porém Licínio de Almeida ainda é considerada uma seqüência vulcanossedimentar, todas pertence ao Bloco Gavião, possuem idade arqueana a arqueana-paleoproterozóica (Silva & Cunha, 1999) (Figura 7.1).

A seqüência vulcanossedimentar Licínio de Almeida e o *greenstone belt* Urandi, se destacam na área de estudo. O primeiro com depósitos de cherts, sedimentos manganesíferos, sedimentos carbonáticos, formações ferríferas, e o segundo com depósitos de manganês, além de metais-base exalativos (SEDEX) (SILVA & CUNHA, 1999).

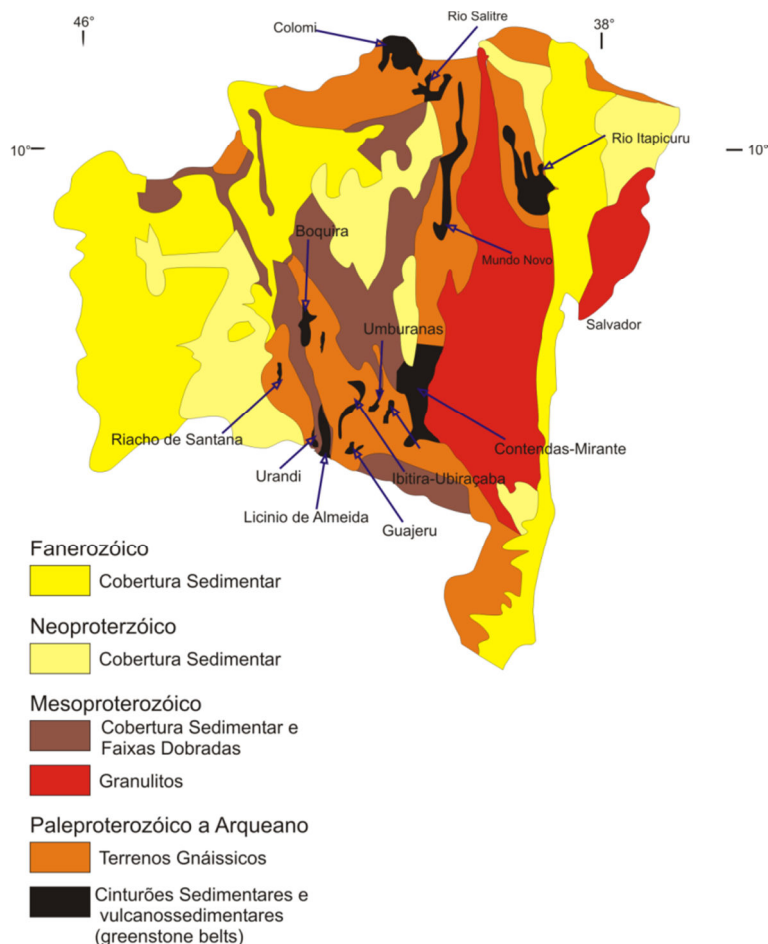


Figura 7. 1. Mapa Geológico simplificado do Estado da Bahia, com destaque dos principais Greenstone belt e seqüências vulcanossedimentares. Fonte: Modificado de Silva & Cunha (1999).

7.1.1.3 GRANITÓIDES PALEOPROTEROZÓICOS

a) A Suíte Intrusiva Lagoa Real (Estateriano) compreende um conjunto de sienitos, sienogranitos, alcali-feldspatos e granitos (CRUZ, et al., 2007), denominados genericamente de Granito São Timóteo (FERNANDES, et al., 1982). Por ação dos processos deformacionais e metamórficos durante o Brasiliano, essas rochas passam para granitóides foliados, gnaisses, augen-gnaisses e gnaisses fitados, que hospedam corpos lenticulares de albitos mineralizados em urânio (ARCANJO, et al., 2000). Foi datado por Cordani et al. (1992) pelo método U/Pb obtendo idade de cristalização em torno de 1,7 Ga. (CRUZ, et al., 2007).

b) Os granitóides Orosirianos e Riagianos.

O Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi é constituído por rochas metaluminosas, de filiação calcialcalina de alto K. Com base nas relações de campo e a distribuição faciológica Rosa (1999) o dividiu em dois domínios principais: (i) intrusões múltiplas (regiões de Paratinga, Laguna, Igaporã e Guanambi); e (ii) intrusões tardias (Cara Suja, Ceraíma e Estreito).

Possui estruturação interna marcada por orientação magmática, constituído principalmente por feldspatos orientados. Localmente ocorrem faixas protomiloníticas a miloníticas associadas a zonas de cisalhamento, de direção predominante NNW-SSE. Dados geocronológicos U-Pb em monocristais de zircão indicam idades em torno de 2.0 Ga (ROSA, et al., 2000).

O Granitóide Rio do Paulo são rochas calcialcalinas de alto potássio, metaluminosas a levemente aluminosas apresenta-se nas cores cinza-claro a cinza-escuro e, quando deformados, exibem foliação bem impressa e fenoclastos de microclínio orientados segundo as zonas de cisalhamento NNW-SSE. Dados isotópicos indicam idades Rb-Sr de 1959 ± 50 Ma (2s) e razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,711 \pm 0,002$, além de idade modelo Sm/Nd $T_{\text{DM}} = 2,73$ Ga e $\epsilon\text{Nd}(t) = -6,1$ (LEAL, et al., 2005).

O Maciço de Caculé apresenta caráter metaluminoso, homogêneo, coloração variando de cinza a rósea, estrutura maciça, com discreta orientação dos componentes máficos (anfibólio e biotita), dispersos num mosaico formado por feldspato e quartzo. Apresentam forte foliação de cisalhamento, mostrando localmente aspecto milonítico. Análises isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (zircão) revelaram idade de cristalização de 2019 ± 32 Ma (2s). As idades modelo Sm/Nd T_{DM} variam entre 2,63 e 2,74 Ga e apresentam $\epsilon\text{Nd}(t)$ (-6,8 a -7,9) associado a valores das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,704-0,710) (LEAL, et al., 2005).

O Maciço de Espírito Santo apresenta aspecto homogêneo, cor rósea, mosqueado em preto devido a presença de pequenos nódulos de biotita dispersos na rocha. Possui granulação fina a média e estrutura levemente foliada, portando enclaves dos terrenos TTG arqueanos. Análises isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (zircão) forneceram idade de cristalização de 2012 ± 25 Ma (2s). As idades modelo Sm/Nd T_{DM} variam entre 3,05 e 3,09 Ga, enquanto o $\epsilon\text{Nd}(t)$ varia entre -11,0 e -12,0 (LEAL, et al., 2005).

O Maciço de Iguatemi é representado principalmente por biotita-granitos, apresentam coloração variando de cinza a cinza-róseo, granulação fina a média, composição homogênea e estrutura levemente foliada, com forte foliação nas porções marginais da intrusão, tipicamente relacionada aos estágios de evolução magmática. Dados isotópicos Rb-Sr forneceram idade de 2030 ± 75 Ma e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704 \pm 0,009$. As idades modelo Sm/Nd T_{DM} variam entre 2,9 e 3,7 Ga enquanto o $\epsilon\text{Nd}(t)$ varia entre -8,9 e -13,4 (LEAL, et al., 2005).

7.1.3 O SUPERGRUPO ESPINHAÇO

Os depósitos que compõem as unidades desse supergrupo foram depositados em uma bacia do tipo *Rifte-Sag* e sinéclese, intracratônica paleo-mesoproterozoico (GUIMARÃES, et al., 2008), cuja geração iniciou-se no estateriano devido a uma tafrogênese que gerou sistema de rifte. Na Bahia, o sistema de riftes Espinhaço é constituído de dois ramos: Rifte Espinhaço Oriental (região fisiográfica da Chapada Diamantina), e o Rifte Espinhaço Ocidental (serra do Espinhaço Setentrional) esta é a principal unidade de preenchimento do Aulacógeno do Paramirim.

O Supergrupo Espinhaço possui sedimentos terrígenos e vulcânicas ácidas a intermediária. Guimarães, et al., (2008) e Loureiro et. al. (2009), propuseram a coluna estratigráfica para a Serra do Espinhaço, contendo Formação Algodão e pelos grupos Oliveira dos Brejinhos, São Marcos e Santo Onofre e na região da Chapada Diamantina, as unidades cronocorrelatas são a Formação serra da Gameleira e os grupos Rio dos Remédios, Paraguaçu, Chapada Diamantina e Morro do Chapéu.

7.1.4 AS ROCHAS INTRUSIVAS MÁFICAS

As Rochas Máficas Intrusivas segundo Guimarães et. al. (2008), ocorrem como diques e sills com ampla distribuição regional. Estas intrudem todo o conjunto de rocha do Supergrupo Espinhaço, na Chapada Diamantina e no Espinhaço Setentrional. Trata-se de corpos verticalizados, com orientação preferencial NNW e dimensões variadas.

Guimarães et al., (2008) propuseram duas gerações para essas rochas. A primeira, representada por leucogabro, fino, foliado, deformado, cinza-escuro e cinza-esverdeado, são intrusivos nas unidades inferiores do Supergrupo Espinhaço, com idades 934 Ma U-Pb. A segunda é constituída por gabro isotrópico, cinza escuro e verde, de granulação média a grossa que cortam até as formações Tombador e Caboclo, com idade de 1,5 Ga U-Pb.

7.1.5 O SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO

O supergrupo São Francisco compreende um conjunto de rochas terrígenas e essencialmente carbonáticas, depositadas em ambiente marinho com influência glaciogênica (GUIMARÃES, 1996). Na Serra do Espinhaço tem-se o grupo Bambuí, e para Chapada Diamantina o grupo Salitre (GUIMARÃES, et al., 2008; LOUREIRO et. al. 2009).

A bacia do Bambuí representa uma depressão intracratônica ampla e rasa, o grupo homônimo e composto pela formação Sete Lagoas, é constituído por calcilutito, com níveis de argilito e siltito laminado.

O grupo Salitre é constituído por calcarenito e calcilutitos, interpretados por Bomfim et. al.(1985). O grupo se desenvolveu na Sinéclise Salitre, uma bacia intracratônica neoproterozóica ampla e rasa.

8 EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Segundo Barbosa & Sabaté (2002), a evolução tectônica correu durante o Paleoproterozóico. O Bloco Gavião teria participado das colisões que estruturaram o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. As colisões ocorreram com movimentos dos blocos no sentido NW para SE, sendo evidenciado através de falhas de empurrão e zonas transcorrentes tardias (Figura 8.1).

Já para Arcanjo et al., (2000) a evolução arquena-palaoproterozóica para o Bloco Gavião ocorreu em estágios sucessivos. No Arqueano três estágios são identificados. O primeiro estágio corresponde à formação da crosta siálica primitiva (> 3.3 Ga), constituída por protólitos do complexo Gnáissico- Migmatítico. O segundo estágio ocorreu (3.3 e 3.2 Ga) e está relacionado com a fragmentação da crosta siálica primitiva, com a estruturação de sistema de riftes na direção preferencial

WNW-ESSE e com a deposição das associações vulcanossedimentares (protólitos dos complexos Ibitira-Ubiraçaba, Ibiajara, Boquira e Riacho do Santana). O terceiro estágio (3.0 e 2.7 Ga) e está relacionado com orogênese (subducção de placa oceânica sob placa oceânica para N-NE). A fusão parcial da placa oceânica subductada, com produção de plútons TTG, protólitos de porções dos complexos Santa Isabel e Paramirim. A formação de prisma acrecionário, deformação tangencial e metamorfismo nos fácies xisto-verde e anfibolito.

No Paleoproterozóico ocorreu o quarto estágio, sendo este subdividido em duas fases. Na primeira ocorreu orogênese, deformação tangencial com cavalgamentos para W-SW e reorientação das estruturas existente para NNW-SSE. Na segunda fase houve espessamento crustal com fusão parcial da parte inferior da crosta siálica e retrabalhamento de litologias existente. Um período de relaxamento póscompressional do orógeno com geração de magmatismo híbrido produziu intrusões de granitóides metaluminosas de filiação calcialcalina de alto potássio (batólito de Guanambi e granitos Boquira e Veredinha). Neste estágio houve a inflexão das estruturas NNW-SSE, que tendem a contornar os corpos graníticos (Arcanjo, 2000) (figura 8.1).

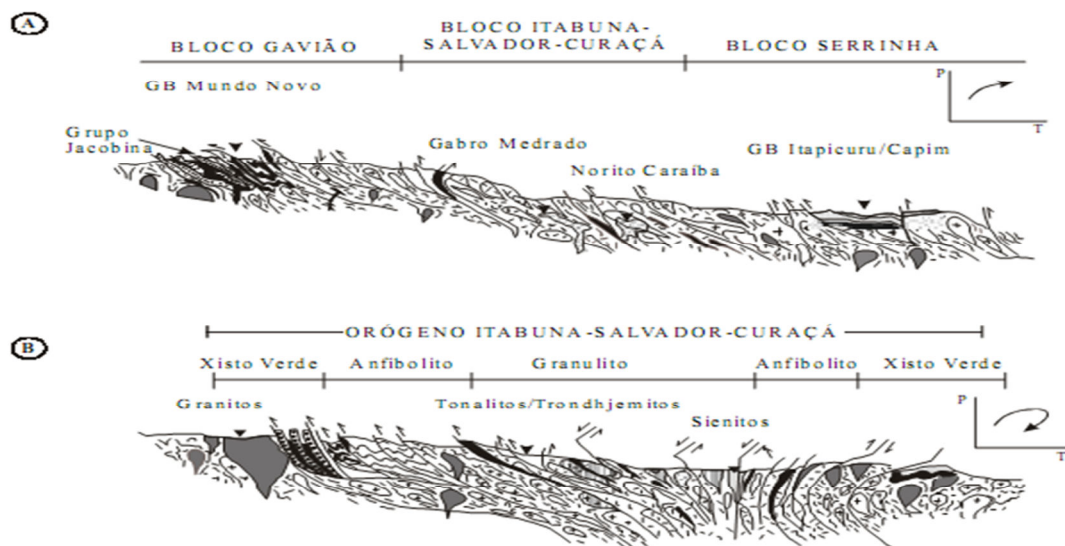


Figura 8. 1. Perfis geotectônicos EW no SSE-SSW do estado da Bahia, destacando apenas rochas paleoproterozóicas. (a) Estágio intermediário da colisão paleoproterozóica com deposição final de sedimentos siliciclásticos nos Greenstone Belts de Umburanas e Contendas Mirante, e início da produção de charnockitos na região de Brejões. (b) Estágio final da orogênese com cavalgamento do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (granulitos) sobre o Bloco Jequié e deste sobre o Bloco Gavião (rochas das fácies anfibolito e xisto-verde). Diagramas PTt da lateral superior direita das seções obtidos a partir do estudo de gnaisses alumino-magnesianos. Fonte: (Barbosa & Sabaté, 2003).

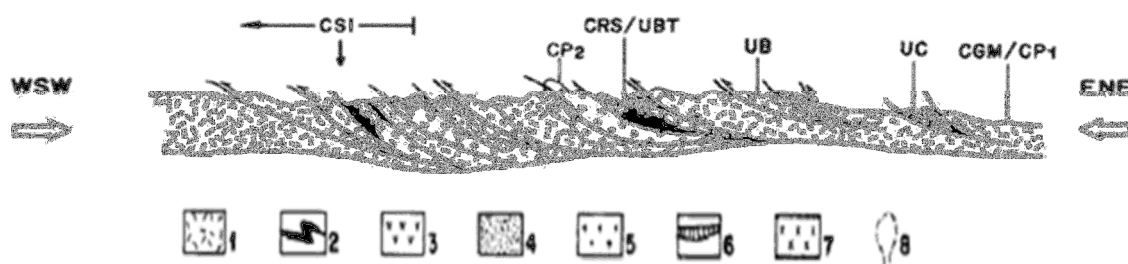


Figura 8. 2. Perfis esquemáticos do modelo evolutivo do Corredor do Paramirim durante o Arqueano/Paleoproterozóico. Fonte: Arcanjo et al. (2000).

No estateriano, a Placa São Francisco foi palco de fragmentação crustal que promoveu a geração de riftes intracontinental. Segundo Martins-Neto (2000) nestas bacias formadas depositaram-se os sedimentos continentais intercalados com lavas ácidas a intermediária e depósitos marinhos do Supergupo Espinhaço.

A evolução do Supergupo Espinhaço, iniciada há cerca de 1,75 Ga (SCHOBENHAUS, 1996) se deu em quatro fases tectônicas: Pré-rifte, Sinrifte, Pós-rifte e sinéclese (GUIMARÃES, et al., 2008). No Neoproterozóico, a formação do Supergupo São Francisco trata-se de uma subsidência térmico-flexural associada à evolução das margens “passivas” do paleocontinente São Francisco, que viriam posteriormente a constituir as faixas de dobramentos que margeiam (Loureiro, 2009).

A fase distensional cedeu espaço a uma sucessão de colisões continentais do brasileiro, gerando os orógenos Araçuaí, Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipano. Estes modelaram as porções do Cráton do São Francisco e culminaram na consolidação do Gondwana Ocidental.

A delimitação dos orógenos com a massa cratônica é um problema, mas utilizando argumentos estruturais e geocronológicos, Cruz & Alkmim (2006), Alkmim et al., (2007), Cruz et al., (2007) e Pedrosa- Soares et al., (2007) propuseram uma modificação na configuração original do limite setentrional do Cráton São Francisco, estendendo-o até a região de Boquira, na Bahia.

9 GEOLOGIA LOCAL

O mapeamento da região da folha de Guanambi, limitada pelas coordenadas UTM 715600; 770000 W e 8450400; 8395380 S, permitiu a coleta de dados para a realização deste trabalho. A área é geomorfologicamente plana na parte oeste e central, apresentando poucos inselberges nesta mesma porção. Na porção leste se destaca a Serra do Espinhaço.

Foram utilizadas técnicas de aumento de contraste, análise de bandas isoladas, composição colorida RGB, e cálculo da primeira componente principal (CP1) sobre as bandas 1, 2, 3, 4, 5 7. Estas possibilitaram a visualização características como tonalidade e textura facilitando a separação prévia dos domínios geológicos do embasamento (rosa), dos metassedimentos (marrom) e das coberturas (amarelo), encontradas na área (Figura 9.1).

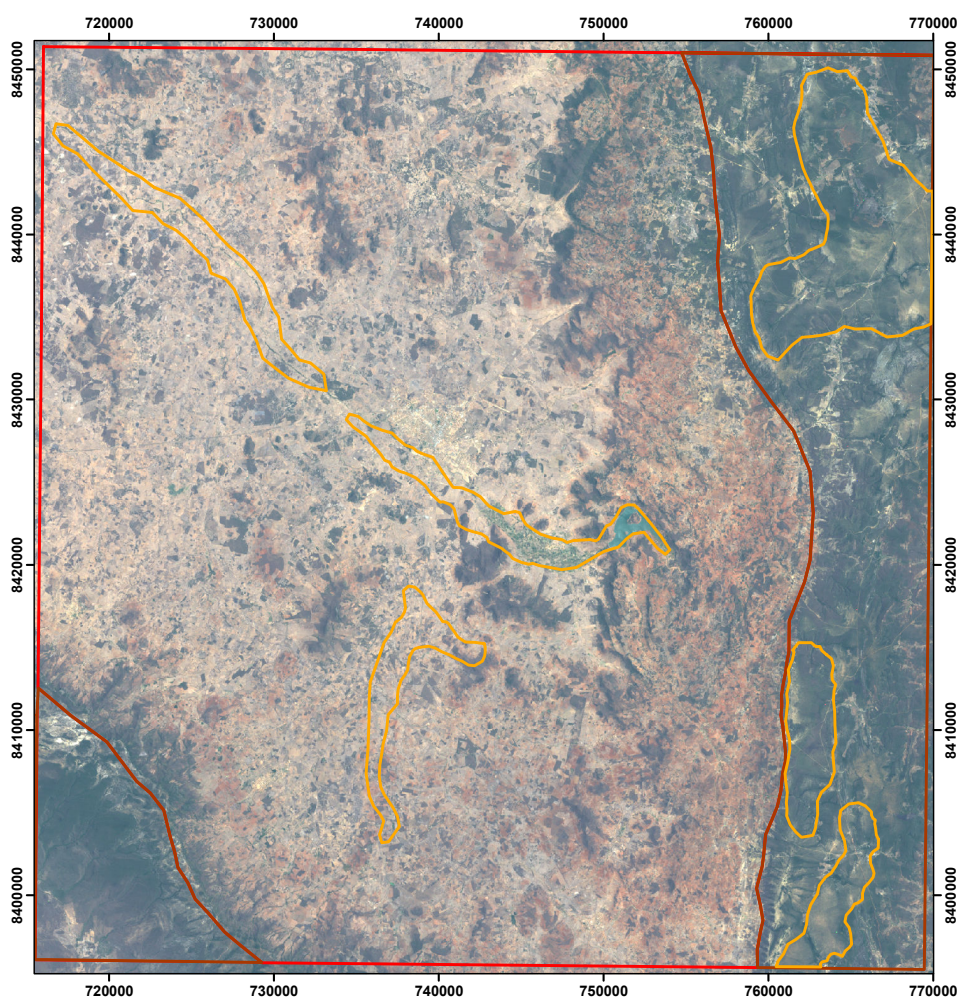
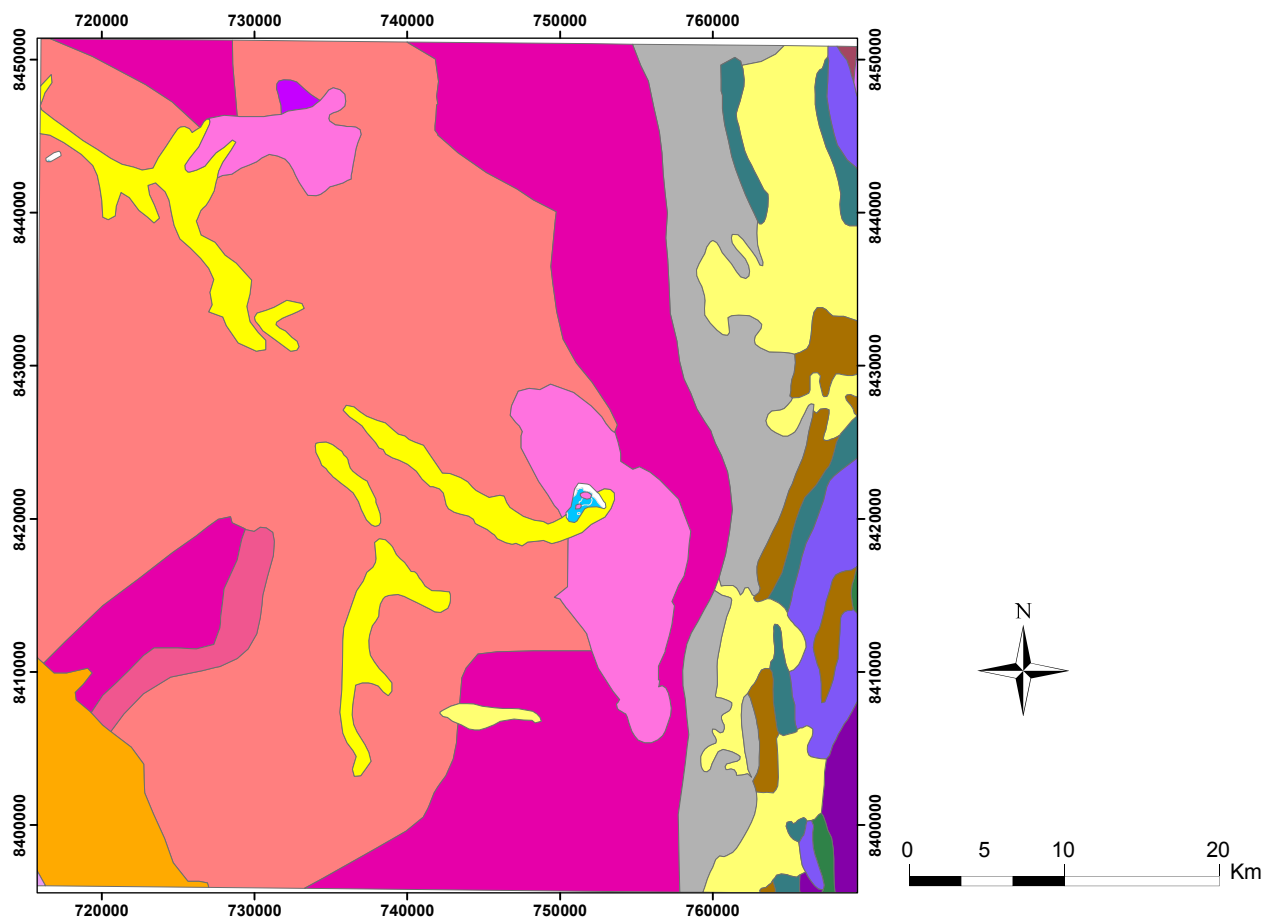


Figura 9. 1. Imagem RGB, mostrando os domínios geológicos do embasamento (vermelho), dos metassedimentos (marrom) e das coberturas (amarelo). Fonte: INPE, 2013.



UNIDADES GEOLÓGICAS

QUATERNÁRIO-TERCIÁRIO

- Depósitos aluvionares e de terracos (Areia, Argila)
- Depósitos detrítico-lateríticos (Sedimento Detrito-Laterítico)

NEOPROTEROZÓICO

GRUPO CHAPADA DIAMANTINA

- Formação Jequitai (Diamictito, Tilito)
- Formação Sitio Novo (Filito, Quartzito)
- Formação Santo Onofre (Conglomerado, Filito, Quartzito)

PALEOPROTEROZÓICO

- Super Grupo Espinhaco (Quartzito, Metapelito)
- Formação Salto (Filito, Quartzito Feldspático, Mica Quartzito)
- Formação Bom Retiro, Riacho do Bento e Mosquito (Conglomerado, Quartzito, Xisto)
- Suíte Intrusiva Lagoa Real (Monzogranito, Ortognaisse, Quartzito Monzonito)
- Corpo Sienitoides tipo Cara Suja (Monzonito, Quartzito-Sienito, Sienito)
- Batolito de Guanambi (Monzonito, Quartzito-Monzonito, Quartzito-Sienito, Sienito)
- Granitos calcálicos de alto K, metaluminosos, tardi a pos-tectônicos (Monzogranito, Quartzito Monzonito, Sienogranito)

ARQUEANO

- Complexo Licínio de Almeida (Chert, Formação Ferrifera Bandada, Formação Manganésifera, Marmore, Xisto)
- Complexo Urandi (Chert, Formação Ferrifera Bandada, Formação Manganésifera, Marmore, Xisto)
- Complexo Boquira (Formação Ferrifera Bandada, Metabasalto, Metachert, Quartzito Ferruginoso, Rocha Calcissilicática, Xisto)
- Complexo Santa Isabel (Migmatito, Ortognaisse)

Figura 9. 2. Unidades geológicas da área, e os poços não secos perfurados e vazões. Fonte: CPRM, 2010.

9.1 DOMÍNIO GEOLÓGICO DO EMBASAMENTO

9.1.1 Complexo Santa Isabel

Corresponde ao embasamento cristalino da área de estudo. É constituído por ortognaisses, migmatitos e granitoides, situados na porção central da área em uma extensa faixa norte-sul, perfazendo cerca de 20% da área. Os afloramentos ocorrem predominantemente em lajedos situados entre os municípios de Candiba, Pilões e Pindaí.

9.1.1.1 Ortognaisses

Rochas que apresentam bandas máficas e félsicas rítmicas milimétricas a centimétricas com pouca feição de migmatização. (Foto 9.1). Ocorrem em grande parte, na porção centro-sul da área de trabalho mapeada, abrangendo cerca de 30%. Os afloramentos observados são do tipo lajedado, observados em 11 pontos no total. O grau de alteração intempérica é baixo a médio, na maioria dos afloramentos visitados, porem quando muito alterados, já no processo de pedogênese formam solos de coloração amarela avermelhada (Foto 9.2). São marcados pela intercalação de bandas máficas e félsicas, localmente migmatizadas, apresentando coloração cinza e branca.



Foto 9. 1. Ortognaisses. (Visada em planta no ponto GND-25. Coord. 735210 W / 8398874 S)



Foto 9. 2. Afloramento em corte de estrada mostrando saprólito do ortognaisses. (Visada em perfil do Ponto GND 09. Coord. 739498 W / 8399392 S).

Nas bandas félsicas a rocha é composta por quartzo e feldspato e nas bandas máficas ocorrem biotita, anfibólio (Tabela 9.1). As estruturas frequentes encontradas na unidade são os bandamentos gnáissicos característicos, veios pegmatíticos e veios de quartzo preenchendo planos de fratura (Foto 9.3). São comuns os enclaves máficos, por vezes estruturados concordantemente com as rochas encaixantes, ou formando os *bundin*, e por vezes encontram-se alterado apresentando assim borda delgada de minerais máficos como biotita e magnetita (Foto 9.4).

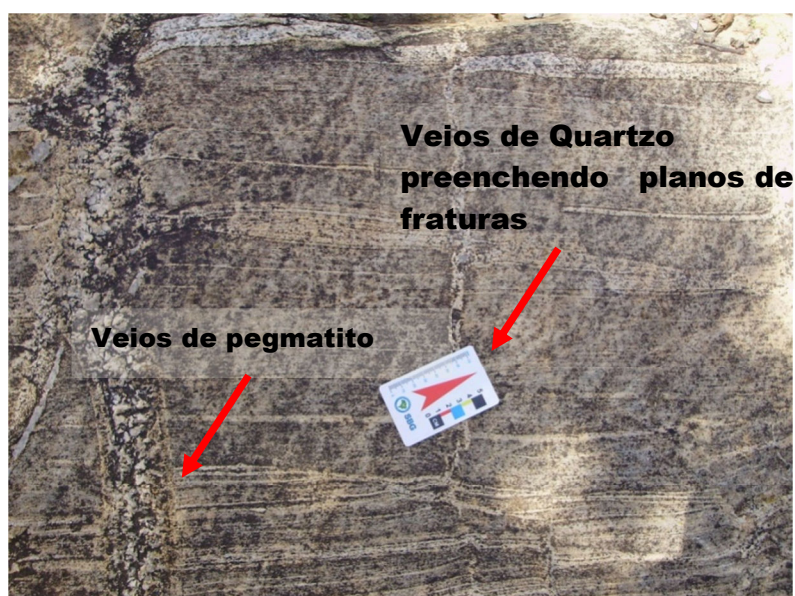


Foto 9. 3. Fraturas preenchidas por veios de quartzo em ortognaisses. (Visada em planta no ponto GND 24. Coord. 737279 W / 8400686 S).



Foto 9. 4. Coroa de reação presente no enclave máfico. (Visada em plano no ponto GND 08. Coordenada: 743706 W / 8398140 S).

Os contatos com as demais unidades foram identificados no campo, e confirmados através de critérios texturais e geomorfológicos, durante os trabalhos de fotointerpretação. São observadas feições de alteração hidrotermal como epidoto preenchendo as fraturas.

Tabela 9. 1. Tabela de descrição petrográfica dos Ortognaisses.

Unidade	Pontos/%	Qtz	Pl	Kf	Bt	Ms	Ep	Ti	Zr	Op.
ortognaisse	GND 07;08;09;10;11;20; 22;23;24;25;28;44	25% - 35%	15% - 20%	25% - 40%	20% - 25%	8 %	3%			Anfibólio=10%
migmatito	GND 03;21;34;35;36;37; 38;39;40;41;42;43; 45;46;48;49	10% - 30%	25% - 40%	20% - 45%	10% - 20%	4%				Anfibólio=10%
Granitóides Santa Isabel	GND 31;32;33	20% - 40%	25% - 45%	30% - 40%	10% - 15%					Anfibólio=15%
sienito porfirítico	GND 04;05;06;12;13;14; 15;16;17;18;26;27; 29;50;51	7% - 15%	5% - 7%	80% - 90%	10% - 15%	1% - 3%	1% - 2%			Anfibólio=1%

Na lâmina GNA-12C foi identificada como um anfibolito (Foto 9.5). Apresenta uma textura granoblástica decussada com plagioclásio representando 57% da rocha, a hornblenda 28%, biotita 12% e opacos 3%.

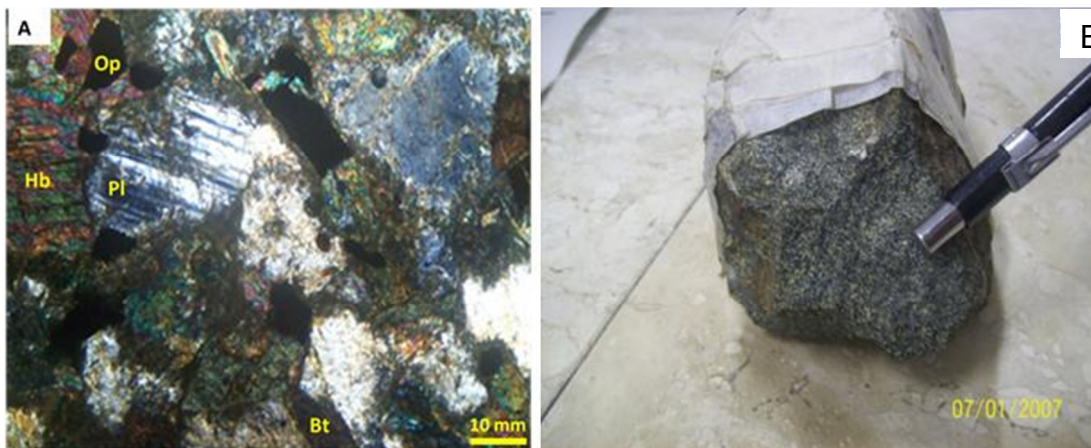


Foto 9. 5. Lâmina GNA-12C. A: nicóis cruzados; B: amostra de mão.

Os cristais de plagioclásio encontram-se xenoblásticos a subdioblásticos, com granulometria média de 0,6 mm. A relação de contato com outros minerais é curvo e por vezes reto. Os cristais possuem extinção ondulante com geninação albita e albita carlsbar os cristais estão bastante saussuritizados.

A hornblenda possui cristais xenoblásticos com granulometria média em torno de 0,64 mm, com contato curvo com outros cristais. Os minerais encontram-se bastante cloritizados.

A biotita na rocha apresenta cristais xenoblásticos com granulometria variando a cerca de 0,40mm. Com contato ente outros cristais retos e por vezes serrilhados.

Na análise da lâmina BSF 1137, um ortognaisse granítico, a textura profiroclástica com cristais de quartzo e microclina num tamanho médio entre 1,00mm a 1,3mm numa matriz que compreende 40%, formada por quartzo, microclina e plagioclásio. Os profiroclastos têm extinção ondulante, são muito fraturados. A rocha apresenta bandas lepidoblástica com biotita, formando a foliação, e bandas granuloblástica com quartzo e microclina (Foto 9.6). A rocha é composta por quartzo 30%, microclina 30%, biotita 25% , plagioclásio10% e opacos 5% como acessório.

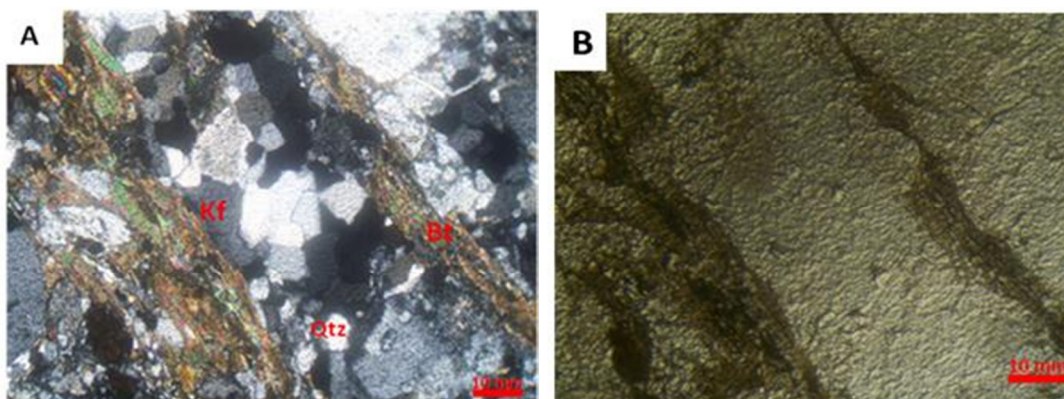


Foto 9. 6. Fotomicrografia BSF 1137 obtida em luz polarizada (nicóis cruzados) (A) e luz plana (B) em lâmina delgada com aumento de 10x.

Os cristais quartzo são subdioblastos com granulometria variando cerca de 0,03 mm, com extinção ondulante. O contato entre os grãos são retos e curvos, resultado da recristalização formando a matriz por cominuição junto com a microclina.

Os cristais de microclina são subédricos a anédricos, com granulometria variando de 0,03 mm a 0,09 mm, quando como porfiroclastos a foliação contorna o grão. Os k-feldspatos estão em sua maioria sericitizado e poucos com muscovita.

As biotitas encontram-se orientadas, formando a textura lepidoblástica, que caracteriza a foliação, e contornam os cristais de quartzo e microclina. Os cristais encontram-se alterados, em processo de cloritização.

9.1.1.2 Migmatitos

As rochas com faixas máficas e félsicas sem continuidade e não ritimadas foram classificadas como migmatitos (Foto 9.7), e assim separadas dos Ortognaisse. A unidade dos migmatitos do Complexo Santa Isabel está localizada na porção centro leste da área mapeada, abrangendo cerca de 5 % da área. Observados em 20 pontos visitados, os afloramentos desta unidade são do tipo lajedo.



Foto 9. 7. Migmatito com estrutura Schlieren. (Visada em planta no ponto GND 21. Coordenada: 740183 W / 8405552 S).

O grau de alteração intempérica é normalmente baixo, porem quando com o grau de alteração é alto, já no processo de pedogênese formam solos de cor amarela- vermelha (Foto 9.8). A rocha apresenta coloração em tons de cinza e branco com granulação heterogênea.

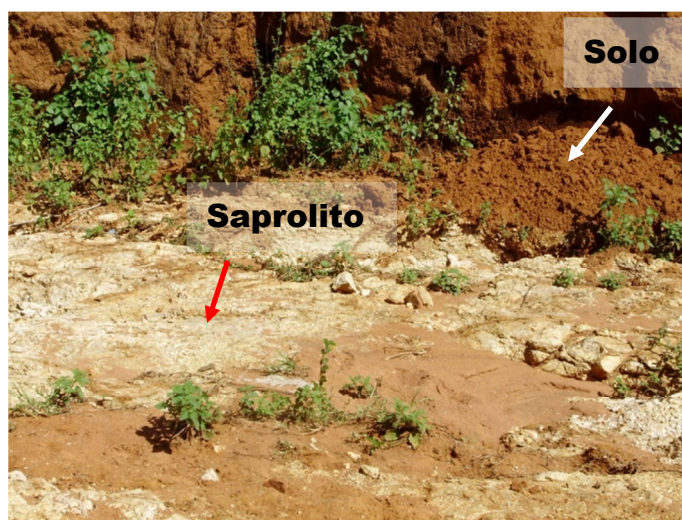


Foto 9. 8. Saprolito de migmatito. Visto na estrada velha de Candiba. (Visada em planta no ponto GND 21. Coord. 740183 W / 8405552 S) .

A unidade apresenta neossoma constituído por quartzo e paleossoma com biotita e anfibólio (Tabela 9.2). Entre as estruturas migmatíticas presente são a *Nebulítica* (Foto 9.9), a *acamadada* e a *Schöllén* as que mais se destacam. Veios de quartzo e pegmatito (Foto 9.9) truncam as rochas (Foto 9.10).



Foto 9. 9. Textura Nebulítica. (Visada em planta no ponto GND 39. Coord. 747546 W / 8407894 S).



Foto 9. 10. Veio de pegmatito com inclusões de biotita. (Visada em planta no ponto GND 03. Coord. 732208 W / 8397036 S).

Os contatos com as demais unidades, embora não tenham sido observados em campo, foram inferidos através de critérios texturais e geomorfológicos, durante os trabalhos de fotointerpretação.

Unidade	Pontos/%	Qtz	Pl	Kf	Bt	Ms	Ep	Ti	Zr	Op.oque mais?
ortognaisse	GND 07;08;09;10;11;20; 22;23;24;25;28;44	25% - 35%	15% - 20%	25% - 40%	20% - 25%		8 % 3%			Anfibólio=10%
migmatito	GND 03;21;34;35;36;37; 38;39;40;41;42;43; 45;46;48;49	10% - 30%	25% - 40%	20% - 45%	10% - 20%		4%			Anfibólio=10%
Granitóides Santa Isabel	GND 31;32;33	20% - 40%	25% - 45%	30% - 40%	10% - 15%					Anfibólio=15%
sienito porfíritico	GND 04;05;06;12;13;14; 15;16;17;18;26;27; 29;50;51	7% - 15%	5% - 7%	80% - 90%	10% - 15%	1% - 3%	1% - 2%			Anfibólio=1%

Tabela 9. 2. Tabela de descrição petrográfica dos Migmatitos.

9.1.1.3 Granitóides

Estas rochas aparecem na porção centro-norte e leste da área cartografada inseridas nos migmatitos e representam cerca de 5% da área. Os afloramentos apresentam-se em formas de lajedos de dezenas de metros quadrados de área. O grau de alteração nos afloramentos visitados varia de médio a baixo, sendo que quando alterados, possuem coloração bege (Foto 9.11). A cor da rocha varia de cinza clara a cinza escuro a depender da quantidade de minerais máficos presentes (Foto 9.12).



Foto 9. 11. Alteração do granitóide na cor bege. (Visada em planta do Ponto GNC 26).
Coord. 742673 W / 8407964 S).



Foto 9. 12. Granitóide em detalhe. (Visada em planta no ponto GND 33. Coord. 742673 W / 8407964 S).

A rocha apresenta como mineralogia principal k-feldspato, quartzo seguido por biotita e plagioclásio em menor proporção podendo ocorrer anfibólio. Devido a grande presença de feldspato a rocha foi classificada com um sienogranito (Tabela 9.3). Nos afloramentos visitados foram identificados apenas alguns xenólitos de migmatitos (Foto 9.13).

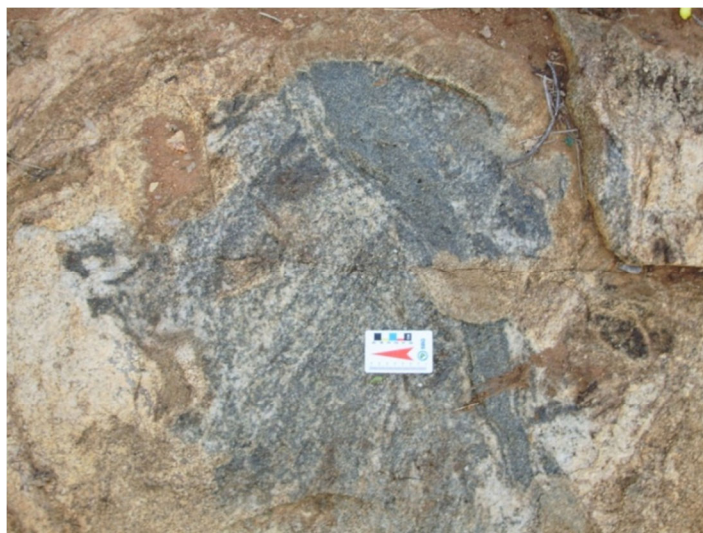


Foto 9. 13. Xenólito de migmatito dentro do granitóide. Visada em planta do ponto GND33. Coord: (742673 W / 8407964 S).

O contato com a unidade do migmatito, embora não tenham sido observados em campo, foi inferido através de critérios texturais e geomorfológicos, durante os trabalhos de fotointerpretação.

Tabela 9. 3. Tabela de descrição petrográfica dos Granitoides.

Unidade	Pontos/%	Qtz	Pl	Kf	Bt	Ms	Ep	Ti	Zr	Op. o que mais?
ortogneisse	GND 07;08;09;10;11;20; 22;23;24;25;28;44	25% - 35%	15% - 20%	25% - 40%	20% - 25%	8 %	3%			Anfibólio=10%
migmatito	GND 03;21;34;35;36;37; 38;39;40;41;42;43; 45;46;48;49	10% - 40%	35% - 55%	10% - 30%	10% - 20%	4%				Anfibólio=10%
Granitóides Santa Isabel	GND 31;32;33	20% - 40%	25% - 45%	30% - 40%	10% - 15%					Anfibólio=15%
sienito porfíritico	GND 04;05;06;12;13;14; 15;16;17;18;26;27; 29;50;51	7% - 15%	5% - 7%	80% - 90%	10% - 15%	1% - 3%	1% - 2%			Anfibólio=1%

9.1.2 Batólito Monzonítico Sienítico Guanambi Urandi (BMSGU)

O BMSGU reúne uma associação de rochas sieníticas e monzoníticas, com termos graníticos e máficos subordinados (ROSA, 1999), que se situam a oeste do Complexo Santa Isabel.

O Batólito monzosienítico Guanambi-Urandi ocorre na porção leste do mapa, correspondendo cerca de 50% da área cartografada, com um total de 51 pontos descritos, e entre estes foi possível identificar o Sienito Porfíritico. Suas rochas afloram como lajedos e encostas de morros; a rocha apresenta alteração intempérica média a baixa e com o intemperismo e a pedogênese resultam em solos residuais de coloração vermelho-alaranjada a esbranquiçada (Fotos 9.14 e 9.15).



Foto 9. 14. Visão geral do afloramento em forma de morro do Sienito Porfirítico (Visada em perfil do ponto GND 13. Coord. 733268 W / 8406903 S)



Foto 9. 15. Rocha sienítica com alto grau de alteração de intemperização. (Visada em planta do ponto GND 50. Coord. 730728 W / 8398912 S).

A rocha apresenta coloração cinza e bege na superfície, devido à alteração intempérica, mas na superfície fresca mostra-se em matriz de cor cinza a rosa, composta por pórfiros de feldspato alcalino variando de 1 a 3 cm, anfibólio, biotita e epidoto (Foto 9.15).

Na lâmina GNA-01 foi identificada como sienito porfirítico (Tabela 9.4). Apresenta uma textura porfirítica, onde os pórfiros de K-feldspatos estão imersos numa matriz afanítica de coloração verde escura a preto. Apresenta uma leve foliação. O k-feldspato pertítico é representado por 40% da rocha, o plagioclásio 25%, a clorita 25%, opacos 5%, a biotita 3% e a hornblenda 2%.

Unidade	Pontos/%	Qtz	Pl	Kf	Bt	Ms	Ep	Ti	Zr	Op. o que mais?
Ortognaisse	GND 07;08;09;10;11;20;22; 23;24;25;28;44	25% - 35%	15% - 20%	25% - 40%	20% - 25%	8 % 3%				Anfibólio=10%
Migmatito	GND 03;21;34;35;36;37;38; 39;40;41;42;43;45;46; 48;49	10% - 40%	35% - 55%	10% - 30%	10% - 20%	4%				Anfibólio=10%
Granitóides Santa Isabel		20% - 40%	25% - 45%	30% - 40%	10% - 15%					Anfibólio=15%
sienito Porfirítico	GND 04;05;06;12;13;14;15; 16;17;18;26;27;29;50; 51	7% - 15%	5% - 7%	80% - 90%	10% - 15%	1% - 3%	1% - 2%			Anfibólio=1%

Tabela 9. 4. Tabela de composição mineralógica do sienito porfirítico.

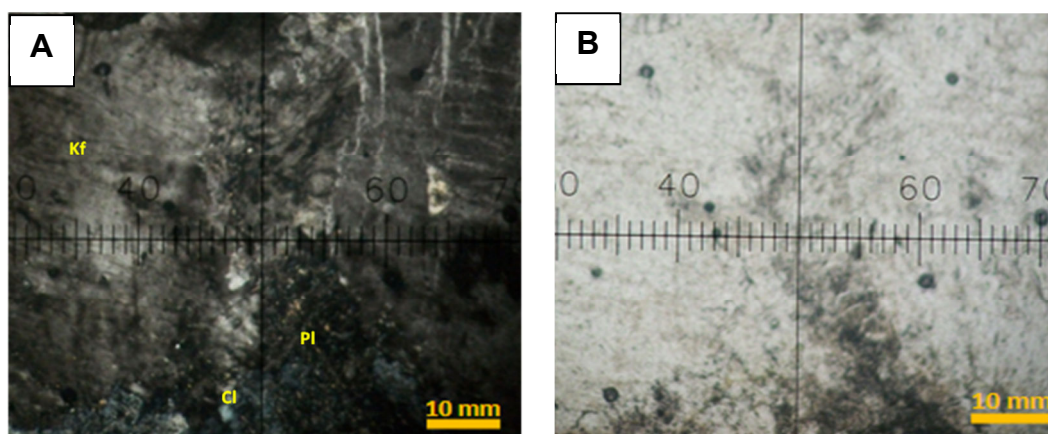


Foto 9. 16. Fotomicrografia GNA 01 obtida em luz polarizada (nicóis cruzados) (A) e luz plana (B).

Os cristais de mesopertita apresentam-se em grãos anédricos a subédricos em contatos curvos, as vezes em contatos retos com os cristais de plagioclásio. São perfeitamente bem visualizados por conta das suas iguais quantidades de k-feldspato e de plagioclásio sódico-cálcico exsolvidos.

Os cristais de Microclina são subédricos a anédricos, sua granulometria varia de 1mm a 2cm e apresentando contatos curvos, apresentam também importantes feições em alguns cristais como a presença de relíquias de geminação do tipo Calrsbad. Esses cristais de microclina estão bastante fraturados e alterados, e nas bordas desses cristais encontram-se sericitizados apresentando textura pertítica (Fotos 9.16 A e B).

Os plagioclásios apresentam-se na forma subédrica a anédrica, com granulação de 0,5 a 2mm, estão bastante alterados no centro dos cristais, sendo

diferenciados dos cristais de microclina pelo maior grau de sericitização mostrando um aspecto “sujo”, possuem contatos curvos com o k-feldspato e biotita.

O anfibólio apresenta cor marrom a esverdeada, o tamanho varia de 0,3 a 0,7mm e são anédricos. Encontram-se bastante alterado e transformado em clorita, que se encontra preenchendo as fraturas dos feldspatos e associada a concentrações de óxidos de Fe. Devido à alteração os poucos cristais de anfibólios que foram preservados sugere tratar-se de hornblenda.

Cristais de biotita ocorrem anédricos a subédricos, de cor marrom a esverdeado, entre os cristais de plagioclásio e anfibólio, e estão em contato curvo com algumas palhetas alteram para clorita (Foto 9.17).



Foto 9. 17. Detalhe dos pórfiros de k-feldspato no sienito porfirítico. (Visada em planta do ponto GND 16. Coord. 726345 W / 8403037 S).

As principais macroestruturas identificadas são as foliações de fluxo magmático marcada pela orientação dos pórfiros de k-feldspato, veios graníticos e enclaves máficos (Foto 9.18). O sienito porfirítico possui contato intrusivo com o migmatito do Complexo Santa Isabel (Foto 9.19).

O epidoto ocorre como mineral secundário evidenciando a atuação de processos hidrotermais, gerado pela alteração do anfibólio.



Foto 9. 18. Afloramento de sienito porfirítico com enclave e com foliação dada pela orientação dos feldspatos indicando o fluxo magmático. (Visada em perfil do pnto GND 14. Coord.: 730901 W / 8409968 S).



Foto 9. 19. Contato intrusivo do sienito porfirítico com o migmatito do CSI. (Visada em planta do ponto GND13. Coord. 733268 W / 8406903 S).

9.2 DOMÍNIO GEOLÓGICO DOS METASSEDIMENTOS

9.2.1 SUPERGRUPO ESPINHAÇO

9.2.1.1 Espinhaço Indiviso

As rochas desta unidade limitam as rochas do BMSGU na porção leste da área e ocorrem em cotas superiores a 900 m. Elas estão também em uma faixa de direção NW-SE, aflorando na escarpa que limita o vale com os sedimentos do Supergrupo São Francisco, aflorando em corte de estrada na Serra de Monte Alto em direção a Sebastião das Laranjeiras. Correspondendo a 25% da área. É um metarenito com variável grau de intemperismo e a cor de alteração é laranja avermelhada (Foto 9.20). Quando não alterado apresenta coloração bege com porções pretas, composto essencialmente por quartzo, micas e óxidos de ferro.



Foto 9. 20. Visão geral do afloramento. (Visada em perfil do ponto GND 01. Coord. 724380 W / 8401598 S).

É possível distinguir as estruturas primárias caracterizadas pela presença de acamamento (Foto 9.21) das estruturas deformacionais, com fraturas, veios de quartzo e presença de dobras próximo à base do afloramento (Foto 9.22).

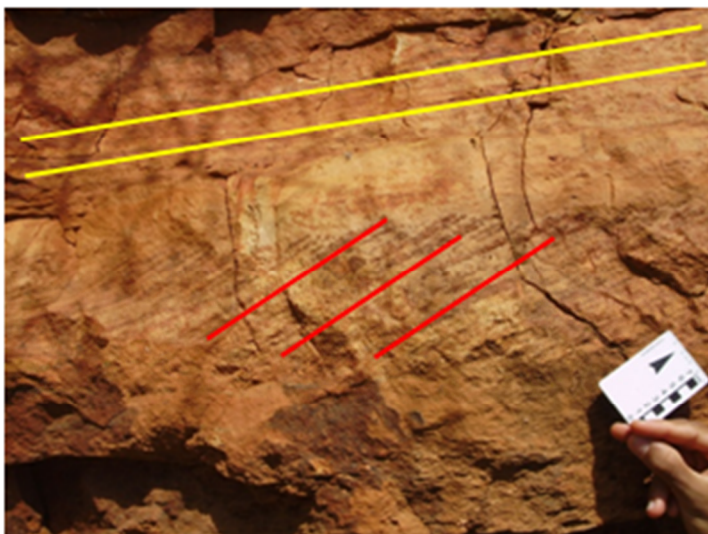


Foto 9. 21. Estruturas primárias no metarenito, como estratificação plano paralela e tabular. (Visada em perfil do ponto GND 01. Coord. 724380 W / 8401598 S).

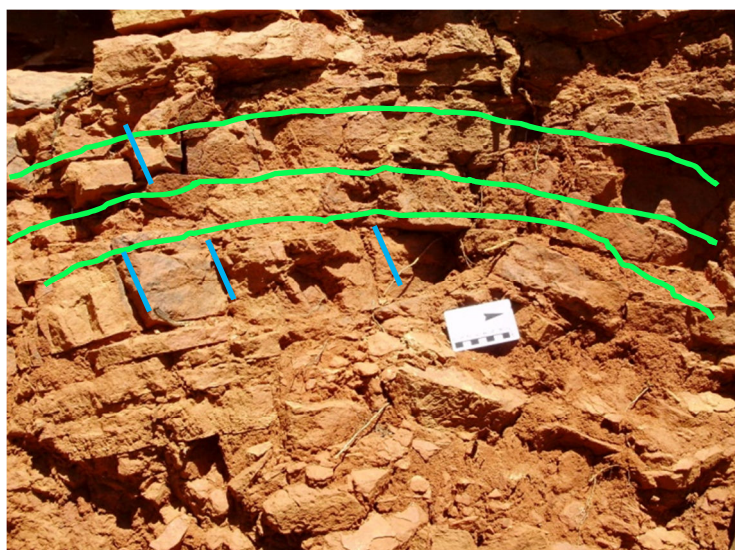


Foto 9. 22. Dobra e fratura no afloramento do metarenito. (Visada em perfil do ponto GND 01. Coord. 724380 W / 8401598 S).

9.3 DOMÍNIOS DAS COBERTURAS

9.3.1 Depósitos dos tipos Aluvionares e Cólvio-Eluvionares

Os depósitos do tipo Colúvio-Eluvionares (Foto 9.23) são blocos rolados provenientes de rochas fontes próximos. A unidade aluvionar (Foto 9.24) está situada nas porções rebaixadas da área mapeada, preenchendo os leitos dos rios e correspondendo aproximadamente 3% da área total.

Os depósitos aluvionares margeiam a drenagem, a exemplo do riacho Gonçalo. São depósitos recentes compostos por sedimentos matacões, areias e argilas.

A unidade abrange com maior expressividade a parte sudoeste do mapa, nas proximidades da Serra de Monte Alto, e corresponde cerca de 4% da área mapeada. Compreende os sedimentos coluvionares inconsolidados de granulação grossa (matacões, blocos e seixos) encontrados nos sopés das vertentes das elevações que correspondem aos morros, serras e morrotes. Bem como os aluvionares que correspondem aos sedimentos de granulação grossa a média e finos que preenchem calhas, terraços e planícies de inundação dos rios perenes e temporários da área em estudo. Estes compreendem coberturas detríticas, logo possuem grau intempérico alto, gerando solos residuais de coloração vermelho-alaranjado, possuem contato discordante e erosivo com as rochas do BMSGU e com o Complexo Santa Isabel.



Foto 9. 23. Colúvio no sopé da serra, no canal de drenagem. (Visada em perfil no ponto GND 17. Coord. 8399768 W / 726473 S).

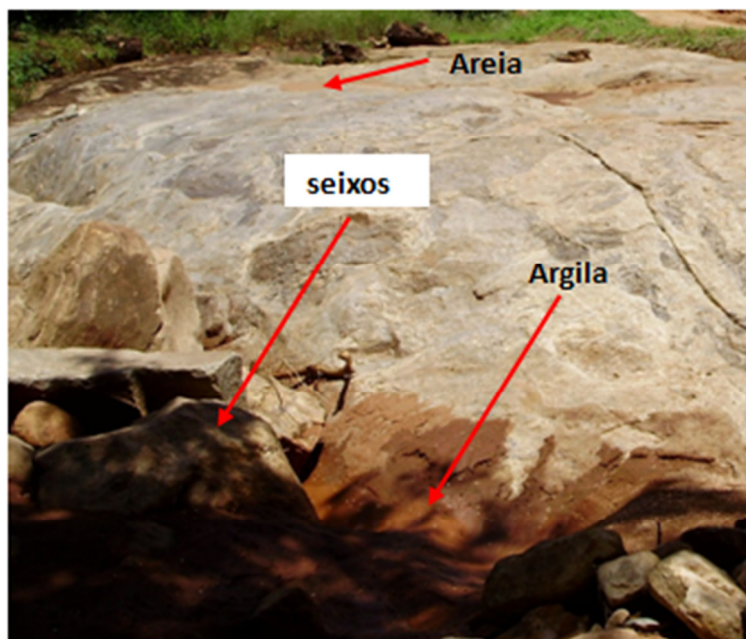


Foto 9. 24. Depósitos aluvionares no canal de drenagem no riacho do Rebentão. Coord. 8399768 W / 726473 S.

9.3.2 Rochas Máficas Intrusivas

Essas rochas máficas representam cerca de 2% da área total. Em campo afloram na forma de pão de açúcar com grau de alteração intempérica de baixo a médio. Em processo de pedogênese geram solos de coloração amarelo-avermelhado (Foto 9.25).

A rocha apresenta coloração cinza escuro e granulometria fina a média, é composta por minerais de quartzo, plagioclásio, biotita, anfibólio e máficos. Possui macroestrutura maciça, sugerindo um protólito gabróico, exibe relação de contato concordante com o metarenito, devido a ocorrência em forma de *sill* (Foto 9.26), porém com o BMSGU é intrusivo.



Foto 9. 25. . Afloramento de rocha máfica. Visada em perfil no ponto GND 2. Coord. 724445 W / 8401662 W).



Foto 9. 26. Visão geral do afloramento. (Visada em perfil no ponto GND 2. Coord. 724445 W / 8401662 S).

10 GEOLOGIA ESTRUTURAL

A área de trabalho abrange rochas de idades arqueana (Rb-Sr de 2.6 a 3.0 Ga) e paleoproterozóicas do Complexo Santa Isabel que consiste em gnaisses migmatíticos, ortognaisses e tonalito (TEIXEIRA, 1993) e granulito, com enclaves ultrabásicos (FERNANDES et al., 1982), e o Batólito Guanambi (Rb-Sr de 2.05 Ga).

A metodologia utilizada para coleta dos dados estruturais, usados nos diagramas de rosas, planos e polos, foi baseada no levantamento de campo, durante o qual estruturas tais como foliações, dobras, falhas e fraturas foram descritas e posicionadas espacialmente através da bússola Brunton. As medidas foram coletadas seguindo a regra da mão direita e plotadas na foto, no mapa de caminamento e, posteriormente, no mapa base.

10.1 UNIDADES GEOLÓGICAS E ESTRUTURAS IDENTIFICADAS

Na área de trabalho foram cartografadas três Unidades Estruturais de idades distintas, o Complexo Santa Isabel de idade arqueana (2,6 a 3,0 Ga) a paleoproterozóica, que experimentou uma história deformacional dúctil e dúctil-rúptil; o Batólito Monzo-Sienítico de Guanambi, de idade paleoproterozóica (2,0 Ga), que apresenta menor intensidade deformacional, o que é sugerido pela menor diversidade de estruturas relativamente às demais rochas; e o Super Grupo Espinhaço, de idade mesoproterozóica (2,2 a 1,2 Ga) com deformações dúctil-rúpteis, representada por falhas, fraturas e dobras.

10.1.1 Complexo Santa Isabel (CSI)

a) Gnaisses Migmatíticos do Santa Isabel

Os gnaisses migmatíticos apresentam coloração acinzentada e bandamento composicional gnáissico (Sn'), que é constituído por alternâncias de porções máficas, meso a melanocráticas, descontínuas, milimétricas a centimétricas, compostas por anfibólio e biotita; e félsicas, leucocráticas, descontínuas, centimétricas a métricas, representadas por concentrações de quartzo e feldspato. As relações de truncamento observadas em campo permitiram verificar que o bandamento gnáissico transpõe dobras intrafoliais.

Dispostos paralelamente ao bandamento gnáissico e aos planos axiais das dobras intrafoliais, ocorrem enclaves máficos boudinados constituídos predominantemente por piroxênio e anfibólio de granulação fina. Nas porções migmatíticas também é possível verificar domínios máficos (paleossoma), ou seja, o material refratário, residual da fusão parcial, enquanto os domínios félsicos (neossoma), são compostos por grãos centimétricos de feldspato e, subordinadamente, de quartzo, de textura pegmatítica a fanerítica média (Foto 10.1).

Essa estrutura é bem marcante e pode ser notada, inclusive na foto aérea, impondo um contraste textural que permite distingui-las das unidades desprovidas dessa estrutura. Internamente a foliação (Sn') ocorre mega *boudins* máficos associados ao bandamento composicional e às porções migmatizadas. No ponto GND 10 pode ser observado um belo exemplo de estruturas schölen (Foto 10.2).

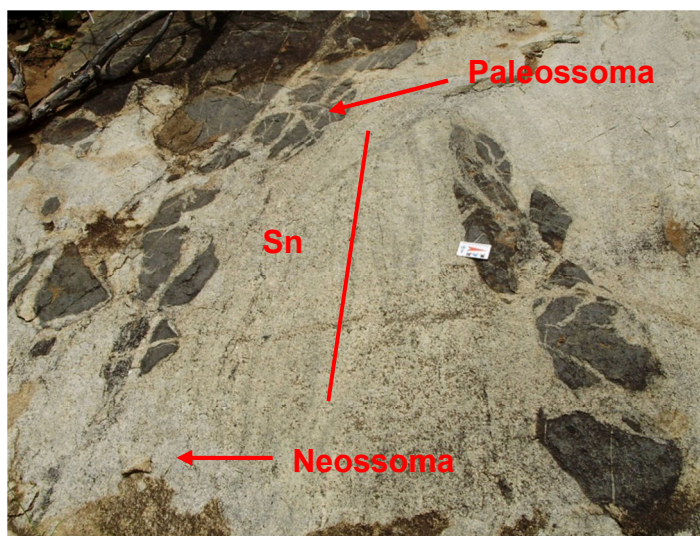


Foto 10. 1. Ocorrências de paleossomas (máficos) e neossomas (félsicos) na porções migmatíticas do CSI. Visada em planta. Ponto GND 21. Coordenada: 740183 W / 8405552 S.

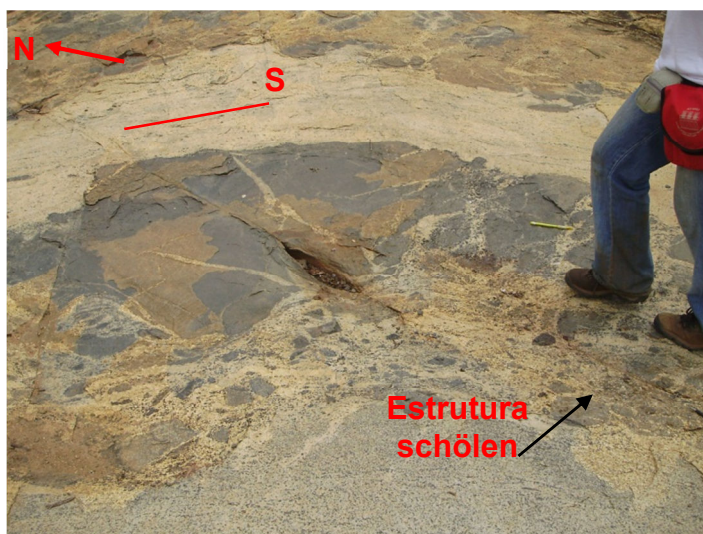


Foto 10. 2. Boudins associados ao bandamento composicional e às porções migmatíticas e estrutura schölen do CSI. Visada em planta. Ponto GND 10. Coord. 743706 W / 8398140 S.

Nesta unidade três famílias de falhas truncam o bandamento, apresentando direções NW-SE, NE-SW e W-E, conforme diagramas de pólos e planos obtidos com os dados plotados no geosoftware Stereonet (Figura 10.1). Fraturas de tração e transtensionais, muitas vezes apresentam-se preenchidas por diques de composição granítica e de textura fanerítica e pegmatítica, bem como subordinadamente por veios milimétricos a centimétricos de epidoto (Foto 10.3).

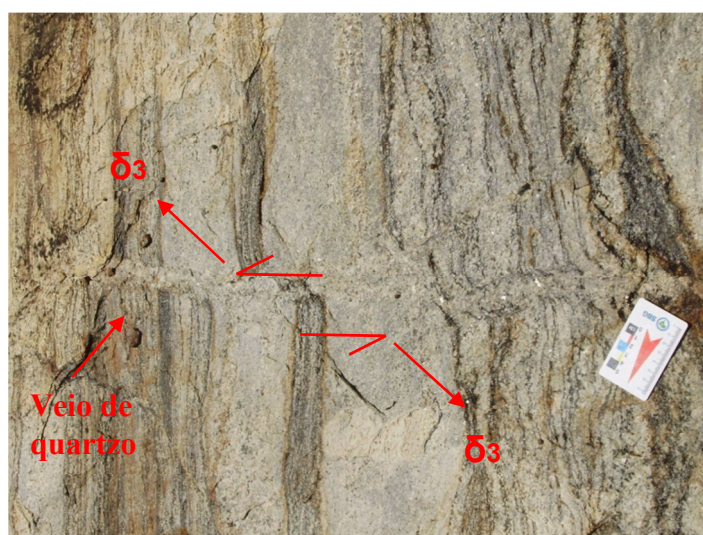


Foto 10. 3. Falha transtensional cisalhante em gnaiss migmatitos preenchida por veio de quartzo orientado NE-SW apresentando cinemática sinistral. Ponto GND 35. Coord.: 744622 W / 8409630 S.

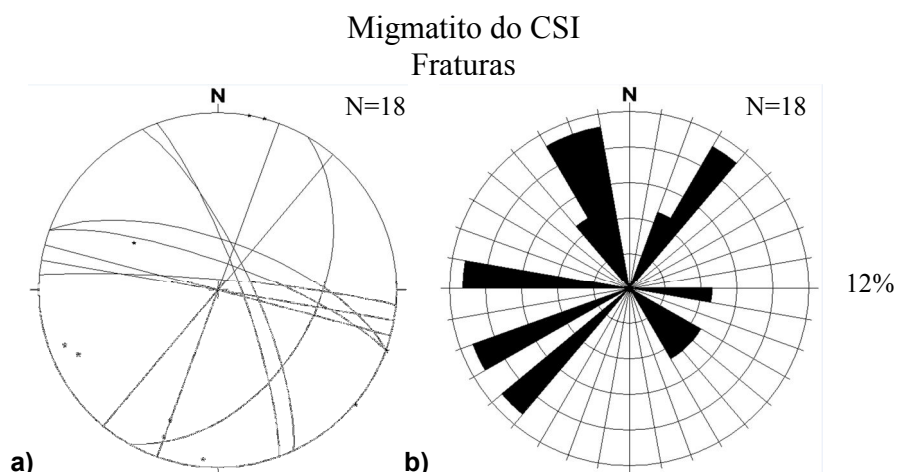


Figura 10. 1. (a) Diagrama de pólos e planos de fraturas medidas em campo; (b) Diagrama de rosetas mostrando as direções dos planos de fraturas NW-SE e NE-SW e W-E.

b) Ortognaisses do Santa Isabel

Os ortognaisses apresentam bandamento, constituído por bandas máficas compostas por anfibólio e biotita, e félsicas de composição quartzo-feldspática, rítmicas, contínuas, milimétricas a centimétrica (Foto 10.4). Possuem uma xistosidade, marcada pela orientação da biotita e pelo estiramento do quartzo e feldspato, paralela ao bandamento.



Foto 10. 4. Bandamento gnáissico // Sn (N345/90). Visada em planta no Ponto GND 24. Coord. 737279 W / 8400686 S.

A foliação (S_n) ocorre paralelamente ao bandamento composicional e ao plano axial das dobras intrafoliais, mostra-se contínua planar e penetrativa, de natureza secundária, ou seja, formadas durante processos deformacionais. Foram observadas na fotografia aérea feições de lineamento que refletem essas estruturas em campo.

Internamente ao bandamento composicional ocorrem estruturas deformacionais como dobras intrafoliais e *boudins* de rochas máficas. Esses corpos possuem dimensões variando de centimétricas a métricas, e são contornados pela foliação S_n formando dobras de *boudinagem* (Foto 10.5).

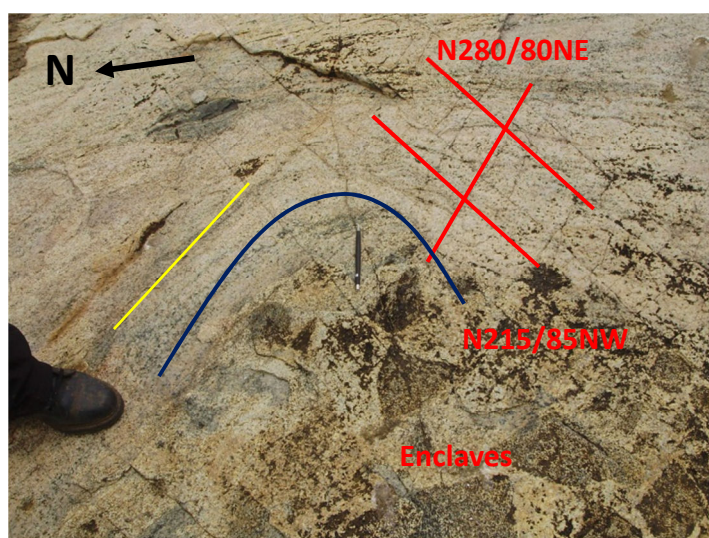


Foto 10. 5. Afloramento de ortogneiss nos arredores do município de Pindaí, apresentando fraturas (vermelho), dobras (azul), foliação (amarelo), enclaves. Ponto GND 8. Coord. 743706 W / 8398140 S.

As medidas realizadas em afloramentos exibem caimento variando, por vezes para SE, outras para NW, o que sugere a presença de dobras isoclinais. Essas estruturas são truncadas por corredores de deformação dúctil-rúptil, sendo observados nos afloramentos em planta em lajedos no campo, relacionado a outra deformação posterior à formação do bandamento gnáissico. Nesses corredores ocorre foliação S_{n+2} , esta com orientação NNE-SSW, apresentando cinemática dextral (Foto 10.6). Outra estrutura encontrada são os *boudins* de composição máfica milimétricos a centimétricos. Cortando o bandamento encontram-se diques de composição granítica e de textura pegmatítica.



Foto 10. 6. Dobras truncadas por corredores de deformação dúctil a dúctil-rúptil em domínio dúctil-rúptil, mostrando $S_n // S_{n+1}$. Visada em planta. Ponto GND 11. Coord. 737626 W / 8399375 S.

Cortando o bandamento duas famílias de falhas foram nucleadas, para essa estrutura mostra uma família de direção NE-SW com cinemática aparente sinistral, mergulhando preferencialmente para SE e outra de direção NE-SW com cinemática aparente dextral, mergulhando preferencialmente para NW. Essa divergência pode sugerir que essas estruturas foram nucleadas segundo dois campos de tensões distintas. A análise dos dados coletados em campo, plotados no geosoftware Stereonet mostram campos de tensão compatíveis com as fases D_n''' e D_{n+2} . (Figura 10.2).

Muitas vezes essas falhas apresentam-se associadas com veios de quartzo e com fraturas transtensionais (Foto 10.7). Subordinadamente podem ser encontrados veios milimétricos a centimétricos de epidoto, apresentando cinemática sinistral.

Paleoproterozóico D_n'''

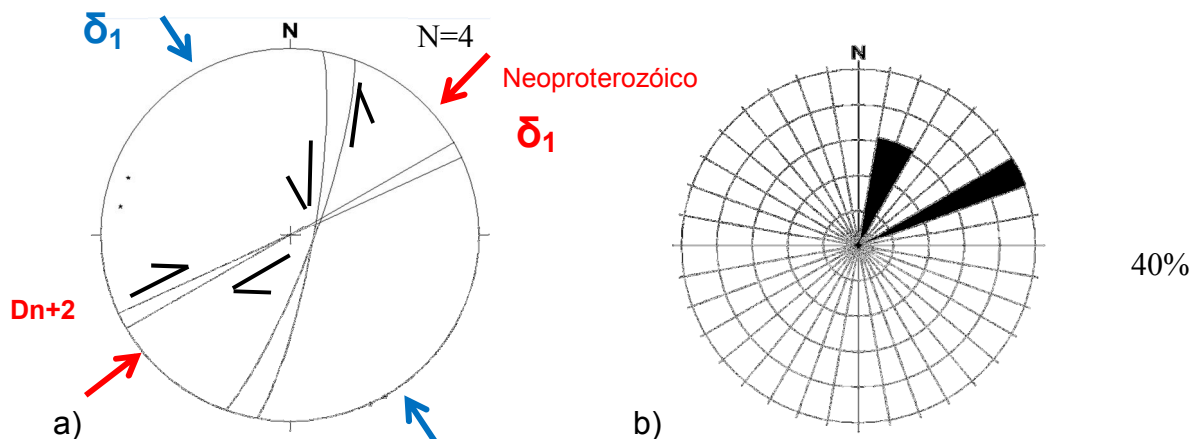


Figura 10. 2. (a) Diagrama de pólos e planos de falha com movimento aparente sinistral; (b) Diagrama de rosetas mostrando a direção preferencial NE-SW dos planos de falha.

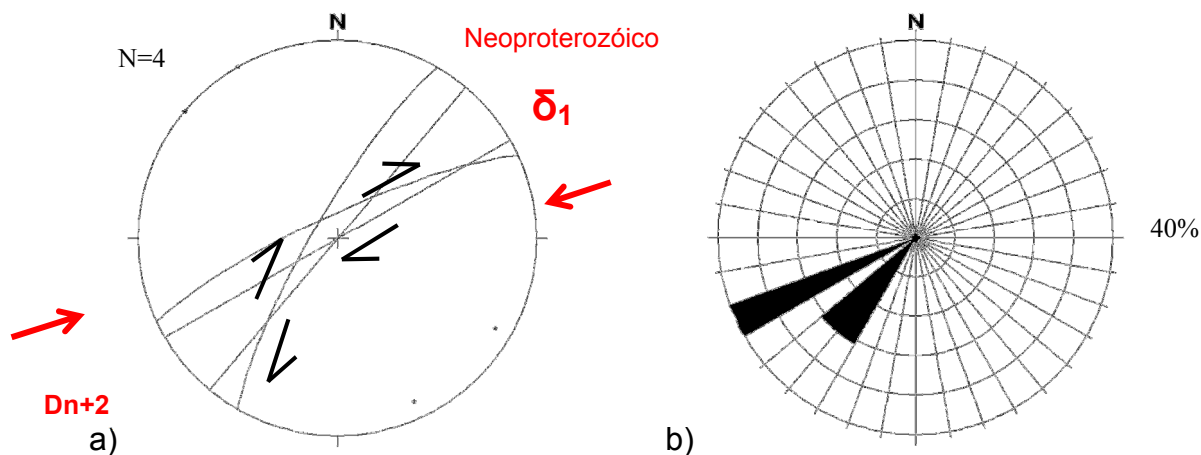


Figura 10. 3. (a) Diagrama de pólos e planos de falha com movimento aparente sinistral; (b) Diagrama de rosetas mostrando as direção preferencial NE-SW dos planos de falha.



Foto 10. 7. Afloramento de Ortognaisse nos arredores do município de Pindaí, apresentando falha com orientação W-E e cinemática aparente sinistral, deslocando veio de quartzo. Ponto GND 7. Coord. 748336 W / 8397361 S.

10.1.2 Batólito Monzonítico Sienítico Guanambi-Urandi (BMSGU)

As rochas do BMSGU apresentam-se, geralmente, com macrotextura isotrópica, e nos domínios anisotrópicos com foliação primária, penetrativa, de fluxo magmático (So), marcada pela orientação dos pórfiros de feldspato alcalino, dos enclaves máficos e dos xenólitos gnáissicos (Foto 10.8). Essa unidade apresenta comumente diques de composição granítica e de textura pegmatítica que cortam suas rochas, esses diques apresentam espessuras variando de centimétricas a métricas.

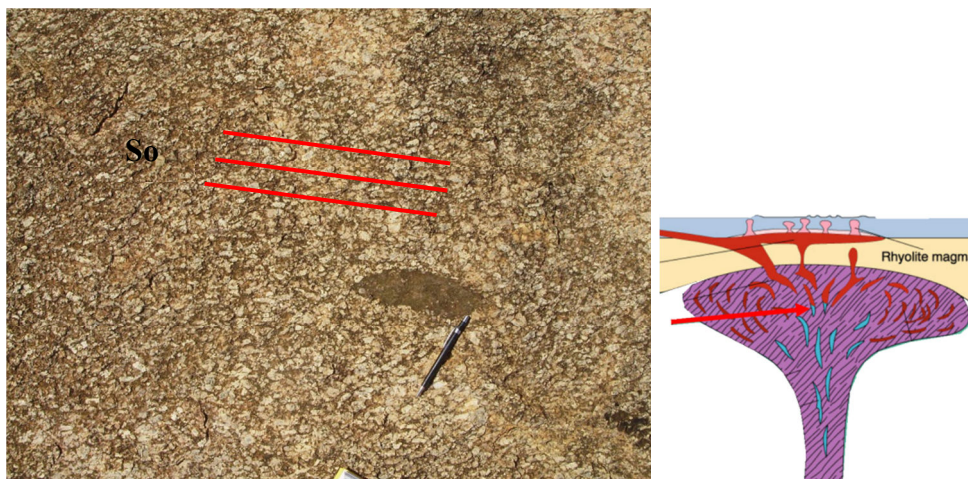


Foto 10. 8. Foliação de fluxo magmático (So) em sienito porfirítico com enclave máfico com mesma direção preferencial So. Visada em planta. Ponto GND13. Coord. 733268 W / 8406903 S.

Em relação às estruturas secundárias, não foram observadas feições dúcteis. A estruturação rúptil é marcada por falhas e fraturas e veios de epidoto, quartzo e feldspato. Essas estruturas são interpretadas como pertencentes ao campo neoproterozóico, da fase Dn+2.

As falhas apresentam, preferencialmente, cinemática aparente dextral, com *trend* geral NE-SW, o que pode ser observado no deslocamento da foliação e dos veios presentes nesta unidade (Foto 10.9). Essa estrutura é compatível com o campo de tensão E-W (Dn+2). Falhas apresentando cinemática aparente sinistral foram observadas subordinadamente nessa unidade com orientação geral NNE-SSW, propondo um campo de tensão NW-SE semelhante ao campo paleoproterozóico (Dn''').

Os diagramas obtidos com a plotagem dos dados no Stereonet mostram para as falhas com cinemática aparente sinistral (sistemas 1 e 3) uma orientação preferencial NNE-SSW, compatível com o campo de tensão paleoproterozóico da fase Dn'''. Para as falhas com cinemática aparente dextral (sistemas 2, 4 e 5) uma orientação preferencial variando de W-E a WSW-ESE, compatível com o campo de tensão neoproterozóico da fase Dn+2. (Figura 10.4).

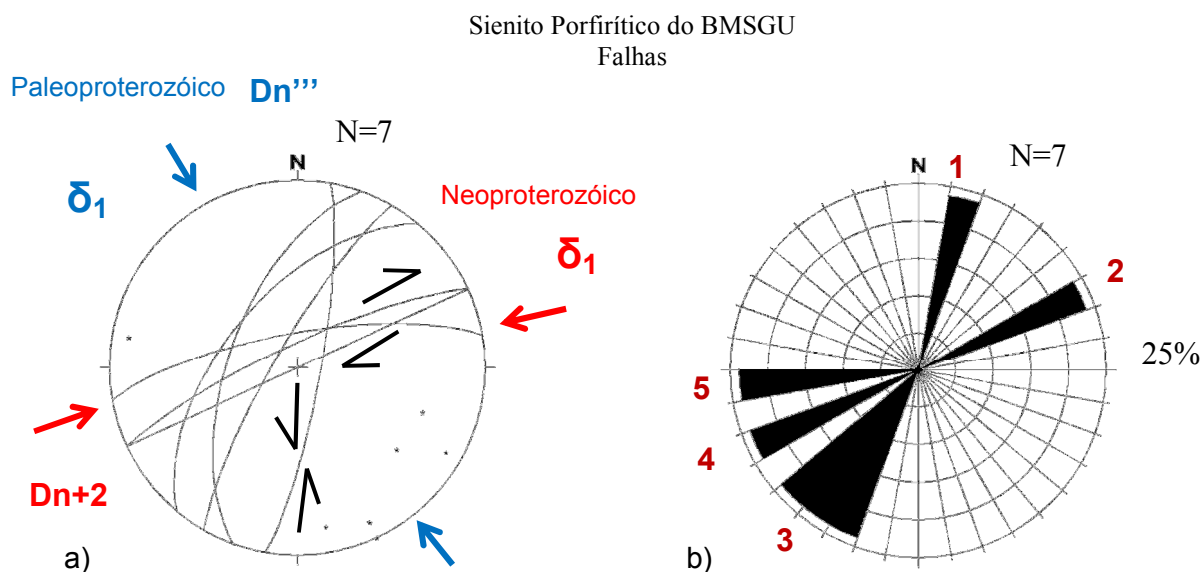


Figura 10. 4. (a) Diagrama de pólos e planos de falhas; (b) Diagrama de rosetas mostrando as direções dos planos de falhas com cinemática aparente sinistral (sistemas 1 e 3); e falhas com cinemática aparente dextral (2, 4 e 5).

Neste contexto foram observados no BMSGU diques graníticos e feldspáticos pegmatóides, veios de epídoto e veios quartzosos. Estes veios foram gerados por processos hidrotermais (foto 10.10).

O tratamento estatístico em diagramas estereográficos gerados no geosoftware Stereonet demonstrou para os veios um plano máximo de atitude N331/88NE (figura 10.5).

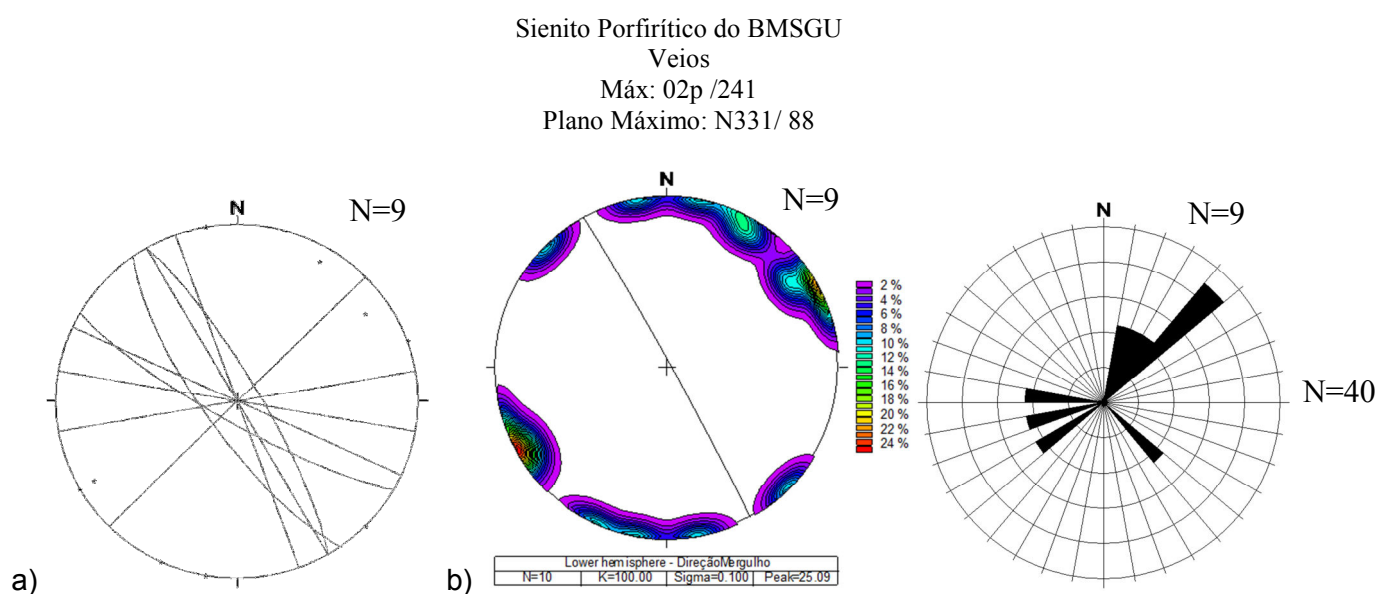


Figura 10. 5. (a) Diagrama de pólos e planos dos veio; (b) Diagrama de isodensidade polar, mostrando o plano máximo obtido para os veios, de atitude 241/02; e (c) Diagrama de rosetas dos veios com direção preferencial NNE- SSW.



Foto 10. 9. Veio de quartzo orientado E-W, sendo deslocado por falha com direção N-S e cinemática aparente sinistral da fase Dn''' em sienito porfírico. Visada em planta. Ponto GND 18. Coord. 728847 W / 8397366 S.

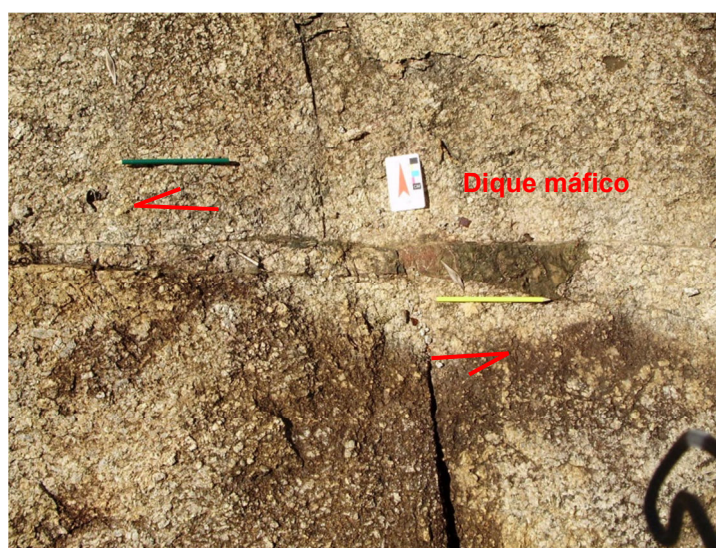


Foto 10. 10. Fratura com orientação N-S, sendo truncada por dique máfico orientado E-W em falha transtensional com cinemática aparente sinistral. Sienito Porfírico do BMSGU. Visada em planta. Ponto GND 18. Coord. 728847 W / 8397366 S.

10.1.3 Super Grupo Espinhaço

Os metarenito apresentam, geralmente, acamamento sedimentar (S0) bem marcado, com trend geral N-S, NNE-SSW e NNW-SSE. Exibem forma tabular contínua pouco deformada, e são intensamente truncados por zonas de cisalhamento que nucleia S1 //S0 (Foto 10.11). Apresentam foliação milonítica (S1),

pouco espaçada $S_0 // S_1$. Também podem ser encontradas dobras abertas, *boudins* assimétricos indicando movimento predominante sinistral (Foto 10.12).



Foto 10. 11. Matarenito exibindo acamamento sedimentar, truncados por ZC que nucleia $S_1 // S_0$.
Ponto GNC 15: Coord. 760024 W / 8400708 S.

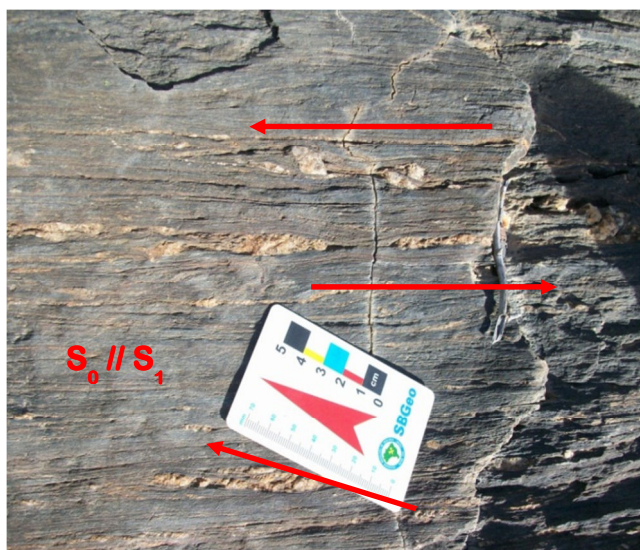


Foto 10. 12. Boudins assimétricos indicando movimento predominante sinistral.
Ponto GNC14. Coord. 760858 W / 8400580 S.

Em relação ao comportamento rúptil, observam-se veios de quartzo truncando $S_1 // S_0$ com trend geral WSW-ESSE (Foto 10.13), e fraturas indistintas com trend geral WSW-ESSE (Foto 10.14).



Foto 10. 13. Veios de quartzo truncando S1 //S0 com trend geral WSW-ESSE. Ponto GNC 8. Coord. . 764182 W / 8403650 S.

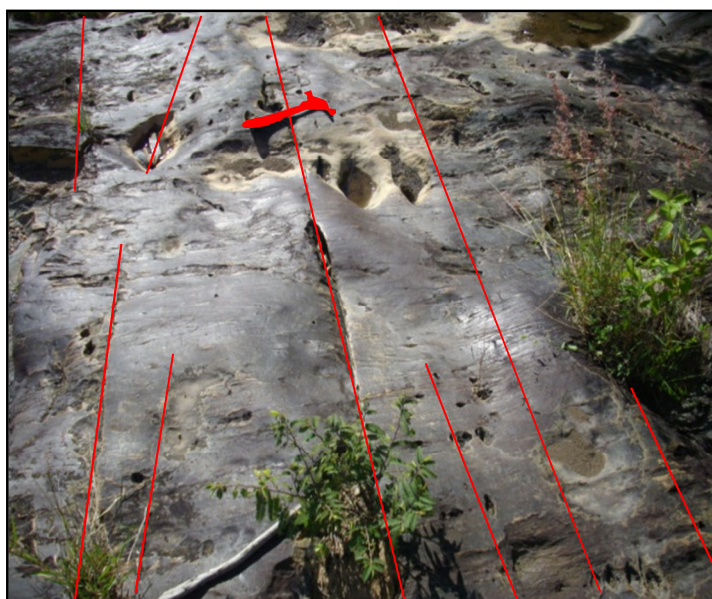


Foto 10. 14. fraturas indistintas com trend geral WSW-ESSE. Coord; 764182 W / 8403650 S.

O tratamento estatístico em diagramas estereográficos gerados no geosoftware Stereonet demonstrou para as fraturas indiscriminadas um trend geral NW-SE. (Figura 10.6).

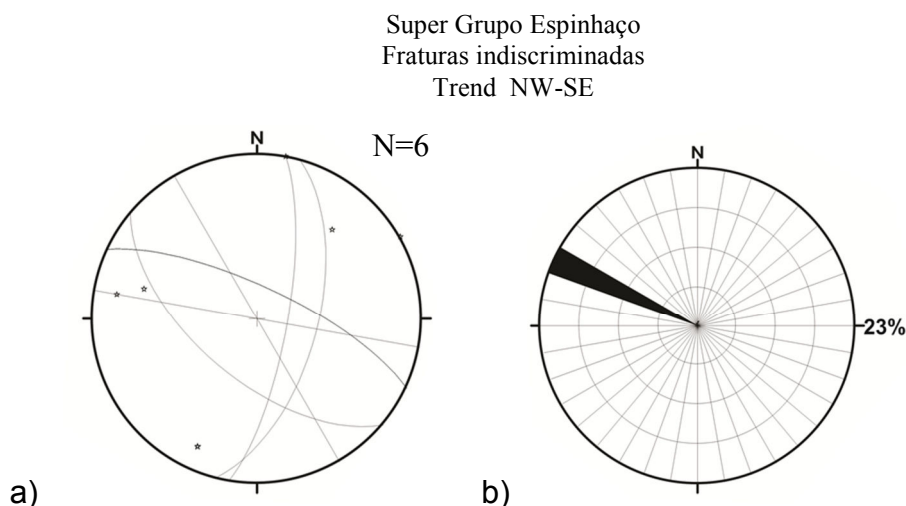


Figura 10. 6. (a) Diagrama de pólos e planos de fraturas medidas em campo; (b) Diagrama de rosetas mostrando as direções dos planos de fraturas NW-SE.

10. 2 FASES DEFORMACIONAIS IDENTIFICADAS

Na área de trabalho as diversas estruturas identificadas foram interpretadas e separadas em seis fases deformacionais integrantes de quatro eventos deformacionais distintos. Estas permitem elaboração de uma hipótese sobre história tectônica da área e de suas fases deformacionais.

A primeira fase (Dn-1) é marcada pelas foliações (Sn-1) presentes em dobras intrafoliais dos gnaisses cuja superfície dobrada representa foliações geradas em fases anteriores ao bandamento (Sn). Essa estrutura foi encontrada em enclaves máficos e ultramáficos ricos em biotita nas unidades dos migmatitos, dos ortognaisses e dos granitoide do Complexo Santa Isabel. Esta fase indica um possível evento deformacional compressional (En-1), de provável idade Arquena.

A segunda fase (Dn) foi subdividida em três estágios deformacionais, denominados Dn', Dn'' e Dn''' descritos a seguir:

O estágio Dn' foi responsável pela formação da foliação (Sn') representada pelo bandamento gnaíssico, o qual transpõe dobras isoclinais impressas nas litologias do Complexo Santa Isabel. Este representa o primeiro Evento deformacional compressional do Paleoproterozóico, que se encontra paralelizado a uma xistosidade. Ainda neste estágio ocorre boudins, dobras intrafoliais, lineação de estiramento mineral (Lx'), indicadores de movimento (S/C, sigma e deltas) e enclaves máficos paralelizados a Sn'. A foliação Sn' apresenta máximo em 01p/079 e 01p/259 e plano máximo em N169/89NW e N349/89NE (figura 10.7)

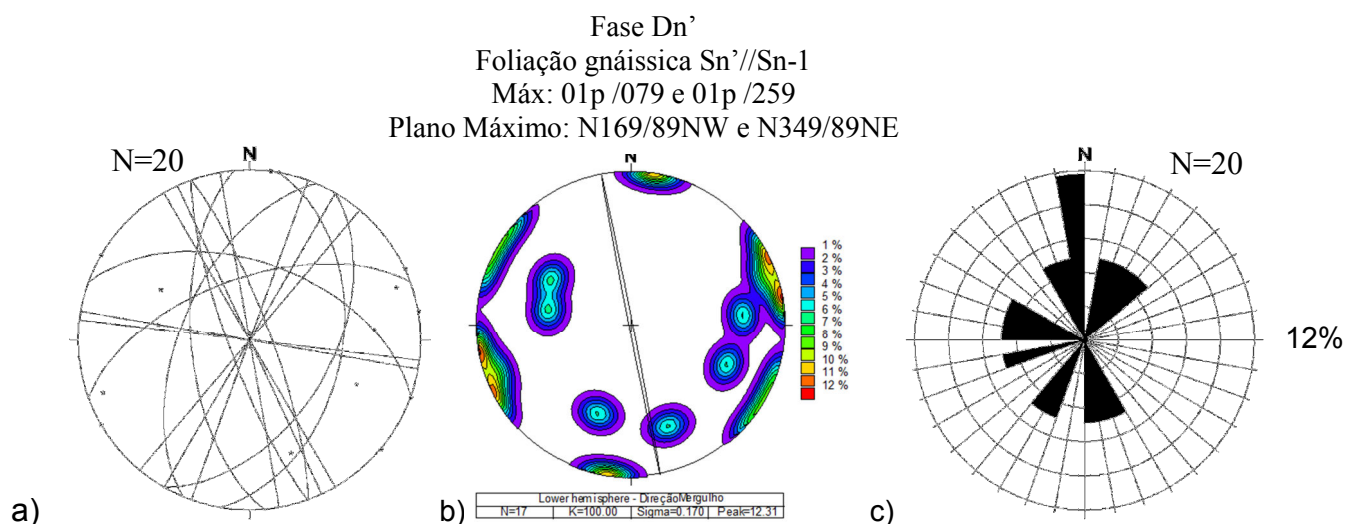


Figura 11. 7. a) Diagrama de pólos e planos, (b) Diagrama estereográfico sinóptico (c) diagrama de roseta da foliação gnáissica (Sn').

O segundo estágio (D'') é representado por dobras parasíticas assimétricas fechadas tipo S e simétricas fechadas do tipo M e W, bem como dobras maiores caracterizadas pela mudança do caimento da foliação (Sn'), ora para SW ora para SE.

O terceiro estágio (Dn''') é marcado pela instalação de zonas de cisalhamento paralelizadas às estruturas anteriores, nucleando uma lineação de estiramento (Lx) e exibindo uma geometria do tipo sigma, orientação geral NW-SE com cinemática aparente sinistral, de acordo com a análise rotacional dos porfiroclastos de feldspato.

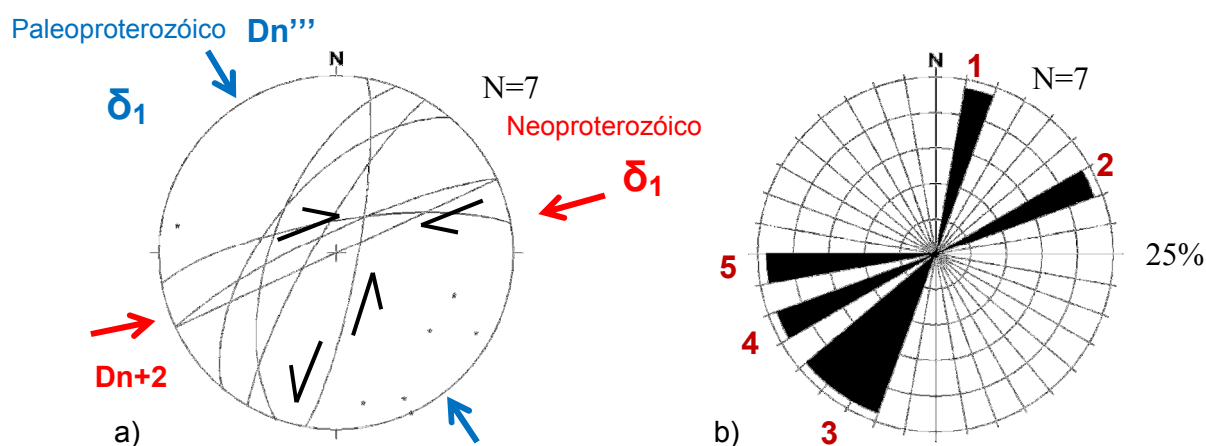


Figura 10. 8. (a) Diagrama de pólos e planos de falhas; (b) Diagrama de roseta mostrando as direções das zonas de cisalhamento com cinemática aparente sinistral da fase Dn'''; e das zonas de cisalhamento com cinemática aparente dextral da Fase Dn+2.

A terceira fase (Dn+1) foi responsável pela abertura do Rifte Espinhaço, a qual parece ter envolvido as litologias do Complexo Santa Isabel, como também o Batólito Monzo-Sienítico de Guanambi (BMSGU), e geraram as estruturas dúctil-rúpteis, representada por falhas e fraturas, ao longo das quais houve penetrações de fluidos que geraram os veios de epidoto e que representam, predominantemente, cinemática normal dextral. Esta fase indica um possível evento deformacional compressional (En+1), de provável idade Estateriana.

A quarta fase (Dn+2), responsável pela estruturação e fechamento da Bacia Macaúbas, quando nucleiam zonas de cisalhamento com aparente cinemática dextral reversa. Estas estruturas apresentam predominantemente variando orientação NE-SW. Também são encontradas zonas com cinemática aparente sinistral com a mesma orientação preferencial.

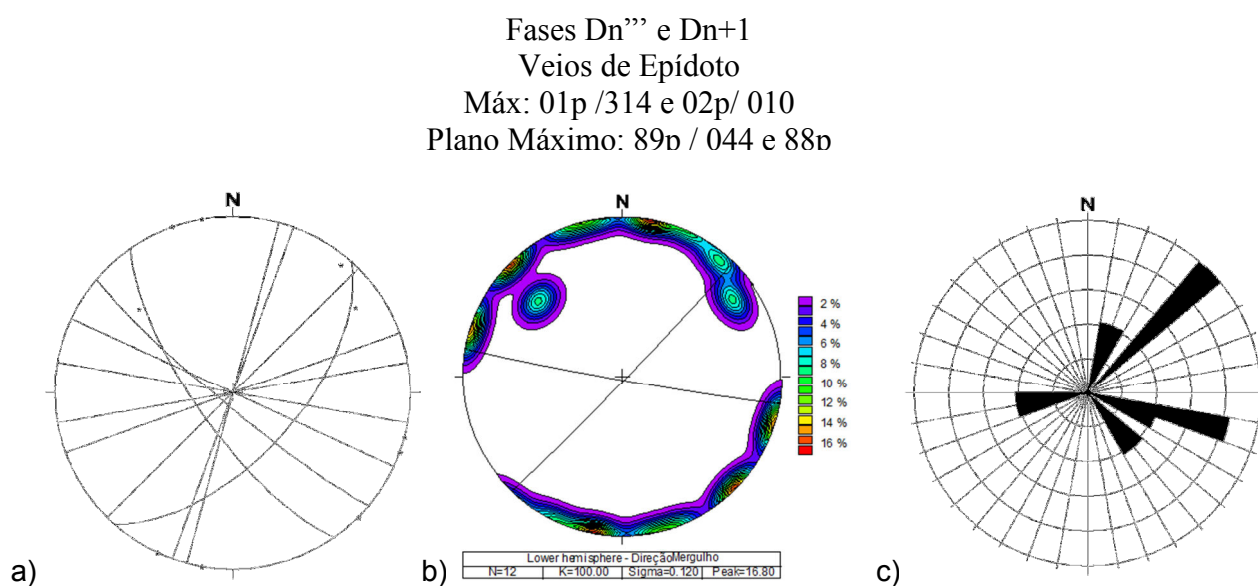


Figura 10. 9. Diagrama de pólos e planos, (b) Diagrama estereográfico sinóptico (c) diagrama de roseta dos veios de epidoto de todas as litologias da área de estudo.

Foram coletados dados de fraturas indiscriminadas apresentando orientações variadas, sendo identificados três pares de sistemas de fraturas relacionadas por meio do diagrama de roseta (Figura 11.13). Os sistemas 1 e 4 refletem campo de tensão com orientação WSW-ENE e NE-SW, compatível com o neoproterozóico; As fraturas dos sistemas 2 e 5 podem sugerir um encurtamento segundo W-E; Já as fraturas dos sistemas conjugados 3 e 6 sugerem um campo de tensão segundo NE-SW.

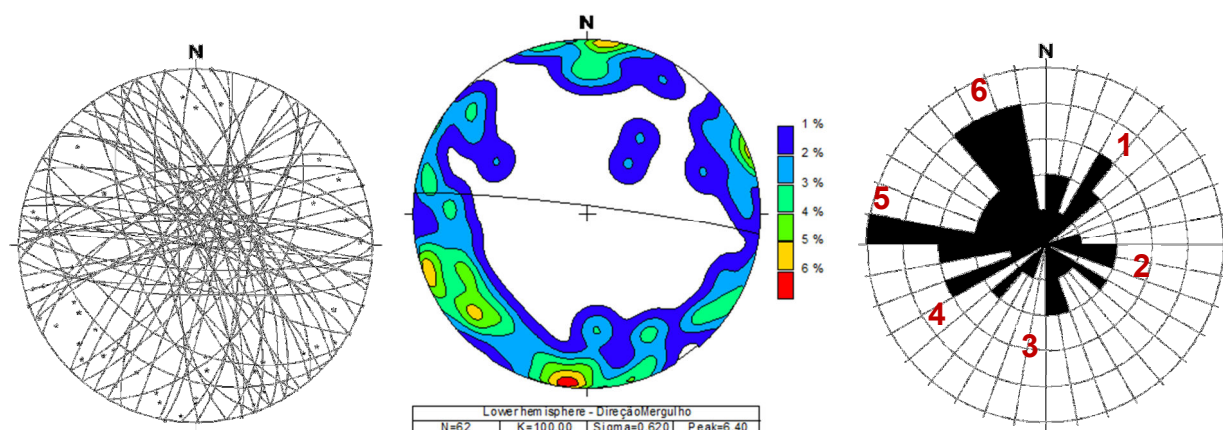


Figura 10. 10. Diagrama de pólos e planos (b) Diagrama estereográfico sinóptico (c) diagrama de roseta das fraturas indiscriminadas em todas as litologias.

11 HIDROGEOLOGIA

11.1 INTRODUÇÃO

Os aquíferos dividem-se em três tipos básicos: porosos, fissurais e cársticos. Podem ser livres ou confinados. Os aquíferos livres podem estar superpostos a qualquer domínio, ou tipo de aquífero e são regulados em especial pela precipitação, ou em alguns casos por corpos hídricos superficiais, naturais ou antrópicos, que lhe são adjacentes (GUERRA e NEGRÃO, 1996).

Os aquíferos porosos ocorrem nos domínios das coberturas detríticas. Esses depósitos, quando espessos, podem armazenar grande volume de água, sendo recarregados diretamente por águas pluviais ou indiretamente pela descarga dos riachos.

Os aquíferos fissurais estão associados ao domínio dos metassedimentos e ao domínio do embasamento cristalino. Os metassedimentos formam aquíferos livres de natureza fissural, similar do domínio embasamento cristalino. Diferenciam-se destes, entretanto, por vazões mais elevadas e por menor salinização de suas águas, em parte, devido à sua composição litológica rica em quartzo e, por ocorrerem em regiões de topografia e pluviosidade elevadas, como, por exemplo, a Serra do Espinhaço.

Os aquíferos cársticos estão associados a rochas calcáreas. Esses, com porosidade e permeabilidade secundária, de natureza cárstico/fissural, propiciam a ocorrência de aquíferos com um sistema de elevada heterogeneidade e anisotropia, por serem rochas solúveis, apresentando feições morfo/estruturais típicas como dolinas, sumidouros, estruturas de desabamentos, canais de dissolução e cavernas.

A figura 11.1 mostra as unidades hidrogeológicas da área, os poços tubulares (não secos) perfurados e suas respectivas vazões, de acordo com dados obtidos no cadastro de poços tubulares do Banco de dados do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS), (CPRM, 2012).

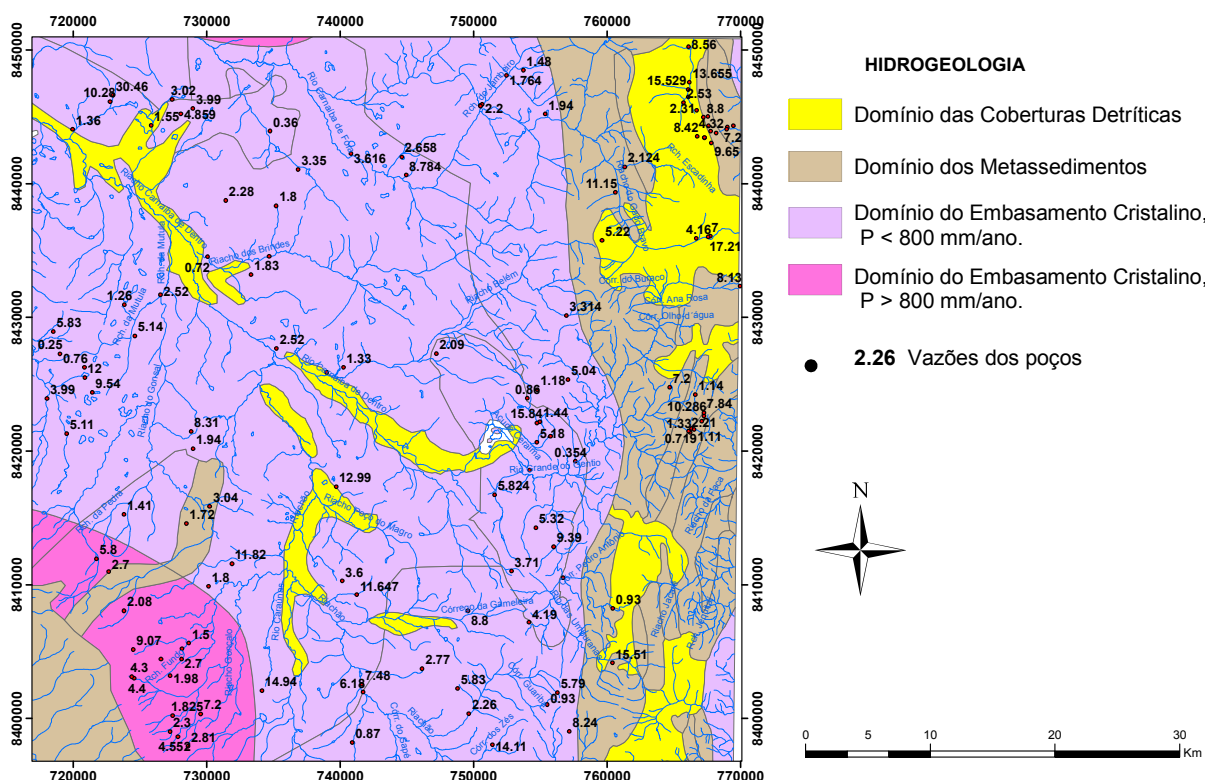
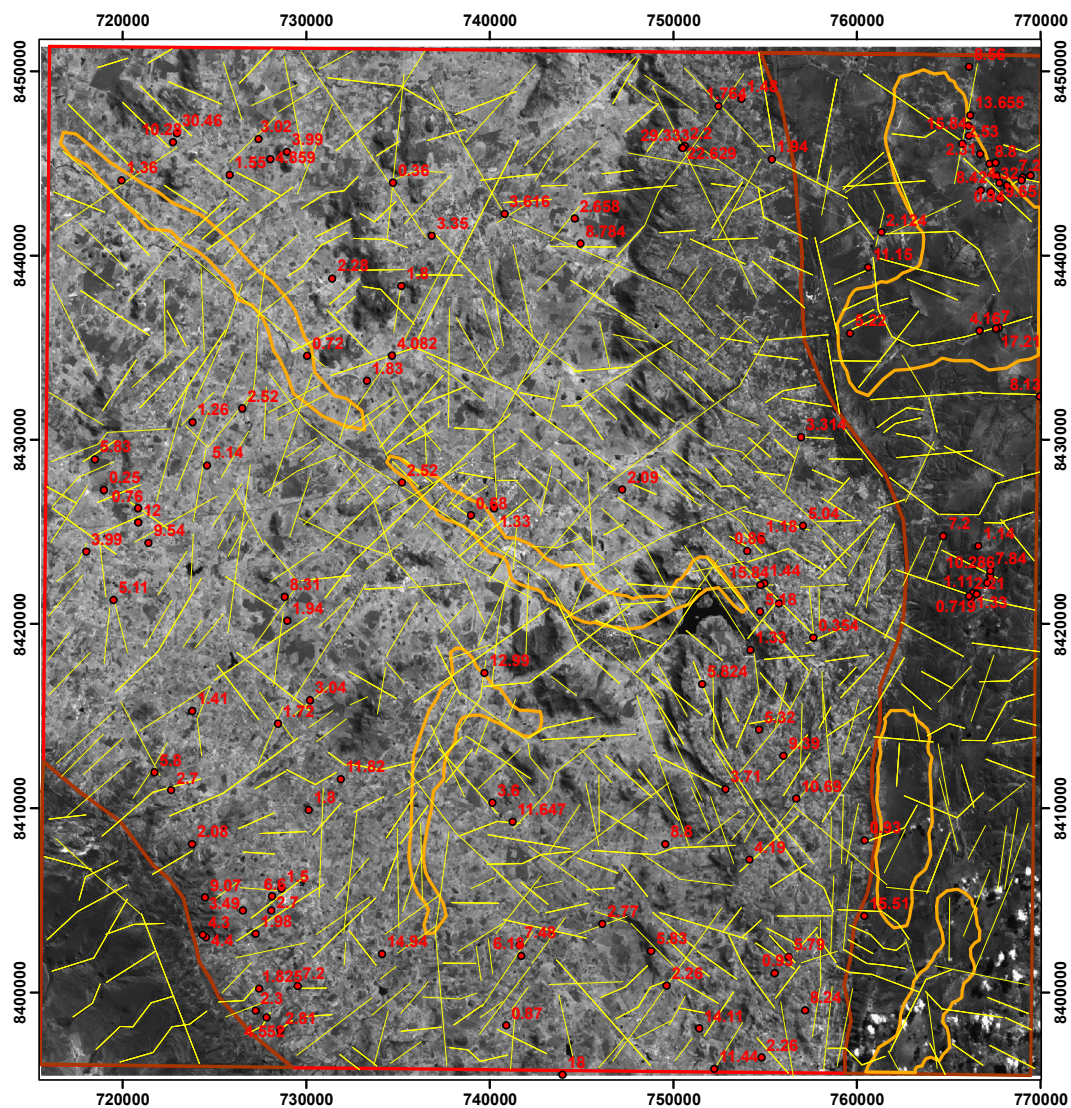


Figura 11. 1. Domínios hidrogeológicos da área de estudo. Fonte: CPRM, 2010.

11.2 DOMÍNIOS HIDROGEOLÓGICOS

Utilizando-se os fatores geológico e estrutural associados ao fator climático (precipitação), podem-se delimitar áreas de comportamentos hidrogeológico semelhante.

Neste contexto, a interpretação das principais estruturas extraídas a partir da imagem CP1 (Figura 11.2), juntamente com aos dados obtidos em campo e análise dos dados do cadastro de poços tubulares disponíveis no Banco de Dados SIAGAS, permitiu individualizar três domínios na área de estudo: a) Domínio das Coberturas, b) Domínios dos Metassedimentos, e c) Domínio do Embasamento Cristalino. O primeiro exibindo estruturas, falhas e fraturas preferencialmente das direções NE-SW, o segundo exibindo direções preferenciais NNE-SSW e E-W, e o último com direções preferenciais NW-EW e N-S.



LEGENDA

- Domínio das Coberturas
- Domínio dos Metassedimentos
- Domínio do Embasamento
- Lineamentos negativos
- 2,26 Vazões dos poços

Figura 11. 2. Mapa de lineamentos de relevo negativo extraído da imagem SRTM (ferramenta hillshade), sobrepostos a CP1, e vazões dos poços. Fonte: CPRM, 2012.

11.2.1 Domínio Hidrogeológico das Coberturas

Constituído por depósitos detrítico-lateríticos, areais e argilas, que recobrem as rochas mais antigas, perfazendo 10% da área. Em termos hidrogeológicos tem um comportamento de “aquífero granular”, caracterizado por possuir uma porosidade primária, e nos terrenos arenosos uma elevada permeabilidade, o que lhe confere, no geral, excelentes condições de armazenamento e fornecimento d'água. Este domínio está representado por depósitos relacionados temporalmente ao Quaternário (depósitos aluvionares recentes) e Terciário-Quaternário (coberturas detrítico-lateríticas).

Neste domínio os poços tubulares que apresentaram melhores características hidrogeológicas encontram-se nas direções preferenciais NW-SE. Os poços produtivos geralmente apresentam vazões médias de 8,0 m³/h, podem atingir profundidades superiores a 150 m, níveis estáticos variando de 1,0 a 57,0 m, níveis dinâmicos entre 22,0 e 73,0 m.

A depender da espessura da cobertura e da razão areia/argila dessa unidade, podem ser produzidas vazões significativas nos poços tubulares perfurados, sendo, contudo bastante comum, que os poços tubulares localizados neste domínio, captem água dos aquíferos subjacentes.

11.2.2 Domínio Hidrogeológico do Embasamento Cristalino

Esse domínio representa aproximadamente 70% da área, sendo composta essencialmente por granitos, gnaisses e migmatitos.

Apresentam comportamento de “aquífero fissural”. Como basicamente não existe uma porosidade primária nestes tipos de rochas, a ocorrência de água subterrânea é condicionada por uma porosidade secundária representada por fraturas e fendas, o que se traduz por reservatórios heterogêneos e anisotrópicos.

Esse aquífero fissural apresenta reduzida potencialidade hídrica, se comparado com os demais, subdividido em função da pluviosidade em dois subgrupos: subdomínio de pluviometria < 800 mm/ano; e subdomínio de pluviometria > 800 mm/ano. No primeiro localizam-se as áreas de maior carência hídrica, maior salinidade e maior aridez, decorrentes da baixa capacidade de armazenamento das rochas e do elevado índice de evaporação.

O subdomínio > 800 mm/ano representa o embasamento cristalino das regiões úmidas. Em consequência da maior pluviosidade, apresenta manto de intemperismo mais espesso e uma condição melhor de recarga, que influencia na produção dos poços e qualidade química de suas águas. (GUERRA e NEGRÃO, 1996).

Neste domínio os poços que apresentaram melhores características hidrogeológicas encontram-se nas direções estruturais preferenciais NE-SW. De modo geral, os poços podem atingir profundidades superiores a 100 m, níveis estáticos entre 0,15 e 20,0 m, níveis dinâmicos variando de 5,0 a 100,0m, e vazões médias de 2 m³/h. No entanto, foram encontrados 11 poços com vazões acima de 10 m³/h, sendo dois poços com vazões acima de 14,0 m³/h nos municípios de Guanambi e Pindaí, e dois com vazões acima de 22,0 m³/h em Caetité, ambos no Complexo Santa Isabel.

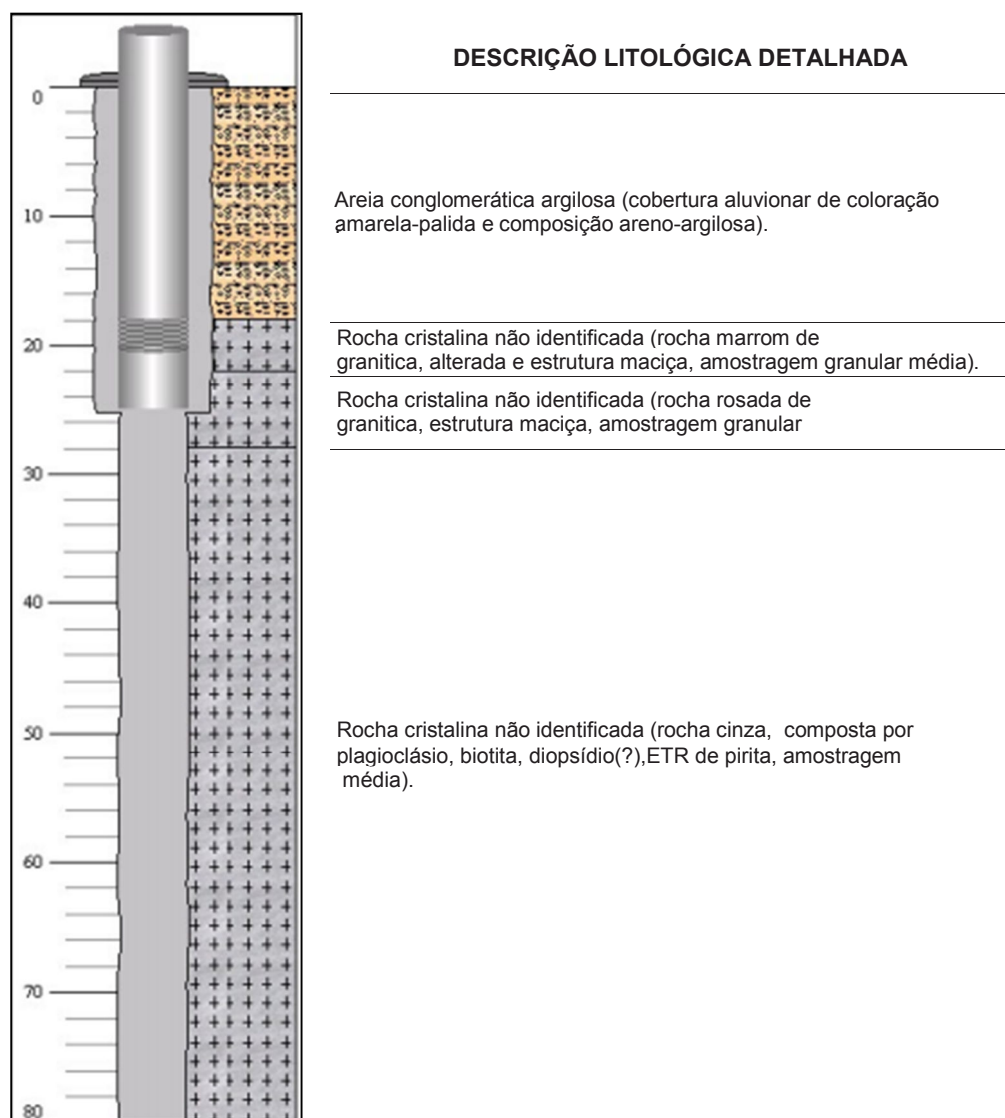
A água superficial ocorre em alguns rios perenes, como o Rio Carnaíba de Dentro. Os reservatórios de água que predominam nas cidades e principalmente na zona rural são açudes, aguadas, e a Barragem de Ceraíma.

11.2.3 Domínio Hidrogeológico dos Metassedimentos

Aproximadamente 20% da área estão coberta por metassedimentos, com predominância em áreas de precipitações inferiores a 800 mm/anuais. Os metassedimentos formam aquíferos livres de natureza fissural, similar do domínio embasamento cristalino. Diferenciam-se destes, entretanto, por vazões mais elevadas e por menor salinização de suas águas, em parte, devido à sua composição litológica rica em quartzo e, por ocorrerem em regiões de topografia e pluviosidade elevadas, como, por exemplo, a Serra do Espinhaço, na Chapada Diamantina.

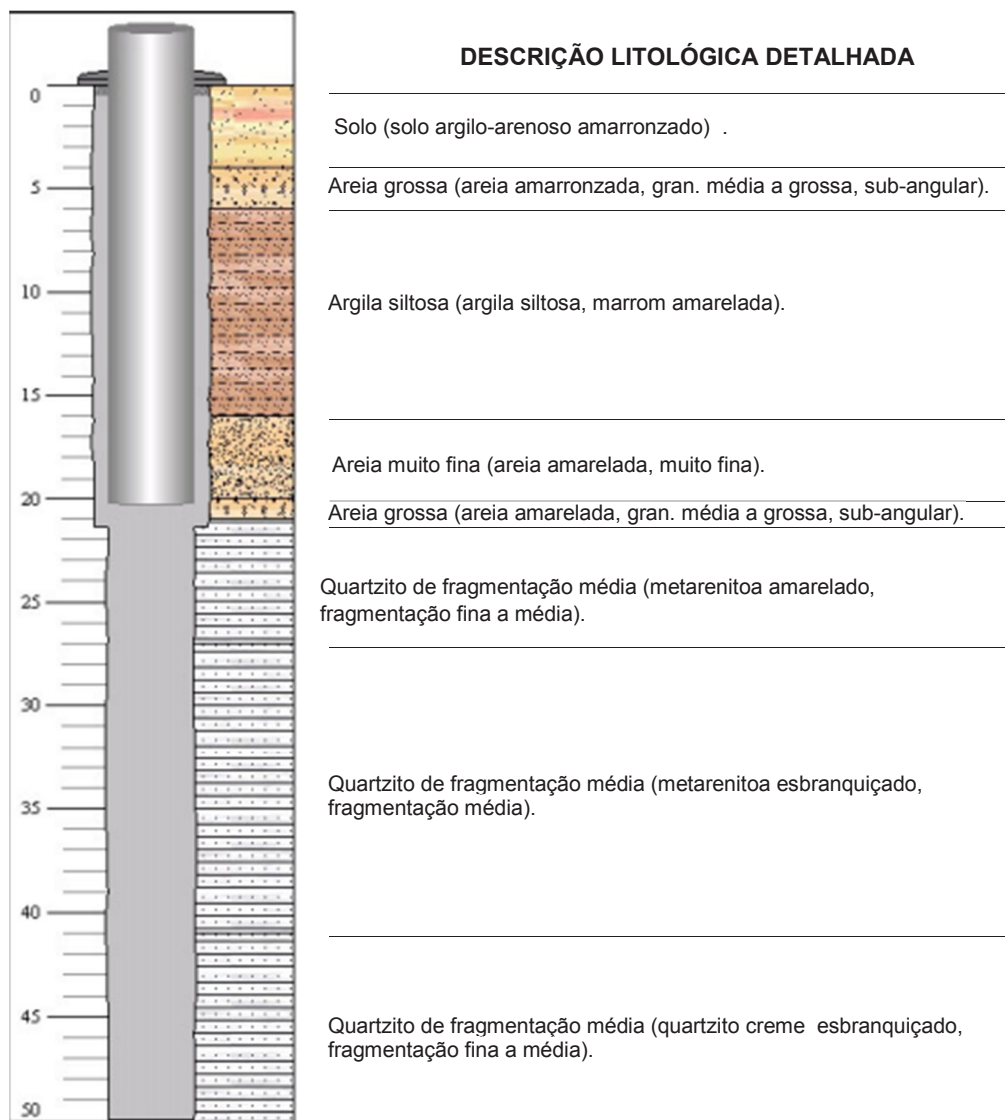
Neste domínio os poços que apresentaram melhores características hidrogeológicas encontram-se nas direções estruturais preferenciais NNE-SSW. De modo geral, os poços podem atingir profundidades superiores a 100 m, níveis estáticos entre 0,5 e 38,0 m, níveis dinâmicos variando de 12,0 a 70,0m, e vazões médias de 4.0 m³/h. Porém, foram encontrados 5 poços com vazões acima de 10 m³/h, sendo um poço com vazões de 15,5 m³/h nos município de Pindaí, na Formação Santo Onofre.

As figuras 11.3 a 11.5 mostram três perfis geológico/construtivos dos poços perfurados, representativos de cada domínio hidrogeológico.



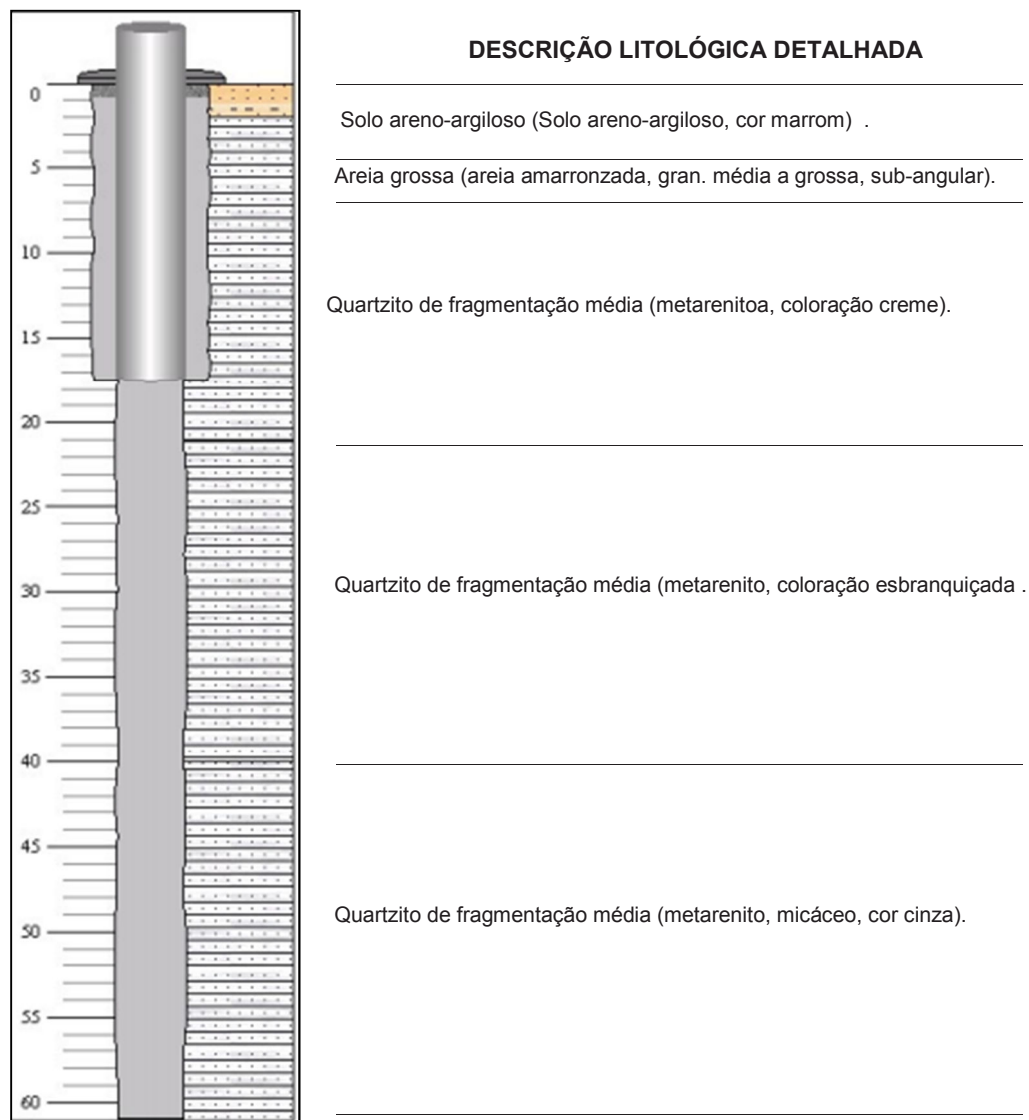
Teste de Bombeamento:			
Data:	Surgência:	Nível Estático (m):	Duração do Teste (h):
19/10/1996	N	7.23	12
Nível Dinâmico:	Vazão Específica (m ³ /h/m):	Coefficiente de Armazenamento:	Vazão Livre (m ³ /h):
66.73			
Permeabilidade (m/s):	Transmissividade (m ² /s):	Vazão Após Estabilização (m ³ /h):	Tipo do Teste:
		1.8	Rebaixamento

Figura 11. 3. Perfil litológico do poço tubular (nº 2900005577) - localidade de Entre Morros – Guanambi. Coord: 735232 W /8438305 S. (Domínio Hidrogeológico do Embasamento Cristalino). Fonte: CPRM, 2013.



Teste de Bombeamento:			
Data:	Surgência:	Nível Estático (m):	Duração do Teste (h):
26/05/1974	N	0.36	24:00
Nível Dinâmico:	Vazão Específica (m3/h/m):	Coefficiente de Armazenamento:	Vazão Livre (m3/h):
1.52	7.009		
Permeabilidade (m/s):	Transmissividade (m2/s):	Vazão Após Estabilização (m3/h):	Tipo do Teste:
		8.13	Rebaixamento

Figura 11. 4. Perfil litológico do poço tubular (nº 2900000458) - localidade de Brejinho das Ametistas - Caetité. Coord: 770000 W / 8432300 S. (Domínio Hidrogeológico das Coberturas). Fonte: CPRM, 2013



Teste de Bombeamento:			
Data:	Surgência:	Nível Estático (m):	Duração do Teste (h):
17/01/1974	N	2.20	24:00
Nível Dinâmico:	Vazão Específica (m3/h/m):	Coefficiente de Armazenamento:	Vazão Livre (m3/h):
37.20	0.206		
Permeabilidade (m/s):	Transmissividade (m2/s):	Vazão Após Estabilização (m3/h):	Tipo do Teste:
		7.2	Rebaixamento
Método:	Unidade:		
	Bomba pistao		

Figura 11. 5. Perfil litológico do poço tubular (nº 2900000430) - localidade de Jatoba (Sede I) - Caetitê. Coord: 769050 W / 8444200 S. (Domínio Hidrogeológico dos Metassedimentos). Fonte: CPRM, 2013

Com os parâmetros (Tabela 11.1) obtidos do cadastro de poços tubulares, disponíveis no Banco de Dados SIAGAS (CPRM, 2012), foi possível gerar o cartograma de superfície potenciométrica da área. Os dados foram tabulados no programa de computador Microsoft Excel. Posteriormente estes dados foram transferidos para o programa Surfer 9, para avaliação dos parâmetros acima descritos. Sendo que para isto utilizou-se como interpolador o método da Krigagem (Figura 11.6).

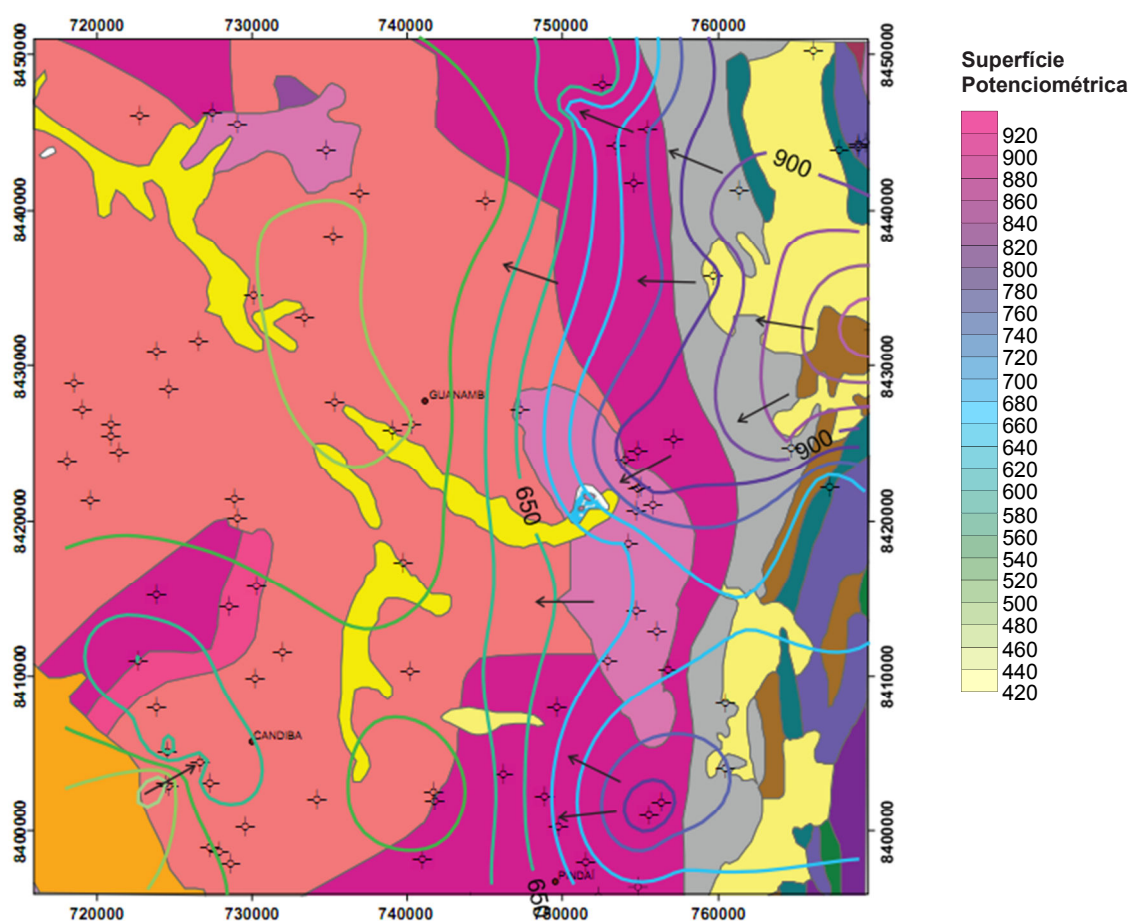


Figura 11. 6. Mapa de superfície potenciométrica área, utilizando o método de krigagem, no software Surfer 9.0, sobreposto ao mapa geológico. (Fonte: CPRM, 2013).

UTM (W)	UTM (S)	Cota do terreno	Profundidade	Nível Dinâmi.	Nível Estático	Vazão
771800	8442700	840.00	151,00	83.80	0,50	0.024
767139	8422183	900.00	120,00	68.06	2,90	0.035
741752	8401933	515.00	100,00	27.95	3,07	6.18
734053	8392600	500.00	90,00	29.59	2,71	6.3
733925	8388604	520.00	90,00	39.37	0,00	1.79
760442	8404111	100.00	84,00	8.79	1,18	15.51
723855	8430907	520.00	80,00	52.73	0,05	0.024
752493	8448070	820.00	80,00	47.55	2,30	0.039
752266	8395802	750.00	80,00	28.30	5,20	11.44
747641	8394557	560.00	80,00	34.53	1,55	2.59
741481	8392589	500.00	80,00	37.37	3,74	2.3
747449	8390378	510.00	80,00	50.78	1,29	5.72
739888	8388977	540.0	80,00	60.08	3,22	1.11
750371	8392101	650.00	80,00	17.46	3,76	10.69
747210	8390442	560.00	80,00	60.07	1,90	0.97
739706	8388733	530.00	80,00	31.24	5,72	4.57
740936	8398160	620.00	78,00	49.93	1,31	0.87
735015	8380477	510.00	72,00	44.26	31,15	5.74
701920	8378007	498.00	70,00	17.10	6,00	14.4
701559	8392334	500.00	70,00	17.82	4,05	11.98
722953	8374103	500.00	70,00	22.80	5,75	10.9
728752	8376540	530.00	70,00	49.75	1,05	2.37
730171	8409853	580.00	70,00	52.20	3,40	0.037
750822	8389298	680.00	70,00	52.11	2,28	5.72
756037	8412798	720.00	70,00	47.69	2,81	9.39
755555	8400995	920.00	70,00	61.98	14,88	0.93
744857	8388774	600.00	70,00	22.87	10,31	11,00
749676	8400317	520.00	70,00	21.71	0,80	2.26
751450	8397993	670.00	70,00	28.92	1,90	14.11
749603	8408005	546.00	70,00	8.58	2,56	8.8
738560	8390988	580.0	70,00	54.85	2,63	1.87
746199	8394141	600.00	65,00	20.95	4,00	11.98
769050	8444200	880.00	61,00	37.20	2,20	0.206
740185	8410250	570.00	60,00	38.43	2,00	0.099
722688	8410935	659.00	60,00	39.95	3,25	0.074
741463	8390806	669.00	60,00	40.20	2,60	2.66
754807	8424556	900.00	60,00	43.10	2,00	0.029
752871	8410985	720.00	60,00	44.37	2,73	3.71
756732	8410484	820.00	60,00	44.46	2,82	10.69
754849	8396421	620.00	60,00	41.90	6,53	2.26

748826	8402202	590.00	60,00	54.00	0,15	5.83
743995	8395485	650.00	60,00	23.13	1,86	18,00
744938	8387882	680.00	60,00	54.00	8,80	0.54
755056	8390361	580.00	60,00	22.99	4,37	4.57
762301	8491665	900.00	54,00	16.44	0,00	0.65
770000	8432300	1100.00	50,00	1.52	0,36	4,32
741668	8402518	500.00	50,00	22.41	2,00	7.48
751375	8393566	690.00	50,00	25.46	4,20	5.54
754702	8414226	610.00	50,00	42.00	2,80	5.32
756314	8401879	620.00	50,00	42.00	0,00	5.79
739743	8417295	520.00	40,00	4.76	0,67	3,17
769613	8460257	890.00	40,00	18.38	14,52	16,03
738213	8379985	600.00	37,00	21.78	2,40	4.32
767800	8443900	890.00	36,20	29.66	0,96	0.033
744976	8440611	530.00	14,00	9.93	4,39	15,86

Tabela 11. 1. 1. Localização e parâmetros em análise dos poços não secos da área de estudo. Fonte: CPRM, 2012.

12 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A análise integrada das informações geológico estrutural, hidrogeológica e sensoriamento remoto, permitiu a compartimentação dos três domínios hidrogeológicos.

A região de estudo é representada por aquíferos fissurais, granular/fissural e granular. Os aquíferos fissurais estão representados pelas rochas do embasamento cristalino constituídas por rochas metamórficas (ortognaisses, migmatitos e granitóides). O aquífero granular/fissural é representado por metassedimentos constituídos, predominantemente, por matarenitos. O aquífero granular é constituído litologicamente por depósitos detrítico-lateríticos, areais e argilas.

As feições estruturais mais notáveis da região de estudo são expressas nos lineamentos interpretados a partir da imagem PC1, onde se observa distribuição heterogênea e forte controle fisiográfico. Nelas, observa-se alta densidade de lineamentos de relevo negativo, dispostos segundo trend geral: a) NW-SE (Domínio das Coberturas), b) NNE-SSW e E-W (Domínios dos Metassedimentos), e c) NW-SE e N-S (Domínio do Embasamento Cristalino).

No Domínio do Embasamento Cristalino as rochas se apresentam mais densamente fraturadas com comportamento, predominantemente, rúptil. Neste, as melhores características hidrogeológicas encontram-se nas direções estruturais NW-SE, onde ocorrem fraturas de tração mais abertas em relação as demais fraturas.

No Domínio dos Metassedimentos as rochas mostram comportamentos rúptil-dúctil com moderada densidade de fraturamento, contribuindo para um comportamento favorável em termos de potencial hidrogeológico. Neste, as melhores condições hidrogeológicas encontram-se nas direções estruturais preferenciais NNE-SSW e E-W.

Nas coberturas, não existem evidências de que estas direções estruturais preferenciais influenciem no potencial hidrogeológico.

O trabalho demonstra a correlação entre as informações geológicas e as de sensoriamento remoto, mesmo considerando a limitada resolução destas últimas. A análise das imagens Landsat 5 TM permite inferir a relação entre os lineamentos identificados e as estruturas geradas preferencialmente durante os Eventos Neoproterozóico (Dn+2), e Paleoproterozóico (Dn''').

As vazões produzidas pelos poços são pequenas, e a água em função da falta de circulação, dos efeitos do clima semi-árido e do tipo de rocha, é na maior parte das vezes salinizada. Essas condições definem um potencial hidrogeológico baixo para as rochas, sem, no entanto, diminuir sua importância como alternativa no abastecimento nos casos de pequenas comunidades, ou como reserva estratégica em períodos de prolongadas estiagens.

Embora as análises e os resultados obtidos do estudo sejam sobre imagens do Landsat 5 TM, é possível que essa mesma metodologia aplicada em imagens de resolução espacial mais alta propicie resultados ainda melhores, tanto de classificação como da possibilidade de aquisição de conhecimento novo.

Sugere-se aqui, o uso de sensores remotos com melhores resoluções espectrais, como o ASTER, para obtenção de melhores resultados.

14 REFERÊNCIAS

- ALKMIM & MARTINS-NETO, Alkmim, F. F. & Martins-Neto, M. 2001. **A Bacia intracratônica do São Francisco**: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos.
- ALKMIM, et al. 2007. **Sobre A Evolução Tectônica Do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental**. Geonomos. 2007.
- ALKMIM, F.F. 2004. **O que faz de um cráton um cráton ?** O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimita-lo. In: Mantesso-Neto et al. (eds) **Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Becca, p. 17-35. 2004.
- ALMEIDA, F.F. 1977. **O Cráton do São Francisco**. Revista Brasileira Geociências, 1977. 4: p. 349-364. 1977.
- AMARAL G. **Métodos para a obtenção de informação estrutural em produtos de sensoriamento remoto**. Cadernos IG-UNICAMP, 4:98-111. 1994.
- ANA. **Agência Nacional de Águas. Atlas do Nordeste: resumo executivo / Agência Nacional de Águas**. Brasília, p. 96. 2009.
- ARCANJO, J. B., et al. 2000. CD do Projeto Paramirim, da CPRM - **Projeto vale do Paramirim, escala 1:100.000**. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CD-ROOM. 2000.
- BABINSKI, M., et al. 1999. **Contribuição à geocronologia da Chapada Diamantina**. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Anais, pp.: 118-121. 1999.
- BARBOSA & SABATÉ, Barbosa, J. S. F. & Sabaté, P. **Colagem Paleoproterozóica de Placas Arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia**. In: Revista Brasileira de Geociências, 33(1-Suplemento): P. 7-14 . 2003.
- Bastos-Leal, L.R. 1998. **Geocronologia U/Pb (Shrimp), 207Pb/206Pb, Rb-Sr, Sm-Nd e K-Ar dos Terrenos Granito-Greenstone do Bloco do Gavião**: Implicações para Evolução arqueana e proterozóica do Cráton do São Francisco, Brasil. s.l. : Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade do Estado de São Paulo. 178 p., 1998.
- COSTA, W. D. **Água subterrânea e o desenvolvimento sustentável do semi-árido nordestino. Projeto ÁRIDAS. GT-II, Versão preliminar**. BRASIL, Presidência da República: 1994.
- CRÓSTA, A. P. **Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto**. Campinas: Universidade Estadual de Campinas, 4 ed. , 2002.
- CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Sistema de Informação de Águas Subterrâneas - SIAGAS, 2012**. Disponível em: <<http://www.dnrm.gov.br>>. Acesso em: 23 out. 2012.
- CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **GEOBANK – Mapas índice**. Disponível em: <http://geobank.sa.cprm.gov.br>. Acesso em: 21 jan. 2013.
- CRUZ & ALKIMIM., Cruz, S. C. P. & Alkmim, F. F. **A história de inversão do aulacógeno do Paramirim contada pela Sinclinal de Ituaçu, extremo sul da Chapada Diamantina**. Revista Brasileira de Geociências, v. 37, p. 92-110. . 2007.

CRUZ, S.C.P., DIAS, V.M. e ALKMIM, F.F. **A interação tectônica embasamento/cobertura em aulacógenos invertidos: um exemplo da Chapada Diamantina Ocidental.** Revista Brasileira de Geociências, 37(4 - suplemento): 111-127. 2007.

CRUZ, S.C.P., et al. 2007. **Geologia e arcabouço estrutural do complexo Lagoa Real, vale do Paramirim, Centro-Oeste da Bahia.** Revista Brasileira de Geociências, 37(4 - suplemento): 128-146, dezembro de 2007.

CRUZEIRO DO SUL. **Empresa de Aerolevantamento Cruzeiro Do Sul S.A.** Fotografias aéreas monocromáticas (70980, 10143, 10144, 10145, 59068, 59067, 59066, 80543). Escala de 1:60.000. Rio de Janeiro, RJ: 1966.

DOMINGUEZ, J. M. L. 1996. **As Coberturas Plataformais do Proterozóico Médio e Superior.** In: Barbosa J.S.F.& Dominguez, J.M.L. (eds). Mapa Geológico do Estado da Bahia, Texto Explicativo, p. 109-112. 1996.

EMBRAPA, E. B. D. P. A. Monitoramento de satélite. **Brasil em Relevo**, 2012. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/index.htm>>. Acesso em: 26 ago. 2012.

FERNANDES, P. E. C. A., MONTES, M. L. e BRAZ, E. R. C. et Al. 1982. Geologia. In: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. **Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.23 Brasília: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra.** s.l. : Rio de Janeiro, 1982. 660 p. il., p. 25-204, 5 mapas. (Levantamento de Recursos Naturais, 29)., 1982.

FLORENZANO, T. G. **Imagens de satélite para estudos ambientais.** São Paulo: Oficina de Texto, 2002.

GUERRA, A. M.; NEGRÃO, F. I. **Domínios Hidrogeológicos do Estado da Bahia.** Anais do IX Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Salvador, Bahia, 1996.

GUIMARÃES, José Torres; SANTOS, Reginaldo Alves dos Melo; Guimarães, J. T. 1996. **A Formação Bebedouro no Estado da Bahia: Faciologia, Estratigrafia e Ambiente de Sedimentação.** Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 155p. . 1996.

IBGE. **Instituto Brasileiro de Geografia Estatística**, 1986. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br>>. Acesso em: 13 nov 2012.

INPE. **Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais**, 2013. Disponível em: <<http://www.inpe.com>>. Acesso em: 21 fev 2013.

LEAHY, G. A. S. **Cartografia, Petrologia e Litogeoquímica da Intrusão de Ceraíma (Sudoeste da Bahia).** Dissertação Mestrado, CPG em Geologia – UFBA. 114p. 1997.

LEAL et al, A. B. M. **Característica Geoquímicas dos granitóides transamazônicos no Bloco Gavião, Cráton São Francisco, Bahia, Brasil.** Geochimica Brasiliensis, São Paulo, v. 19 n. 1, p. 08-21, 2005.

LOUREIRO, H. S. C., BAHIENSE I. C., NEVES J. P., GUIMARÃES, J. T., TEIXEIRA, L. R., SANTOS R. A., MELO R. C. (Org.). 2009. **Geologia e recursos minerais da parte norte do corredor de deformação do Paramirim: (Projeto Barra – Oliveira dos Brejinhos).** CBPM, Salvador, Série Arquivos Abertos 33, 113 p. 2009.

NASA. **North American Spatial Agency**. Disponível em: <<http://lpaac.usgs.gov./main.asp>>. Acesso em: 13 dezembro 2012.

NONATO, R. T. **Aplicação de mineração de dados na identificação de áreas cultivadas com cana-de-açúcar em imagens de sensoriamento remoto no estado de São Paulo**. Campinas, SP: 2010.

PEDROSA-SOARES et al. **Orógeno Araçuaí: Síntese Do Conhecimento 30 Anos Após Almeida 1977**. 2007.

Programa Stereonet Disponível em: <<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet.html>>. Acesso em: 18 nov 2012.

ROSA et al, M. **Geochronology (U-Pb/Pb-Pb) and isotopic signature (R-Sr/Sm-Nd) of the Palaeoproterozoic Guanambi batolith, southwestern Bahia State (NE Brazil)**. s.l. : Revista Brasileira de Geociências, Rio de Janeiro-RJ, v. 30, n. 1, p. 62-65., 2000.

SEIA. Sistema Estadual de Informação Ambientais da Bahia. Plano Estadual de Recursos Hídricos. **SEIA**, 2012. Disponível em: <<http://seia.ba.gov.br>>. Acesso em: 06 jun 2012.

SCHOBENHAUS, C. 1996. **As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, estado da Bahia**: Revisão e novas propostas. Revista Brasileira de Geociências, v.4: p 265-276. 1996.

SILVA & CUNHA, Silva, M. G., & Cunha, J. C. 1999. **Greenstone belts and equivalent volcano-sedimentary sequences of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil - Geology and Mineral Potential**. In: Silva, M. G. & Misi, A. (ed). Base Metal Deposits of Brasil, SBG, Salvador, p. 92-99. . 1999.

SOUSA, M. F., ALBUQUERQUE, G. A., CARVALHO, R. R., ARAÚJO, M. A. – 1985 – **Correlação entre a Pluviometria e o Resíduo Seco das Águas Subterrâneas em Sistemas Fissurados no Estado da Paraíba**. Anais do 3º Congresso de Águas Subterrâneas. Fortaleza. 31-41 p.

TEIXEIRA, W. 1993. **Avaliação de acervo de dados geocronológicos e isotópicos do Cráton do São Francisco – Implicações Tectônicas**, 1993. In: DOMINGUEZ, J. M. L. & MISI, A. O Cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq. Salvador-BA, 215p. 1993.

