
ECOLOGIA

AMANDA DE ÁVILA OLIVEIRA

**RECONSTRUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA
ÁREA DA BACIA DO RIO JEQUITAÍ - MG**



Rio Claro
2012

AMANDA DE ÁVILA OLIVEIRA

RECONSTRUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA ÁREA DA BACIA DO
RIO JEQUITÁI - MG

Orientador: JAIRO ROBERTO JIMÉNEZ-RUEDA

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Instituto de Biociências da Universidade
Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” -
Câmpus de Rio Claro, para obtenção do grau
de Ecólogo.

Rio Claro
2012

551.41 Oliveira, Amanda de Ávila
O48r Reconstrução paleogeográfica da área da Bacia do Rio
 Jequitai - MG / Amanda de Ávila Oliveira. - Rio Claro : [s.n.],
 2012
 52 f. : il., figs.

Trabalho de conclusão de curso (Ecologia) - Universidade
Estadual Paulista, Instituto de Biociências de Rio Claro
Orientador: Jairo Roberto Jiménez-Rueda

1. Ciência do solo. 2. Isobases confluentes. 3. Serra do
Espinhaço. 4. Paleografia. 5. Superfícies residuais. I. Título.

*Dedico este trabalho a
Nilda Rosa de Ávila e
Jean Carlo Sabino de Oliveira,
pela dedicação e compreensão;
a Erilda Bernardes Silva
pela experiência transmitida,
e a Eduardo Passaro Junior,
por todo companheirismo,
amizade e carinho...*

RESUMO

Os solos, assim como as rochas, materiais inconsolidados e regolíticos, apresentam propriedades e características específicas, relativas a seus ambientes de formação. A partir de então o solo torna-se uma fonte de informação de toda a história evolutiva de uma região em seus mais variados parâmetros. Uma das formas de entender essa evolução dinâmica da paisagem é gerando um modelo de paleosuperfícies a partir da interpolação de confluências de drenagem. O trabalho objetivou reconstruir a paleogeografia da área inserida na bacia do Rio Jequitaiá, a partir do Método de Isobases Confluentes, procurando analisar e identificar a evolução dos solos. A área está localizada na região centro-norte de Minas Gerais, sendo o Rio Jequitaiá um afluente do Alto Rio São Francisco. O trabalho consistiu, na primeira etapa, em levantamento biblio/cartográfico da área em estudo. Durante esse levantamento, além de detectar as características físicas, bióticas e sócio-econômicas de modo a completar, reorganizar e adequar as informações da área, foi levantado um banco de dados base para a geração das Isobases, o qual foi constituído por modelos digitais de elevação (DEM) do programa ASTER e de dados vetoriais da principal rede de drenagem da bacia do Jequitaiá. Na segunda etapa, as paleosuperfícies foram geradas usando aplicativos do programa ArcGis da ESRI. O produto final são as proto-superfícies para cada ordem de confluência. Assim no término do trabalho tem-se uma reconstrução da paleopaisagem correspondente, bem como das pro-estruturas equivalentes às condições de equilíbrio dinâmico daquele momento. A partir dos resultados obtidos foi possível concluir que a metodologia das Isobases Confluentes permite correlacionar os dados palinológicos, geocronológicos e geomorfológicos obtidos durante o estudo, para a reconstrução dos ambientes pretéritos, e que as paleosuperfícies geradas neste trabalho podem orientar pesquisas que definam uma linha de interpretação e quantificação dos efeitos tectono-estruturais de eventos geológicos em momentos diferentes de sua ocorrência.

Palavras-chave: Paleogeografia, Isobases Confluentes, Jequitaiá.

SUMÁRIO

| | |
|--|-----------|
| 1. INTRODUÇÃO | 4 |
| 2. OBJETIVO | 7 |
| 2.1 Objetivos Específicos | 7 |
| 3. MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO..... | 8 |
| 3.1 Diagnóstico Zero..... | 8 |
| 3.2 Mapa de Isobases Confluentes..... | 8 |
| 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO | 11 |
| 4.1 Diagnóstico Zero..... | 11 |
| 4.1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA..... | 11 |
| 4.1.2 GEOLOGIA | 12 |
| 4.1.2.1 <i>Geologia Regional e Contexto Geotectônico</i> | 12 |
| 4.1.2.2 <i>Geologia Local</i> | 14 |
| 4.1.2.2.1 Supergrupo Espinhaço | 15 |
| 4.1.2.2.2 Rochas Metabásicas | 19 |
| 4.1.2.2.3 Supergrupo São Francisco | 19 |
| 4.1.2.2.4 Coberturas Fanerozóicas..... | 24 |
| 4.1.2.3 <i>Geologia Estrutural e Metamorfismo</i> | 27 |
| 4.1.3 GEOMORFOLOGIA..... | 30 |
| 4.1.5 CLIMA..... | 31 |
| 4.1.6 VEGETAÇÃO | 32 |
| 4.1.7 ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS | 33 |
| 4.1.7.1 <i>Histórico Municipal</i> | 33 |
| 4.1.7.2 <i>População</i> | 34 |
| 4.2 Isobases Confluentes..... | 34 |
| 5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES | 43 |
| 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 44 |

1. INTRODUÇÃO

Os solos, assim como as rochas, materiais inconsolidados e regolíticos, apresentam propriedades e características específicas relativas a seus ambientes de formação, assim como a processos geodinâmicos de natureza exo-endogênica que atuam sobre o planeta.

A paisagem residual superficial guarda registros de toda a ação exo-endogênica imposta modificada por eventos tectônicos, sendo de grande importância o mapeamento de estruturas dobradas e fraturadas por caracterizarem zonas de fraqueza da crosta. As propriedades e características de uma unidade da paisagem advêm também das variações físico-químicas sofridas quando da mudança estrutural e/ou topográfica do relevo devido à atuação de forças de deformação. A partir de então o solo torna-se uma fonte de informação de toda a história evolutiva de uma região em seus mais variados parâmetros. Tais informações se confirmam pelas datações de materiais arqueológicos, palinológicos e geológicos, o que possibilita inferir sobre a paleogeografia de uma época.

Jiménez-Rueda (informação verbal)¹ sintetizou a relação intrínseca entre solo, organismos, clima, rocha-mãe, tempo e alterações estruturais e topográficas do relevo ao correlacionar dois conceitos cronológicos: *kronos* e *kairos* (Fig. 1). De origem grega, estes termos denotam aspectos atemporais e temporais.

Kairos é uma palavra grega que se traduz por “momento certo” ou “oportuno”, porém indeterminado no tempo cronológico. Também se aplica na descrição do tempo de forma qualitativa, sugerindo atemporalidade, eternidade. A dimensão de experiência temporal representada por *kairos* instala-se de acordo com a totalidade dos elementos individuais envolvidos e a dinâmica de suas relações. A associação de *kairos* a um objeto, processo ou contexto denota a ele uma expressão de constante movimento ou de dinâmica ininterrupta, um tempo não absoluto, contínuo, linear. Não reflete o passado ou antecede o futuro (ZERUBAVEL, 1982).

Kronos, ao contrário, refere-se ao tempo sequencial, cronológico, cronometrado ou a uma dimensão de tempo que se pode medir quantitativamente na dimensão humana, a qual

¹ Informação fornecida por Jairo Roberto Jiménez-Rueda durante apresentação em aula da disciplina Pedologia e Mapeamento Agroecológico, para o curso de Ecologia da UNESP em 2010.

remete a controle (de eventos) e ao estabelecimento de limites futuros (fato com início, meio e fim pré-determinados).

O termo *kronos* simboliza a percepção ou delimitação de circunstâncias temporais, ressaltando que as noções de *limitação* e *delimitação* estão em estreita relação com a noção de tempo cronológico. O desenrolar do *kronos* produz no objeto, fato ou evento, alteração de suas propriedades e aquisição de características. Ao estabelecer tal relação o autor chama a atenção para a cadeia de eventos que se sucederam no momento de formação das paisagens da Terra, a qual envolveu organismos bióticos e abióticos interagindo simultaneamente, bem como outros agentes como material de origem e clima. A ordem dos eventos dessa cadeia nem sempre foi o mesmo, ou seja, em um período pode ter havido um evento tectônico atuante sobre a litologia que provocou uma evolução continental capaz de alterar o clima e, conseqüentemente, a fisiografia da paisagem, imprimindo a ela nova capacidade de suporte. Na Figura 1 essa seqüência de eventos é indicada pelas setas, que também têm o intuito de caracterizar a dinâmica ininterrupta dos processos durante as variações temporais e atemporais (*kairos/kronos*).

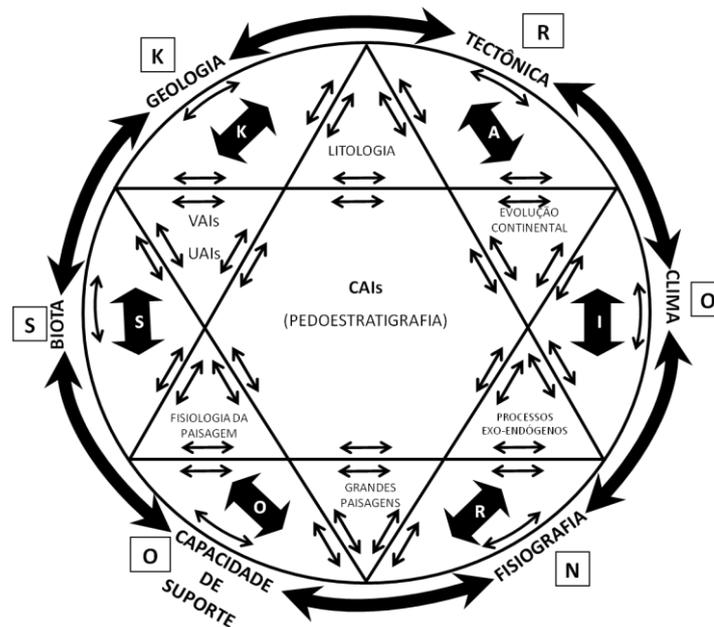


Figura 1: Síntese *Kronos* e *Kairos* na evolução pedoestratigráfica (Jiménez-Rueda, informação verbal)².

Uma das formas de entender essa evolução dinâmica da paisagem é gerando um modelo de paleosuperfícies a partir da interpolação de **confluências** de drenagem. Isso permite elaborar representações tridimensionais das superfícies em épocas pretéritas de sua

² Informação fornecida por Jairo Roberto Jiménez-Rueda durante apresentação em aula da disciplina Pedologia e Mapeamento Agroecológico, para o curso de Ecologia da UNESP em 2010.

formação por meio do geoprocessamento dos dados obtidos das Isobases Confluentes de uma ou várias bacias hidrográficas.

As Isobases foram propostas pelos soviéticos em meados do século passado. Filosofov (1960 *apud* SPIRIDONOV, 1981) discorre que eram elaborados mapas de dissecação vertical e horizontal do relevo e mapas de relevo residual para zonestar terras visando avaliar a influência do uso e manejo inadequados. Estes mapas baseavam-se na rede hidrográfica das cartas topográficas, determinando pontos de intercessão de drenagens de 1ª ordem e/ou superiores em ângulo reto com curvas de nível para caracterizar protosuperfícies de erosão. Produziam-se gráficos de superfícies até que se chegasse ao nível de base atual.

As superfícies produzidas por este método são chamadas de Isobasitas de Intercessão, pois resultam da interceptação em ângulo reto da linha de drenagem com a curva de nível. Este método de intercepção de curvas de nível, antes da sistematização do método, era feito manualmente, demandando muito esforço e tempo para se concluir a pesquisa devido à necessidade de cálculos sucessivos de interpolações entre curvas de níveis e os canais de drenagem que as interceptavam. Com o auxílio do geoprocessamento, o tempo de execução dos cálculos diminuiu e erros grosseiros foram minimizados, tornando possível a aplicação do método em áreas mais extensas.

As Isobases Confluentes, diferentemente das de Intercessão, determinam pontos de “confluência de drenagem”, os quais são definidos quando dois segmentos de drenagem se juntam e a cada confluência são associadas às coordenadas geográficas (x e y), que representam a localização do ponto no espaço, e valores de z, que define a altitude de cada ponto/confluência. A ordem dessa confluência indica o nível de base e a posição relativa de um dreno dentro da rede hidrográfica da bacia.

Diversos autores utilizaram o método das Isobases Confluentes com o intuito de inferir a respeito da evolução da paisagem. Piedade (2006) utilizou as Isobases com o objetivo de caracterizar a evolução das feições erosivas no município de Franca – SP. Coelho (2006), ao analisar a área do Alto e Médio Vale do Paraíba do Sul para implantação de dutos, utilizou as Isobases Confluentes a fim de reconstruir os paleoambientes da área e assim determinar focos de instabilidade no terreno, buscando definir áreas que possam vir a afetar a integridade de obras lineares enterradas. Ribeiro (2010) também utilizou o método para reconstruir a paleogeografia do Rio de Janeiro.

2. OBJETIVO

A pesquisa objetivou o estudo da evolução e reconstrução da paleogeografia de toda a área da bacia do Rio Jequitaiá, afluente do Alto Rio São Francisco, a partir do Método das Isobases Confluentes conjugado com técnicas de Geoprocessamento, buscando obter novas informações sobre as características do meio físico. A pesquisa não se restringiu apenas ao estudo das formas de relevo, mas numa descrição e avaliação da evolução da paisagem terrestre, de modo a possibilitar a compreensão dos fenômenos que determinam o modelado e demais características da paisagem.

2.1 Objetivos Específicos

- ✓ Realizar um diagnóstico de parâmetros do meio físico para compreender os fatores e processos da dinâmica da paisagem;
- ✓ Realizar a revisão bibliocartográfica dos dados existentes sobre a área de estudo;
- ✓ Elaborar um modelo evolutivo da área baseado na metodologia de análise das isobases confluentes, através da elaboração de Mapas de Isobases;

3. MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO

3.1 Diagnóstico Zero

Inicialmente foram feitos levantamentos biblio/cartográficos da área de estudo, o qual permitiu detectar as características físicas, bióticas e sócio-econômicas ainda não suficientemente conhecidas a fim de completar, reorganizar e/ou adequar as informações, homogeneizando as escalas para reduzir as diferenças dos níveis de informação, permitindo assim a comparação na escala desejada. No caso do presente trabalho será utilizada a escala 1:300.000.

Durante essa etapa, foram levantados também os dados básicos para a geração das Isobases Confluentes, os quais consistiram em modelos digitais de elevação (DEM) do programa ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) e de dados vetoriais das principais redes de drenagem da área, disponibilizados pelo IBGE, CPRM, EMBRAPA, ANEEL, DNPM e outros. O sistema de projeção adotado foi UTM e o datum Córrego Alegre zona 23S. O método das Isobases Confluentes foi sistematizado por Piedade (2006), utilizando o programa SPRING; e Ribeiro (2010) usando versões do ArcGis. Este último adotado nesse estudo para a geração das paleosuperfícies.

3.2 Mapa de Isobases Confluentes

De posse do banco de dados inicial, a próxima etapa consistiu no adensamento da drenagem, base de todos os procedimentos sequenciais do método (RIBEIRO, 2010). Esta etapa foi processada dentro do ArcGis 10 através do módulo *ArcHydro*. O atrativo do *ArcHydro* consiste no fato de que o módulo determina o caminho que o fluxo da água percorre em superfície no relevo. Com o adensamento da drenagem concluído e de posse do arquivo, é possível proceder à ordenação da rede de canais segundo o método de Strahler (1957).

A ordenação da drenagem é de suma importância para a determinação das isobases confluentes. Dentre os métodos sugeridos por diversos autores (GRAVELIUS, 1914; HORTON, 1945; STRAHLER, 1957) para definir a ordem da drenagem, foi empregado no trabalho o proposto por Strahler (1957). A junção de dois segmentos de drenagem forma um ponto denotado por “confluência de drenagem”. A ordem dessa confluência indica o nível de base e a posição relativa de um dreno dentro da rede hidrográfica da bacia. A Figura 2 exemplifica como foi feita a ordenação e a organização das confluências das drenagens.

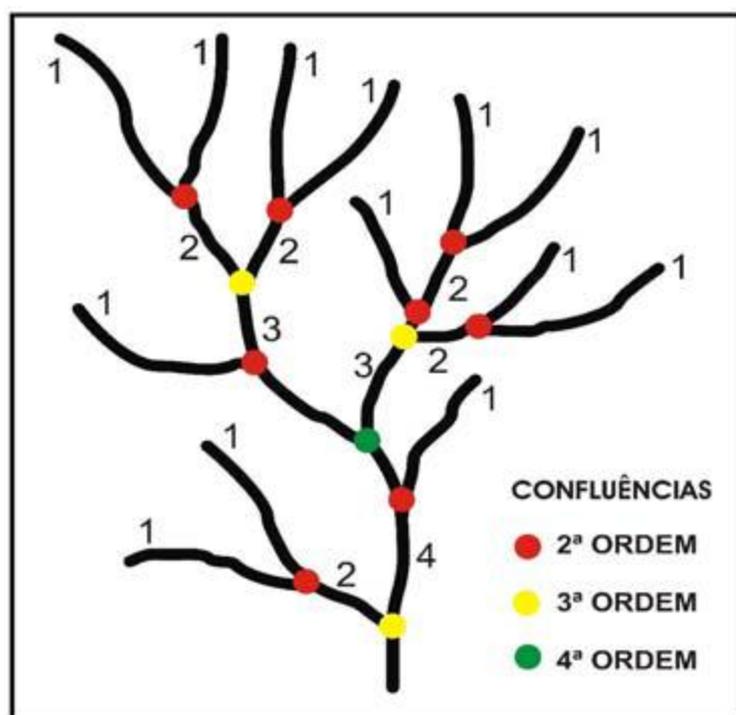


Figura 2: Lógica de classificação das confluências de drenagem para elaboração dos Mapas de Isobases Confluentes (Fonte: Piedade, 2006).

A Figura 3 exemplifica como o método trata as ordenações da drenagem e como são geradas as paleo-superfícies. Considerando que a ordem 4 é a drenagem mais antiga da área em questão, fica definido o nível de base daquela proto-superfície apenas pelas confluências que existiam naquele momento, assim, na Figura 3(a) apenas 3 pontos definiam o nível de base, sendo eles formados pelo encontro de dois drenos de 3ª ordem (formando a partir daquele ponto um rio de ordem 4) e os outros dois pela chegada de tributários de 3ª ordem a esse dreno principal. Já na Figura 3b se estabelece outro nível de base com o surgimento de drenagens de 2ª ordem (RIBEIRO, 2010).

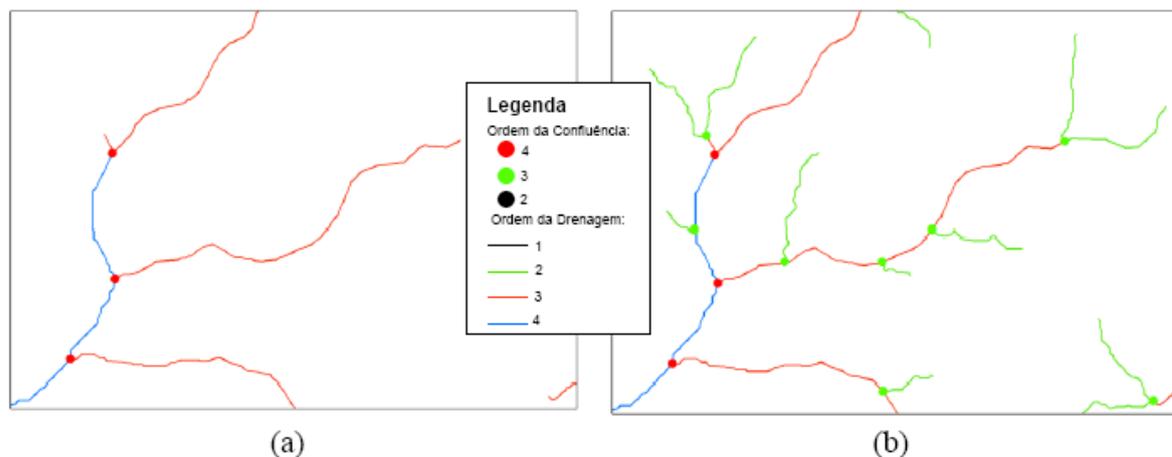


Figura 3: Proto-drenagens (Fonte: Ribeiro, 2010)

A cada confluência é associado um trio de coordenadas do tipo (x, y, z) , onde x e y representam a localização do ponto no espaço e z sua altitude. Para a geração das superfícies residuais foi utilizado a ferramenta Topo do Raster do método de Interpolação do ArcGis. Ao serem geradas as proto-superfícies para cada ordem de confluência tem-se uma reconstrução da paleopaisagem correspondente, bem como das proto-estruturas equivalentes às condições de equilíbrio dinâmico daquele momento.

Os drenos de primeira ordem representam a tectônica atuante, ou seja, as últimas ações ou manifestações deformacionais endogênicas ocorridas na área, que por apresentarem certo grau de fraqueza sofreram ação do intemperismo, fazendo com que a água tenha seu fluxo preferencial nessas áreas. Por esse motivo, aceita-se a hipótese de que as confluências de segunda ordem, por exemplo, representam a paleosuperfície mais recente, enquanto que as de quinta e sexta ordem representam as mais antigas.

Dessa forma, os drenos de terceira ordem, por exemplo, ao confluir com qualquer canal cuja ordenação seja maior, definem as confluências de quarta ordem e podemos considerar então, que na paleosuperfície gerada, essas drenagens atuavam como nascentes e representavam assim a tectônica atuante naquele período.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Diagnóstico Zero

4.1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área em estudo compreende toda a Bacia do Rio Jequitaiá (Figura 4), afluente da margem direita do Rio São Francisco. Localizada na região centro-norte do Estado de Minas Gerais, entre as latitudes 16° 47' e 17° 56' S e longitudes 43° 47' e 44° 47' O. A bacia verge de sudeste para noroeste e o principal rio da Bacia é o rio Jequitaiá. Nasce na Serra do Espinhaço, no Parque Nacional das Sempre-vivas, a uma altitude de 1.350m e após 300 km tem sua foz em altitudes inferiores a 500m (LANA e CASTRO, 2011).

A bacia ocupa uma área aproximadamente de 8.661,77 km², e estão inseridos em seu limite, total ou parcialmente, 11 municípios com população de aproximadamente 87.828 habitantes. Os municípios que fazem parte da área da bacia são: Bocaiúva, Jequitaiá, Claro dos Poções, Engenheiro Navarro, Francisco Dumont, Joaquim Felício, São João da Lagoa, Lagoa dos Patos, Buenópolis, Montes Claros e Várzea da Palma (CBHMG, 2010).

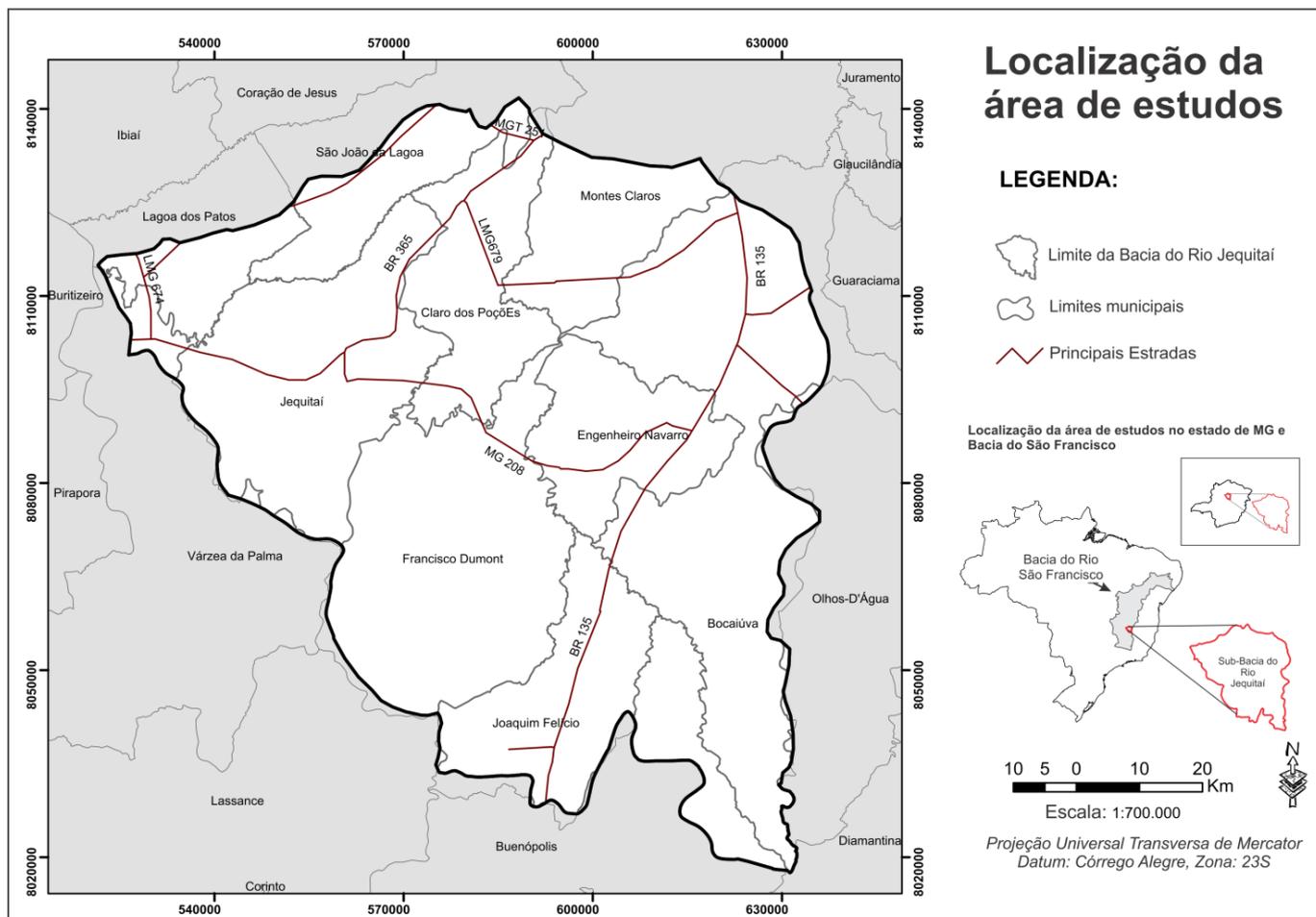


Figura 4: Localização da área de estudos

4.1.2 GEOLOGIA

4.1.2.1 Geologia Regional e Contexto Geotectônico

A região em estudo está inserida na zona de transição entre a Serra do Espinhaço (a leste) e o Rio São Francisco (a oeste). Em termos geotectônicos a região se insere na zona de transição entre o Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. A zona cratônica, na definição de Almeida (1977) constituiu uma área plataformal cujo embasamento se consolidou em tempos pré-brasilianos, servindo assim de antepaís para as faixas de dobramentos estabelecidas no Brasiliano. Alkmim et al. (1993) aperfeiçoaram esse conceito, sendo então o cráton “entendido como uma feição do Proterozóico Superior, ou seja, moldada pelo Evento Brasiliano, embora tenha se consolidado como segmento da litosfera continental no Arqueano”.

A Faixa Araçuaí corresponde ao lado brasileiro do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, parte do sistema orogênico Brasiliano-Pan Africano. Segundo Pedrosa-Soares et al. (2001),

em sua evolução podem ser reconhecidos: (1) um estágio de rifteamento continental com importante contribuição de sedimentação glaciogênica (1,0-0,9 Ga), (2) o desenvolvimento de uma margem passiva (800 Ma) e, (3) com o fechamento dessa bacia oceânica, a geração de um arco magmático (625-570 Ma). Nessa conceituação, exclui-se de tal domínio a Faixa Espinhaço, a qual, no entanto, é incluída no mesmo contexto por outros autores (ALMEIDA, 1977; UHLEIN et al., 1986, 1998).

Souza (1985) reconheceu quatro grandes unidades tectonogeológicas na região, (1) Rifte intracratônico (Mesoproterozóico); (2) Bacia epicontinental marinha (Neoproterozóico); (3) Bacia tipo sinéclise (Mesozóico); (4) Cobertura superimposta final (Cenozóico). Essas unidades geotectônicas correspondem, respectivamente, às seguintes unidades litoestratigráficas: (1) Supergrupo Espinhaço; (2) Supergrupo São Francisco; (3) Grupo Areado; (4) Depósitos Cenozóicos.

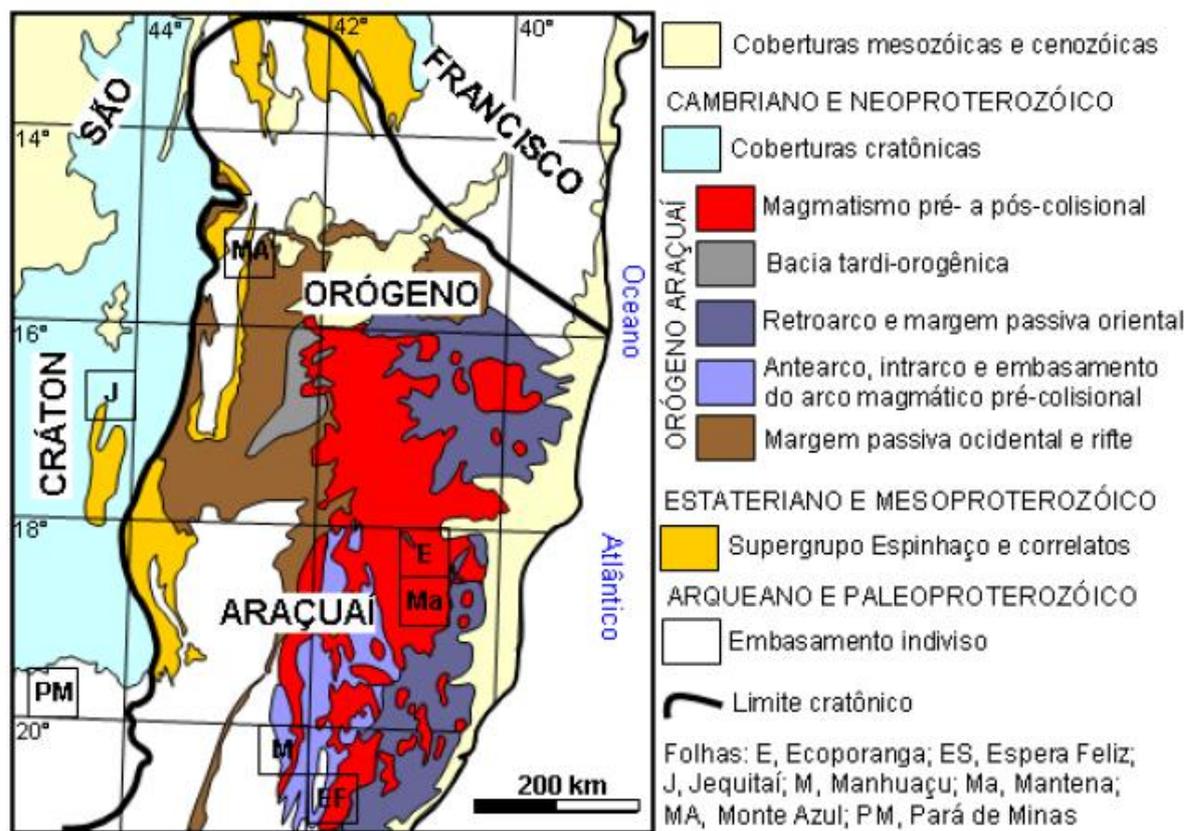


Figura 5: Situação geotectônica da área inserida na bacia do Jequitai em relação ao cráton do São Francisco. (CPRM, 2007)

4.1.2.2 Geologia Local

Na área que compreende a bacia estão presentes as rochas do supergrupo São Francisco, onde predomina os metapelitos e metacalcários. Afloram também algumas unidades do Supergrupo Espinhaço, sobretudo na porção Sudeste (Faixa Araçuaí) e na Serra do Cabral, compostas principalmente por metarenitos. Ainda estão presentes unidades litoestratigráficas mais recentes, como os depósitos detrítico-laterítico e aluviões (LANA & CASTRO, 2011).

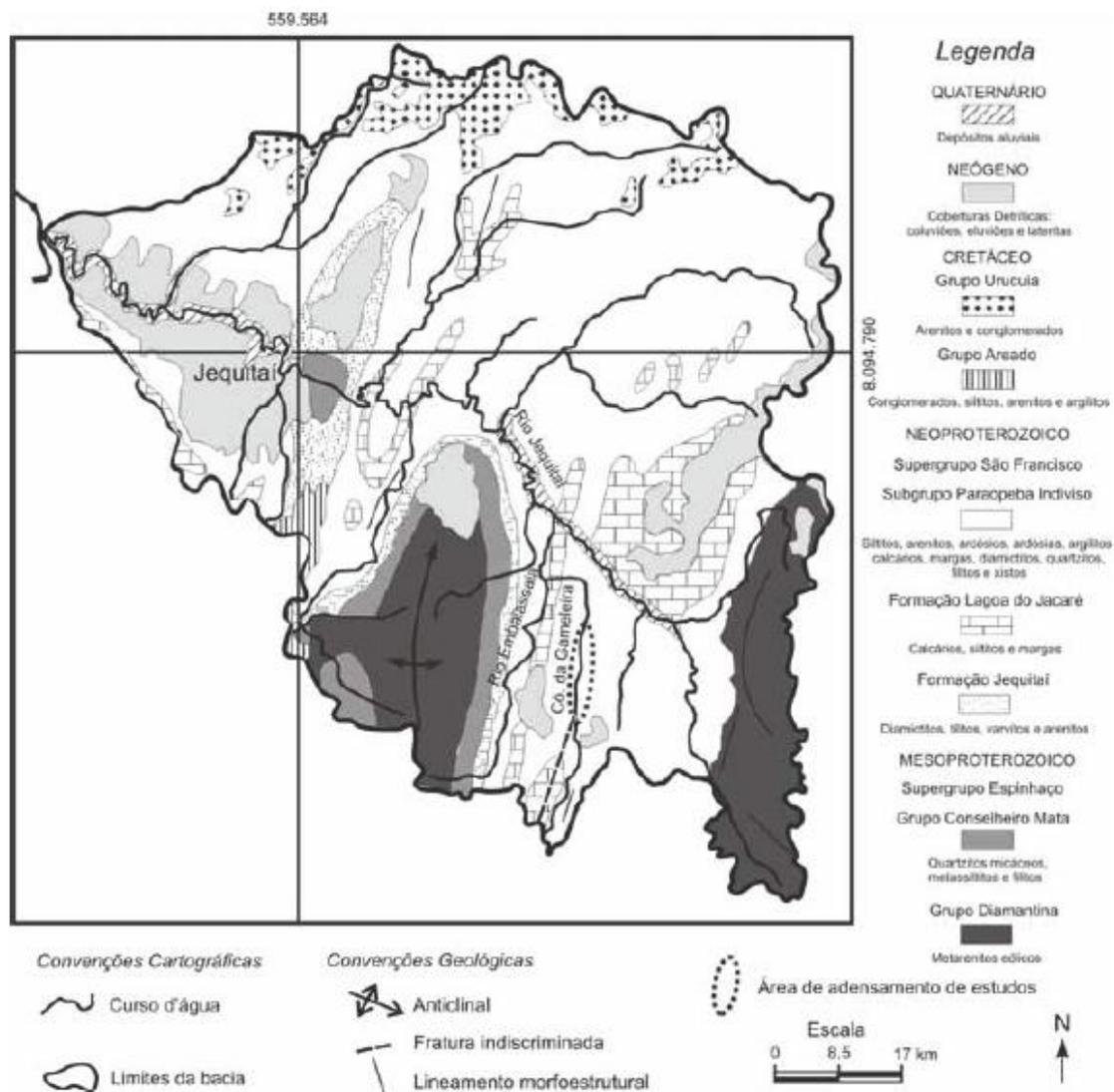


Figura 6: Mapa Geológico simplificado da Bacia do Rio Jequitai, com as principais unidades litoestratigráficas presentes. Escala de levantamento da base 1:100.000. (LANA & CASTRO, 2011).

Na porção centro-sul da bacia, destaca-se uma anticlinal com caimento para norte, representando a expressão estrutural da Serra do Cabral, além de alguns lineamentos morfoestruturais e traços de falhas indiscriminadas.

Para Penha et al. (2005) este eixo se trata de um possível *graben* de idade paleocênica e confirma essa idéia a partir de sondagens e dados sísmicos executadas pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e Petróleo Brasileiro S/A (PETROBRAS), confirmando a existência de altos e baixos no embasamento, os quais poderiam ser interpretados como um sistema do tipo *horst/graben* (LANA & CASTRO, 2011).

Estão presentes também rochas do Grupo Macaúbas, cuja feição distintiva do Grupo consiste na presença de faixas de metadiamicritos, de ampla distribuição, os quais apresentam matriz filítica a quartzítica de grão fino, contendo de grânulos a matações, de forma e composição variadas. As características desses metadiamicritos, juntamente com outras evidências como a presença de varvitos, superfícies estriadas e seixos facetados, indicam a atuação de agentes glaciais durante a deposição de parte do Grupo Macaúbas (CPRM, 2007).

O Grupo Bambuí, também está presente em parte da área e é caracterizado como a sedimentação de cobertura do *Cráton* do São Francisco em Minas Gerais, sendo composto, principalmente, por rochas de natureza pelítica e carbonática.

4.1.2.2.1 Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço aparece compondo os núcleos das estruturas anticlinais da Serra do Cabral e da Serra da Água Fria e ocorrendo ainda no fechamento norte da Serra do Espinhaço Meridional. Na Serra do Cabral são encontradas as formações Galho do Miguel, Santa Rita e Córrego dos Borges, enquanto na Serra da Água Fria ocorre somente a última formação. A sedimentação do Supergrupo Espinhaço ocorreu no período entre o final do Paleoproterozóico (1,75 Ga) até meados do Mesoproterozóico ($\approx 1,3$ Ga), onde provavelmente se inserem as unidades presentes na área. A fase inicial de sedimentação (1,75 Ga) é bem documentada pela datação de zircões magmáticos inseridos em rochas ácidas da base desta sequência (MACHADO et al., 1989; DUSSIN, 1994).

O Supergrupo também se encontra exposto na porção centro-oeste da área onde forma um cordão de serras em arco que marca o fechamento do Anticlinal de Itacambira. Nesta faixa é, basicamente, constituído por quartzitos puros a micáceos com raros níveis de brecha e

conglomerado dos mais variados. Os xistos verdes possuem natureza eruptiva a tufácea (COMIG, 1997).

Grupo Diamantina – Formação Galho do Miguel

Os primeiros estudos detalhados sobre o empilhamento estratigráfico do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais são devidos a Pflug (1965,1968). Pflug (1968) reconheceu oito formações naquela sequência, nas proximidades de Diamantina, incluindo a Formação Galho do Miguel, nome tomado de um morro próximo a São João da Chapada. Viveiros e Walde (1976) e Walde (1978) estenderam essa denominação para rochas em situação estratigráfica idêntica na região da Serra do Cabral.

A Formação Galho do Miguel ocorre exclusivamente no núcleo da estrutura anticlinória da Serra do Cabral. Ela é constituída por quartzitos puros, finos, bem selecionados, localmente recristalizados. Estruturas primárias como estratificações cruzadas são abundantes e, localmente, verificam-se ainda marcas onduladas. As estratificações cruzadas na maioria das vezes apresentam grande porte, em geral com alguns metros de largura e alto ângulo entre o acamamento normal e o *set* cruzado. Como na região a base desta sequência não está aflorante, torna-se impossível calcular sua espessura exata. Entretanto, a julgar pelos perfis de detalhe realizados, e por comparações com sua ocorrência na região de Diamantina (onde se encontra o seu *locus typicus*), a mesma deve ultrapassar os 500 m (CPRM, 2007). Um ambiente de sedimentação eólico tem sido atribuído para essas rochas (GARCIA & UHLEIN, 1987; MARTINS-NETO, 1996).

A Formação é atribuída ao Paleoproterozóico (CPRM, 2007), enquanto as demais formações do Supergrupo Espinhaço foram atribuídas ao Mesoproterozóico. Segundo estudo feito pela CPRM (2007), o motivo de tal distinção deve ao fato que o início da sedimentação do Supergrupo Espinhaço está bem datado em 1,75 Ga. Como o limite entre o Paleoproterozóico e o Mesoproterozóico está definido em 1,6 Ga, admite-se que pelo menos a parte basal deste supergrupo, isto é, o Grupo Diamantina, tenha sido depositado no topo do Paleoproterozóico (Período Statheriano). Deste modo, segundo CPRM (2007), as demais formações, ou seja, o Grupo Conselheiro Mata, provavelmente foi depositado na base do Mesoproterozóico (Período Calymiano).



Figura 7: Legenda das unidades litoestratigráficas identificadas no mapa geológico da Folha Jequitai – 1:100.000, (CPRM, 2007).

Grupo Conselheiro Mata – Formação Santa Rita

A Formação Santa Rita foi também inicialmente definida por Pflug (1968), a partir do nome de um vilarejo situado a oeste de São João da Chapada Diamantina. Do mesmo modo que no caso anterior, Viveiros e Walde (1976) e Walde (1978) reconheceram essa unidade como aflorante também nos altiplanos da Serra do Cabral. Ocorrendo estratigraficamente acima da Formação Galho do Miguel, essa unidade aparece contornando a mesma na Serra do Cabral.

Dupont (1995) descreve em detalhe o contato entre essa formação com a Formação Galho do Miguel na borda leste da Serra do Cabral.

Ainda segundo Dupont (1995), a Formação Santa Rita na borda leste da Serra do Cabral é constituída por dois níveis metapelíticos separados por um nível metarenítico, apresentando cerca de 100 m de espessura total. Essas sequências foram, segundo CPRM (2007), interpretadas como uma ilha em barreira transgressiva, onde o membro arenítico basal comporia a fácies lagunar e o membro superior a parte plataformal.

Grupo Conselheiro Mata – Formação Córrego dos Borges

A Formação Córrego dos Borges aflora na Serra do Cabral onde sustenta os seus entornos, contornando a Serra da Água Fria, ao sul. A unidade é composta por quartzo-metarenitos finos a médios, branca, ciza-clara ou leve rosada, com estratificações plano-paralelas abundantes, que dão um aspecto laminado à essas rochas. Marcas de ondas simétricas e assimétricas são abundantes sobre esses planos, bem como estratificações cruzadas de pequeno porte e baixo ângulo, em geral tangenciais à base. Localmente, intercalam-se nesta unidade níveis lenticulares de metapelitos, bem como de conglomerados brechóides. Petrograficamente, os quartzo-metarenitos possuem textura granoblástica, com mais que 95% de quartzo, e raros grãos de sericita, feldspato (principalmente plagioclásio) e turmalina.

A espessura da formação, tanto na Serra do Cabral como na da Água Fria, foi estimada em 100 m (CPRM, 2007), embora Dupont (1995) a tenha limitado a 40 m de espessura. Este mesmo autor interpretou tais rochas como de ambiente litorâneo, progradante sobre o membro superior da Formação Santa Rita (Dupont, 1995).

Ainda segundo CPRM (2007), no esquema estratigráfico geral proposto para o Grupo Conselheiro Mata, essa unidade seria formada pela superposição de três seqüências deposicionais com uma parte basal transgressiva e uma superfície superior progradante, subdivididas por três superfícies de afogamento máximo situadas nas formações Santa Rita, Córrego da Bandeira e Rio Pardo Grande (as duas últimas aflorando somente na Serra do Espinhaço). Assim, os dois últimos estágios de afogamentos não atingiram necessariamente a região da Serra do Cabral, onde as formações Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande provavelmente nunca foram depositadas.

Essa unidade é “marcada” por estrias ocasionadas pelo arraste de geleiras durante o evento glacial Jequitaiá. Estas marcas confirmam que as demais unidades superiores do Supergrupo Espinhaço não foram depositadas na região.

4.1.2.2.2 Rochas Metabásicas

Rochas de natureza básica, incipientemente metamorfizadas, foram identificadas em estudo realizado por CPRM (2007) na parte central da Serra do Cabral e, em único afloramento, dentro do cânion do Rio Jequitaiá, a leste da sede do município. Em todas essas situações, tais rochas cortam de modo exclusivo as litologias pertencentes ao Supergrupo Espinhaço, aparentemente como diques e possíveis sills. Apresentam coloração verde escura, aspecto maciço e textura fanerítica média, equigranular. CPRM (2007) identificaram a presença de anfibólio e plagioclásio (predominantes), tendo como acessórios epídoto, carbonato e minerais opacos.

4.1.2.2.3 Supergrupo São Francisco

Rochas pertencentes a esta unidade integram parte da área estudada, compondo em geral as bordas das estruturas anticlinais constituídas pelas serras do Cabral e da Água Fria – Porteira. Este supergrupo é integrado pelos grupos Macaúbas (basal) e Bambuí (superior), ainda subdivididos em formações.

Grupo Macaúbas – Formação Jequitaiá

Derby (1878, 1879) primeiramente reconheceu os conglomerados da região de Jequitaiá, para os quais Branner (1919) sugeriu uma origem glacial. Moraes (1929),

correlacionou o conglomerado de Jequitáí com os metassedimentos que ocorrem na bacia do Rio Jequitinhonha, denominando-o “Série Lavras”, já definida por Derby (1905) na Chapada Diamantina baiana. A Formação Jequitáí aflora nas partes externas da Serra do Cabral, e também margeando as serras das Porteiras e da Água Fria, a oeste.

A principal litologia da Formação Jequitáí é um metadiamicrito que, quando se encontra em estado não intemperizado, tem aspecto denso e duro, de coloração cinza-azulada. A matriz da rocha é quartzítica fina, localmente síltica, onde se distribuem de modo caótico clastos de diversas origens, tais como quartzito, quartzo, filito, granito, gnaiss, além de rochas carbonáticas e vulcânicas básicas. O tamanho médio desses clastos varia em geral por volta de 10 cm, entretanto são comuns blocos com 60 cm diâmetro e, localmente, podem aparecer matacões de até 1 m; todos os graus de arredondamento são verificados em tais clastos (CPRM, 2007).

A Formação Jequitáí possui cerca de 50 m de espessura nas bordas da Serra do Cabral. Na zona anticlinal das serras da Água Fria – Porteiras, essa espessura parece ser consideravelmente superior. Tendo em vista o suave dobramento da parte oeste da estrutura, como a base da seção no Rio Jequitáí aparece em 485 m, e seu topo no “bico” norte da Serra das Porteiras esteja em cerca de 900 m, pode-se considerar a espessura total como superior a 200 m. Entretanto, tal espessura não é uniforme, tendo em vista que na borda leste da mesma estrutura, as espessuras variam desde um máximo de 100 m, mas podendo mesmo faltar totalmente a seqüência em certos trechos do perfil (CPRM, 2007).

Tanto a idade como o ambiente sedimentar da Formação Jequitáí, têm sido alvo de intensos debates. Certos autores consideram essa unidade como depositada em meados do Neoproterozóico, com base em evidências indiretas (WALDE et al., 1978; KARFUNKEL e HOPPE, 1988). Estudos mais recentes, no entanto, através de datações geocronológicas U-Pb (SHRIMP) em zircões detríticos, primeiramente definiram o limite superior da seqüência em 950 Ma (PEDROSA-SOARES et al., 2000). Entretanto, idades ainda mais jovens têm sido atribuídas à Formação Jequitáí, no intervalo entre 700-800 Ma (SANTOS et al., 2000; BABINSKI e KAUFMAN, 2003), deixando transparecer que estudos adicionais ainda são necessários.

Quanto ao ambiente de sedimentação da Formação Jequitáí, também existem fortes controvérsias a respeito. Primeiramente deve ser destacado que estudos específicos na seqüência consideram-na como de origem glacial desde longa data (MORAES & GUIMARÃES, 1930). As pesquisas de Isotta et al. (1969), Walde et al. (1978) e Karfunkel & Hoppe (1988), entre outros, progressivamente formularam um modelo onde a oeste

ocorrerem fácies glácio-continentais (região de Jequitáí), que passariam de modo gradual em direção oeste para fácies transicionais e glácio-marinhas, segundo uma hipótese de glaciação continental. As marcas de arraste de geleiras na unidade inferior (Formação Córrego dos Borges), o aspecto comum maciço das rochas e a aparente inexistência de estruturas sedimentares primárias, além da presença de possíveis *eskers* e varvitos, serviram como base para a adoção de tal modelo, e assim tais rochas foram consideradas como verdadeiros tilitos para esses autores.

Outros estudos têm caracterizado a presença de estruturas primárias relacionadas a fácies de sistemas fluviais entrelaçados pró-glaciais (*outwash plains*), o que, juntamente com observações adicionais, levaram à reinterpretação das geleiras como do tipo de altitude (MARTINS-NETO et al., 1999). De outro modo, estudos ainda mais recentes (CUKROV, 1999; UHLEIN et al., 1999; CUKROV et al., 2005), argumentam quanto a uma origem dos sedimentos glaciais em ambiente marinho raso. Esses autores se embasam na raridade de clastos com granulometria maior que seixo na base da seqüência e na quase ausência de outras litofácies que poderiam representar depósitos de lavagem (*outwash*) ou de *eskers*. Esses autores também observaram a homogeneidade dos metadiamicritos aflorantes em relação a sua grande espessura, levando então a uma nova interpretação sobre a formação de tais rochas, relacionando as ao recuo de geleiras em associação a uma transgressão marinha.

Segundo estudo feito por CPRM (2007) foi verificada estrias e sulcos, originados pelo arraste de geleiras e que marcam o contato entre as formações Córrego dos Borges e Jequitáí em diversos locais. Tratam-se de estrias fortemente paralelas, de profundidade em geral de até 5 cm e com larguras entre 1-2 cm, e que pode em alguns casos constituírem sulcos largos de até 20 cm. Em todos esses locais a direção das paleocorrentes variou entre N85°E e S70°E, ou seja, em torno da direção leste.

A uniformidade na orientação das estrias, seu paralelismo e concordância de orientações sobre grande distribuição areal, são um forte argumento de que as geleiras agiram sobre um estrato litificado (UHLEIN et al., 2005).

Grupo Macaúbas – Serra do Catuni

Esta unidade é composta por metadiamicritos e intercalações subordinadas de quartzitos e filitos. Ocorre nas bordas do Supergrupo Espinhaço no Anticlinal de Itacambira. Seu contato inferior com o Supergrupo Espinhaço, ao longo do anticlinal, caracteriza uma

paraconformidade. O contato superior, na porção sudeste da área, dá-se por contato de empurrão com a faixa do Supergrupo Espinhaço presente nessa área. O pacote atribuído à Formação Serra do Catuni atinge espessuras superiores a 200 m (COMIG, 1997).

Os quartzitos basais estão muitas vezes ausentes, ou formam camadas pouco expressivas. A maior parte da Formação Serra do Catuni é constituída por uma alternância de níveis mais quartzíticos e mais filíticos, contendo megaclastos em proporções muito variáveis. Em alguns níveis os megaclastos ocorrem de forma bastante subordinada, ou mesmo estão ausentes. O termo metadiamicrito aplica-se àqueles níveis onde a proporção de megaclastos é considerável, conferindo à rocha aspecto francamente conglomerático (paraconglomerado).

As camadas quartzíticas são impuras, com granulometria variável, frequentemente ricas em grânulos de quartzo. Transicionam para quartzitos muito micáceos, metassiltitos e filitos quartzosos. Camadas de filitos puros são raras. Seixos esparsos, pequenos (< 5 cm) e constituídos predominantemente de quartzo e quartzito, ocorrem com frequência, tanto nos termos mais quartzíticos como nos mais filíticos.

A Formação Serra do Catuni constitui uma unidade-chave para a reconstituição do ambiente de sedimentação do Grupo Macaúbas. A gênese dos metadiamicritos foi discutida por vários autores, como Karfunkel e Karfunkel (1975, 1976), Hettich (1977), Karfunkel et al. (1985), etc. Este litotipo tem sido associado à sedimentação em ambiente glacial a periglacial. De acordo com Karfun (1985), os metadiamicritos de aspecto "caótico" e sem estratificação, que predominam a oeste de Itacambira, representariam o registro de um ambiente glacioterrestre. As intercalações de quartzitos, com filitos subordinados, poderiam ser interpretadas como sedimentos fluvio-glaciais do tipo *outwash*.

Grupo Bambuí – Formação Serra de Santa Helena

A designação Serra de Santa Helena foi primeiramente utilizada por Branco e Costa (1961), para definir o membro basal da "Formação Rio Paraopeba" do Grupo Bambuí. O Grupo aflora extensamente nas porções externas dos núcleos anticlinais das serras do Cabral e da Água Fria-Porteiras, sendo subdividido nas formações Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré. Em geral, as rochas do Grupo Bambuí encontram-se em adiantado grau de intemperismo.

Walde (1978) e Dupont (1995) também consideraram como desta formação rochas com posicionamento estratigráfico análogo, situadas no entorno sul da Serra do Cabral. CPRM (2007) registrou a presença da unidade em grande parte próximo a Jequitaiá, sendo encontrada principalmente nas partes topograficamente mais baixas, apresentando principalmente metassiltitos e metargilitos com intercalações de folhelhos ardosianos e, em alguns locais, níveis carbonáticos.

Poucas estruturas ocorrem nesta formação, sendo as principais microlaminações cruzadas. Intercalações de calcarenitos ocorrem muito localmente na porção basal da sequência, como no leito do Rio Jequitaiá logo ao norte de Francisco Dumont. A espessura máxima do pacote, entre as serras do Cabral e da Água Fria-Porteiras, pode ser estimada em cerca de 250 m. O contato com a formação superior, Lagoa do Jacaré, é do tipo transicional (CPRM, 2007).

O Grupo Bambuí como um todo possui espessura superior a 1.000 m, e foi depositado no final do Neoproterozóico em ambiente de mar raso do tipo epicontinental, em contexto geotectônico de uma bacia de antepaís (CHANG et al., 1988; THOMAZ FILHO et al., 1998). A idade de sedimentação do grupo está compreendida no intervalo aproximado entre 640 Ma (Formação Sete Lagoas) e 580 Ma (Formação Três Marias), com base em idades radiométricas Rb/Sr e K/Ar (THOMAZ FILHO et al., 1998) e, sendo assim, pode ser assumida uma idade por volta de 600 Ma para a formação.

Grupo Bambuí – Formação Lagoa do Jacaré

A Formação Lagoa do Jacaré foi também originalmente descrita por Branco e Costa (1961), na categoria de membro da Formação Rio Paraopeba. Barbosa (1965) elevou esta unidade à categoria de formação, do mesmo modo que Braun (1968), Dardenne (1978) e demais autores que posteriormente realizaram estudos sobre o Grupo Bambuí em Minas Gerais. A unidade aflora nas proximidades da Serra dos Fonecas.

O contato desta unidade com a Formação Serra de Santa Helena é nitidamente transicional, como pode ser observado por CPRM (2007). A base da Formação Lagoa do Jacaré é constituída por ritmitos placóides formados por lâminas de argilito (mais claras) intercaladas por lâminas milimétricas de calcilito (mais escuras). A existência desses materiais evidencia mudanças nas condições de sedimentação, e assim essa seqüência foi posicionada na base desta formação (e não, como poderia também ser considerada, na parte superior da Formação Serra de Santa Helena), segundo CPRM (2007). Em direção ao topo, os

níveis carbonáticos (calcilutitos) tornam-se mais espessos, até da ordem de metros, entretanto continuam separados por níveis milimétricos de rochas pelíticas, formando grandes bancos que se destacam no relevo. No topo, ocorrem localmente calcários mais puros, mas suas condições de exposição são prejudicadas pela densa cobertura vegetal predominante na parte alta dos morros.

Em termos petrográficos, os calcilutitos que predominam na unidade são calcários microcristalinos (micritos) segundo classificação de Folk (1959), com uma componente intersticial formada por carbonato de recristalização, precipitado quimicamente. Calcários esparíticos ocorrem localmente. A espessura máxima da Formação Lagoa do Jacaré foi estimada em 150 m. No núcleo da estrutura braquissinclinória situada entre as serras do Cabral e das Porteiras – Água Fria, raros e esparsos morros testemunhos possuem espessuras que não ultrapassam os 50 m. Em termos de ambiente de sedimentação, o Grupo Bambuí na região é representado pela deposição do material pelítico em plataforma marinha mais distal (Formação Serra de Santa Helena) e posteriormente, por um evento de regressão marinha, em plataforma marinha rasa depositaram-se rochas carbonáticas retrabalhadas (Formação Lagoa do Jacaré) (CPRM, 2007).

4.1.2.2.4 Coberturas Fanerozóicas

Incluem-se aqui os depósitos continentais do Grupo Areado (Formação Abaeté) e da Formação Urucuaia, do Cretáceo Inferior e Superior, respectivamente. Tais depósitos ocorrem como manchas reliquiárias do topo da paisagem, a primeira nas proximidades de Jequitai e a segunda na região de Montes Claros. Complementam a sequência, depósitos principalmente inconsolidados, cenozóicos, que formam coberturas detrítico-lateríticas, colúvio-aluviais e aluvionares.

Grupo Areado – Formação Abaeté

Freyberg (1932 *apud* GROSSI-SAD et al., 1971) foi o primeiro a estudar sistematicamente esse conjunto de sedimentos, então incluídos na “Série Gondwana”. Esse autor formalizou também a designação “Arenito Areado”, que foi elevada à categoria de formação por Barbosa (1965). Tal denominação foi tomada a partir de seu *locus typicus* na região do Rio Areado, um afluente da margem esquerda do Rio São Francisco. Barbosa

(1965), dividiu ainda a unidade em três membros, Abaeté, Quiricó e Três Barras (da base para o topo).

Rochas atribuídas ao Grupo Areado, constituindo sua unidade basal, Formação Abaeté, afloram principalmente nos entornos da porção sul da Serra da Água Fria. Esta unidade aflora reliquiariamente em altitudes por volta de 920-975 m, sendo ainda recoberta pela unidade designada como “Coberturas Detrítico-Lateríticas”. O tipo litológico dominante na Formação Abaeté é um conglomerado não deformado (polimíticos), altamente compactado é composta também por clasto-sustentados, depositados em sistemas fluviais e de leques aluviais que repousa em discordância sobre os super-grupos Espinhaço e São Francisco.

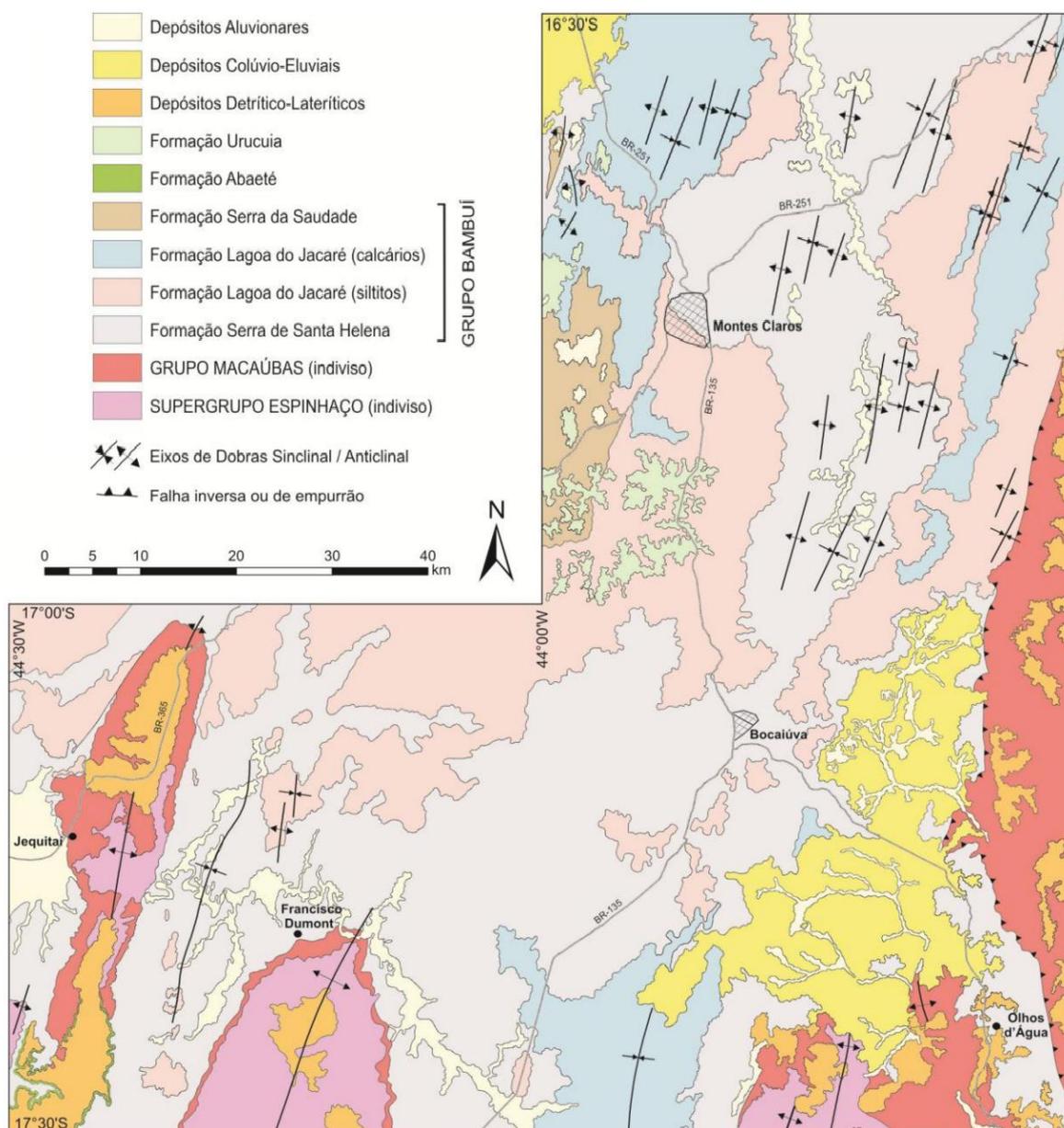


Figura 8: Mapa geológico integrado das folhas Jequitaiá, Bocaiúva e Montes Claros (Fonte: Chaves et. al. 2011).

Na Serra da Água Fria, esta unidade possui cerca de 40 m de espessura (COSTA et al., 1997). Tais conglomerados são constituídos por clastos decimétricos de quartzito e quartzo, quase sem matriz, unidos por cimento silicoso com porções ferruginosas.

Os clastos variam de sub-arredondados a sub-angulosos e, entre estes últimos, alguns se assemelham a ventifactos. A idade da Formação Abaeté é cretácica inferior, possuindo um ambiente de sedimentação considerado como fluvial com fortes influências desérticas (LADEIRA e BRITO, 1968; KARFUNKEL e CHAVES, 1995).

Formação Urucuia

Os sedimentos do Grupo Urucuia já foram estudados por muitos autores. Derby (1906) mencionou pela primeira vez os arenitos avermelhados, que ocorrem a oeste do rio São Francisco. Posteriormente Lisboa (1914), utilizou o termo Camadas Itapecuru, para descrever estes sedimentos. Em 1926, Rego denominou-os de “Arenitos das Chapadas”, sendo que Euzébio P. de Oliveira foi quem primeiro teria empregado o termo “Arenito Urucuia”, segundo Oliveira e Leonardos (1943) que já utilizava nesta época a denominação de Formação Urucuia.

A Formação Urucuia recobre a Formação Areado em discordância paralela. No contexto regional, é composta essencialmente por arenitos maduros, finos a médios, brancos, róseos ou avermelhados. Níveis conglomeráticos são sempre citados nos mapeamentos, sendo encontrados em várias posições estratigráficas dentro da formação e interpretados como depósitos de wadis (CAMPOS e DARDENNE, 1994).

Os ambientes deposicionais associados à sedimentação de toda a Formação Urucuia são considerados como associados a um sistema desértico com fácies fluviais, lacustres e eólicas. As estruturas sedimentares, como as megaestratificações cruzadas e as estratificações plano-paralelas, auxiliam na determinação dos sistemas sedimentares. Oliveira (1967) considerou uma passagem lateral de ambientes eólicos e fluviais.

Apesar da ausência de fósseis, a Formação Urucuia é considerada como de idade cretácea superior, pois se interdigita com as lavas e tufos da Formação Mata da Corda com datação de 80 Ma pelo método K-Ar (CAMPOS e DARDENNE, 1994).

Depósitos Detrítico-Lateríticos

Tais depósitos aparecem nos altiplanos das serras do Cabral, da Porteiras e da Água Fria, recobrando todas as unidades anteriormente relacionadas (à exceção do Grupo Bambuí, que só aparece nas partes rebaixadas do relevo).

É constituído por uma couraça laterítica ferruginosa e/ou por um solo arenoso vermelho, de alteração da última. Na Serra da Água Fria, segundo estudo realizado por CPRM (2007), esse conjunto foi calculado como de 7 a 15 m de espessura, recobrando os conglomerados da Formação Abaeté. Tal couraça possui um forte controle altimétrico, aparecendo em todo o norte de Minas Gerais entre as cotas de 950 e 1050 m, definindo a superfície de aplainamento “Sul-Americana”, desenvolvida durante o Terciário Superior conforme King (1956). Ao norte da Serra do Cabral, essa cobertura encontra-se generalizadamente “escondida” sob plantações de eucaliptos. Na Serra das Porteiras, um depósito de manganês do tipo supergênico foi desenvolvido às expensas do metadiamicrito da Formação Macaúbas.

Depósitos Aluvionares

Esta unidade de mapeamento inclui sedimentos arenosos, inconsolidados, que aparecem principalmente preenchendo a calha do Rio Jequitai desde o extremo sudeste da área nas proximidades de Engenheiro Dolabela, até o centro-leste da mesma onde vai constituir uma larga planície aluvionar a oeste de Jequitai (CPRM, 2007).

Exposições menores ocorrem nas partes mais baixas dos rios afluentes do Rio Jequitai. No Ribeirão Espírito Santo, uma larga cascalheira de quartzo leitoso bem arredondado denuncia sua origem a partir dos conglomerados da Formação Abaeté. De particular importância econômica, são os aluviões e terraços aluvionares do Rio Jequitai, extensamente minerados. A idade desses depósitos é quaternária (CPRM, 2007).

4.1.2.3 Geologia Estrutural e Metamorfismo

No contexto da geologia estrutural da região da bacia de Jequitai e arredores, podem ser reconhecidas feições de naturezas dúctil e rúptil. A deformação atuante nos supergrupos

Espinhaço e São Francisco é atribuída ao Evento Orogenético Brasileiro, ocorrido no final do Neoproterozóico (UHLEIN, 1991 E UHLEIN et al., 1998).

Três grandes feições estruturais de natureza dúctil se destacam na região (CPRM, 2007). Elas são constituídas pelo Anticlinório da Serra do Cabral e pelo Anticlinal da Serra da Água Fria, separados por uma zona braquissinclinal (não denominada). A estrutura braquissinclinal é ainda passível de identificação nas fotografias aéreas.

Essas estruturas estão direcionadas em geral segundo N10°-20°E, delineando grandes dobramentos sobre os quais se superpõem dobras menores, cujas amplitudes oscilam desde várias centenas de metros até uns poucos metros, marcadas principalmente pelas atitudes dos quartzitos do Supergrupo Espinhaço (VIVEIROS & WALDE, 1976).

Tal fase de dobramento encontra-se afetada por uma outra fase, que causou o duplo caimento dos eixos N10°-15°E. Walde (1978) ressaltou a existência de uma foliação plano-axial, relacionada a esta fase de dobramento, característica, sobretudo nas rochas metapelíticas do Grupo Bambuí, com mergulhos altos (40°-70°) em torno de norte-sul mergulhando para leste.

As estruturas rúpteis incluem pequenos falhamentos normais e fraturas verticais, com direções principais variando ente N20°-40°W, como no bordo noroeste da Serra do Cabral (já reconhecidos em VIVEIROS & WALDE, 1976). Essas estruturas, nitidamente, podem ser consideradas posteriores aos dobramentos regionais. Na borda noroeste da Serra das Porteiras, foram reconhecidos dois grandes falhamentos normais de grandes extensões. No primeiro deles, de notável retilinidade, encaixam-se os vales do Córrego Lavandeira (ao norte) e do Riacho Água Suja (ao sul), limitando os metadiamicritos da Formação Jequitáí com rochas do Grupo Bambuí, ora com a Formação Serra de Santa Helena, ora com a Formação Lagoa do Jacaré.

A noroeste dessa estrutura observa-se outra estrutura similar, na qual o vale do Riacho Fundo se encaixa. A julgar pela supressão local da Formação Serra de Santa Helena no vale do Córrego Lavandeira.

Em relação ao metamorfismo atuante, os estudos petrográficos indicam, segundo CPRM (2007), um grau muito tênue, o qual permitiu que a maioria das estruturas sedimentares encontre-se perfeitamente preservadas. Walde (1978) mostra na faixa ao sul da Serra do Cabral que as rochas dos supergrupos Espinhaço e São Francisco encontram-se metamorfizadas regionalmente em grau fraco (fácies xistos verdes). Esse autor considera, em termos petrográficos, como a principal feição metamórfica nos quartzito-metarenitos (formações Galho do Miguel e Córrego dos Borges) a recristalização do quartzo para uma

textura poligonal com extinção ondulante, já que faltam outros minerais que possibilitem determinar exatamente o grau de metamorfismo atuante. Nas rochas metapelíticas (formações Santa Rita e Serra de Santa Helena), aparecem, além de sericita, clorita e raramente actinolita.

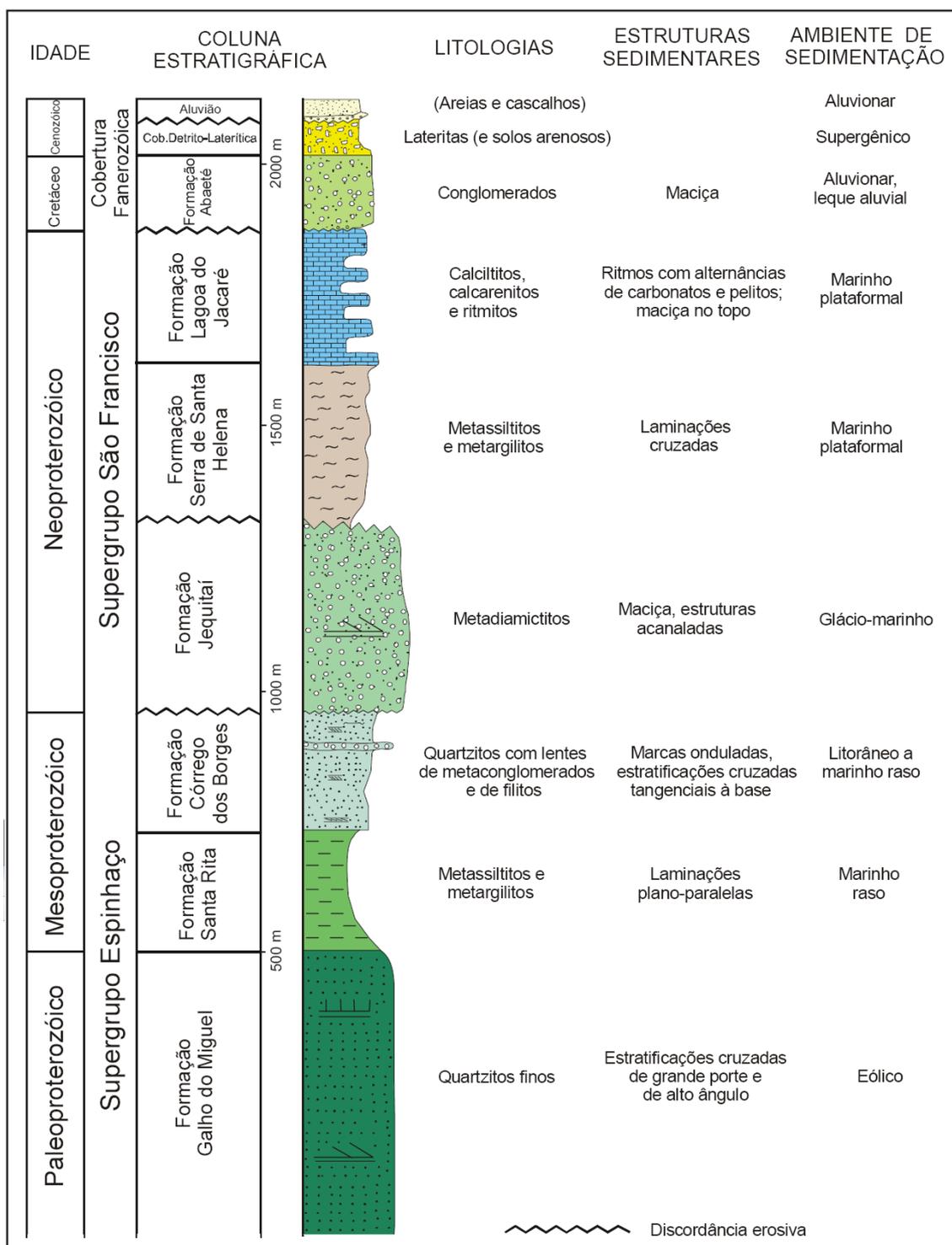


Figura 9: Coluna estratigráfica proposta para a Folha Jequitáí, estudo realizado por CPRM (2007). (observações: 1 – A coluna respeita somente as unidades sedimentares, sendo assim as

rochas metabásicas, intrusivas no Supergrupo Espinhaço, não estão incluídas; 2 – As cores estão de acordo com o mapa geológico, à exceção da Formação Lagoa do Jacaré).

4.1.3 GEOMORFOLOGIA

Dentro da depressão São Francisco, estudada por Penteado e Ranzani (1973), a região em estudo encontra-se no mais recente pediplano desenvolvido sobre formações cambro-ordovicianas, por processos de meteorização mecânica e escoamento em lençol, em condições de clima bem mais seco que o atual e denominada Superfície de São Francisco. Esta superfície apresenta-se recoberta por depósitos arenosos, remanejados de antigos solos desenvolvidos sobre materiais paleozóicos da bacia. Esta fase de pediplano, de acordo com estudo feitos por Pessoti et al. (1988), foi colocada por cronologia relativa no Pleistoceno Médio, sendo que, no final deste período, um rebaixamento generalizado do eixo da bacia possibilitou a deposição de sedimentos que, sob a ação de retomadas erosivas atuais e subatuais, facultaram a formação dos terraços do referido rio.

Na planície aluvial pós-pleistocênica, encontra-se uma deposição arenosa, que diminui da margem do rio São Francisco para o interior da planície, chegando inclusive a desaparecer completamente. Este sedimento apresenta características diferentes, quando comparado com o da região pediplana e está na atualidade recoberto por uma deposição recente siltico-argilosa.

A presença do embasamento plúntico em substituição a camada arenosa em profundidade se amarra a possibilidade da existência de condições lagunares, que ocuparam a posição de um antigo leito abandonado por este rio, hoje totalmente colmatado, sendo, portanto relicto de uma drenagem que já não existe na atualidade.

King (1956) e Braun (1971) verificaram que o ciclo de erosão denominado Sul Americano se processou em duas fases distintas: uma de denudação ocorrida no Terciário Inferior e outra de pediplanação no Terciário Médio. Esses processos arrasaram os relevos existentes, transformando a região em uma extensa planície pontilhada de lagos e lagoas. Através do soerguimento epirogênico ocorrido a partir do Terciário Médio, esta planície sujeitou-se aos ciclos erosivos (Ciclo Velhas), que sucederam do Terciário Superior ao Quaternário, destruindo a sua maior parte, com o entalhe de inúmeros vales.

Movimentos tectônicos de afundamento ocorridos no Pleistoceno (KING, 1956) colocaram o fundo dos vales abaixo do nível dos planaltos adjacentes, possibilitando a formação da superfície do São Francisco, descrita por Penteado e Ranzani (1973). Nos vales do rio Jequitai e das Velhas este movimento tectônico repercutiu de forma escalonada. Os

processos erosivos, além de marcarem as formas, deixaram evidências reconhecíveis na atualidade, em forma de caráter textural diversificado, sugerindo a existência de antigos terraços de origem estrutural.

No que diz respeito aos solos, o mesmo estudo de Pessoti et al. (1988) conclui que os pediplanos são ocupados por Oxissolos. No pediplano recente, provável pedimento com marcas de terraços (PENTEADO e RANZANI, 1973), a versificação de solos é grande, constatada por observações "in loco", havendo a dominância de Ultissolos e Alfissolos, seguidos de Oxissolos. Nas bordas do anticlinal, o calcário do grupo Bambuí se expõe e Molissolos são encontrados, por intemperização e formação "in situ". Generalizando, para a planície aluvial holocênica, os Inceptissolos e Entissolos dominam, conforme o tipo de sedimento e o grau de evolução apresentados (PESSOTI, et al. 1988).

Na planície aluvial, os sedimentos devem conter um menor grau evolutivo, já que as cabeceiras dos rios que drenam para a bacia do alto São Francisco entalham, na atualidade, um número variado de formações rochosas distintas, que contribuem com minerais pouco alterados, ou com possibilidade de alteração (PESSOTI, et al. 1988).

4.1.5 CLIMA

Em Minas Gerais desenvolvem-se modelados de aspectos variados em função da diversidade dos relevos e condições climáticas tropicais. Estes vão desde as mais características, marcadas pela alternância de uma estação seca e de uma estação chuvosa, às condições transicionais, que podem compreender contrastes pouco marcados entre os dois aspectos de um período úmido e um período seco e, ainda, estação seca prolongada e acentuada (PESSOTI, et al. 1988).

O clima da região de Jequitai é sub-úmido (THORNTWAITE, 1948), com precipitação média anual de 1.145mm. O mês mais seco é agosto, com 1mm de precipitação média e o mais úmido é dezembro, com 278 mm. A temperatura média anual é de 23,2°C, com médias de inverno e verão, respectivamente, de 20,3 e 24,6°C. Os parâmetros existentes, em confronto com os estipulados pelo Soil Survey Staff (1975), classificam o regime de umidade dos solos como ústico e o de temperatura isotérmico.

As variações de umidade surgem na região como elemento importante na diversificação das grandes paisagens vegetais. Este aspecto pode estar relacionado no

intervalo que vai das florestas higrófilas às caatingas. As temperaturas adquirem importância no aparecimento de aspectos subtropicais.

Recobrando os maciços cristalinos, em suas escarpas desenvolvem-se um modelado de região tropical de florestas, com características de um extenso domínio morfoclimático.

Para o interior, seus limites são interrompidos pela passagem do domínio cristalino para a Depressão Paleozóica. Passa-se das formações florestais para os campos limpos e campos cerrados adaptados às topografias aplainadas, às estruturas geológicas permeáveis e repartição de chuvas ditadas por um ritmo tropical de um período seco de inverno e chuvas de verão.

Em áreas localizadas ao norte do Estado, nas depressões abrigadas do Rio Jequitinhonha, do Rio Verde e do Rio São Francisco, surgem as Florestas Semidecíduas e Decíduas (Caatingas), nas quais os processos de desagregação mecânica e escoamento superficial ganham ênfase (PESSOTI, et al. 1988).

4.1.6 VEGETAÇÃO

As diferentes formas de relevo em Minas Gerais, somadas às especificidades de solo e clima, propiciaram paisagens muito variadas, recobertas por vegetações características, adaptadas a cada um dos inúmeros ambientes particulares inseridos no domínio de três biomas brasileiros: o Cerrado, a Mata Atlântica e a Caatinga.

Na área da Bacia do Jequitai a comunidade vegetal predominante é o Cerrado, ocupando indiscriminadamente posições antigas e recentes. Apresenta características decíduas impostas pelas condições do clima sub-umido atual.

Dentro de sua composição florística, poucas espécies foram preservadas pelo uso e, assim, entre os remanescentes dominam o pequi (*Caryocarpus brasiliense* St. Hil), pau terra (*Qualea grandiflora* Mart.), sambaíba (*Curatella americana* Linn), além de outras não identificadas, porém de menor expressão (PESSOTI, et al. 1988).

O domínio do Cerrado, localizado na porção centro-ocidental, ocupa cerca de 57% da extensão territorial do Estado, sendo o bioma predominante. Aparece especialmente nas bacias dos rios São Francisco e Jequitinhonha. Nesse bioma, as estações seca e chuvosa são bem definidas. A vegetação é composta por gramíneas, arbustos e árvores.

A vegetação do bioma cerrado apresenta fisionomias que englobam formações florestais, savânicas e campestres. Em sentido fisionômico, floresta representa áreas com predominâncias de espécies arbóreas, onde há formação de dossel, contínuo ou descontínuo.

O termo savana refere-se a áreas com árvores e arbustos espalhados sobre um estrato gramíneo, sem a formação de um dossel contínuo. Já o termo campo designa áreas com predomínio de espécies herbáceas e algumas arbustivas, faltando árvores na paisagem.

A fitofisionomia do bioma Cerrado encontra-se esquematizada na Figura 10 a seguir.



Figura 10: Representação esquemática das fisionomias do Cerrado (Fonte: Adaptado de Coutinho, 1978)

4.1.7 ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS

4.1.7.1 Histórico Municipal

O município de Jequitáí tem sua história ligada ao ciclo do ouro, descoberto no ano de 1872, já no final do Império, por viajantes que faziam o trajeto Vila de Formigas, hoje Montes Claros (MG), para Vila Nossa Senhora do Bom Sucesso e Almas da Barra do Rio das Velhas, hoje Barra de Guaicuí, distrito de Várzea da Palma (MG). Ao atravessarem um rio, no lugar denominado Porto Inhay, encontraram diamantes de qualidade apreciável e ali se estabelecera (IBGE, 2012).

Os diamantes eram vendidos para o Major Cipriano de Medeiros, mais tarde Barão de Jequitáí, o Major, por sua vez os comercializava em Diamantina (MG). A notícia do descobrimento das preciosas pedras se espalhou, trazendo às margens do referido rio gente de toda a parte. Mais ou menos 500 garimpeiros que se acampavam em choças de palha e capim formavam um futuro arraial (IBGE, 2012).

Em 14 de novembro de 1873, o município foi elevado à categoria de Vila de Jequitáí. Dois anos depois, a Lei nº 2145 transformou a Vila de Jequitáí em distrito de Montes Claros

(MG). Em 1984, o mesmo passava por um notório desenvolvimento, motivado pela lavoura, e em grande parte, pela extração de seus diamantes. Nesse mesmo ano foi proclamada a independência político-administrativa de Jequitai, sendo elevada a categoria de cidade pela Lei nº 336 de 27 de dezembro de 1948 (IBGE, 2012).

4.1.7.2 População

A população urbana representa mais de 60% da população total e os indicadores sociais e econômicos dos municípios integrantes da Bacia Hidrográfica do Rio Jequitai são classificados como municípios pobres. (CBHMG, 2010).

4.2 Isobases Confluentes

O objetivo da pesquisa foi a geração das Isobases Confluentes, com o propósito de entender a evolução da paisagem e os processos geológicos que a levaram ao estágio atual. A partir da produção das paleosuperfícies, foram correlacionados registros da literatura sobre datações e épocas de instalação de eventos geológicos. Dessa forma, tentou-se estabelecer uma aproximação do intervalo geológico correspondente à morfologia que cada paleosuperfície representa. Para a área da Bacia do Jequitai, o método permitiu chegar até a Isobase de sexta ordem. Para a geração dos mapas das paleosuperfícies foram incluídas, além da área da Bacia, áreas do seu entorno, a fim de melhor compreender os movimentos estruturais que modelaram o terreno e definiram a paisagem atual, possibilitando a reconstrução paleogeográfica.

Para a elaboração da **Isobase 6** foram determinados 154 confluências de sexta ordem. Esta paleosuperfície correspondeu a drenagem mais antiga instalada na área. Conforme o modelo gerado para a **Isobase 6** verificou-se, a partir das características do paleorelevo, que o mesmo representa o período em que a Bacia do Areado e do Urucuia estavam em formação, ou seja, período em que os sedimentos das partes mais altas, como os do Supergrupo Espinhaço, estavam sofrendo processos de erosão e se depositando nas partes mais baixas (porção SW e centro-norte da figura 11). A evolução dessas antigas Bacias é datada segundo Ladeira & Brito (1968) do Cretáceo Inferior, motivo pelo qual considerou-se essa Isobase como sendo do mesmo período.

Ainda nesse contexto, as cidades de Várzea da Palma e Lassance se encontram submersas pelo proto Rio São Francisco ou em sua proto planície de inundação. Já nessa Isobase é possível perceber o forte estruturamento com direção N-S, citado por Crocco-Rodrigues et al. (1993) como um evento tectônico do Ciclo Brasileiro, no final do Proterozóico. Segundo os autores, o fato desse evento ser de intensidade muito mais expressiva, tendeu a obliterar totalmente os vestígios de outros eventos menos expressivos. A atual área da calha do Rio Verde estava recebendo sedimentos dos platôs mais altos (como o representado na porção nordeste da **Isobase 6**, possível paleo Serra do Espinhaço) e gerando a Formação Areado, já estava encaixada em falhas de direção N-S.

Na **Isobase 5**, a paleo Bacia do Areado, sofre uma expansão tanto na região do Rio Verde, como na região de Jequitai, Lassance e Várzea da Palma. O forte direcionamento N-S ainda continuar atuante, e mantos coluvio-aluvionares continuam a serem depositados nas partes mais baixas. Segundo Crocco-Rodrigues et al. (1993) o evento extensional de abertura da bacia de deposição do Grupo Areado e Macaúbas foi fortemente condicionado pelas estruturas N-S do embasamento.

Já na porção SW da Figura 12, a paleo Bacia do Areado (proto São Francisco) sofre subsidência e com isso provoca uma transgressão que acompanha um forte alinhamento de direção E-W, e que contribui no alongamento e aprofundamento da mesma. Juntamente com esse forte alinhamento de direção E-W, começa a surgir, nessa orientação, os afluentes do Rio São Francisco, provavelmente o proto Rio Jequitai e o proto Velhas assumindo direção do N.

O planalto muito alto da porção nordeste do mapa de **Isobase 6** (Fig. 11), possivelmente correspondente a Serra do Espinhaço inicial, a qual encontra-se com altitudes variando entre 700 a 780m, na **Isobase 5** se apresenta com altitudes maiores, entre 810m a 930m, indicando com isso que essa área estava sofrendo processos de soergimento. O mesmo ocorre nas áreas próximas as cidades de São João da Lagoa e de Senador Modestino Gonçalves, também se encontram elevadas, com altitudes variando entre 780m e 810m. Esses componentes soergidos estão passando por um estágio erosional que está contribuindo na formação da paleo Bacia do Areado.

Crocco-Rodrigues et al. (1993) apresentaram um modelo evolutivo para o processo deformacional que é compatível com o quadro estrutural da área estudada. Movimentos compressoriais de leste para oeste, levaram à instalação de um cinturão de cavalgamentos, ascensão e basculamento gerando sistemas *horst* e *graben*, que foram desenvolvendo-se durante este período de ampla e frequente deformação tectônica continental.

Ainda segundo Crocco-Rodrigues et al. (1993), o encurtamento crustal, produzido pelos movimentos compressoriais, teria provocado também o soerguimento do bloco do embasamento da Bacia do Supergrupo Espinhaço, que atualmente, compõe o núcleo do Anticlinal de Itacambira. Dessa forma, a própria nucleação do anticlinal poderia estar associada aos movimentos ascensionais. Tais movimentos foram condicionados pelas estruturas N-S, de alto ângulo, do embasamento. A reativação dessas estruturas expressa-se pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento, que localmente cortam a zona de descolamento basal do Supergrupo Espinhaço.

A paleosuperfície da **Isobase 4** apresenta configuração bem diferente da **Isobase 5**, indicando que a área passou por diversos processos deformacionais. Nesse estágio evolutivo começou o soerguimento inicial da serra do Cabral com maior vigor definindo claramente o proto vale do Rio Jequitai, assim como o proto São Francisco e Velhas (a área onde estava soerguendo e dando origem a Serra do Cabral, apresentava altitudes de no máximo 580m na **Isobase 5** atingindo, na **Isobase 4** altitude de 1.100m)

O período correspondente a **Isobase 4** foi associada ao Cretáceo Superior a Paleogeno Inferior (Terciário Inferior), a área nesse período passou por um ambiente climático tropical, e promoveu nas bacias mais recentes, como a do Areado, profundas Latossolizações/Laterizações, originando lateritas de grande extensão e espessura.

A Serra da Água Fria ainda não existia e o Complexo da Serra do Espinhaço começa a apresentar a conformação que tem hoje, ou seja, começa o soerguimento das Serras no sentido NE.

O rio Jequitai tem seu curso alterado pela tectônica atuante no período. Com o soerguimento da Serra do Espinhaço, na porção SE da Figura 13, o rio abandona suas nascentes deixando de ter sentido E-W para, na Isobase 4 assumir sentido N-S até encontrar um novo sistema de falha e assumir a direção E-O novamente. Suas nascentes se encontram bloqueadas pelo planalto da Serra e apresenta agora características de uma lagoa altimontana, a qual na **Isobase 3** assume percurso contrário dando origem ao proto rio Macaúbas.

Na paleo-superfície correspondente a **Isobase 3**, a Serra do Cabral continua em soerguimento e, conseqüentemente começa a aflorar as Formações mais antigas, como a Formação Jequitai, Formação Córrego dos Borges, Formação Santa Rita e Formação Galho do Miguel, as quais são encontradas na área atualmente.

Ao mesmo tempo, ocorria em quase toda a região processos de pediplanização, onde as áreas mais baixas recebiam materiais provindos das áreas mais altas, e com isso as lateritas

originadas no Cretáceo Superior a Terciário Inferior, foram recobrimdo as formações superiores dos planos baixos e originando assim os mantos detríticos-lateríticos.

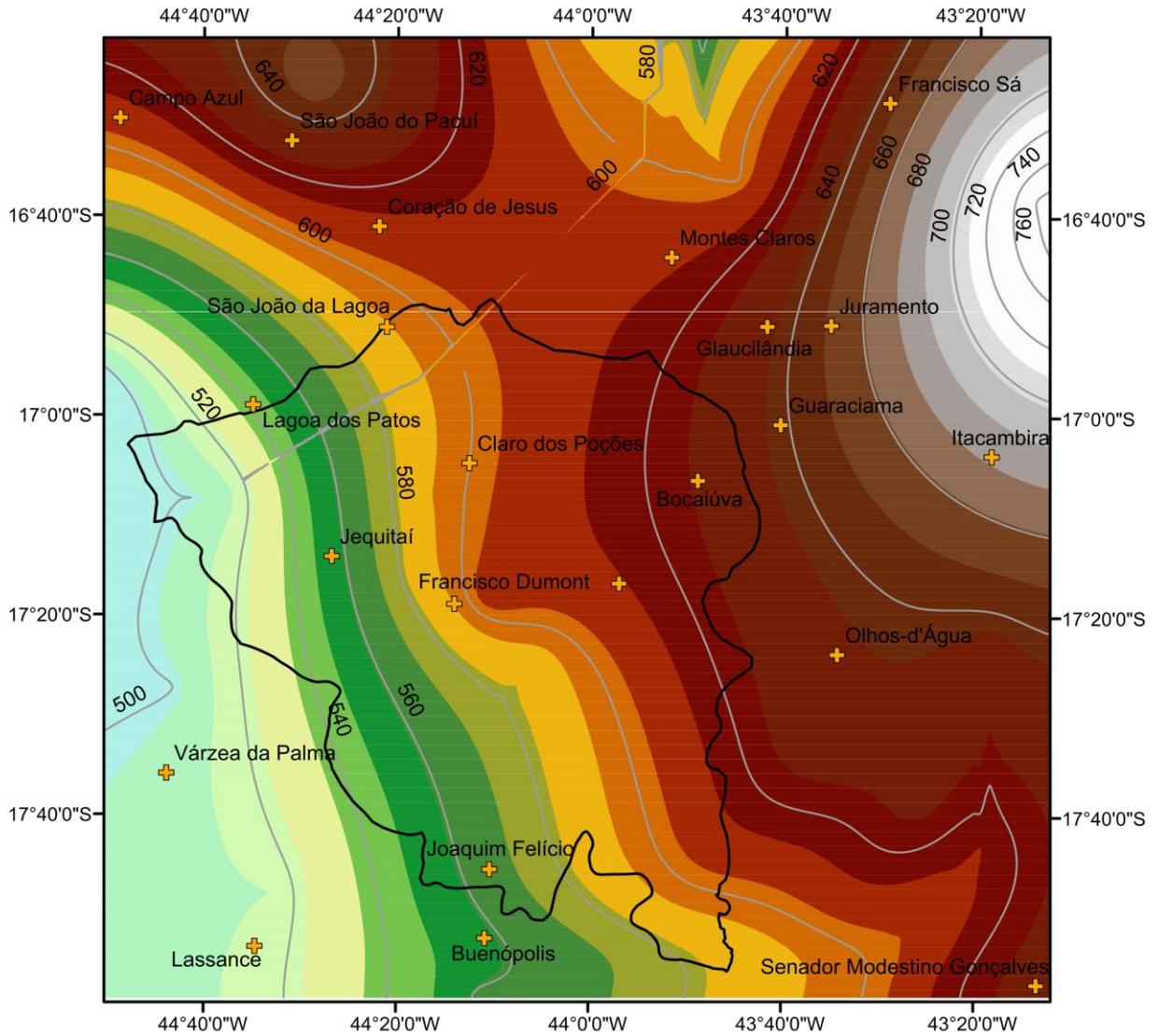
A Serra da Água Fria começa então seu soerguimento e assume direção NW. De acordo com Penha (2001), entre o Paleógeno e o Holoceno, o regime tectônico teria sido compressivo e dominando por falhamentos transcorrentes de direção NW, esses falhamentos teriam induzido o basculamentos da serra da Água Fria para oeste e norte, e da serra das Porteiras para oeste e sul (Penha, 2001). Os basculamentos condicionaram a implantação da calha do rio Jequitaiá, cujo eixo coincide com a orientação do sistema neotectônico, que varia entre N60-90°W.

Considerando essa hipótese, o estágio evolutivo da *Isobase 3* pode corresponder ao período entre o Paleógeno e o Holoceno.

Esses falhamentos predominantes e de direção NW, fraturaram a Serra do Espinhaço e fez com que a calha do rio Jequitaiá seja novamente alterada, passando agora a assumir sentido NW, bem parecido com o sentido que admite hoje.

A planície do proto rio Verde se expande no sentido E-W, porém continua tendo seu eixo na direção N-S. Essa expansão provoca erosionamentos e as Formações mais antigas acabam se aflorando em detrimento dos desgastes das rochas superficiais.

A *Isobase 2* apresenta a paleosuperfície mais próxima e semelhante a superfície atual. Foi associada ao Mioceno e o Plioceno Médio, entre 20 a 2 milhões de anos A.P.. A Serra da Água Fria – Porteiras e Serra do Cabral definem melhor sua forma e começam a sofrer processos erosivos e de dissecação, esculpindo-as, como pode ser observado pelas curvas de níveis mais dissecadas. O clima nesse período provavelmente passou por uma transição entre Tropicalismo úmido e seco. A nascente do rio Jequitaiá se instala definitivamente na Serra do Espinhaço.



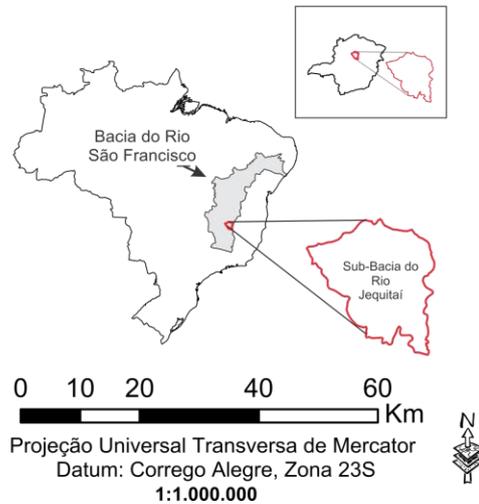
Isobase Ordem 6

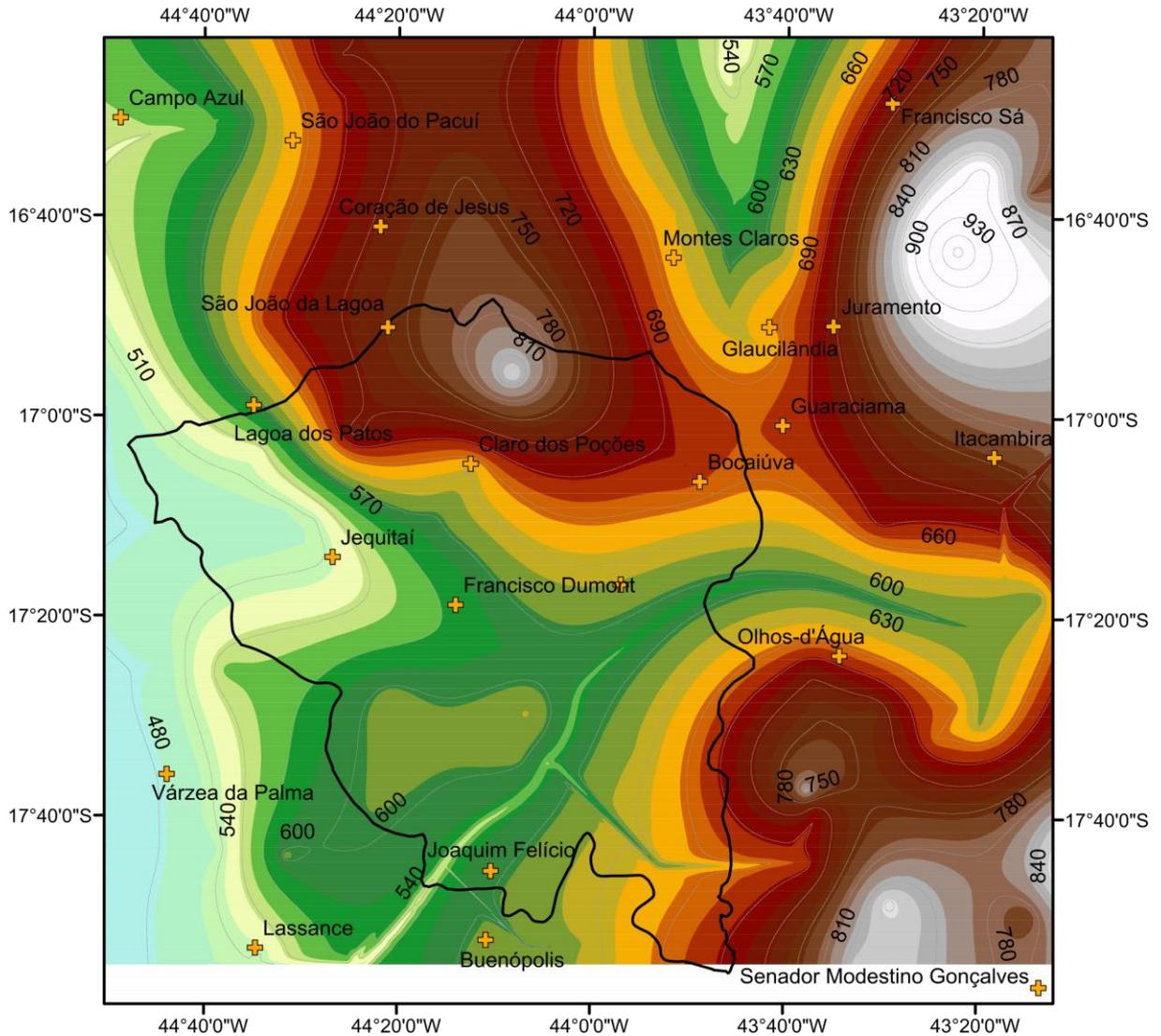
Legenda:

- Limite da Bacia
- Paleocurvas de níveis
- Sedes municipais

Paleoelevação (m)

Localização da área de estudos no estado de MG e Bacia do São Francisco





Isobase Ordem 5

Legenda:

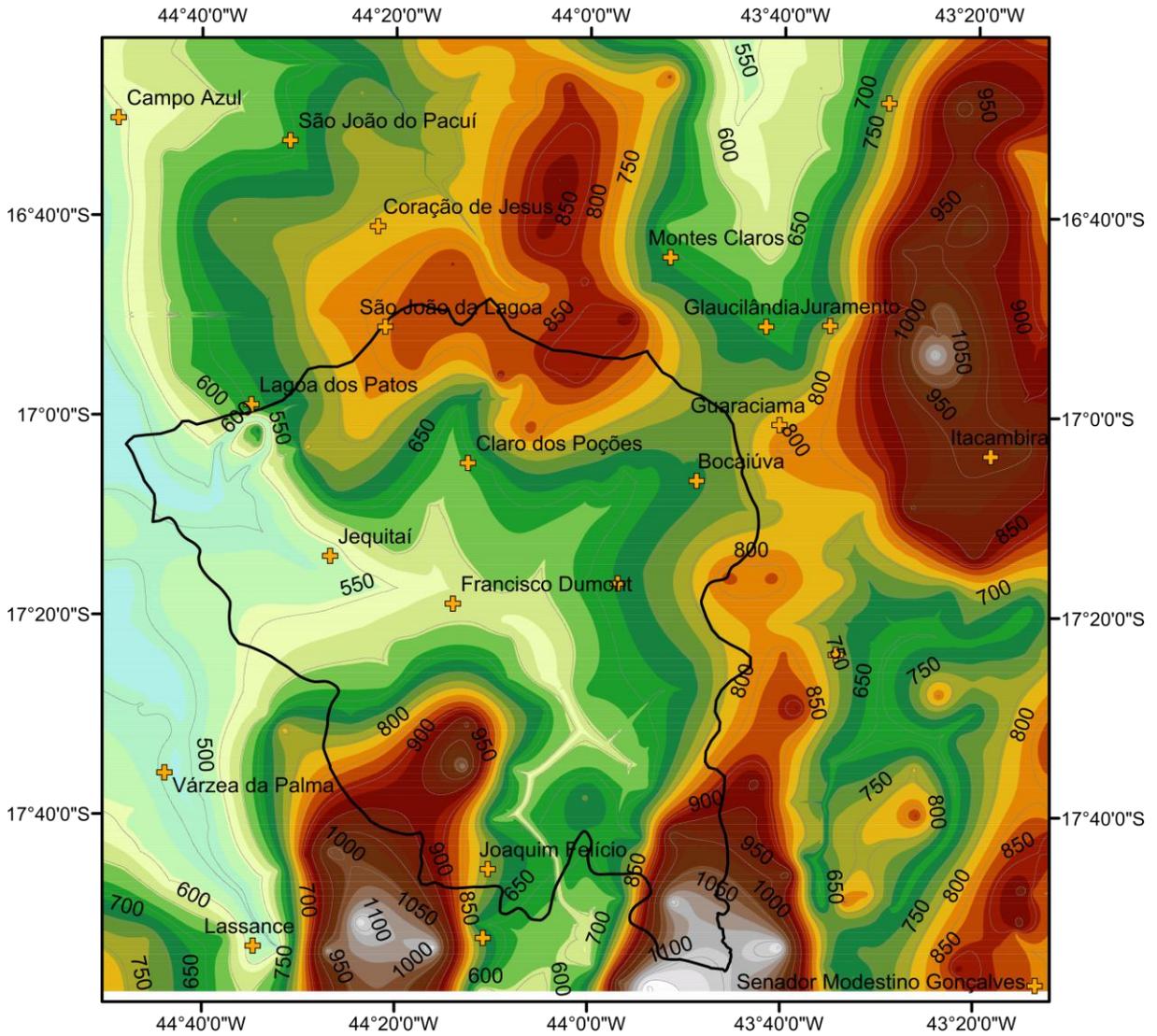
- Limite da Bacia
- Paleocurvas de níveis
- Sedes municipais

Paleoelevação (m)

Localização da área de estudos no estado de MG e Bacia do São Francisco

0 10 20 40 60 Km

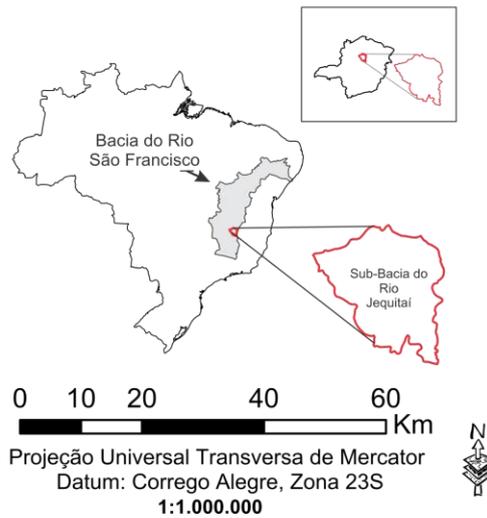
Projeção Universal Transversa de Mercator
Datum: Corrego Alegre, Zona 23S
1:1.000.000

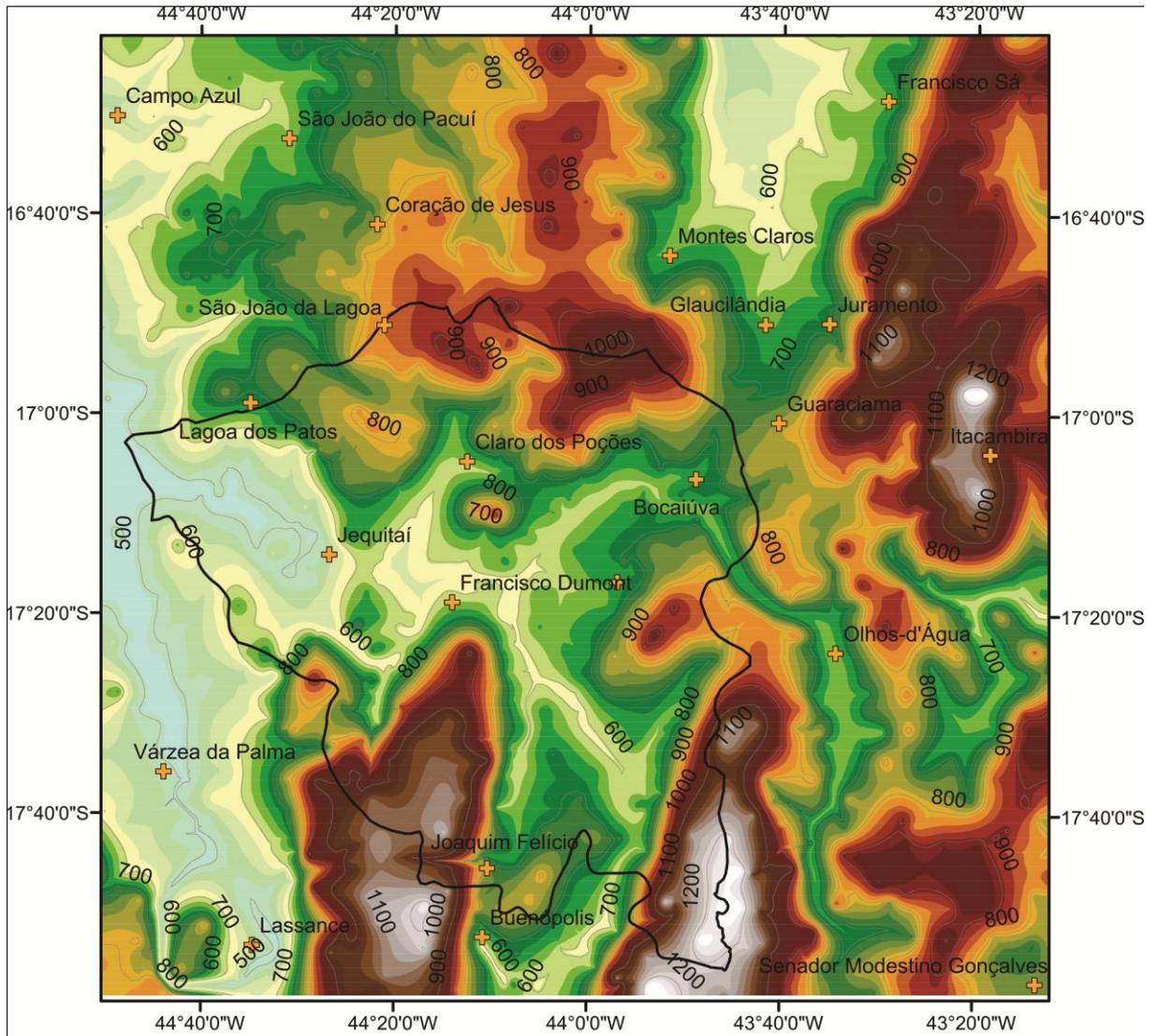


Isobase Ordem 4



Localização da área de estudos no estado de MG e Bacia do São Francisco



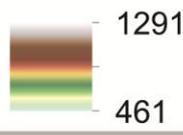


Isobase Ordem 3

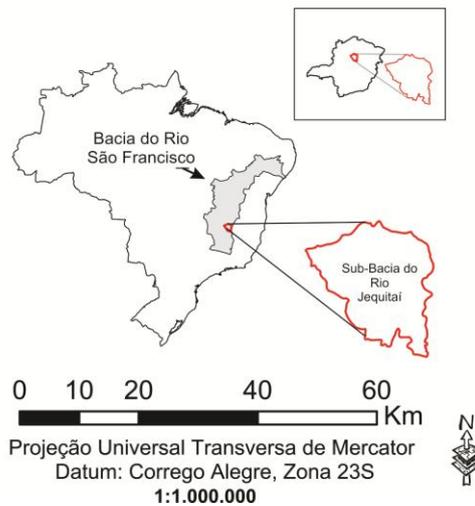
Legenda:

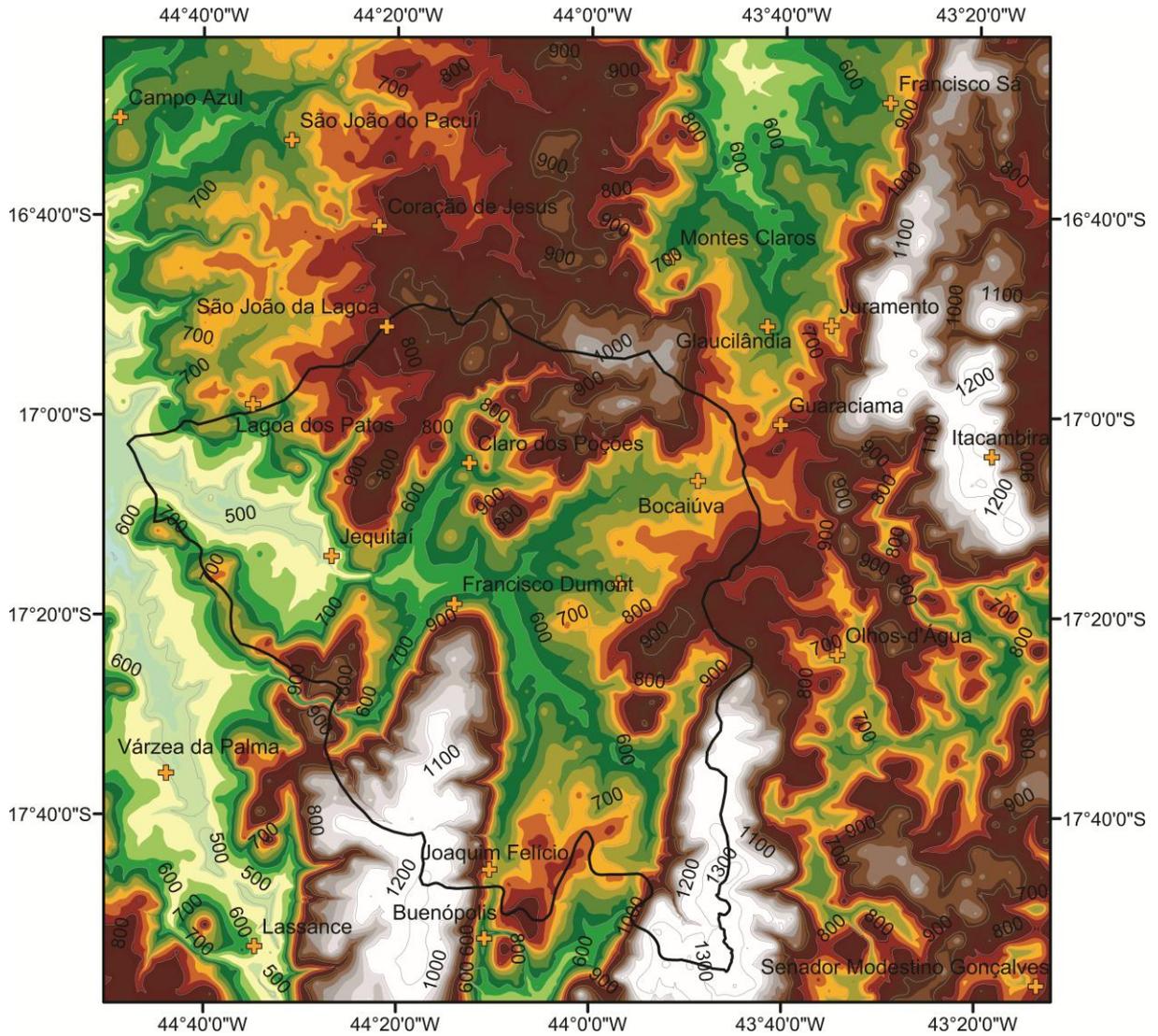
-  Limite da Bacia
-  Paleocurvas de níveis
-  Sedes municipais

Paleoelevação (m)



Localização da área de estudos no estado de MG e Bacia do São Francisco



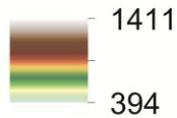


Isobase Ordem 2

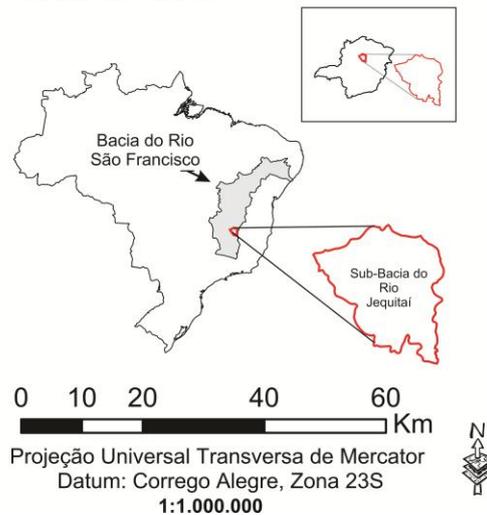
Legenda:

-  Limite da Bacia
-  Paleocurvas de níveis
-  Sedes municipais

Paleoelevação (m)



Localização da área de estudos no estado de MG e Bacia do São Francisco



5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A partir dos resultados obtidos com os mapas de níveis de base e da bibliografia consultada foi possível concluir que a metodologia das Isobases Confluentes permite correlacionar os dados palinológicos, geocronológicos e geomorfológicos obtidos durante o estudo, com as paleosuperfícies geradas, visando a reconstrução dos ambientes pretéritos. O histórico evolutivo correlacionado a dados geológicos, pedológicos, geomorfológicos, geocronológicos e biológicos permite subsidiar ações de planejamento de maneira a melhor ordenar atividades de uso e ocupação, e de ações de conservação destes ambientes, objetivando a minimização de possíveis impactos decorrentes da susceptibilidade/vulnerabilidade natural da área.

As paleosuperfícies geradas neste trabalho podem orientar pesquisas que definam uma linha de interpretação e quantificação dos efeitos tectono-estruturais de eventos geológicos em momentos diferentes de sua ocorrência, porém, cabe ressaltar que essas representações não possuem a pretensão de retratar fielmente e com precisão as datas apresentadas neste trabalho. A pesquisa como um todo trata de uma possível representação evolutiva da área, a qual associada a modelos evolutivos propostos por outros trabalhos, objetiva melhor compreender a dinâmica da área simulando os paleoambientes.

Recomenda-se o aprofundamento do presente estudo, com a finalidade de obter informações em escala regional ou continental para um melhor entendimento da evolução da paisagem e dos processos tectonos-estruturais atuantes, associados à dados de sensoriamento remoto e análises de campo.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F. F.; BRITO-NEVES, B. B.; ALVES, J. A. C. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: DOMINGUEZ, J. M. L.; MISI, A. (Eds.). **O Cráton do São Francisco**: reunião preparatória do II simpósio sobre o Cráton do São Francisco. Salvador: SBG/Núcleo BASE/SGM/CNPq, 1993. p. 45-62.
- ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 1977. n. 7 p. 349-364.
- BABINSKI, M.; KAUFMAN, A. J. First direct dating of a Neoproterozoic post-glacial cap carbonate. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. **Short Papers**... Salvador, 2003. v. 1, p. 321-323.
- BARBOSA, O. Geologia econômica e aplicada a uma parte do Planalto Central Brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 19., 1965, Rio de Janeiro. **Simpósio das Formações Eo-paleozóicas do Brasil**, 1965. p. 1-11.
- BRANCO, J. J. R.; COSTA, M. T. Roteiro da excursão Belo Horizonte – Brasília. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 14., Belo Horizonte, **Publicação Instituto de Pesquisa Radiativas/UFMG**, 1961. n. 5, p. 1-25.
- BRANNER, J. C. Outlines of the geology of Brazil to accompany the geological map of Brazil. **Geological Society of America Bulletin**, 1919, n. 30, p. 189-338.
- BRAUN, O.P.G. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, 32(3):3-39, 1968.
- CHANG, H. K. et al. Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém, 1988. v. 5, p. 2076-2090.
- CHAVES, M.L.S.C.; ANDRADE, K.W.; BENITEZ, L. Geologia Integrada das Folhas Jequitai, Bocaiúva e Montes Claros (1:100.000), norte de Minas Gerais. **Genomos**. v. 19, n. 2, p. 7, 2011.
- COMITÊ DE BACIAS HIDROGRÁFICAS DE MINAS GERAIS - CBHMG. **Bacia do Rio Jequitai**. [2010]. Disponível em <<http://www.cbhjequitai pacui.org.br/bacias-hidrograficas/bacia-rio-jequitai>> acesso em 28 jun. 2012.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS - CPRM. Ministério das Minas e Energia/Secretaria Geologia, Mineração e Transformação Mineral/Serviço Geológico do Brasil. **Programa Geologia do Brasil. Geologia da Folha Jequitai SE.23-X-C-II**. Brasília, 2007

COMPANHIA MINERADORA DE MINAS GERAIS – COMIG. Secretaria de Estado de Recursos Minerais, Hídricos e Energéticos. **Projeto Espinhaço em CD-ROM. Geologia da Folha Itacambira, Minas Gerais.** Belo Horizonte, 1997.

COUTINHO, L. M. O conceito de Cerrado. In: **Revista Brasileira de Botânica**, v.1, n.1, 1:17-24, 1978.

CROCCO-RODRIGUES, F. A., GUIMARÃES, M. L. V., ABREU, F. R., OLIVEIRA, O. A. B., GRECO, F. M. (1993). Evolução Tectônica do Bloco Itacambira - Monte Azul entre Barroão e Porteirinha (MG). Anais, 8º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Soc. Bras. Geologia, Núcleo MG, Bol. 12, Belo Horizonte, p. 212-216.

CUKROV, N. **A glaciação neoproterozóica na porção sul do Cráton São Francisco e suas litofácies nas regiões de Jequitáí-MG e Cristalina-GO.** 1999. 104 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.

CUKROV, N.; ALVARENGA, C. J. S.; UHLEIN, A. Litofácies da glaciação neoproterozóica nas porções sul do Cráton do São Francisco: exemplos de Jequitáí (MG) e Cristalina (GO). **Revista Brasileira de Geociências**, n. 35, p. 69-76, 2005.

DARDENNE, M. A. *et al.* O tilito da base do grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton São Francisco. Separata de: **Boletim Informativo SBG/Núcleo Centro-Oeste**, n. 7-8, p. 85-97, 1978.

DERBY, O. A. Contribuição para o estudo da geologia do vale do São Francisco. **Archivos do Museu Nacional**, n. 4, p. 87-119, 1878.

DERBY, O. A. Observações sobre algumas rochas diamantíferas da Província de Minas Gerais. **Archivos do Museu Nacional**, n. 4, p. 121-132, 1879.

DERBY, O. A. The Serra do Espinhaço, Brazil. **Journal of Geology**, n. 14, p. 314-401, 1905.

DUPONT, H. O Grupo Conselheiro Mata no seu quadro paleogeográfico e estratigráfico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 8., 1995, Diamantina. **Anais...** Diamantina, 1995. p. 9-10.

DUSSIN, T. M. **Associations plutono-volcaniques de l'Espinhaço Méridional: un exemple d'évolution de la croûte protérozoïque.** 1994. 177 f. These (Doutorado) - Univ. d'Orleans, 1994.

FOLK, R. L. Practical petrographic classification of limestones. **American Association of petroleum Geologists Bulletin**, n. 43, p. 1-38, 1959.

GARCIA, A. J.; UHLEIN, A. Sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina. In: SIMPÓSIO SOBRE SISTEMAS DEPOSICIONAIS NO PRÉ-CAMBRIANO, 1., 1987, Diamantina. **Atas...** Diamantina, 1987. p. 113-136.

GRAVELIUS, H. **Flusskunde.** Goschen'sche Verlagshandlung, Berlin, 1914.

- GROSSI-SAD, J. H.; CARDOSO, R. N.; COSTA, M. T. Formações cretácicas em Minas Gerais: uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 1, p. 2-13, 1971.
- HETTICH, M. A glaciação proterozóica no centro-norte de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 7, p. 87-101, 1977.
- HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bull. Geol. Soc. Am.**, 56, 275-370, 1945.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. **IBGE Cid@des**. Disponível em <<http://www.ibge.gov.br>> Acesso em 02 jul. 2012.
- ISOTTA, C. A. L.; ROCHA-CAMPOS, A. C.; YOSHIDA, R. Striated pavement of the Upper Pre-Cambrian glaciation in Brazil. **Nature**, n. 222, p. 466-468, 1969.
- KARFUNKEL, J.; CHAVES, M. L. S. C. Conglomerados cretácicos da Serra do Cabral, Minas Gerais: um modelo para a redistribuição colúvio-aluvionar dos diamantes do Médio São Francisco. **Geociências**, n. 14, p. 59-72, 1995.
- KARFUNKEL, J.; HOPPE, A. Late Proterozoic glaciation in central Eastern Brazil: synthesis and model. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, n. 65, p. 1-21, 1988.
- KING, L. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, n. 18, p. 147-266, 1956.
- LADEIRA, E. A.; BRITO, O. E. A. Contribuição à geologia do Planalto da Mata da Corda. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22., 1968, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte, 1968. p. 181-199.
- LANA, E. C; CASTRO, P. T. A. A influência da geodiversidade da região da Serra do Cabral (norte de MG) na variabilidade morfossedimentar do Córrego da Gameleira. In: **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v.41, n. 4, p. 604-618. 2011.
- LISBOA, M. A. R. **The Permian Geology of Northern Brazil**. Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco: síntese dos conhecimentos geológicos na área do projeto Leste do Tocantins-Oeste do Rio São Francisco. Rio de Janeiro: CPRM, 1971. v. 2. p. 60, 1971
- MACHADO, N. *et al.* Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5., 1989, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte, 1989. p. 171-174.
- MARTINS-NETO, M. A. Aspectos tectono-deposicionais da Tectonossequência Galho do Miguel, Bacia Espinhaço (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador, 1996. v. 5, p. 391-394.
- MARTINS-NETO, M. A. *et al.* Fácies glaciocontinentais (**outwash plain**) na megassequência Macaúbas (Serra da Água Fria, MG) e seu contexto tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 29, p. 179-188, 1999.

MORAES, L. J.; GUIMARÃES, D. Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, n. 2, p. 153-186, 1930.

OLIVEIRA, A. I.; LEONARDOS, O. H. **Geologia do Brasil. Rio de Janeiro: Serviço de Informação Agrícola**. 813 p. (Série Didática, 2), 1943.

OLIVEIRA, M. A. M. **Contribuição a geologia da parte Sul da Bacia do São Francisco e áreas adjacentes**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1967.

PEDROSA-SOARES A.C., NOCE, C.M., WIEDMANN C.M., PINTO C.P. 2001. The Araçuaí-West Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during ondwana land assembly. *Precambrian Research*, **110**: 307-323.

PEDROSA-SOARES, A. C.; CORDANI, A. G.; NUTMAN, A. Constraining the age of Neoproterozoic glaciation in eastern Brazil: first U-Pb (SHRIMP) data of detrital zircons. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 30, p. 58-61, 2000.

PENHA, U.C.; KARFUNKEL, J.; ANGELI, N. 2005. Diamondiferous Deposits in the Jequitai Area (Minas Gerais, Brazil): a Consequence of Neotectonic Processes. **Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie - Abhandlungen**, **236**(1-2):207-224.

PENTEADO, M.M. & RANZANI, G. Relatório de viagem do médio vale do Rio São Francisco. **Geomorfologia**, São Paulo, **40**:1-44, 1973.

PESSOTI, J.E.S.; DEMATTE, J.L.I.; MARCONI, A.; RUEDA, J.R.J. Mineralogia de uma toposequência de solos desenvolvidos de material holocênico da região do Jequitai, Estado de Minas Gerais. **Anais da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"**, Piracicaba, **45**:203-28, 1988.

PFLUG, R. A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. Separata de: **Boletim DNPM/DGM**, n. 226, p. 1-55, 1965.

PFLUG, R. Observações sobre a estratigrafia da região de Diamantina, Minas Gerais. **Notas Preliminares e Estudos DGM/DNPM**, n. 14, p. 1-20, 1968.

PFLUG, R.; SCHÖLL, W. U. Proterozoic glaciations in eastern Brazil: a review. **Geologisch Rundschau**, n. 64 p. 287-299, 1975.

PIEIDADE, J.A.S. **Caracterização das formas erosivas da região de Franca-SP pela metodologia do estudo de isobases**. 2006. 52f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.

REGO, L. F. M. **Reconhecimento geológico da parte ocidental do Estado da Bahia**. Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco: síntese dos conhecimentos geológicos na área do projeto Leste do Tocantins-Oeste do Rio São Francisco. Rio de Janeiro: CPRM, 1971. v. 2. p. 64, 1971.

RIBEIRO, L. S. **Evolução paleogeomorfológica do Estado do Rio de Janeiro e Arredores**. 160f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2010.

SANTOS, R. V. *et al.* Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from Central Brazil: Bambuí and Paranoá groups. **Precambrian Research**, n. 104, p. 107-122, 2000.

SOIL SURVEY STAFF. **Soil taxonomy, a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys**. Washington, USDA, 1975. 754p. (USDA. Agricultural Handbook, 436).

SOUZA, A. A. Folha SE.23-X-C Pirapora. In: _____. **Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais**. Belo Horizonte: DNPM/CPRM, 1985. 50 p.

SPIRIDONOV, A.I. **Princípios de la metodología de las investigaciones de campo y el mapeo geomorfológico**. Havana: Universidad de la Havana, Facultad de Geografía, 1981. 3v.

STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Transactions of American Geophysical Union**. New Haven, v. 38. p 913-920. 1957.

UHLEIN A., DOSSIN I.A., CHAVES M.L.S.C. 1986. Contribuição à geologia estrutural e tectônica das rochas arqueanas e proterozóicas da Serra do Espinhaço Meridional – MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Anais..., Goiânia, **3**: 1191-1201.

THOMAZ FILHO, A.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U. G. A origem do Grupo Bambuí no contexto da evolução geotectônica e de idades radiométricas. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, n. 70, p. 527-548, 1998.

THORNTWAITE, C.W. An approach toward a rational classification of climate. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, 38:55-94, 1948.

UHLEIN A., TROMPETTE R.R., EGYDIO-SILVA M. 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**: 191-203.

UHLEIN, A. **Transição cráton-faixa dobrada: um exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais**. Aspectos estratigráficos e estruturais. 1991. 295 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.

UHLEIN, A.; TROMPETTE, R. R.; ALVARENGA, C. J. S. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: the Jequitáí-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, n. 12, p. 435-451, 1999.

VIVEIROS, J. F. M.; WALDE, D. Geologia da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil. **Münsterische Forschungshefte Geologie und Paläontologie**, n. 38/39, p. 15-27, 1976.

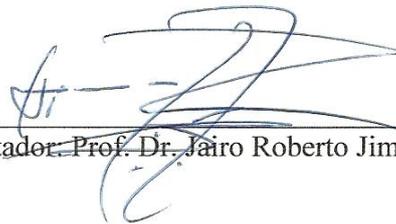
WALDE, D. Desenvolvimento faciológico do Pré-cambriano entre a Serra Mineira e a Serra do Cabral (região sudoeste da Serra do Espinhaço, Minas Gerais). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife, 1978. v. 2, p. 711-725.

WALDE, D.; KARFUNKEL, J.; KARFUNKEL, B. O Grupo Macaúbas em Minas Gerais: estratigrafia, gênese e correlações. Separata de: **Boletim Informativo SBG/Núcleo Centro-Oeste**, n. 7/8, p. 98-112, 1978.

ZERUBAVEL, E. 1982. The standardization of time: A sociohistorical perspective. **American Journal of Sociology**, 88: 1-23.



Aluna: Amanda de Ávila Oliveira



Orientador: Prof. Dr. Jairo Roberto Jiménez-Rueda

12 de dezembro de 2012
Rio Claro - SP