



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**QUIMIOESTRATIGRAFIA E PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DA PORÇÃO BASAL DO
GRUPO BAMBUÍ EM ARCOS (MG)**

AUTOR

Matheus Kuchenbecker

ORIENTAÇÃO

Prof. Antônio Carlos Pedrosa-Soares

Prof^a. Marly Babinski

Nº 115

BELO HORIZONTE
(15/01/11)

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**QUIMIOESTRATIGRAFIA E PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DA
PORÇÃO BASAL DO GRUPO BAMBUÍ EM ARCOS (MG)**

INCIPIT VITA NOVA

por

Matheus Kuchenbecker

Orientação:

Prof. Antônio Carlos Pedrosa-Soares – UFMG

Prof^a. Marly Babinski – USP

Dissertação apresentada ao Programa de Pós Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia.

Belo Horizonte, 31 de março de 2011

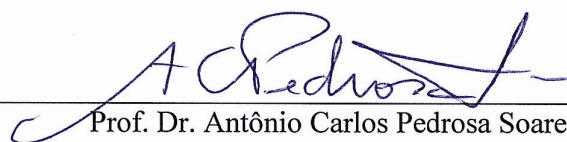
K956q
2011 Kuchenbecker, Matheus .
 Quimioestratigrafia e proveniência sedimentar da porção basal do
Grupo Bambuí em Arcos (MG) [manuscrito] / Matheus Kuchenbecker. –
2011.
 ix, 91 f.: il., fots., gráfs. , mapas, tabs. (algumas color.)

 Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais,
Instituto de Geociências, 2011.
 Orientador: Antônio Carlos Pedrosa-Soares.
 Orientadora: Marly Babinski.
 Bibliografia: f. 76 – 82.
 Inclui anexos.

 1. Geologia estrutural – Arcos (MG) – Teses. 2. Geologia
estratigráfica – Teses. 3. Bacias (Geologia) – Arcos (MG) – Teses. I.
Pedrosa-Soares, Antônio Carlos. II. Babinski, Marly. III. Universidade
Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 551.243(815.1)

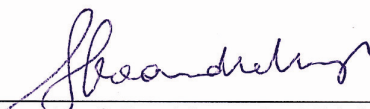
Dissertação defendida e aprovada, em 31 de março de 2011, pela Banca Examinadora constituída pelos professores:



Prof. Dr. Antônio Carlos Pedrosa Soares



Prof. Dra. Marly Babinski



Prof. Dr. Alexandre Uhlein



Prof. Dr. Roberto Ventura Santos

DEDICATÓRIA

“À minha família, Pedrinho, Cláudia e Verônica, meus mestres, meu alicerce, meu porto seguro...”

AGRADECIMENTOS

Mais que uma vitória profissional, este trabalho representa a realização de um sonho. Um sonho construído a muitas mãos, às quais agora agradeço sinceramente:

- Aos meus orientadores, Antônio Carlos Pedrosa Soares e Marly Babinski, por todo o grande aprendizado, apoio e amizade;
- Aos geólogos Leonardo Lopes-Silva, Felipe Pimenta e Marcelo Rossi pelo acesso às amostras, parceria nas descrições e todo o apoio logístico;
- Aos profissionais do Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa (IGC/UFMG) e do Centro de Pesquisas Geocronológicas (IGC/USP) pelo auxílio e extrema competência;
- Aos professores Lúcia Maria Fantinel, Antônio Wilson Romano, Carlos Maurício Noce, Antônio Carlos Rocha Campos e Ivo Dussin pelo auxílio na descrição e análise de dados;
- A Milene Figueiredo, pelas proveitosas discussões, amizade e apoio;
- A Mateus Gomes Rossi, pelo auxílio na preparação de amostras e análises;
- A meu mestre e amigo Ricardo Diniz da Costa pelos ensinamentos, cotidianas e excelentes discussões, leitura crítica e ótimos conselhos;
- Aos meus companheiros de pós-graduação: Daniel Galvão, Humberto Reis, Paulo Dias, Dora Costa, Tatiana Dias, Fabrício Caxito, Daniel Gradim, Francisco Vilela, Tiago Novo, Tiago Lopes, Mônica Mendes, Júlio Sanglard, Camila Gradim, Raquel Cassino e todos os demais amigos do IGC/UFMG por compartilharem comigo este período;
- A minha família geológica: Galvão, Broz, Léo, Dora, Bidu e Guilherme, pela amizade e por me ensinarem geologia todo o dia;
- Aos meus pais, Pedrinho e Cláudia, e minha irmã, Verônica, por todo o carinho, apoio e compreensão, e aos demais familiares pela torcida;
- A Natalia Tenuta, minha companheira de todas as horas, por todo o amor e por sempre me ensinar que a vida não é só geologia;
- Aos meus eternos amigos Tchousanfriends, em especial Israel, Bozo, Haiko, Daantje, Rodrigo, Chico, Souza, Pedro, Andressa, Ana Paula, Natalia e Bárbara, por estarem comigo por todos estes longos anos.
- A Deus, o Eterno, pelo sentido das coisas.

EPÍGRAFE

*“Como todos os jovens eu decidi ser um gênio,
mas felizmente o riso interveio.”*

Cléa, Lawrence Durrell

RESUMO

Tema relevante na literatura geológica nacional e internacional, o Grupo Bambuí é foco de intensos estudos por ser um potencial registro dos importantes de importantes eventos geotectônicos e climáticos ocorridos durante o Neoproterozoico. A região de Arcos é a mais importante área de ocorrência dos carbonatos basais do Grupo Bambuí na porção oeste da bacia, e através de furos de sondagem se teve acesso a toda sua sucessão sedimentar. Foram realizados estudos de petrografia macroscópica e microscópica, que permitiram o detalhamento de uma seção de aproximadamente 175 m, que contempla o embasamento cristalino e 10 unidades sedimentares distintas. O Embasamento é composto por granodiorito, e a Unidade 1 por diamictito, sobre o qual se assenta o calcário impuro da Unidade 2. A Unidade 3 apresenta calcilito com eventuais camadas de folhelho carbonoso, e em sua porção de topo ocorrem leques de cristais pseudomorfs de aragonita. A Unidade 4 é composta por marga e argilito, e a Unidade 5 por calcarenito maciço, que passa a apresentar estratos lamelares e estruturas microbianas na Unidade 6. A Unidade 7 é composta por calcarenito com camadas intraclásticas. A Unidade 8 é apresenta calcissiltito e calcarenito, que gradam para o calcarenito oolítico da Unidade 9. A Unidade 10 é composta por dolarenito estromatolítico. Amostras foram coletadas ao longo de toda a seção para análises geoquímicas, isotópicas e geocronológicas, com vistas à realização de quimioestratigrafia de detalhe (isótopos de C, O, Sr e litoquímica de elementos maiores, traços e ETR) na sucessão carbonática e estudos de proveniência sedimentar (U-Pb em zircões detríticos, Sm-Nd e litoquímica) das rochas siliciclásticas. Em análise textural observa-se que o diamictito da Unidade 2 possui as características sedimentares de um tilito de alojamento. Os resultados das análises químicas indicam que o embasamento é composto por granodiorito do tipo I, cristalizado entre 2,8 e 2,9 Ga (U-Pb em zircões), com idade modelo TDM de 3,0Ga e ϵ_{Nd} de 1,49. Os perfis quimioestratigráficos de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ obtidos nos carbonatos exibem três intervalos distintos. O Intervalo I corresponde às unidades 1 e 2, e é caracterizado por valores negativos de $\delta^{13}C$ (-5 a -3 ‰) e uma grande oscilação dos valores de $\delta^{18}O$, entre -6 e -15 ‰. O Intervalo II (unidades 4 a 9) caracteriza-se por uma homogeneidade nos valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$, que permanecem próximos de 0 ‰ e -7 ‰, respectivamente. No topo, coincidente com a Unidade 10, o Intervalo III marca uma forte excursão positiva dos valores de $\delta^{13}C$, para c. +8 ‰, e de $\delta^{18}O$, que alcançam -3 ‰. As razões $^{86}Sr/^{87}Sr$ obtidas e consideradas primárias variam entre 0,7075 e 0,7077, e localizam-se principalmente na porção superior da coluna. A assinatura litoquímica de elementos maiores, traços e ETR das rochas carbonáticas mostrou-se controlada pela presença de terrígenos (em sua maioria quartzo e argilominerais), que ocorrem concentrados principalmente na porção basal da sequência. Nas amostras livres de contaminação por terrígenos, a assinatura de ETR sugere a contribuição de água doce durante a deposição dos carbonatos. Zircões detríticos separados da matriz do diamictito foram datados por U-Pb e mostram pico principal de idades em 1,8 Ga. Pelitos das unidades 3 e 4 mostram idades modelo semelhantes, de 1,7 Ga, com ϵ_{Nd} em c.+17. Os resultados obtidos permitem concluir que o diamictito possui gênese relacionada a processos glaciais, tendo como fonte principal de sedimentos o próprio embasamento local. As Unidades 2 e 3 representam verdadeiros carbonatos de capa relacionados a uma das grandes glaciações do Neoproterozóico. Os dados de proveniência indicam a presença de uma fonte mesoproterozóica a neoproterozóica para os sedimentos o que corrobora com a interpretação de um caráter *foreland* para o Grupo Bambuí.

ABSTRACT

Relevant theme in national and international geology, the Bambuí Group is intensively studied for its potential as record of the great climatic and geotectonic events of Neoproterozoic. The Arcos region is the main area of occurrence of the Bambuí Group basal carbonates in western's basin portion, and through boreholes his complete sedimentary succession was accessed. Macroscopic and microscopic petrographic studies were performed and allowed the detail of a section of about 175 m, which includes the basement and 10 sedimentary units. The Basement is represented by granodiorite, and the Unit 1 by diamictite, over which stands the impure limestone of Unit 2. Unit 3 shows calcilitite and some levels of carbonaceous shale, an in its top portion occur aragonite pseudomorph fans. Unit 4 consists of marl and mudstone and Unit 5 is composed by calcarenites, that begins to show lamellar levels and microbial lamination in Unit 6. Unit 7 is similar to the previous, but with some intraclastic levels. Unit 8 shows calcarenites and calcisiltites, which grades to the oolitic calcarenite of Unit 9. At the top of the sequence, Unit 10 consists of stromatolitic dolarenite. Samples were collected throughout the section for geochemical and isotopic analysis, in order to carry out detailed chemostratigraphy (C, O, Sr isotopes and litochemistry of major, trace and REE) in the carbonate succession and sedimentary provenance studies (U-Pb detrital zircon, Sm-Nd and litochemistry) of the siliciclastic rocks. In textural analysis, the diamictite os the Unit 2 shows sedimentary features of a lodgement till. The results of the chemistry analysis indicate that the Basement is a I type granodiorite, crystallized between 2.8 and 2.9 Ga (U-Pb in zircons), with TDM of 3.0 Ga and ϵ_{Nd} de 1,49. The carbonate chemostratigraphic profiles of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ shows three distinct intervals. The Interval I corresponds to the units 1 and 2, and displays negative values of $\delta^{13}\text{C}$ (c. -4 ‰) and a large oscillation of the $\delta^{18}\text{O}$ (between -6 and -15 ‰). The Interval II (Units 4 to 9) is characterized by homogeneity in the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$, around 1 ‰ and -7 ‰, respectively. In the top, Interval III (Unit 10) shows a large positive excursion of the $\delta^{13}\text{C}$ (1 to 8 ‰) and $\delta^{18}\text{O}$ (-8 to -3 ‰) values. The $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ ratios, when considered primary range between 0.7075 and 0.7077, mainly in the top of the column. The geochemistry signature (major, traces and REE) of the carbonatic rocks are controlled by their terrigenous content (mostly quartz and clay minerals), that are concentrated mainly in the bottom units. In the samples free of terrigenous contamination the REE pattern suggests a freshwater input during the carbonate deposition. Detrital zircons of the diamictictite matrix, dated by U-Pb, shows a main peak of frequence in 1.8 Ga. Mudstones from Units 3 and 4 show similar model ages of 1.7 Ga, with ϵ_{Nd} in c. +17. The results indicate for the diamictite a genesis related to glacial processes, with the own basement as main source of sediments. Units 2 and 3 represent real Cap Carbonates, related to one of the great Neoproterozoic glaciations. The provenance data indicate the presence of a mesoproterozoic to neoproterozoic source of sediments, which supports a *foreland* origin to Bambuí basin.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	i
AGRADECIMENTOS.....	ii
EPÍGRAFE.....	iii
RESUMO.....	iv
ABSTRACT.....	v
SUMÁRIO.....	vi
ÍNDICE DE FIGURAS.....	viii
ÍNDICE DE TABELAS.....	ix
1. INTRODUÇÃO.....	01
1.1. Apresentação.....	01
1.2. Localização.....	02
1.3. Objetivos.....	02
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	03
2.1. Descrição.....	03
2.2. Amostragem.....	04
2.3. Preparação de amostras.....	04
2.4. Análises.....	04
2.4.1. Petrografia Macro e Microscópica.....	04
2.4.2. Análises Químicas.....	05
2.4.2.1. Litoquímica.....	05
2.4.2.2. Análises isotópicas de C e O.....	05
2.4.2.3. Análises Isotópicas de Sr.....	07
2.4.2.4. Análises Isotópicas Sm-Nd.....	07
2.4.2.5. Análises Isotópicas de U-Pb.....	08
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	09
3.1. Químioestratigrafia.....	09
3.1.1. Isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio.....	09
3.1.2. Isótopos de Estrôncio.....	11
3.1.3. Litoquímica.....	12
3.2. Proveniência Sedimentar.....	13
3.2.1. Idades modelo Sm/Nd (T_{DM}).....	13
3.2.2. Datação de zircões detríticos.....	14

4. ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL.....	15
4.1. Contexto Geotectônico.....	15
4.2. Embasamento.....	17
4.3. Grupo Bambuí.....	17
5. GEOLOGIA LOCAL.....	19
5.1. Artigo.....	19
6. RESULTADOS.....	35
6.1. Embasamento: Caracterização Petrográfica, Geoquímica e Geocronológica....	35
6.1.1. Petrografia.....	35
6.1.2. Geoquímica.....	36
6.1.3. Geocronologia.....	38
6.1.4. Discussão.....	39
6.2. Diamictito Basal – análise textural e genética.....	40
6.3. Químioestratigrafia.....	44
6.3.1. Resultados.....	44
6.3.1.1. Litoquímica.....	44
6.3.1.2. Isótopos de Carbono e Oxigênio.....	51
6.3.1.3. Isótopos de Sr.....	53
6.3.2. Discussão.....	54
6.3.2.1. Comentários Gerais.....	54
6.3.2.2. Diagênese e processos pós deposicionais.....	54
6.3.2.3. Condições de deposição.....	56
6.3.2.4. Isótopos de C e O.....	57
6.3.2.5. Isótopos de Sr.....	59
6.3.2.6. Incursão positiva do $\delta^{13}\text{C}$: discordância?.....	60
6.3.2.7. Correlações Inter e Intrabacinais.....	63
6.3.2.8. Marinoano x Sturtiano.....	64
6.4. Proveniência Sedimentar.....	65
6.4.1. Resultados.....	65
6.4.2. Discussão.....	69
7. CONCLUSÕES.....	73
8. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....	75
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	76
10. ANEXOS – TABELAS.....	83

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localização e vias de acesso à região de Arcos (MG).....	02
Figura 2. Perfil esquemático da mina exibindo o caráter complementar dos furos de sondagem.....	03
Figura 3. Coluna estratigráfica esquemática exibindo a localização das amostras selecionadas para realização das análises.....	06
Figura 4. Curva de variação global do $\delta^{13}\text{C}$ durante o Neoproterozoico (Halverson <i>et al.</i> 2005).....	11
Figura 5. Curva global de variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ desde o Toniano (Halverson <i>et al.</i> 2007).....	12
Figura 6. Bloco diagrama mostrando a relação entre as idades TDM dos sedimentos, depositados em uma bacia sedimentar qualquer, e de suas áreas-fonte. Retirado de Figueiredo (2006).....	14
Figura 7. Contextualização geotectônica de Arcos (círculo vermelho). Modificado de Alkmim (2004).....	15
Figura 8. Mapa geológico simplificado da região de Arcos (MG). Modificado de Heineck et al. (2003).....	16
Figura 9. Desenho esquemático da evolução do Cráton do São Francisco entre c. 750 e 530Ma. Modificado de Martins-Neto <i>et al.</i> (2001).....	16
Artigo - Figura 1. Localização da mina, Arcos (MG).....	21
Artigo - Figura 2. Coluna estratigráfica esquemática da seção sedimentar analisada.....	31
Artigo - Prancha 1. (A) Diamictito da Unidade 1. (B) Fotomicrografia mostrando detalhe dos leques de cristais pseudomorfs de aragonita, que ocorrem no topo da Unidade 3. (C) Aspecto típico das porções bandadas da Unidade 6. (D) Camada intraclástica centimétrica da Unidade 7. (E) Fotomicrografia de ooesparito da Unidade 9. (F) Estromatólitos colunares da Unidade 10.....	32
Figura 10. Fotomicrografias exibindo feições típicas do granodiorito estudado. (A). Aspecto típico do granodiorito, exibindo sua mineralogia principal. (B). Detalhe de cristal de titanita leucoxenizada.....	35
Figura 11. Diagrama QAP exibindo a classificação a partir da mineralogia normativa.....	36
Figura 12. Diagrama TAS (Wilson 1989) exibindo a classificação da rocha com base na porcentagem em peso de sílica versus álcalis totais.....	37
Figura 13. Diagrama para classificação da rocha em relação à saturação em alumínio.....	37
Figura 14. Padrão de distribuição dos elementos terras raras normalizados ao condrito. Valores de normalização segundo Taylor & McLennan (1985).....	38
Figura 15. Diagrama de discriminação geotectônica, segundo Pearce (1984, 1996).....	38
Figura 16. Imagem de catodoluminescência dos zircões analisados.....	39
Figura 17. Gráfico das idades TDM em relação ao ϵ_{Nd} da amostra analisada, segundo DePaolo (1981).....	39
Figura 18. Desenho esquemático exibindo o padrão textural geral da camada de diamictito.....	41
Figura 19. Fotografia e desenho do padrão textural observado em uma amostra da porção intermediária da camada de diamictito.....	42
Figura 20. Diagrama de roseta das medidas de orientação do eixo maior dos clastos do diamictito, conforme exibido na figura anterior.....	42
Figura 21. Fotografia e desenho esquemático evidenciando o padrão textural de amostra da porção de topo do diamictito. Notar os planos irregulares que podem ser resultado de cisalhamento durante a sedimentação.....	43
Figura 22. Perfis de variação dos elementos maiores ao longo da coluna sedimentar analisada.....	46
Figura 23. Perfis quimioestratigráficos de elementos traços.....	47

Figura 24. Padrões de Elementos Terras Raras das Unidades estudadas.....	48
Figura 25. Gráfico da concentração total de ETR versus concentrações de Si, Zr e Al.....	50
Figura 26. Padrão de anomalias dos elementos terras raras das unidades puramente carbonáticas.....	51
Figura 27. Perfis quimioestratigráficos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para a sequência estudada.....	52
Figura 28. Gráfico da $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. concentração de Sr das amostras analisadas.....	53
Figura 29. Relação entre Sr/Ca e teor de Mn dos carbonatos estudados.....	55
Figura 30. Relação entre os teores de Mn e os valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos estudados.....	56
Figura 31. Comparação entre a curva de variação global do $\delta^{13}\text{C}$ proposta por Halverson et al. 2005 e o perfil isotópico obtido.....	59
Figura 32. Comparação do intervalo de valores obtidos para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (em cinza) com a curva de variação temporal global proposta por Halverson (2007).....	60
Figura 33. Comparação dos perfis isotópicos de diversas partes da bacia tendo como datum a excursão positiva dos valores de $\delta^{13}\text{C}$. Modificado de Santos et al. (2004).....	62
Figura 34. Imagens de catodoluminescência dos 34 grãos analisados por LA-ICP-MS que apresentaram concordância maior ou igual a 85%.....	66
Figura 35. Histograma exibindo a distribuição da probabilidade relativa das idades dos zircões da matriz do diamictito (Unidade 1).....	67
Figura 36. Distribuição da probabilidade relativa das idades dos zircões do diamictito, com concordância > 90% e 95%.....	67
Figura 37. Diagrama U-Pb concórdia dos zircões do diamictito da Unidade 1.....	68
Figura 38. Gráfico exibindo as idades TDM em relação ao ϵ_{Nd} das amostras analisadas.....	68
Figura 39. Diagrama da razão La/Sc versus Th/Co, utilizado para determinação da natureza da rocha fonte de folhelhos (Cullers 2002).....	69
Figura 40. Diagrama ternário La x Th x Sc para discriminação entre áreas fontes ácidas e básicas em folhelhos (Cullers 2002).....	70

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 10.1. Análise química do granodiorito do Embasamento.....	83
Tabela 10.2. Resultado da datação U-Pb (LA-ICP-MS) de três zircões do embasamento.....	84
Tabela 10.3. Resultado da análise de Sm-Nd (rocha total) em amostra do embasamento.....	84
Tabela 10.4. Resultado da análise química de elementos maiores e classificação química das rochas sedimentares.....	85
Tabela 10.5. Resultado da análise química de elementos traços e ETR das rochas sedimentares.....	86
Tabela 10.6. Resultados das análises isotópicas de C e O.....	87
Tabela 10.7. Resultado das análises isotópicas de Sr.....	88
Tabela 10.8. Resultado das análises isotópicas U-Pb (LA-ICP-MS).....	89
Tabela 10.9. Resultado da análise isotópica Sm-Nd de amostras pelíticas das Unidades 3 e 4.....	91

INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

Sequências carbonáticas sempre despertaram o interesse dos pesquisadores por serem excelentes marcadores das condições climáticas vigentes à época de sua deposição. Tratando-se de carbonatos neoproterozoicos este interesse é ainda mais acentuado, pois os mesmos podem conter o registro das drásticas mudanças climáticas experimentadas por todo o planeta neste período.

No Brasil, registros neoproterozoicos são amplamente distribuídos, tanto nas regiões cratônicas quanto nas faixas dobradas desenvolvidas durante o Ciclo Brasileiro. Uma das mais estudadas unidades neoproterozoicas brasileiras é o Grupo Bambuí, espessa sucessão sedimentar que recobre grande parte do Cráton do São Francisco e suas faixas marginais.

Com foco na porção basal do Grupo Bambuí, o trabalho aqui apresentado versará sobre alguns dos temas mais debatidos atualmente: Em primeiro lugar, seria esta sequência registro das severas mudanças climáticas ocorridas a nível mundial durante o Neoproterozóico? Na porção leste da bacia uma expressiva quantidade de dados aponta neste sentido (e.g. Vieira *et al.* 2007), e o mesmo ocorre em algumas localidades do norte de Minas Gerais e na Bahia. Em segundo lugar, controvérsias ainda existem a respeito da idade e contexto geotectônico da “Bacia Bambuí”. Os dados mais recentes consideram para a bacia uma gênese em contexto *foreland* (e.g. Martins Neto 2009), relacionada à edificação da Faixa Brasília. Sendo assim, dada a proximidade da região estudada com esta Faixa, poderiam as rochas da porção basal da unidade fornecer indícios a este respeito?

A porção oeste da bacia apresenta poucos trabalhos de cunho estratigráfico e quimioestratigráfico, e, em decorrência disto, problemas de compatibilização estratigráfica regional ainda existem, bem como restam dúvidas a respeito da gênese das sucessões carbonáticas ali presentes.

A região de Arcos é a mais importante área de ocorrência dos carbonatos basais do Grupo Bambuí na porção oeste da bacia. Através de furos de sondagem se teve acesso a toda a sucessão sedimentar ali representada e ao embasamento cristalino. A análise destas rochas é de suma importância para o entendimento da bacia como um todo, apresentando potencial para contribuir com o avanço do entendimento científico sobre a paleoclimatologia e geotectônica do Neoproterozoico no Brasil.

1.2. Localização

As rochas estudadas ocorrem na região de Arcos, sudoeste de Minas Gerais. O acesso à região, a partir de Belo Horizonte, se dá pelas rodovias BR-381, MG-050 e BR-354 (Fig. 1).

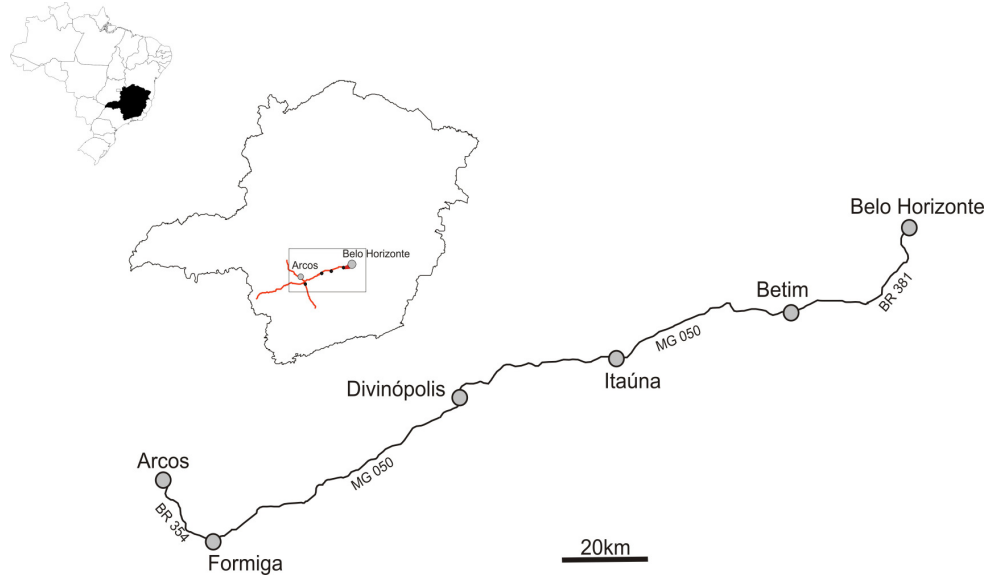


Figura 1. Localização e vias de acesso à região de Arcos (MG)

1.3. Objetivos

Através de análises geoquímicas e isotópicas de C, O e Sr em rochas carbonáticas, datações U-Pb em zircões detríticos e análises de Sm-Nd nas rochas terrígenas da base do Grupo Bambuí na região de Arcos visou-se alcançar os seguintes objetivos:

- Estabelecer as condições climáticas de deposição dos carbonatos, verificando o possível registro pré-, inter- ou pós-glacial;
- Identificar variações nos padrões isotópicos que auxiliem a correlação das rochas da região a nível inter e intrabaciais;
- Estabelecer as prováveis áreas-fontes das rochas estudadas, atentando para a definição do ambiente de sedimentação, da posição estratigráfica e do contexto geotectônico das mesmas.

MATERIAIS E MÉTODOS

Utilizou-se dois testemunhos de sondagem realizados por uma empresa em uma mina de calcário nos arredores de Arcos. Os dois furos, realizados com diâmetro BQ (c. 46mm), distam de aproximadamente 430 m e são complementares, permitindo o acesso a todo o pacote sedimentar e ao embasamento (Fig.2).

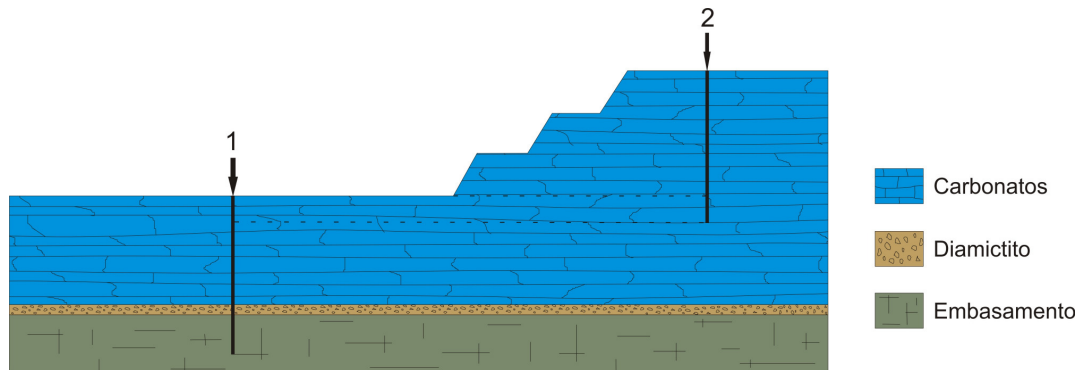


Figura 2. Perfil esquemático da mina exibindo o caráter complementar dos furos de sondagem. Fora de escala.

O trabalho foi desenvolvido em quatro etapas principais – descrição, amostragem, preparação de amostras e análises – que serão descritas sucintamente abaixo.

2.1. Descrição

Os testemunhos foram descritos em escala 1:50, perfazendo um total de 211,8 m de coluna sedimentar. Na descrição foram levadas em consideração as feições sedimentares e estruturais da rocha, buscando-se individualizar unidades de acordo com as heterogeneidades observadas. Foram realizados testes de reação com HCl (10%) e com Alizarina Red, que permitiram a delimitação preliminar de porções dolomitizadas e de porções com contribuição pelítica. Ao todo foram individualizados 159 intervalos, que permitiram a perfeita correlação entre os dois testemunhos e a montagem de uma coluna estratigráfica unificada. Os intervalos descritos foram posteriormente agrupados em 10 unidades, de acordo com suas características petrográficas.

2.2. Amostragem

Foram coletadas 186 amostras ao longo dos dois testemunhos. Na porção essencialmente carbonática foram coletadas amostras pontuais – em geral cerca de 8 centímetros de $\frac{1}{4}$ de testemunho (corte longitudinal) – a intervalos métricos. No embasamento, diamictito e porções com grande contribuição detrítica foi coletado um volume maior de amostras para a separação de zircões, em geral $\frac{1}{4}$ de testemunho (corte longitudinal) de todo o intervalo de interesse.

2.3. Preparação de amostras

Amostras foram preparadas para as análises químicas e isotópicas nos Laboratórios de Preparação do Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa/UFMG e do Centro de Pesquisas Geocronológicas/USP.

Para as análises litoquímicas e Sm-Nd amostras foram pulverizadas em moinho de anéis com panela de tungstênio, e posteriormente armazenadas em potes plásticos específicos para este fim.

Para a separação de zircões, foram seguidos os seguintes passos: britagem, moagem em moinho de disco, peneiramento e separação das frações 100-250 mesh, mesa de Wiffley, ímã de mão, Franz 0,4A e 10°, bromofórmio, iodeto de metileno, Franz 1A e 10°, ataque com ácido nítrico, retirada de impurezas com pinça à lupa binocular.

2.4. Análises

Das 186 amostras coletadas 55 foram selecionadas para fins analíticos. Na porção basal do furo foram utilizadas todas as amostras, mantendo-se os intervalos de um metro e no restante foi selecionada uma amostra a cada 5 metros (Fig. 3).

2.4.1. Petrografia Macro e Microscópica

Lâminas delgadas das 55 amostras selecionadas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa/UFMG. Os tabletes gerados na confecção das mesmas foram guardados para utilização posterior. As lâminas foram descritas detalhadamente, permitindo a caracterização das diferentes fácies sedimentares e a análise qualitativa de parâmetros passíveis de alterarem o sistema isotópico, como grau de alteração, microfraturamento, porosidade secundária e presença de minerais detríticos.

Os tabletes relativos a cada lâmina foram lixados e polidos com politriz manual *Bosch Angular* e posteriormente descritos com o auxílio de lupa binocular. Através das análises macro e microscópicas foi selecionado e marcado em cada amostra o melhor local para pulverização por *microdrilling* e posterior análise isotópica.

2.4.2. Análises Químicas

2.4.2.1. Litoquímica

Foram realizadas determinações de elementos maiores, traços e terras raras em 11 amostras selecionadas, sendo uma do embasamento, uma representativa de cada unidade carbonática e uma de um folhelho negro da Unidade 3. As análises foram realizadas no Laboratório Acme (Canadá) via Goiânia (GO), onde a abundância total dos óxidos de elementos maiores e de vários elementos traços é determinada a partir da fusão de 0,2g de amostra com metaborato/tetraborato de lítio, digestão com ácido nítrico diluído e análise por ICP-OES. A perda ao fogo é dada pela diferença de peso após fusão a 1000°C. Metais preciosos e metais base foram determinados após digestão de 0,5g de amostra com Água Regia e posterior análise em ICP-MS.

Análises adicionais de elementos maiores foram realizadas em 20 outras amostras no Laboratório SGS-GEOSOL, em Vespasiano (MG). As abundâncias dos óxidos de elementos maiores foram obtidas por Fluorescência de raios X após fusão da amostra com tetraborato de lítio.

2.4.2.2. Análises isotópicas de C e O

As análises isotópicas de C e O foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), do Instituto de Geociências (IGc) da USP. As amostras foram pulverizadas através de *microdrilling* utilizando furadeira de bancada com broca \varnothing 0,8mm, garantindo a alta precisão da operação.

O procedimento de análise foi realizado em sistema *on-line*, onde cerca de 100 μ g da amostra pulverizada foram colocados em ampolas seladas e posteriormente dispostas na bandeja do *Gas Bench II*, uma bandeja robótica de preparação de fluxo contínuo com sistema de injeção automatizado. A bandeja é acoplada diretamente ao espectrômetro de massas Delta^{PLUS} Advantage, onde são determinadas as razões $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Os valores $\delta^{13}\text{C}$ são apresentados em per mil (‰) com base no padrão *Vienna Pee Dee Belemnite* (V-PDB; $\delta^{13}\text{C} = [(C^{13}/C^{12})_{\text{amostra}} - C^{13}/C^{12}_{\text{padrão}}] / C^{13}/C^{12}_{\text{padrão}} \times 10^3$). A precisão das análises é de cerca de 0,05‰ para C e de 0,07‰ para O.

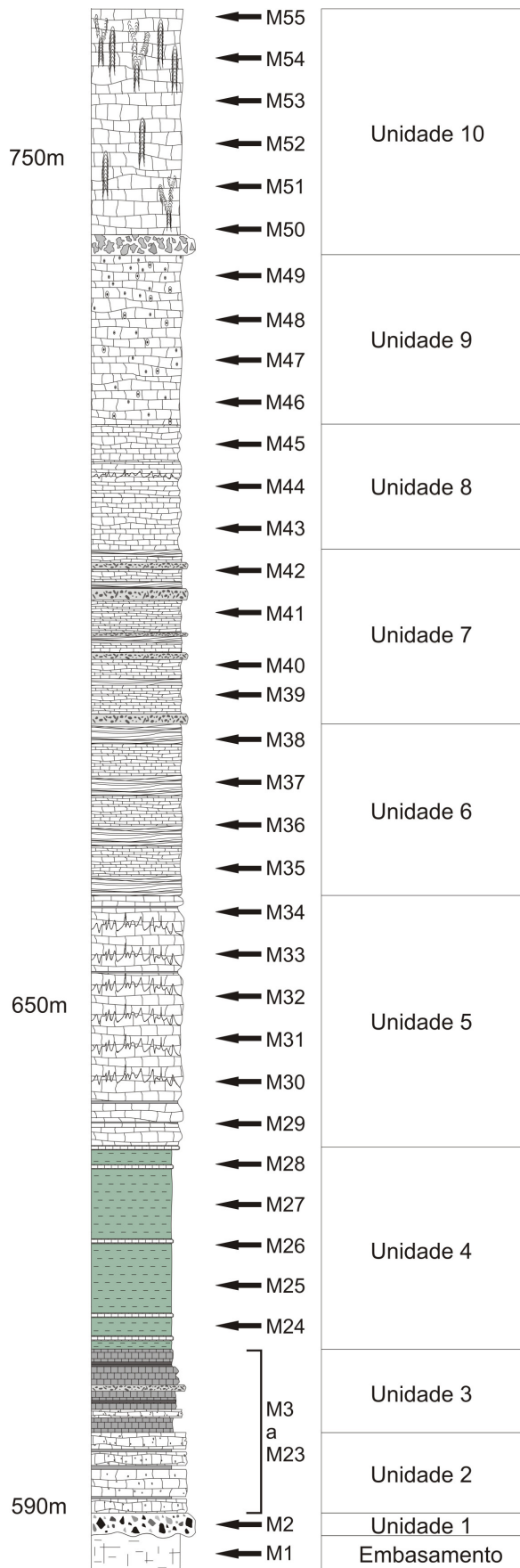


Figura 3. Coluna estratigráfica esquemática exibindo a localização das amostras selecionadas para realização das análises. As unidades delimitadas são descritas no Capítulo 4

2.4.2.3. Análises Isotópicas de Sr

Foram selecionadas 25 amostras puramente carbonáticas para análise isotópica de Sr. As amostras foram previamente analisadas no laboratório de Fluorescência de Raios X do Departamento de Mineralogia e Geotectônica da USP para a determinação dos teores de Rb e Sr. Tendo em vista os resultados, 10 amostras foram selecionadas para análise isotópica por possuírem baixas razões Rb/Sr, em geral inferiores a 0,005 (Derry *et al.* 1989), de modo a garantir que as razões Sr/Sr não tenham sofrido alteração pelo decaimento de Rb.

As análises isotópicas de Sr foram realizadas no laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas/USP. Para tanto, reagiu-se 100 mg de carbonato pulverizado com 2 ml de HCl 0,1 N por 1 hora. Retirado o sobrenadante, a amostra foi centrifugada e lavada três vezes com água Milli-Q, obtendo-se o primeiro lixiviado, que foi desprezado. A amostra foi seca e a esta foram adicionadas 2 ml de HCl 1 N. Após a reação por 30 minutos, a amostra foi centrifugada e lavada três vezes, obtendo-se o segundo lixiviado. O Sr deste lixiviado foi purificado pela técnica de cromatografia de troca iônica.

A composição isotópica foi determinada no espectrômetro de massa Finnigan MAT 262. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas no padrão NBS 987 neste equipamento apresentam um valor médio de 0,710240, com precisão de $\pm 0,00008$.

2.4.2.4. Análises Isotópicas Sm-Nd

As análises isotópicas de Sm e Nd foram realizadas no laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas/USP. Foram analisadas 3 amostras, sendo uma de granodiorito do embasamento, uma de folhelho negro da Unidade 3 e uma de argilito da Unidade 4.

Cerca de 50 mg de amostra pulverizada foram dissolvidos em uma mistura ácida 3:1 de HF/HNO₃, concentrados, com adição de *spike* (concentração $^{150}\text{Nd} = 0,510999 \text{ mg/g}$ e $^{149}\text{Sm} = 0,740918 \text{ mg/g}$). Após secar, à amostra foram novamente adicionados 5 ml de HCl (6 N) e evaporados. A amostra foi então diluída em 2 ml de HNO₃ (1 N) e os elementos foram separados em duas etapas. Primeiro, foram coletados os elementos terras raras em coluna de resina RE Spec, com HNO₃ 0,05 N. O material coletado foi seco e diluído novamente com 0,2 ml de HCl 0,26 N. Na segunda etapa, os elementos Nd e Sm foram coletados em coluna de resina LN Spec, com HCl 0,26 N (cerca de 3 ml desprezados e 5 ml coletados) e 0,55 N (cerca de 2 ml desprezados e 3 ml

coletados), respectivamente. As razões isotópicas de Sm e Nd foram medidas em espectrômetro de massa multicoletor Finnigan. As idades T_{DM} foram calculadas com base no modelo de DePaolo (1981). O branco analítico é de ca. 70 pg para Nd e de ca. 20 pg para Sm. O valor médio para a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do padrão JNdi é $0,512098 \pm 0.000013$.

2.4.2.5. Análises Isotópicas de U-Pb

As análises geocronológicas U-Pb dos grãos de zircão foram efetuadas no CPGeo/USP, utilizando-se a técnica LA-MC-ICP-MS (Laser Ablation Multi Collector – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry).

Na análise dos cristais de zircão, previamente montados em resina epoxi, foi utilizado um equipamento de laser excimer acoplado a um espectrômetro de massa. No processo de ablação, foi utilizado um feixe de laser $29\mu\text{m}$ de diâmetro, com frequência de pulso entre 5 e 100 Hz e energia aplicada variável entre 0 a 20 mJ. As partículas removidas do zircão foram transportadas por gás He até a tocha, sendo ali ionizadas.

O espectrômetro utilizado foi um NEPTUNE (Thermo Scientific), que conta com analisador de Energia (ESA) e analisador de massa de setor magnético. O sistema de detecção está equipado com 9 coletores tipo Faraday, 6 contadores de ions (MIC) e 1 multiplicador de elétrons (SEM). As operações de rotina foram realizadas sob as seguintes condições:

- Energia da Rádio frequência (RF) = 1200 Watts,
- Gás de resfriamento: 15 L/min,
- Gás auxiliar = 0.70 L/min,
- Fluxo de gás na amostra = 0.75 L/min.
- Configuração dos detectores:

$^{202}\text{Hg} = \text{IC}_3$, $^{204}\text{Hg} + ^{204}\text{Pb} = \text{IC}_4$, $^{206}\text{Pb} = \text{L}_4$, $^{207}\text{Pb} = \text{IC}_6$, $^{208}\text{Pb} = \text{L}_3$, $^{232}\text{Th} = \text{H}_2$, $^{238}\text{U} = \text{H}_4$, onde:

As idades foram calculadas em função do padrão internacional GJ, que possui concentração de U de 212 - 422 ppm e de Pb radiogênico entre 19 e 37 ppm, além de teores muito baixos de Pb comum. A razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ média é da ordem de 0.017, com baixa intensidade de ^{232}Th entre 1.7 a 6mV (Faraday cup) e alta de ^{238}U (150 mV). As idades aceitas para GJ são $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 599.8 \pm 2.4 \text{ Ma}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 601.6 \pm 1.9 \text{ Ma}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 608,5 \pm 0.5 \text{ Ma}$ (Elholou et al. 2006).

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Para alcançar os objetivos propostos utilizou-se a quimioestratigrafia e o estudo de proveniência sedimentar como ferramentas de investigação. Neste tópico serão apresentadas as bases teóricas de tais métodos.

3.1. Quimioestratigrafia

A quimioestratigrafia consiste no estudo das variações químicas que ocorrem ao longo de uma coluna sedimentar. Quando utilizada com um controle litoestratigráfico rigoroso, ela se transforma em uma poderosa ferramenta de investigação, que auxilia a realização de correlações intra e inter-baciais.

Dentre os resultados obtidos com a técnica, destacam-se aqueles que oferecem parâmetros a respeito das condições ambientais à época de sedimentação, obtidos principalmente através da quimioestratigrafia isotópica de C, O e Sr. No caso dos carbonatos proterozoicos, estes estudos adquirem especial importância devido à escassez de fósseis em sequências deste Éon e ao insucesso dos estromatólitos como recurso bioestratigráfico.

Com a crescente produção de dados geocronológicos, diversos autores têm tentado estabelecer curvas de variação isotópica temporal que auxiliem na determinação de idades relativas para as sequências sedimentares antigas (Knoll & Walter 1992, Kaufman & Knoll 1995, Veizer *et al.* 1999, Jacobsen & Kaufman 1999, Walter *et al.* 2000, Melezhik *et al.* 2001, Halverson *et al.* 2005, Halverson *et al.* 2007)

3.1.1. Isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio

No estudo isotópico de C e O são utilizadas as razões entre os isótopos estáveis $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ comparadas com um padrão. O padrão mais usado é o PDB (Pee Dee Belemnite), que corresponde à razão isotópica de uma concha de *Belemnite* de idade cretácea da Formação Pee Dee (Carolina do Sul, Estados Unidos). Assim, tem-se que:

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}(\text{amostra})}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}(\text{padrão})} - 1 \right) 10^3 \quad \text{e} \quad \delta^{18}\text{O} = \left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}(\text{amostra})}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}(\text{padrão})} - 1 \right) 10^3$$

onde os valores finais são dados em *per mil* (‰).

Os isótopos de C e O possuem os mesmos reservatórios: um interno, constituído pelas rochas e pelo manto, e um externo, formado pela hidrosfera, atmosfera, biosfera e

sedimentos inconsolidados (Schidlowski *et al.* 1983). Apesar disto, diferentes processos controlam o seu fracionamento, acarretando em interpretações distintas para eventuais incursões isotópicas.

O principal mecanismo responsável pelo fracionamento isotópico do carbono é a produção de matéria orgânica, que ocorre principalmente através da fotossíntese. Neste processo é utilizado preferencialmente o ^{12}C , o que causa um enriquecimento relativo do meio (e.g. água do mar) em ^{13}C e, portanto, uma elevação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Schidlowski *et al.* 1983). Assim, num ambiente marinho com intensa atividade biológica, os valores $\delta^{13}\text{C}$ são bastante positivos na água do mar, o que fica registrado nos carbonatos precipitados a partir dela. Contudo, a atividade biológica é muito baixa ou inexistente, o meio aquático apresentará valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos, bem como os carbonatos ali precipitados.

Outros fatores que poderiam causar variações na razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ são o soterramento de matéria orgânica, a oxigenação e o padrão de circulação oceânica (Karthur 1993) e a existência de ambientes mais restritos (Thunell *et al.* 1983).

Em estudos realizados em ambientes marinhos recentes constatou-se que a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ pode também apresentar variações decorrentes da profundidade, uma vez que a fotossíntese se restringe à zona fótica (Broecker & Peng 1982). Em carbonatos neoproterozoicos, pesquisas recentes apontam para uma coluna d'água estratificada, com variações decorrentes principalmente do estado de oxi-redução da matéria orgânica (Ader *et al.* 2009).

Curvas globais de variação temporal do $\delta^{13}\text{C}$ foram propostas por diversos autores (e.g. Jacobsen & Kaufman 1999, Kaufmann & Knoll 1995). Compilando um grande volume de dados, Halverson *et al.* (2005) propõem a curva exibida na Figura 4.

Dentre os mecanismos responsáveis pelo fracionamento isotópico do oxigênio destaca-se a evaporação da água. Durante o processo, o vapor é enriquecido em ^{16}O , causando um enriquecimento relativo em ^{18}O na água do mar remanescente, e elevando assim seu $\delta^{18}\text{O}$, bem como dos carbonatos eventualmente depositados neste intervalo. Assim, alterações nos fatores naturais relacionados à evaporação (temperatura, insolação, salinidade, restrição do corpo d'água, glaciações etc.) poderiam causar variações nas razões $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ da água do mar e, conseqüentemente, dos depósitos carbonáticos gerados (Corfield 1994, Allan & Matthews 1982, Thunell *et al.* 1987).

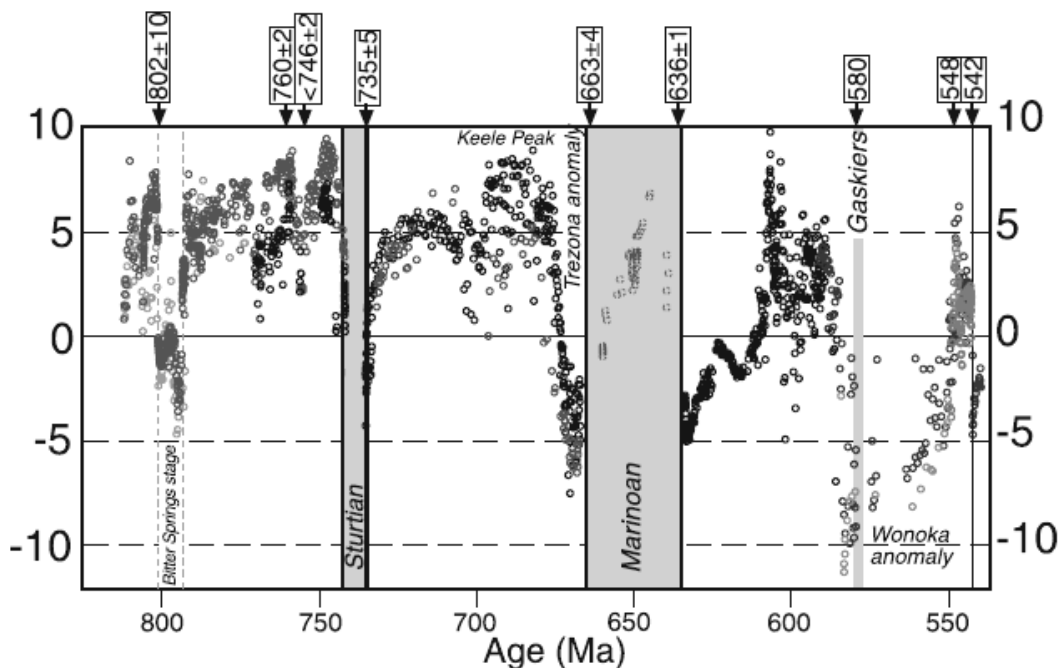


Figura 4. Curva de variação global do $\delta^{13}\text{C}$ durante o Neoproterozoico, segundo Halverson *et al.* (2005).
Idades plotadas acima em Ma.

Outros fatores que influenciam a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ são a temperatura da água no momento da cristalização do carbonato, o processo de degelo (Mallinson & Compton 1997), processos diagenéticos intensos (Tucker 1986, Brasier *et al.* 1992, Kaufman & Knoll 1995) e demais processos pós deposicionais, especialmente os relacionados a água meteórica.

Curvas global de variação do $\delta^{18}\text{O}$ foram propostas por alguns autores (e.g. Jacobsen & Kaufman 1999), porém sem muito sucesso devido à grande dispersão dos dados.

3.1.2. Isótopos de Estrôncio

No estudo isotópico do Sr se utiliza o ^{87}Sr – isótopo radiogênico proveniente do decaimento (β) do ^{87}Rb – através da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Durante o intemperismo, o Sr contido nas rochas é liberado para o ciclo hidrológico com sua respectiva composição isotópica (Faure, 1986). No mar, estas razões tendem a se homogeneizar, tendo em vista a diferença entre o tempo de residência deste elemento no mar (c. 3-5Ma) e o tempo de homogeneização inter-oceânica (c. 1000 anos, Halverson *et al.* 2007). Assim, a razão isotópica da água do mar em um dado momento fica registrada nos carbonatos ali depositados.

Vários mecanismos geológicos podem influenciar a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, a exemplo da atividade hidrotermal nas cadeias meso-oceânicas (Jones *et al.* 1994) e da diagênese (Baker *et al.* 1982). No entanto, a relação direta desta razão com o Rb, elemento essencialmente litófilo, faz com que a taxa de intemperismo/erosão assumam especial importância nesse aspecto. Assim, todos os fatores naturais que, direta ou indiretamente, controlam o ciclo sedimentar podem influenciar de maneira significativa a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Dentre os principais, destacam-se as mudanças climáticas (especialmente as glaciações), processos orogênicos e grandes variações no nível do mar (Banner 2004).

Outros fatores, como o impacto de meteoros (Martin & McDougall 1991) e mudanças no padrão de circulação dos oceanos também poderiam influenciar a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Curvas globais de variação temporal também foram propostas por diferentes autores, a princípio para o Fanerozóico (Burke *et al.* 1982) e posteriormente para todo Paleozóico e final do Proterozóico (e.g. Melezhik *et al.* 2001, Halverson *et al.* 2007 – Fig. 5).

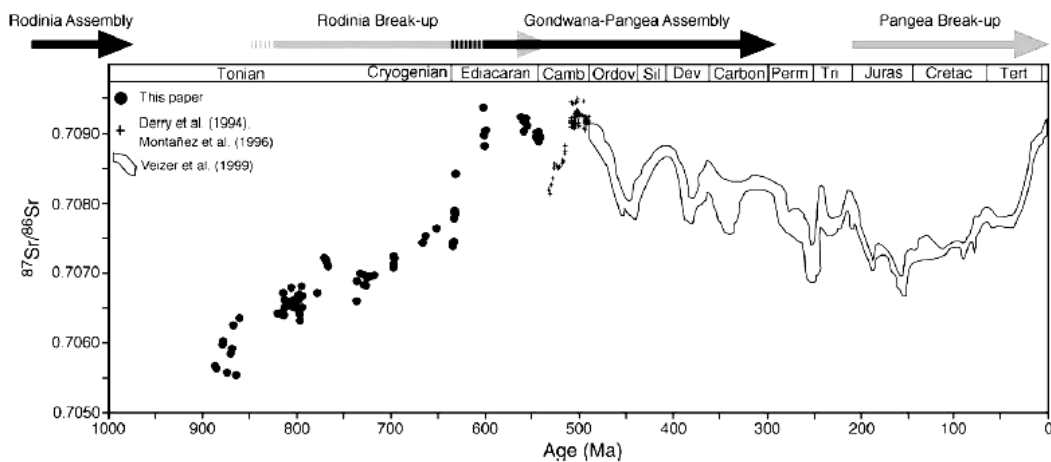


Figura 5. Curva global de variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ desde o Toniano, segundo Halverson *et al.* (2007).

3.1.3. Litoquímica

Na análise quimioestratigráfica de uma coluna sedimentar a litoquímica de elementos maiores, traços e terras raras tem papel fundamental. A análise de elementos maiores nos permite caracterizar (e por vezes identificar) as principais fases minerais presentes, além de fornecer informações a respeito de eventuais processos secundários sofridos pela rocha, sejam eles diagenéticos, intempéricos ou hidrotermais.

Os elementos terras raras são utilizados em estudos de proveniência e, alguns deles, como *proxie* da composição da água no momento de deposição do sedimento. Recentemente a distribuição de elementos traços e terras raras em carbonatos tem sido usada como indicador paleoambiental (Frimmel 2009).

3.2. Proveniência Sedimentar

3.2.1. Idades modelo Sm/Nd (T_{DM})

Sm e Nd são Elementos Terras Raras Leves, incompatíveis, que possuem comportamento geoquímico muito semelhante. O Sm possui sete isótopos naturais, sendo três deles radioativos, e destes, apenas o ^{147}Sm possui um tempo de meia vida suficiente para que seu decaimento (α) em ^{143}Nd seja mensurável.

As idades T_{DM} baseiam-se no modelo de manto empobrecido (DM, *depleted mantle*) proposto por DePaolo (1981). De acordo com este modelo, o manto seria continuamente empobrecido em Nd relativamente ao Sm, acarretando em aumento da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com o tempo. Assim, com as razões $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atuais de uma amostra, poder-se-ia calcular a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial e o ϵNd para uma determinada idade, de acordo com as equações abaixo:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{inicial}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - (^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd})_{\text{amostra}} \times (e^{-\lambda t})$$

onde λ é a constante de desintegração do ^{147}Sm ($6,54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$) e t é a idade calculada.

$$\epsilon\text{Nd} (t) = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}}(t) / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}(t) - 1] \times 10000$$

Ao contrário de outros pares de isótopos, Sm e Nd não sofrem fracionamento por processos crustais, em especial por aqueles do ciclo erosão-sedimentação (Silva 2006, McLennan 1989). Este fator, aliado à sua baixa solubilidade em água, garante que o T_{DM} de um sedimento seja semelhante ao de sua fonte, o tornando uma excelente ferramenta para o estudo de proveniência sedimentar. Deve-se ressaltar, no entanto, que bacias sedimentares podem possuir mais de uma área fonte com idades diferentes. Neste caso, o sedimento apresentaria razões isotópicas intermediárias, e, conseqüentemente, idades modelo representativas da mistura de fontes (Fig. 6), o que não inviabiliza sua utilização como idade máxima de sedimentação.

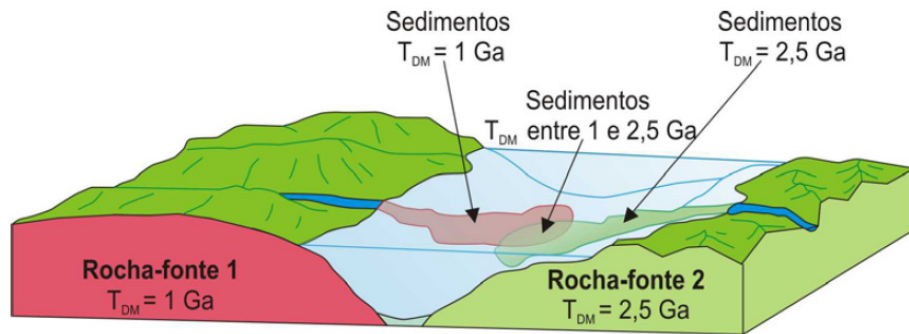


Figura 6. Bloco diagrama mostrando a relação entre as idades TDM dos sedimentos, depositados em uma bacia sedimentar qualquer, e de suas áreas-fonte. Retirado de Figueiredo (2006).

3.2.2. Datação de zircões detríticos

Os minerais detríticos, particularmente os pesados, são usados como elementos chave em estudos de proveniência sedimentar, através de feições características como inclusões, cor, forma e composição isotópica.

O zircão é um mineral de elevada resistência aos processos físicos e químicos naturais, sendo freqüente entre os minerais detríticos na maior parte dos depósitos sedimentares. O zircão resiste também a transformações de alta temperatura, como as metamórficas (Faure 1986, Barros *et al.* 2005), e pode manter-se inalterado se submetido a atividade hidrotermal. Este fato, associado à baixa velocidade de difusão intracristalina dos íons em sua estrutura cristalina (Cherniak *et al.* 1997) favorece a preservação de sua composição química e isotópica durante a maior parte dos processos geológicos, tornando-o uma excelente ferramenta no estudo de proveniência sedimentar.

Por suas propriedades e composição, o principal método utilizado na datação de zircões é o U-Pb. Com o advento das técnicas de datação de alta resolução, responsáveis por uma drástica diminuição tempo de análise, a datação de zircões detríticos tornou-se uma ferramenta de investigação mais acessível. Entre as principais técnicas utilizadas destacam-se o LA-MC-ICP-MS (Laser Ablation Multi Collector – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry) e o SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe).

É importante ressaltar que as idades obtidas com a datação de zircões detríticos representam somente a idade da fonte. Como tal, podem ser utilizadas como idade máxima de deposição dos sedimentos, o que não implica em proximidade entre a idade obtida (da fonte) e a idade real de deposição.

ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1. Contexto Geotectônico

O município de Arcos insere-se na porção sudoeste do Cráton do São Francisco, próximo ao seu limite com a Faixa Brasília (Fig. 7). A região é caracterizada pelo contato entre rochas arqueanas e paleoproterozoicas do embasamento e as rochas da Bacia do São Francisco, ali representada pelos pelitos e carbonatos do Grupo Bambuí (Fig. 8). A classificação geotectônica da Bacia do São Francisco ainda é controversa, mas dados recentes indicam que ao menos em parte ela representa uma bacia *foreland* (Martins-Neto *et al.* 2001, Martins-Neto 2009, Coelho *et al.* 2008).

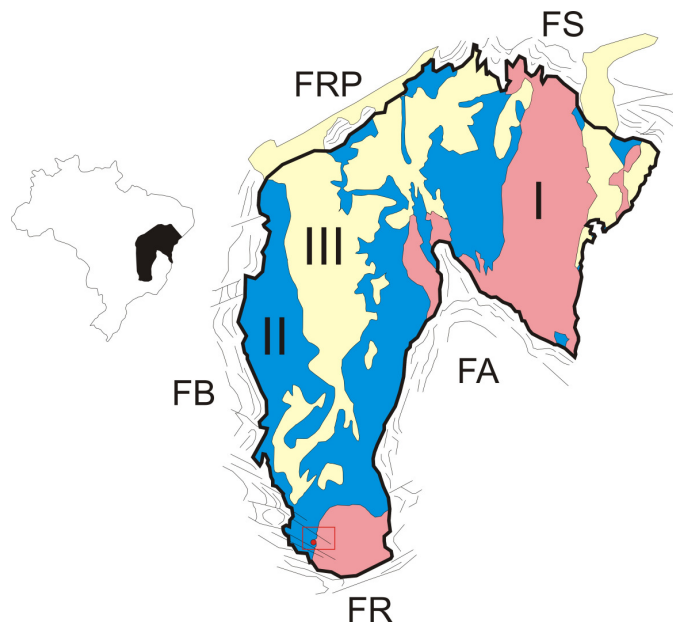


Figura 7. Contextualização geotectônica de Arcos (círculo vermelho). I - Embasamento (>1.8 Ga); II - Grupo Bambuí; III - Cobertura Fanerozoica; FA - Faixa Araçuaí; FR - Faixa Ribeira; FB Faixa Brasília; FRP - Faixas Rio Preto e Riacho do Pontal; FS - Faixa Sergipana. O retângulo vermelho representa a área mostrada na Figura 8. Modificado de Alkmim (2004).

Neste contexto, o início da deposição do Grupo Bambuí estaria relacionado à edificação da Faixa Brasília, a oeste (c. 750 – 630 Ma), cujos esforços também causariam deformação contemporânea à sedimentação. Posteriormente, a bacia passaria a ser influenciada pela edificação da Faixa Araçuaí, a leste (c. 530 Ma), e também pelas faixas marginais da margem norte do cráton (Fig. 9).

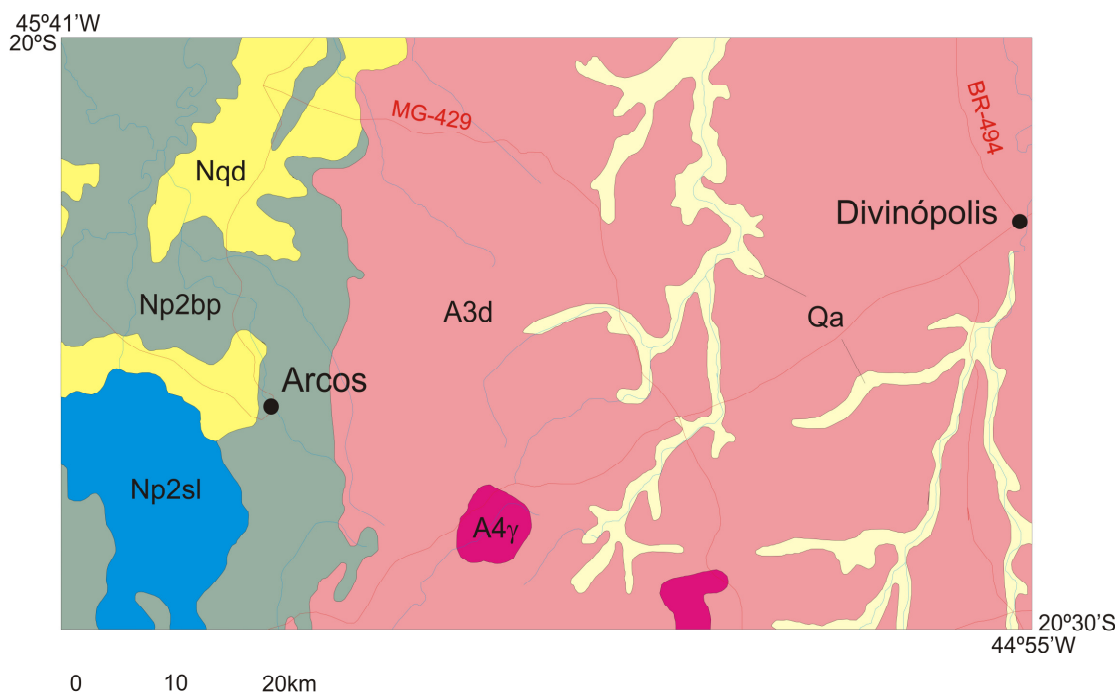


Figura 8. Mapa geológico simplificado da região de Arcos (MG). A3d – Complexo Divinópolis; A4 γ – Granitóides sin- a tarditectônicos; Np2sl – Formação Sete Lagoas; Np2bp – Subgrupo Paraopeba Indiviso; Nqd – Cobertura detrito-laterítica; Qa – Depósitos aluvionares. Modificado de Heineck et al. (2003).

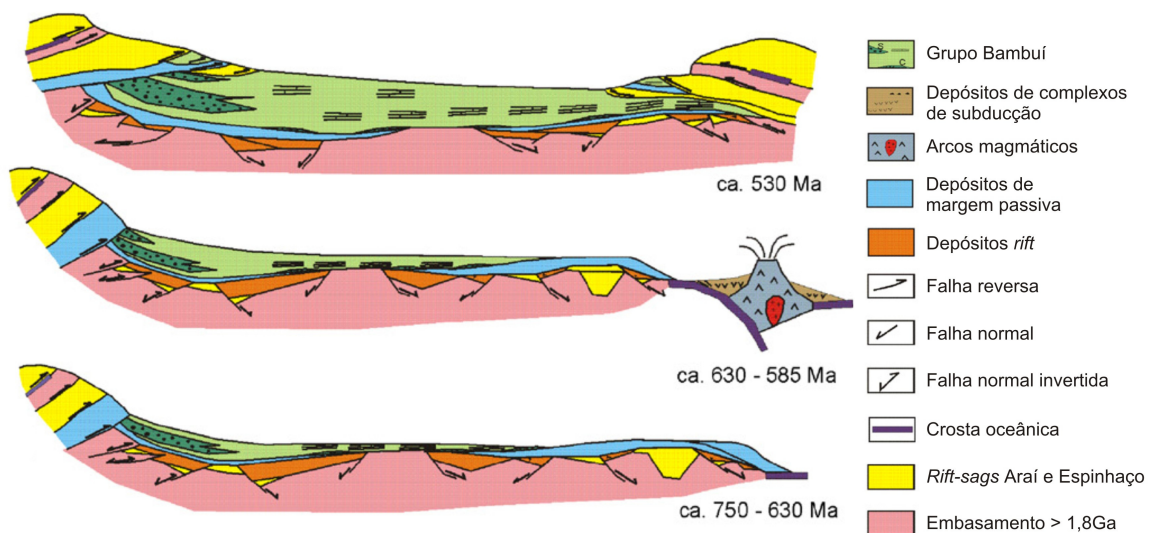


Figura 9. Desenho esquemático da evolução do Cráton do São Francisco entre c. 750 e 530Ma.

Modificado de Martins-Neto *et al.* (2001).

4.2. Embasamento

O embasamento da porção sul do Cráton do São Francisco consiste em um bloco arqueano circundado por um cinturão orogênico Paleoproterozoico (Noce *et al.* 2000). Na região de Arcos, o embasamento é representado pelos complexos TTG Divinópolis e Campo Belo, que consistem principalmente em ortognaisses, granitóides, anfíbolitos e raras meta-ultramáficas, localmente intrudidas por gabronoritos, granitóides, gabros e pegmatitos (Fernandes & Carneiro 2000, Oliveira & Carneiro 2001, Ribeiro *et al.* 2008).

4.3. Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí representa um espesso conjunto de rochas pelito-carbonáticas com eventuais ruditos basais que recobre grande parte do Cráton do São Francisco e de suas faixas marginais, ocorrendo nos estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás. A divisão litoestratigráfica vigente, definida na porção centro-leste da bacia, baseia-se, com poucas modificações, nos trabalhos pioneiros de Costa & Branco (1961) e Dardenne (1978). Da base para o topo tem-se as formações Carrancas, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias.

A Formação Carrancas (Costa & Branco 1961) aflora descontinuamente na porção sul da bacia, e compõe-se essencialmente de diamictito polimítico com clastos arredondados a angulosos de gnaisses, quartzito, calcário, rochas máficas e quartzo de veio, suportados por matriz arenosa a argilosa (Ribeiro *et al.* 2009). As Formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade, reunidas no Subgrupo Paraopeba em RADAMBRASIL (1982), constituem depósitos carbonáticos e pelíticos de origem marinha, que são sobrepostos pelos depósitos areno-arcosianos plataformais da Formação Três Marias.

A porção sudoeste da bacia apresenta um volume muito menor de trabalhos de cunho estratigráfico, e ali muito frequentemente as unidades formais são de difícil reconhecimento. Madalosso & Veronese (1978) situam as rochas da região na Formação Paraopeba (Braun 1968) e propõe sua subdivisão em fácies pelítica e fácies carbonática (esta última predominante na região de Arcos). Muzzi-Magalhães (1989) identifica na região quatro fácies, denominando-as da base para o topo de Conglomerática, Pelítica, Carbonática e Psamo-pelítica.

Regionalmente, considera-se que as rochas do Grupo Bambuí apresentam metamorfismo incipiente a ausente na porção central da bacia, com um aumento

progressivo do mesmo para as bordas da bacia, em direção às faixas de dobramento brasileiras, onde atinge condições de fácies xisto verde (Nobre-Lopes 1995, Scholl 1976).

Na porção oeste da Bacia do São Francisco, junto aos limites da Faixa Brasília, as rochas do Grupo Bambuí foram afetadas por deformação do tipo *thin skinned* associada à edificação da Faixa Brasília, a oeste, acomodando-a na forma de um amplo sistema de dobramentos e zonas de cisalhamento localizadas (Muzzi-Magalhães 1989, Coelho *et al.* 2008, Kuchenbecker & Pedrosa-Soares *no prelo*). Na região de estudo, assim como em grande parte da porção central da bacia, no entanto, a deformação apresenta-se ausente ou muito incipiente.

A idade do Grupo Bambuí ainda é alvo de intensas discussões. Uma idade isocrônica Pb-Pb de 740 ± 22 Ma foi obtida em carbonatos da Formação Sete Lagoas na porção leste da bacia (Babinski *et al.* 2007). Por outro lado, Rodrigues (2008) descreve zircões detríticos de c. 630 Ma (U-Pb) em intecalações pelíticas na mesma formação, também na porção leste da Bacia, sugerindo que a unidade é substancialmente mais jovem.

Na região em estudo datações absolutas são raras, resumindo-se a uma idade Pb-Pb de 686 ± 69 Ma obtida em carbonatos da região de Moema, considerada como idade mínima de deposição, e uma idade Pb-Pb de 520 ± 53 Ma obtida em carbonatos da região de Arcos-Pains, considerada como um evento de rehomogeneização isotópica do Pb, relacionado ao Ciclo Brasileiro (Babinski 1993).

Síntese detalhada sobre a evolução estratigráfica e estrutural das rochas do Grupo Bambuí pode ser encontrada em Pinto & Martins-Neto (2001). Para um roteiro detalhado com pontos-chave selecionados de toda a estratigrafia do Grupo Bambuí, consultar Uhlein *et al.* (2004).

GEOLOGIA LOCAL

Poucos trabalhos versam de forma específica sobre a geologia da região de Arcos. Entre as obras disponíveis destaca-se o trabalho pioneiro de Madalosso Veronese (1978), que propõe uma classificação estratigráfica para os carbonatos do Grupo Bambuí aflorantes entre Arcos e Lagoa da Prata.

Realizando um trabalho de detalhe, Nobre-Lopes (1995) analisa os carbonatos da região de Arcos sob os pontos de vista faciológico e genético, estudando os intervalos aflorantes em pedreiras.

Com o objetivo de embasar os estudos quimioestratigráficos propostos foi realizada a descrição minuciosa das rochas em questão. Com os resultados obtidos foi confeccionado um artigo (Kuchenbecker *et al.* no prelo) que encontra-se submetido na revista Geologia USP – Série Científica. Este trabalho será abaixo reproduzido.

5.1. Artigo

Estratigrafia da porção basal do Grupo Bambuí na região de Arcos (MG): uma contribuição a partir de testemunhos de sondagem

Matheus Kuchenbecker¹, Leonardo Lopes-Silva², Felipe Pimenta², Antônio Carlos Pedrosa-Soares³ & Marly Babinski⁴

1 – CPMTC/IGC/UFMG e Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, Belo Horizonte (MG), Brasil. E-mail: alemao@geol.ufmg.br

2 – Lhoist do Brasil, São José da Lapa (MG), Brasil. E-mail: leo83@gmail.com, felipegeologia@gmail.com

3 – CPMTC/IGC/UFMG, Belo Horizonte (MG), Brasil. E-mail: pedrosa@pq.cnpq.br

4 – CPGeo/IGC/USP, São Paulo (SP), Brasil. E-mail: babinski@usp.br

Resumo Apresenta-se o resultado da investigação de dois furos de sondagem realizados em uma mina na região de Arcos (MG). Foram realizados estudos de petrografia macroscópica e microscópica, que permitiram o detalhamento de uma seção de aproximadamente 175m, a qual contempla o embasamento cristalino e 10 unidades sedimentares. O embasamento é representado por granodiorito verde escuro a cinza, de granulação fina a média, inequigranular. Na base da coluna sedimentar, a Unidade 1 representa uma camada decimétrica de diamictito polimítico, sobre o qual se assentam os calcários impuros da Unidade 2. A Unidade 3 é composta por calcilito e eventuais camadas de folhelho carbonoso, apresentando gradação para a Unidade 4, composta por margas e argilito. A Unidade 5 corresponde a uma espessa seqüência de calcarenito claro, maciço e estilolítico, que passa a apresentar estratos lamelares e estruturas microbianas na Unidade 6. A Unidade 7 é semelhante à anterior, porém com diversas camadas

intraclásticos. A Unidade 8 representa um espesso intervalo com freqüentes variações granulométricas que gradam para o calcarenito oolítico da Unidade 9. Capeando a seqüência, a Unidade 10 é um espesso pacote de dolarenito estromatolítico. O arranjo estratigráfico observado permite a identificação de tendências progradacionais/retrogradacionais coerentes com o contexto regional da bacia. As características sedimentológicas presentes, principalmente na porção basal, sugerem que pelo menos parte do pacote carbonático possa representar um *cap carbonate*, apontando no sentido de uma origem glacial para o diamictito. Ainda nas unidades inferiores, os dados sugerem modificações na área fonte no início do preenchimento da bacia.

Palavras Chave: Estratigrafia, Grupo Bambuí, carbonato de capa, diamictito.

Abstract We present the first results of an investigation of two boreholes made in a quarry in Arcos (MG) region. Macroscopic and microscopic petrographic studies were performed and allowed the detail of a section of about 175m, which includes the basement and 10 sedimentary units. The basement is represented by dark green to gray granodiorite, fine-medium grained. At the base of the sedimentary sequence, Unit 1 represents a decimetric layer of polymictic diamictite, over which stands the impure limestones of Unit 2. Unit 3 is carbonatic, with calcilitite and some levels of carbonaceous shale. It progressively changes to Unit 4, composed of marl and mudstone. Unit 5 corresponds to a thick sequence of massive calcarenites that begins to show lamellar levels and microbial lamination in Unit 6. Unit 7 is similar to the previous, but with some intraclastic levels. Lamellar levels decrease sharply, giving rise to a thick interval with frequent granulometric variations in Unit 8, which grades to the oolitic calcarenite of Unit 9. At the top of the sequence, Unit 10 is an extensive layer of stromatolitic dolarenite. This stratigraphic arrangement allows the identification of progradational/retrogradational trends. The sedimentological features, especially those presented at the basal portion, suggest that at least part of the carbonatic sequence could represent a cap carbonate, pointing to a glacial origin for the diamictite. Also for the basal units, the data suggest changes in the source area at the beginning of the filling of the basin.

Keywords: Stratigraphy, Bambui Group, cap carbonates, diamictite.

INTRODUÇÃO

Notável na literatura geológica por suas extensas ocorrências carbonáticas, a região de Arcos (MG) tem sido alvo de estudo por várias décadas. Por meio de dois furos de sonda complementares realizados em uma mina (Fig. 1) foi possível acessar toda a seqüência basal do Grupo Bambuí, desde o embasamento cristalino às espessas unidades carbonáticas superiores. Os aproximadamente 175m de seção estudados foram descritos com detalhamento de 1:50, e amostrados a intervalos regulares. Foram descritas 55 lâminas delgadas, confeccionadas a partir de amostras representativas das heterogeneidades encontradas.

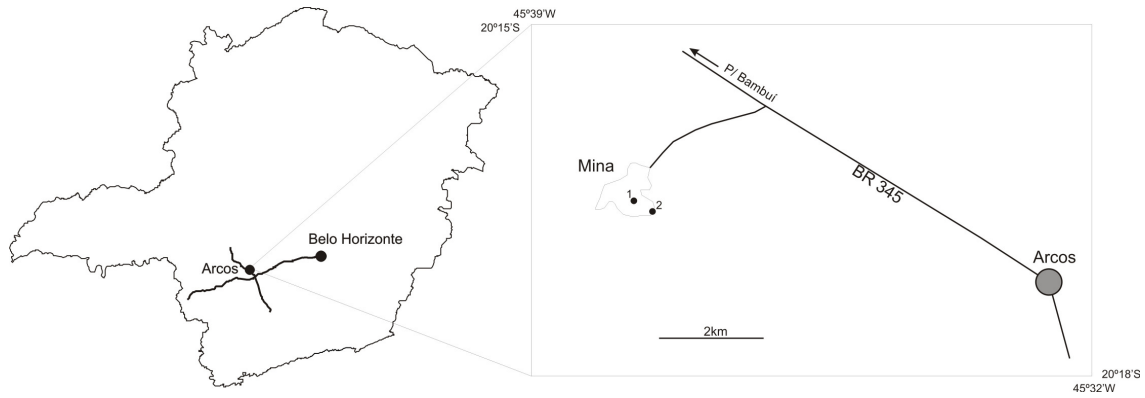


Figura 1. Localização da mina, Arcos (MG). Notar o posicionamento dos furos de sonda estudados.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Inserido no Supergrupo São Francisco (Pflug e Renger, 1973), o Grupo Bambuí (Rimann, 1917) representa um espesso conjunto de rochas pelito-carbonáticas com eventuais depósitos grossos, que representam, ao menos em parte, uma bacia do tipo *foreland* associada à edificação da Faixa Brasília durante o Neoproterozóico, na margem oeste do Cráton do São Francisco (Martins-Neto e Alkmim, 2001; Martins-Neto, Pedrosa-Soares, Lima, 2001; Martins-Neto, 2009). A divisão litoestratigráfica vigente baseia-se, com poucas modificações, nos trabalhos pioneiros de Costa e Branco (1961) e Dardenne (1978), que consideram, da base para o topo, as formações Jequitaí, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. A Formação Jequitaí é composta por diamictitos depositados sob influência glacial (Moraes e Guimarães, 1930; Couto e Bez, 1981; Karfunkel e Hoppe, 1988). As formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade, reunidas no Subgrupo Paraopeba em RADAMBRASIL (1982), constituem depósitos carbonáticos e pelíticos de origem marinha, que são sobrepostos pelos depósitos arenarcosianos platformais da Formação Três Marias. Uma idade isocrônica Pb-Pb de 740 ± 22 Ma foi obtida em carbonatos da Formação Sete Lagoas na porção leste da bacia (Babinski, Vieira, Trindade 2007). Na região de Arcos aflora apenas a seqüência basal (Subgrupo Paraopeba), com depósitos predominantemente carbonáticos que foram estudados por Madalosso e Veronese (1978) e por Nobre-Lopes (1995).

ESTRATIGRAFIA

Embasamento

É representado por granodiorito verde escuro a cinza, de granulação média, inequigranular. Localmente ocorrem porções verde claras a beges, irregulares, e porções de granulação fina. Como minerais principais tem-se quartzo, plagioclásio, microclina e biotita, com epidoto, monazita, titanita, zircão e granada ocorrendo como minerais acessórios. Verifica-se discreta orientação dos cristais micáceos, indicando fraca deformação. Os principais processos de alteração observados foram cloritização da biotita, saussuritização do plagioclásio e leucoxenização da titanita. Carbonato ocorre ora na forma de massas em meio à trama cristalina, ora na forma de vênulas calcíticas, o que pode indicar influência da pilha carbonática sobrejacente em processos meteóricos e /ou hidrotermais.

Unidade 1

Assentada sobre o embasamento em contato extremamente irregular ocorre uma camada de aproximadamente 0,5 m de diamictito com arcabouço composto por clastos de tamanho grânulo a bloco, sub-arredondados a angulosos (Prancha 1 - A). Macroscopicamente, são observados clastos de granitóide, calcário, siltito e quartzo, que encontram-se imersos em matriz esverdeada, composta por uma mistura de areia fina e argila. Os clastos de granitóide aparentemente provêm do embasamento, e assim como os clastos de siltito, são em geral maiores e mais arredondados que os demais. Observa-se um aumento na proporção de matriz em direção ao topo da camada.

Em lâmina delgada observam-se clastos de até 6 mm, em geral sub-angulosos, imersos em matriz composta por grãos de granulometria areia fina, principalmente quartzo e mica, suportados por argilominerais. Os clastos maiores que 2 mm são preferencialmente de rocha granítica, carbonato, cloritito, xisto e formação ferrífera, enquanto os menores são de quartzo e feldspato, essencialmente. O principal feldspato encontrado é a microclina, usualmente com bordas sericitizadas, mas freqüentemente ocorrem grãos de plagioclásio e, muito subordinadamente, de ortoclásio. Em geral, os clastos de granito observados apresentam em seu interior feições deformacionais, principalmente foliação e extinção ondulante e/ou subgrãos dos cristais de quartzo, fato também observado em muitos clastos de quartzo. Cristais submilimétricos de opacos ocorrem dispersos pela rocha.

Uma característica marcante é a presença constante de cristais neocrescidos de até 0,3mm de dolomita com hábito losangular na matriz, sugerindo atuação de processo pós-deposicional que também seria responsável pelo crescimento de massas carbonáticas no contato matriz/clasto, observado com frequência.

Unidade 2

Composta por calcário impuro com camadas de calcilutito, a Unidade 2 possui cerca de 9 m de espessura e recobre o diamictito da Unidade 1 por contato brusco. É caracterizada por calcário cinza claro, com profusão de fragmentos detríticos tamanho areia média a grânulo, sub-angulosos, onde intercalam-se lâminas e bandas milimétricas a centimétricas de calcilutito cinza claro. Macroscopicamente são observados grãos translúcidos, de quartzo, e grãos de cor preta, bege e verde clara, de composição indefinida, além de intraclastos carbonáticos. Ocorrem camadas centimétricas com gradação normal de calcarenito a calcilutito, e localmente lâminas de calcilutito apresentam-se curvadas, podendo representar influência biológica ou convolução. Seu contato com as porções mais grossas frequentemente se dá por meio de estilólitos. Porosidade secundária, de caráter fenestral, é comum, ocorrendo sempre preenchida por calcita espática ou, mais raramente, por sílica criptocristalina.

Em lâmina delgada observa-se, na maioria dos casos, um calcário cristalino impuro com proporções variáveis de fragmentos detríticos, que podem chegar a compor 40% da rocha. Ocorrem grãos de quartzo, mica, granito, xisto e cloritito, além de intraclastos carbonáticos, em sua maioria angulosos a subarredondados, de dimensões submilimétricas. A exemplo do que ocorre com os clastos do diamictito, os fragmentos de rocha são usualmente maiores e mais arredondados que os demais, podendo alcançar granulometria areia grossa/grânulo. É comum ocorrer substituição de quartzo por calcita no interior dos clastos, principalmente junto à borda dos mesmos, onde também muitas vezes observa-se o crescimento de franjas calcíticas. Não raramente a matriz adquire aspecto micrítico, por vezes definindo bandas centimétricas onde os clastos ocorrem mais esparsamente ou inexistem. Nestes locais observa-se, por vezes, laminação de aspecto microbiano, dada pela alternância de camadas micríticas com camadas de calcita mais grossa por vezes com cavidades fenestrais. Estilólitos são frequentes e muitas vezes concentram, por contraste de solubilidade, argilominerais e fragmentos detríticos diversos.

Unidade 3

Com 8 m de espessura, a Unidade 3 apresenta uma drástica diminuição no aporte de terrígenos, assumindo caráter francamente carbonático. O principal litotipo é um calcilito, em geral maciço, com esporádicas intercalações de calcarenito impuro e camadas intraclásticas. Em sua porção basal exhibe laminação cruzada tabular, associada a filmes argilosos. Estilólitos e estruturas incipientes de dissolução ocorrem com frequência em todo o intervalo, e no topo passam a ocorrer camadas mili a centimétricas de marga de cor verde clara. Uma característica peculiar desta unidade é a ocorrência esporádica de lâminas milimétricas a bandas decimétricas de rocha escura, argilosa, não reativa ao HCl, que pode apresentar desde contatos bruscos a contatos gradacionais com os litotipos carbonáticos. Em geral exibem fissilidade, apresentando aspecto de folhelho, em meio ao qual ocorrem sulfetos disseminados ou concentrados segundo o acamamento.

Petrograficamente, o litotipo principal corresponde a um micrito maciço ou com laminação incipiente, afetado por diferentes graus de dolomitização. Com frequência observa-se material de aspecto carbonoso preenchendo porosidade intercrystalina, principalmente nas porções mais dolomíticas, onde a trama cristalina é mais pronunciada. Este material escuro, carbonoso, é aparentemente o mesmo observado nas camadas escuras descritas, quando então compõem grande parte da rocha, juntamente com argilominerais e finos cristais de dolomita. No topo da unidade, em porção de aspecto bandado e com camadas intraclásticas, ocorrem sucessivas lâminas formadas por pseudomorfos de aragonita em cristais de até 0,2 mm de comprimento (Prancha 1 - B). Os cristais arranjam-se sempre em forma de leque, partindo radialmente de um ponto no acamamento. Associados a eles ocorrem intraclastos micríticos e agregados de calcita em geometria radial, imersos em matriz esparítica média.

Unidade 4

Representa um pacote de marga e argilito, com cerca de 25 m de espessura. A base da unidade é marcada pela ocorrência de marga verde clara, cujo conteúdo carbonático diminui progressivamente, passando a argilito verde mais escuro, maciço, que predomina francamente em sua porção média. Ocorrem constantes intercalações de calcários brancos, cinza claros a rosas, muito finos e em geral maciços, nos quais se observam raras e incipientes construções estromatolíticas, cujo crescimento foi

aparentemente inibido pelo grande aporte de argila. Na porção superior o conteúdo de carbonatos volta a aumentar, retornando a marga.

Em lâmina delgada a marga constitui uma massa homogênea de argilominerais e carbonatos, localmente apresentando sutil laminação dada pela predominância de um ou outro constituinte nas lâminas. Raramente ocorrem porções ricas em material carbonoso, também observado preenchendo porosidade intercrystalina em porções mais recristalizadas.

Unidade 5

Possui cerca de 30 m de espessura, nos quais os carbonatos voltam a predominar sobre os terrígenos. Seus primeiros metros constituem um intervalo heterogêneo, com predomínio de calcarenito fino a médio cinza claro, com camadas milimétricas a centimétricas mais escuras e mais finas, frequentemente dando à rocha aspecto bandado. Oóides ocorrem localmente, sem, no entanto, representarem depósitos expressivos. Quimicamente, trata-se de calcário magnesiano, com porções dolomitizadas e silicificadas, principalmente no topo. Característica marcante desta unidade é a presença constante de estilólitos bem desenvolvidos e *dissolution seams*, que ocorrem a intervalos centi- a decimétricos por toda a sua extensão.

Em lâmina delgada verifica-se forte recristalização, que em muitos casos oblitera a textura primária. Quando visível, a trama sedimentar compõe-se por grãos micríticos tamanho areia fina, arredondados, frequentemente ocorrendo porções micríticas com laminação microbiana. Localmente ocorrem cristais idiomórficos de dolomita em hábito losangular dispersos pela rocha. Os estilólitos bem desenvolvidos concentram sempre material argiloso/carbonoso devido ao contraste de solubilidade, podendo assim apresentar espessuras da ordem de 0,5mm.

Unidade 6

Tem espessura de 31 m, apresentando como característica marcante a alternância entre camadas decimétricas de calcarenito maciço a sutilmente laminado, e camadas centimétricas a decimétricas compostos por calcário fortemente afetado por estruturas de dissolução, que definem um bandamento diagenético.

Ao microscópio, as feições reliquias sugerem uma estruturação por grãos micríticos e pelóides cimentados por calcita espática, localmente ocorrendo porções com oóides ou intraclastos. Frequentemente, no entanto, a rocha apresenta laminação

microbiana, em geral planar a algo irregular. Ocorrem cavidades fenestrais irregulares, sempre preenchidas por calcita espática, além de raros oólitos substituídos por sílica criptocristalina, exibindo estruturação concêntrica reliquiar. Dolomita ocorre localmente, na forma de cristais idiomórficos, losangulares, dispersos pela rocha ou concentrados em estruturas incipientes de dissolução, sugerindo dolomitização relacionada à percolação de fluidos por estas zonas ou à concentração por contraste de solubilidade.

As porções bandadas adquirem este aspecto devido à grande ocorrência *dissolution seams* e estilólitos de amplitude até milimétrica, onde se concentram filmes argilosos/carbonosos, causando um enriquecimento destas porções em Al_2O_3 e SiO_2 .

Unidade 7

Intervalo com cerca de 17 m, com litotipos semelhantes aos do intervalo anterior. Apresenta como característica distintiva a ocorrência de diversas camadas intraclásticas centimétricas a decimétricas, e ocasionais porções de calcarenito médio a grosso (Fig.4). As camadas intraclásticas possuem arcabouço formado por clastos alongados, arredondados, normalmente orientados segundo o acamamento, quase sempre de composição micrítica, podendo alcançar dimensões decimétricas. Ocorrem raros oóides substituídos por sílica criptocristalina, com estruturação concêntrica reliquiar. Apenas nestas porções silicosas são observados opacos, provavelmente pirita, ocorrendo em finos cristais idiomórficos. Por vezes as porções intraclásticas sugerem gênese através do fraturamento das porções bandadas, com pouco ou nenhum transporte dos clastos.

Petrograficamente constituem intramicritos, intrapelmicritos e pelmicritos, quando então apresentam pelóides em granulometria silte, micríticos. Porções com laminação microbiana também ocorrem com frequência.

Unidade 8

Marcada pela diminuição dos filmes argilosos associados à compactação e pelo desaparecimento das porções intraclásticas, a Unidade 8, com 14 m de espessura, apresenta constantes variações granulométricas (silte a areia média) em intervalos milimétricos a centimétricos, o que confere à rocha aspecto bandado. Os níveis, especialmente os mais finos, são frequentemente limitados por estilólitos, que aqui apresentam-se muito menos expressivos que nas unidades anteriores, com filmes

argilosos incipientes a inexistentes. Concreções silicosas, por vezes resultado de substituição de oóides ou intraclastos, ocorrem associadas a porções mais ricas em estilólitos. Petrograficamente são pelmicritos, com raras porções de micrito ou intramicrito.

Unidade 9

Intervalo homogêneo, com 21 m de espessura, de calcarenito maciço fino a médio (mais grosso no topo), intraclástico, oolítico a pisolítico, especialmente nos metros superiores. Em lâmina delgada observam-se oólitos a pisólitos de envelopamento micrítico e estrutura interna concêntrica, cimentados por calcita espática. Observam-se intraclastos alongados, também micríticos, e grãos micríticos circulares que podem representar oólitos micritizados. Oólitos com núcleos recristalizados ou substituídos são comuns, assim como grãos totalmente substituídos por calcita espática em contato côncavo-convexo com oólitos micríticos, indicando substituição precoce, pré-compactação. Existem porções suportadas pelos grãos e porções com arcabouço mais aberto. Porosidade intergranular a intercrystalina é preenchida por calcita espática e, localmente, por sílica criptocristalina.

Unidade 10

Capeando a seqüência descrita, com 27 m de espessura mínima, a Unidade 10 representa um extenso intervalo dolomítico, com notável ocorrência de estromatólitó colunares. Marcando a base do intervalo há uma camada métrica de brecha dolomítica clasto-suportada, com seixos a matações de dolarenito fino, dificilmente individualizáveis, cimentados por calcita espática branca. Aparentemente trata-se de brecha de colapso, associada a dissolução pré a sin-diagenética. O intervalo continua com uma sucessão de dolarenitos finos a médios, aos quais associam-se construções estromatólíticas colunares a estromáticas. Em lâmina delgada observa-se a ocorrência de microfítólitó semelhantes aos descritos por Nobre & Coimbra (2000). Porções intraclásticas a peloidais também ocorrem associadas às bioconstruções. Vênulas calcíticas e silicosas ocorrem localmente, bem como porosidade secundária preenchida por calcita e, mais raramente, por quartzo. Nos últimos metros as bioconstruções ficam menos expressivas, e a rocha se torna menos magnésiana, apresentando elevado teor de sílica e alumina.

INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO

A porção basal da seção analisada apresenta maior diversidade litológica, refletindo possivelmente o período de instabilidade que acompanhou a instalação e o início do preenchimento da bacia Bambuí. O primeiro ponto a ser discutido é a origem do diamictito basal. A quantidade de clastos angulosos – inclusive os grãos tamanho areia da matriz – e a existência de clastos do embasamento local indicam transporte relativamente curto dos sedimentos. Associadas à matriz lamosa observada, estas características sugerem deposição através de fluxo de detritos. Considerando-se a localização da área, os diamictitos poderiam então representar uma fácies de clastos mais angulosos da Formação Samburá (Branco, 1957), depositada em ambiente de fan delta (Castro e Dardenne, 2000; Castro, 2004). De fato, depósitos diamictíticos de matriz vácuica são relatados em Ribeiro *et al.* (2008), ainda que representando uma fácies muito subordinada em meio aos depósitos conglomeráticos desta unidade.

Em outras porções da bacia, entretanto, depósitos rudáceos da base do Grupo Bambuí foram descritos e considerados por vários autores como tendo origem glacial. As interpretações baseiam-se em feições características de depósitos glaciais (e.g. pavimentos estriados, *dropstones*) e na assinatura isotópica pós-glacial dos carbonatos da Formação Sete Lagoas, associada à glaciação Sturtiana, em c.a. 740Ma (e.g. Vieira *et al.* 2007; Babinski, Vieira, Trindade, 2007). Neste contexto, é possível que o diamictito estudado tenha se depositado sob influência glacial, como fluxo de detritos associados ao derretimento de geleiras ou como carga sedimentar de fundo alojada em irregularidades do embasamento. Os leques de cristais pseudomorfos de aragonita que ocorrem no topo da Unidade 3 reforçam esta hipótese, uma vez que são tipicamente encontrados em *cap carbonates*.

As unidades 2, 3 e 4, se analisadas em conjunto, apresentam tendência retrogradacional (Fig. 2), partindo de um ambiente marinho raso, altamente energético onde teria se depositado o calcário impuro da Unidade 2. Se considerado um caráter *foreland* para a bacia Bambuí, o grande aporte de terrígenos verificado poderia ter como fonte as frentes de empurrão e *nappes* da Faixa Brasília, que então estariam se desenvolvendo a oeste. Caso contrário, uma provável fonte seriam as rochas arqueanas do Complexo Divinópolis, embasamento da bacia na região. A Unidade 3, com calcilutito e folhelho sugere a ocorrência de ambiente menos energético, em posição mais distal. A brusca diminuição no aporte de terrígenos em granulometria areia indica, neste ponto, uma significativa mudança nas condições da bacia, que passa a assumir as

características de uma plataforma francamente carbonática. Três hipóteses são aventadas para explicar este fato. A princípio, a ausência dos terrígenos poderia representar simplesmente o arrasamento erosivo da área fonte proximal, o que não parece provável devido ao contexto geotectônico da bacia. Por outro lado, alterações nas condições climáticas poderiam ter intensificado a alteração *in situ* das rochas-fonte, dificultando o transporte de fragmentos líticos como os encontrados na Unidade 1. Por último, tendo em vista a tendência deposicional, a mudança no aporte sedimentar poderia representar a migração da linha de costa rumo ao continente, inclusive com inundação de parte da área fonte.

Ainda em contexto retrogradacional, passam a ocorrer ambientes progressivamente mais distais, dando origem às margas da base da Unidade 4. O ciclo teria alcançado seu clímax com deposição das fácies argilosas que predominam no termo médio desta unidade. No topo da unidade, o gradual aumento da contribuição carbonática registra o início de tendência progradacional, que continua nas unidades 5, 6, 7, 8 e 9, correspondentes ao Intervalo 1 proposto por Nobre-Lopes (1995).

As unidades 5 e 6, marcadas pela ocorrência de laminação microbiana, representariam porções mais distais da plataforma, isentas da ação de ondas. Na Unidade 8, as diversas camadas intraclásticas sugerem ambiente mais raso, já sob ação de ondas de tempestade ou até mesmo com eventuais exposições sub-aéreas, enquanto os calcarenitos oolíticos da Unidade 9 registram ambientes proximais, com águas agitadas por ondas normais. A brecha de colapso que marca a base da Unidade 10 é interpretada como resultado de dissolução associada à exposição subaérea.

No topo da coluna, o pacote de dolomitos estromatolíticos da Unidade 10 pode indicar nova tendência retrogradacional, com instalação de ambientes plataformais rasos. Este pacote é correlacionável ao Intervalo 2 de Nobre-Lopes (1995).

As diversas variáveis que controlam o preenchimento de uma bacia sedimentar (e.g. variações eustáticas, tectônica ou variações no aporte sedimentar) podem influenciar no estabelecimento de tendências progradacionais/retogradacionais. Os dados obtidos, no entanto, não permitem a determinação segura de quais destes processos foram responsáveis pelas tendências observadas na sequência estudada. De forma especulativa, sugere-se que a tendência retrogradacional da porção basal do pacote possa representar a invasão marinha durante a fase de instalação da bacia na região. Geotectonicamente, esta fase pode refletir a flexura crustal inicial da bacia

foreland, associada à edificação da Faixa Brasília, e em um contexto pós-glacial pode ainda representar um aumento do nível do mar em função do derretimento das geleiras.

No que tange à litoestratigrafia, a correlação da sequência descrita com as unidades formais do Grupo Bambuí apresenta dificuldades. Sua posição basal sugere correlação com a Fm. Sete Lagoas, mas litologicamente observa-se maiores afinidades com a Fm. Lagoa do Jacaré.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As tendências de preenchimento observadas na coluna sedimentar analisada são coerentes com o contexto geotectônico regional, podendo relacionar-se a pulsos tectônicos da Orogênese Brasileira durante a formação da Faixa Brasília. Entretanto, dados os indícios de uma origem glacial, e tendo em vista os trabalhos realizados em outras partes da Bacia Bambuí, é possível que tais variações sejam reflexo das severas mudanças climáticas ocorridas durante e após uma das grandes glaciações do Neoproterozóico, ou ainda que os dois fatores tenham atuado em conjunto. Ressalta-se, no entanto, que para que sejam feitas considerações mais seguras sobre as questões levantadas são necessários estudos mais aprofundados, principalmente nas áreas de geoquímica e geocronologia, atualmente em andamento.

Agradecimentos

Os autores dedicam sinceros agradecimentos ao CPMTC/UFMG pela infraestrutura e ao CNPq pela concessão das bolsas.

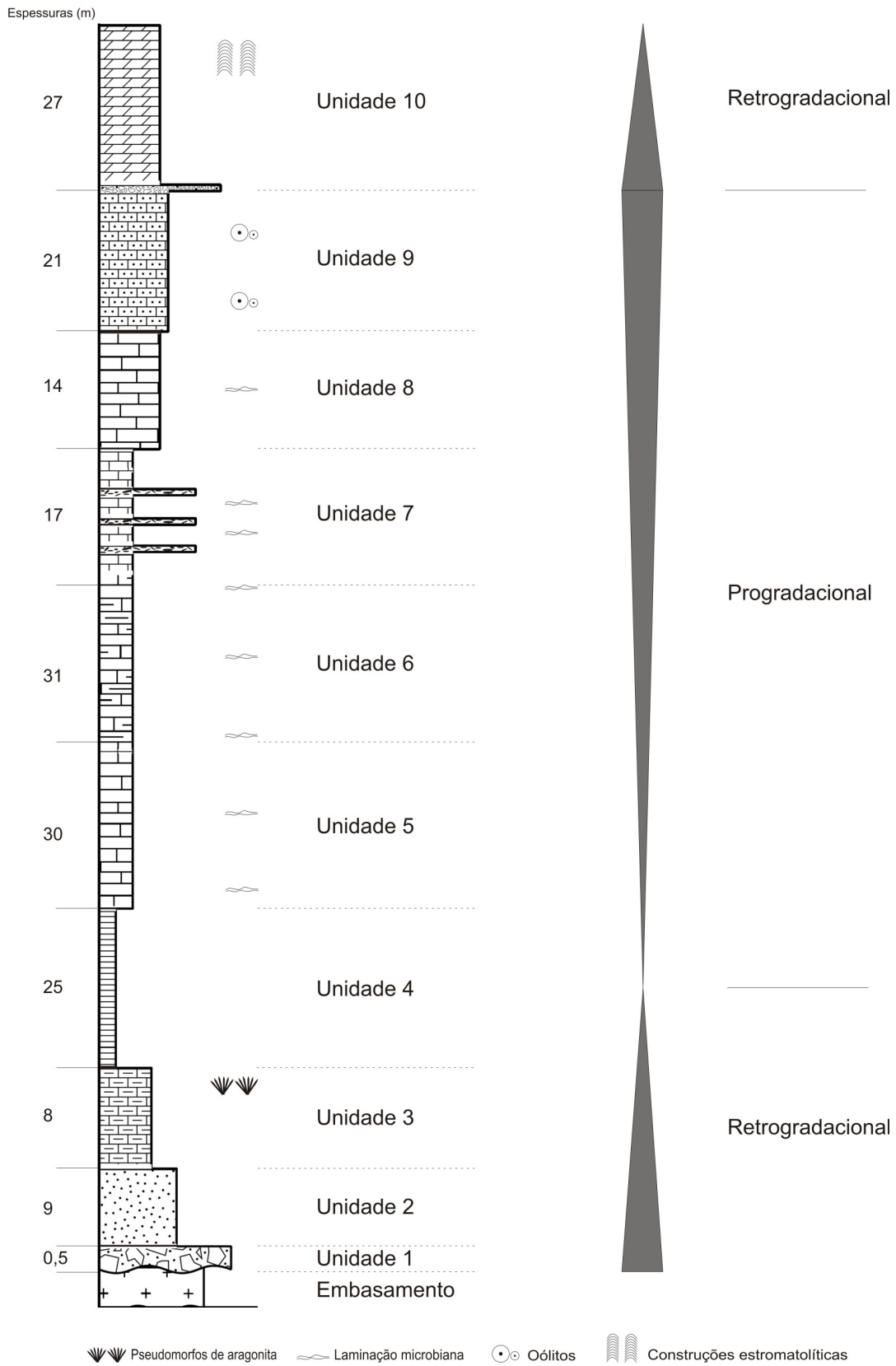
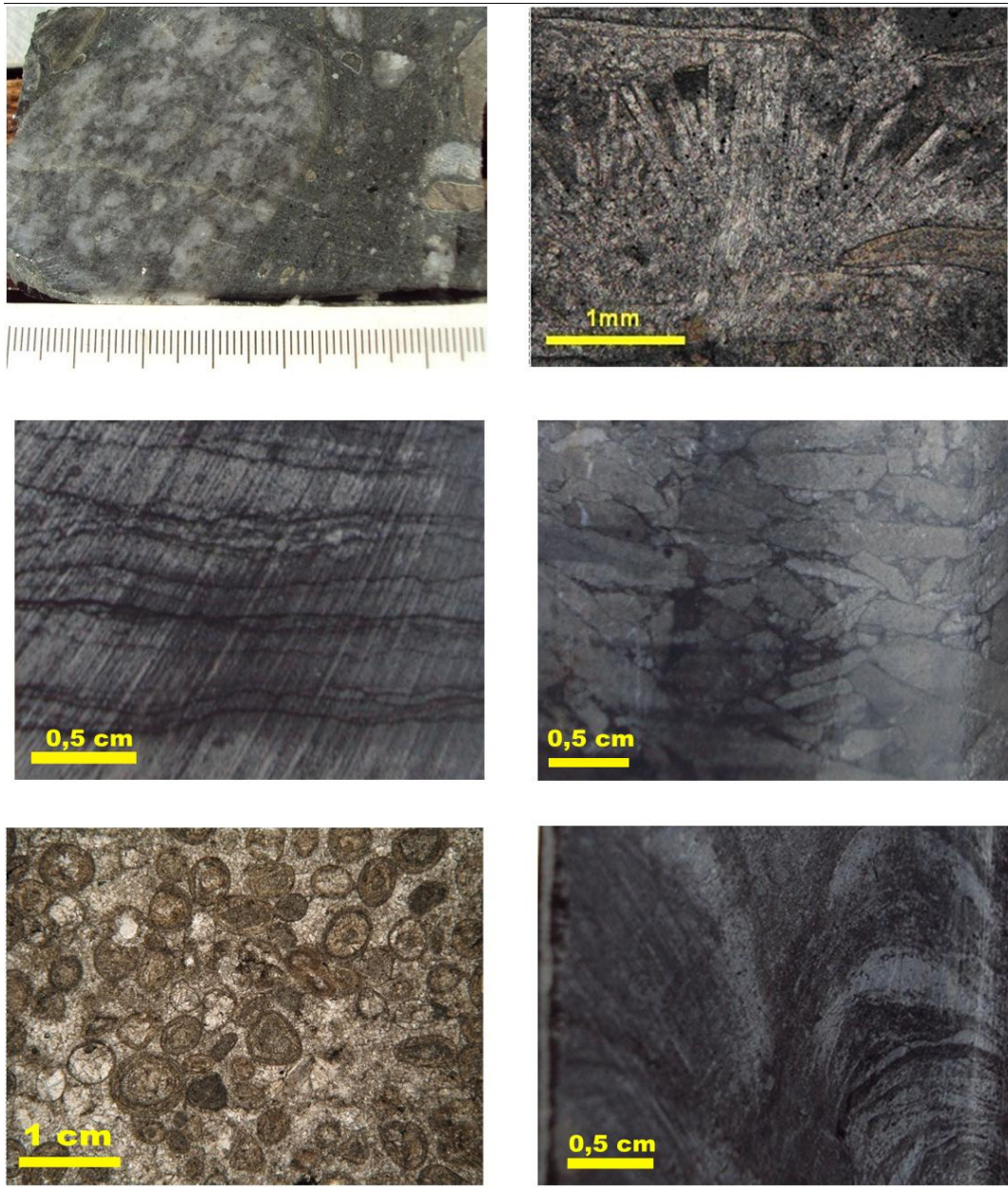


Figura 2. Coluna estratigráfica esquemática da seção sedimentar analisada. Escala não representativa



Prancha 1. (A) Diamictito da Unidade 1. Notar a diversidade no tamanho e composição dos clastos. Escala em milímetros. (B) Fotomicrografia mostrando detalhe dos leques de cristais pseudomorfos de aragonita, que ocorrem no topo da Unidade 3. Luz polarizada. (C) Aspecto típico das porções bandadas da Unidade 6. Os filmes escuros correspondem a concentrações de material insolúvel. (D) Camada intraclástica centimétrica da Unidade 7. (E) Fotomicrografia de ooesparito da Unidade 9. Luz polarizada. (F) Estromatólitos colunares da Unidade 10.

Referências

- BABINSKI, M.; VIEIRA, L.C.; TRINDADE, R. I. F. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (BambuÍ Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, v.19, p.401–406, 2007.
- BRANCO, J. J. R. Conglomerado do Samburá, MG. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 28, p. 25- 302, 1957.
- CASTRO, P.T.A. Características estratigráficas e sedimentológicas dos conglomerados e rochas associadas da Formação Samburá (Grupo Bambuí), região do Alto Rio São Francisco. *Geo.br* v.3, p.1-18, 2004. Disponível em <http://www.degeo.ufop.br/geobr/art_completos.htm>. Acesso em: 08 nov. 2009.
- CASTRO, P. T. A.; Dardenne M.A. The sedimentology stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southern boundary of the São Francisco craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v.30, p.345-437, 2000.
- COSTA, M.T.; BRANCO, J.J.R. Introdução. In: Branco, J.J.R. (Ed.). Roteiro para a excursão Belo Horizonte - Brasília. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belo Horizonte, v. 15, p.1-119, 1961.
- COUTO, J.G.P.; BEZ, L. A Glaciação Jequitai. Um guia estratigráfico para o Precambriano Superior. *Revista Brasileira de Geociências*, v.11, p.17-21, 1981.
- DARDENNE, M.A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. *Anais*, v.2, p 597-610, 1978.
- KARFUNKEL J.; HOPPE A. Late proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. *Palaogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, v. 65 p.1-21, 1988.
- MADALOSSO, A., VERONESE, V. F. Considerações sobre a estratigrafia das rochas carbonatadas do Grupo Bambuí na região de Arcos, Pains e Lagoa da Prata (MG). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, 1978. Recife. *Anais*. Recife, SBG. v. 2, p. 635-648, 1978.
- MARTINS-NETO, M. A. Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, v.26, p. 163–176, 2009.
- MARTINS-NETO, M.A., ALKMIM, F.F. Estratigrafia e Evolução Tectônica das Bacias Neoproterozóicas do Paleocôntinente São Francisco e suas Margens: Registro da Quebra de Rodínia e Colagem de Gondwana. In: PINTO, C.P.,

- MARTINS- NETO, M.A., (Eds.), Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais. Belo Horizonte (SBG/ MG), 2001. p.31–54.
- MARTINS-NETO, M.A.; PEDROSA-SOARES, A. C.; Lima, S.A.A. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, v. 141, p. 343-370, 2001.
- MORAES, L.J.; GUIMARÃES, D. Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.2, p.153-186, 1930.
- NOBRE, J.; COIMBRA, A. M. Microfitólitos associados a construções estromatolíticas do Grupo Bambuí, Proterozoico Superior, região de Arcos – MG. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30 (4), p. 589-592, 2000.
- NOBRE-LOPES, J. *Faciologia e gênese aos carbonatos do grupo Bambuí na região de Arcos, Estado de Minas Gerais*. 1995. Dissertação (Mestrado) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- PFLUG, R.; RENGGER, F.E. Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Cráton Sanfranciscano. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 27, Aracaju, Anais, v.2, p. 5-19, 1973.
- RADAMBRASIL. Folha SD.23, Brasília. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro, v. 29, 660p, 1982.
- RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; SENRA, A.S.; VALERIANO, C. M.; TROUW, R. A. J. Nota explicativa da Folha Piumhi (SF.23-V-B-II), Minas Gerais: UFRJ/CPRM. 50p. 2007.
- VIEIRA, L.C.; TRINDADE, R.I.F.; NOGUEIRA, A.C.R.; Ader, M., 2007. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *C. R. Geosci.*, v.339, p.240–258, 2007.

RESULTADOS

6.1. Embasamento: Caracterização Petrográfica, Geoquímica e Geocronológica

6.1.1. Petrografia

Após a descrição macroscópica do testemunho de sondagem, amostras do embasamento foram selecionadas para estudos petrográficos e geoquímicos.

Em lâmina, observa-se como mineralogia principal quartzo, plagioclásio, microclina e biotita (Fig. 10A), sendo encontrados como acessórios epidoto, carbonato, monazita, titanita, apatita, zircão e rara granada. Texturalmente, a rocha é inequigranular, de granulação predominantemente média, com discreta orientação dos cristais de biotita indicando deformação incipiente. A deformação também é evidenciada por grãos de quartzo com extinção ondulante e desenvolvimento incipiente de subgrãos.

Entre os processos de alteração observados, ressalta-se a cloritização da biotita, a saussuritização do plagioclásio e leucoxenização da titanita (Fig. 10B). São visíveis algumas massas ricas em carbonato, que podem indicar produto secundário da saussuritização do plagioclásio ou resultar de processos de infiltração recente, sob influência da pilha de carbonatos que se sobrepõem à rocha.

A biotita apresenta cor castanha-escura, pouco característica, indicando provavelmente uma composição mais titanífera. Isto, aliado ao alto teor de Ti também explicitado pela frequente ocorrência de titanita, sugere para rocha um baixo grau de diferenciação magmática.

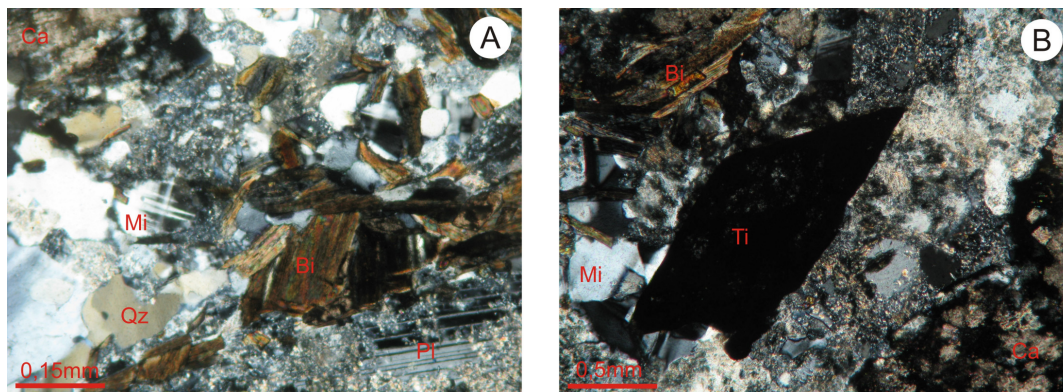


Figura 10. Fotomicrografias (luz analisada) exibindo feições típicas do granodiorito estudado. (A). Aspecto típico do granodiorito, exibindo sua mineralogia principal. (B). Detalhe de cristal de titanita leucoxenizada. Qz – quartzo; Bi – biotita; Mi – microclina; Pl – plagioclásio; Ti – titanita; Ca – carbonato.

Com base na análise modal estimativa, a rocha foi classificada como granodiorito.

6.1.2. Geoquímica

Foram realizadas análises químicas de elementos maiores, traços e terras raras em amostra do embasamento, cujos resultados encontram-se na Tabela 10.1 (Anexo). Através dos dados obtidos, foi calculada a mineralogia normativa CIPW da rocha. As proporções mineralógicas normativas encontradas foram plotadas no diagrama QAP (Streckeisen 1976, Fig. 11), indicando para a rocha classificação no limite entre os campos do granodiorito e do monzogranito.

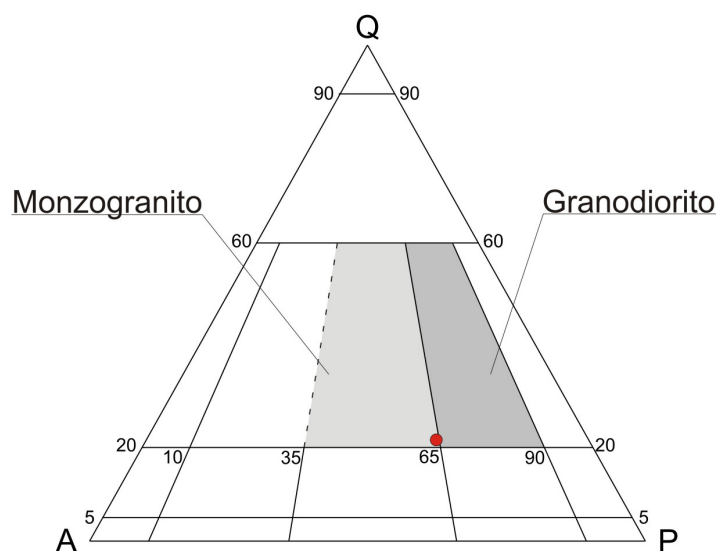


Figura 11. Diagrama QAP (Streckeisen 1976) exibindo a classificação a partir da mineralogia normativa.

No diagrama TAS (total álcalis *versus* sílica – Fig. 12) a rocha é classificada no limite entre granodiorito e quartzo monzonito. Quanto à saturação em alumina, a rocha está no limite dos campos metaluminoso e peraluminoso (Fig. 13), apresentando índice de alumina-saturação igual a 1,06, indicativo de magma do tipo I (Chappel & White 2001).

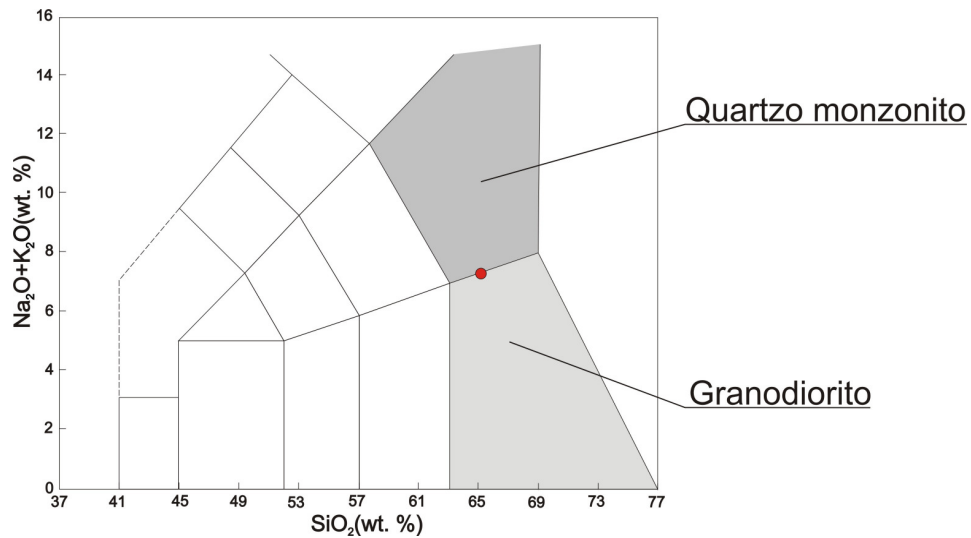


Figura 12. Diagrama TAS (Wilson 1989) exibindo a classificação da rocha com base na porcentagem em peso de sílica *versus* álcalis totais.

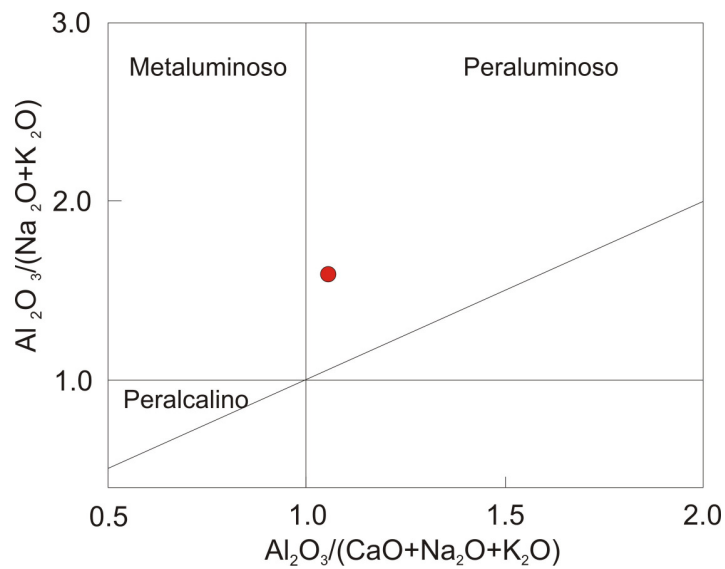


Figura 13. Diagrama para classificação da rocha em relação à saturação em alumínio.

Em normalização pelo condrito (valores segundo Taylor & McLennan 1985), a rocha mostra fracionamento significativo dos elementos terras raras ($La/Yb = 9,36$), com enriquecimento relativo dos terras raras leves em detrimento dos pesados (Fig. 14). Observa-se uma anomalia negativa de Eu muito pouco desenvolvida, indicando que o processo de seqüestro deste elemento pelo plagioclásio não foi expressivo durante sua história magmática.

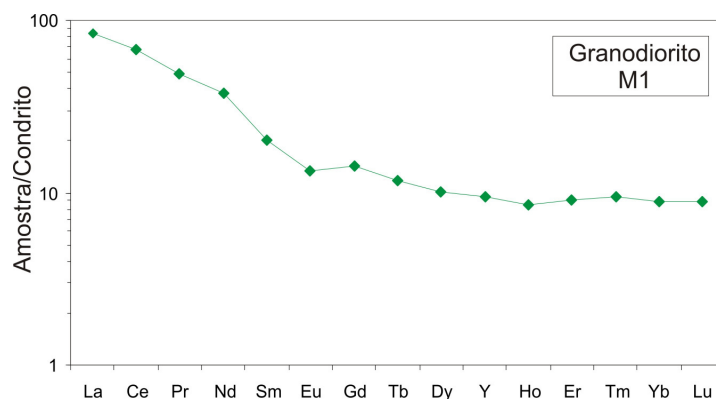


Figura 14. Padrão de distribuição dos elementos terras raras normalizados ao condrito. Valores de normalização segundo Taylor & McLennan (1985).

Com base no diagrama proposto por Pearce (1984, 1986) foi realizada a classificação da rocha em relação ao seu ambiente geotectônico de formação (Fig. 15). No diagrama de Rb *versus* Y+Nb a rocha plota no campo dos granitos pós colisionais, mas a pouca quantidade de dados impede afirmação segura a este respeito.

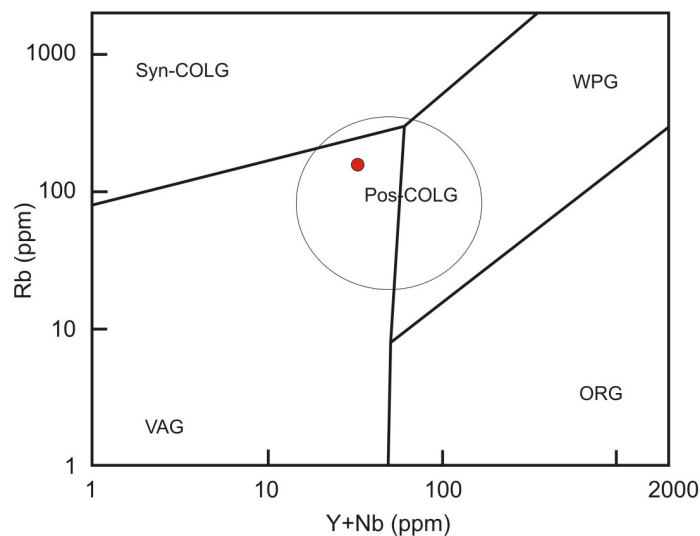


Figura 15. Diagrama de discriminação geotectônica, segundo Pearce (1984, 1996).

6.1.3. Geocronologia

Com o objetivo de se obter uma visão preliminar sobre a idade de cristalização do embasamento, três cristais de zircão separados do granodiorito foram datados pelo método U-Pb utilizando-se a técnica LA-ICP-MS. Os resultados obtidos encontram-se na Tabela 10.2 (Anexo).

Os zircões analisados apresentam coloração castanha, variam de anédricos a euédricos e via de regra exibem fraturas. Em imagem de catololuminescência (Fig. 16) é

observa-se zonamento oscilatório de caráter ígneo nos três cristais, além de pequenas imperfeições que podem representar inclusões. Assim como as fraturas, estas imperfeições foram evitadas no momento da análise. O zircão nº 2 apresenta um padrão de zonamento interno oblíquo, que é truncado pelo zonamento das bordas, indicando possivelmente uma interrupção durante a sua cristalização.

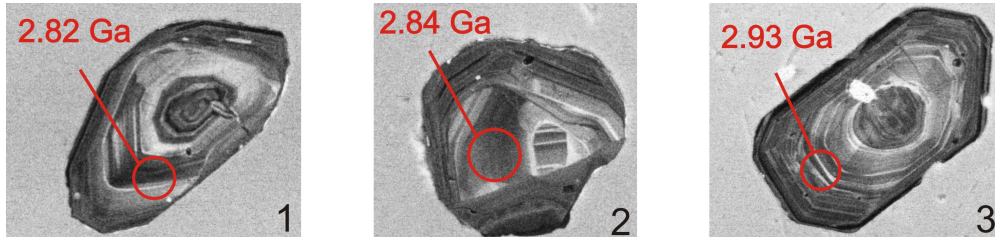


Figura 16. Imagem de catodoluminescência dos zircões analisados. Em todos os casos, o spot possui 29 μm de diâmetro. As idades em vermelho representam a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Em geral, os dados mostram relativa discrepância, com idades no intervalo de 2.82 a 2.93 Ga. Discordância reversa é observada nas três análises, o que impede a obtenção de uma idade concórdia com este volume de dados.

Análise isotópica Sm-Nd foi realizada em uma amostra do embasamento, com a finalidade de se estabelecer a idade modelo para a rocha. Os resultados encontram-se na Tabela 10.3 (Anexo). Foi obtida a idade modelo T_{DM} de 3,0 Ga, com ϵ_{Nd} de 1,49 calculado para 2,93 Ga, ou seja, para a idade U-Pb mais concordante obtida (Fig. 17).

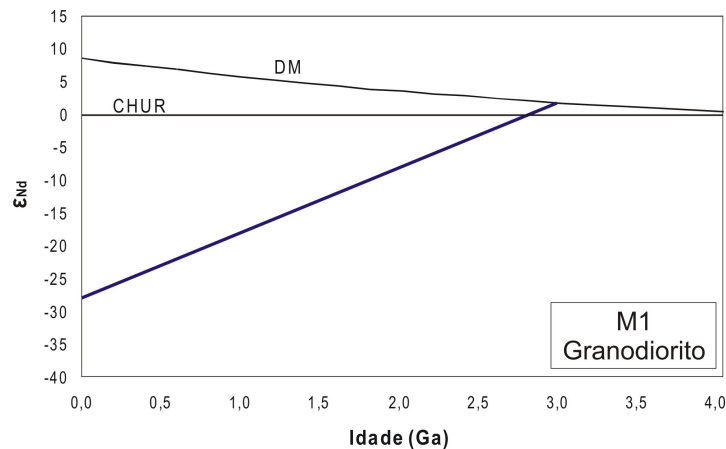


Figura 17. Gráfico exibindo as idades TDM em relação ao ϵ_{Nd} da amostra analisada, segundo DePaolo (1981).

6.1.4. Discussão

Com base nos parâmetros utilizados, a rocha que constitui o embasamento da sequência investigada pode ser classificada como um granodiorito do tipo I, com idade

em torno de 2.8-2.9 Ga. Os dados são muito escassos para que se defina de maneira segura seu ambiente geotectônico, mas as evidências apontam para um magma cálcio-alcalino cristalizado em sistema orogênico colisional.

Os dados petrográficos, assim como a proximidade entre as idades de cristalização e a idade modelo, o valor positivo de ϵNd e o padrão de ETR sugerem baixo grau de diferenciação magmática e protólito com contribuição juvenil.

Do ponto de vista de correlação regional, a rocha pode representar um corpo intrusivo correlato à Unidade Granítica do Complexo Campo Belo (Fernandes & Carneiro 2000). Mais amplamente, em relação ao Mapa Geológico de Minas Gerais (Heineck *et al.* 2003) uma possibilidade é a correlação com granitóides sin a tardiectônicos que ocorrem como intrusões no Complexo Divinópolis.

6.2. Diamictito Basal – análise textural e genética

Uma correta definição da gênese dos diamictitos associados a carbonatos neoproterozoicos é um dos temas mais polêmicos na análise deste tipo de sucessão sedimentar. De fato, diversas sequências carbonáticas pelo mundo, apesar de apresentarem diversas características típicas de *cap carbonates* permanecem com uma interpretação inconclusiva devido à não confirmação da gênese glacial dos sedimentos sobre os quais foram depositadas (e.g. Formação Bayisi, China - Xu *et al.* 2009, Hoffman & Li 2009).

A despeito do pequeno volume de diamictito amostrado pelo furo de sonda estudado, uma análise cuidadosa das amostras revela algumas características que evidenciam uma gênese glacial para estes sedimentos.

O diamictito é maciço, possui cerca de 50cm de espessura, com contato de topo brusco e concordante com calcário impuro e contato basal extremamente irregular, indicando um embasamento intensamente fraturado durante a época de deposição. Uma feição notável observada no contato com o embasamento foi uma fratura aberta junto à superfície, cujo espaço encontra-se preenchido por sedimentos de granulometria areia a grânulo, configurando um dique clástico de dimensões centimétricas (Fig. 18).

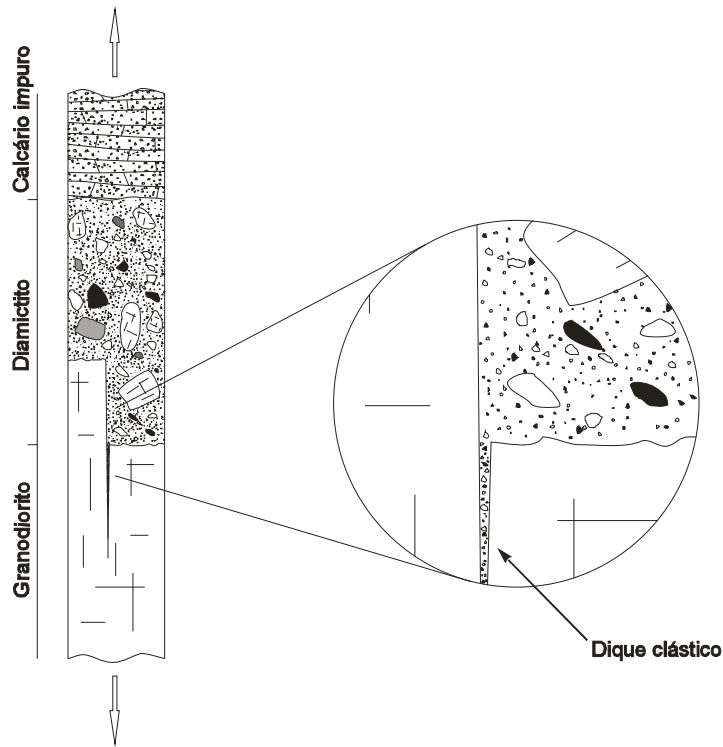


Figura 18. Desenho esquemático exibindo o padrão textural geral da camada de diamictito. Notar o contato irregular com o embasamento e a ocorrência de dique clástico de espessura subcentimétrica.

Escala não representativa.

Se interpretadas à luz de um ambiente glacial, tais feições podem ser entendidas como resultado de erosão subglacial, com a fragmentação de blocos favorecida por congelamento e descongelamento de água em fraturas preexistentes na rocha (como proposto por Carol 1947, *in* Boulton 1974) e pela variação da pressão da água contida nas fraturas (Bennet & Glasser, 2009). Assim, uma intensa desagregação das porções mais fraturadas do embasamento poderia dar origem a obstáculos e depressões, favorecendo o alojamento de uma eventual carga sedimentar de fundo. Além disso, estes processos seriam responsáveis pela grande quantidade de clastos do embasamento encontrada no diamictito.

As amostras coletadas – 4 fragmentos de $\frac{1}{4}$ de testemunho, com cerca de 10 cm de comprimento cada – foram escaneadas em alta resolução, e as imagens foram analisadas para a verificação de eventuais padrões texturais. Após o desenho minucioso de todos os clastos maiores que 2mm, notou-se uma orientação preferencial destes em uma amostra da porção intermediária da camada (Fig. 19).

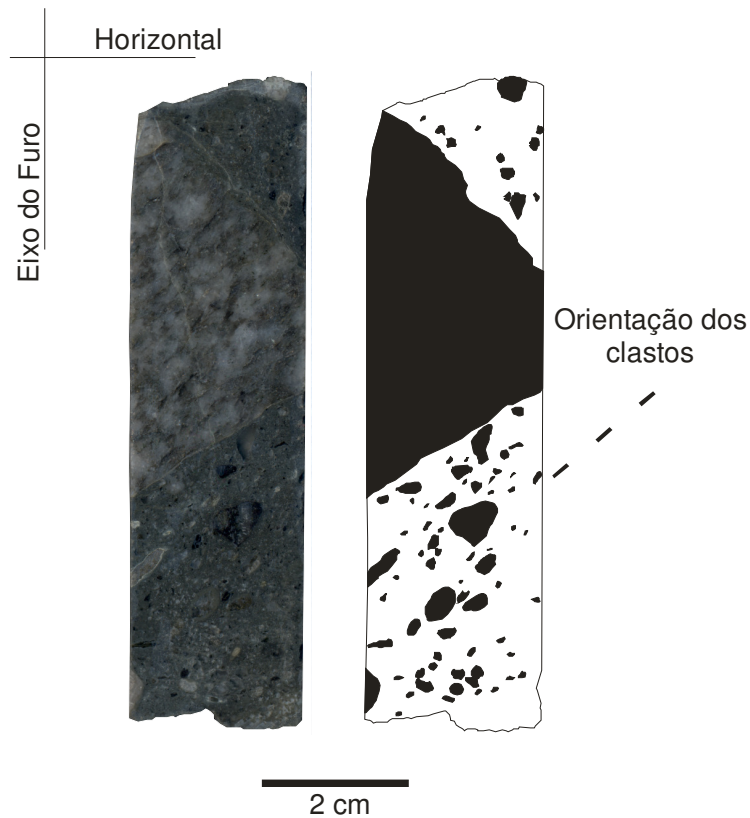


Figura 19. Fotografia e desenho do padrão textural observado em uma amostra da porção intermediária da camada de diamictito. Notar a orientação preferencial dos eixos maiores dos grãos segundo a linha tracejada.

O desenho foi tratado com o software *ImageTool* (Wilcox *et al.* 2002), que analisa a orientação do eixo maior dos objetos encontrados em relação à imagem. Os resultados obtidos foram analisados estatisticamente e plotados, através do software *StereoNett*, (Duyster 2000) em um diagrama de roseta (Fig 20), que evidencia a orientação preferencial dos clastos segundo um máximo modal de 55° com o plano perpendicular ao eixo do furo, no caso, um plano horizontal.

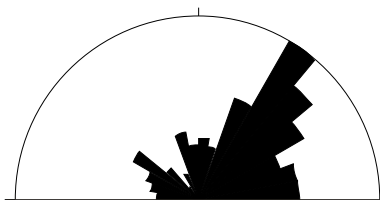


Figura 20. Diagrama de roseta das medidas de orientação do eixo maior dos clastos do diamictito, conforme exibido na figura anterior. n=204 medidas; Máximo modal: 55° com a horizontal.

Outra amostra, da porção de topo da camada, exhibe planos irregulares, por vezes descontínuos, orientados grosseiramente segundo a horizontal. Os planos contornam os clastos e localmente promovem a orientação de alguns deles (Fig. 21).



Figura 21. Fotografia e desenho esquemático evidenciando o padrão textural de amostra da porção de topo do diamictito. Notar os planos irregulares que podem ser resultado de cisalhamento durante a sedimentação.

Apesar de pouco evidentes, os planos observados podem resultar de cisalhamento do pacote ainda inconsolidado pelo fluxo de gelo sobrejacente. Não se descarta, porém, a possibilidade de os mesmos representarem estruturas de carga pós deposicionais.

Dentre os diversos tipos de depósitos glaciais existentes, os tilitos de alojamento (*lodgement tills*) são os que apresentam características mais semelhantes às observadas. São sedimentos acumulados na base de geleiras, que possuem, dentre suas feições típicas (Einsele 1992, Bennet & Glasser 2009, Tucker 2003):

- Falta de estruturação dos depósitos (diamictitos maciços);
- Pequena espessura;
- Podem apresentar orientação de clastos pelo fluxo de gelo;
- Podem exibir juntas e planos de cisalhamento sin-sedimentares;
- Alojamento e preservação favorecidos por irregularidades no leito rochoso;

Com base no exposto, sugere-se que o diamictito basal da sequência estudada represente, do ponto de vista genético, um tilito de alojamento, e corresponda a uma fácies glacioterrestre associada a uma das glaciações neoproterozoicas.

Neste contexto, o granodiorito que constitui o embasamento local estaria previamente fraturado e teria se submetido a processos erosivos subglaciais, intensificados pelas variações de pressão e temperatura da água. Este processo daria origem a obstáculos e cavidades irregulares no leito rochoso, que propiciariam o alojamento de ao menos parte da carga sedimentar de fundo transportada pela geleira. Ressalta-se que a erosão subglacial seria também responsável por disponibilizar grande parte da carga sedimentar transportada pela geleira naquele momento, haja visto a grande quantidade de clastos do embasamento no diamictito.

O movimento da geleira sobre a carga alojada, e a interação desta força com a resistência promovida pelas irregularidades causariam a orientação dos clastos, gerando também os planos de cisalhamento paralelos ao plano de deposição.

6.3. Químioestratigrafia

6.3.1. Resultados

6.3.1.1. Litoquímica

Elementos Maiores e Traços

Os resultados das análises químicas encontram-se nas Tabelas 10.4 e 10.5 (Anexo), juntamente com a classificação química dos carbonatos, realizada com base na razão Mg/Ca. Adotaram-se os limites Mg/Ca utilizados por Figueiredo (2006): calcário (0 a 0,02), calcário magnesiano (0,02 a 0,08), calcário dolomítico (0,08 a 0,25), dolomito calcítico (0,25 a 0,56) e dolomito (>0,56).

De acordo com a classificação proposta, dolomitos ocorrem nas Unidades 3 e 10, e dolomitização parcial se observa localmente nas Unidades 4, 6 e 7.

A variação dos elementos maiores ao longo da coluna sedimentar é ilustrada na Figura 22. De maneira geral observa-se que as Unidades 2 e 3 apresentam composição bastante heterogênea, com concentrações mais elevadas de todos os elementos, o que se deve à presença expressiva de fases terrígenas nos carbonatos e à ocorrência dos níveis de folhelho negro. Mesmo se considerada esta heterogeneidade, algumas amostras destas unidades exibem concentrações anormalmente altas de Na, Mn e P, o que pode indicar a presença local de outros minerais (e.g. fosfatos), o que, no entanto, não foi verificado em lâmina delgada.

A Unidade 4 apresenta concentrações elevadas de elementos litófilos, decorrente de sua composição pelítica. Uma peculiaridade é o empobrecimento de Na em relação a K, que pode estar diretamente relacionada à mineralogia das argilas presentes.

As demais unidades apresentam concentrações insignificantes de todos os elementos maiores à exceção de Mg e Ca, devido à sua composição essencialmente carbonática.

A razão Rb/Sr foi um dos parâmetros utilizados para monitorar a presença de fases terrígenas nas rochas carbonáticas. Como esperado, as Unidades 2 e 3 apresentam valores maiores que as demais em decorrência da presença de terrígenos. Nas outras unidades os valores são mais baixos, e, entre estes, nota-se que razões mais altas associam-se às porções dolomitizadas. Isso é interpretado como resultante da pouca afinidade da dolomita com o Sr, que é retido preferencialmente pela calcita devido à semelhança de seu raio iônico com o do Ca (Figueiredo 2006).

Em geral toda coluna sedimentar apresenta baixas concentrações de elementos traços (vide Tabela 10.5), especialmente as rochas puramente carbonáticas. Diversos elementos ocorrem em quantidades desprezíveis, muitas vezes abaixo dos limites de detecção analíticos, mas exceção é feita aos elementos Co, Ba, Zr, Cu, Pb, Zn, U e W, que ocorrem em quantidades mensuráveis em todas as unidades. A variação das concentrações destes elementos, bem como uma comparação com valores de referência para folhelhos e carbonatos, propostos por Brownlow (1979) e Krauskopf e Bird (1995), é exposta na Figura 23.

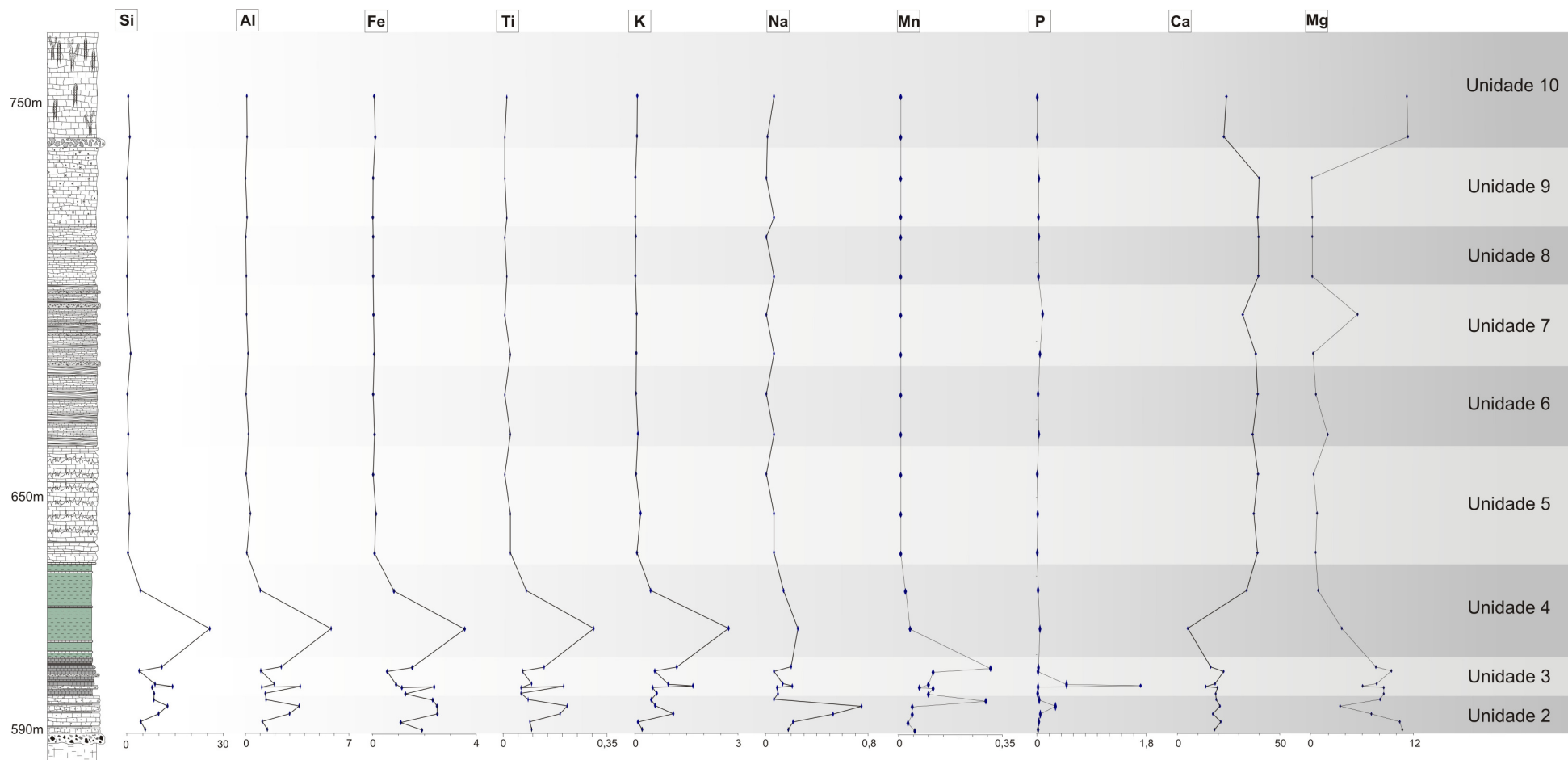


Figura 22. Perfis de variação dos elementos maiores ao longo da coluna sedimentar analisada.

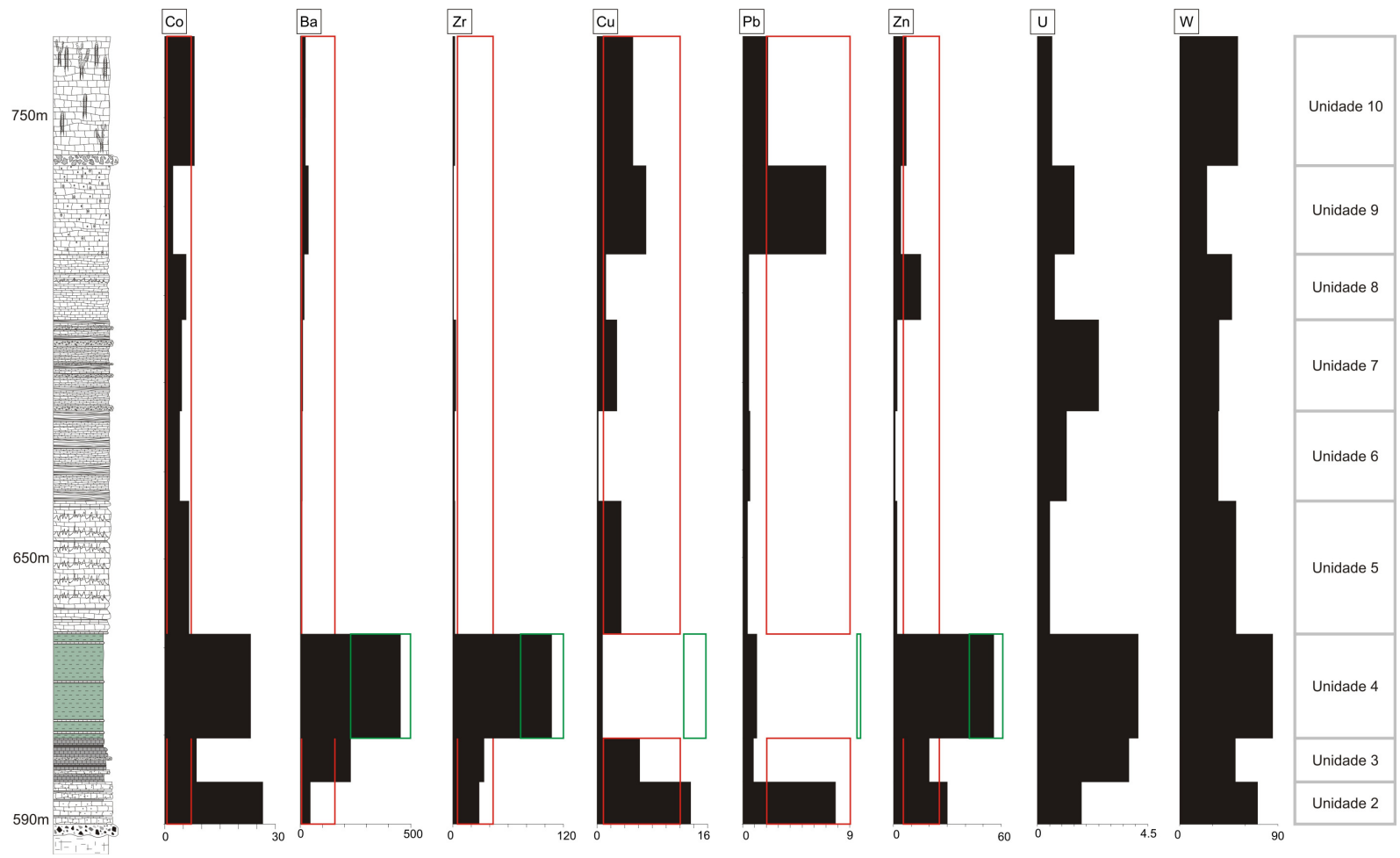


Figura 23. Perfis quimioestratigráficos de elementos traços. Os intervalos marcados em vermelho e verde representam intervalos de referência compilados de Brownlow (1979) e Krauskopf e Bird (1995), respectivamente para calcários e folhelhos.

A Unidade 2 é caracterizada por enriquecimento em Co, Cu e Zn em relação ao carbonato padrão, apresentando ainda teor elevado de Ni, W (71,4 ppm) e Sc (6 ppm). A Unidade 3 apresenta enriquecimento expressivo de Ba, além de elevados teores de U, Co, Cs, Ga, Rb, Th e V.

A Unidade 4, pelítica, apresenta teores de Zn, Zr e Ba dentro dos limites de referência, apresentando apenas suave enriquecimento em Co e elevados teores de U e W. É notável a forte empobrecimento destas rochas em Cu e Pb, com teores muito abaixo dos valores de referência.

As unidades puramente carbonáticas, de maneira geral, apresentam teores dentro dos valores de referência ou próximos a eles, possuindo suaves depleções em Zn, Pb e Zr.

Elementos Terras Raras

As concentrações de Elementos Terras Raras (Tabela 10.5 - Anexo) foram normalizadas pela composição do *Post-Archean Australian Shale* (PAAS – McLennan 1989) e plotadas na Figura 24.

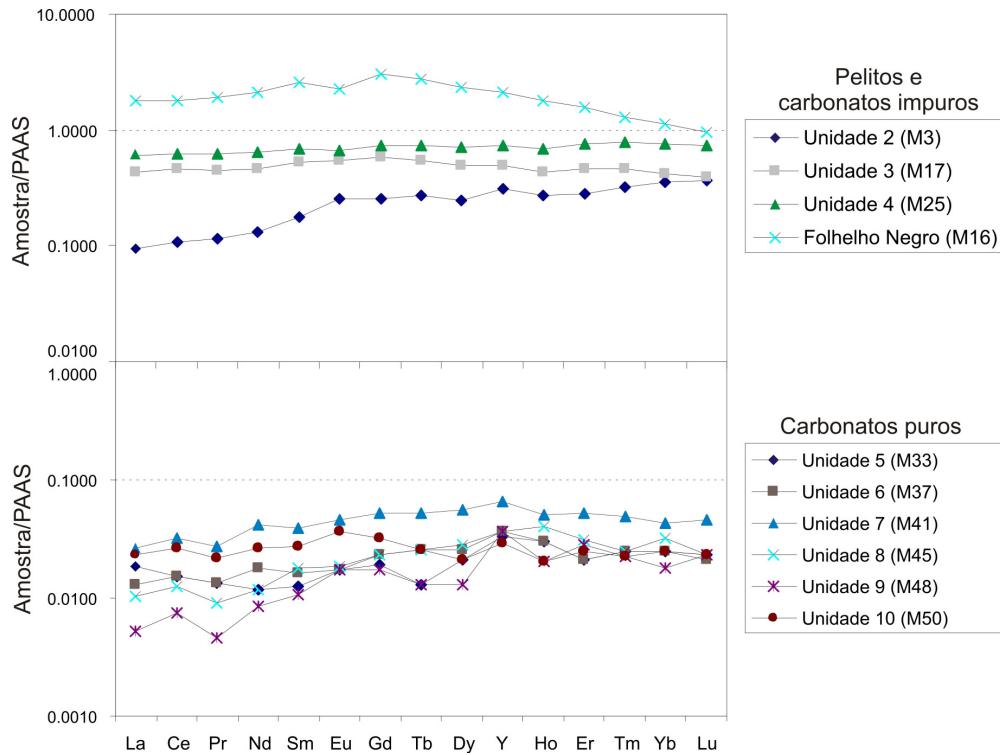


Figura 24. Padrões de Elementos Terras Raras das Unidades estudadas

De maneira geral, as rochas puramente carbonáticas (Unidades 5 a 10) exibem baixo fracionamento dos ETR, com concentrações menores do que as do PAAS, e apenas suave empobrecimento em Elementos Terras Raras Leves (ETRL). Discretas anomalias são observadas, a exemplo da anomalia positiva de Y e da anomalia negativa de Pr. Estas características permitem classificar os carbonatos na categoria III proposta por Frimmel (2009b), caracterizada por gênese tipicamente marinha.

De acordo com McLennan (1989), as concentrações de ETR em rochas sedimentares podem ser controladas, entre outros fatores, pelas fases minerais presentes na rocha. No caso de rochas carbonáticas, a presença de minerais terrígenos detríticos poderia ser responsável por alterações significativas nos padrões (Frimmel 2009). Tendo isto em vista, a presença de fases detríticas contaminantes foi monitorada através das concentrações de Si, Zr e Al, devido à abundância destes elementos em minerais terrígenos, especialmente nas frações argilosas. Na figura 25 são plotadas as concentrações de Si, Zr e Al *versus* a concentração total de ETR, e nos três casos é notável a correlação positiva dos valores, indicando o controle da concentração total de ETR pela presença de fases terrígenas. À exceção da amostra M3, que apresenta fragmentos detríticos em tamanho silte a areia média, a contaminação nos carbonatos é dada por diferentes proporções de argila.

Conforme proposto por Frimmel (2009), uma concentração de 4ppm de Zr foi assumida como limite máximo para amostras sem contaminação, cujas concentrações de ETR possam ser consideradas primárias. É importante ressaltar que, de acordo com diversos autores (e.g. Zhao *et al.* 2009 e referências por ele citadas) os padrões de ETR de carbonatos usualmente não sofrem alteração durante a diagênese, nem durante o processo de dolomitização (McLennan 1989).

Com base no exposto, as amostras cujos padrões foram considerados primários (Unidades 5 a 10) podem fornecer importantes informações sobre seu ambiente de formação.

Um dos mais sensíveis parâmetros para a investigação genética de carbonatos é a razão Y/Ho. Apesar de terem comportamento muito semelhante por possuírem raio iônico e carga idênticos, Ho é removido da água do mar duas vezes mais rapidamente que o Y. Assim, a razão Y/Ho típica da água do mar fica entre 60 e 90, enquanto os valores para águas fluviais situam-se mais próximos dos valores crustais (c. 26-27), mas bem abaixo dos marinhos (Frimmel 2009). As amostras selecionadas apresentam razões Y/Ho variando entre 25 e 50, com valor médio de 35,7.

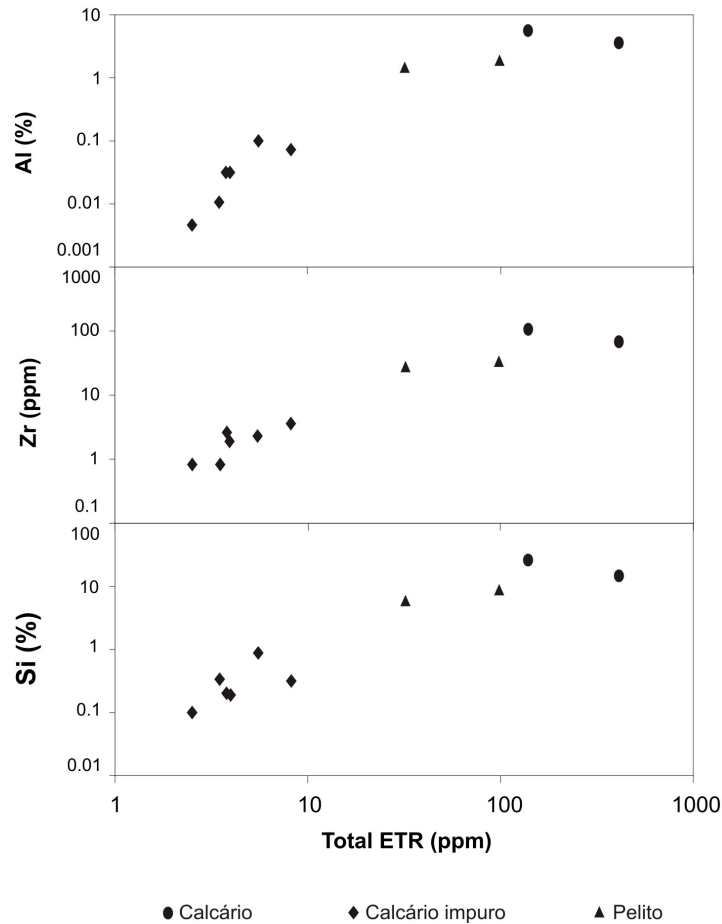


Figura 25. Gráfico da concentração total de ETR *versus* concentrações de Si, Zr e Al. Notar a existência de *trend* positivo nos três casos, evidenciando o controle das fases detríticas na concentração de ETR.

Para estas amostras foram também calculadas as anomalias relativas a todos os ETR, segundo as equações propostas em Alibo & Nozaki (1999):

$$ETR_n/ETR_n^* = 2[ETR]_n / ([ETR]_{n-1} + [ETR]_{n+1})$$

onde [ETR] é a concentração de ETR normalizados pelo PAAS e $n=1,2,3\dots$ é o número do elemento na série dos Lantanídeos. As anomalias dos elementos extremos La ($n=1$) e Lu ($n=15$) foram calculadas por:

$$La/La^* = [La]/(3[Pr] + 2[Nd]) \quad e \quad Lu/Lu^* = [Lu]/(3[Yb] + 2[Er])$$

Como os ETR_{n-1} para o Pr ($n=3$) e Sm ($n=6$) são tetravalentes, Ce e Pm (se existente) tendem a apresentar naturalmente forte anomalia negativa. Para minimizar este efeito, as anomalias para estes elementos foram calculadas a partir das seguintes equações:

$$Pr/Pr^* = 2[Pr]/(3[Nd] - [Sm]) \quad e \quad Sm/Sm^* = 3[Sm]/([Nd] + 2[Eu])$$

Os valores obtidos foram plotados graficamente na Figura 26. Anomalias positivas são ocorrem para Eu e Y (esta última especialmente na Unidade 9), e com menor expressão para Ce. Os elementos La, Gd e Lu apresentam anomalias negativas em todas as amostras.

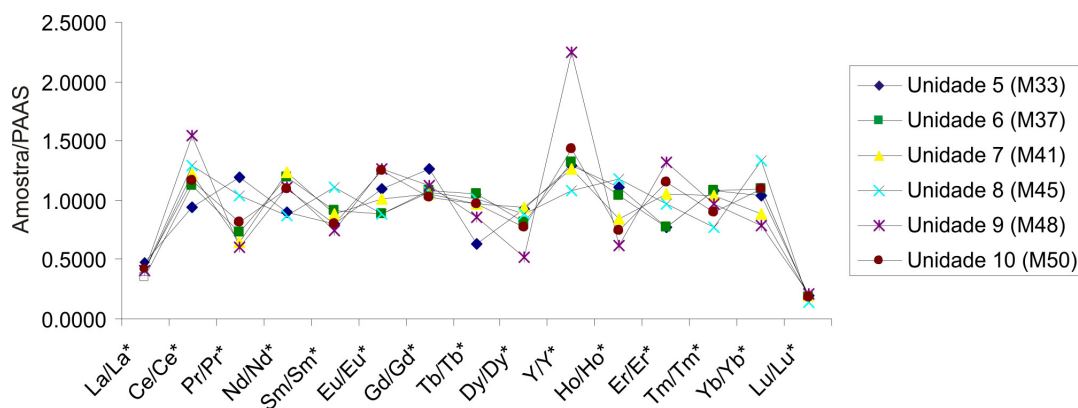


Figura 26. Padrão de anomalias dos elementos terras raras das unidades puramente carbonáticas.

6.3.1.2. Isótopos de Carbono e Oxigênio

Os dados isotópicos obtidos nas rochas carbonáticas são apresentados na Tabela 10.6 (Anexo). Ressalta-se que nas Unidades 2, 3 e 4, marcadas pela presença de fases terrígenas, as análises foram realizadas em camadas carbonáticas puras, que ali ocorrem com frequência, em geral com espessuras centimétricas. A Figura 27 exhibe o perfil quimioestratigráfico de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de toda a seção estudada.

Em primeira análise, é possível a delimitação de três intervalos quimioestratigráficos maiores. O *Intervalo 1*, basal, é caracterizado por valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (-5 a -3‰) em sua porção basal (Unidade 2) assumindo valores cada vez mais positivos em direção ao topo, até valores próximos a 0‰ (Unidade 3). No topo da Unidade 3, já na interface com a Unidade 4, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ voltam a apresentar rápida incursão para valores negativos (c. -1,5‰), retornando em poucos metros para próximo de 0‰. Neste intervalo, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ apresentam-se extremamente heterogêneos, oscilando várias vezes entre -6 e -15‰ ao longo da seção.

O *Intervalo 2* é isotopicamente mais homogêneo, e corresponde aproximadamente às Unidades 4 a 9. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ ficam em torno de 1‰ ao longo de todo o intervalo, com uma pequena incursão para 0‰ por volta da cota 700m. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ apresentam uma oscilação suave, variando entre -6 e -8,5‰. É notável uma

oscilação positiva repentina, acompanhando a feição observada para o $\delta^{13}\text{C}$ por volta da cota 700m.

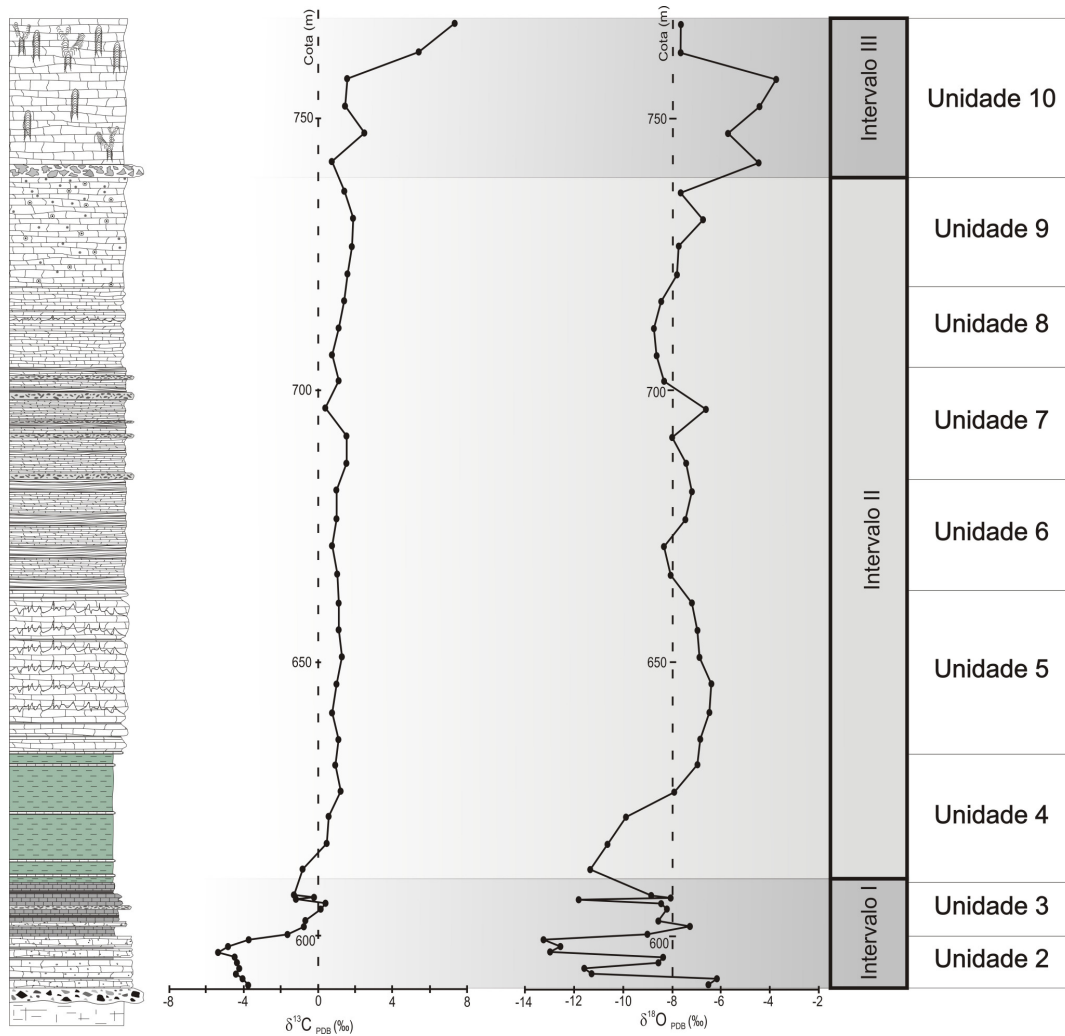


Figura 27. Perfis quimioestratigráficos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para a sequência estudada.

O *Intervalo 3* ocorre no topo da sequência e corresponde à Unidade 10, iniciando-se imediatamente após a brecha basal desta unidade. Caracteriza-se por uma forte excursão positiva nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, que passam de valores próximos a 2 ‰ para valores superiores a 7,5 ‰. No intervalo, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ também apresentam uma forte excursão positiva, indo de valores próximos a -8 ‰ até cerca de -3 ‰, porém retornando a -8 ‰ nos metros finais da seção.

6.3.1.3. Isótopos de Sr

Como já relatado, após a determinação dos teores de Rb e Sr para a verificação de contaminação terrígena, 10 amostras foram selecionadas para a análise isotópica de Sr. Os resultados obtidos encontram-se na Tabela 10.7 (Anexo).

Diversos parâmetros são usualmente utilizados para avaliação do grau de alteração de carbonatos, a exemplo das razões Mn/Sr e Sr/Ca. No entanto, de acordo com Halverson *et al.* (2007) modificações nas razões Mn/Sr e Sr/Ca podem resultar de condições específicas de sedimentação, e não necessariamente de alteração. Assim, o autor considera a própria concentração de Sr ([Sr]) como o parâmetro mais eficiente para monitorar a potencial preservação de assinaturas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ primárias, levando-se em consideração que alterações diagenéticas causariam um brusco aumento da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para além de um limite de [Sr], como previsto em modelos de interação água-rocha (e.g. Jacobsen & Kaufmann 1999). Este limite é específico para cada rocha e pode ser estabelecido através de um gráfico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. [Sr].

Com base neste método, através dos dados obtidos foi estabelecido um limite de 750 ppm, abaixo do qual as razões foram consideradas alteradas (Fig. 28). Assim, apenas 4 amostras tiveram suas razões consideradas primárias, todas localizadas na porção superior da coluna.

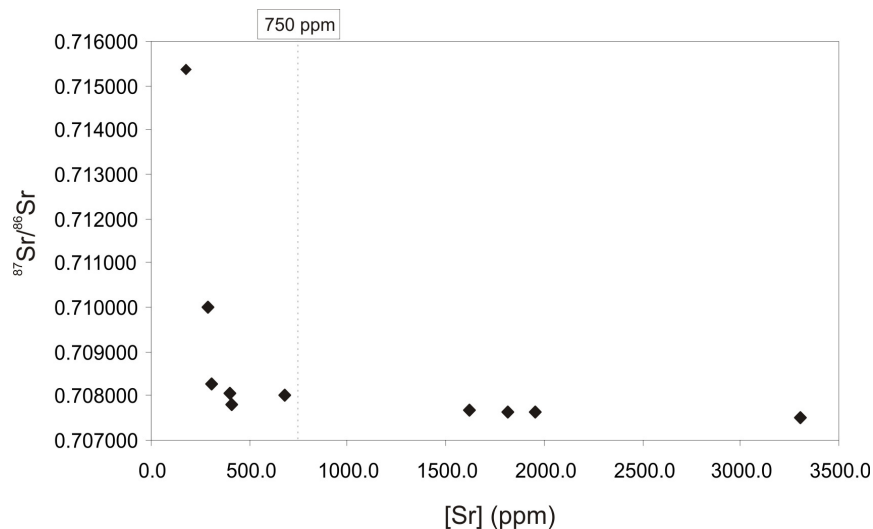


Figura 28. Gráfico da $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. concentração de Sr das amostras analisadas. Detalhe para o teor de cut-off, estabelecido segundo método utilizado em Halverson *et al.* (2007).

6.3.2. *Discussão*

6.3.2.1. Comentários Gerais

A análise da variação global dos elementos ao longo da coluna sedimentar permite tecer considerações a respeito da composição das rochas e de suas condições de deposição, além de oferecer um parâmetro para a avaliação dos processos diagenéticos e de alteração desenvolvidos.

Os padrões de elementos maiores e traços descritos mostraram-se fortemente controlados pela existência de fases terrígenas nos carbonatos, o que é nítido principalmente para as unidades 2 e 3, descritas como impuras também em análise petrográfica. Na Unidade 2 as fases terrígenas ocorrem principalmente em granulometria silte e areia, enquanto na Unidade 3 ocorrem em granulometria argila. Como os ETR se concentram principalmente nas frações mais finas (McLennan 1989), nota-se que a Unidade 3 apresenta teores mais elevados em ETR (vide Fig. 24) que a Unidade 2. A composição e a quantidade das fases detríticas presentes nas unidades 2 e 3 parece bastante variável, como se nota pela oscilação dos teores de elementos litófilos. As concentrações destacadamente altas de Na e P podem indicar concentrações locais de minerais ricos nestes elementos (e.g. feldspatos, fosfatos), o que, no entanto, não foi verificado em lâmina delgada.

A assinatura geoquímica da Unidade 4 é totalmente compatível com sua composição argilosa, porém mostra algumas peculiaridades, como o alto teor de K em detrimento do Na e a forte empobrecimento em Cu e Pb em relação ao folhelho médio (vide Fig. 23). Este padrão pode ser reflexo da composição da rocha-fonte dos sedimentos e, no caso dos álcalis, pode relacionar-se ao tipo de argilomineral presente. Neste caso, uma das possibilidades é a predominância de argilominerais do Grupo da Illita.

Nas unidades estritamente carbonáticas, as assinaturas geoquímicas são bastante homogêneas, com teores muito baixos de quase todos os elementos à exceção de Ca e Mg. Como já dito, dolomitização expressiva é observada nas unidades 3 e 10, e localmente na Unidade 7. Características do processo de dolomitização atuante serão dadas abaixo.

6.3.2.2. Diagênese e processos pós deposicionais

A avaliação global do comportamento e a integração entre os dados isotópicos e litoquímicos, torna possível a identificação e caracterização dos processos atuantes

sobre a rocha após sua deposição. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são comumente utilizados com este fim, não se atribuindo a eles grande confiabilidade como sendo primários (Kaufmann & Knoll 1995), já que os carbonatos pré-cambrianos dificilmente registram a composição isotópica de O da água do mar (Kah 2000).

A razão Mn/Sr é utilizada para detecção de alteração diagenética por fluidos não marinhos. Todas as amostras analisadas apresentam razão Mn/Sr abaixo de 10, limite adotado por Kaufman e Knoll (1995) para amostras inalteradas. No entanto, nota-se um grande aumento da razão nas amostras das Unidades 2 e 3, possivelmente decorrente do grande conteúdo de minerais terrígenos. Para as demais unidades, puramente carbonáticas, os valores situam-se sempre abaixo de 2, atendendo ao limite mais rigoroso proposto por Veizer (1983). Sob este ponto de vista, considera-se que as rochas analisadas não sofreram alteração diagenética significativa por fluidos não marinhos, garantindo o caráter primário dos dados isotópicos obtidos.

Altos teores de Mn nos carbonatos podem indicar interação da rocha com fluidos ricos neste elemento (Jacobsen & Kaufmann 1999) ou ainda representar uma feição primária, relacionada à composição da água do mar (Halverson et al. 2004, Font *et al.* 2006). Dentre os carbonatos estudados, os dolomitos calcíticos da Unidade 3 apresentam os maiores teores de Mn, e também as menores razões Sr/Ca (Fig. 29), o que sugere que a dolomitização das rochas desta unidade tenha se dado sob influência de fluidos pobres em Sr e enriquecidos em Mn. Adicionalmente, os altos teores de Mn podem se relacionar à própria gênese da rocha, como proposto por Font *et al.* (2006) para carbonatos de capa. Não se descarta, no entanto, que tal assinatura seja afetada pelos componentes terrígenos, presentes de maneira expressiva nesta unidade.

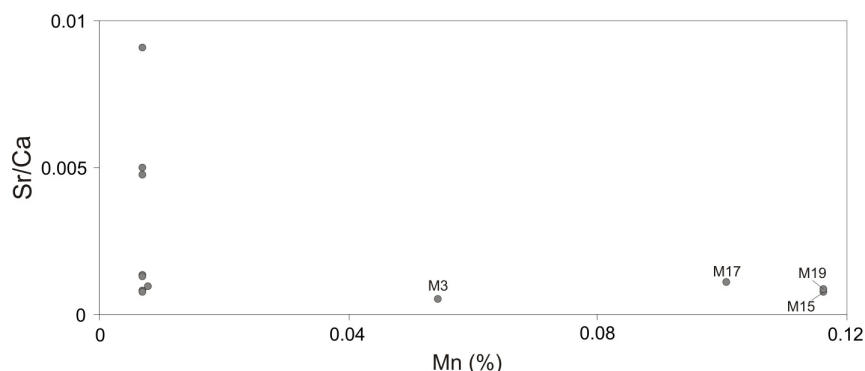


Figura 29. Relação entre Sr/Ca e teor de Mn dos carbonatos estudados

De acordo com Kah (2000), durante o processo diagenético pode haver a diminuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ com respectivo aumento dos teores de Mn, caso ocorra a interação dos carbonatos com fluidos isotopicamente mais leves, como água doce (e.g. água meteórica ou uma mistura de ambas). No caso de interação com fluidos isotopicamente mais pesados (e.g. salmouras evaporíticas, água intersticial ascendente) haveria um aumento dos valores de $\delta^{18}\text{O}$.

Nos carbonatos estudados (Fig. 30), as amostras não seguem nenhuma das duas direções, sugerindo que os processos diagenéticos atuantes não tiveram influência de fluidos com as características mencionadas.

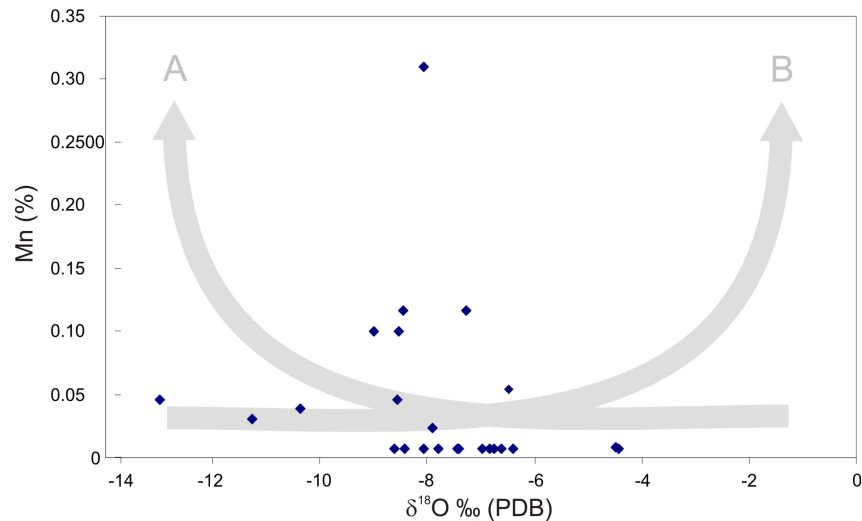


Figura 30. Relação entre os teores de Mn e os valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos estudados. As setas indicam as duas tendências de alteração: (A) aumento da interação com fluidos isotopicamente mais leves (água doce, meteórica ou mistura de ambas); (B) aumento da interação com fluidos isotopicamente mais pesados (salmoura evaporítica ou água intersticial).

6.3.2.3. Condições de deposição

De acordo com Frimmel (2009) a análise dos padrões de ETR+Y pode fornecer informações sobre o ambiente de deposição dos carbonatos. Seguindo os parâmetros propostos por este autor, as anomalias negativa de La e positiva de Y observadas nas rochas carbonáticas seriam uma feição típica de ambiente marinho aberto, enquanto a anomalia positiva de Ce indicaria ambiente mais proximal. Nas rochas analisadas, a anomalia de Y é em geral maior que a de Ce, e sua expressão não encontra correspondência com os diferentes tipos de ambientes de sedimentação. Desta forma, através destes parâmetros não foi possível diferenciar quimicamente ambientes marinhos distais e proximais.

As razões Y/Ho obtidas para os carbonatos, com valor médio de 35.7 situam-se bem abaixo dos valores de referência para a água do mar (c. 60-90). Tendo-se em vista que os valores de referência para a água fluvial situam-se acima dos do PAAS (c. 27) e abaixo dos da água do mar, as razões encontradas podem indicar uma mistura expressiva de água doce no período de deposição dos carbonatos. Esta hipótese é reforçada pelas altas razões Sr/Sr, que poderiam resultar da adição de água doce durante a sedimentação carbonática (Zhao *et al.* 2009).

À luz do contexto geológico regional e dos demais dados obtidos, uma eventual mistura de água doce à água do mar na época de deposição dos carbonatos poderia ser explicado pelo derretimento das massas de gelo que cobririam a região durante uma das glaciações neoproterozóicas. Adicionalmente, o processo de deglaciação causaria intensas mudanças climáticas (Hoffman & Schrag 2002, Allen & Hoffman 2005), acarretando em um brusco aumento da pluviosidade que intensificaria a chegada de água doce ao sistema marinho.

6.3.2.4. Isótopos de C e O

O perfil isotópico de Carbono descrito apresenta padrões semelhantes a outras sequências carbonáticas neoproterozoicas do Brasil e do mundo, permitindo considerações a respeito do ambiente reinante à época de deposição.

O Intervalo I apresenta forte incursão negativa dos valores de $\delta^{13}\text{C}$, que pode ser interpretada como um período de intensa diminuição da atividade biológica na água do mar. Os valores mais negativos alcançados aproximam-se muito dos valores mantélicos (c. -6, Hoffman & Schrag 2002, Rosa *et al.* 2005) sugerindo homogeneização entre a composição isotópica da água do mar e os valores mantélicos através de isolamento atmosférico e atividade vulcânica submarina. Rumo ao topo do intervalo, o aumento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ indicaria progressivo aumento da atividade biológica e restabelecimento da interação atmosfera/oceano.

A assinatura isotópica do Intervalo I, aliada às características sedimentares da Unidade 1 (vide tópico 6.2) e à ocorrência dos pseudomorfos de aragonita descritos na Unidade 3 permitem classificar as rochas das Unidades 2 e 3 como carbonatos de capa, tendo como contexto deposicional um ambiente pós-glacial. Características semelhantes têm sido utilizadas para identificar carbonatos de capa em diversas partes do mundo (e.g. Hoffman *et al.* 1998, Kaufman *et al.* 1991, Font *et al.* 2006, Santos *et al.* 2000,

2004, Alvarenga *et al.* 2008) e também em outras porções da Bacia do São Francisco (Vieira *et al.* 2007).

No Intervalo II, valores relativamente constantes de $\delta^{13}\text{C}$ podem indicar um período de estabilização na bioatividade, podendo refletir condições ambientais de deposição (luminosidade, temperatura, etc.) estáveis durante um intervalo de tempo.

No Intervalo III o brusco aumento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ sugere um rápido aumento da bioatividade, corroborado pela profusão de corpos estromatolíticos que ocorrem na Unidade 10. Excursões positivas dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ foram reportadas em diversas sequências carbonáticas neoproterozoicas da América do Sul, África, Groenlândia, América do Norte e Ásia (Santos *et al.* 2000, 2004 e referências ali citadas) e também em outras partes da Bacia do São Francisco (Vieira 2007). O significado destas incursões será discutido mais à frente.

O padrão isotópico geral reconhecido na sequência estudada apresenta correlatos em diversas sequências pós-glaciais do mundo (e.g. Otavi Group, Namíbia). Entretanto, em termos quantitativos, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ encontrados diferem um pouco daqueles usualmente encontrados em sequências pós-glaciais neoproterozoicas.

Na Figura 31 é apresentada a comparação do perfil isotópico obtido com a curva de variação global do $\delta^{13}\text{C}$ proposta por Halverson *et al.* (2005). Ressalta-se que, devido ao desconhecimento da taxa real de sedimentação dos carbonatos estudados, e da inexistência de datações diretas destas rochas, a correlação com curvas de variação temporal é apenas tentativa.

Observa-se a princípio que em nenhum ponto da curva ocorre um platô significativo de valores próximos a 1‰ como ocorre na sequência estudada, o que, no entanto, pode ser apenas um fator de escala. Com esta ressalva, e tendo-se em vista os valores absolutos encontrados, o intervalo que apresenta melhor correlação com o perfil obtido é o que sucede imediatamente a glaciação Marinoana. A inserção da sequência estudada dentro das glaciações aceitas para o neoproterozoico será discutida adiante.

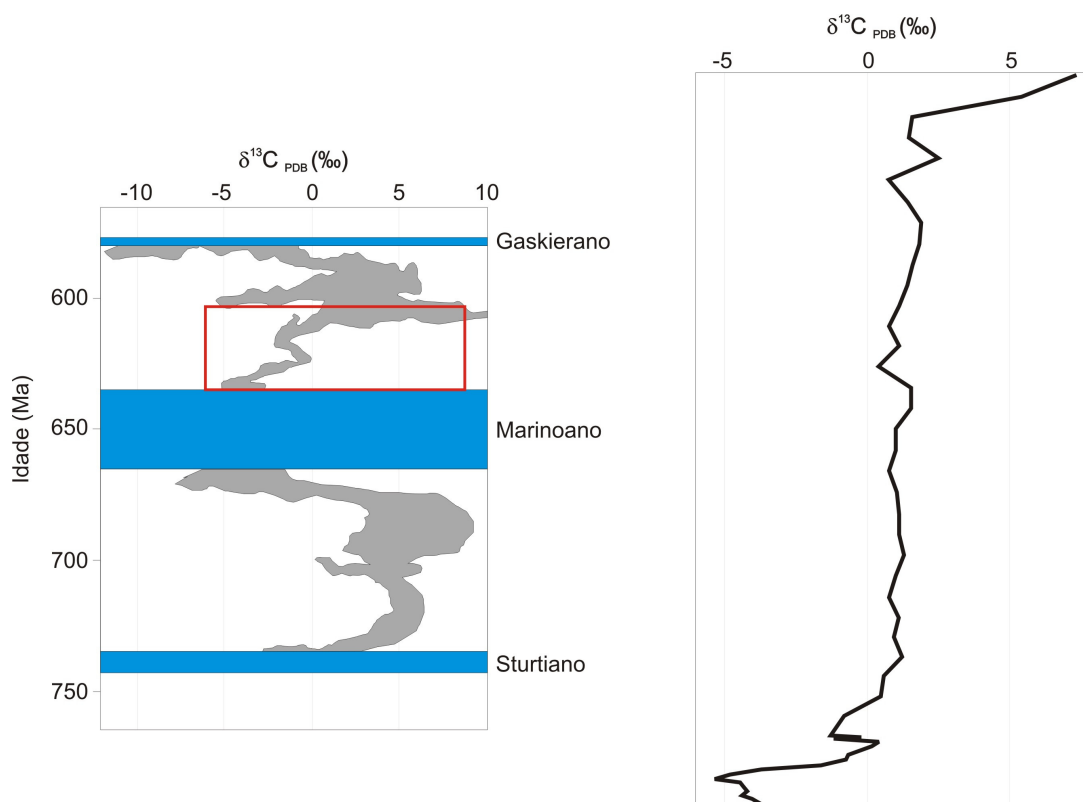


Figura 31. Comparação entre a curva de variação global do $\delta^{13}\text{C}$ proposta por Halverson *et al.* 2005 e o perfil isotópico obtido.

Os isótopos de oxigênio não são usualmente considerados em estudos paleoambientais, uma vez que, como proposto por (Kah 2000), os carbonatos pré-cambrianos dificilmente registram a composição isotópica de O da água do mar. De fato, o intervalo de valores absolutos de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos é grande, e abrange quase todo o espectro da curva global proposta por Jacobsen & Kaufmann (1999), o que impede uma correlação segura. Adicionalmente, não se verificou correlação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e os diferentes ambientes de sedimentação que ocorrem ao longo da coluna sedimentar.

6.3.2.5. Isótopos de Sr

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas nos carbonatos, quando comparadas com a curva de variação temporal global proposta por Halverson *et al.* (2007), mostram-se compatíveis com idades entre 620 e 680 Ma, intervalo que comporta a glaciação Marinoana (Fig. 32). Os valores, situados entre 0,7075 e 0,7078 são mais altos do que os tipicamente associados a carbonatos pós-sturtianos. Apesar da aparente coerência dos dados, ressalta-se que a utilização das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ como ferramentas de datação é

problemática, uma vez que tem como premissa que a curva proposta, seja ela qual for, é precisamente correta. Por exemplo, não se descarta a possibilidade de as razões obtidas terem sofrido alterações decorrentes de processos primários locais, como um aumento decorrente de um grande afluxo de água doce no mar durante a deposição dos carbonatos (Zhao *et al.* 2009). Neste caso, poderia haver um rápido aumento nas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ imediatamente após a todos os grandes eventos glaciais, o que não é considerado na curva de Halverson *et al.* (2007), que apresenta um largo intervalo de valores associado apenas à idade da glaciação Marinoana.

Deve-se ressaltar também que, devido aos rígidos critérios adotados na seleção de amostras cujas assinaturas pudessem ser consideradas primárias, apenas amostras da porção de topo da coluna renderam resultados confiáveis. Neste sentido, na ausência de dados precisos das Unidades 2 e 3, consideradas como carbonatos de capa, torna-se arriscado afirmar que as razões encontradas representem um período glacial específico.

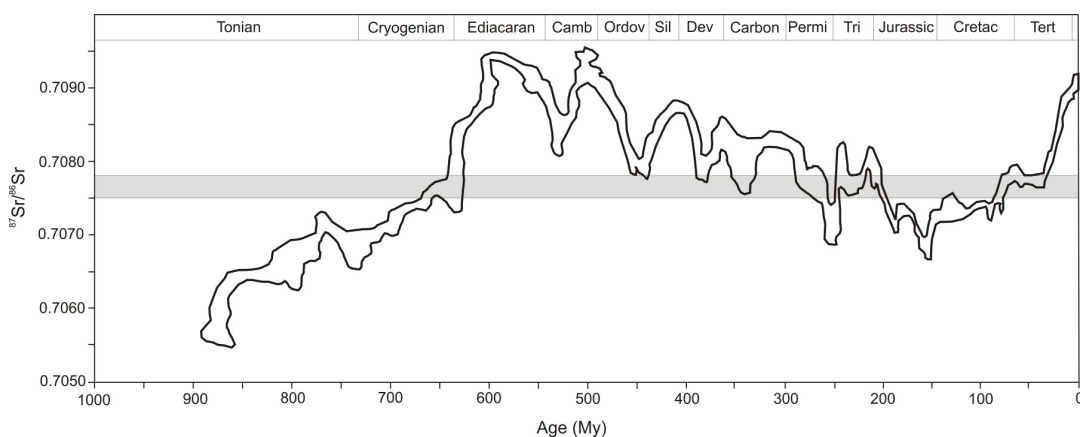


Figura 32. Comparação do intervalo de valores obtidos para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (em cinza) com a curva de variação temporal global proposta por Halverson (2007).

6.3.2.6. Incursão positiva do $\delta^{13}\text{C}$: discordância?

A notável excursão positiva dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ no Intervalo III é uma importante anomalia, descrita também em outras partes da bacia (Iyer *et al.* 1995, Santos *et al.* 2000, 2004, Vieira *et al.* 2007). Sua larga distribuição em área sugere a atuação de um processo de alteração do reservatório de C a nível regional ou global (Santos *et al.* 2000).

O perfil de $\delta^{13}\text{C}$ obtido pode ser comparado com dados de outras partes da bacia tendo como base esta importante excursão positiva (Fig. 33). Neste caso, é notável a

correspondência com o perfil da Mina da Bocaina (Santos *et al.* 2004), obtido também na porção oeste da bacia, onde a brusca excursão positiva dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ também ocorre a mais de uma centena de metros da base da sequência carbonática. Tal fato não se repete em toda a bacia, existindo regiões em que o salto isotópico se dá após algumas dezenas de metros. Estas marcantes diferenças refletem heterogeneidade no preenchimento da bacia, possivelmente relacionadas à sua paleogeografia.

Na sequência estudada o salto isotópico é coincidente com o aparecimento de uma profusão de corpos estromatolíticos, além de marcar o início da predominância de dolomitos (Unidade 10). A coincidência desta anomalia com a contínua camada de brecha interpretada como brecha de colapso sugere que tal litotipo possa ser o registro de um evento importante a nível bacinal.

Diversas causas foram aventadas na literatura para explicar expressivas excursões positivas dos valores de $\delta^{13}\text{C}$. Além de um expressivo aumento na bioatividade, tais feições poderiam ser causadas por alterações no balanço entre os reservatórios de C orgânico e inorgânico devido a alterações na taxa de soterramento de matéria orgânica (Knoll *et al.* 1986, Iyer *et al.* 1995). Outras possibilidades seriam a deposição em ambientes evaporíticos (Mees *et al.* 1998 in Santos *et al.* 2000), a redução de CO_2 e sulfetos e mudanças na paleogeografia da bacia causadas por tectônica, (Santos *et al.* 2000 e referências por ele citadas).

Assim como Santos *et al.* (2000), considera-se que a tectônica pode ter tido um importante papel no desenvolvimento desta feição, criando condições paleogeográficas propícias ao desenvolvimento biológico (e.g. extensas plataformas rasas). Tal assertiva parece razoável, se considerado que à época de deposição destas rochas os esforços responsáveis pela edificação da Faixa Brasília já eram atuantes (Martins-Neto & Alkmim 2001, Martins-Neto 2009).

Outras feições importantes reportadas por pesquisadores de áreas diversas podem ter alguma relação com a incursão positiva de $\delta^{13}\text{C}$. Zalán & Romeiro-Silva (2007) ao descreverem uma seção sísmica realizada ao longo da Bacia do São Francisco, interpretam uma importante discordância em meio aos carbonatos da Formação Sete Lagoas, propondo a subdivisão da unidade. Tal interpretação é corroborada pelos dados de Rodrigues (2008), em estudos de proveniência a partir da

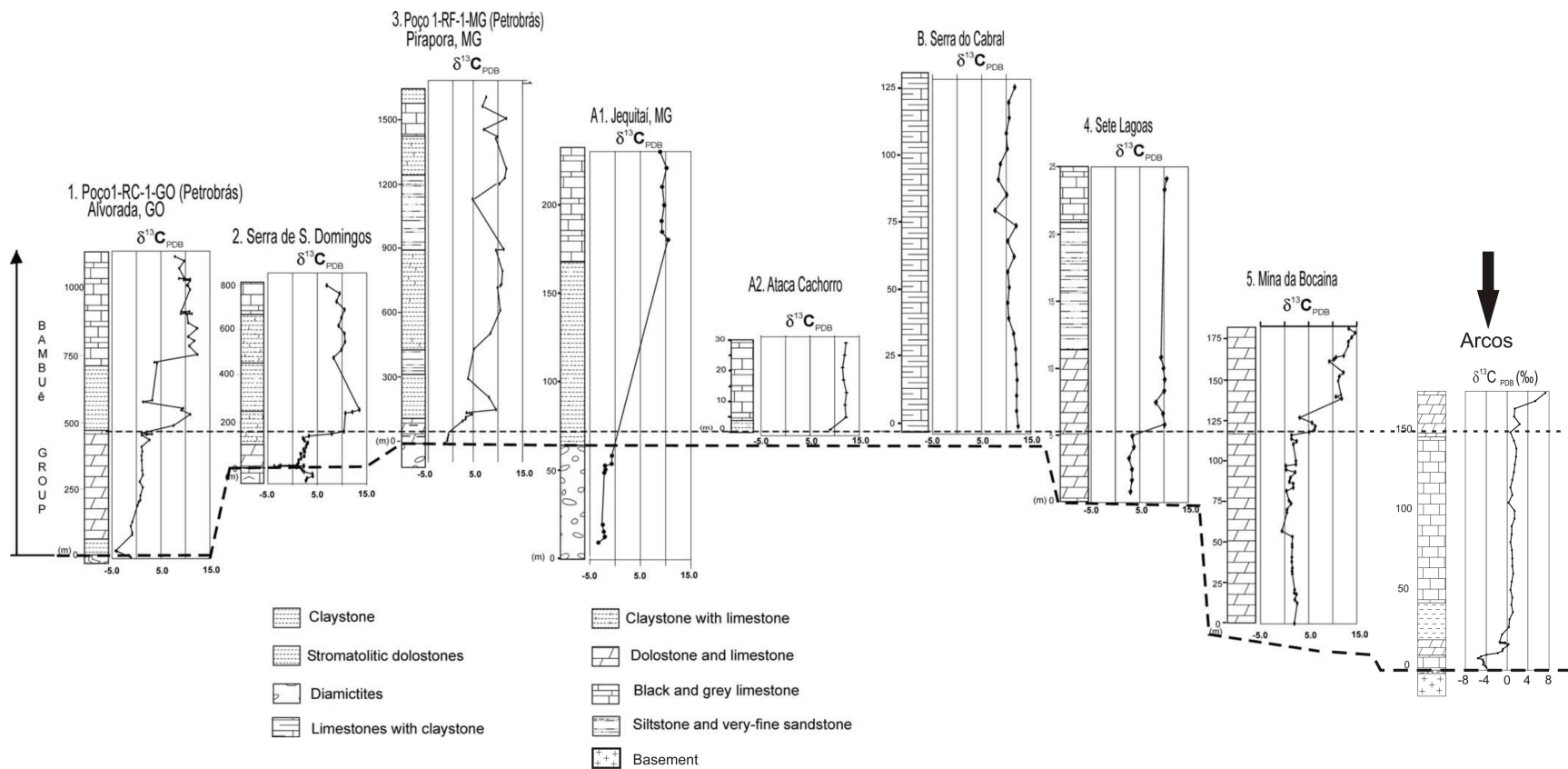


Figura 33. Comparação dos perfis isotópicos de diversas partes da bacia tendo como *datum* a excursão positiva dos valores de $\delta^{13}\text{C}$. A seta indica o perfil isotópico obtido neste trabalho. Modificado de Santos *et al.* (2004).

datação de zircões detríticos. Assim, a ocorrência de uma discordância em meio aos carbonatos estudados surge como uma alternativa para o brusco salto isotópico observado. Tal discordância poderia representar um hiato significativo de não deposição e, ao menos na porção estudada da bacia, ocorreria na forma de paraconformidade, e suas causas podem relacionar-se com o tectonismo ativo, a oeste.

6.3.2.7. Correlações Inter e Intrabaciais

Se analisados de forma geral, os dados isotópicos obtidos apresentam excelente correlação com os padrões descritos para o Grupo Bambuí em outras porções da bacia.

Alvarenga *et al.* (2007) reportam para dolomitos de capa da Formação Sete Lagoas, na região de Bezerra (GO), valores de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de -6‰ , passando para o topo a valores fortemente positivos, em torno de 9‰ . As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ encontradas pelo autor situam-se em torno de 0.7075, também com boa correspondência aos dados aqui apresentados.

Perfis semelhantes de $\delta^{13}\text{C}$ são descritos por Vieira *et al.* (2007) em carbonatos da Formação Sete Lagoas na região de Sete Lagoas (MG) e por Santos *et al.* (2000) em carbonatos da mesma formação nas regiões de Serra de São Domingos (MG) e São Domingos (GO). Em todos os casos, os carbonatos são interpretados como depositados após um evento glacial (carbonatos de capa).

Tendo em vista as correlações descritas, uma correlação direta dos carbonatos estudados com a Formação Sete Lagoas pode ser sugerida. Entretanto, como discutido por Nobre-Lopes (1995), do ponto de vista litoestratigráfico tal correlação apresenta algumas objeções. No perfil investigado, a ocorrência de calcários muito impuros nas Unidades 2 e 3 e de espessos pacotes de carbonatos oolíticos na Unidade 9 são argumentos contrários à correlação, por serem litotipos incomuns nas descrições clássicas da Formação Sete Lagoas.

Ainda assim, em análise mais regional, se consideradas a posição do espesso pacote carbonático estudado em relação ao diamictito e ao embasamento cristalino, além de todas as semelhanças geoquímicas evidenciadas, acredita-se que uma correlação com a Formação Sete Lagoas torna-se possível. As diferenças litológicas observadas poderiam ser resultantes de diferenças nas variáveis que controlam a deposição (e.g. paleogeografia da bacia), o que é perfeitamente imaginável se considerada a extensão da bacia.

Em termos interbaciais, padrões isotópicos de C muito semelhantes aos encontrados aqui são descritos em várias partes do mundo. Entre aqueles que apresentaram semelhanças mais marcantes destacam-se a Formação Frecheirinha (NE do Ceará, Sial *et al.* 2000) e os carbonatos do Membro Bloedriff, Faixa Gariiep, Namibia (Frimmel 2009). O último apresenta correlações notáveis também nos padrões de ETR.

6.3.2.8. Marinoano x Sturtiano

Os dados obtidos sugerem que o diamictito da Unidade 1 tenha origem glacio-terrestre e que os carbonatos que imediatamente o sucedem representem carbonatos de capa. Entretanto, devido às características apresentadas resta ainda a questão: a qual das glaciações usualmente aceitas para o Neoproterozoico – a saber: Sturtiana (c. 740 Ma), Marinoana (c. 630 Ma) e Gaskierana (c. 540 Ma) – a sequência estudada pertenceria?

A falta de idades de deposição das rochas investigadas impossibilita responder a esta pergunta. Apesar disto, algumas possibilidades podem ser levantadas.

Se considerarmos uma correlação com a Formação Sete Lagoas, e assumirmos que ao menos a porção basal desta unidade, no leste da bacia, possui idade de 740 ± 22 Ma (Babinski *et al.* 2007), os depósitos glaciais devem ser relacionados à Glaciação Sturtiana. Em outras porções da bacia, diversos pesquisadores assumem esta interpretação (e.g. Vieira *et al.* 2007, Santos *et al.* 2000, Alvarenga *et al.* 2007).

Por outro lado, se admitirmos as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ como primárias e considerarmos corretas as correlações apresentadas com as curvas globais de $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ apresentadas por Halverson *et al.* (2005, 2007), os carbonatos estudados teriam sido depositados após a Glaciação Marinoana. Neste caso, haveria ou não a possibilidade de correlação com a Formação Sete Lagoas. Em caso negativo, a sequência estudada seria mais jovem do que aquela existente na porção E da bacia, cujos correspondentes não teriam se depositado na região de Arcos. Em caso positivo toda a porção carbonática basal do Grupo Bambuí seria considerada Marinoana. Interpretações neste sentido também já foram feitas por outros autores (e.g. Kawashita 1999, Sial *et al.* 2000).

Na falta de um argumento decisivo para uma ou outra possibilidade, admite-se que a questão carece de mais dados para ser respondida.

6.4. Proveniência Sedimentar

6.4.1. Resultados

Foram realizados estudos de proveniência sedimentar através da datação de zircões detríticos da matriz do diamictito basal (Unidade 1) e da análise isotópica Sm-Nd de rochas pelíticas. Adicionalmente, os dados litoquímicos obtidos, especialmente os relativos aos Elementos Terras Raras, foram interpretados objetivando o estudo de proveniência.

Os zircões separados da matriz do diamictito foram datados pelo método U-Pb empregando a técnica LA-ICP-MS. Para fins estatísticos foram considerados apenas as idades que apresentaram concordância acima de 85%, condição atendida por 34 dos 57 grãos analisados. Os dados relativos a estas análises são sumarizados na Tabela 10.8 (Anexo).

Em geral os zircões apresentam-se pouco arredondados, com cristais variando entre subédricos e euédricos (raramente anédricos). Frequentemente observam-se cristais muito fraturados, enquanto inclusões ocorrem mais raramente. Em imagem de catodoluminescência (Fig. 34) é possível observar zonamento oscilatório magmático bem definido na maioria dos grãos. Núcleos herdados e bordas de recristalização expressivas não foram observados. Do ponto de vista morfológico, a população mais expressiva caracteriza-se por cristais de prismas curtos, com razão comprimento/largura entre 1,5 e 2, enquanto cristais em prismas compridos e cristais sem as faces do prisma bem desenvolvidas ocorrem com bem menos frequência.

As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas foram plotadas em histograma de frequência (Fig. 35), utilizando-se inicialmente todos os grãos que apresentaram concordância $\geq 85\%$ (34 grãos). O histograma evidencia a predominância de uma fonte arqueana, com idade em torno de 2,8 Ga, além de raras fontes mais antigas (3,12 e 3,47 Ga). Quando plotados apenas os grãos com concordância $\geq 90\%$ e $\geq 95\%$ os mesmos picos de frequência são observáveis, apesar do número inferior de medidas (Fig. 36). Este fato reforça a larga predominância de uma fonte com idade em torno de 2.8 Ga em detrimento das demais.

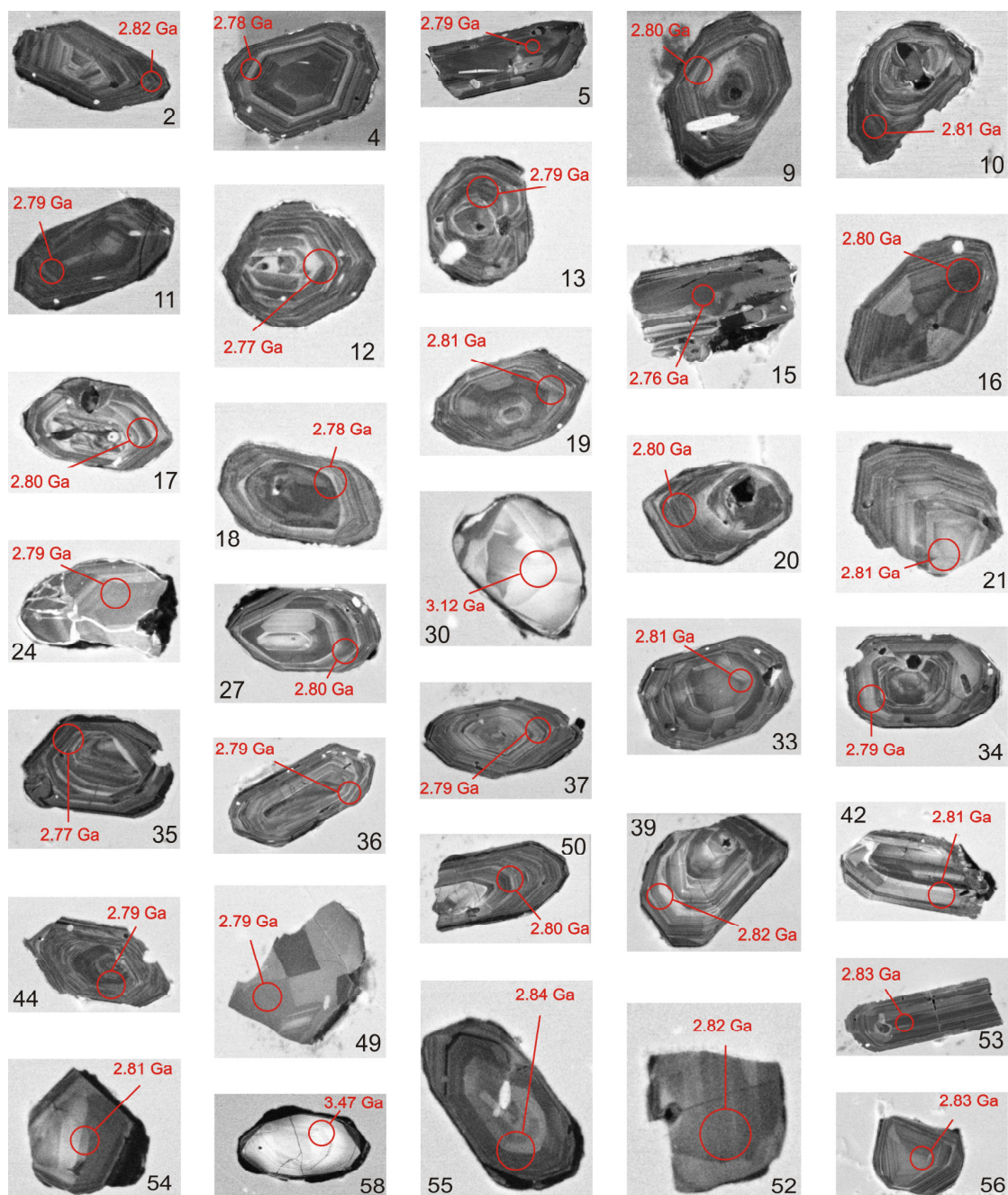


Figura 34. Imagens de catodoluminescência dos 34 grãos analisados por LA-ICP-MS que apresentaram concordância maior ou igual a 85%. Os círculos vermelhos correspondem aos *spots* analisados, e possuem em todos os casos um diâmetro de 29 μ m. Em vermelho estão plotadas as idades ($^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$). Em preto está plotado o número do grão (vide Tabela 10.8, Anexo).

A existência de uma fonte largamente predominante é reforçada pela disposição dos dados no diagrama de concórdia, plotados todos os grãos analisados, inclusive os discordantes (Fig. 37). Os dados exibem uma importante direção de perda de chumbo a

partir das idades concordantes obtidas (c. 2.8 Ga) em direção à origem, sugerindo que mesmo os zircões discordantes pertencem à fonte principal.

Análises isotópicas Sm-Nd em rocha total foram realizadas em uma amostra de folhelho negro da Unidade 3 e em uma amostra de argilito da Unidade 4. Os resultados obtidos encontram-se na Tabela 10.9 (Anexo).

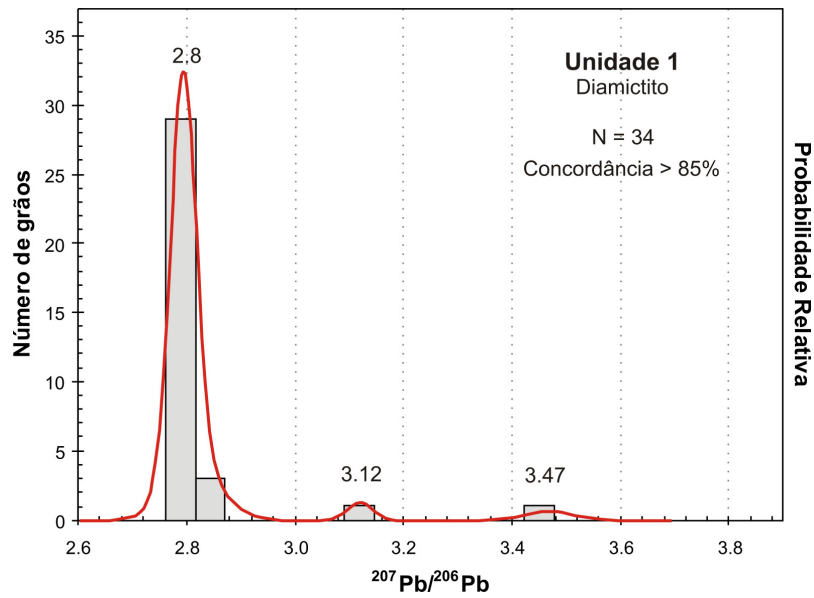


Figura 35. Histograma exibindo a distribuição da probabilidade relativa das idades dos zircões da matriz do diamictito (Unidade 1).

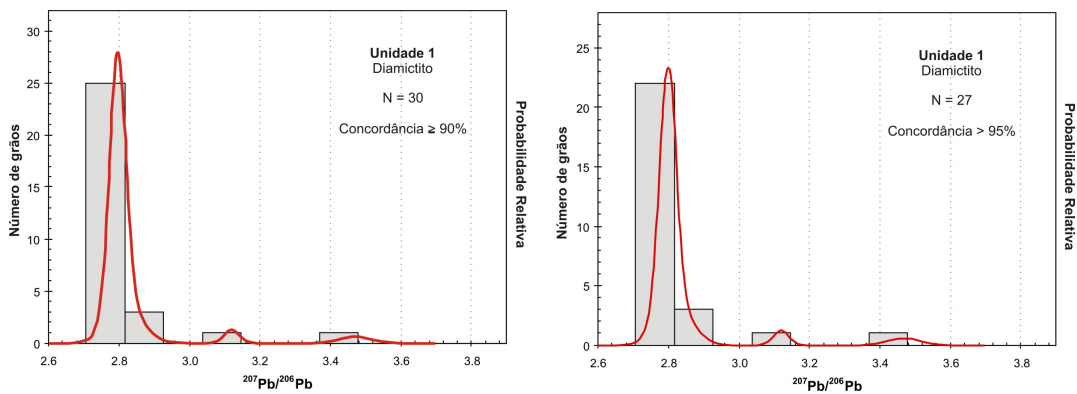


Figura 36. Distribuição da probabilidade relativa das idades dos zircões do diamictito, com concordância > 90% e 95%. Notar a manutenção da larga predominância do pico em 2.8 Ga em todos os casos.

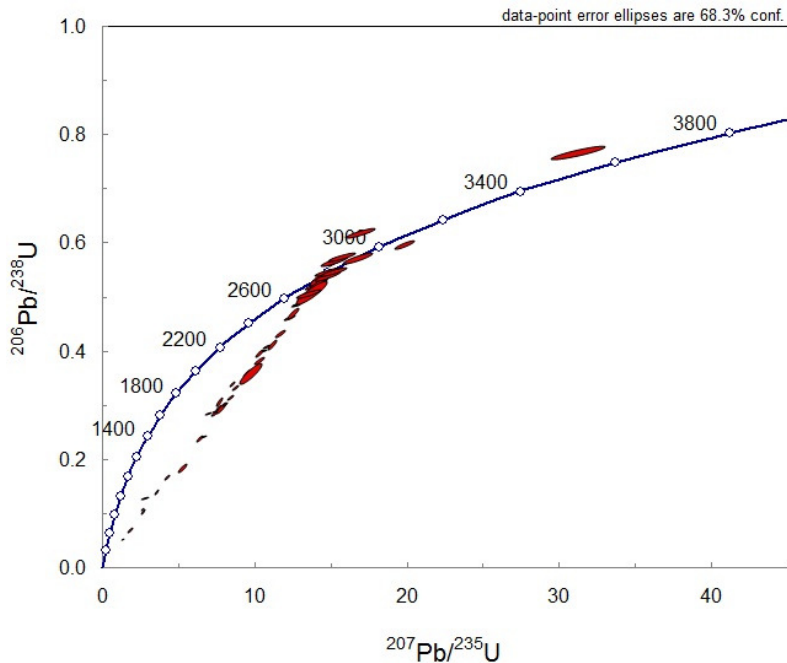


Figura 37. Diagrama U-Pb concórdia dos zircões do diamictito da Unidade 1. N=57.

As duas amostras analisadas apresentaram resultados muito semelhantes. Para o Folhelho Negro da Unidade 3 foi obtida uma idade modelo TDM de 1,7 Ga, com ϵ_{Nd} igual a -16,07. Para o argilito da Unidade 4 também foi obtida uma idade modelo de 1,7 Ga, com ϵ_{Nd} igual a -14,87 (Fig. 38), o que pode indicar uma fonte semelhante para as duas unidades.

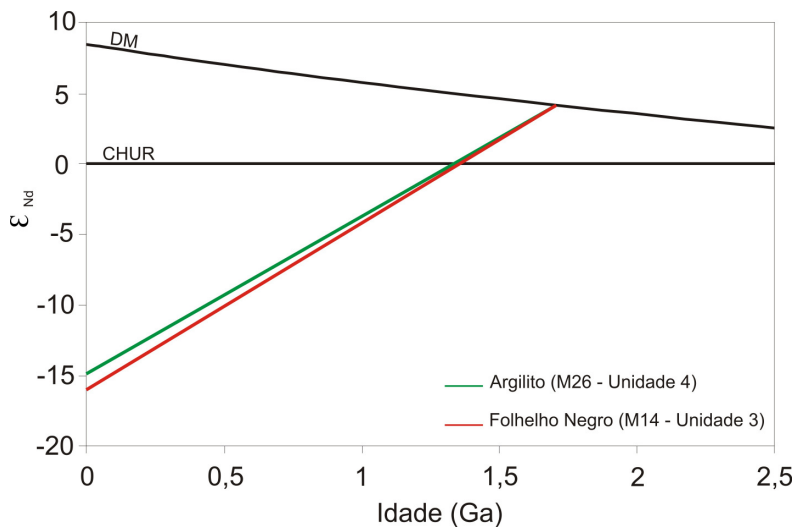


Figura 38. Gráfico exibindo as idades TDM em relação ao ϵ_{Nd} das amostras analisadas. Notar o comportamento semelhante das duas amostras.

Em termos gerais, a composição química das rochas pelíticas, especialmente no que tange aos elementos Terras Raras, representa uma média da composição de suas fontes (McLennan 1989). Sendo assim, a análise dos padrões litoquímicos dos dados obtidos pode fornecer importantes indícios a respeito da proveniência das rochas estudadas.

De acordo com Cullers (2002), as razões Th/Co, La/Sc e La/Cr bem como as relações entre estes elementos, permitem a diferenciação entre fontes básicas e ácidas em folhelhos. Na figura 39 são plotadas as razões Th/Co *versus* La/Sc de amostras pelíticas das Unidades 3 e 4 e de carbonatos impuros das Unidades 2 e 3. Todas as amostras caem no campo indicativo de rochas fontes ácidas. O mesmo acontece no diagrama ternário de La x Th x Sc (Fig. 40), onde as amostras pelíticas e o calcário impuro da Unidade 3 plotam no campo das rochas ácidas. O calcário impuro da Unidade 2 não plota em nenhum dos campos propostos do diagrama ternário. Ressalta-se aqui que a discriminação da fonte dos carbonatos impuros é apenas tentativa, uma vez que os diagramas foram propostos para rochas pelíticas.

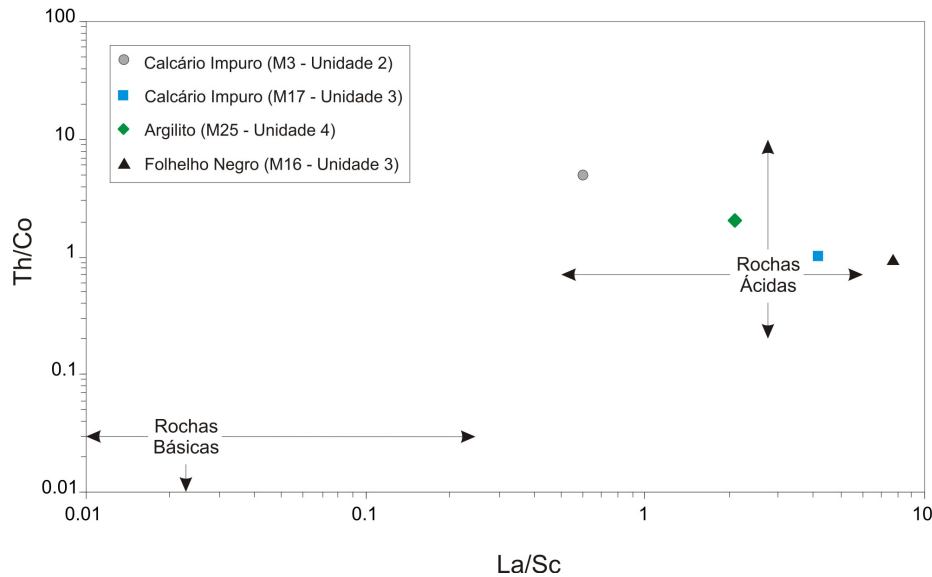


Figura 39. Diagrama da razão La/Sc *versus* Th/Co, utilizado para determinação da natureza da rocha fonte de folhelhos (Cullers 2002).

6.4.2. Discussão

O padrão de idades do diamictito da Unidade 1 mostra uma fonte largamente preferencial com idade próxima a 2,8 Ga. Tendo em vista as datações realizadas (vide tópico 4.1), considera-se que esta fonte predominante seja o próprio granodiorito do embasamento. Considerando um contexto glácio-terrestre para a sedimentação do

diamictito (vide tópico 4.2), processos de abrasão subglacial seriam responsáveis pela disponibilização de grande parte da carga sedimentar, explicando assim a larga predominância da fonte local. A grande ocorrência de zircões euédricos/subédricos corrobora esta interpretação, pois indica que o sedimento foi pouco transportado.

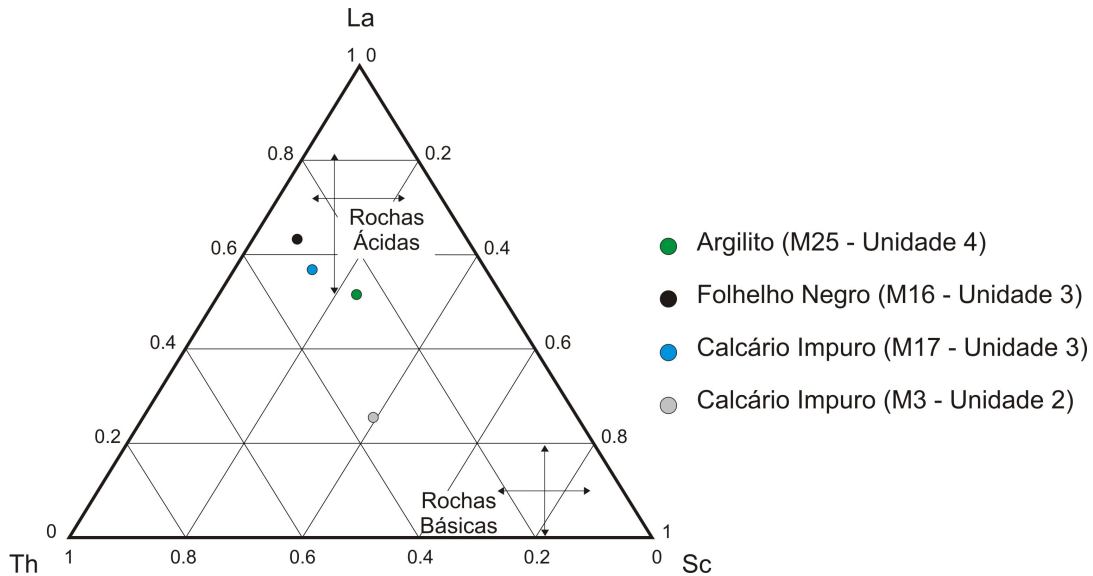


Figura 40. Diagrama ternário La x Th x Sc para discriminação entre áreas fontes ácidas e básicas em folhelhos (Cullers 2002).

Os zircões mesoarqueanos (3,12 Ga) e paleoarqueanos (3,47 Ga) encontrados viriam de fontes mais distantes, o que é indicado pelo maior arredondamento destes grãos. Como fonte mesoarqueana são sugeridas como fonte os Complexos TTG (e.g. Campo Belo, Divinópolis) que ocorrem em largas áreas em toda a parte meridional do cráton. Fontes paleoarqueanas são raras na porção sul do Cráton do São Francisco, e ocorrem apenas como pequenos núcleos em algumas localidades da porção norte deste (Delgado *et al.* 2002). A existência de núcleos desta idade nesta porção do cráton atuando como fonte não é descartada, principalmente se consideradas as grandes áreas, hoje cobertas por sedimentos neoproterozoicos, que pelas anomalias gravimétricas deviam constituir altos do embasamento à época de deposição das unidades estudadas (e.g. Alto de Sete Lagoas, Alkmim 2004).

Semelhantemente ao diamictito estudado, zircões detríticos de conglomerado da Formação Carrancas, analisados por Rodrigues (2008), mostram pico principal em 2,8 Ga, também interpretada como proveniente do embasamento local (Complexo Belo Horizonte).

A análise petrográfica das Unidades 1 e 2 sugere a existência de uma área fonte comum às unidades, devido à semelhança entre os fragmentos detríticos encontrados nos carbonatos da Unidade 2 e alguns clastos do diamictito. Como exemplo, cita-se fragmentos de clorita magnésiana, de cor de interferência pouco comum, encontrados nas duas unidades. Assim, tendo em vista a fonte principal do diamictito, sugere-se que algumas porções do embasamento tenham continuado a atuar como fontes durante a deposição da Unidade 2.

Na Unidade 3 não mais ocorrem fragmentos detríticos em tamanho areia/silte. No entanto, através das descrições petrográficas e geoquímicas, constatou-se uma expressiva contribuição de terrígenos em forma de argila. Este fato sugere uma significativa mudança de fonte, que pode significar o afogamento de todas as porções do embasamento próximo, que não mais atuaria como fonte de sedimentos. No entanto, porções mais distantes do embasamento, poderiam continuar a fornecer sedimentos, agora, porém, em tamanho argila.

Nas Unidades 3 e 4 alterações significativas foram detectadas do ponto de vista de proveniência sedimentar, pois, tendo-se em vista as idades-modelo Sm-Nd de 1,7 Ga, fontes mais jovens passaram a fornecer sedimentos para a bacia. Em teoria, as idades modelo para rochas sedimentares representam uma média ponderada das idades-modelo das fontes. Assim, dois cenários podem ser propostos para explicar os dados:

A – Existência de uma única fonte com idade modelo T_{DM} de 1,7 Ga

B – Mistura entre fontes com idades modelo mais antigas, arqueanas ou paleoproterozoicas, e fontes com idades modelo meso a neoproterozoicas.

Considerando que as rochas fonte destes sedimentos apresentam caráter ácido (vide diagramas discriminatórios neste mesmo tópico) pode-se sugerir algumas possibilidades. Se considerarmos para a bacia um contexto *foreland* (Martins-Neto & Alkmim 2001, Martins-Neto 2009) teríamos uma região soerguida a oeste, fornecendo sedimentos para a bacia. Na Faixa Brasília são descritas, ainda que localmente, rochas com TDM em torno de 1,7 Ga, a exemplo de rochas do Grupo Canastra na região de Tapira (Silva *et al.* 2006), que poderiam funcionar como fonte única (A). No entanto, dada a raridade das rochas, a distância das mesmas e o contexto deposicional, tal hipótese não parece plausível.

Por outro lado, se considerarmos a grande ocorrência de fontes ácidas com idades modelo antigas tanto no Cráton do São Francisco (Complexos TTG) quanto na Faixa Brasília, a hipótese (B) parece mais viável, sendo necessária apenas a

disponibilidade de fontes com idades modelo mais jovens. Seer *et al.* (2010) descreve rochas graníticas intrusivas no Grupo Araxá com idades U-Pb de 790 Ma e T_{DM} em torno de 1,4 Ga, que poderiam estar disponíveis como fonte à época de deposição das rochas estudadas. Rochas com estas características também são descritas por Klein (2008) na região de Catalão (GO).

Apesar de especulativas, as discussões sobre a rocha fonte dos sedimentos pelíticos fornecem um importante parâmetro para a interpretação geotectônica da bacia. Indiferente da fonte em si, os dados obtidos sugerem necessariamente a existência de uma fonte mais jovem, o que, dado o contexto geológico local, corrobora uma origem *foreland* para o Grupo Bambuí.

CONCLUSÕES

Através de dois testemunhos de sondagem da região de Arcos foi possível a descrição detalhada de uma seção com cerca de 175m de espessura, onde foram definidas, além do embasamento cristalino, 10 unidades sedimentares. Análises químicas (maiores, traços, terras raras), isotópicas (C, O, Sr) e geocronológicas (U-Pb, Sm-Nd) realizadas em amostras coletadas ao longo da seção levaram a diversas conclusões sobre a gênese, idade e proveniência sedimentar das unidades descritas:

- O embasamento na região de Arcos é representado por um granodiorito do tipo I, cristalizado entre 2,8 – 2,9 Ga (U-Pb em zircões). A rocha possui idade modelo TDM de 3,0 Ga e ϵ_{Nd} de 1,49, dados que, juntamente com suas características petrográficas e geoquímicas, indicam protólito com contribuição juvenil. Sua assinatura litoquímica é indicativa de magma cálcio-alcálico cristalizado em sistema orogênico colisional. Por sua idade e características considera-se que o mesmo representa um corpo intrusivo aos Complexos TTG da porção sul do Cráton do São Francisco, possivelmente correlato à Unidade Granítica do Complexo Campo Belo.
- O diamictito da Unidade 1 apresenta características compatíveis com uma gênese glacioterrestre, que sugerem sua classificação como tilito de alojamento. Zircões detríticos separados de sua matriz e datados (U-Pb, LA-ICP-MS) mostram pico principal de idades em c. 2,8 Ga, evidenciando que os sedimentos provêm principalmente do próprio embasamento. Fontes mais antigas (3,02 e 3,47 Ga) são muito menos significativas, sugerindo uma posição mais distal em relação à bacia. Neste contexto, sugere-se que processos de abrasão subglacial seriam responsáveis pela disponibilização de grande parte da carga sedimentar transportada pelas geleiras durante a sedimentação do diamictito.
- O perfil de $\delta^{13}C$ obtido na sequência carbonática que cobre o diamictito inicia-se, na base, com valores negativos (c. -4‰), passando a valores próximos a 1‰ na porção mediana da coluna e dando um brusco salto para valores positivos no topo desta (c. +8‰). Esta assinatura, sobretudo em sua porção basal, sugere

gênese em contexto pós-glacial para os carbonatos. Neste contexto, conclui-se que as Unidades 2 e 3 constituem verdadeiros carbonatos de capa, apresentando inclusive feições típicas destes, como leques de cristais pseudomorfos de aragonita. Os dados litogeoquímicos, em especial os elementos Terras Raras indicam mistura significativa de água doce à água do mar, o que pode ser decorrente de mudanças climáticas associadas à deglaciação.

- A brusca incursão positiva nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ observada no topo da seção (c. 0 para 8‰) é correlata a feições semelhantes descritas em outras porções da bacia. Na coluna estudada, a coincidência desta anomalia com uma importante camada de brecha sugere que tal litotipo possa ser um importante registro para o entendimento da evolução da bacia. A anomalia também marca o aparecimento de uma profusão de corpos estromatolíticos, indicando um brusco aumento da bioatividade no período. Dado o contexto geológico regional, acredita-se que fatores tectônicos tenham importante papel no desenvolvimento desta feição.
- Os pelitos presentes nas Unidades 3 e 4 possuem idades modelo TDM de 1,7 Ga e ϵNd de -16,07 e -14,87, respectivamente. Estes dados indicam a presença de uma fonte mesoproterozóica a neoproterozóica para os sedimentos, o que, tendo em vista o contexto geológico, corrobora com a interpretação de um caráter *foreland* para o Grupo Bambuí.
- Os folhelhos negros descritos na Unidade 3 apresentam assinatura geoquímica peculiar (e.g. baixo Si, alto C, Mg, P, Th, Sr, REE) e podem ter um significado importante para o entendimento da evolução da bacia. Além disto, sua composição carbonosa assume grande importância do ponto de vista econômico, dado seu potencial para a geração de hidrocarbonetos.

SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Os resultados obtidos no presente trabalho renderam uma gama de conclusões que contribuirão para o entendimento da evolução do Grupo Bambuí. Durante o desenvolvimento da pesquisa, no entanto, algumas questões de grande relevância científica vieram à tona e merecem ser aqui citadas como temas para futuros estudos na região.

- O granodiorito descrito representa um corpo intrusivo nos Complexos TTG. A exemplo de outras ocorrências da porção sul do Cráton do São Francisco, estes corpos apresentam dimensões muito variáveis. Sendo assim, qual seria a dimensão deste corpo intrusivo?
- O par diamictito/carbonato amostrado pelo furo de sonda representou um fato inédito para a região, pois ocorrências semelhantes não haviam sido ainda descritas na região. Dada a pequena espessura do diamictito, a seguinte questão é levantada: O desconhecimento de ocorrências aflorantes do diamictito deve-se à descontinuidade dos corpos ou à falta de trabalhos de detalhe na região de contato com o embasamento? Ou ainda: existirão afloramentos desta camada de diamictito não mapeadas devido à sua pequena espessura?
- A ocorrência de folhelhos negros, potencialmente carbonosos, na Unidade 3 é curiosa, e se soma a outras ocorrências deste tipo de rocha ao longo de toda a bacia (e.g. Kuchenbecker & Pedrosa-Soares 2010, Kuchenbecker 2011, Reis 2011, Seer & Morais 2011), levando às seguintes questões: Qual seria o real significado destas camadas de folhelho negro na evolução da bacia? Qual o seu potencial enquanto geradoras de hidrocarbonetos?
- O brusco salto isotópico observado no topo da sequência estudada é, aparentemente, uma anomalia regional, podendo representar um evento importante durante a evolução da bacia. Seria este salto o registro de uma discordância significativa na porção basal do Grupo Bambuí? Se assim for, qual o significado da brecha basal da Unidade 10?

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ader M., Macouin M., Trindade R.I.F, Hadrien M. H., Yang Z., Sun Z., Besse J. 2009. A multilayered water column in the Ediacaran Yangtze platform? Insights from carbonate and organic matter paired $\delta^{13}\text{C}$. *Earth and Planetary Science Letters* 288: 213–227.
- Allan J.R. & Mattheus R.K. 1982. Isotope signature with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, 29:797-817.
- Allen P.A. & Hoffmann P. F. 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature*, 433: 123-127.
- Alibo D. S. & Nozaki Y. 1999. Rare earth elements in seawater: Particle association, shale-normalization and Ce oxidation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63: 363–372.
- Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. *In: Mantesso-Neto, V. et al. (ed.) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p. 17-34, São Paulo, Beca, 647p.
- Alvarenga C.J.S., Della Giustina, M.E.S., Silva N.G.C., Santos R.V.S., Gioia S.M.C.L., Guimarães E.M., Dardenne M.A., Sial A.N., Ferreira V.P. 2007. Variações dos isótopos de C e Sr em carbonatos pré e pós-glaciação Jequitaí (Esturtiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4): 147-155.
- Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Santos, R.V., Brod E.R., Gioia S.M.C.L., Sial A.N., Dantas E.L., Ferreira V. 2008. Isotope stratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates in the Araras Group, Brazil. *Gondwana Research* 13: 469-479.
- Babinski M. 1993. Idades isocrônicas Pb/Pb e geoquímica isotópica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco. Tese de Doutorado, Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Universidade de São Paulo, São Paulo, 133p.
- Babinski M., Vieira L.C., Trindade R.I.F. 2007. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, 19: 401–406.
- Baker P.A., Gieskes J.M., Elderfield H. 1982. Diagenesis of carbonates in deep-sea sediments: evidence from Sr/Ca ratios and interstitial dissolved Sr^{2+} data. *Journal of Sedimentology and Petrology*, 52:71–82.
- Banner J.L. 2004. Radiogenic isotopes: systematics and applications to Earth surface processes and chemical stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 65:141-194.
- Barros C. E., Nardi L.V.S., Dillenburg S.R. 2005. Geoquímica de minerais detríticos em estudos de proveniência: uma revisão. *Revista Pesquisas em Geociências*, 32(1): 3-15.
- Bennett M. R. & Glasser N.F. 2009. *Glacial geology: ice sheets and landforms - 2nd ed.* John Wiley & Sons Ltd. Chichester. 400p.
- Brasier M.D., Anderson M.M., Corfield R.M. 1992. Oxygen and carbon isotope southeastern Newfoundland and England. *Geological Magazine*, 129:319-332.

- Broecker W.S. & Peng T.S. 1982. Tracers in the sea. Eldio Press, New York, 690p.
- Brownlow H.A. 1979. Geochemistry. Boston, Prentice-Hall. 498p.
- Boulton G. S. 1974. Processes and patterns of glacial erosion. *In*: Coates D. R. (Ed.) Glacial Geomorphology. The Binghamton symposia in geomorphology: international series n° 5. p. 41-87.
- Burke W.M., Denison R.E., Hetherington E.A., Koepnick R.B., Nelson M.F., Omo J.B. 1982. Variations of seawater $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10: 516–519.
- Braun O. P. G. 1968. Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia 22. Belo Horizonte. *Anais*. p. 155-166.
- Carol H. 1947. The formation of rock moutonees. *Journal of Glaciology*, 1: 58-59.
- Chappell B.W. & White A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48: 489-499.
- Cherniak D.J., Hanchar J.M., Watson E. B. 1997. Rare-earth diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 134:289–301.
- Coelho J. C. C., Martins-Neto M. A., Marinho M. S. 2008. Estilos estruturais e evolução tectônica da porção mineira da bacia proterozóica do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2): 149-165.
- Corfield R.M. 1994. Paleocene oceans and climate: An isotopic perspective. *Earth Science Review*, 37: 225-252.
- Costa M.T. da & Branco J.J.R. 1961. Roteiro para a excursão Belo Horizonte - Brasília. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 14, Belo Horizonte, EEUFMG-Instituto de Pesquisas Radioativas, *Publicação 15*, 25 p.
- Cullers R.L. 2002. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chemical Geology*, 191(4): 305-327.
- Dardenne M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30 (2): 597-610.
- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V, Valente C.R., Perrotta M.M., Heineck C.A. 2002. Escudo Atlântico, *In*: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti M., Gonçalves J.H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*.
- DePaolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291:193-196.
- Derry, L.A., Keto, L.S., Jacobsen, S.B., 1989. Sr isotopic variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(9):2331-2339.
- Duyster J. P. 2000. StereoNett Version 2.46. Institut für Geologie, Ruhr Universität-Bochum.
- Einsele G. 1992. Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget. Springer-Verlag. New York. 628p.

- Elholou S.; Belousova E.; Griffin, W.L.; Peasom, N.J. & O'Reilly S.Y. (2006) Trace element and isotopic composition of GJ red zircon standard by laser ablation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70(18): 158
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2nd edition. John Wiley, New York, 589p.
- Fernandes R. A. & Carneiro M.A. 2000. O Complexo Metamórfico Campo Belo (Cráton São Francisco Meridional): unidades litodêmicas e evolução tectônica. *Revista Brasileira Geociências*, 30: 671-678.
- Figueiredo M. F. 2006. Químioestratigrafia das rochas ediacarianas do extremo norte da Faixa Parguai, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 119p.
- Font E., Nédélec A., Trindade R.I.F., Macouin M., Charrière A. 2006. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d'Oeste cap dolostones (Mato Grosso, Brazil): An alternative model for Marinoan cap dolostone formation. *Earth and Planetary Science Letters* 250: 89 – 103.
- Frimmel H.E. 2009. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chemical Geology*, 258: 338–353.
- Halverson, G.P., Maloof, A., Hoffman, P., 2004. The Marinoan Glaciation (Neoproterozoic) in northeast Svalbard. *Basin Research* 16: 297-324.
- Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof A.C. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Geological Society of America*, 117(9): 1181-1207.
- Halverson G.P., Dudás F.O., Maloof A.C., Bowring S.A. 2007. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 256: 103–129
- Heineck C.A., Leite C.A.S., Silva M.A. da, Vieira V.S. 2003. Mapa Geológico de Minas Gerais, Escala 1:1.000.000.
- Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P. 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281:1342-1346.
- Hoffman, P.F. & Schrag, D.P., 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, 14(3):129-155.
- Hoffman P.F. & Li Z.X. 2009. A paleogeographic context for Neoproterozoic glaciations: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 277: 158-172.
- Iyer S.S., Babinski M., Krouse H.R., Chemale Jr F. 1995. Highly ^{13}C enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Research*, 73: 271–282.
- Jacobsen S. & Kaufman A. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of the Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161:37-57.
- Jones C.E., Jenkyns H.C., Coe A.L., Hesselbo S.P. 1994. Strontium isotopic variations in Jurassic and Cretaceous seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58:3061–3074.

- Kah, L.C. 2000. Depositional $\delta^{18}\text{O}$ signatures in Proterozoic dolostones: constraints on seawater chemistry and early diagenesis. *In: Grotzinger, J.P. & James, N.P. (eds.), 2000. Carbonate sedimentation and diagenesis in the involving Precambrian World. Society for Sedimentary Geology, Special Publication 67.*
- Karthur J.A. 1993. Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield. *Bulletin of Geological Survey of Finland*, 371:1-87.
- Kaufman A.J. & Knoll A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic compositional of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, 73:27-49.
- Kaufman A.J., Hayes J.M., Knoll A.H., Germs G.J.B. 1991. Isotopic composition of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibia: Stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism, *Precambrian Research*, 49: 301–327.
- Kawashita K. 1999. Datação de rochas carbonáticas: Grupo Bambuí como exemplo. *An Acad Bras Ciências* 71(4-II): 1037-1038.
- Klein P.B.W. 2008. Geoquímica de rocha-total, Geocronologia de U-Pb, e Geologia isotópica de Sm-Nd das rochas ortognaissicas e Unidades litológicas associadas da região de Ipameri-Catalão (Goiás). Tese de doutorado, Universidade de Brasília, 183p.
- Knoll A.H., Hayes J.M., Kaufman A.J., Swett K. & Lambert I.B. 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, 321:832-837.
- Knoll A.H. & Walter M.R. 1992. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history. *Nature*, 356:673-678.
- Krauskopf K. B. & Bird D. K. 1995. *Introduction to Geochemistry*. McGraw-Hill. 647p.
- Kuchenbecker M. 2011 (*no prelo*). Relatório da Folha Luz (1:100.000). Convênio CODEMIG/UFMG.
- Kuchenbecker M., Lopes-Silva L. L., Pimenta F., Pedrosa-Soares A. C., Babinski M. *no prelo*. Estratigrafia da porção basal do Grupo Bambuí na região de Arcos (MG): uma contribuição com base em testemunhos de sondagem. *Geologia USP – Série Didática*.
- Kuchenbecker M. & Pedrosa-Soares A. C. 2010 (*no prelo*). O Grupo Bambuí na Folha Luz (SE 23-Y-D-V). *Geonomos*.
- Madalosso A., Veronese V. F. 1978. Considerações sobre a estratigrafia das rochas carbonatadas do Grupo Bambuí na região de Arcos, Pains e Lagoa da Prata (MG). *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. Anais 2. p. 635-648.
- Mallinson D. & Compton J.S. 1997. Linking phosphogenetic episodes on the southeast U.S. margin to marine $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ records. *Geology*, 25:103-106.
- Maniar P. D., Piccoli P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geochemical Society of America Bulletin*, 101: 635-643.

- Martin E.E., MacDougall J.D. 1991. Seawater Sr isotopes at the Cretaceous/Tertiary Boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 104:166–180.
- Martins-Neto M. A. 2009. Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 163–176.
- Martins-Neto M.A., Pedrosa-Soares A.C., Lima S.A.A. 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 141/142: 343-370.
- McLennan S.M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. *Rev. Mineral.*, 21: 169-200.
- Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Fallick A.E. 2001. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for ‘blind dating’. *Terra Nova*, 13:1-11.
- Muzzi Magalhães P. 1989. Análise estrutural qualitativa das rochas do Grupo Bambuí, na porção sudoeste da Bacia do São Francisco. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 100 p.
- Nobre-Lopes, J. 1995. Faciologia e gênese aos carbonatos do grupo Bambuí na região de Arcos, Estado de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 166p.
- Noce C.M., Teixeira W., Quéméneuer J.J.G., Martins, V.T.S. e Bolzachini E. 2000. Isotopic signatures of paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South America Earth Sciences*, 13: 225–239.
- Oliveira A.H. & Carneiro M.A. 2001. Campo Belo Metamorphic Complex: Tectonic evolution of an Archean sialic crust of the southern São Francisco Craton in Minas Gerais (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73(3): 397-415.
- Pearce J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19:120-125.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25(4): 956-983.
- Pedreira A.J., Aragão M.A.N.F, Magalhães A.J.C. (Org.). 2008. *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. Beca. 343p.
- Pflug R. & Renger F. E. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Craton Sanfranciscano. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 27 Anais 2*. p. 5-19.
- Pinto, C. P., Martins-Neto, M. A. (Eds.). 2001. *A Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte, SBG-MG. 349 p.
- RADAMBRASIL. 1982. Folha SD.23, Brasília. *Levantamento de Recursos Naturais*, v.29, 660p.
- Reis H.L.S 2011 (*no prelo*). Relatório da Folha Serra Selada (1:100.000). Convênio CODEMIG/UFMG.
- Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Senra A.S., Valeriano C.M., Trouw R.A.J. 2008. Nota explicativa sobre a Folha Piumhi (1:100.000). CPRM. Brasília. 57p.

- Ribeiro J. H., Tuller M. P., Pinho J. M. M., Signorelli N., Féboli W. L. 2009. A fácies diamictito da Formação Carrancas, Grupo Bambuí, na região sudoeste da Bacia do São Francisco, MG. Simpósio Interno da CPRM.
- Rodrigues J.B. 2008. Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 141p.
- Rosa M.L.S., Conceição H., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Marinho M.M., Leal R.C.M., Cunha M.P., Rios D.C. 2005. Assinatura mantélica de isótopos de carbono e oxigênio em cristais de calcita de rochas foid-sieníticas da província alcalina do sul do estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(4): 71-76.
- Santos R.V., Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Sial A.N., Ferreira V.P. 2000. Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranoá groups. *Precambrian Research*, 104: 107-122.
- Santos R.V., Alvarenga C.J.S., Babinski M., Ramos M.L.S, Cukrov N., Fonseca M.A., Sial A.N., Dardenne M.A., Noce C.M. 2004. Carbon isotopes of Mesoproterozoic–Neoproterozoic sequences from Southern Sao Francisco craton and Aracuai Belt, Brazil: Paleographic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 27–39.
- Schidlowski M., Hayes J.M., Kaplan I.R. 1983. Isotopic inference of ancient biochemistries: carbon, sulfur, hydrogen and nitrogen. *In: Schopf, J.M. (ed.), Earth's Earliest Biosphere, its origin and Evolution*. Princeton University Press, p. 149-186.
- Schöll W.U. 1976. Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí na parte sudeste da Bacia do São Francisco. *In: SBG, Congr. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, Anais 2*, p. 207-231.
- Seer H. & Moraes L.C. 2011 (*no prelo*). Relatório da Folha Campos Altos (1:100.000). Convênio CODEMIG/UFMG.
- Seer H., Moraes L.C., Junges S.L. 2010. Novos dados U-Pb e Sm-Nd de granitos intrusivos no Grupo Araxá, Faixa Brasília Meridional, entre a região de Araxá e Monte Carmelo, MG. *In: 45 Congresso Brasileiro de Geologia, Anais*.
- Sial, A.N., Ferreira, V.P., Almeida, A.R., Romano, A.W., Parente, C., da Costa, M.L., Santos, V.H., 2000. Carbon isotope fluctuations in Precambrian carbonate sequences of several localities in Brazil. *Academia Brasileira de Ciências, Anais* 72, p. 540–557.
- Silva L.C. 2006. Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros. CPRM, 132p.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12:1-33
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell (Oxford), 312pp.
- Thunell R.C., Williams D.F., Howell M. 1987. Atlantic-Mediterranean water exchange during the Late Neogene. *Paleoceanography*, 2:661-678.

- Tucker M.E. 2003. Sedimentary rocks in the field. John Wiley & Sons Ltd. Chichester. 236p.
- Tucker M.E. 1986. Formerly aragonitic limestone associated with tilites in the Late Proterozoic Kingston Peak Formation of Death Valley, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56:818-830.
- Uhlein A., Lima O.N.B., Fantinel L.M., Baptista M.C. 2004. Estratigrafia e evolução geológica do Grupo Bambuí, Minas Gerais (Roteiro Geológico). *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 42, Araxá, *Anais*, CD-Rom (1 vol).
- Veizer J., Compston W., Clauer N., Schidlowski M. 1983. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Late Proterozoic carbonates: Evidence for a mantle event at 900 Ma ago. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 295-302.
- Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161: 59-88.
- Vieira L.C., Trindade R.I.F., Nogueira A.C.R., Ader M. 2007. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *Comptes Rendus Geoscience*, 339: 240–258.
- Walter M.R., Veevers J.J., Calver C.R., Gorgan P., Hill A.C. 2000. Dating the 840-544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models. *Precambrian Research*, 100: 371-433.
- Wilcox D., Dove B., McDavid D., Greer D. 2002. Image Tool for Windows. University of Texas Health Science Centre, San Antonio. Disponível em: <http://ddsdx.uthscsa.edu/dig/itdesc.html>. Acesso em 15/08/2010.
- Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis. Unwin Hyman, London. 480p.
- Xu B., Xiao S., Zou H.-B., Chen Y., Li Z.-X., Song B., Liu D.-Y., Zhou C.-M., Yuan X.-L. 2009. SHRIMP zircon U–Pb age constraints on Neoproterozoic Quruqtagh diamictites in NW China. *Precambrian Research* 168: 247–258.
- Zalán P. V. & Romeiro-Silva P.C. 2007. Proposta de mudança significativa na coluna estratigráfica da Bacia do São Francisco. *In: 14º. Simpósio de Geologia de Minas Gerais e 10º Simpósio de Geologia do Sudeste*, Anais, p. 79.
- Zhao Y., Zheng Y., Chen F. 2009. Trace element and strontium isotope constraints on sedimentary environment of Ediacaran carbonates in southern Anhui, South China. *Chemical Geology*, 265: 345-362.

ANEXOS – TABELAS**Tabela 10.1. Análise química do granodiorito do Embasamento**

Elementos Maiores (%)		Elementos Traços (ppm)			Elem. Terras Raras (ppm)		
SiO ₂	62,50	Au	<0,5	V	88	La	30,6
TiO ₂	0,67	Ba	1136	W	246,7	Ce	65,5
Al ₂ O ₃	14,75	Be	2	Zr	203,0	Pr	6,74
Fe ₂ O ₃	4,98	Co	43,7	Ag	0,0	Nd	27,1
MnO	0,07	Cs	5,8	As	1,2	Sm	4,63
MgO	3,29	Ga	17,7	Bi	0,1	Eu	1,16
CaO	2,55	Hf	5,4	Cd	0,0	Gd	4,33
Na ₂ O	3,27	Nb	11,4	Cu	15,0	Tb	0,68
K ₂ O	3,66	Ni	34	Hg	0,0	Dy	3,82
P ₂ O ₅	0,27	Rb	141,2	Mo	0,3	Y	21,4
LOI	3,7	Sc	10	Ni	29,0	Ho	0,73
Cr ₂ O ₃	0,006	Sn	3	Pb	5,3	Er	2,25
TOT/S	0,09	Sr	273,9	Sb	0,0	Tm	0,34
TOT/C	0,27	Ta	1,3	Se	0,0	Yb	2,21
		Th	9,8	Tl	0,2	Lu	0,34
		U	2,9	Zn	63	ΣREE	171,8

Tabela 10.2. Resultado da datação U-Pb (LA-ICP-MS) de três zircões do embasamento

Zircão	Razões										Idades						Conc. %
	207/235	1 σ	206/238	1 σ	238/206	1 σ	207/206	1 σ	208/206	1 σ	T206/238	1 σ	T207/235	1 σ	T207/206	1 σ	
1	17,0258	0,6353	0,6183	0,0062	1,6174	0,0161	0,1982	0,0054	-0,4205	0,5781	3,103	0,025	2,936	0,035	2,817	0,045	106
2	15,7959	0,5784	0,5737	0,0055	1,7432	0,0169	0,2005	0,0054	-0,4524	0,3922	2,923	0,023	2,865	0,034	2,836	0,044	102
3	16,8501	0,6317	0,5717	0,0063	1,7491	0,0193	0,2126	0,0058	-0,8740	0,6935	2,915	0,026	2,926	0,035	2,932	0,043	100

Tabela 10.3. Resultado da análise de Sm-Nd (rocha total) em amostra do embasamento

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	Erro	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Erro (2s)	T _{DM} (Ga)	eNd(0)
M1	4,903	25,427	0,1166	0,0007	0,511164	0,000009	3,0	-28,76

Tabela 10.4. Resultado da análise química de elementos maiores e classificação química das rochas sedimentares

	Elementos Maiores (%)													Classificação Química
	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	MgO	TiO2	P2O5	Na2O	K2O	MnO	LOI	TOT/C	TOT/S	
M3	12,19	2,80	2,74	25,45	17,69	0,16	0,04	0,24	0,25	0,07	38,0	10,42	0,87	Não se aplica (Calcário Impuro)
M5	9,2	2,14	1,57	29,6	17,2	0,15	0,078	0,29	0,1	0,04	40,03	—	—	Não se aplica (Calcário Impuro)
M7	21,2	5,65	3,58	24,2	11,7	0,32	0,13	0,71	1,34	0,06	28,24	—	—	Não se aplica (Calcário Impuro)
M9	27	6,86	3,57	29,1	5,61	0,36	0,702	1,01	0,7	0,06	24,75	—	—	Não se aplica (Calcário Impuro)
M11	17,9	2,61	3,33	26,6	13,4	0,14	0,085	<0,1	0,57	0,38	35,18	—	—	Não se aplica (Folhelho)
M13	18,2	2,53	1,83	26,3	14,1	0,1	0,028	0,13	0,76	0,13	35,56	—	—	Dolomito calcítico
M15	16,8	2,06	1,62	27,4	14,1	0,1	0,042	0,12	0,61	0,15	36,48	—	—	Dolomito calcítico
M16	30,46	7,01	3,40	19,37	10,03	0,34	3,92	0,28	2,03	0,09	22,7	6,15	1,80	Não se aplica (Folhelho)
M17	18,75	3,68	1,31	25,92	12,75	0,16	1,12	0,18	1,17	0,13	34,5	9,27	0,20	Dolomito calcítico
M19	8,24	1,93	0,81	31,7	15,6	0,11	0,044	<0,1	0,69	0,15	40,69	—	—	Dolomito calcítico
M21	23,4	4,57	2,19	22,8	12,6	0,23	0,059	0,27	1,47	0,4	31,19	—	—	Não se aplica (Marga)
M25	55,04	10,97	5,09	7,06	5,95	0,51	0,11	0,34	3,28	0,05	11,4	2,51	<0,02	Não se aplica (Argilite)
M27	9,1	1,87	1,18	47,4	1,38	0,13	0,038	0,19	0,54	0,03	37,14	—	—	Calcário magnesiano
M29	0,8	0,17	0,11	54,8	0,85	0,04	0,012	<0,1	0,07	<0,01	43,33	—	—	Calcário
M31	1,72	0,6	0,2	52,3	1,14	0,04	0,029	<0,1	0,19	<0,01	42,68	—	—	Calcário
M33	0,44	0,06	<0,04	55,18	0,47	<0,01	0,02	<0,01	0,03	<0,01	43,7	12,31	0,02	Calcário
M35	0,92	0,38	0,12	51,5	3,22	0,04	0,077	<0,1	0,1	<0,01	43,51	—	—	Calcário magnesiano
M37	0,41	0,06	<0,04	54,91	0,94	<0,01	0,04	<0,01	0,03	<0,01	43,5	12,19	<0,02	Calcário
M39	2,63	0,33	0,1	53,6	0,37	0,04	0,112	<0,1	0,05	<0,01	42,39	—	—	Calcário
M41	0,66	0,14	0,05	44,75	9,03	<0,01	0,22	<0,01	0,06	<0,01	44,9	12,39	0,02	Calcário dolomítico
M43	0,22	<0,1	0,04	55,3	0,24	0,02	0,054	<0,1	0,01	<0,01	43,64	—	—	Calcário
M45	0,73	0,02	<0,04	55,57	0,21	<0,01	0,07	<0,01	0,02	<0,01	43,1	12,03	<0,02	Calcário
M46	0,3	0,18	0,01	54,9	0,2	0,02	0,054	<0,1	<0,01	<0,01	43,52	—	—	Calcário
M48	0,21	<0,01	<0,04	55,89	0,14	<0,01	0,07	<0,01	0,01	<0,01	43,2	12,09	<0,02	Calcário
M50	1,94	0,19	0,15	31,73	18,79	<0,01	<0,01	0,02	0,07	0,01	46,7	12,63	0,04	Dolomito calcítico
M52	0,92	0,15	0,1	33,6	18,6	0,02	<0,01	<0,1	0,08	<0,01	46,21	—	—	Dolomito calcítico

Tabela 10.5. Resultado da análise química de elementos traços e ETR das rochas sedimentares

	M16	M3	M17	M25	M33	M37	M41	M45	M48	M50
Elementos Traços (ppm)										
Au	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Ba	355	44	227	451	9	11	20	18	37	24
Be	1	<1	1	3	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	29,7	26,6	8,6	23,3	6,6	4,0	4,6	5,8	2,3	8,0
Cs	6,7	2,9	3,1	10,0	<0,1	0,1	0,3	<0,1	<0,1	0,3
Ga	9,2	3,4	5,1	15,3	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Hf	1,7	0,7	0,9	2,8	0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Nb	6,1	1,8	2,9	10,5	<0,1	0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,2
Ni	54	123	<20	46	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Rb	95,3	12,8	56,2	139,2	1,2	1,2	2,4	0,6	0,3	3,5
Sc	9	6	4	11	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sn	1	<1	<1	2	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	261,2	92,1	205,2	124,9	321,3	513,7	426,8	1890,2	3620,8	220,5
Ta	0,5	0,3	0,2	0,8	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Th	31,9	5,3	8,5	11,4	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,2
U	13,2	1,8	3,7	4,1	0,5	1,2	2,5	0,7	1,5	0,6
V	83	26	36	66	<8	<8	<8	<8	<8	<8
W	107,6	71,4	51,0	85,1	51,6	35,3	36,2	47,8	24,9	53,2
Zr	66,6	28,4	34,0	107,1	2,6	1,9	3,5	0,8	0,8	2,3
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	15,6	6,9	2,4	<0,5	4,0	4,3	4,6	5,0	5,1	3,9
Bi	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cd	0,5	0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cu	20,8	13,6	6,2	0,8	3,5	0,2	2,9	1,3	7,1	5,2
Hg	0,10	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01
Mo	2,3	0,2	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,1	0,1
Ni	50,7	113,2	8,4	26,9	5,0	4,0	4,1	5,2	3,3	4,8
Pb	11,6	7,8	0,9	1,2	0,4	0,6	0,5	0,5	7,0	2,1
Sb	0,5	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	1,3	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Tl	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Zn	117	30	20	56	2	<1	2	15	4	7
Elementos Terras Raras (ppm)										
La	3,6	68,9	16,7	23,1	0,7	0,5	1,0	0,4	0,2	0,9
Ce	8,5	143,6	36,3	50,1	1,2	1,2	2,6	1,0	0,6	2,1
Pr	1,01	17,15	4,01	5,57	0,12	0,12	0,24	0,08	0,04	0,19
Nd	4,4	72,5	15,5	21,9	0,4	0,6	1,4	0,4	0,3	0,9
Sm	0,97	14,42	2,96	3,86	0,07	0,09	0,22	0,10	0,06	0,15
Eu	0,28	2,41	0,59	0,73	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,04
Gd	1,19	14,23	2,71	3,43	0,09	0,11	0,24	0,11	0,08	0,15
Tb	0,21	2,10	0,42	0,57	0,01	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02
Dy	1,17	11,06	2,31	3,31	0,10	0,12	0,26	0,13	0,06	0,10
Y	8,3	56,7	13,4	20,0	0,9	1,0	1,8	1,0	1,0	0,8
Ho	0,27	1,78	0,43	0,68	0,03	0,03	0,05	0,04	0,02	0,02
Er	0,80	4,42	1,31	2,13	0,06	0,06	0,15	0,09	0,08	0,07
Tm	0,13	0,53	0,19	0,32	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Yb	1,00	3,14	1,17	2,15	0,07	0,07	0,12	0,09	0,05	0,07
Lu	0,16	0,41	0,17	0,32	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01

Tabela 10.6. Resultados das análises isotópicas de C e O

	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) ‰
M3	-3,72	-6,49
M4	-4,05	-6,18
M5	-4,38	-11,27
M6	-4,23	-11,59
M7	-4,37	-8,56
M8	-4,44	-8,37
M9	-5,38	-12,99
M10	-4,83	-12,57
M12	-3,73	-13,24
M13	-1,64	-8,99
M15	-0,73	-7,26
M17	-0,71	-8,54
M18	0,15	-8,21
M19	0,39	-8,44
M20	-1,14	-11,81
M21	-0,19	-8,06
M22	-1,27	-8,84
M24	-0,80	-11,36
M25	0,43	-10,65
M26	0,56	-9,89
M27	1,24	-7,90
M28	0,93	-6,95
M29	1,08	-6,84
M30	0,75	-6,47
M31	0,98	-6,40
M32	1,27	-6,87
M33	1,12	-6,97
M34	1,10	-7,18
M35	1,05	-8,06
M36	0,77	-8,34
M37	1,00	-7,44
M38	0,98	-7,18
M39	1,50	-7,40
M40	1,52	-7,99
M41	0,40	-6,63
M42	1,11	-8,32
M43	0,73	-8,61
M44	1,14	-8,73
M45	1,43	-8,43
M46	1,61	-7,80
M47	1,83	-7,73
M48	1,91	-6,74
M49	1,43	-7,66
M50	0,77	-4,47
M51	2,50	-5,70
M52	1,49	-4,42
M53	1,61	-3,73
M54	5,41	-7,64
M55	7,34	-7,63

Tabela 10.7. Resultado das análises isotópicas de Sr.

(As amostras em destaque são aquelas cujos teores foram considerados primários)

Amostra	Cota (m)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro (2σ)
M18	604,82	11,0	173,8	0,715348	0,000048
M20	606,52	14,1	292,1	0,709992	0,000008
M29	636,02	7,4	304,1	0,708271	0,000042
M36	671,41	5,3	401,5	0,708057	0,000020
M37	676,41	3,2	414,0	0,707804	0,000022
M40	691,48	2,9	1618,3	0,707683	0,000072
M45	716,41	1,3	1817,4	0,707622	0,000040
M46	721,41	1,3	1957,0	0,707648	0,000023
M48	731,41	0,1	3303,5	0,707493	0,000020
M55	767,16	25,5	678,2	0,708009	0,000022

Tabela 10.8. Resultado das análises isotópicas U-Pb (LA-ICP-MS)

	Resultados										Idades						Conc. %
	207/235	1 s	206/238	1 s	238/206	1 s	207/206	1 s	208/206	1 s	T206/238	1 s	T207/235	1 s	T207/206	1 s	
1	8,4688	0,1257	0,3168	0,0031	3,1566	0,0306	0,1948	0,0022	0,2823	0,2924	1,774	0,015	2,283	0,013	2,788	0,019	78
2	13,1227	0,1776	0,4997	0,0040	2,0010	0,0160	0,1986	0,0022	0,2938	0,2870	2,613	0,017	2,689	0,013	2,820	0,018	97
3	7,7785	0,1463	0,3076	0,0051	3,2514	0,0541	0,1939	0,0022	0,4427	0,4091	1,729	0,025	2,206	0,017	2,780	0,019	78
4	13,3275	0,2009	0,4997	0,0051	2,0013	0,0205	0,1944	0,0021	0,3430	0,3006	2,612	0,022	2,703	0,014	2,784	0,018	97
5	14,7202	0,1930	0,5331	0,0037	1,8758	0,0131	0,1949	0,0022	0,3216	0,2682	2,754	0,016	2,797	0,012	2,789	0,019	98
6	9,5739	0,1621	0,3601	0,0046	2,7771	0,0358	0,1937	0,0022	0,6591	0,5241	1,983	0,022	2,395	0,015	2,778	0,019	83
7	4,3669	0,0819	0,1695	0,0026	5,8987	0,0908	0,1874	0,0021	0,3989	0,3049	1,010	0,014	1,706	0,015	2,723	0,018	59
8	8,6575	0,1144	0,3407	0,0025	2,9353	0,0219	0,1846	0,0020	0,4405	0,3074	1,890	0,012	2,303	0,012	2,697	0,019	82
9	15,1830	0,1904	0,5623	0,0033	1,7783	0,0105	0,1965	0,0022	0,3625	0,2430	2,876	0,014	2,827	0,012	2,802	0,018	102
10	14,1632	0,1809	0,5253	0,0034	1,9038	0,0123	0,1963	0,0022	0,3952	0,2550	2,721	0,014	2,761	0,012	2,801	0,018	99
11	10,6614	0,1493	0,4005	0,0012	2,4968	0,0074	0,1946	0,0026	0,1850	0,3425	2,171	0,005	2,494	0,013	2,786	0,022	87
12	12,7761	0,1866	0,4842	0,0022	2,0654	0,0094	0,1923	0,0025	0,1643	0,2974	2,545	0,010	2,663	0,014	2,766	0,022	96
13	11,7802	0,2054	0,4332	0,0048	2,3084	0,0255	0,1946	0,0026	0,1577	0,2792	2,320	0,021	2,587	0,016	2,786	0,022	90
14	2,7518	0,0763	0,1063	0,0028	9,4100	0,2447	0,2001	0,0034	0,2052	0,3555	0,651	0,016	1,343	0,020	2,833	0,028	48
15	12,8470	0,1836	0,4873	0,0021	2,0521	0,0087	0,1933	0,0025	0,3795	0,6433	2,559	0,009	2,668	0,013	2,775	0,022	96
16	13,3832	0,2101	0,4972	0,0036	2,0113	0,0144	0,1962	0,0026	0,1472	0,2445	2,602	0,015	2,707	0,015	2,800	0,022	96
17	14,5032	0,2102	0,5300	0,0021	1,8869	0,0075	0,1963	0,0026	0,1938	0,3162	2,741	0,009	2,783	0,014	2,800	0,022	98
18	10,9182	0,1625	0,4103	0,0025	2,4371	0,0149	0,1940	0,0025	0,1623	0,2588	2,216	0,011	2,516	0,014	2,781	0,022	88
19	13,8599	0,2059	0,5140	0,0020	1,9454	0,0076	0,1978	0,0027	0,1646	0,2574	2,674	0,009	2,740	0,014	2,813	0,022	98
20	10,3769	0,1800	0,3975	0,0043	2,5160	0,0270	0,1949	0,0026	0,2698	0,4138	2,157	0,020	2,469	0,016	2,789	0,022	87
21	14,5592	0,2166	0,5400	0,0032	1,8517	0,0111	0,1973	0,0026	0,1857	0,2795	2,784	0,014	2,787	0,014	2,809	0,022	100
22	2,7282	0,0607	0,1112	0,0018	8,9952	0,1490	0,1936	0,0032	0,2009	0,2969	0,680	0,011	1,336	0,016	2,778	0,027	54
23	11,2152	0,2041	0,4126	0,0064	2,4236	0,0379	0,1972	0,0028	0,2811	0,4078	2,227	0,029	2,541	0,017	2,808	0,024	88
24	13,7576	0,2695	0,5198	0,0039	1,9240	0,0146	0,1954	0,0026	0,1874	0,0571	2,698	0,017	2,733	0,018	2,793	0,022	99
25	7,0945	0,1410	0,2872	0,0019	3,4818	0,0232	0,1817	0,0025	0,2352	0,0712	1,628	0,010	2,123	0,018	2,670	0,024	77
26	7,4510	0,1461	0,2887	0,0036	3,4640	0,0438	0,1862	0,0033	0,2465	0,0761	1,635	0,018	2,167	0,017	2,712	0,030	75
27	14,2111	0,3762	0,5249	0,0103	1,9050	0,0374	0,1960	0,0026	0,2205	0,0660	2,720	0,043	2,764	0,025	2,798	0,022	98
28	7,6023	0,1457	0,2918	0,0018	3,4268	0,0209	0,1892	0,0025	0,2064	0,0615	1,651	0,009	2,185	0,017	2,739	0,022	76
29	6,6749	0,1498	0,2441	0,0022	4,0971	0,0363	0,1933	0,0027	0,1911	0,0568	1,408	0,011	2,069	0,020	2,775	0,023	68
30	19,8798	0,3999	0,5967	0,0053	1,6758	0,0148	0,2396	0,0033	0,1634	0,0484	3,017	0,021	3,086	0,019	3,120	0,021	98

Tabela 10.8. (continuação)

	Resultados										Idades						Conc. %
	207/235	1 s	206/238	1 s	238/206	1 s	207/206	1 s	208/206	1 s	T206/238	1 s	T207/235	1 s	T207/206	1 s	
32	1,4202	0,0410	0,0562	0,0011	17,8039	0,3492	0,1822	0,0024	0,2358	0,0687	0,352	0,007	0,897	0,017	2,675	0,022	39
33	15,2838	0,2866	0,5638	0,0031	1,7738	0,0096	0,1979	0,0026	0,1608	0,0466	2,882	0,013	2,833	0,018	2,814	0,022	102
34	12,3970	0,2392	0,4623	0,0035	2,1629	0,0165	0,1947	0,0025	0,3141	0,0905	2,450	0,016	2,635	0,018	2,787	0,022	93
35	10,4185	0,2195	0,3839	0,0046	2,6046	0,0309	0,1925	0,0025	0,2407	0,0690	2,095	0,021	2,473	0,019	2,768	0,022	85
36	14,1377	0,3206	0,5322	0,0073	1,8790	0,0257	0,1951	0,0026	0,1893	0,0540	2,751	0,031	2,759	0,021	2,790	0,022	100
37	12,5975	0,2236	0,4694	0,0070	2,1303	0,0317	0,1952	0,0015	0,1696	0,0571	2,481	0,031	2,650	0,017	2,791	0,013	94
38	8,8174	0,1159	0,3356	0,0030	2,9801	0,0267	0,1941	0,0015	0,1668	0,0553	1,865	0,015	2,319	0,012	2,782	0,013	80
39	13,7420	0,1708	0,5053	0,0038	1,9791	0,0147	0,1981	0,0016	0,2504	0,0816	2,636	0,016	2,732	0,012	2,816	0,013	97
40	9,9852	0,1367	0,3626	0,0036	2,7576	0,0277	0,1938	0,0016	0,3524	0,1131	1,995	0,017	2,433	0,013	2,779	0,014	82
41	6,4623	0,1212	0,2416	0,0035	4,1395	0,0596	0,1883	0,0016	0,1436	0,0454	1,395	0,018	2,041	0,016	2,731	0,014	68
42	13,4211	0,1687	0,4975	0,0037	2,0099	0,0151	0,1968	0,0016	0,2014	0,0626	2,603	0,016	2,710	0,012	2,805	0,014	96
43	5,3575	0,2117	0,1869	0,0053	5,3515	0,1520	0,2206	0,0023	0,2446	0,0750	1,104	0,029	1,878	0,033	2,991	0,017	59
44	13,0427	0,1781	0,4926	0,0044	2,0300	0,0179	0,1953	0,0015	0,1838	0,0553	2,582	0,019	2,683	0,013	2,792	0,013	96
45	7,8732	0,2009	0,2970	0,0063	3,3672	0,0713	0,2055	0,0030	0,2012	0,0597	1,676	0,031	2,217	0,023	2,877	0,024	76
46	3,6369	0,1078	0,1426	0,0032	7,0111	0,1580	0,1954	0,0028	0,2274	0,0667	0,860	0,018	1,558	0,023	2,793	0,024	55
47	7,7382	0,1064	0,2984	0,0029	3,3511	0,0320	0,1893	0,0015	0,2227	0,0642	1,683	0,014	2,201	0,012	2,739	0,013	76
48	8,1510	0,1022	0,3044	0,0023	3,2854	0,0250	0,1956	0,0017	0,3164	0,0899	1,713	0,011	2,248	0,011	2,794	0,014	76
49	15,1354	0,1781	0,5677	0,0038	1,7615	0,0118	0,1937	0,0016	0,2667	0,0746	2,898	0,016	2,824	0,011	2,778	0,014	103
50	15,3414	0,5865	0,5666	0,0055	1,7648	0,0172	0,1961	0,0055	0,0124	0,6685	2,894	0,023	2,837	0,036	2,799	0,046	102
51	9,8218	0,4871	0,3605	0,0131	2,7742	0,1011	0,2111	0,0062	-0,0559	0,6346	1,984	0,062	2,418	0,045	2,920	0,047	82
52	14,9174	0,5659	0,5470	0,0054	1,8282	0,0182	0,1981	0,0055	-0,1502	0,7719	2,813	0,023	2,810	0,035	2,816	0,045	100
53	13,7858	0,6731	0,5080	0,0144	1,9683	0,0560	0,1993	0,0056	-0,2805	0,9315	2,648	0,061	2,735	0,045	2,826	0,046	97
54	13,6013	0,5205	0,5061	0,0058	1,9759	0,0226	0,1972	0,0055	-0,1845	0,4526	2,640	0,025	2,722	0,036	2,808	0,046	97
55	14,9123	0,5637	0,5385	0,0061	1,8571	0,0211	0,2013	0,0055	-0,2546	0,4950	2,777	0,026	2,810	0,035	2,842	0,045	99
56	15,2627	0,5695	0,5463	0,0054	1,8305	0,0180	0,1992	0,0054	-0,3275	0,5403	2,810	0,022	2,832	0,035	2,825	0,045	99
58	31,2820	1,1716	0,7654	0,0083	1,3064	0,0141	0,3000	0,0082	-0,5523	0,6623	3,664	0,030	3,528	0,036	3,469	0,045	104
59	1,9494	0,0980	0,0722	0,0025	13,8598	0,4843	0,1942	0,0053	-0,9962	1,0592	0,449	0,015	1,098	0,033	2,782	0,045	41
60	2,9273	0,1440	0,1318	0,0020	7,5889	0,1152	0,1484	0,0059	-0,2398	0,2298	0,798	0,011	1,389	0,037	2,324	0,067	57

Tabela 10.9. Resultado da análise isotópica Sm-Nd de amostras pelíticas das Unidades 3 e 4.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2s)	T_{DM} (Ga)	$\epsilon\text{Nd}(0)$
M14	3,850	22,969	0,1014	0,0006	0,511814	0,000009	1,7	-16,07
M26	3,936	21,381	0,1113	0,0007	0,511876	0,000011	1,7	-14,87