

**Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências**

**ESTUDOS PETROGRÁFICOS E GEOCRONOLÓGICOS
APLICADOS À PROVENIENCIA: FORMAÇÃO BATEIAS –
BACIA DE CAMPO ALEGRE - SC.**

**Monografia de Trabalho de Formatura
TF – 16/19**

**Aluna: Francy Roxana Quiroz Valle
Orientador: Prof.º Dr. Miguel Ângelo Stipp Basei
Co-orientador: Geól. Lucas Martins Lino Aguiar dos Santos**

**São Paulo
2016**

Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências

ESTUDOS PETROGRÁFICOS E GEOCRONOLÓGICOS
APLICADOS À PROVENIENCIA: FORMAÇÃO BATEIAS –
BACIA DE CAMPO ALEGRE - SC.



Monografia de Trabalho de Formatura
TF – 16/19

IGc-Instituto de Geociências



Estudos petrográficos e geocronológicos aplicados à
proveniencia : Formação Bateias-Bacia de Ca
M27140

Aluna: Francy Roxana Quiroz Valle
Orientador: Prof.º Dr. Miguel Ângelo Stipp Basei
Co-orientador: Geól. Lucas Martins Lino Aguiar dos Santos

São Paulo
2016

**ESTUDOS PETROGRÁFICOS E GEOCRONOLÓGICOS APLICADOS À
PROVENIÊNCIA: FORMAÇÃO BATEIAS - BACIA DE CAMPO ALEGRE - SC.**

De acordo:

Prof.º Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

Francy Roxana Quiroz Valle

São Paulo, 11 de Novembro de 2016

RESUMO

A Bacia de Campo Alegre é uma bacia vulcanossedimentar, depositada entre o final do período Neoproterozóico e o início do Paleozóico, sobre o terreno Paleoprotezóico do Cráton Luís Alves, na porção nordeste do estado de Santa Catarina. Sua gênese está ligada aos estágios finais da amalgamação do supercontinente Gondwana no ciclo Brasiliano/Pan-africano – entre 0.90 e 0.54 Ga. O preenchimento da bacia é constituído, primeiramente, pela sequência epiclástica de leques aluviais e rios entrelaçados da Formação Bateias, associada a tectônica distensiva do final do ciclo Brasiliano. As rochas presentes estratigráficamente acima compreendem as rochas da sequência vulcânica do Grupo Campo Alegre. O principal enfoque deste trabalho são as rochas da sequência epiclástica, que constituem a fase inicial de preenchimento da bacia. Com base em levantamento bibliográfico, análise de maturidade textural dos sedimentos por petrografia, e datação de zircões detriticos, por U-Pb, foi feita a análise da proveniência dos sedimentos epiclásticos. Associando os dados de paleocorrentes, de oeste para leste, e posição da ombreira da bacia a noroeste, foram analisados os graus de maturidade em várias posições da unidade sedimentar. A partir da análise textural foi constatado que a área mais distal ocorre a leste, e as mais proximais a oeste e extremo norte. Os sedimentos foram tectonicamente classificados, e as áreas mais distais foram determinadas como ambiente tectônico de embasamento soerguido, enquanto as áreas mais proximais foram classificadas como de ambientes de arco magmático dissecado, devido à presença de fragmentos vulcânicos em sua composição. Os dados U-Pb confirmaram essas constatações, de modo que as amostras dessas regiões tiveram idades compatíveis com as idades Arquenas e Paleoproterozóicas do embasamento, enquanto as áreas mais próximas exibiram um pico de idades Neoproterozóicas compatíveis com a possível idade do início do vulcanismo que veio a formar o Grupo Campo Alegre.

ABSTRACT

The Campo Alegre Basin is a volcanosedimentary basin, deposited between the end of the Neoproterozoic period and the beginning of the Paleozoic, on the Paleoproterozoic Luís Alves Craton, in the northeastern portion of Santa Catarina state. The origin is related to the final stages of amalgamation of supercontinent Gondwana, in the Brasilian / Pan African cycle - between 0.90 and 0.54 Ga. The basin filled is constituted by a epiclastic sequence of alluvial fans and braided rivers of Bateias Formation, associated to tectonics of the end of the Brasilian cycle. The rocks present stratigraphically above comprise the volcanic sequence of Campo Alegre Group. The main focus of this work is the rocks of the epiclastic sequence, which are the initial filling phase of the basin. The origin of the epiclastic sediments was analyzed based on a literature review, textural maturity analysis of sediments by petrography, and dating of detrital zircons, by U-Pb. Associating the paleocurrent data from west to east, and the position of the uplift basement in the northwest of the basin, the degrees of maturity were analyzed in several positions of the sedimentary unit. From the textural analysis was observed that most distal area occurs to the east, and most proximal to the west and the north. The sediments were tectonically classified, and the most distal areas were determined as tectonic environment of uplift basement, while the most proximal areas were classified as environments of dissected magmatic arc, due to the presence of volcanic fragments in their composition. The U-Pb data confirmed these fact, so that the samples from these regions were compatible with the Archean and Paleoproterozoic ages of the basement, while the nearest areas exhibited a peak of Neoproterozoic ages compatible with the possible age of the beginning of the volcanism that came to form the Campo Alegre Group.

Pedra sendo

Eu tenho gosto de jazer no chão.

Só privo com lagarto e borboletas.

Certas conchas se abrigam em mim.

De meus interstícios crescem musgos.

Passarinhos me usam para afiar seus bicos.

Às vezes uma garça me ocupa de dia.

Ficou louvoso.

Há outros privilégios de ser pedra:

a – Eu irrito o silêncio dos insetos.

b – Sou batido de luar nas solitudes.

c – Tomo banho de orvalho de manhã.

d – E o sol me cumprimenta por primeiro.

amigo e meu amor, e principalmente por me fazer voltar a acreditar que sou capaz de conseguir qualquer coisa que eu quiser. Tô amado.

Gostaria de agradecer à Hortência, à Bruna, à Jeany, e à Natasha as inúmeras possibilidades que eu tive o prazer de ter em minha vida. Meninas, todas vocês encantaram de forma variadas de minha vida, momentos bons e difíceis, e eu sei que não estaria aqui se não fosse pela força, conselhos e amizade que vocês me deram. Obrigada por terem me ajudado a ser um ser humano melhor.

Gostaria de agradecer a Helena e ao Arthur, por terem sido maravilhosos conigo, e terem me ajudado a me conhecer melhor. Não tenho nem palavras para agradecer tudo que fizeram por mim, vou lembrar de vocês a vida inteira.

Gostaria de agradecer ao Professor Miguel Basé, por ter me orientado, por ter me ajudado a recuperar o prazer acadêmico, e por não ter desistido de mim. Sério, muito obrigado mesmo!

Gostaria de agradecer ao Professor Gergely, que se mostrou extremamente atencioso e que deu todos os momentos desse ano que eu precisei, e eu precisei muito. As promotoras Giannini, Boggiani, Tenório e Patrício pelas referências bibliográficas e pelas aulas. Ao Kettulano e Vieira pela ajuda como preparo das aulas. Ao Vitor, à Solange, à Juíza que me ajudaram na minha defesação pelo CPGEs.

Gostaria de agradecer a todos os amigos que me proporcionaram momentos de alegria para preparar a minha defesa e a sua. Muito obrigada Flávia, Dyneide, Geraldo, Bárbara, Mariana, Ana, Paula, Renata, e tantos outros que me apoiaram e me ajudaram a superar. Gostaria também de agradecer ao Dr. Manoel de Barros, que me deu todo o apoio.

Eu queria ser lido pelas pedras.
Manoel de Barros

AGRADECIMENTOS

"Nenhum dever é mais importante que a gratidão" (Cícero). Para mim essa afirmação soa de um modo profundo. Foram longos anos até aqui, e cheios de percalços no caminho, mas eu sei que se eu não tivesse tido o privilégio de ter encontrado pessoas iluminadas nos momentos mais escuros eu não teria consigo cumprir o meu deve, por isso sou muito grata.

Gostaria de agradecer à minha família, que faz parte de mim e da minha historia, foi com eles que eu aprendi muito sobre mim e sobre a vida. Gostaria de agradecer a minha mãe, que apesar de todas as dificuldades sempre foi um exemplo de doação e amor incondicional. Gostaria de agradecer aos meus irmãos, que juntamente com a minha mãe, são os maiores guerreiros com os quais eu tive o prazer de viver. Gostaria de agradecer ao meu pai, e a todos os outros membros da família Quiroz Valle.

Gostaria de agradecer ao Lucas, que entrou na minha vida e se mostrou o melhor parceiro de estrada que eu poderia ter. Obrigada por me ajudar a concluir esse trabalho, por não me deixar desistir, por todos os momentos bons que passamos juntos, por ser meu melhor amigo e meu amor, e principalmente por me fazer voltar a acreditar que sou capaz de conseguir qualquer coisa que eu quiser. Te amo!

Gostaria de agradecer à Hortencia, à Bruna, à Jeany, e à Natasha as irmãs postiças que eu tive o prazer de ter em minha vida. Meninas, todas vocês acompanharam de perto varias fases da minha vida, momentos bons e difíceis, e eu sei que não estaria aqui se não fosse pela força, conselhos e amizade que vocês me deram. Obrigada por terem me ajudado a ser um ser humano melhor.

Gostaria de agradecer à Helena e ao Arthur, por terem sido maravilhosos comigo, e terem me ajudado a me conhecer melhor. Não tenho nem palavras para agradecer tudo que fizeram por mim, vou lembrar de vocês a vida inteira.

Gostaria de agradecer ao Professor Miguel Basei, por ter me orientado, por ter me ajudado a recuperar o prazer acadêmico, e por não ter desistido de mim. Sério, muito obrigada mesmo!

Gostaria de agradecer ao Professor Gergely, que se mostrou extremamente atencioso e solícito em todos os momentos desse ano que eu precisei, e eu precisei muito! Aos professores Giannini, Boggiani, Teixeira e Patrício pelas referencias bibliográficas e pelas dicas. Ao Kuhlmann e Vasco pela ajuda como preparo das amostras. Ao Valter, à Solange, à Luisa, que me ajudaram na minha passagem pelo CPGeo.

Gostaria de agradecer a todos os amigos que me proporcionaram momentos de alegria pela companhia durante a graduação e a vida. Muito obrigada Edison, Dyspacho, Baranga, Sabugo, Xupança, Jhow, Pacu, Buxo, Bolovo, Toba, Ray e Mens, vocês são especiais. Gostaria também de agradecer ao Gibbs, à Ursula e à Judith por terem me alegrado com seu jeitinho.

ÍNDICE

RESUMO	ii
ABSTRACT	iii
AGRADECIMENTOS	v
ÍNDICE	vi
LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE TABELAS	xi
1. INTRODUÇÃO	1
2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO	2
3. MATERIAIS E MÉTODOS	2
3.1. Estudos bibliográficos	2
3.2. Campo e coleta de amostras	3
3.3. Preparo de amostras	3
3.3.1. <i>Lâminas delgadas</i>	3
3.3.2. <i>Preparação de amostras para obtenção de zircões detriticos</i>	4
3.4. Análise e classificação petrográfica	5
3.5. Catodoluminescência e LA-ICP-MS	6
4. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA	7
4.1. Geologia Regional	7
4.1.1. <i>Contexto Tectônico Regional</i>	7
4.1.2. <i>Embasamento Cristalino</i>	10
4.1.3. <i>Bacia de Campo Alegre</i>	11
4.2. Método U-Pb	14
4.3. Método LA-ICP-MS	16
4.4. Catodoluminescência	16
4.5. Estudos de Proveniência	17
4.5.1. <i>Método U-Pb em zircão aplicado à proveniência sedimentar</i>	17
4.5.2. <i>Petrografia sedimentar e análise textural aplicada à proveniência</i>	18
5. METAS E OBJETIVOS	23
6. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	24
6.1. Geologia Local	24
6.1.1. <i>Embasamento Cristalino</i>	24
6.1.2. <i>Formação Bateias</i>	24
6.1.3. <i>Rochas vulcânicas do Grupo Campo Alegre</i>	28
6.2. Classificação petrográfica	29
6.2.1. <i>Classificação composicional</i>	29
6.2.2. <i>Classificação tectônica</i>	31

6.3. Descrição Petrográfica	32
6.3.1. Amostra CL I – 21	32
6.3.2. Amostra CL I – 31A	33
6.3.3. Amostra CL I – 36	34
6.3.4. Amostra CL II - 01	35
6.3.5. Amostra CL II – 41	35
6.3.6. Amostra CL II – 52	36
6.3.7. Amostra CL II – 67	37
6.3.8. Amostra CL II - 144	37
6.4. Datação Pelo Método U-Pb.....	38
6.4.1. Imagens de Catodoluminescência e Luz Transmitida	38
6.4.2. Datações U-Pb.....	39
7. DISCUSSÃO	42
7.1. Estratigrafia e Contexto tectônico.....	42
7.2. Datação U-Pb	46
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	48
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	50
ANEXOS	51

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da Bacia de Campo Alegre e do Município Homônimo. Em destaque encontra-se a área de ocorrência da Formação Bateias – Modificado de Citroni et al. (2001)	2
Figura 2: Mapa esquemático da porção sul da Província Mantiqueira, com foco no sistema de bacias Ediacaranas-Cambrianas da região sudeste da América do Sul. Extraído de Almeida et al. (2010).....	9
Figura 3: Mapa Geológico extraído e modificado de Citroni et. al (2001), onde estão representados a BCA e as principais unidades que ocorrem nas suas adjacências.	11
Figura 4: As unidades apresentadas nesta coluna estratigráfica estão correlacionadas aos eventos responsáveis pela sua gênese.....	12
Figura 5: Curva concórdia, representação gráfica dos valores teóricos para decaimento dos isótopos de urânio (elemento-pai) proporcionais às proporções de isótopos de chumbo (elemento-filho). E reta discórdia, representação gráfica de razões obtidas em sistemas abertos. (Faure, 1977).	16
Figura 6: Estão correlacionados os ambientes deposicionais e as frequências relativas das frações argila, silte, areia e cascalho, nos diferentes tipos de rochas sedimentares. Estão representados também, relações entre ambientes úmidos e áridos, uma vez que a umidade se apresenta como agente intempérico. Folk (1974).....	19

Figura 7: O símbolo (t) indica que os sedimentos dos ambientes onde t aparece se tornam mais maduros quanto mais tempo ficam sujeitos ao retrabalhamento do ambiente. Nos campos em que o símbolo não aparece indica que não há grande mudança com o tempo de exposição. As razões para a o baixo índice de maturidade e alguns ambientes estão indicados em parênteses. Em geral, estabilidade tectônica está relacionada com alta maturidade e instabilidade tectônica com baixa maturidade. Portanto, tanto ambiente sedimentar quanto contexto tectônico influenciam na maturidade dos sedimentos.....	20
Figura 8: Saprólito de gnaisse, é possível notar a foliação e a presença de leucossomas, de granulação mais grossa e bastante caulinitizados.....	24
Figura 9: Mapa de localização das amostras coletadas para datação e amostras laminadas. A imagem foi retirada e modificada de Citroni et al. (2001) e não apresenta a área de ocorrência do Membro Rio do Bugre. A legenda correlaciona o número do ponto amostrado, identificado no mapa, à amostra coletada para datação ou petrografia.....	26
Figura 11: (A) Afloramento de paraconglomerado do Membro Papanduvinha. É possível observar que os fragmentos variam a granulação de seixo a matação, numa matriz arcoseana de granulação média a grossa. Ocorrem seixos e matações de rochas bandadas (gnaisse), vulcânicas e graníticas (B) Detalhe em fragmento lítico de rocha vulcânica de matriz afanítica, coloração avermelhada, contendo fenocristais de feldspato alcalino (sanidina) e vesículas/amidalas.....	27
Figura 10: (A) Afloramento tipo de ortoconglomerado, do Membro São Bento do Sul, com lentes arenosas com formato de cunha, em destaque. A foto tem direção Oeste-Leste, com caimento da cunha arenítica na direção leste. (B) Detalhe da lente arenosa no afloramento de ortoconglomerado. Contados superior e inferior abruptos. (C) Amostra coletada na lente arenosa. É possível observar o padrão de quebra da amostra, associado ao acamadamento da lente. (D) Detalhe no afloramento de ortoconglomerado, composto por seixos sub-arredondados de esfericidade alta	27
Figura 12: (A) Exposição típica das lajes de arenitos. Ocorrem nos chãos de estradas de terra, ou em pequenos córregos, como ilustrado. (B) Afloramento de arenito arcoseano da região oeste da bacia. Ocorrem bastante alterados, principalmente ao longo de ravinadas nas estradas de terra.....	28
Figura 13: Amostra de rocha vulcânica de composição traquítica (classificação de campo). A rocha possui matriz afanítica e fenocristais de feldspato alcalino muito bem formados.....	28
Figura 14: Diagrama de classificação de arenitos (Folk, 1974), com as composições obtidas nas amostras descritas em lâmina. É possível distinguir dois grupos principais, os arcóseos e arcóseo lítico, representados pelas amostras CL I – 21, CL I – 31A, CL I – 36 e CL II – 41, presentes nas matrizes dos conglomerados. E o segundo grupo, representado pelos arcóseos, sem fragmentos líticos.....	30

Figura 15: Classificação granulométrica segundo Folk (1954). É possível observar que a matriz dos conglomerados se distribui, principalmente, pelos campos das areias conglomerática (aC) e dos arenitos pouco conglomeráticos (cA). Enquanto os arenitos (classificação de campo) localizam-se apenas no campo A..... 31

Figura 16: Estão plotadas as amostras analisadas em petrografia. É possível notar dois grupos distintos na distribuição, o primeiro representado pelos arenitos e o segundo representado pela matriz dos conglomerados. O grupo dos arenitos não possuem fragmentos íticos instáveis, e por isso estão presentes no campo do 'Embasamento Soerguido. Já a matriz dos conglomerados, que representam sedimentos ainda mais imaturos, apresentam fragmentos de rochas vulcânicas ainda preservados e são plotados na sua maioria no campo de 'Arco Dissecado'. 32

Figura 17: Fotomicrografias da amostra CL I – 21. (A e B) É possível observar a bimodalidade das frações presentes na matriz arenosa, fina a grossa e imatura, com quartzo, feldspatos e clorita. Os grânulos são de composição sienítica a tonalítica, podem apresentar bandamento gnáissico e cristais de quartzo estirados – Nicóis paralelos. (C e D) É possível observar nessas duas micrografias a presença de grânulos de composição máfica/ultramáficas, com seus minerais máficos (hornblenda) cloritizados – C Nicóis paralelos e D Nicóis cruzados. 33

Figura 18: Fotomicrografias da amostra CL I – 31A. (A) É possível observar a matriz em detalhe, composta por fragmentos na fração areia fina a grossa, e bastante imatura – Nicóis paralelos. (B) É possível observar um grânulo de rocha vulcânica com composição gabróide (plagioclásio alterado e minerais máficos), envolto por uma matriz imatura – Nicóis paralelos. (C e D) Detalhe de um grânulo de composição granitoide, com quartzo lobado e feldspatos alcalinos. Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante – C Nicóis paralelos e D Nicóis cruzados..... 34

Figura 19: Fotomicrografia da amostra CL I – 36. (A) Detalhe, na porção superior e inferior da imagem, de seixos de rocha vulcânica de composição gabróide (plagioclásio e minerais máficos cloritizados), com matriz imatura entre os seixos, composta de fragmentos íticos, quartzo e feldspatos na fração areia fina a grossa, além de clorita como mineral de alteração – Nicóis paralelos/nicóis cruzados. (B) Detalhe na matriz arenosa imatura, com grânulos de composição granítica – Nicóis paralelos. 35

Figura 20: Fotomicrografia da amostra CL II – 01. (A) Vista geral da rocha arenítica, onde é possível observar os fragmentos com bom grau de seleção, sub-arredondados e com alto grau de esfericidade – Nicóis paralelos. (B) Detalhe nos fragmentos da amostra, onde é possível observar fragmentos na fração areia muito fina a fina, além da morfologia já descrita. Composta por fragmentos de quartzo e feldspatos, principalmente – Nicóis paralelos. 36

Figura 21: Fotomicrografia da amostra CL II – 41. (A) Fragmentos na fração grânulo, na porção esquerda da figura é possível observar um fragmento de rocha de origem vulcânica

e composição traquítica/andesítica. Também é possível observar os fragmentos da matriz, mal selecionados e sub-angulosos – Nicóis paralelos. (B) Grânulo de composição granítica com minerais maficos substituídos por clorita, na porção esquerda da fotografia – Nicóis paralelos..... 36

Figura 22: Fotomicrografia da amostra CL II – 52. (A) Detalhe no seixo de rocha vulcânica, de composição traquítica com cristal de sanidina em destaque em matriz fanerítica fina, composta por outros cristais de sanidina e minerais maficos cloritizados – Nicóis paralelos/Cruzados. (B) Matriz da rocha, com fragmentos na fração areia muito fina a areia grossa, composta por quartzo, feldspatos e poucos minerais opacos. Clorita aparece como mineral de alteração – Nicóis paralelos..... 37

Figura 23: Fotomicrografias das amostras CL II – 67 e CL II – 114. (A) Vista dos fragmentos que compõem a amostra CL II – 67, em sua maioria na fração areia média – Nicóis paralelos. (B) Vista dos fragmentos que compõem a amostra CL II – 114, em sua maioria na fração areia média – Nicóis paralelos. 38

Figura 24: (A) Histograma com a distribuição de frequências e probabilidade relativa das idades obtidas nos zircões da amostra XRTF – 01. (B) Curva concórdia com as idades obtidas nos zircões datados. As elipses correspondem ao erro de cada ponto associadas ao desvio padrão das leituras. 40

Figura 25: (A) Histograma com a distribuição de frequências e probabilidade relativa das idades obtidas nos zircões da amostra XRTF – 08. (B) Curva concórdia com as idades obtidas nos zircões datados. As elipses correspondem ao erro de cada ponto associadas ao desvio padrão das leituras. 41

Figura 26: Histograma com a distribuição de frequências e probabilidade relativa das idades obtidas nos zircões das amostras XRTF – 01 e XRTF – 08, associadas. 42

Figura 27: Localização das amostras utilizadas para análise petrográfica. Mapa modificado de Citroni et al. (2001), o autor não distingue as áreas de afloramento do Membro Rio do Bugre..... 43

Figura 28: Coluna estratigráfica proposta a partir das análises petrogáficas, análise de maturidade textural e da distribuição espacial das amostras. Baseada na coluna proposta por Citroni et al. (2001), onde o autor determina as espessuras médias de cada Membro da Formação Bateias..... 45

Figura 29: Histograma com os valores obtidos nas amostras XRTF – 01 e XRTF – 02 combinados. Estão presentes os intervalos de idades de diversos eventos associados ao Complexo Granulítico Santa Catarina (CGSC), e a idade do intervalo do vulcanismo da BCA. É possível observar a sobreposição das idades encontradas nos sedimentos da Formação Bateias com as idades do CGSC, seu embasamento. Além disso, é possível observar também idades levemente anteriores ao vulcanismo da bacia. 47

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Descrição litológica sucinta e localização dos pontos amostrados durante a excursão de campo.....	3
Tabela 2: Relação de amostras laminadas, localização e classificação sucinta.....	4
Tabela 3: Análise modal dos constituintes detriticos e diagenéticos das matrizes dos conglomerados e arenitos arcoseanos.....	29
Tabela 4: Porcentagens recalculadas dos membros finais utilizados na classificação dos arenitos proposta por Folk (1974).....	29
Tabela 5: Distribuições granulométricas das amostras, sem as frações menores do que 0,0652 mm.....	30
Tabela 6: Proporções dos constituintes essenciais das rochas analisadas, recalculados para a classificação tectônica de Dickinson (1979).....	32
Tabela 7: Tabela sumário com as idades U-Pb das rochas que compõem o embasamento da BCA e das rochas vulcânicas, pertencentes ao Grupo Campo Alegre.....	47

período entre 10 e 15 milhares de anos. As sequências sedimentares da bacia seguem a instalação de um sistema de feixes fluviais, que desenvolvem-se próximo à borda e gradam para uma planície aluvial na região central (Cirroni et al., 2001). Há também a formação de brechas, em porções ainda mais distais, associadas às mudanças no ambiente sedimentar causadas pela tectônica. Dessa forma, pode ser caracterizado um padrão de granodecrescência ascendente, pelo empilhamento dessas faixas distintas.

As rochas presentes estratigráficamente acima compreendem seqüências formadas por atividade vulcânica, de caráter bimodal, e algumas seqüências com contribuições epiclásticas. As seqüências associadas ao vulcanismo da bacia integram o Grupo Campo Alegre, que compreende as Formações Rio Ieguinho, Avenca Granda, Serra do Miguel e Fazenda Ursupu. Além das rochas pertencentes aos estágios finais de preenchimento da bacia, associadas à fase de caldeira, das Formações Rio Tuvo e Arroio Águas Fria.

O principal enfoque desse trabalho são as rochas da seqüência epiclástica, que constituem a fase inicial de preenchimento da bacia, visando como recursos a análise textural dos sedimentos, através de análises microscópicas. Pretende-se, ainda, realizar a datação de zirconas detriticas, pelo método U-Pb. Assim, foi feita a análise da proveniência dos sedimentos epiclásticos, por meio da sua comparação mineralógica, e será complementado com a comparação de suas idades às idades das possíveis áreas-fonte.

Com isso, espera-se desenvolver um quadro de evolução paleogeográfico a partir das histórias das zonas distriticas unidas às análises de maturidade dos sedimentos, localizando os eixos geográficos adjacentes à bacia, que tem como produto o transporte sedimentar e o aporte de sedimentos de diferentes áreas-fontes.

1. INTRODUÇÃO

A Bacia de Campo Alegre é uma bacia vulcano-sedimentar, depositada entre o final do período Neoproterozóico e o início do Paleozóico, sobre o terreno Paleoprotezóico do Cráton Luís Alves, na porção nordeste do estado de Santa Catarina. Sua gênese está ligada ao soerguimento da sua porção norte, que veio ser a ombreira da bacia. O soerguimento da borda norte está relacionado à intrusão de corpos granitóides anorogênicos, como o Batólito Rio Piên, e outras ocorrências menores, durante a amalgamação do supercontinente Gondwana no ciclo Brasiliano/Pan-africano – entre 0.90 e 0.54 Ga. (Silva *et al.* 2005).

O preenchimento da bacia é constituído, primeiramente, de uma sequência exclusivamente epiclástica que engloba conglomerados aluvionares, arcóseos fluviais e pelitos distais, da Formação Bateias. Essas rochas tem sua gênese associada ao rápido soerguimento da ombreira da bacia, e ocorrem principalmente nas suas bordas. Nesse contexto, as rochas da Formação Bateias, são depósitos continentais de alta energia, associados a tectônica distensiva do final do ciclo Brasiliano.

Dados sobre a análise de fácies, das sucessões sedimentares da bacia, sugerem a instalação de um sistema de leques aluviais, que desenvolvem-se próximo a borda e gradam para uma planície aluvial na região central (Citroni *et al.*, 2001). Há também a formação de pelitos, em porções ainda mais distais, associados às mudanças no ambiente sedimentar causadas pela tectônica. Dessa forma, pode ser caracterizado um padrão de granodecrescência ascendente, pelo empilhamento dessas fácies distintas.

As rochas presentes estratigraficamente acima compreendem sequências formadas por atividade vulcânica, de caráter bimodal, e algumas sequências com contribuições epiclásticas. As sequências associadas ao vulcanismo da bacia integram o Grupo Campo Alegre, que compreende as Formações Rio Negrinho, Avenca Grande, Serra do Miguel e Fazenda Uirapuru. Além das rochas pertencentes aos estágios finais de preenchimento da bacia, associadas a fase de caldeira, das Formações Rio Turvo e Arroio Água Fria.

O principal enfoque deste trabalho são as rochas da sequência epiclástica, que constituem a fase inicial de preenchimento da bacia, usando como recursos a análise textural dos sedimentos, através de análises microscópicas. Pretende-se, ainda, realizar a datação de zircões detriticos, pelo método U-Pb. Assim, foi feita a análise da proveniência dos sedimentos epiclásticos, por meio da sua composição mineralógica, e será complementada com a comparação de suas idades às idades das possíveis áreas-fonte.

Com isso, espera-se desenvolver um quadro de evolução paleogeográfico a partir das idades dos zircões detriticos unidas às análises de maturidade dos sedimentos, localizando os altos geográficos adjacentes à bacia, que tem como produto o transporte sedimentar e o aporte de sedimentos de diferentes áreas-fontes.

2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A Bacia de Campo Alegre, que recebe o nome do município homônimo, está localizada no extremo norte do Estado de Santa Catarina, na região nordeste, próximo à divisa com o Estado do Paraná. A bacia ocupa cerca de 500 km² e, além do município de Campo Alegre, a área da bacia engloba os municípios de São Bento do Sul a oeste e Bateias de Baixo a norte. A localização da bacia em relação aos Estados da região Sul do país, seu contorno proposto por Citroni *et al.* (2001) e a localização da Formação Bateias – principal alvo do presente trabalho, está representado na **Figura 1**, abaixo.

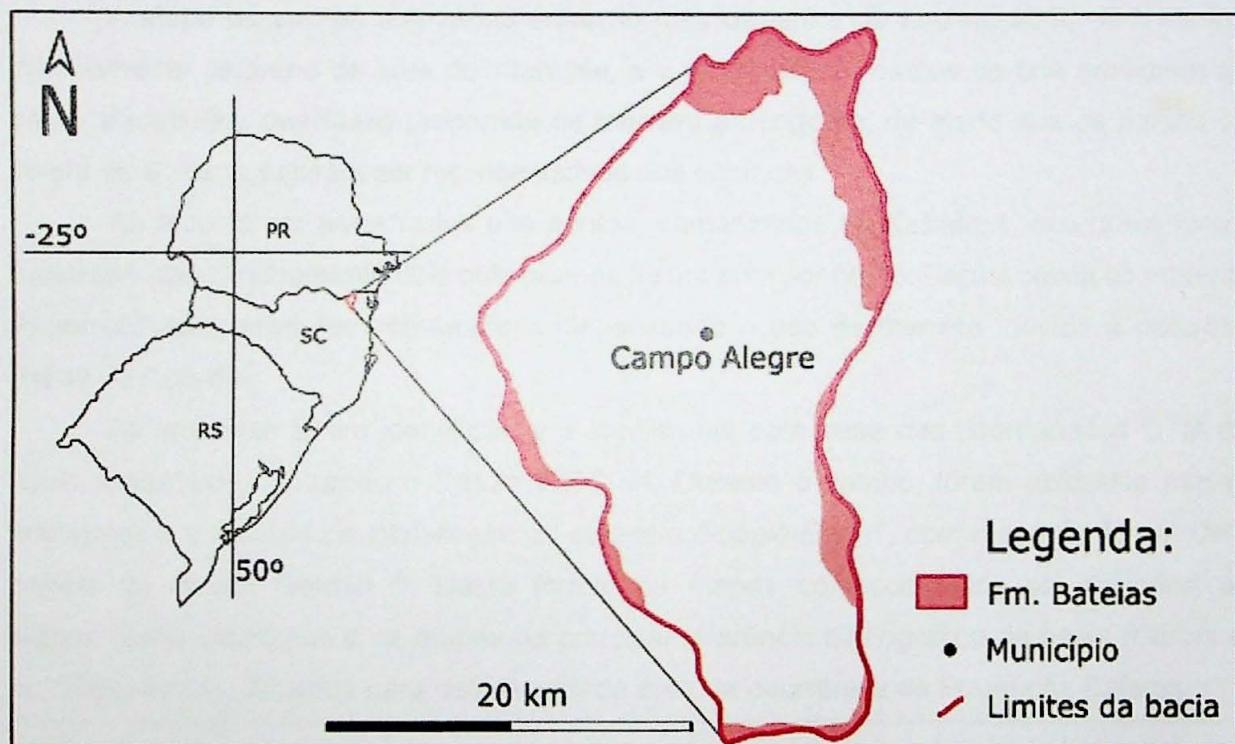


Figura 1: Localização da Bacia de Campo Alegre e do Município Homônimo. Em destaque encontra-se a área de ocorrência da Formação Bateias – Modificado de Citroni *et al.* (2001).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Os recursos empregados para a elaboração desta monografia incluem levantamentos bibliográficos durante toda sua elaboração; uma excursão de campo para reconhecimento das unidades sedimentares e coleta de amostras; preparo de amostras para a obtenção de zircões detriticos; descrição de lâminas petrográficas, com foco na análise de maturidade e composição dos sedimentos amostrados; catodoluminescência e LA-ICP-MS para a datação dos zircões obtidos. As etapas estão detalhadas nos itens a seguir.

3.1. Estudos bibliográficos

O levantamento bibliográfico foi feito para a maior compreensão do contexto geológico da área estudada. Através dele, buscou-se apresentar de modo mais comprehensível possível, a atual disposição das unidades na área de estudo e nas proximidades, bem como os

possíveis processos geológicos que acarretaram em tal disposição. O estudo bibliográfico também foi utilizado para a compreensão do funcionamento dos métodos descritivos e analíticos, empregados e a suas respectivas aplicações para o estudo de interesse.

3.2. Campo e coleta de amostras

No decorrer do desenvolvimento deste estudo foi executada uma etapa de campo, com a finalidade de rever o cenário geológico descrito no trabalho de mapeamento, desenvolvido durante a disciplina **044420** Mapeamento Geológico, realizada no ano de 2014. Além de coletar amostras em pontos estratégicos da bacia, para a extração de zircões detriticos, utilizados na análise de proveniência.

A etapa de campo aconteceu entre no mês de junho do ano de 2016. O tamanho relativamente pequeno da área de interesse, e a existência de mapas de boa qualidade da bacia, possibilitou que fosse percorrida de maneira abrangente, de modo que os pontos de coleta de amostra possam ser representativos das unidades.

Ao todo foram amostrados oito pontos, summarizados na **Tabela 1**, nos quais foram coletados aproximadamente dois quilogramas de material por ponto. Para a coleta do material foram utilizados martelos petrográficos dispensando o uso de marreta, devido à natureza friável do material.

As amostras foram identificadas e localizadas com base nas coordenadas UTM do ponto amostrado, utilizando o *Datum WGS 84*. Durante o campo, foram utilizados mapas impressos e o recurso de localização do *software Google Earth®*, com o auxílio de um GPS portátil da marca *Garmin®*. Desta forma, os mapas confeccionados na disciplina de Mapeamento Geológico e os mapas da principal referência bibliográfica da bacia (Citroni *et al.*, 2001) foram utilizados para delimitação da área de ocorrência da Formação Bateias.

XRTF - 01	XRTF - 02	XRTF - 03	XRTF - 04	XRTF - 05	XRTF 06	XRTF - 07	XRTF - 08
Intercalação arenítica em conglomerado	Intercalação arenítica em conglomerado	Intercalação arenítica em conglomerado	Arcóseo	Arcóseo	Arcóseo	Andesito	Conglomerado
663749 E 7097740 N	664473 E 7096515 N	673806 E 7112203 N	677809 E 7114542 N	678113 E 7112383 N	679431 E 7108265 N	682750 E 7102834 N	683703 E 7105070 N

Tabela 1: Descrição litológica sucinta e localização dos pontos amostrados durante a excursão de campo.

3.3. Preparo de amostras

3.3.1. Lâminas delgadas

As lâminas utilizadas nas descrições petrográficas - para descrição da maturidade textural e mineralógica, assim como classificação petrológica – foram cedidas pelos professores responsáveis pela disciplina de Mapeamento Geológico, do Instituto de Geociências desta Universidade. Essas lâminas foram confeccionadas no ano da realização da disciplina, em 2014, e representam amostras de afloramentos próximos e correlacionados

estratigráficamente aos pontos de coleta de amostras, utilizadas neste trabalho para a extração de zircões detriticos.

Segue abaixo, na **Tabela 2**, a relação de lâminas descritas, que representam a matriz dos conglomerados (CL I – 21, CL I – 31A, CL I – 36, CL II – 41 e CL II – 52) e os arenitos arcoseanos (CL II – 01, CL II – 67 e CL II – 114), pertencentes aos dois primeiros membros da Formação Bateias:

CL I – 21	CL I – 31A	CL I – 36	CL II – 01	CL II – 41	CL II – 52	CL II – 67	CL II - 114
Arcóseo	Arcóseo	Arc. Lítico	Arcóseo	Arcóseo	Arcóseo	Arcóseo	Arcóseo
672735 E	675130 E	674125 E	678068 E	676316 E	681569 E	677863 E	680214 E
714775 N	7112760 N	7114250 N	7112345 N	7112345 N	7114324 N	7112510 N	7114365 N

Tabela 2: Relação de amostras laminadas, localização e classificação sucinta.

3.3.2. Preparação de amostras para obtenção de zircões detriticos

Para a realização do estudo de proveniência das rochas sedimentares da Formação Bateias, da Bacia de Campo Alegre, foram selecionadas quatro, das oito, amostras coletadas durante a atividade de campo de junho/julho de 2016. Dessas amostras foram separados grãos de zircão detritico para datação pelo método U-Pb, técnica LA-ICP-MS.

As amostras selecionadas para a extração dos zircões detriticos foram as lentes areníticas dos conglomerados, e amostras do arenito arcoseano. Essas ocorrências foram preferencialmente amostradas por causa da fração em que encontram-se a maior parte dos fragmentos que as compõem. Os fragmentos em frações menores podem apresentar uma maior variedade de fontes, além de evitar o viés causado pela maior ou menor frequência de seixos ou blocos de um único domínio.

O concentração de zircões detriticos foi executada seguindo o procedimento padrão, estabelecido pelo Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) IGc, USP. Desse modo, as amostras coletas (aproximadamente 2 Kg de material por amostra) foram primeiramente britadas em um britador de mandíbulas. A etapa seguinte constituiu em passar em moinho de disco o material britado.

Em seguida, o material britado foi peneirado para separar as frações granulométricas, sendo a primeira fração com granulometria entre 100 e 250 "mesh", e a segunda fração com granulometria menor que 250 "mesh". As duas frações obtidas, tanto a entre 100 e 250, quanto a menor que 250 "mesh", passaram pela mesa vibratória para a concentração de minerais pesados, para que desse modo não houvesse seleção de zircões pelo tamanho. Estima-se que os zircões menores sejam de origem vulcânica, por isso a utilização das duas frações granulométricas para concentração.

Nos minerais pesados, separados na mesa após a secagem, foi feita a separação magnética; primeiramente, de uma maneira mais robusta, com o auxílio de um imã de mão, e depois passando o material pelo separador magnético Frantz, a amperagem de 0,4 A.

Na fração não magnética obtida foi realizado um tratamento com líquidos densos - Bromofórmio (densidade de 2,85 g/cm³) e iodeto de metileno (densidade de 3,2 g/cm³) - , da qual foi retirada uma fração com maior concentração de zircão. A fração concentrada passou por uma lavagem de HNO₃, para remover os óxidos que cobriam os zircões coletados, e em sequência foi levada ao separador magnético Frantz, com amperagem estabelecida de 1,5 A.

Com o material resultante foi feita a catação manual dos grãos, com a escolha não enviesada dos grãos. Dessa maneira todas as diferentes morfologias foram selecionadas, a fim de se realizar um estudo geral e imparcial da proveniência dos sedimentos. Foram separados cerca de 200 grãos para cada amostra. Os grãos selecionados foram então montados em um *mount*, com diâmetro em torno 2,5 cm, polido e metalizado.

3.4. Análise e classificação petrográfica

A análise petrográfica das amostras foi realizada com o auxílio de microscópios óticos de luz transmitida, da marca Zeiss ®, presentes na sala de estudos petrográficos do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Foram utilizadas oito lâminas delgadas - confeccionadas no laboratório de laminação do mesmo instituto para a disciplina de Mapeamento Geológico - de amostras distribuídas pela área de ocorrência da Fm. Bateias.

As amostras laminadas são parte da matriz de conglomerados, lentes areníticas presentes nos conglomerados e amostras de arenitos arcoseanos, dos Membros Papanduvinha e São Bento do Sul. As mesmas foram analisadas sob os aspectos de composição mineralógica, granulométrica, graus de seleção e arredondamento de partículas e contato entre os grãos, além de análise da matriz, cimento e mineralogia de alteração – quando necessário.

A análise modal das diferentes granulações e das composições mineralógicas foram feitas de forma semi-quantitativa, através de diagramas de comparação. Os resultados foram compilados, recalculados e plotados em diagramas ternários de classificação de arenitos, proposto por Folk (1974), e diagramas de classificação do ambiente tectônico, proposto por Dickinson (1985).

Para fazer a classificação, segundo Folk (1974), devem ser ignoradas proporções observadas de matriz argilosa, cimentos quimicamente precipitado, glauconita, fosfatos, fósseis, minerais pesados, fragmentos de mica e etc., e os constituintes essenciais de rochas sedimentares (quartzo, feldspatos e fragmentos líticos) devem ser recalculados para 100%.

Deve-se então, estimar a proporção de cada um desses constituintes, usando como parâmetro os seguintes critérios: Para quartzo (Q) são considerados todos os tipos de grãos de quartzo, incluindo metaquartzitos, porém excluindo os fragmentos de chert. Para feldspatos (F) são considerados todos os fragmentos de feldspato, tanto plagioclásio quanto feldspato alcalino, e fragmentos de gnaisses e granitos, ou seja, rochas plutônicas e de granulação grosseira. Para fragmentos líticos (L) são considerados todos os outros fragmentos de rocha de granulação mais fina, supracrustais, como: chert, ardósia, xistos, rochas vulcânicas, rochas

carbonáticas e sedimentares. As proporções obtidas devem ser plotadas no diagrama ternário, proposto por Folk (1974).

A classificação textural utilizada também foi proposta por Folk em 1974, segue os seguintes critérios: primeiramente deve ser estimado o teor de matriz, se maior que 5% a rocha é considerada imatura, se menor que 5% a classificação prossegue. Em rochas com menos de 5% de matriz deve ser analisada a seleção dos grãos. Se os fragmentos são pobemente a moderadamente selecionados a rocha é classificada como submatura. Rochas com fragmentos bem e muito bem selecionadas são classificadas segundo o grau de arredondamento, de modo que, rochas com fragmentos subangulosos são classificadas como maturas, e rochas com fragmentos arredondados são consideradas supermaturas.

A determinação granulométrica foi feita a partir das dimensões dos grãos em milímetros, onde os fragmentos com até 0,0625 mm foram classificados como argilas, os fragmentos com até 2,00 mm foram classificados como areias – subdividido em areia muito fina (0,0625-0,125 mm), areia fina (0,125-0,250 mm), areia média (0,250-0,500 mm), areia grossa (0,500-1,000 mm) e areia muito grossa (1,000-2,000 mm) -, os fragmentos com até 4,00 mm foram classificados como grânulos e aqueles com até 64,00 mm foram classificados como seixos.

A partir dos dados de petrografia, principalmente a partir da descrição petrográfica dos fragmentos líticos presentes nas amostras, foi possível correlacionar os sedimentos às possíveis áreas-fontes, presentes nas adjacências da bacia.

3.5. Catodoluminescência e LA-ICP-MS

Nos zircões, organizados nos *mounts* polidos, foram feitos imageamentos em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), por Catodolumenescencia (CL). Os grãos também foram fotografados em lupa de luz transmitida. As fotografias feitas em lupa permitem a visualização de irregularidades, como fraturas e inclusões, possibilitando o reconhecimento das áreas que devem ser evitadas para a locação dos pontos de ablação.

As imagens obtidas por CL tem um alcance um po maior na área interna dos grãos, e podem exibir feições da morfologia interna, como zoneamentos, bordas arredondadas e sobrecrescimentos causados por recristalizações. Também é possível visualizar áreas com maior concentração de Urânio, reconhecidas como as regiões com resposta mais escura, em relação às outras. Com isso buscou-se as áreas mais adequadas para análise, em áreas de borda que se mostraram homogêneas nas imagens de CL e sem irregularidades nas imagens de lupa, tendo como interesse as idades mais jovens possíveis.

As análises foram realizadas no laboratório de *Laser Ablation*, do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, com o espectrômetro do tipo ICP (*Inductively coupled plasma*) multi-coletor do tipo Neptune (Thermo) a Laser 193 nm Excimer (Photon Machines).

4. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1. Geologia Regional

4.1.1. Contexto Tectônico Regional

A Província Mantiqueira (PM), primeiramente definida por Almeida e colaboradores em 1981, é uma cinturão de dobramentos formado durante a amalgamação do supercontinente Gondwana, no ciclo orogênico Brasiliano/Pan-africano no período Neoproterozóico/Eo-Paleozóico (900-480Ma.) (Silva *et al.* 2005). Se estende desde a fronteira com o Uruguai até o sul do estado da Bahia, ao longo da linha de costa atual.

A província é composta, de modo geral, por terrenos de alto grau Paleoproterozóicos e Arquenos, e unidades metassedimentares Mesoproterozóicas, ambos afetados pela deformação Neoproterozoica. Também estão presentes corpos graníticos formados antes, durante e após fases colisionais da orogênese, e bacias sedimentares limitadas por zonas de falhas, com preenchimento vulcano-sedimentar em diversas ocorrências ao longo da PM.

A PM pode ser segmentada em duas partes, divididas pela ocorrência distinta de sequências metamórficas; porção norte, que estende desde as proximidades do limite sul do estado da Bahia, até as proximidades dos limites entre os estados de São Paulo e Paraná; e porção sul, que segue então, desde as proximidades do limite estadual Paraná/São Paulo até o extremo sul da faixa no Uruguai, como mostrado na **Figura 2**.

No segmento Mantiqueira Sul, os terrenos mais antigos (Paleoproterozóicos e Arquenos) correspondem ao Cráton Rio de La Plata, no extremo sul da província, e ao Complexo Granulítico Santa Catarina, limitado a sul pela faixa móvel metassedimentar Dom Feliciano e a norte pela Faixa Ribeira, metassedimentar.

O evento colisional que acarretou na deformação dessas faixas móveis também afetou corpos graníticos pré-colisionais, sucessões sedimentares e o embasamento. Para a faixa Dom Feliciano, o pico metamórfico ocorre entre 640-620 Ma. (Basei *et al.* 2000; Silva *et al.* 2005). Para a faixa Ribeira, a idade obtida para o pico metamórfico é ligeiramente diferente, 610-600 Ma. (Silva *et al.* 2005).

Zonas de cisalhamento do tipo *strike-slip*, com orientação, predominantemente NNE/NE, afetam esses terrenos, bem como bacias sedimentares e corpos graníticos pós-orogênicos, de idade Ediacarana a Cambriana (Almeida *et al.* 2010).

Os corpos graníticos observados no segmento Mantiqueira Sul, mais antigos que 610 Ma., foram interpretados por alguns autores como pré a sin-colisionais (Philipp & Machado, 2005). Os corpos graníticos do tipo A são interpretados como pós-colisionais, de idade Ediacarana (Philipp & Machado, 2005). A intrusão dos corpos graníticos anorogênicos tem ocorrência simultânea com as bacias vulcano-sedimentares da província (Almeida *et al.*, 2010).

As bacias Vulcano-sedimentares da província Mantiqueira Sul apresentam um série de similaridades entre elas. As ocorrências dessas bacias não são restritas a nenhum domínio específico da província, ocorrendo em vários terrenos distintos (blocos cratônicos, faixas móveis, e corpos graníticos pré e sin-orogênicos). Esse tipo de ocorrência indica que a formação dessas bacias não tem relação direta com o processo orogênico (Almeida *et al.*, 2010).

Entre as outras similaridades estão idades correspondentes, aspectos litológicos e estruturais, de modo que elas podem ser organizadas em um sistema de bacias formado a partir de eventos recorrentes de subsidência, atividade magmática e deformação rúptil entre 605 a 530 Ma. (Almeida *et al.*, 2010).

Os principais aspectos litológicos em comum são: domínios de sedimentos siliciclásticos imaturos e ocorrências de rochas vulcânicas associadas. Outro aspecto importante é o ambiente deposicional, de leque aluvionar ou deltaico, indicando a existência de ombreiras na borda de todas as bacias do sistema (Almeida *et al.*, 2010).

A origem dessas bacias tem sido tradicionalmente associada à tectônica compreensiva/transpressiva dos estágios finais da orogênese Brasiliana. Contudo, a presença de rochas vulcânicas e o considerável volume de intrusões anorogênicas, contemporâneas às bacias sedimentares, corroboram com a hipótese de que, devido ao aumento de temperatura, pode ter ocorrido um enfraquecimento na litosfera. Esse enfraquecimento propiciou a deformação extensional e, consequentemente, a reativação de estruturas transcorrentes formadas na orogênese (Almeida *et al.*, 2010).

Desse modo, a deformação transcorrente do tipo *strike-slip*, que tem sido associada à formação das bacias, seria posterior à elas. E a sua deformação seria produto da propagação do estresse compressivo gerado nos orógenos posteriores, nas bordas das placas (Almeida *et al.*, 2010).

Figura 8: Mapa geológico da província Sul da Província Mantiqueira, com foco no sistema de bacias Vulcano-sedimentares da região suldeste da América do Sul. Extrato de Almeida *et al.* (2010).

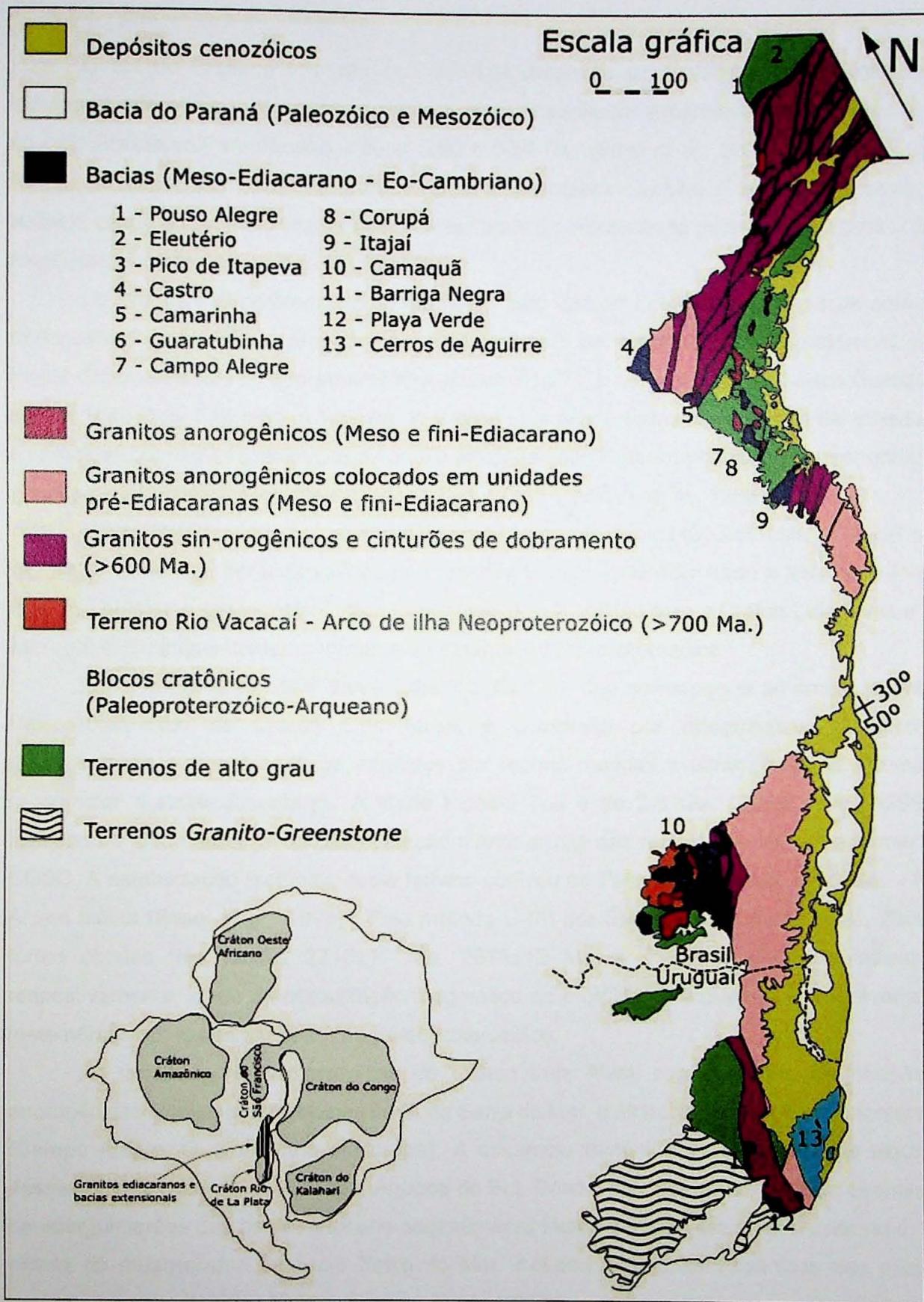


Figura 2: Mapa esquemático da porção sul da Província Mantiqueira, com foco no sistema de bacias Ediacaranas-Cambrianas da região sudeste da América do Sul. Extraído de Almeida et al. (2010).

4.1.2. Embasamento Cristalino

O sul do Brasil é formado por diversos domínios geotectônicos com evoluções individuais diferentes, justapostos durante a amalgamação do supercontinente Gondwana - no ciclo Brasiliano/Pan-africano – entre 0.90 e 0.54 Ga. (Silva *et al.*, 2005). O Cráton Luís Alves, um desse domínios, faz contato com a Microplaca Curitiba (Paleoproterozóica) a sudeste desta, e o contato entre estes dois terrenos é caracterizado pelas rochas ígneas, de idade Neoproterozoica, do Batólito Rio Piên.

Os blocos Paleoproterozóicos, formados pelo Cráton Luís Alves juntamente com a microplaca Curitiba, são delimitados por dois cinturões de dobramentos Neoproterozóicos. Esses cinturões/faixas de dobramento são: a faixa Ribeira, a noroeste da microplaca Curitiba, e o Cinturão Dom Feliciano, a sudeste do Cráton Luís Alves. Estas faixas foram deformadas e intrudidas por rochas granitoides durante a amalgamação Neoproterozoica, e correspondem a margens passivas Mesoproterozóicas (1,6- 1.4 Ga.) – (Basei *et. al.*, 1998).

O Batólito Paranaguá é um corpo de idade Neoproterozoica (616-590 Ma.) - (Basei *et. al.*, 2009), composto por uma variedade de rochas graníticas. É delimitado a leste pela linha de costa atual, e a oeste, pelo Cráton Luís Alves. A sua colisão com o Cráton Luís Alves e a Microplaca Curitiba é contemporâneo a amalgamação Neoproterozóica.

O complexo granulítico Santa Catarina (CGSC), que corresponde ao embasamento Paleoproterozóico do Cráton Luís Alves, é composto por ortognaisses tonalíticos, granodioríticos e trondhjemíticos intrutidos por rochas maficas e ultramáficas, e algumas ocorrências metassedimentares. A idade modelo T_{DM} é de 2,8 Ga. (Basei *et al.*, 1998), indicando a idade arquena da diferenciação manto-crosta das rochas que vieram a formar o CGSC. A estabilização tectônica deste terreno ocorreu no Paleoproterozóico, a 1,9 Ga. - K-Ar em biotita (Basei *et al.*, 1998). Pelo método U-Pb por SHRIMP (Hartmann *et al.*, 2000) foram obtidas três idades 2716 ± 17 Ma, 2675 ± 12 Ma, e 2168 ± 18 Ma, que indicam, respectivamente, idade da cristalização magmática do protólito no arqueano, e dois eventos metamórfico em fácies granulito, no Paleoproterozóico.

As unidades Neoproterozóicas do Cráton Luís Alves correspondem às intrusões anorogênicas alcalinas-peralcalinas da Suíte Serra do Mar, e as bacias Vulcano-sedimentares (Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá). A influência tectônica da colocação de alguns desses corpos granitoides (Corupá, Agudos do Sul, Dona Francisca e Piraí) com a dinâmica de soerguimentos das bacias Vulcano-sedimentares indica intrusão em nível crustal raso. O clímax do magmatismo da Suíte Serra do Mar, incluído as rochas vulcânicas das bacia, ocorreu por volta de 595 ± 10 Ma. (Siga Jr. *et al.*, 1999).

As principais unidades, que ocorrem nas proximidades da área de estudo, estão representadas no mapa geológico a seguir, da **Figura 3**:

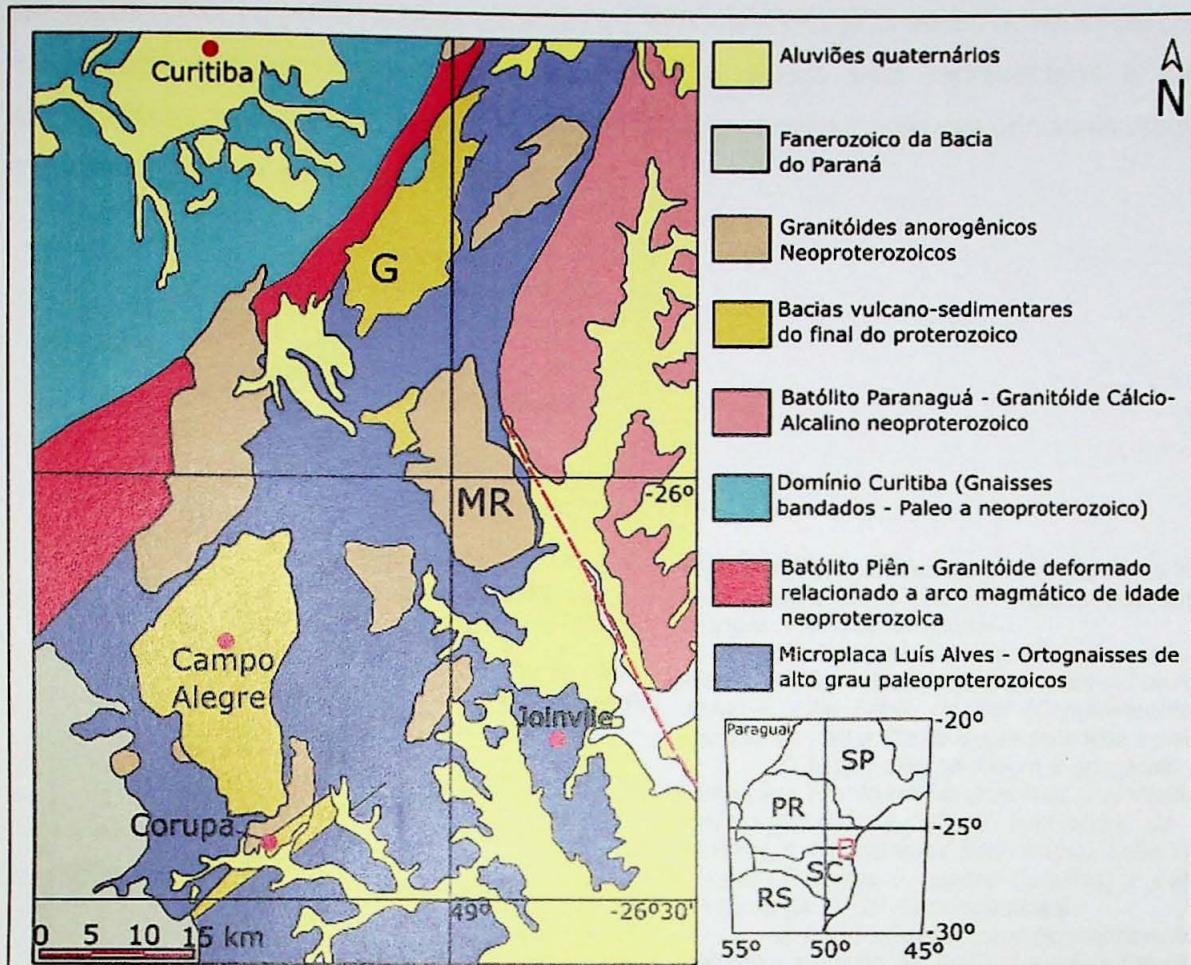


Figura 3: Mapa Geológico extraído e modificado de Citroni et al (2001), onde estão representados a BCA e as principais unidades que ocorrem nas suas adjacências.

4.1.3. Bacia de Campo Alegre

A Bacia de Campo Alegre (BCA) é uma bacia Vulcâno-sedimentar, depositada entre o final do período Neoproterozóico e o início do Paleozoico (Citroni et al., 2001). Está localizada, em sua maior parte, na região nordeste do estado de Santa Catarina, e ocupa uma área de aproximadamente 500 km². A BCA localiza-se ao sul do batólito Piên, e tem como embasamento o terreno gnáissco-granulítico, de idade Paleoproterozóica, do Complexo Granulítico Santa Catarina (CGSC), que pertence ao Cráton Luís Alves. Há ocorrência de diversos corpos intrusivos anorogênicos, de idade Neoproterozóica, nas proximidades da bacia. São estes o Granitóide Corupá, ao sul, Agudos do Sul a norte, e Dona Francisca e Piraí a oeste.

A evolução da BCA se dá durante o neoproterozóico/eoproterozóico, e sua origem se relaciona com a tectônica extensional pós-colisional, do final do ciclo Brasiliano (Citroni et al., 2001). A estratigrafia da bacia apresenta ao menos três unidades com contraste deposicional bem marcado entre elas, que correspondem a três estágios de preenchimento e evolução tectônica da bacia. São eles os estágios Pré-vulcânico, Vulcânico e de Caldeira. A estratigrafia da BCA é marcada pela importante contribuição de vulcanismo félscico e máfico, associada a sedimentos epiclásticos e piroclásticos (Citroni et al., 2001). As divisões estratigráficas

propostas por Ebert (1971) e Daitx e Carvalho (1981) também se baseiam no reconhecimento desses três estágios deposicionais. Na **Figura 4** abaixo está representada a coluna estratigráfica proposta por Citroni *et al.* (2001), como o empilhamento das principais unidades presentes na Bacia de Campo Alegre.

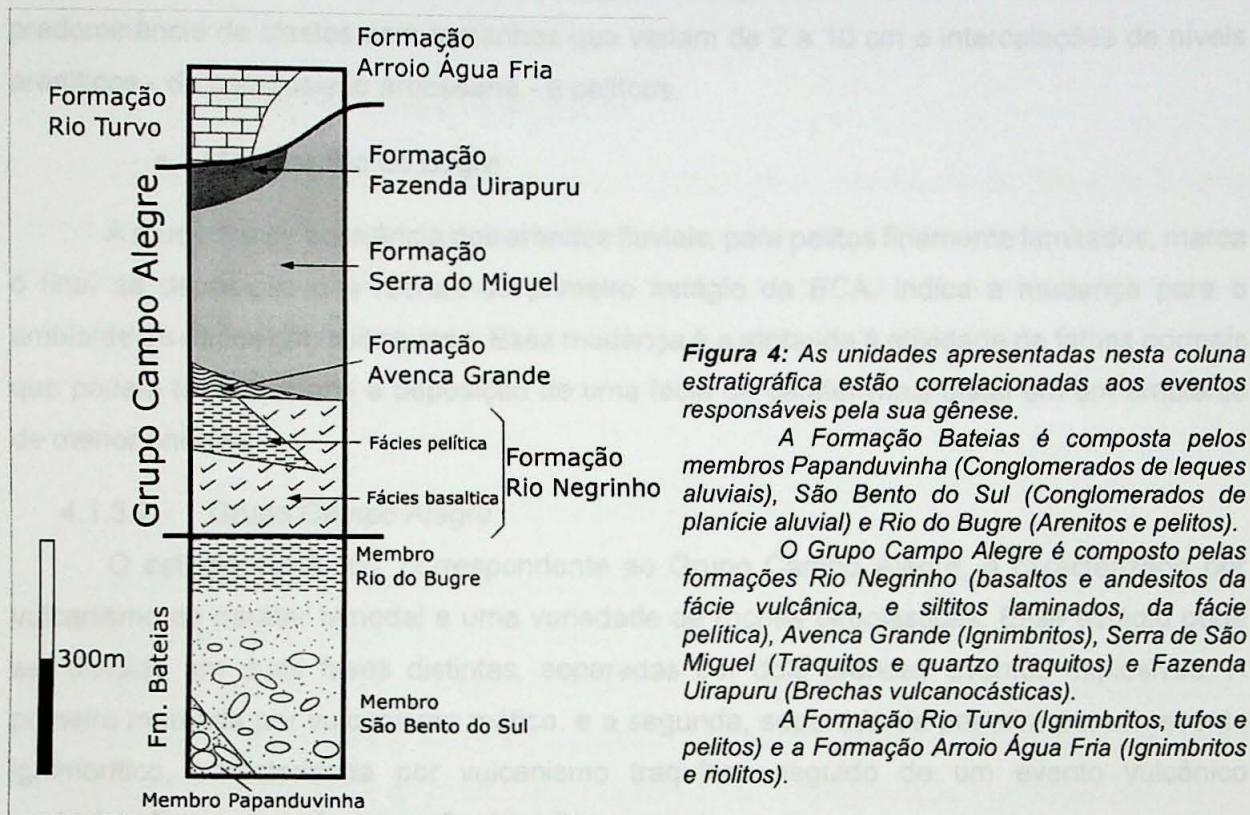


Figura 4: As unidades apresentadas nesta coluna estratigráfica estão correlacionadas aos eventos responsáveis pela sua gênese.

A Formação Bateias é composta pelos membros Papanduvinha (conglomerados de leques aluviais), São Bento do Sul (conglomerados de planície aluvial) e Rio do Bugre (arenitos e pelitos).

O Grupo Campo Alegre é composto pelas formações Rio Negrinho (basaltos e andesitos da fácie vulcânica, e siltitos laminados, da fácie pelítica), Avenca Grande (ignimbritos), Serra de São Miguel (traquitos e quartzo traquitos) e Fazenda Uirapuru (brechas vulcanocásticas).

A Formação Rio Turvo (ignimbritos, tufos e pelitos) e a Formação Arroio Água Fria (ignimbritos e riolitos).

4.1.3.1. Formação Bateias

O estágio pré-vulcânico é representado pela Formação Bateias - composta por três membros - corresponde ao estágio inicial de preenchimento da bacia, caracterizado pelo aporte de sedimentos terrígenos depositados em ambiente predominantemente fluvial, com três fácies distintas. Essas fácies são compostas por conglomerados de leque de aluvião na porção norte, conglomerados típicos de planícies de rios entrelaçados com predomínio ao sul, e arenitos fluviais a leste, no topo da sequência (Citroni *et.al.*, 2001).

A paleogeografia foi condicionada pelo soerguimento da porção norte do Cráton Luís Alves, causada pela tectônica associada à intrusão do granitóide Piên - favorável à instalação de um sistema de leques aluviais - e a subsidência da bacia, em resposta a orogênese ocorrida e ao aporte de sedimentos.

- Membro Papanduvinha

Os sedimentos associados a essa fácie deposicional são constituídos de conglomerados pobramente selecionados, com seixos angulosos e tamanhos que variam de 5 a 60 cm. São conglomerados matriz suportados (paraconglomerado), com clastos desorientados e ocorrem restritamente a região próxima da borda norte da bacia.

- Membro São Bento do Sul

Constitui a fácie conglomerática de maior distribuição na bacia, onde o leque de aluvião termina em uma planície de rios entrelaçados. É formada por conglomerados polimíticos clasto suportados (ortoconglomerado), com seixos subarredondados, predominância de clastos com tamanhos que variam de 2 a 10 cm e intercalações de níveis areníticos - de composição arcoseana - e pelíticos.

- Membro Rio do Bugre

A mudança de ocorrência dos arenitos fluviais, para pelitos finamente lamitados, marca o final da deposição das rochas do primeiro estágio da BCA, indica a mudança para o ambiente de deposição subaquoso. Essa mudança é a atribuída à atividade de falhas normais que podem ter propiciado a deposição de uma fácie de caráter mais distal em um ambiente de menor energia.

4.1.3.2. Grupo Campo Alegre

O estágio vulcânico, correspondente ao Grupo Campo Alegre, é caracterizado por vulcanismo de caráter bimodal e uma variedade de rochas piroclásticas. Esse estágio pode ser dividido em duas fases distintas, separadas por dois grandes eventos explosivos. A primeira marcada por vulcanismo máfico, e a segunda, separada da primeira por um evento Ignimbítico, caracterizada por vulcanismo traquítico seguido de um evento vulcânico explosivo. Essas duas fases serão descritas a seguir.

FASE 1: VULCANISMO BASÁLTICO COM SEDIMENTOS EPICLÁSTICOS:

- Formação Rio Negrinho

A fase inicial, de vulcanismo máfico, é caracterizada por uma intercalação de derrames basálticos e andesíticos associados a intercalações pelíticas, e subordinadamente a lavas traquíticas. Essa intercalação é indicativa de vulcanismo em ambientes parcialmente submersos.

Os condutos da erupção vulcânica não foram observados, mas a ocorrência de diversos diques com direção predominante NNW sugerem que estruturas, como falhamentos, com a mesma direção podem ter servido como conduto propiciando a atual configuração da bacia (Citroni et al., 2001).

Na Borda Leste da bacia observam-se espessuras maiores de sedimentos pelíticos (Citroni et al., 2001), com algumas intercalações raras de rochas máficas, sugerindo uma configuração paleogeográfica de depressão topográfica a leste da bacia de Campo Alegre.

- Formação Avenca Grande

Um evento ignimbítico explosivo marca a evolução para um magmatismo de composição mais félscica. Essa atividade resulta na deposição de uma unidade piroclástica com estruturas de deposição e fluxo variadas, e aumento progressivo de aporte de epiclastos da base ao topo. A sua distribuição e espessura é variada e reflete a paleogeografia da bacia.

FASE 2: VULCANISMO FÉLSCICO:

- Formação Serra de São Miguel

Constitui a unidade vulcânica de maior distribuição e espessura da Bacia de Campo Alegre. Marcada pela presença de rochas piroclásticas com composição félscica, como traquitos e quartzo tranquitos, e estruturas de fluxo e deposição. Os condutos de erupção, além de associados as estruturas com direção NNW, apresentam associação com estruturas de direção ENE. O volume de gerado pelo vulcanismo favoreceu a subsidência de porções propicias.

- Formações Rio do Turvo e Arroio Água Fria

O final da fase vulcânica é marcado por um evento explosivo que forma uma caldeira, de modo que há soerguimento e colapso, deposição de grandes volumes de rochas piroclásticas e detriticas. Há também a formação de dois ambientes distintos de deposição, um intra-caldeira e o outro extra-caldeira. O ambiente intra-caldeira é caracterizado por aporte de piroclastos, terrígenos e ambiente lacustre formando a denominada Formação Rio Turvo. O ambiente extra-caldeira pela presença de rochas vulcânicas mais acidas, características de vulcanismo explosivo e compõem as rochas da Formação Arroio Água Fria.

4.2. Método U-Pb

A datação absoluta de rochas se baseia no princípio do decaimento radioativo de determinados elementos químicos, presentes em alguns minerais. O método U/Pb, um dos métodos utilizados em estudos geocronológicos, baseia-se no decaimento radioativo contínuo de isótopos de urânio (elemento-pai) em isótopos estáveis de chumbo radiogênico (elemento-filho), através da emissão de partículas α e radiação em um processo regular de degradação/transformação.

À medida que o elemento-pai se desintegra, com o passar do tempo, sua atividade radioativa e quantidade vão diminuindo, ao passo que o elemento-filho é gerado. A quantidade de elementos-filhos formados é proporcional à quantidade de elementos pai inicial e o tempo necessário para sua formação é denominado de "tempo de meia-vida", quando a quantidade do elemento-pai se reduz à metade. Conhecendo-se o tempo de meia-vida do elemento radioativo – urânio, nesse caso – é possível obter a idade do mineral que contém esses elementos de acordo com a equação de decaimento, abaixo:

$$D = D_0 + n(e^{\lambda t} - 1)$$

Onde n corresponde ao número de átomos do elemento-pai presentes, D_0 ao número de átomos do elemento-filhos formados, t ao tempo decorrido e λ à constante de decaimento radioativo. Os isótopos radioativos U^{235} e U^{238} tem como produto final de uma complexa cadeia de decaimento os isótopos Pb^{207} e Pb^{206} respectivamente. Os produtos intermediários dessa cadeia de decaimento têm tempo de meia vida muito curto, de modo que não formam proporções expressivas.

Atualmente, mais de 99% do urânio da terra é referente ao isótopo U^{238} , e menos de 1% ao isótopo U^{235} , devido aos diferentes tempos de meia-vida ($U^{238}=4,5$ Ga e $U^{235}=70,4$ Ma). Dos isótopos de Pb encontrados na natureza, apenas o isótopo Pb^{204} é considerado não-radiogênico, por ter um tempo de meia-vida muito longo ($1,4 \times 10^{17}$ anos), de modo que é usado como isótopo estável de referência para o chumbo radiogênico.

A idade U/Pb é obtida por meio de minerais que possuam urânio suficiente em seu reticuló cristalino, como por exemplo, zircão, titanita, monazita e galena. O zircão, em especial, é um mineral pesado e rico em urânio e suas propriedades mineralógicas são favoráveis à resistência ao intemperismo, diagênese e metamorfismo, mantendo o sistema fechado para os elementos U e Pb, até em ambiente de alta pressão e temperatura.

Dentro de um cenário ideal, com a evolução do decaimento ocorrendo em sistema fechado e as proporções dos elementos (pai e filho) estáveis de acordo com o decaimento, as idades obtidas podem ser representadas em diagramas Pb^{207}/U^{238} versus Pb^{206}/U^{235} determinando uma curva denominada concórdia. Sobre essa curva as idades obtidas se posicionam durante toda a evolução em sistema fechado. No caso de sistema aberto, o que é mais recorrente na natureza, as idades obtidas pela razão isotópica se posicionam fora da curva concórdia. Nesse caso, é possível definir uma reta, denominada de discórdia, determinada pela posição dos pontos plotados fora, ou seja, discordantes da reta concórdia.

A diferença obtida nas razões é relacionada à perda de chumbo radiogênico (ou ganho de urânio), que pode acontecer em resposta ao intemperismo ou metamorfismo. A reta discórdia pode interceptar a curva concórdia em dois interceptos, inferior e superior. A intersecção superior indica a idade de cristalização do mineral, e a inferior indica a idade do evento de perda de chumbo (ou ganho de urânio) durante algum evento de remobilização.

A **Figura 5**, ilustra a curva concórdia e as idades associadas aos valores de Pb^{207}/U^{238} versus Pb^{206}/U^{235} . Também é possível observar um ponto Q hipotético, para ilustrar o funcionamento de uma reta discórdia, com os interceptos inferior e superior.

Os sistemas analíticos de CL podem ser divididos em dois tipos: (A) CL acoplado a uma microscópica eletrônica ou microscópio estacionário e (B) CL gerado por uma rajada de

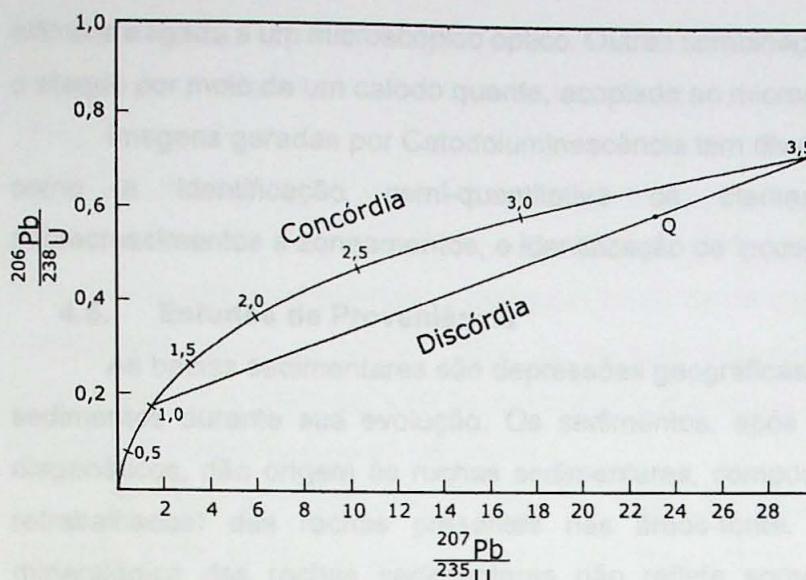


Figura 5: Curva concórdia, representação gráfica dos valores teóricos para decaimento dos isótopos de urânio (elemento-pai) proporcionais às proporções de isótopos de chumbo (elemento-filho). E reta discordia, representação gráfica de razões obtidas em sistemas abertos. (Faure, 1977).

4.3. Método LA-ICP-MS

O método LA-ICP-MS (*Laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry*) é uma técnica que combina ablação a laser - ferramenta de precisão - com o ICP-MS, que analisa a concentração dos elementos traços e isótopos em partes por milhão (ppm), em uma série de elementos em cadeia.

Inicialmente a amostra é induzida ao sistema, em um compartimento de suporte com um laser acoplado a um sistema óptico para ablação. O sistema contém uma tubulação pela qual os componentes ablasados são transportados para o interior da câmara do Multicoletor ICP (plasma acoplado – *Neptune*), por meio de um fluxo de gás (argônio combinados a hélio) (Sato & Kawashita, 2002).

Quando chega ao ICP, esse gás é eletricamente aquecido até atingir o estado de plasma, mas com maior número de íons e elétrons livres. O plasma, então, é vaporizado, atomizado e ionizado. Os elementos seguem então para o espectrômetro de massa, que opera a vácuo, separando os íons quanto a razão massa/carga. A intensidade (íons/segundo) é convertida em um sinal elétrico que é medido e registrado. A razão massa/carga indica a composição elementar enquanto a intensidade do sinal reflete a sua concentração (Sato & Kawashita, 2002).

4.4. Catodoluminescência

A Catodoluminescência (CL) é a luz emitida por um cristal após bombardeamento de feixe de elétrons acelerados, que provoca a excitação dos elétrons dos elementos do cristal. A intensidade da luz emitida tem relação com o tipo de elemento analisado, alguns têm resposta alta ao bombardeamento, como manganês, cobre e elementos terras raras, e outros resposta baixa, como ferro.

Os sistemas analíticos de CL podem ser divididos em dois tipos: (1) CL acoplada a uma microssonda eletrônica ou microscópio eletrônico e (2) CL gerada por uma rajada de

elétrons e ligada a um microscópico óptico. Outras combinações são possíveis também, como o ataque por meio de um catodo quente, acoplado ao microscópio óptico (Pagel *et al.*, 2013).

Imagens geradas por Catodoluminescência tem diversas aplicações nas geociências, como a identificação semi-quantitativa de elementos traço, identificação de sobrecrescimentos e zoneamentos, e identificação de incusões e micro-fraturas.

4.5. Estudos de Proveniência

As bacias sedimentares são depressões geográficas que recebem aporte contínuo de sedimentos durante sua evolução. Os sedimentos, após serem submetidos à processos diagenéticos, dão origem às rochas sedimentares, compostas por fragmentos (alterados e retrabalhados) das rochas presentes nas áreas-fonte. A composição da assembleia mineralógica das rochas sedimentares não reflete somente a composição das rochas presentes nas áreas-fonte, mas também é controlada por processos exógenos, como intemperismo, transporte e erosão. E pelos processos sedimentares de seleção física, abrasão mecânica e dissolução.

A datação de minerais detriticos é, recentemente, amplamente utilizada para estudos de proveniência de sedimentos. A determinação das idades desses minerais é feita em basicamente três técnicas principais: 1 - a datação por traço de fissão, 2 – datação por laser de argônio ($^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$) de anfibólios e micas detriticas e, por último, 3 – U-Pb em minerais de zircão, monazita e titanita.

A datação de zircões detriticos, baseada no método U-Pb, tem como objetivo obter as idades das rochas presentes nas áreas-fonte, que deram origem aos sedimentos presentes nas bacias sedimentares. Assim como reconhecer populações de idades e, por consequência, possíveis mudanças na contribuição das áreas-fonte para a formação de sedimentos. Por ser relativamente inerte aos processos diagenéticos, os cristais de zircão apresentam grande importância nos estudos de proveniência de sedimentos (Remus *et. al*, 2008). Adicionalmente, a idade do grupo de zircões detriticos mais jovens indica o limite mais antigo possível para a deposição da rocha portadora desses minerais.

4.5.1. Método U-Pb em zircão aplicado à proveniência sedimentar

O estudo de proveniência é a aplicação mais comum da geocronologia em zircões detriticos. Uma das premissas mais importantes do uso de zircões detriticos é: A unidade sedimentar não pode ser mais velha que a idade mais jovem datada em seus zircões. Esse é um dado muito útil para estratos que não possuem um bom registro fossilífero, por exemplo (Gehrels, 2014).

Para tornar a análise de proveniência o mais confiável possível é necessário tomar alguns cuidados: A análise deve ser realizada em zircões selecionados aleatoriamente nas amostras, de modo a abranger a maior variedade possível de zircões presentes na amostra. Para evitar algum tipo de viés, o preparo de amostras deve evitar ao máximo que os zircões

sejam separados segundo o tamanho, a morfologia e a composição química, já que essas características são reveladoras quanto ao transporte e à petrogenese do zircão (Gehrels, 2014).

Em análises feitas por LA-ICP-MS, discordâncias resultantes da mistura de domínios de idades distintas podem ser evitadas como auxílio de imagens de Catodoluminescência (CL). Tais imagens possibilitam a plotagem do ponto de análise sobre um domínio de idade homogênea dentro do cristal, além de fornecer informações petrogenéticas do cristal, associadas a sua morfologia. As imagens de CL são utilizadas para evitar as possíveis áreas do cristal afetadas com perda de chumbo.

As áreas com perda de chumbo, ou seja, com maior concentração de U, tem uma resposta mais escura à CL, devido à um rompimento reticular. Além disso, análises espectroscópicas (Raman) podem indicar possíveis danos reticulares. É importante também atentar a exclusão ou inclusão de cristais selecionados segundo o critério de concentração de chumbo, para evitar um viés na distribuição final das idades (Gehrels, 2014).

Há também a problemática do erro analítico, que pode resultar em idades um pouco mais jovens ou antigas que a idade real. Em quase todos os casos, a idade mais jovem de um zircão em uma determinada amostra, será, um pouco mais jovem que a sua real idade. Para evitar esse tipo de tendência e viés, é recomendado utilizar o grupo de idades mais jovens de cada amostra (Dickinson & Gehrels 2009).

Apesar das complexidades, o zircão mais jovem é uma informação importante quanto a idade da deposição, especialmente em áreas nas quais ocorreu atividade vulcânica durante a sedimentação. Analisar idades de diferentes níveis estratigráficos auxilia na determinação da possível idade máxima para a deposição, pois se as idades se tornam progressivamente mais jovens da base para o topo, é razoável supor que as idades obtidas registraram a atividade vulcânica durante a deposição. No caso de não haver correlação entre a distribuição de idades e a posição estratigráfica, é possível supor que os zircões mais jovens podem ter origens em diversas fontes anteriores a deposição (Gehrels, 2014).

4.5.2. Petrografia sedimentar e análise textural aplicada à proveniência

Em seções delgadas de rochas sedimentares é possível obter informações quanto à origem, o tipo de transporte, e os processos diagenéticos envolvidos na sua formação. Isto é feito analisando-se a composição mineralógica, que refere-se à composição dos grãos presentes; a estrutura, que refere-se ao arranjo entre os grãos presentes, e a textura, que refere-se ao tamanho, forma e ao aspecto da superfície dessas partículas.

Com isso pode ser determinada a proporção de matriz presente em uma rocha sedimentar, o grau de seleção e o grau de arredondamento dos fragmentos que a compõem, associados aos processos de deposição, seleção e retrabalhamento. A integração destas

informações determina a **Maturidade Textural**, que pode ser classificada em quatro estágios: imaturo, submaturo, maturo e supermaturo.

No estágio imaturo se enquadram rochas sedimentares com mais de 5% de matriz argilosa, grãos mal selecionados e angulosos. Já no estágio submaturo, se enquadram rochas sedimentares com menos de 5% de matriz argilosa, grãos mal selecionados e com baixo grau de arredondamento. No estágio maturo enquadram-se sedimentos sem fração argila, com grãos moderadamente selecionados e arredondados, e por fim, no estágio supermaturo se enquadram sedimentos bem selecionados e arredondados (Folk, 1974).

A maturidade textural é uma ferramenta importante para interpretar a atuação dos mecanismos físicos formadores dos sedimentos presentes no ambiente deposicional, uma vez que, através dessa descrição é possível interpretar a efetividade do ambiente sedimentar em selecionar, transportar e abrasar os sedimentos presentes.

Desse modo, é possível associar sedimentos imaturos à ambientes sedimentares onde o acúmulo ocorre *'in situ'*, como planícies de inundação e leques de aluviais. Assim como ambientes proximais e/ou lacustres, nos quais a força das correntes de transporte é fraca, ou a deposição ocorre muito rapidamente e os sedimentos não ficam sujeitos a maior retrabalhamento posterior. Sedimentos supermaturos, por outro lado, são associados a ambientes com mais alta energia de transporte e retrabalhamento, como praias e desertos, onde os grãos estão sujeitos constantemente à processos de seleção e abrasamento.

A **Figura 6**, abaixo, representa a proporção das frações presentes nas rochas sedimentares e correlaciona suas frequências à diferentes ambientes sedimentares e climas, proposto por Folk (1974).

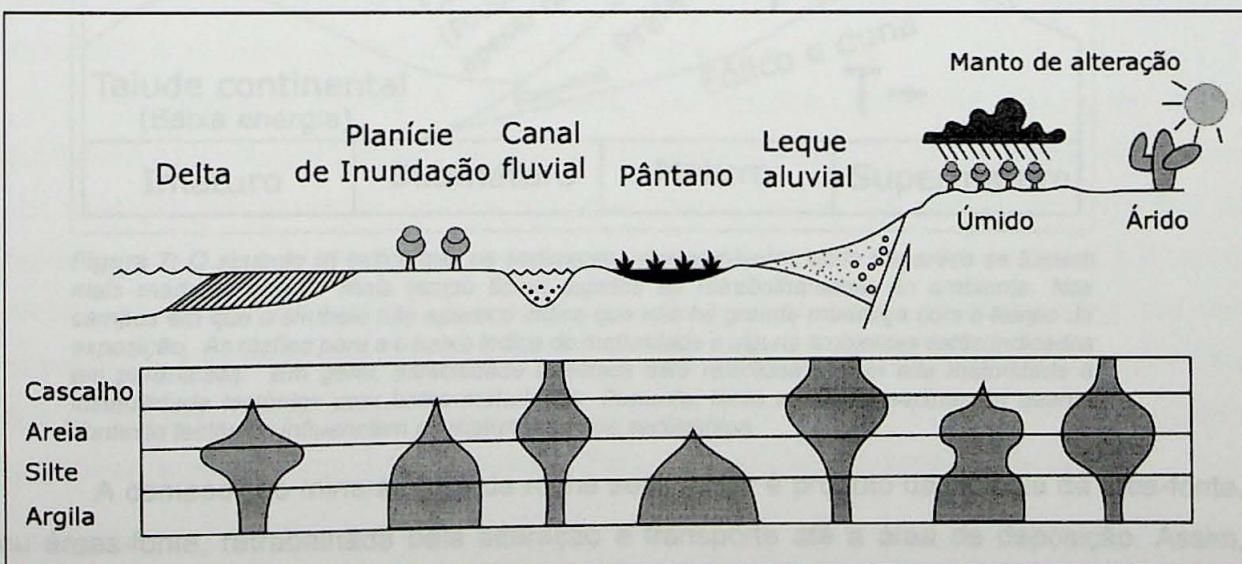


Figura 6: Estão correlacionados os ambientes deposicionais e as frequências relativas das frações argila, silte, areia e cascalho, nos diferentes tipos de rochas sedimentares. Estão representados também, relações entre ambientes úmidos e áridos, uma vez que a umidade se apresenta como agente intempérico. Folk (1974).

A partir da análise da maturidade textural da rocha é possível fazer interpretações acerca do tectonismo atuante na história da formação dos sedimentos observados. A maturidade textural tem relação direta com a atividade tectônica: atividade tectônica intensa,

com rápida subsidência de blocos formam seções estratigráficas compostas por sedimentos imaturos, ambiente com moderada instabilidade tectônica produz sedimentos submaturos, condições estáveis produzem sedimentos maturos e períodos prolongados de estabilidade tectônica produzem sedimentos supermaturos.

A maturidade textural das rochas sedimentares depende diretamente do ambiente sedimentar formador, mas o volume de rocha formado tem maior dependência da atividade tectônica. Já a composição mineralogia dos sedimentos é controlada pela litologia das áreas-fonte, e as áreas-fonte são determinadas pela atividade tectônica. Desse modo, esses fatores interagem entre si; maturidade, composição e atividade tectônica.

A **Figura 7** abaixo ilustra como o ambiente sedimentar influencia no tipo de maturidade dos sedimentos formados e depositados. E correlaciona alguns tipos de ambientes sedimentares com a frequência em que estão presentes sedimentos de diversos graus de maturidade.

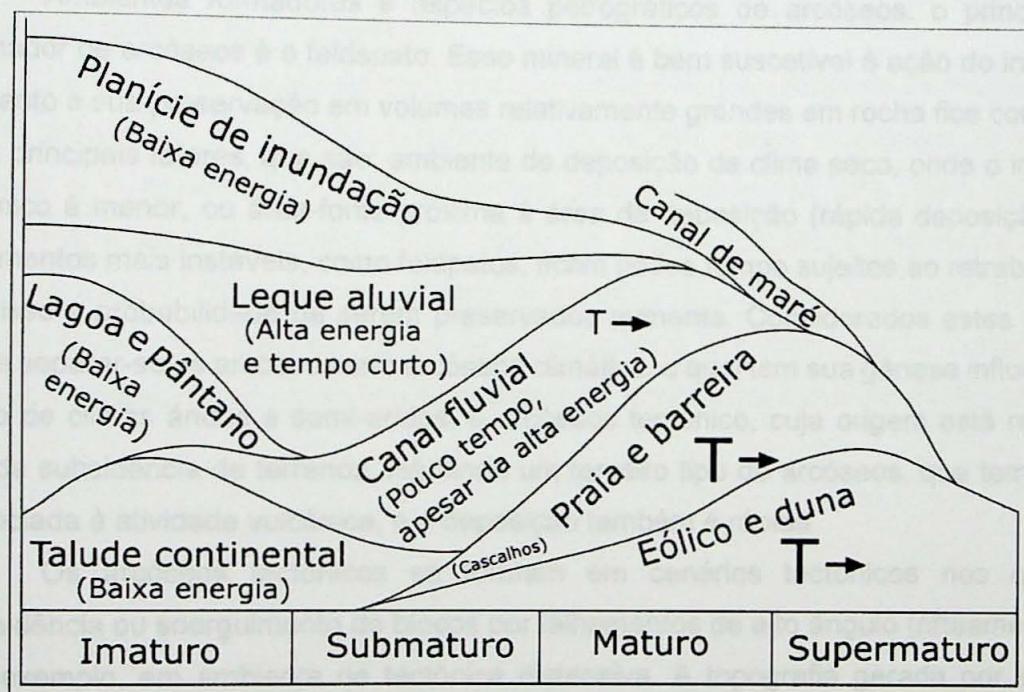


Figura 7: O símbolo (T) indica que os sedimentos dos ambientes onde T aparece se tornam mais maduros quanto mais tempo ficam sujeitos ao retrabalhamento do ambiente. Nos campos em que o símbolo não aparece indica que não há grande mudança com o tempo de exposição. As razões para a baixa índice de maturidade e alguns ambientes estão indicados em parênteses. Em geral, estabilidade tectônica está relacionada com alta maturidade e instabilidade tectônica com baixa maturidade. Portanto, tanto ambiente sedimentar quanto contexto tectônico influenciam na maturidade dos sedimentos.

A composição mineralógica da rocha sedimentar é produto da litologia da área-fonte, ou áreas-fonte, retrabalhada pela alteração e transporte até a área de deposição. Assim, através da análise de secções delgadas, é possível classificar as rochas sedimentares segundo a sua composição. A classificação proposta por Folk (1974) consiste em, primeiramente, identificar os tipos minerais que compõem os grãos e em seguida quantificá-los. Segundo a classificação de Folk, os fragmentos utilizados na classificação são: quartzo, feldspatos e fragmentos líticos, sem levar em consideração a presença de constituintes

diagenéticos, como matriz, cimento e porosidade. A quantificação pode ser feita por uma estimativa visual ou com técnicas de contagem para obtenção de proporções mais exatas.

Em conjunto com os dados de ambiente sedimentar e tectônico, fornecidos pela maturidade textural, a composição mineralógica pode ser utilizada para a construção de uma hipótese de proveniência sedimentar dos fragmentos da rocha analisada (Folk, 1974).

Como já mencionado, a associação da mineralogia, dos fatores tectônicos e de ambiente deposicional (maturidade textural) são especialmente reveladores quanto à origem e processos envolvidos na formação dos sedimentos. Assim segue, direcionando o que foi abordado até aqui, ao tema de interesse deste trabalho, um sucinto apontamento sobre a relação entre a tectônica, o ambiente deposicional e a composição mineralógica de rochas sedimentares arcoseanas.

4.5.2.1. Maturidade Textural de Conglomerados e Arcóseos

Ambientes formadores e aspectos petrográficos de arcóseos: o principal mineral formador de arcóseos é o feldspato. Esse mineral é bem suscetível à ação do intemperismo, portanto a sua preservação em volumes relativamente grandes em rocha fica condicionada a dois principais fatores, que são: ambiente de deposição de clima seco, onde o intemperismo químico é menor, ou área-fonte próxima à área de deposição (rápida deposição), onde os fragmentos mais instáveis, como feldspatos, ficam pouco tempo sujeitos ao retrabalhamento e por isso a probabilidade de serem preservados aumenta. Considerados estes dois pontos, pode separar-se os arcóseos em: arcóseos climático, o qual tem sua gênese influenciada pela ação de climas áridos e semi-áridos, e arcóseos tectônico, cuja origem está relacionada à rápida subsidência de terrenos. Há ainda um terceiro tipo de arcóseos, que tem sua origem associada à atividade vulcânica, e a deposição também é rápida.

Os arcóseos tectônicos se formam em cenários tectônicos nos quais ocorre subsidência ou soerguimento de blocos por falhamentos de alto ângulo (rifteamentos), como, por exemplo, em ambiente de tectônica distensiva. A topografia gerada por esse tipo de tectonismo é marcada pela formação altos topográficos ao lado de vales profundos. A rápida erosão dos altos acarreta na formação de uma grande carga de sedimentos que são depositados nas áreas baixas adjacentes. Os ambientes de deposição favorecidos por esse tipo de topografia são: leques aluviais na região mais de topografia mais íngreme evoluindo gradativamente para ambiente de planície fluvial nas regiões topografia mais baixa.

4.5.2.2. Classificação Tectônica

Segundo Dickinson e colaboradores em 1979, a dinâmica dos fragmentos detriticos de rochas sedimentares, em diferentes tipos de bacias, é função direta da tectônica associada à formação destes. Por exemplo, areias com alto teor de quartzo são formadas em regiões cratônicas estáveis e depositadas em bacias intracratônicas, margens passivas e em aberturas de oceanos. Areias arcoseanas são formadas à partir de soerguimentos de blocos

e depositadas localmente em *riffs* e bacias extensivas, resultantes de rupturas transformantes. Areias ricas em fragmentos líticos vulcânicos e fragmentos líticos plutônicos são formadas a partir de arcos magmáticos e depositadas em trincheiras e bacias de *Fore-Arc*. Areias de orógenos reciclados, ricas em quartzo, *chert* e fragmentos líticos, são formadas a partir subducções, orógenos colisionais ou exumação de *Forelands* e são encontradas em sucessões típicas de fechamentos de oceanos e de bacias de *Foreland*.

Para a determinação do ambiente tectônico, com ênfase na estabilidade mineral, é necessário estimar as proporções de quartzo, feldspato e fragmentos líticos, considerando para quartzo os fragmentos de quartzo monocristalino e policristalino, para feldspatos os dois tipos de feldspato, e para fragmentos líticos os fragmentos instáveis, como vulcânicos e sedimentares. As proporções obtidas devem ser plotadas no diagrama triangular, proposto por Dickinson (1985), que associa a composição mineral com o ambiente tectônico. Esse tipo de classificação permite associação com ação climática e o mecanismo de transporte, assim como a mineralogia da área-fonte.

Para a determinação do ambiente com ênfase na granulometria da área fonte, estima-se as proporções de quartzo, feldspato e fragmentos líticos, considerando para quartzo apenas o monocristalino; para feldspatos consideram-se os dois tipos feldspatos, se presentes; e para fragmentos líticos, todos os fragmentos líticos presentes, incluindo os estáveis. As proporções devem também ser plotadas no diagrama triangular. Esse diagrama permite fazer interpretações acerca da granulometria das rochas-fonte, considerando que rochas de granulometria mais fina fornecem mais fragmentos líticos na fração areia.

5. METAS E OBJETIVOS

O presente trabalho tem por objetivo compilar e acrescentar dados de petrografia sedimentar e isotópicos da Formação Bateiras, da bacia de Campo Alegre, através de estudos de análise textural e geocronológicos. Com os dados pretende-se caracterizar a influência da movimentação resultante da tectônica ativa e a sua influência na sedimentação da bacia. E assim, estabelecer a cronologia relativa entre os intervalos de sedimentação e soerguimento das áreas-fontes.

Com os dados de petrografia sedimentar pretende-se caracterizar as possíveis fontes de sedimento para a bacia. Também pretende-se correlacionar os dados de maturidade textural, unidos aos dados de paleocorrentes da literatura, aos diferentes ambientes responsáveis pela deposição desses sedimentos, e se possível aos diferentes níveis estratigráficos das rochas da Formação Bateiras. Com essas informações é possível reconstruir o quadro paleogeográfico da bacia, de maneira inequívoca quais foram as áreas-fonte, e dentro dos níveis estratigráficos definir o momento de maior contribuição de cada possível fonte.

A partir dos dados geocronológicos, obtidos através do método U/Pb por LA-ICP-MS, pretende-se fazer o estudo de proveniência dos sedimentos epiclásticos e compará-los às idades do embasamento (Cráton Luís Alves). De modo a estabelecer a origem essencialmente cratônica dos sedimentos depositados. Ou, mediante a possibilidade de encontrar idades discordantes à idade do embasamento, estabelecer outras áreas-fonte possíveis, considerando que a idade máxima possível para a deposição dessa unidade corresponde à idade do vulcanismo (604±05 Ma. – Basei, 1998), posicionado estratigraficamente acima da Formação Bateiras.

6. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

6.1. Geologia Local

6.1.1. Embasamento Cristalino

O embasamento cristalino da BCA é formado principalmente pelas rochas que compõem o Cráton Luís Alves, como gnaisses migmatíticos, observados em cortes de estradas de terra. Essas rochas encontram-se com a mineralogia principal bastante alterada, onde os feldspatos estão caulinitizados e os minerais máficos substituídos por óxidos de Fe e minerais argilosos. Os gnaisses apresentam estrutura foliada preservada, com lentes de leucossoma de granulação muito grossa presentes, além de horizontes de composição máficas e ultramáficas melhores preservadas, paralelas à foliação. Podem ocorrer também rochas metamórficas de alto grau, como charnokitos bastante alterados, assim como quartzitos. A **Figura 8** exibe um corte bastante alterado de gnaisse, com leucossomas alterados bastante evidentes.

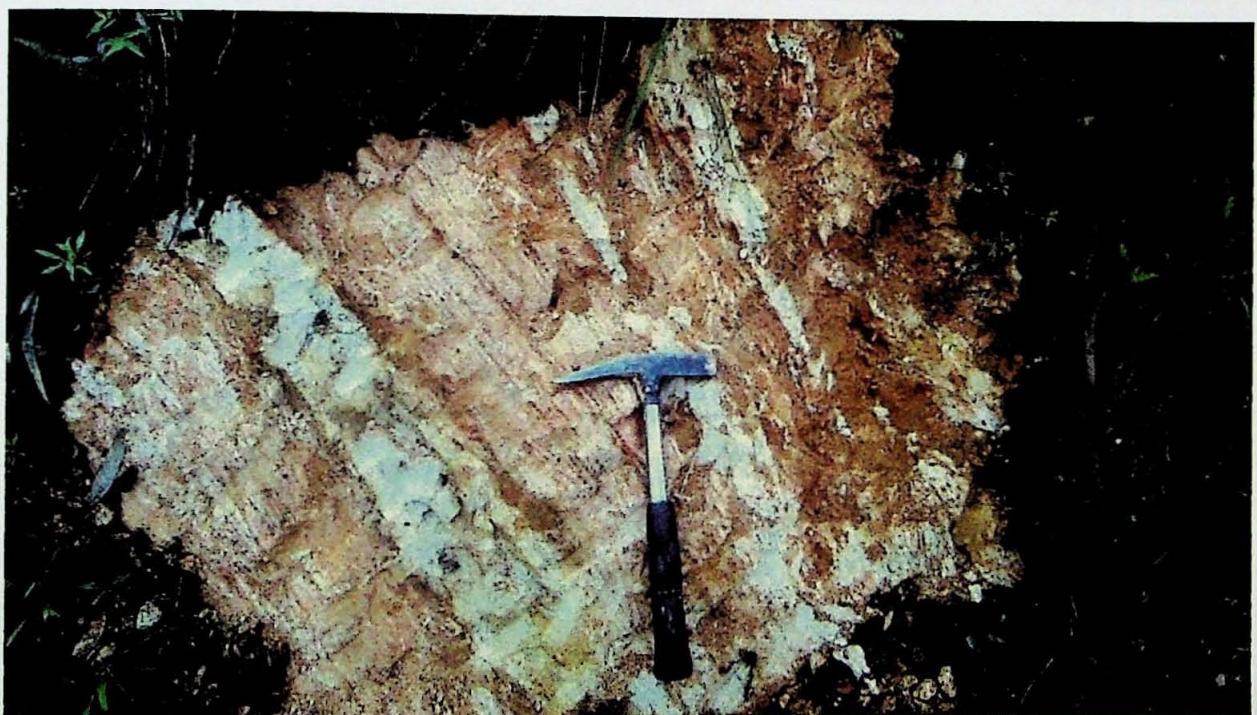


Figura 8: Saprolito de gnaisse, é possível notar a foliação e a presença de leucossomas, de granulação mais grossa e bastante caulinitizados.

6.1.2. Formação Bateias

A Formação Bateias tem suas ocorrências mais expressivas e acessíveis nas partes marginais da bacia de Campo Alegre. Ocorrem principalmente nas regiões norte, nordeste e oeste da bacia. O membro Papanduvinha ocorre restrito à região norte da bacia, enquanto as rochas dos membros São Bento do Sul e Rio do Bugre recobrem quase toda a extensão das bordas da bacia, aflorando principalmente na região leste. A **Figura 9** exibe o mapa geológico da Bacia de Campo Alegre, proposto por Citroni *et al.* (2001), com a localização dos pontos amostrados e com lâminas petrográficas.

No extremo norte da bacia afloram paraconglomerados polimíticos bastante imaturos, composto por fragmentos líticos variados de diversos tamanhos, variando desde seixo até matação. Estes fragmentos são sub-arredondados e suportados por uma matriz arcoseana, também bastante imatura (**Figura 10**). A amostra CL II – 52 corresponde a matriz arcoseana, que foi amostrada e laminada.

Nas porções oeste e noroeste, regiões mais próximas das cidade de São Bento de Sul e Bateias de Baixo, foram amostrados os pontos 1, 2 e 3 (**Figura 9**), pertencentes à mesma sub-unidade da Formação Bateias: o Membro São Bento do Sul. Nessas regiões foram observados e descritos afloramentos em cortes de estrada de rochas sedimentares conglomeráticas ora matriz suportadas, ora clasto suportadas, composta por seixos de tamanhos variados. As modas dos tamanhos desses seixos variam na ordem 2 a 5 centímetros, nas regiões mais distais em relação à borda – pontos 1 e 2 -, e outras que variam na ordem 5 a 10 centímetros, nas regiões mais proximais à borda, onde ocorrem tipicamente ortoconglomerados – ponto 3.

Em escala de afloramento, as rochas foram descritas como pobramente a moderadamente selecionadas, com clastos de baixo grau de esfericidade e bem arredondados. A orientação do eixo mais alongado dos clastos segue um padrão horizontal/sub-horizontal. Não foram feitas medidas de paleocorrente.

Os clastos possuem natureza polimítica, foram observados clastos de aspecto gnáissico, graníticos e vulcânico. A matriz do conglomerado tem composição arcoseana, é formada principalmente por fragmentos de quartzo e feldspato potássico, em frações de areia média a grossa. Esses fragmentos são pobramente a moderadamente selecionados, com alto grau de esfericidade e sub-arredondados.

Em algumas porções dos afloramentos a matriz é mais abundante que em outros, e foram observados horizontes, no formato de cunhas, compostos basicamente por arcóseo. A espessura desses horizontes é da ordem de 20 a 30 centímetros, afinado em suas extremidades, dispostos paralelamente à orientação preferencial dos seixos. Os horizontes arenosos, presentes nesses conglomerados, foram amostrados (**Figura 11**).

Na região nordeste da bacia foram observadas, mais abundantemente, ocorrências de arenitos arcoseaos do membro Rio do Bugre. Esses arenitos possuem composições semelhantes àquelas observadas nas matrizes e horizontes arenosos dos conglomerados. As ocorrências observadas nessa região eram na forma de pequenas lajes horizontais/sub-horizontais, aflorantes no chão de estradas, ou em suaves declives de terrenos (**Figura 12 A**). Essas ocorrências foram amostradas sem critério de preferência, já que todas eram relativamente homogêneas e pouco alteradas.

Na região leste da bacia as rochas tanto vulcânicas quanto sedimentares tinham suas exposições bastante limitadas, e algumas em avançado estágio de alteração intempérica. Levando em conta a necessidade de amostragem nessa região para tornar a amostragem o

mais abrangente e representativa o possível, e a resistência de zircões detriticos ao intemperismo, foi selecionado um afloramento de conglomerado bastante alterado (Figura 12 B).

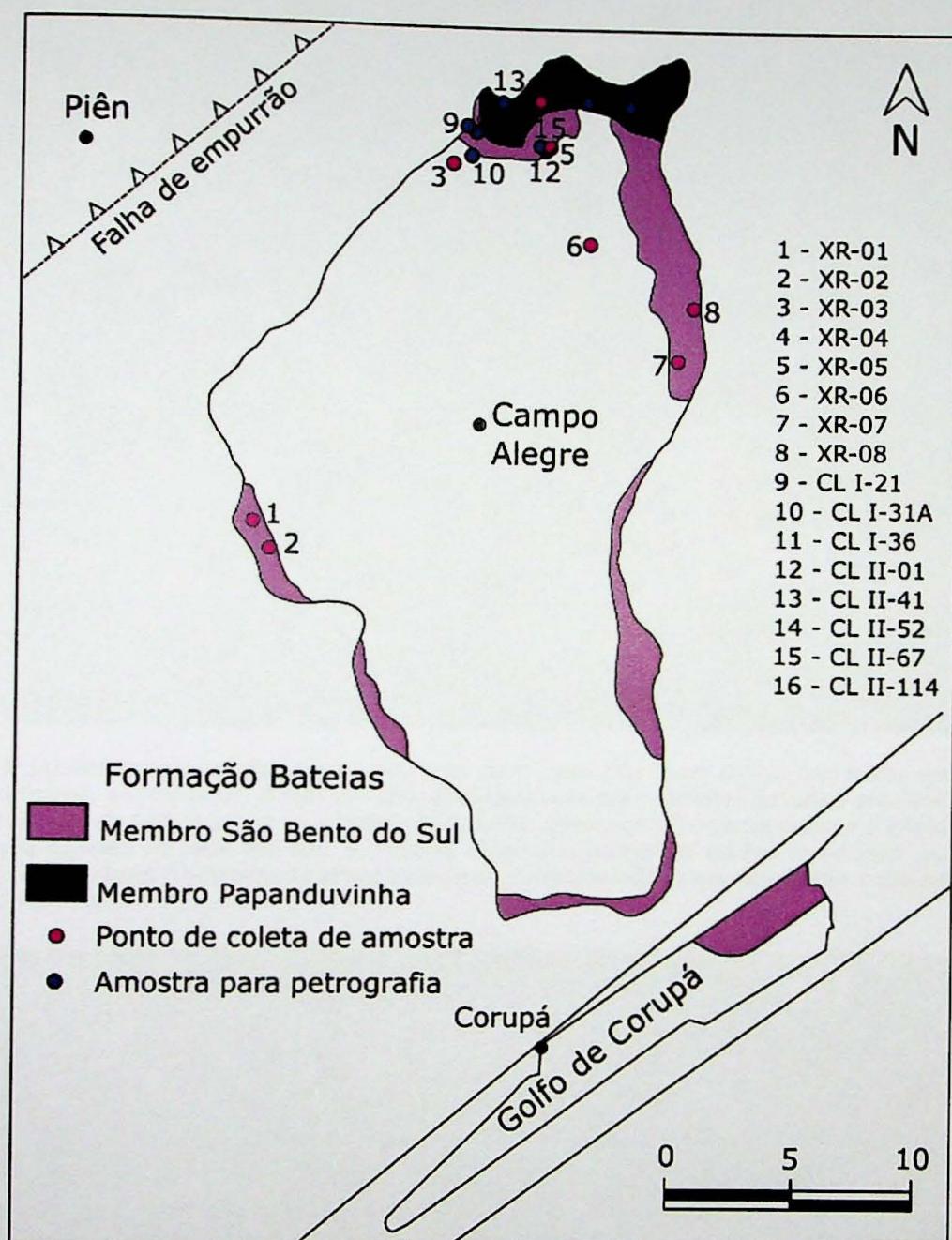


Figura 9: Mapa de localização das amostras coletadas para datação e amostras laminadas. A imagem foi retirada e modificada de Citroni et al. (2001) e não apresenta a área de ocorrência do Membro Rio do Bugre. A legenda correlaciona o número do ponto amostrado, identificado no mapa, à amostra coletada para datação ou petrografia.



Figura 11: (A) Afloramento tipo de ortoconglomerado, do Membro São Bento do Sul, com lentes arenosas com formato de cunha, em destaque. A foto tem direção Oeste-Leste, com cimento da cunha arenítica na direção leste. (B) Detalhe da lente arenosa no afloramento de ortoconglomerado. Contados superior e inferior abruptos. (C) Amostra coletada na lente arenosa. É possível observar o padrão de quebra da amostra, associado ao acamadamento da lente. (D) Detalhe no afloramento de ortoconglomerado, composto por seixos sub-arredondados de esfericidade alta



Figura 10: (A) Afloramento de paraconglomerado do Membro Papanduvinha. É possível observar que os fragmentos variam a granulação de seixo a matação, numa matriz arcoseana de granulação média a grossa. Ocorrem seixos e matações de rochas bandadas (gnaisses), vulcânicas e graníticas (B) Detalhe em fragmento ítico de rocha vulcânica de matriz afanítica, coloração avermelhada, contendo fenocristais de feldspato alcalino (sanidina) e vesículas/amidalas.

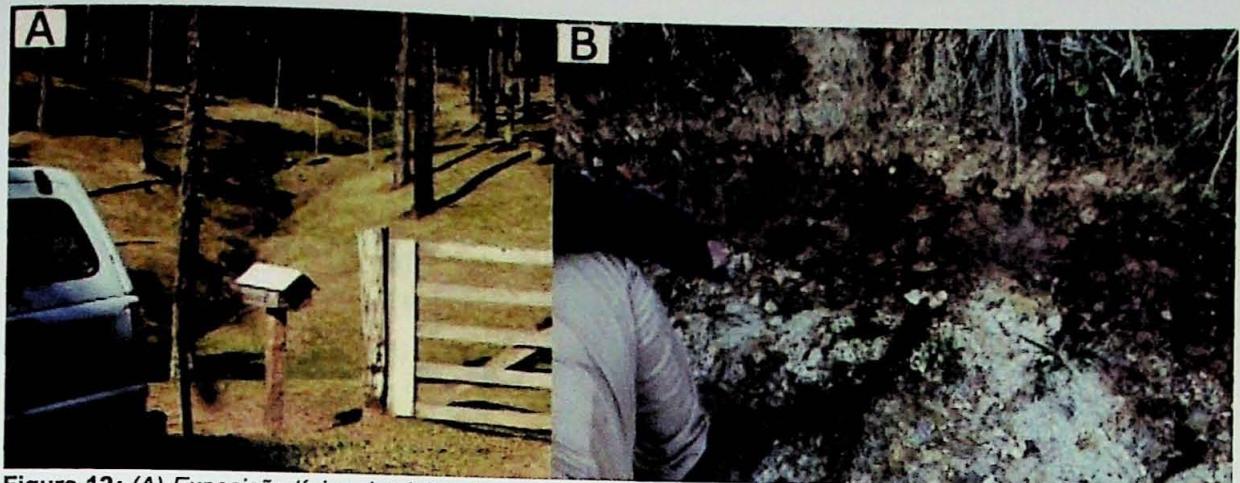


Figura 12: (A) Exposição típica das lajes de arenitos. Ocorrem nos chãos de estradas de terra, ou em pequenos córregos, como ilustrado. (B) Afloramento de arenito arcoseano da região oeste da bacia. Ocorrem bastante alterados, principalmente ao longo de ravinas nas estradas de terra.

6.1.3. Rochas vulcânicas do Grupo Campo Alegre

As rochas vulcânicas que ocorrem na bacia de Campo Alegre são de composição basáltica, tranquílica, andesítica e riolítica. Afloram em lajes sub-horizontais, paredes em cortes de estradas de terra, áreas com grandes declives e blocos rolados alterados. Em sua maioria, as rochas vulcânicas são afaníticas a faneríticas muito finas, podem apresentar fenocristais de feldspato potássico (**Figura 13**), geralmente sanidina, além de vesículas e amidalas preenchidas por quartzo.

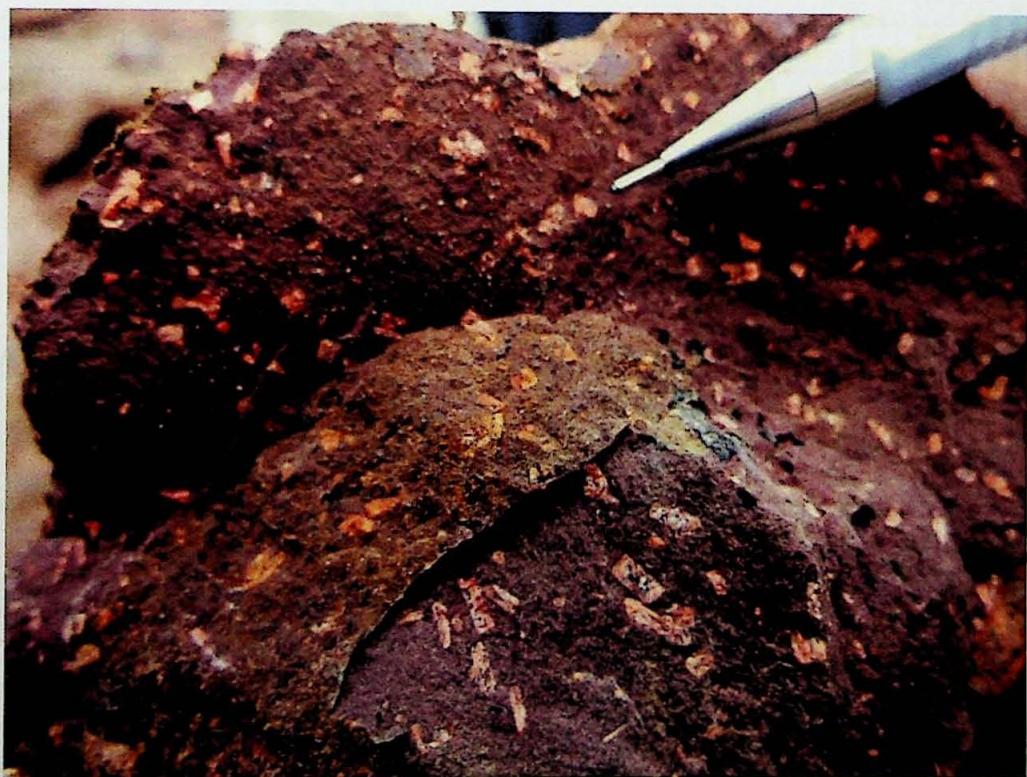


Figura 13: Amostra de rocha vulcânica de composição traquítica (classificação de campo). A rocha possui matriz afanítica e fenocristais de feldspato alcalino muito bem formados.

6.2. Classificação petrográfica

6.2.1. Classificação composicional

As amostras analisadas foram classificadas de acordo com o trabalho proposto por Folk (1974), para classificação de arenitos, baseada na porcentagem de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos, com as proporções recalculadas para esses três constituintes. Os conglomerados, presentes na área, foram classificados quanto a proporção entre matriz e seixos, e tipologia dos seixos; e as lâminas dessas rochas representam sua matriz.

As rochas amostradas apresentam constituintes detriticos e diagenéticos, e suas proporções relativas em cada amostra estão representadas na **Tabela 3**, abaixo. A partir das proporções totais de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos, foram recalculadas as porcentagens para esses membros finais, como apresentado na **Tabela 4**. Essas rochas representam arcóseos e arcóseos líticos, como mostrado na **Figura 14**.

Amostra	Constituintes Detriticos (%)						Constituintes Diagenéticos (%)		
	Qt	Fr	Lm	Ll	Lv	Ls	Cl (Mt)	Cb (c)	Ox (c)
CL-I-21	10	18,5	43	-	21	-	5	~1	<1
CL-I-31 A	15	25	35	8	12	-	3	5	2
CL-I-36	10	24	21	27	8	-	6	~1	3
CL-II-01	30	63	-	-	-	-	1	4	2
CL-II-41	15	12	26	10	15	-	12	5	5
CL-II-52	15	22	22	-	8	-	13	12	8
CL-II-67	30	62	-	-	-	-	2	-	6
CL-II-114	30	50	15	-	-	-	1	-	4

Tabela 3: Análise modal dos constituintes detriticos e diagenéticos das matrizes dos conglomerados e arenitos arcoseanos.

Amostra	Quartzo (%)	Feldspatos (%)	Frag. Líticos (%)
CL-I-21	10,81	66,48	22,70
CL-I-31 A	16,48	74,72	8,79
CL-I-36	9,17	66,05	24,77
CL-II-01	32,25	67,75	-
CL-II-41	20,54	65,75	13,39
CL-II-52	22,38	65,67	11,94
CL-II-67	32,60	67,40	-
CL-II-114	31,58	68,42	-

Tabela 4: Porcentagens recalculadas dos membros finais utilizados na classificação dos arenitos proposta por Folk (1974).

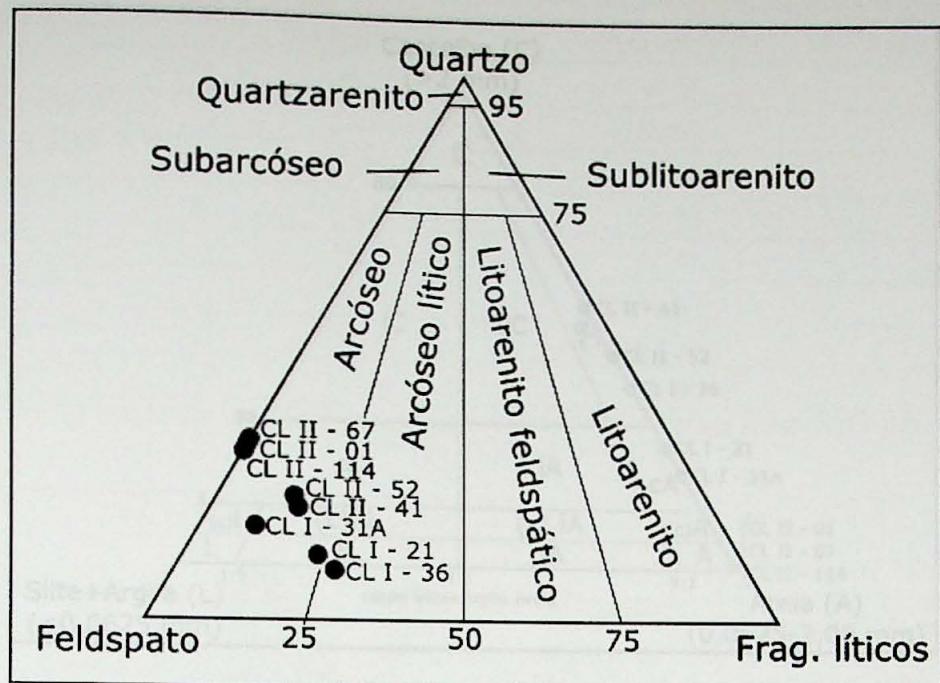


Figura 14: Diagrama de classificação de arenitos (Folk, 1974), com as composições obtidas nas amostras descritas em lâmina. É possível distinguir dois grupos principais, os arcóseos e arcóseo lítico, representados pelas amostras CL I - 21, CL I - 31A, CL I - 36 e CL II - 41, presentes nas matrizes dos conglomerados. E o segundo grupo, representado pelos arcóseos, sem fragmentos líticos.

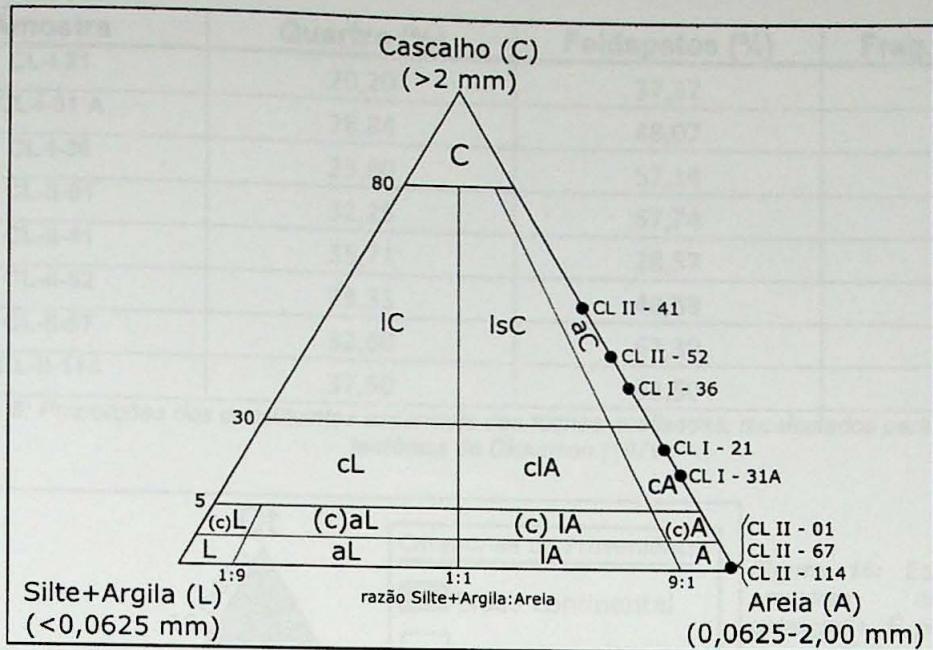
A classificação petrográfica das amostras, a partir das descrições petrográficas, também seguiu o critério da frequência granulométrica, proposto por Folk (1974, *apud* Folk, 1954). Os termos utilizados por este autor se aplicam às misturas das seguintes frações granulométricas: Cascalho (grânulo + seixo) ($>2,00$ mm), areia ($0,0625-2,00$ mm) e Lama (Silte + Argila $<0,0625$ mm), e delimitam um diagrama triangular com as propostas de campo para classificação.

A Tabela 5 abaixo representa as distribuições granulométricas das principais frações presentes nas rochas, e a Figura 15 apresenta a classificação proposta. Não foram consideradas as frações argilosas, que ocorrem em proporções insignificantes.

Distribuições Granulométricas (%)

Amostra	Areia (0,0625-2,0 mm)	Granulo (2,0-4,0mm)	Seixo (4,0-64mm)
CL-I-21	25	37	38
CL-I-31 A	20	75	5
CL-I-36	38	27	35
CL-II-01	100	-	-
CL-II-41	55	15	25
CL-II-52	45	15	40
CL-II-67	100	-	-
CL-II-114	100	-	-

Tabela 5: Distribuições granulométricas das amostras, sem as frações menores do que $0,0652$ mm.



C – Cascalho conglomerado / IC – Argila conglomerática / IsC – Conglomerado arenoso argiloso / aC – Conglomerado arenítico / cL – Conglomerado lamítico / IA – Arenito argilo conglomerático / cA – Arenito conglomerático / (c)L – Lamito pouco conglomerático / (c)aL – Lamito pouco arenoso conglomerático / (c)IA – Arenito pouco lamítico conglomerático / (c)A – Arenito pouco conglomerático / L – Lamito / aL – Lamito arenoso / IA – Arenito lamítico / A - Arenito

Figura 15: Classificação granulométrica segundo Folk (1954). É possível observar que a matriz dos conglomerados se distribui, principalmente, pelos campos das areias conglomerática (aC) e dos arenitos pouco conglomeráticos (cA). Enquanto os arenitos (classificação de campo) localizam-se apenas no campo A.

6.2.2. Classificação tectônica

A partir da descrição petrográfica foram obtidos os dados de proporção entre as frações de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos, pelo método descrito por Folk (1974). A partir das proporções é possível associar as composições ao ambiente tectônico de formação, como proposto por Dickinson (1979).

No presente trabalho foi considerada apenas a classificação que agrupa os fragmentos segundo seu grau de estabilidade, associando os fragmentos totais de quartzo em um dos vértices, os feldspatos em outro vértice, e no último são associados os fragmentos líticos instáveis, de rochas vulcânicas. Essa classificação baseia-se na estabilidade dos grãos, no clima, no relevo da área de proveniência, nas rochas presentes na área-fonte e nos mecanismos de transporte atuantes.

A **Tabela 6** apresenta os valores recalculados para as frações constituintes das rochas analisadas, utilizadas nessa classificação de ambiente tectônico. Os fragmentos líticos instáveis representam só as frações presentes na matriz dos conglomerados amostrados. A **Figura 16** apresenta os resultados de classificação para essas amostras, plotadas no diagrama QFL, de Dickinson (1979).

Amostra	Quartzo (%)	Feldspatos (%)	Frag. Líticos (%)
CL-I-21	20,20	37,37	42,42
CL-I-31 A	28,84	48,07	23,07
CL-I-36	23,80	57,14	19,04
CL-II-01	32,25	67,74	-
CL-II-41	35,71	28,57	35,71
CL-II-52	33,33	48,88	17,77
CL-II-67	32,60	67,39	-
CL-II-114	37,50	62,50	-

Tabela 6: Proporções dos constituintes essenciais das rochas analisadas, recalculados para a classificação tectônica de Dickinson (1979).

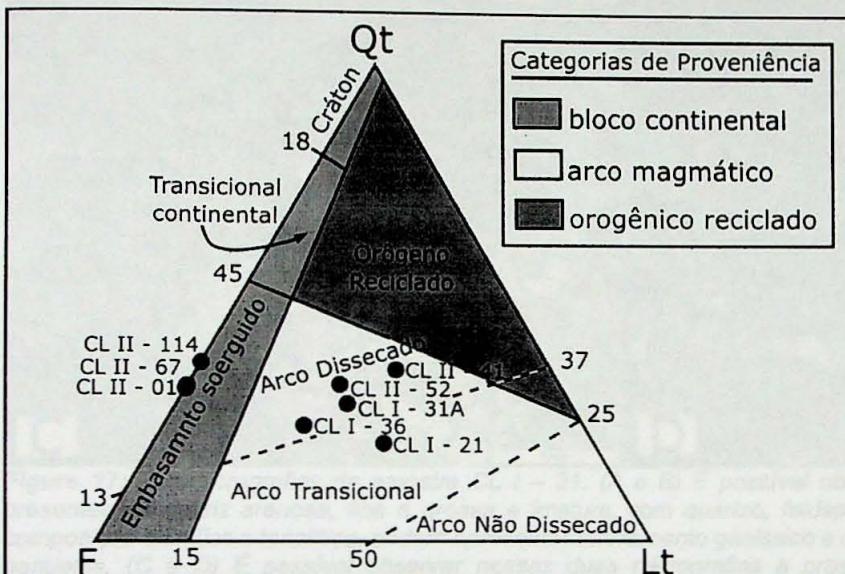


Figura 16: Estão plotadas as amostras analisadas em petrografia. É possível notar dois grupos distintos na distribuição, o primeiro representado pelos arenitos e o segundo representado pela matriz dos conglomerados. O grupo dos arenitos não possuem fragmentos líticos instáveis, e por isso estão presentes no campo do 'Embasamento Soerguido'. Já a matriz dos conglomerados, que representam sedimentos ainda mais imaturos, apresentam fragmentos de rochas vulcânicas ainda preservados e são plotados na sua maioria no campo de 'Arco Dissecado'.

6.3. Descrição Petrográfica

6.3.1. Amostra CL I – 21

A rocha é matriz sustentada, composta principalmente por fragmentos líticos na fração grânulo e seixo. Os fragmentos líticos apresentam esfericidade baixa e alto grau de arredondamento e ocorrem na matriz sem orientação evidente. Já os fragmentos menores, constituídos por quartzo, feldspatos, fragmentos líticos, clorita e minerais opacos encontram-se na fração areia, predominantemente média a grossa.

Os fragmentos na fração areia apresentam-se em duas frações principais – areia muito fina e areia grossa -, com esfericidade baixa e baixo grau de arredondamento, além de serem pobramente selecionados e sem orientação. Nessa amostra ocorrem óxidos de Fe como cimento, preenchendo os interstícios dos fragmentos, e clorita ocorre como mineral de alteração, presente principalmente na matriz (Figura 17).

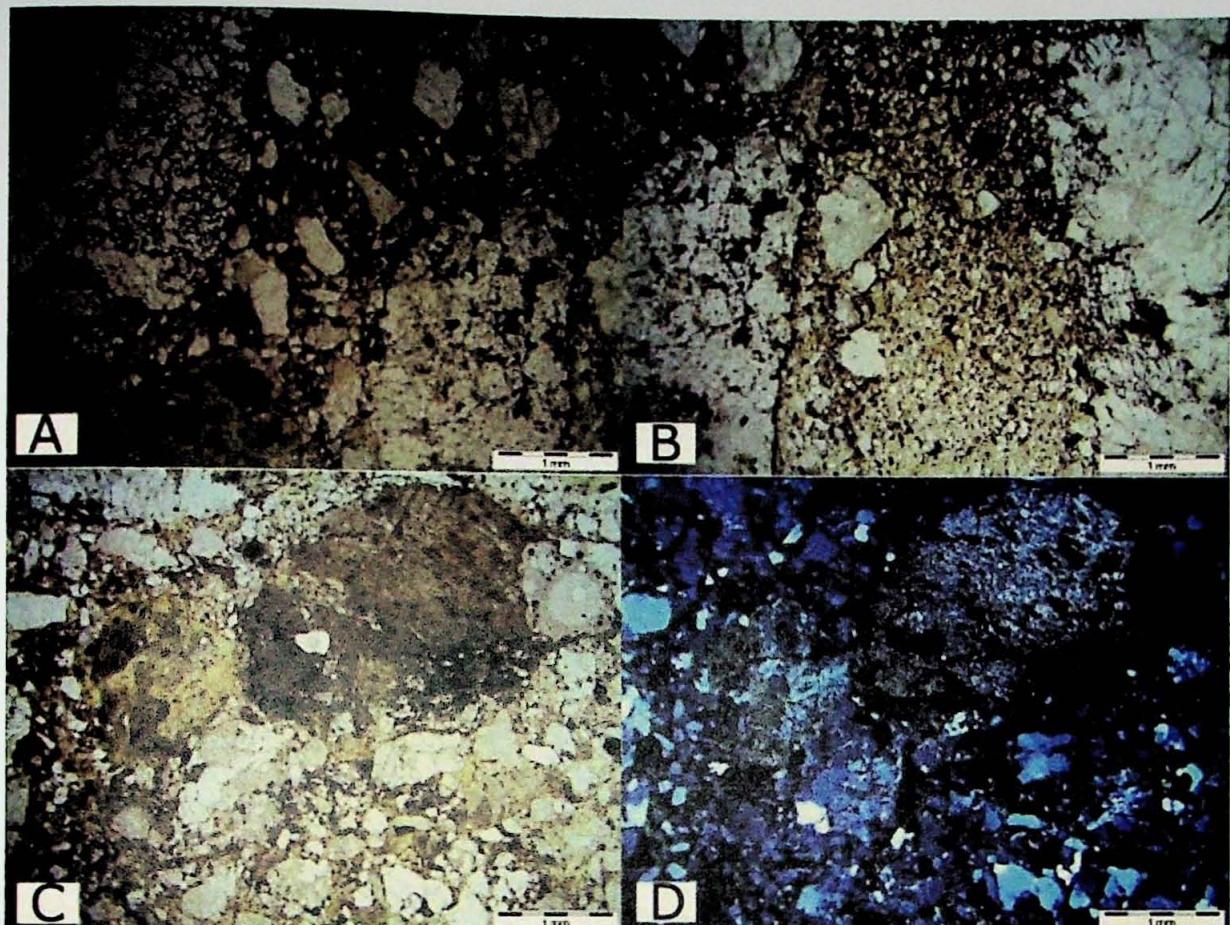


Figura 17: Fotomicrografias da amostra CL I – 21. (A e B) É possível observar a bimodalidade das frações presentes na matriz arenosa, fina a grossa e imatura, com quartzo, feldspatos e clorita. Os grânulos são de composição sienítica a tonalítica, podem apresentar bandamento gnáissico e cristais de quartzo estirados – Nicóis paralelos. (C e D) É possível observar nessas duas micrografias a presença de grânulos de composição máfica/ultramáficas, com seus minerais máficos (hornblenda) cloritizados – C Nicóis paralelos e D Nicóis cruzados.

6.3.2. Amostra CL I – 31A

A rocha é matriz sustentada, composta por fragmentos nas frações areia, grânulo e seixo. Os fragmentos líticos representam uma porção significativa, com variação granulométrica entre as frações grânulo e seixo, como grau de seleção e arredondamento moderados.

Os fragmentos na fração areia - média a grossa - apresentam esfericidade baixa e são sub-arredondados. O contato entre os grãos de areia ocorre de forma pontual a sub-planar, e são constituídos por quartzo, feldspatos, fragmentos líticos e minerais opacos. Nessa amostra ocorrem óxidos de Fe e carbonatos como cimento, preenchendo os interstícios dos fragmentos, e clorita ocorre como mineral de alteração (**Figura 18**).

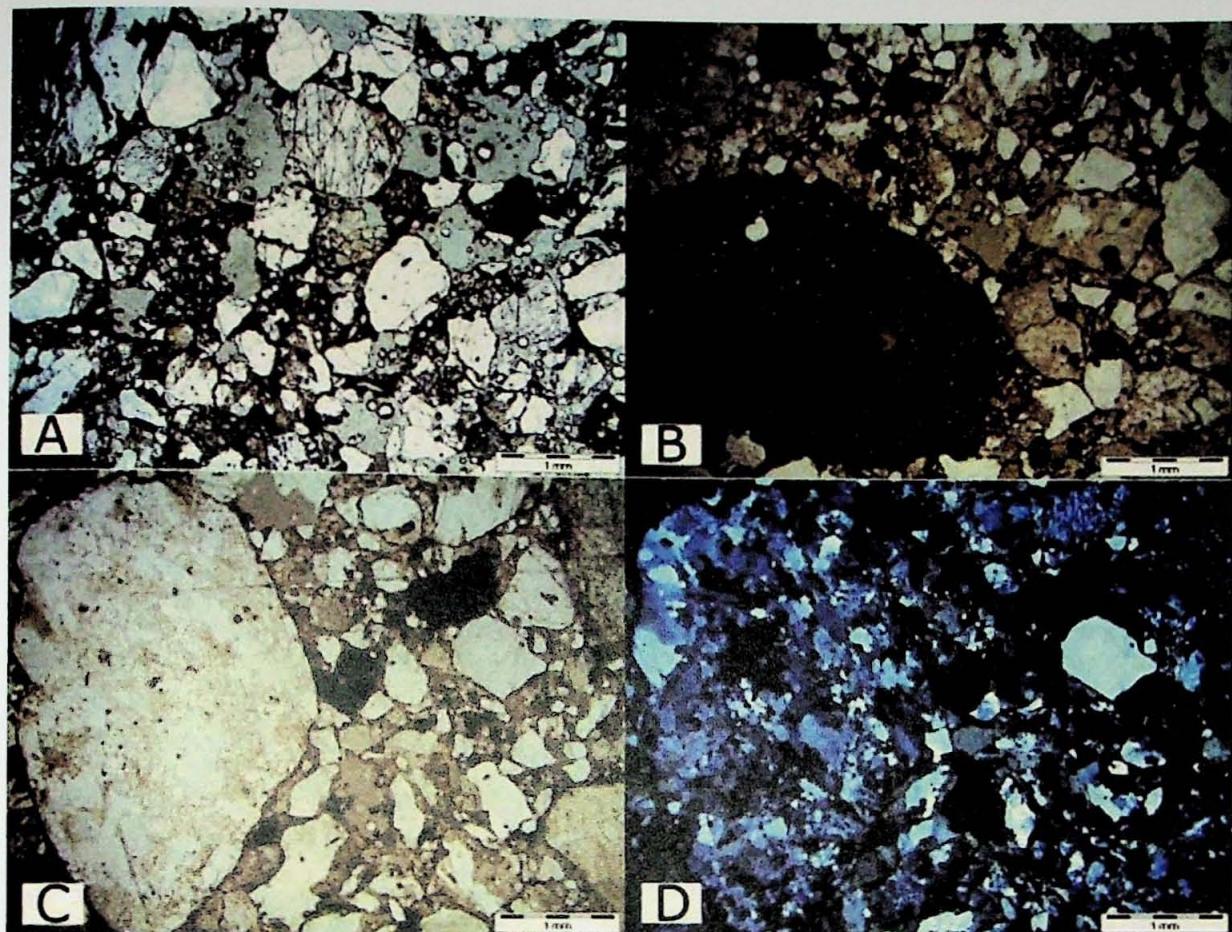


Figura 18: Fotomicrografias da amostra CL I – 31A. (A) É possível observar a matriz em detalhe, composta por fragmentos na fração areia fina a grossa, e bastante imatura – Nicóis paralelos. (B) É possível observar um grânulo de rocha vulcânica com composição gabróide (plagioclásio alterado e minerais maficos), envolto por uma matriz imatura – Nicóis paralelos. (C e D) Detalhe de um grânulo de composição granitoide, com quartzo lobado e feldspatos alcalinos. Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante – C Nicóis paralelos e D Nicóis cruzados

6.3.3. Amostra CL I – 36

A rocha é matriz suportada, composta por fragmentos na fração areia, granulo e seixo. A maior parte dos fragmentos na fração granulo e seixo são formados por fragmentos líticos variados sub-arredondados, com baixo grau de esfericidade, moderadamente selecionados.

Os fragmentos na fração areia apresentam esfericidade baixa e são sub-angulosos. Os grãos são mineralogicamente composto por quartzo, feldspato, e fragmentos líticos. Na matriz ocorre clorita de alteração. Tanto nos interstícios, quanto entre os grãos, e como cimento há óxido de Fe associados a minerais opacos (**Figura 19**).

6.3.4. Amostra CL II - 01



Figura 19: Fotomicrografia da amostra CL I - 36. (A) Detalhe, na porção superior e inferior da imagem, de seixos de rocha vulcânica de composição gabróide (plagioclásio e minerais maficos cloritizados), com matriz imatura entre os seixos, composta de fragmentos líticos, quartzo e feldspatos na fração areia fina a grossa, além de clorita como mineral de alteração – Nicóis paralelos/nicóis cruzados. (B) Detalhe na matriz arenosa imatura, com grânulos de composição granítica – Nicóis paralelos.

A rocha é clasto suportada, composta por fragmentos nas frações areia fina e areia média, com predominância de areia média. Possui fragmentos com alto grau de esfericidade, sub-arredondados, bem selecionados, e sem orientação aparente. Trata-se de uma rocha texturalmente matura, com arcabouço constituído por grãos de quartzo e feldspatos e poucos minerais opacos. Na matriz é observado clorita, como mineral de alteração, e a rocha possui cimentação carbonática (Figura 20).

6.3.5. Amostra CL II – 41

A rocha é matriz suportada, composta por fragmentos nas frações seixo, granulo, e areia, com abundância das frações areia e grânulo. Os grãos apresentam baixo grau de esfericidade e são, em sua maior parte, sub-angulares. O contato entre os grãos é pontual e sub-planar, além de serem pobemente selecionados.

Trata-se de uma rocha texturalmente submatura. As frações maiores são constituídas, predominantemente, por fragmentos líticos. As frações menores são compostas por quartzo, feldspato e fragmentos líticos, como alguns poucos minerais opacos associados. Óxido de ferro e carbonatos desempenham o papel de cimento. Alguns cristais de clorita ocorrem associados a alterações de hornblenda, no arcabouço, presente com uma frequência bastante baixa (Figura 21).



Figura 20: Fotomicrografia da amostra CL II - 01. (A) Vista geral da rocha arenítica, onde é possível observar os fragmentos com bom grau de seleção, sub-arredondados e com alto grau de esfericidade – Nicóis paralelos. (B) Detalhe nos fragmentos da amostra, onde é possível observar fragmentos na fração areia muito fina a fina, além da morfologia já descrita. Composta por fragmentos de quartzo e feldspatos, principalmente – Nicóis paralelos.

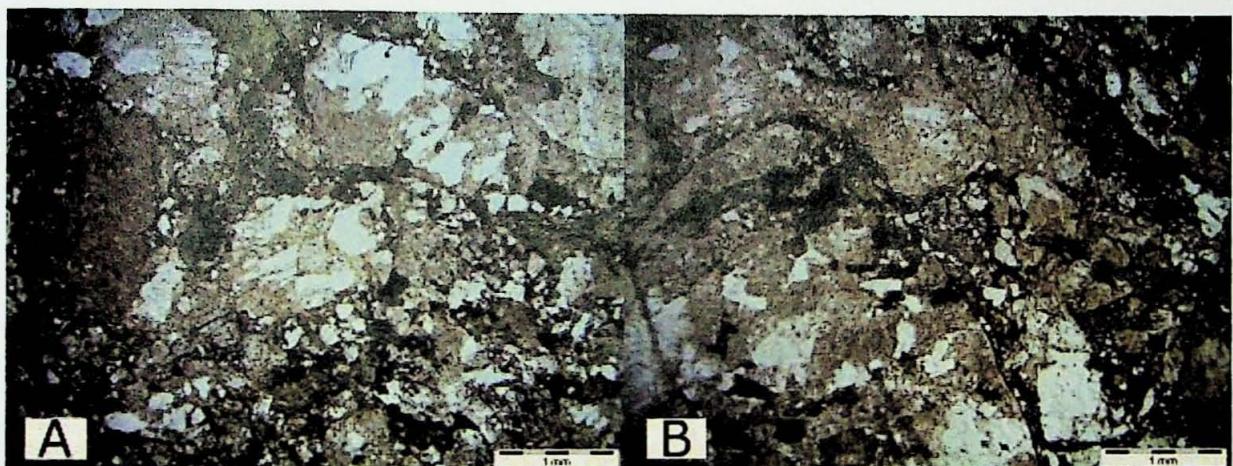


Figura 21: Fotomicrografia da amostra CL II - 41. (A) Fragmentos na fração grânulo, na porção esquerda da figura é possível observar um fragmento de rocha de origem vulcânica e composição traquítica/andesítica. Também é possível observar os fragmentos da matriz, mal selecionados e sub-angulosos – Nicóis paralelos. (B) Grânulo de composição granítica com minerais maficos substituídos por clorita, na porção esquerda da fotografia – Nicóis paralelos.

6.3.6. Amostra CL II - 52

A rocha é matriz sustentada, composta por fragmentos nas frações areia, grânulo e seixo. Os fragmentos líticos representam uma porção significativa dessa rocha, com variação granulométrica entre as frações grânulo e seixo. Apresentam grau de seleção e arredondamento moderados.

Os fragmentos na fração areia apresentam esfericidade baixa e são sub-arredondados. Os grãos são constituídos por quartzo, feldspatos, fragmentos líticos e minerais opacos em pouca quantidade. Óxidos de Fe ocorrem como cimento, preenchendo os interstícios dos fragmentos, e clorita ocorre como mineral de alteração (**Figura 22**).

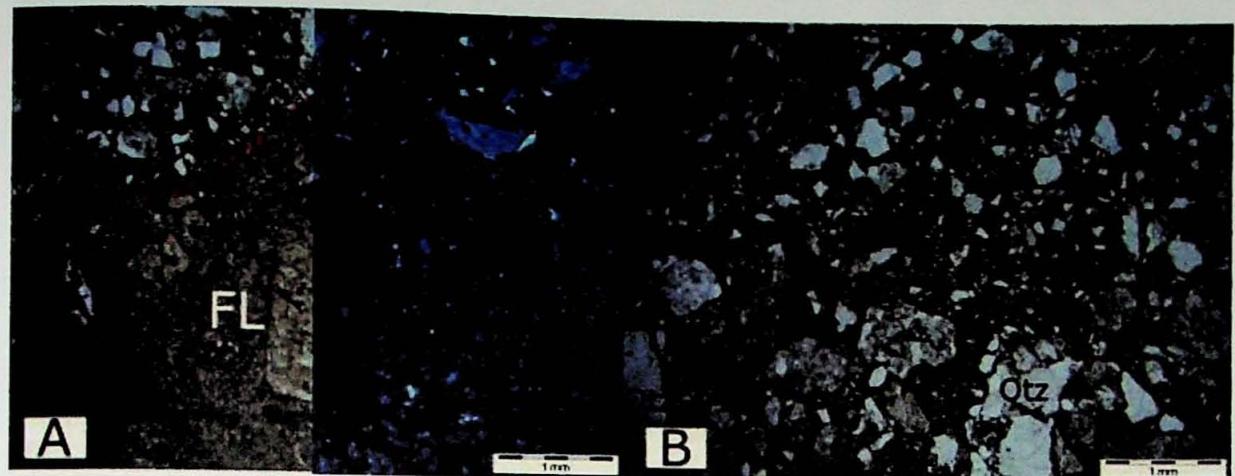


Figura 22: Fotomicrografia da amostra CL II – 52. (A) Detalhe no seixo de rocha vulcânica, de composição traquítica com cristal de sanidina em destaque em matriz fanerítica fina, composta por outros cristais de sanidina e minerais maficos cloritizados – Nicóis paralelos/Cruzados. (B) Matriz da rocha, com fragmentos na fração areia muito fina a areia grossa, composta por quartzo, feldspatos e poucos minerais opacos. Clorita aparece como mineral de alteração – Nicóis paralelos.

6.3.7. Amostra CL II – 67

A rocha é clasto suportada, composta por fragmentos nas frações areia média e areia grossa, com predomínio de areia média. Os grãos apresentam baixo grau de esfericidade, são sub-angulosos e moderadamente selecionados. Trata-se de uma rocha texturalmente matura. Além disso, é possível observar uma discreta orientação, configurada pelos grãos dispostos com seu eixo maior sub-paralelamente, assim como linhas de minerais opacos. O acabouço é constituído por quartzo e feldspatos bastante alterados. Na matriz há alteração de clorita, e óxidos de ferro como cimento (**Figura 23 A**).

6.3.8. Amostra CL II - 144

A rocha é clasto suportada, composta por fragmentos nas frações areia média, areia grossa, e areia muito grossa, com predomínio de areia média. Os grãos são pobemente selecionados e sub-angulosos, com baixo grau de esfericidade. Trata-se de uma rocha texturalmente submatura. Os grãos estão discretamente orientados, com seus eixos maiores dispostos sub-paralelamente, e são formadas linhas de minerais opacos paralelos as camadas incipientes. Os grãos são compostos por quartzo feldspatos e fragmentos líticos, como minerais opacos em menor proporção associados. Há ocorrência de matriz argilosa nos interstícios, com clorita como mineral de alteração e óxidos de ferro como cimento, como pode ser observado na **Figura 23 B**.

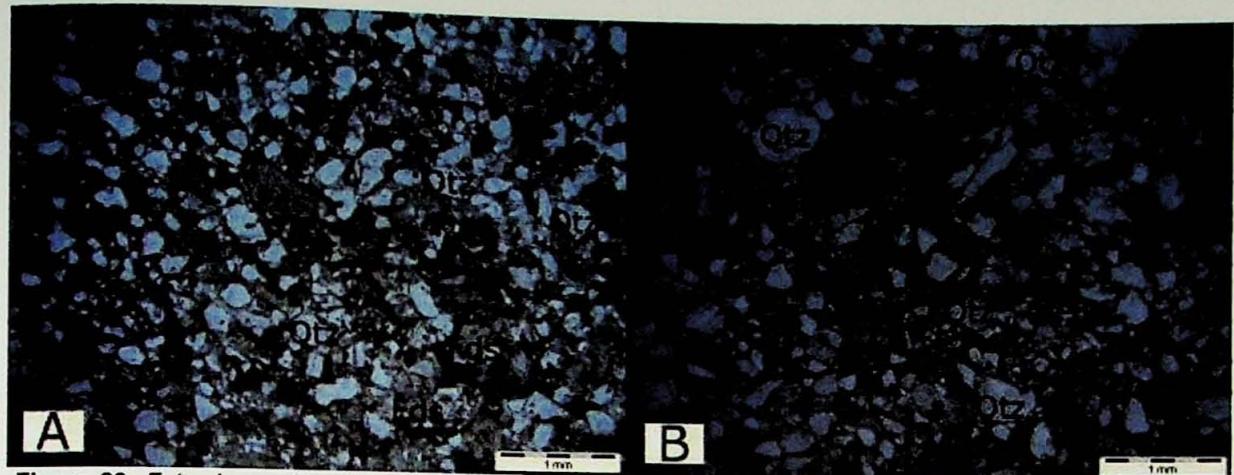


Figura 23: Fotomicrografias das amostras CL II - 67 e CL II - 114. (A) Vista dos fragmentos que compõem a amostra CL II - 67, em sua maioria na fração areia média – Nicóis paralelos. (B) Vista dos fragmentos que compõem a amostra CL II - 114, em sua maioria na fração areia média – Nicóis paralelos.

6.4. Datação Pelo Método U-Pb

Para a análise por U-Pb foram selecionadas quatro amostras (XRTF-01, XRTF-03, XRTF-05, e XRTF-08), que foram preparadas e analisadas ao microscópio de luz transmitida e catodoluminescência, conforme os procedimentos anteriormente descritos. Analisando a qualidade dos zircões obtidos através das imagens, e considerando a posição das amostras na bacia, foram selecionadas duas (XRTF-01 e XRTF-08) dentre as quatro para análise por LA-ICP-MS.

6.4.1. Imagens de Catodoluminescência e Luz Transmitida

As imagens obtidas nas amostras foram utilizadas para seleção dos melhores pontos de análise nas duas amostras selecionadas para a datação, e nas outras duas para a visualização e análise dos aspectos morfológicos dos zircões presentes. As pranchas foram montadas com zircões selecionadas aleatoriamente, para garantir que todas as populações presentes pudessem estar representadas. A classificação dos aspectos morfológicos externos e texturas internas foi feita seguindo o Atlas de Texturas de Zircões, de Corfu e colaboradores (2003).

Através das imagens de luz transmitida foram observadas as feições morfológicas externas dos grãos e internas no tocante a inclusões e fraturas. Na maioria dos cristais foi observado arredondamento dos grãos, devido à abrasão do transporte em maior ou menor grau. Contudo esse aspecto não se sobrepõe à morfologia genética, de modo que ainda era possível fazer inferências quanto a natureza do zircão com base em sua morfologia. Nas quatro amostras foram observados dois tipos principais de morfologia: (1) cristais alongados com terminações bi-piramidais evidentes, típicos de magmas de resfriamento rápido; (2) cristais equidimensionais ou ovalados, com faces e terminações bastante arredondados, formados e/ou retrabalhados em ambiente ígneo profundo ou metamórfico.

Através das imagens de CL, foi possível analisar as feições internas dos grãos, assim como as áreas que sofreram metamitização, que se apresentaram como regiões mais escuras. A textura interna, igualmente a morfologia externa do zircão, é reveladora quanto a gênese do cristal. Nos cristais ígneos, foram observados zoneamentos de crescimento caracterizados polígonos concêntricos com suas faces paralelas às faces externas do zircão. Os cristais metamórficos mostraram uma variedade maior de texturas internas: como núcleos arredondados indicando um possível núcleo herdado, regiões de cor distinta se sobrepondo a outras feições indicando uma possível região de recristalização, e ainda algumas regiões de zoneamentos, semelhante aos observados nos zircões ígneos, indicando fase fluida presente durante o metamorfismo. As imagens de luz transmitida e CL encontram-se no **Anexo 1**.

6.4.2. Datações U-Pb

As amostras XRTF-01 e XRTF-08 foram selecionadas para análise por estarem localizados nos extremos oeste e leste da bacia, respectivamente. Desse modo a análise retratou a distribuição das populações de modo mais abrangente. Em cada uma das amostras foram analisados 72 pontos, com até 10% de discordância no máximo. As idades obtidas foram organizadas em histogramas para a melhor visualização da distribuição das idades das populações, e as frequências.

Adicionalmente, os dados foram organizados em diagramas concórdia, que apesar de não serem muito significativos para populações de zircões detriticos, indicam o grau de concordância, portanto de confiabilidade de cada análise.

- Amostra XRTF - 01

A amostra XRTF - 01 foi coletada em uma intercalação de arenito arcoseano entre os ortoconglomerados do Membro São Bento do Sul, na borda leste da bacia. As idades obtidas nas análises da amostra se distribuíram em três populações principais, de idade Neoproterozóica (~600Ma.), Paleoproterozóica (~1,65 – 2,40 Ga.), e outra Arqueana (~2,5 – 2,8 Ga.). Essa distribuição foi melhor observada através de um histograma de distribuição como indicado na **Figura 24**.

- Amostra XRTF - 08

A amostra XRTF-08 foi coletada em um afloramento completamente alterados de conglomerado do Membro São Bento do Sul, na borda leste da bacia. As idades obtidas mostraram populações com idades principalmente Paleoproterozóicas e Arqueanas. Foram obtidos somente dois pontos de idade Neoproterozóica que sugerem a existência de população semelhante a observada na amostra anterior. A distribuição dos resultados foi também graficamente ilustrada através de um diagrama, como mostra a **Figura 25**.

Adicionalmente foi também elaborado um histograma com os dados obtidos nas duas análises em conjunto, para a melhor visualização dos conjuntos de idades presentes na unidade basal da bacia como um todo, como ilustra a **Figura 26**.

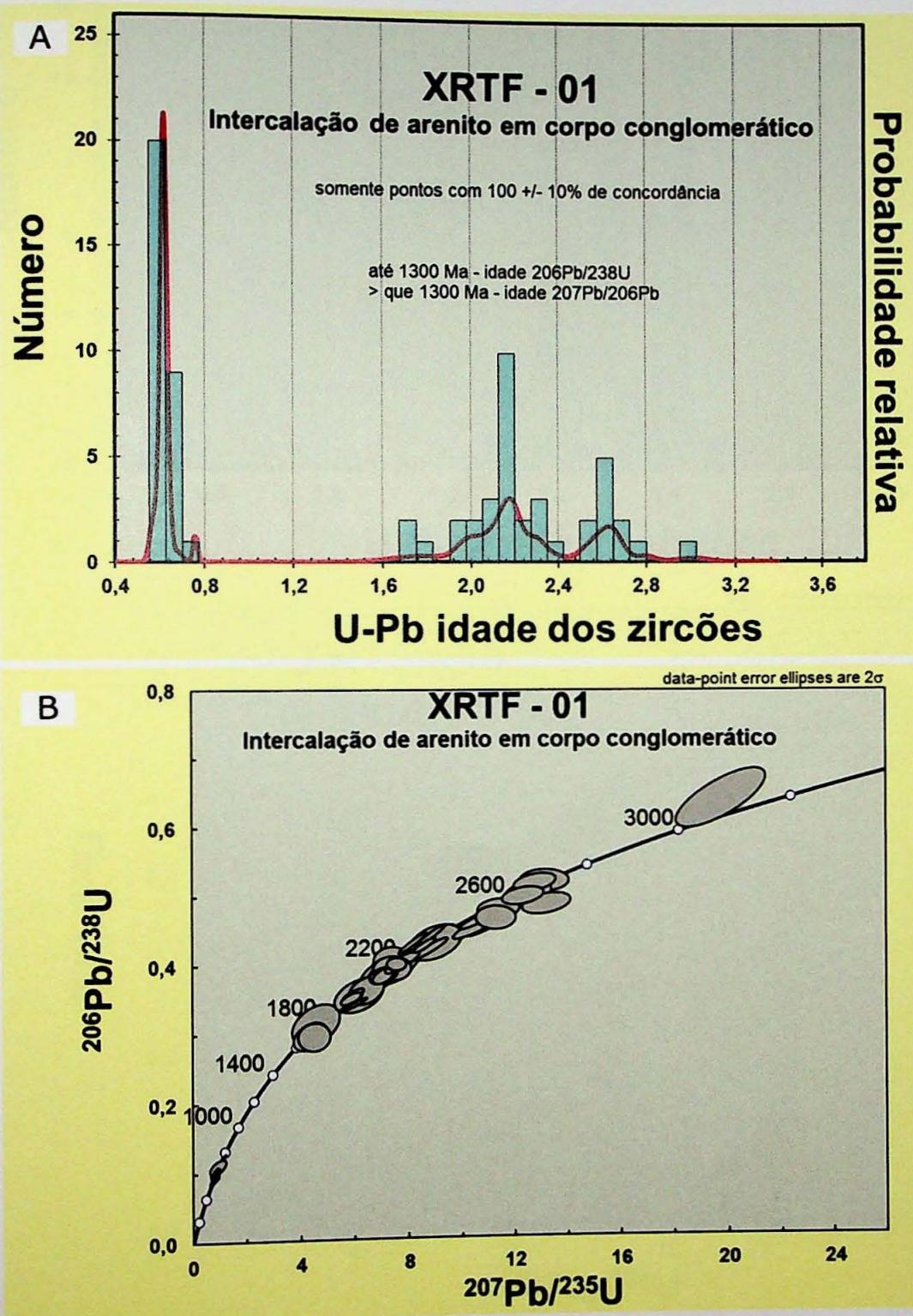


Figura 24: (A) Histograma com a distribuição de frequências e probabilidade relativa das idades obtidas nos zircões da amostra XRTF – 01. (B) Curva concórdia com as idades obtidas nos zircões datados. As elipses correspondem ao erro de cada ponto associadas ao desvio padrão das leituras.

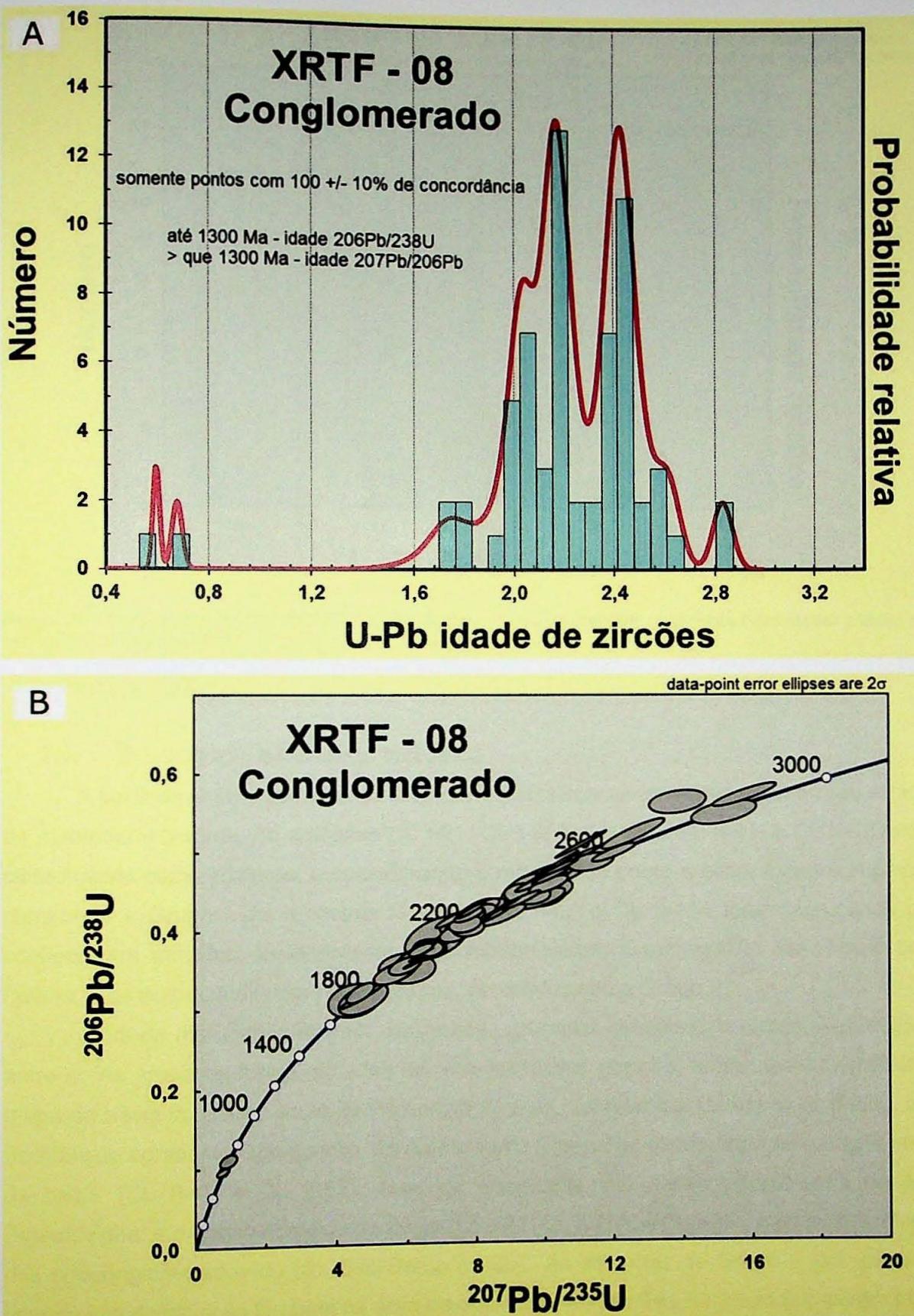


Figura 25: (A) Histograma com a distribuição de frequências e probabilidade relativa das idades obtidas nos zircões da amostra XRTF - 08. (B) Curva concórdia com as idades obtidas nos zircões datados. As elipses correspondem ao erro de cada ponto associadas ao desvio padrão das leituras.

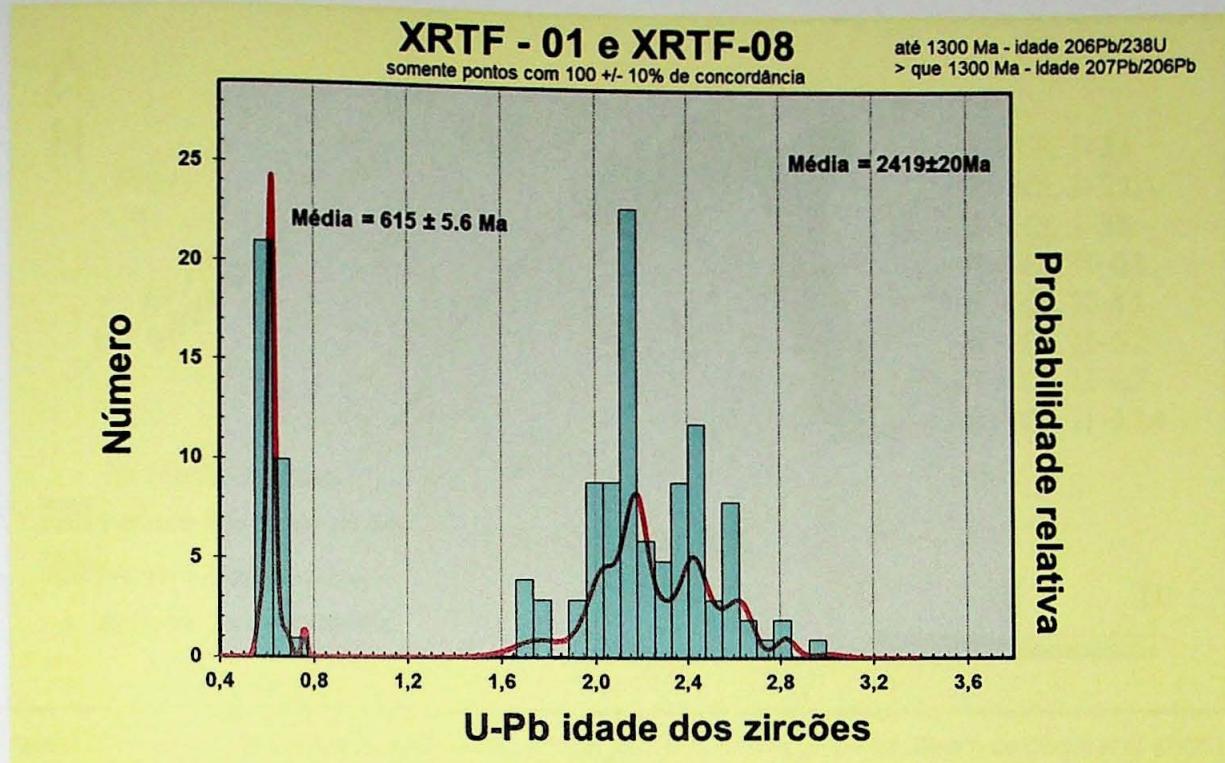


Figura 26: Histograma com a distribuição de frequências e curva de probabilidade relativa das idades obtidas nos zircões das amostras XRTF - 01 e XRTF - 08, associadas.

7. DISCUSSÃO

7.1. Estratigrafia e Contexto tectônico

A partir da análise petrográfica foi possível classificar as amostras segundo seu estágio de maturidade textural. As amostras CL I-21, CL I-31A, CL I-36, CL II-41, e CL II-52 foram classificadas como imaturas, e considerando a maturidade como critério, foram agrupadas, compondo o Grupo I. As amostras CL II-01, CL II-67 e CL II-114 foram agrupadas por configurarem amostras texturalmente mais retrabalhadas, a primeira foi classificada com matura, e as outras duas como sub-maturas, caracterizando o Grupo II.

Além da maturidade textural, as rochas agrupadas apresentam outras similaridades entre si. As amostras foram plotadas em sua respectiva posição, tendo como referência o mapa da bacia com ocorrência da Formação Bateias, definido por Citroni *et al.* (2001), e a distribuição apresentou um padrão. As amostras do Grupo I se distribuíram no extremo norte da bacia (CL II-41 e CL II-52), área de ocorrência dos paraconglomerados do Mb. Papaduvinha, e extremo noroeste da bacia (CL I-21, CL I-31A, e CL I-36), área de ocorrência dos ortoconglomerados do Mb. São Bento do Sul. As amostras do Grupo II, por sua vez, tiveram sua distribuição também na área de ocorrência do Mb São Bento do Sul, porém mais a leste que as amostras Grupo I, como mostrado na Figura 27.

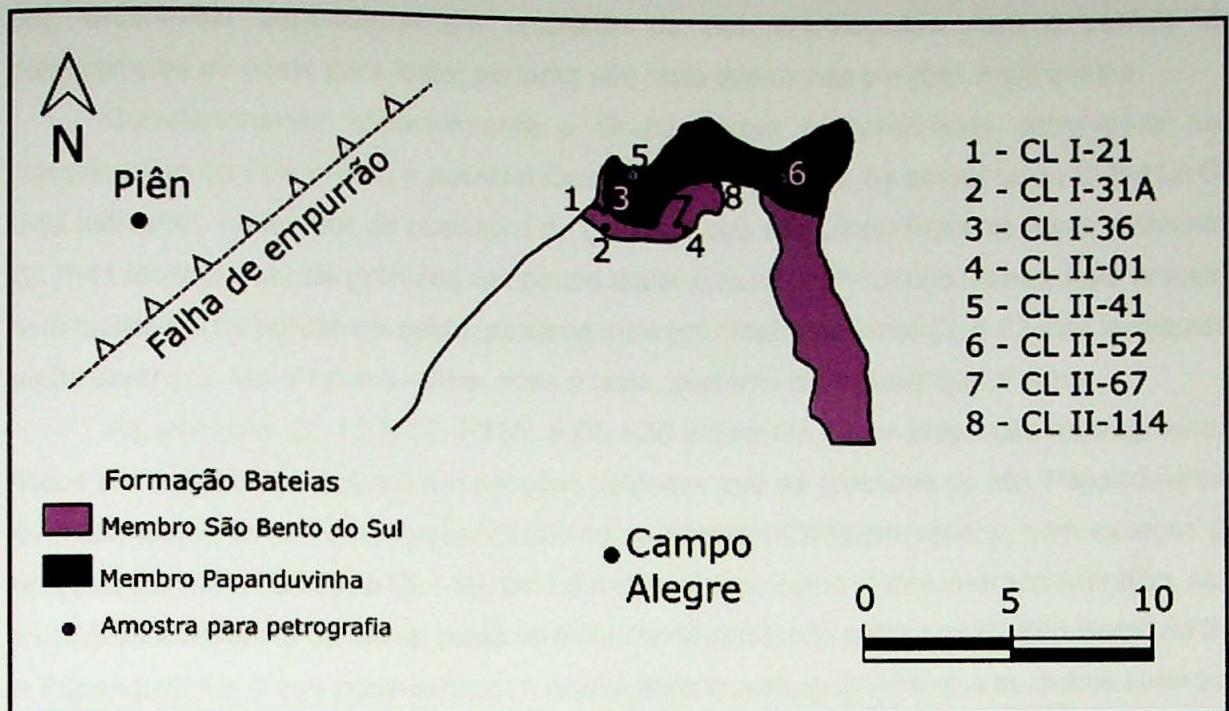


Figura 27: Localização das amostras utilizadas para análise petrográfica. Mapa modificado de Citroni et al. (2001), o autor não distingue as áreas de afloramento do Membro Rio do Bugre.

O Grupo I, que corresponde à amostras laminadas de matriz de conglomerados, também apresentou semelhança nas classificações de composição e granulometria de Folk (1974). Quando classificadas segundo essa proposta ocupam a parte inferior do campo dos arcóseos, próximo ao limite com campo dos arcóseos líticos, indicando que são rochas predominantemente feldspáticas, com alguma contribuição de fragmentos líticos instáveis de rochas vulcânicas e relativo baixo teor de quartzo. Entre as amostras do grupo, as amostras CL II-41 e CL II-52, que correspondem à matriz dos paraconglomerados do Mb. Papanduvinha, apresentam teor de quartzo ligeiramente mais elevado, e um teor de fragmentos líticos instáveis ligeiramente menor que outras amostras do grupo.

Na classificação granulométrica, as amostras do Grupo I se distribuíram de forma linear, uma vez que não continham, ou continham quantidade insignificante de argila em sua composição. As amostras CL II-41 e CL II-52 indicaram granulometria mais grosseira, caindo no campo do Conglomerado Arenítico, indicando sua maior proporção de fragmentos maiores que 2 mm (grânulos). A amostra CL I-36 também está no campo do Conglomerado Arenítico, porém mais próximo ao campo do Arenito Conglomerático, indicando menor teor de grânulos que as outras duas. As demais amostras, CL I-21 e CL I-31A, foram classificadas como Arenitos Conglomeráticos, sendo que CL I-31A apresentou menor teor de grânulos.

Conforme definido por Citroni e colaboradores em 2001, a região topograficamente mais alta, designada como ombreira da bacia, está localizada no limite norte/noroeste da bacia. Os paraconglomerados do Mb. Papanduvinha, sedimentos depositados em ambiente de leque aluvionar, correspondem aos sedimentos mais próximos, considerando o sentido de transporte de noroeste para leste/nordeste. Os ortoconglomerados do Mb São Bento do

Sul, sedimentos depositados em ambiente de rios entrelaçados, tem o sentido da paleocorrente de oeste para leste, portanto são mais distais nas porções mais a leste.

Correlacionando espacialmente o Grupo I com as tendências observadas nas classificações de Folk (1974) é possível fazer algumas relações. As amostras do CL II-41 e CL II-52 indicaram maior teor de quartzo e de grânulos que as outras. Entre as duas, a amostra CL II-41 mostrou teor de grânulos um pouco maior e quartzo um pouco menor. Esta amostra está localizada na porção noroeste, portanto mais proximal. Enquanto CL II-52 está localizada, ainda dentro do Mb. Papanduvinha, mais a leste, portanto mais distal que a outra.

As amostras CL I-21, CL I-31A, e CL I-36 indicaram maior proporção de fragmentos líticos em frações observáveis em secções delgadas que as amostras do Mb. Papanduvinha. Granulometricamente foram classificadas como Arenitos Conglomeráticos, com exceção da amostra CL I-36. A amostra CL I-36, também classificada como Conglomerado Arenítico, está localizada a noroeste da bacia, próxima ao limite determinado entre os Mb. São Bento do Sul e Papanduvinha, o que pode explicar a granulometria mais grosseira que as outras amostras do Mb. São Bento do Sul.

As amostras do Grupo II, descritas como arcóseos em amostras de mão, também exibiram um agrupamento na classificação proposta por Folk (1974), e foram classificadas de fato como arcóseos. Essas amostras estabeleceram um padrão mais rico em quartzo que as amostras do Grupo I. Na classificação granulométrica foram todas consideradas arenitos, por terem todos os seus fragmentos na fração areia.

A partir da correlação espacial e análise textural das amostras, analisadas ao microscópio, foi possível estabelecer padrões de maturidade. Os padrões de maturidade textural permitem concluir que as rochas pertencentes a Formação Bateias apresentam evolução textural que evolui da base para o topo, e de oeste para leste, aproximadamente. Ou seja, as rochas se tornam mais maturas da base para o topo dos membros, e no sentido das paleocorrentes, propostas por Citroni *et al.* (2001). Com isso foi possível esboçar a forma de variação das características de maturidade e sintetizá-las na coluna estratigráfica na **Figura 28**, abaixo.

As amostras foram também classificadas tectonicamente com o digrama QFP de Dickison (1979), e os grupos propostos mostraram um padrão de distribuição coerente. O Grupo I teve todas suas amostras plotadas no campo de arco dissecado, próximo ao limite com o campo de arco transicional, devido aos teores de fragmentos líticos instáveis. O Grupo II teve todas as suas amostras plotadas no campo embasamento soerguido, devido à ausência de fragmentos líticos instáveis e ao predomínio grãos de feldspato.

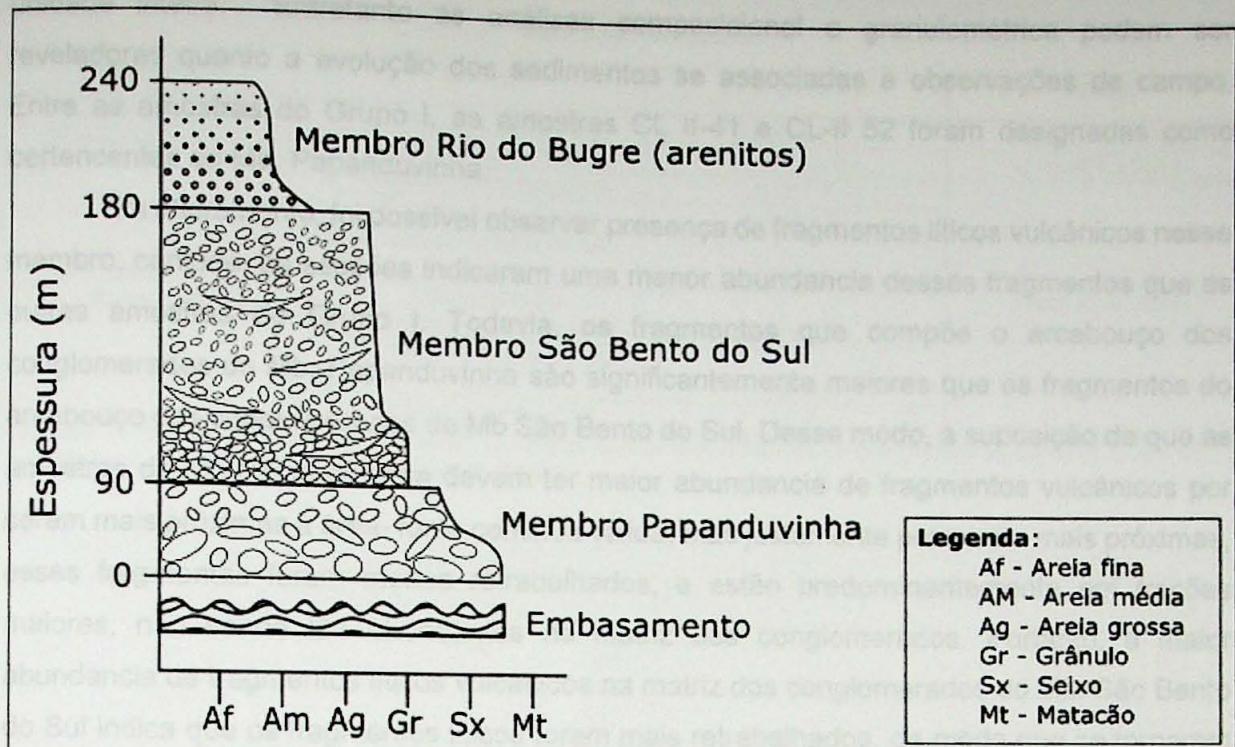


Figura 28: Coluna estratigráfica proposta a partir das análises petrogáficas, análise de maturidade textural e da distribuição espacial das amostras. Baseada na coluna proposta por Citroni et al. (2001), onde o autor determina as espessuras médias de cada Membro da Formação Bateias.

Segundo Dickinson (1979), detritos provenientes de soerguimentos de embasamento formam tipicamente areias quartzo-feldspáticas de composição arcoseana. Nesse contexto tectônico pode haver alguma contribuição de fragmentos líticos instáveis, formados a partir da erosão de rochas sedimentares ou de rochas metamórficas de baixo grau, presentes na cobertura do embasamento soerguido. Outra fonte possível de fragmentos líticos ocorre a partir da erosão de corpos plutônicos de arcos orogênicos, recentemente consolidados no momento do soerguimento. Nesse caso há uma interface entre ambiente tectônico de embasamento soerguido com ambiente de arco magmático. No caso de arco magmático dissecado, a cobertura vulcânica e o próprio batólito gerado no arco orogênico, quando erodidos, funcionam simultaneamente como área-fonte para os detritos.

As amostras classificadas, tanto do Grupo I quanto do Grupo II, apresentaram uma composição majoritariamente arcoseana, condizente com o ambiente de soerguimento de embasamento proposto de Dickinson (1979). As amostras do Grupo I contudo, mostraram uma contribuição vulcânica (fragmentos líticos instáveis) maior. O soerguimento da porção norte/noroeste, que veio a ser a ombreira da bacia, tem sua tectônica associada a intrusão do granitoide Piên (Citroni et al. 2001). Desse modo, a presença de fragmentos líticos vulcânicos observados em lamina e afloramento pode ser associada tanto à ambiente de soerguimento de embasamento quanto de arco magmático, uma vez que há contribuição de ambos.

As amostras Grupo I correspondem apenas à matriz dos conglomerados, de modo que secções delgadas podem apresentar um viés, se consideradas como representativas da

unidade inteira. Entretanto as análises composicional e granulométrica podem ser reveladoras quanto a evolução dos sedimentos se associadas a observações de campo. Entre as amostras do Grupo I, as amostras CL II-41 e CL-II 52 foram designadas como pertencentes ao Mb. Papanduvinha.

Em afloramento, foi possível observar presença de fragmentos líticos vulcânicos nesse membro, contudo, as secções indicaram uma menor abundância desses fragmentos que as outras amostras do Grupo I. Todavia, os fragmentos que compõe o arcabouço dos conglomerados do Mb. Papanduvinha são significantemente maiores que os fragmentos do arcabouço dos conglomerados do Mb São Bento do Sul. Desse modo, a suposição de que as amostras do Mb Papanduvinha devem ter maior abundância de fragmentos vulcânicos por serem mais próximas a área- fonte continua válida, mas justamente por serem mais próximas, esses fragmentos foram menos retrabalhados, e estão predominantemente em frações maiores, não sendo tão abundantes na matriz dos conglomerados. Portanto, a maior abundância de fragmentos líticos vulcânicos na matriz dos conglomerados do Mb. São Bento do Sul indica que os fragmentos líticos foram mais retrabalhados, de modo que se tornaram mais abundantes nas frações menores.

7.2. Estudos de proveniência através de Idades U-Pb em zircão detritico

A partir das análises U-Pb foi possível concluir quais as idades presentes nas populações de zircões e sua frequência. Com isso, foi possível determinar quais as possíveis áreas-fonte e qual a sua respectiva contribuição com base nas frequências de cada idade. Foi possível também associar as frequências de cada idade com as posições das amostras em relação proximidade da área-fonte e a influência do transporte.

A amostra XRTF-01 corresponde a arenitos arcoesanos intercalados com os conglomerados do Membro São Bento do Sul, coletada na borda oeste da bacia, e encontra-se mais próxima às amostras da região oeste do Grupo I, descrito anteriormente. A amostra XRTF-08 por sua vez, corresponde a um conglomerado, também do Membro São Bento do Sul, geograficamente mais próxima aos arcóseos do Grupo II, descritos no item anterior. O gráfico a seguir (**Figura 29**) associa os picos encontrados nas duas amostras com as idades U-Pb obtidas em trabalhos anteriores para o CGSC, listados na **Tabela 7**, e para as vulcânicas da Bacia de Campo Alegre.

Como observado, os picos Paleoproterozóicos apresentam idades compatíveis com aquelas conhecidas para os gnaisses do Cráton Luís Alves, representante do embasamento da Bacia de Campo Alegre. Desse modo, fica evidente a participação dessa unidade como provável área fonte principal para os sedimentos epiclásticos da Formação Bateias.

Sumário de Idades

Unidade	Evento	Idades U-Pb	Fonte
Suite Serra do Mar	Clímax - colocação	0.590-0.580	Basei <i>et al.</i> 2009
Rochas Vulcânicas BCA	Intervalo de formação	~0.603-0.595	Caraviello 2015
	Resfriamento Regional	1.8-1.7	
	Retrometamorfismo	~2.0-1.9	
Complexo Granulítico Santa Catarina	2º Metamorfismo de alto grau	2.1-2.0	Basei <i>et al.</i> 2009
	Colocação de Granitóides deformados	~2.25-2.15	
	1º Metamorfismo de alto grau	~2.35	
	Atividade ígnea TTG	~2.7	

Tabela 7: Tabela sumário com as idades U-Pb das rochas que compõem o embasamento da BCA e das rochas vulcânicas, pertencentes ao Grupo Campo Alegre.

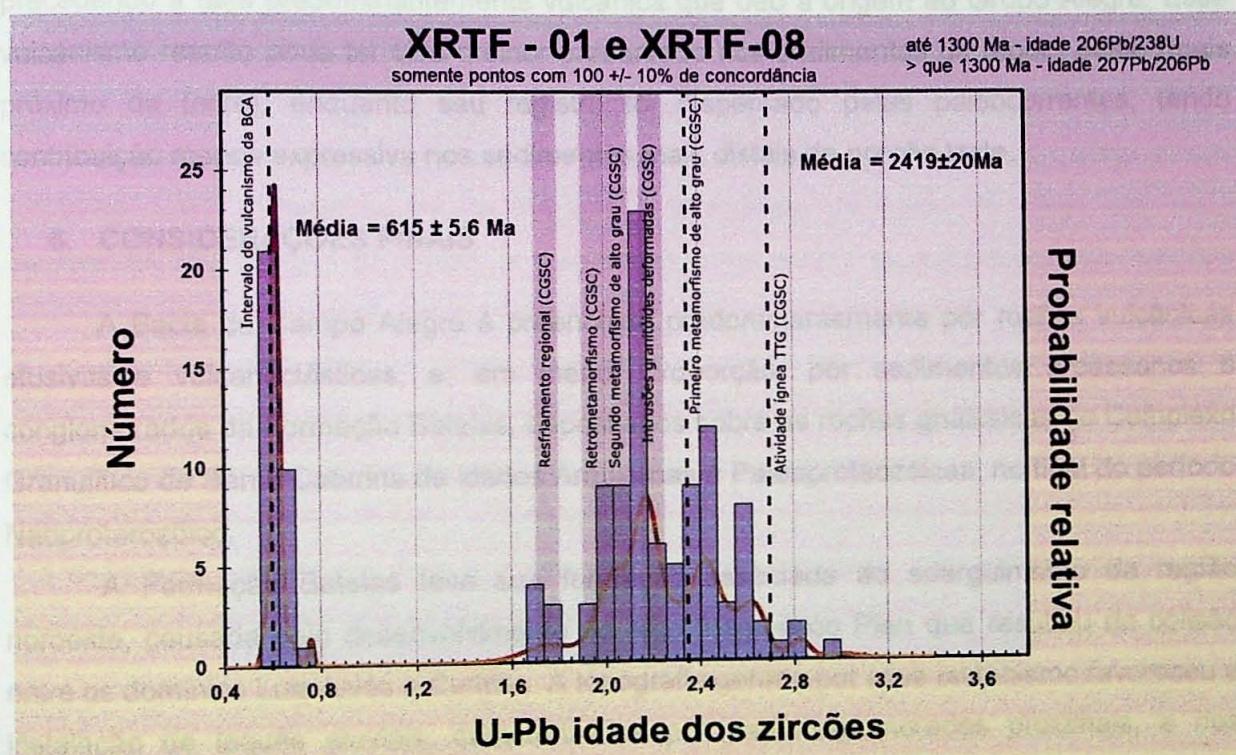


Figura 29: Histograma com os valores obtidos nas amostras XRTF - 01 e XRTF - 02 combinados. Estão presentes os intervalos de idades de diversos eventos associados ao Complexo Granulítico Santa Catarina (CGSC), e a idade do intervalo do vulcanismo da BCA. É possível observar a sobreposição das idades encontradas nos sedimentos da Formação Bateias com as idades do CGSC, seu embasamento. Além disso, é possível observar também idades levemente anteriores ao vulcanismo da bacia.

Foi também observado que apenas na borda oeste há uma significante contribuição Neoproterozóica, com a idade média de 615 ± 5.6 Ma. É sugerida a possibilidade de que essas idades tenham sido obtidas em zircões oriundos de contribuições vulcânicas, e não sejam cristais detriticos. Esse pico tem idade um pouco mais antiga que o inicio do vulcanismo do Grupo Campo Alegre - $603,8 \pm 2.6$ (Caraviello, 2015), que representa o principal magmatismo da Bacia de Campo Alegre.

Considerando a posição relativa da possível ombreira, das unidades mais proximais e distais e o sentido das paleocorrentes, já descrito (Figuras 9 e 27), podemos classificar XRTF-01 como mais proximal e XRTF-08 como mais distal. Como já discorrido no item anterior, as

amostras do Grupo II não apresentavam fragmentos vulcânicos em seu arcabouço, e o ambiente tectônico de sua área-fonte foi determinado como de Embasamento Soerguido com base no diagrama de Dickinson (1979). Já as amostras do Grupo I foram classificadas como de ambiente de Arco Magmático Dissecado, pelo mesmo diagrama de Dickinson (1979), justamente pela abundância de fragmentos vulcânicos em sua matriz. Desse modo as idades obtidas corroboram esse fato, uma vez que amostra XRTF-08 apresenta idades compatíveis com as idades do embasamento, e XRTF-01 apresenta idades do embasamento e idades próximas a do vulcanismo.

Os zircões com idades Neoproterozóicas podem ter sido originadas em eventos vulcânicos relacionados ao Arco Magmático Piên cujo representante maior é o Batólito Piên, precedendo a fase predominantemente vulcânica que deu a origem ao Grupo Alegre. Esse vulcanismo restrito pode ter sido melhor preservado nos sedimentos da região oeste (mais próximo da fonte), enquanto seu registro foi dispersado pelas paleocorrentes, tendo contribuição menos expressiva nos sedimentos mais distais da porção leste.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Bacia de Campo Alegre é preenchida predominantemente por rochas vulcânicas efusivas e vulcanoclásticas, e, em menor proporção, por sedimentos arcoseanos e conglomerados da Formação Bateias, depositados sobre as rochas gnáissicas do Complexo Granulítico de Santa Catarina de idades Arqueanas e Paleoproteozóicas, no final do período Neoproterozóico.

A Formação Bateias teve sua formação associada ao soerguimento da região noroeste, causada pelo desenvolvimento do arco magnético Piên que resultou da colisão entre os domínios Luis Alves e Curitiba. A topografia gerada por esse tectonismo favoreceu a instalação de leques aluviais, caracterizados por paraconglomerados proximais, e rios entrelaçados, responsável pelos depósitos ortoconglomerados mais próximos à ombreira gradando para arenitos à leste. A composição mineralógica, abundante em fragmentos vulcânicos e feldspatos, corrobora com o tipo de ambiente sedimentar, proximal e alta energia, com pouco retrabalhamento. A variação granulométrica também, mostrando grande variedade e baixo grau de seleção. Contudo, apesar dos sedimentos da bacia como um todo possuírem alto teor de fragmentos mineralogicamente instáveis e baixa maturidade, é possível notar que os sedimentos da porção leste são mais retrabalhados.

Quando classificados tectonicamente, segundo a sua mineralogia, os sedimentos indicam dois possíveis ambientes tectônicos de formação: ambiente de embasamento soerguido devido, o alto índice de feldspato, e ambiente de arco magnético dissecado, devido ao alto teor de feldspato e contribuição de fragmentos íticos vulcânicos. Os sedimentos mais distais possuem praticamente apenas quartzo e feldspatos, portanto foram classificados como

de ambiente de embasamento soerguido, enquanto os sedimentos proximais possuíam claramente maior abundância de fragmentos líticos vulcânicos.

A análise do conjunto dos dados U-Pb obtidos indica duas frequências de idades principais, uma Paleoproterozóica de 2419 ± 2.0 Ma, e outra Neoproterozóica de 615 ± 5.6 Ma. Na parte mais proximal a oeste foram observadas as duas populações enquanto que na parte mais distal, a leste, predomina majoritariamente zircões Paleoproterozóicos. Essa distribuição é compatível com a classificação tectônica, uma vez que as idades Paleoproterozóicas encontradas confirmam os gnaisses do Luís Alves como área fonte principal dos sedimentos do Membro São Bento do Sul.

Nas regiões mais proximais, classificadas como de arco magmático dissecado, foi datada uma população de zircões Neoproterozóicos, cuja idade encontrada é pouco mais antiga que a idade do vulcanismo principal, formador do Grupo Campo Alegre. Esse intervalo pode ser associado a algum vulcanismo inicial, que ocorreu em volume inexpressivo precedendo o início da fase vulcânica principal. A distribuição dos fragmentos líticos vulcânicos pela unidade se dá de maneira heterogênea, de modo de estes são mais abundantes nas regiões proximais, e nas partes mais distais se encontram em volumes consideravelmente menores, devido a dispersão causada pelo transporte.

A proximidade entre as idades do vulcanismo da Bacia (Grupo Campo Alegre) e das rochas sedimentares estudadas (Membro São Bento do Sul) permitiram estabelecer uma idade máxima de sedimentação para os arenitos e conglomerados da base da bacia de Campo Alegre próxima a 615 Ma., e também propor que essas rochas sedimentares tenham sua deposição relacionada com o início da instalação da Bacia, não representando uma unidade mais antiga de cobertura do Cráton Luís Alves.

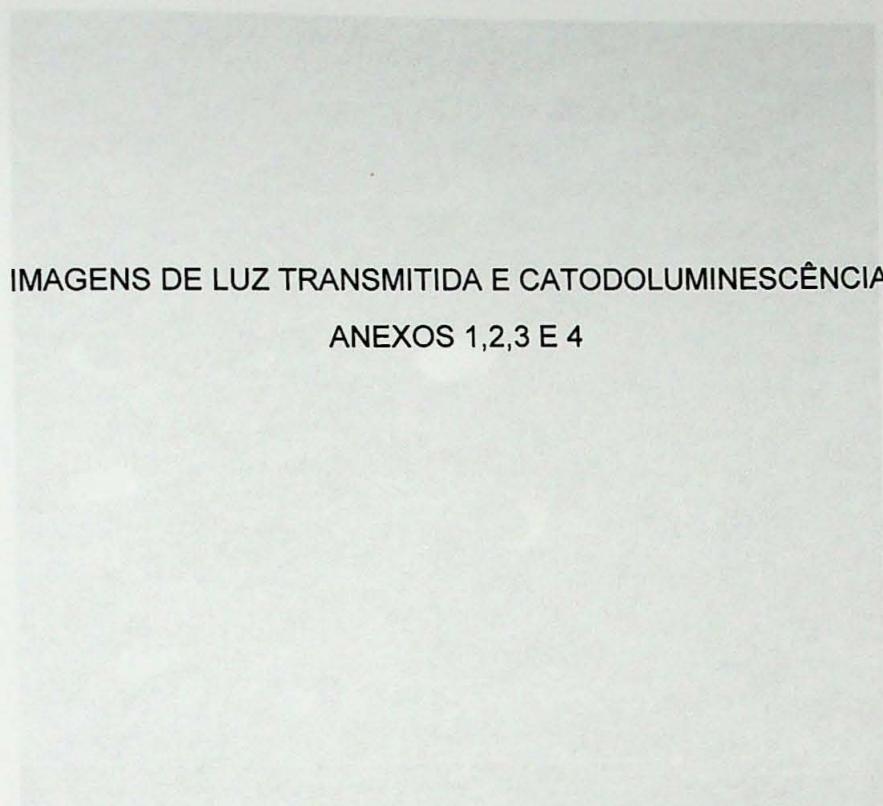
- ACKER, S. & DICKINSON, W. R. (1991). The Paleoproterozoic in the area of the Guaíra River, Paraná, Brazil. *Geological Society of America Special Paper*, 250, 1-44.
- DICKINSON, W. R. & SUZAKI, G. A. (1979). Plate tectonics and sedimentary composition. *Geological Society of America Special Paper*, 223, 1-184.
- DICKINSON, W. R. & SUZAKI, G. A. (1979). Plate tectonics and sedimentary composition. *Geological Society of America Special Paper*, 223, 1-184.
- DICKINSON, W. R. (1984). Interpreting provenance relations from detrital zircons: from 2.5 to 2.0 Ga. In *Provenance of arenites* (pp. 323-361). Geological Monograph, 10.
- DICKINSON, W. R. & GORESKY, G. E. (2009). Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of arenites: a test against a Gondwanaland Monograph database. *Earth and Planetary Science Letters*, 285(1), 145-155.
- EBERT, H. (1971). O grupo Guaraúbitina no norte do Estado do Paraná. *Geologia do Brasil*, 10, 1-100.
- EBERT, H. (1971). O grupo Guaraúbitina no norte do Estado do Paraná. *Geologia do Brasil*, 10, 1-100.
- FAURE, G. (1977). *The U-Pb-Pb method in dating the Earth. Principles and practice*. John Wiley & Sons, Chichester, 18, 1-353.
- FOIX, R. L. (1974). *Petrografia de rochas sedimentares*. Univ. Texas Press, Austin, Tex., 1974.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., de Brito Neves, B. B., & Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29.
- Almeida, R. P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A. R. S., & Fambrini, G. L. (2010). The Ediacaran to Cambrian rift system of Southeastern South America: tectonic implications. *The journal of Geology*, 118(2), 145-161
- Basei, M. A. S., McReath, I., & Siga, O. (1998). The Santa Catarina granulite complex of southern Brazil: a review. *Gondwana Research*, 1(3), 383-391.
- Basei, M. A. S., Siga Jr, O., Masquelin, H., Harara, O. M., Reis Neto, J. M., & Preciozzi, F. (2000). The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland Domain the Rio de la Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. *Tectonic Evolution of South America*, 1, 311-334.
- Basei, M. A., Nutman, A., Siga, O., Passarelli, C. R., & Drukas, C. O. (2009). The Evolution and Tectonic Setting of the Luis Alves Microplate of Southeastern Brazil: An Exotic Terrane during the Assembly of Western Gondwana. *Developments in Precambrian Geology*, 16, 273-291.
- Citroni, S. B., Basei, M. A., Siga Jr, O., & Reis Neto, J. M. (2001). Volcanism and stratigraphy of the Neoproterozoic Campo Alegre basin, SC, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73(4), 581-597.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W., & Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 469-500.
- Caraviello, C.L.R. (2015). *Rochas vulcanicas da Bacia de Campo Alegre, SC, Brasil: Idades LA-ICP-MS, caráter físico e ambiente dos depósitos vulcânicos*. Monografia. São Paulo: Instituto de Geociências USP
- Daitx, E., & Carvalho, M. (1981). Projeto geoquímica na área de Guaratubinha-Piên. *Porto Alegre, DNPM/CPRM*, 1, 184.
- Dickinson, W. R., & Suczek, C. A. (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. *Aapg Bulletin*, 63(12), 2164-2182.
- Dickinson, W. R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *In Provenance of arenites* (pp. 333-361). Springer Netherlands.
- Dickinson, W. R., & Gehrels, G. E. (2009). Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(1), 115-125.
- Ebert, H. (1971). O grupo Guaratubinha no norte do Estado de Santa Catarina. *In Congresso Brasileiro de Geologia* (Vol. 25, pp. 147-165). SBG.
- Faure, G. (1977). *The U, Th-Pb methods of dating*. In: Faure, G (eds) *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons, United States, 18, 282-308.
- Folk, R. L. (1974). *Petrography of sedimentary rocks*. Univ. Texas, Hemphill, Austin, Tex, 182.

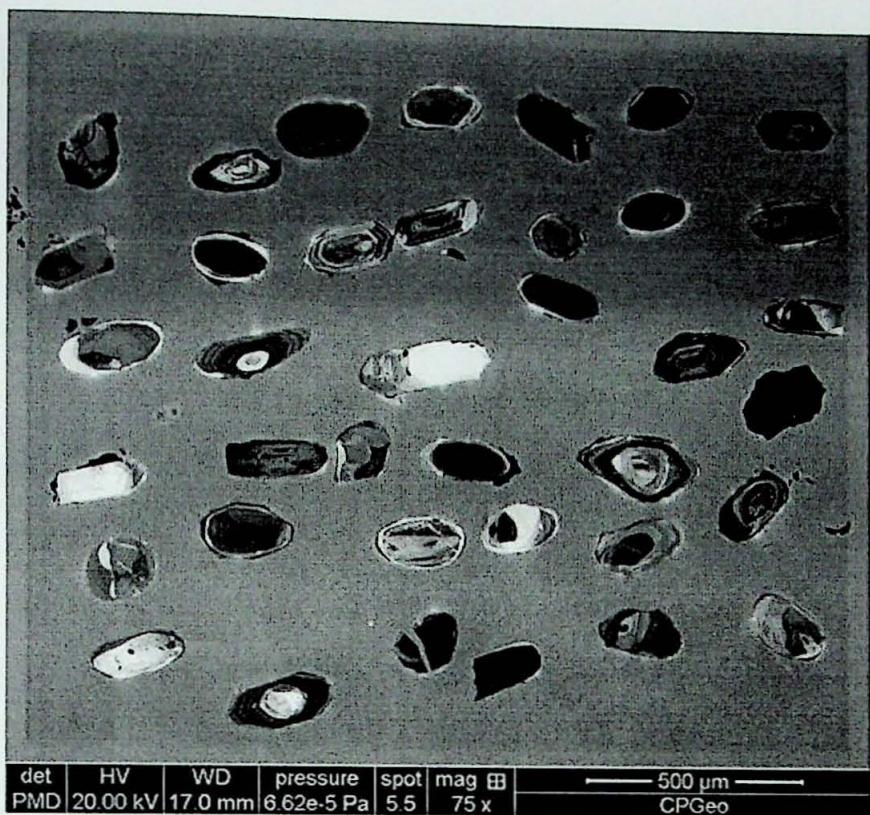
- Gehrels, G. (2014). Detrital zircon U-Pb geochronology applied to tectonics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42, 127-149.
- Guadagnin, F., Chemale, F., Dussin, I. A., Jelinek, A. R., dos Santos, M. N., Borba, M. L., ... & Alessandretti, L. (2010). Depositional age and provenance of the Itajaí Basin, Santa Catarina State, Brazil: implications for SW Gondwana correlation. *Precambrian Research*, 180(3), 156-182.
- Hartmann, L. A., Santos, J. O., McNaughton, N. E. A. L., Vasconcellos, M. A., & Dasilva, L. C. (2000). Ion microprobe (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(4), 559-572.
- Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., & Ohnenstetter, D. (Eds.). (2013). *Cathodoluminescence in geosciences*. Springer Science & Business Media.
- Philipp, R. P., & Machado, R. (2005). The late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(4), 461-478.
- Remus, M. V. D., Souza, R. S., Cupertino, J. A., Ros, L. F. D., Dani, N., & Vignol-Lelarge, M. L. (2008). Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2), 166-185.
- Sato, K., & Kawashita, K. (2002). Espectrometria de massas em geologia isotópica. *Geologia USP. Série Científica*, 2, 57-77.
- Siga Jr, O., Basei, M. A. S., Sato, K., Citroni, S. B., Reis Neto, J. M., Weber, W., & Sproesser, W. M. (1999). Post-orogenic magmatism and sedimentation in neoproterozoic extensional regimes in the Brazilian southern region. *Simp. Sud. Geol. Isot*, 2, 367-370.
- Silva, L. C., McNaughton, N. J., Armstrong, R., Hartmann, L. A., & Fletcher, I. R. (2005). The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136(3), 203-240.

ANEXOS

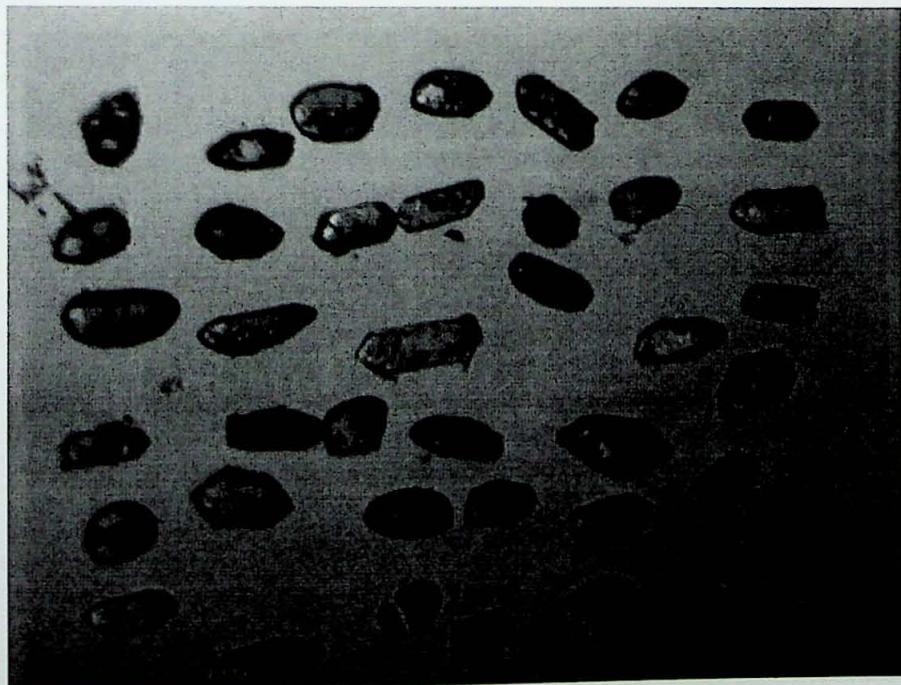


ANEXO 1

Amostra XRTF – 03:



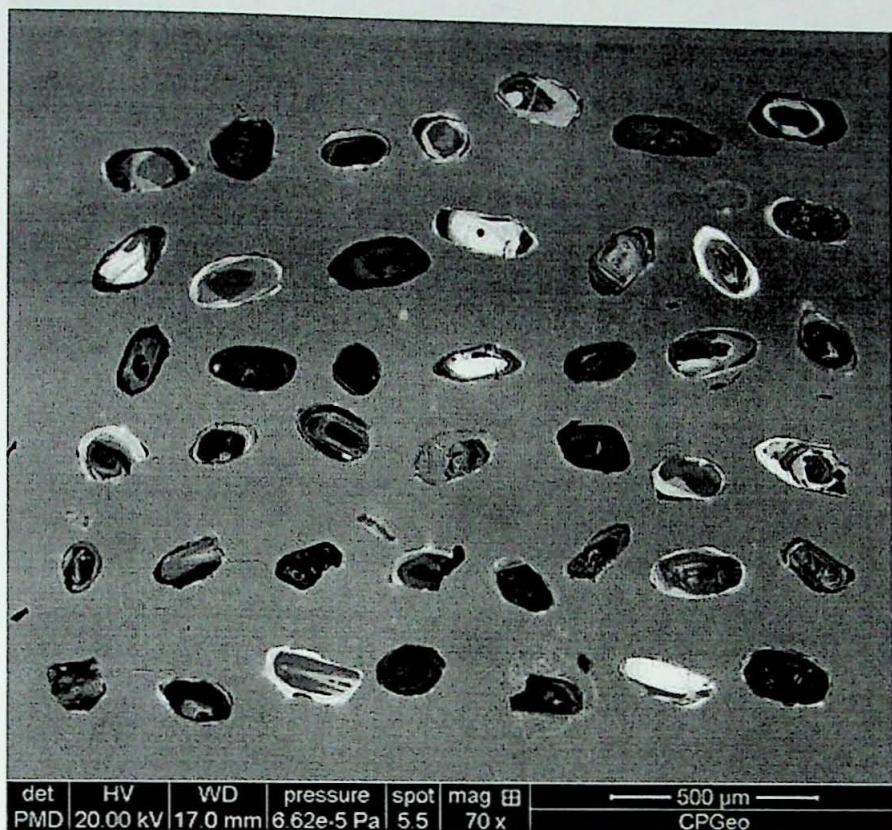
Fotografia 1: Imagem de catodoluminescência da amostra XRTF – 03, prancha II.



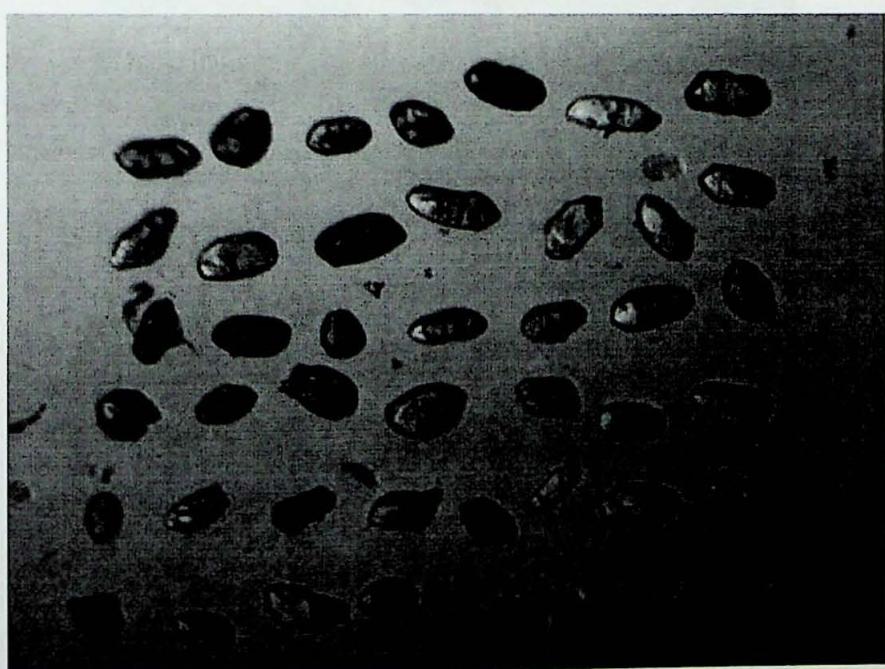
Fotografia 2: Imagem de luz transmitida da prancha II, amostra XRTF – 03.

ANEXO 2

Amostra XRTF – 05



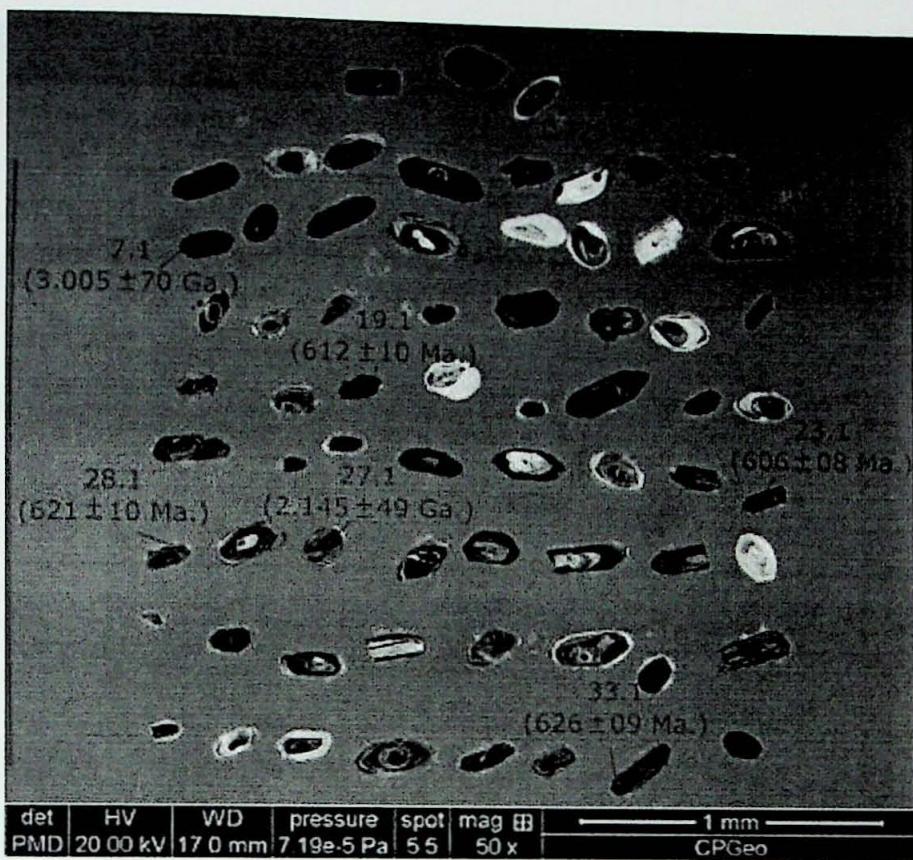
Fotografia 3: Imagem de catodoluminescência da amostra XRTF – 05, prancha I.



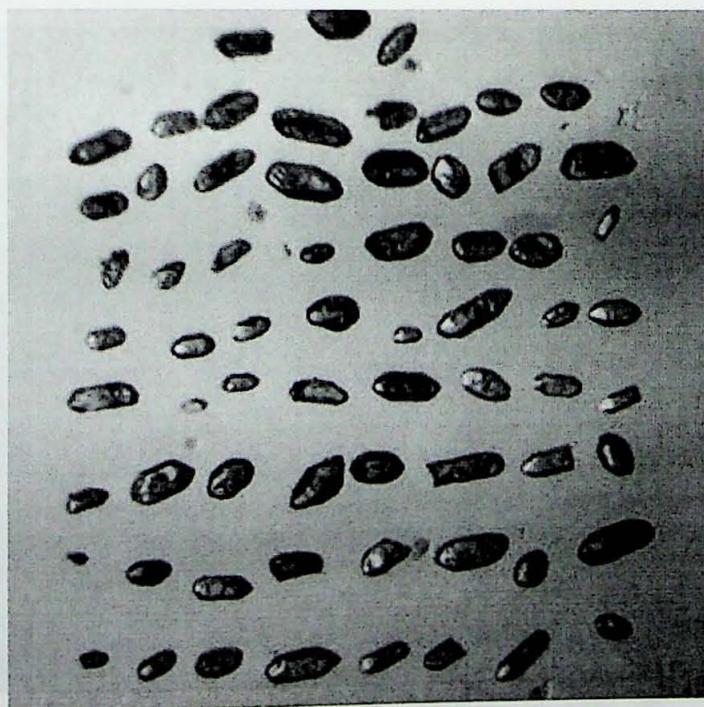
Fotografia 4: Imagem de luz transmitida da prancha I, amostra XRTF – 05.

ANEXO 3

Amostra XRTF – 01



Fotografia 5: Imagem de catodoluminescência da amostra XRTF – 01, prancha I. Estão presentes alguns pontos datados nessa amostra, com as respectivas idades obtidas. Nota-se a grande frequência de zircões Neoproterozóicos.



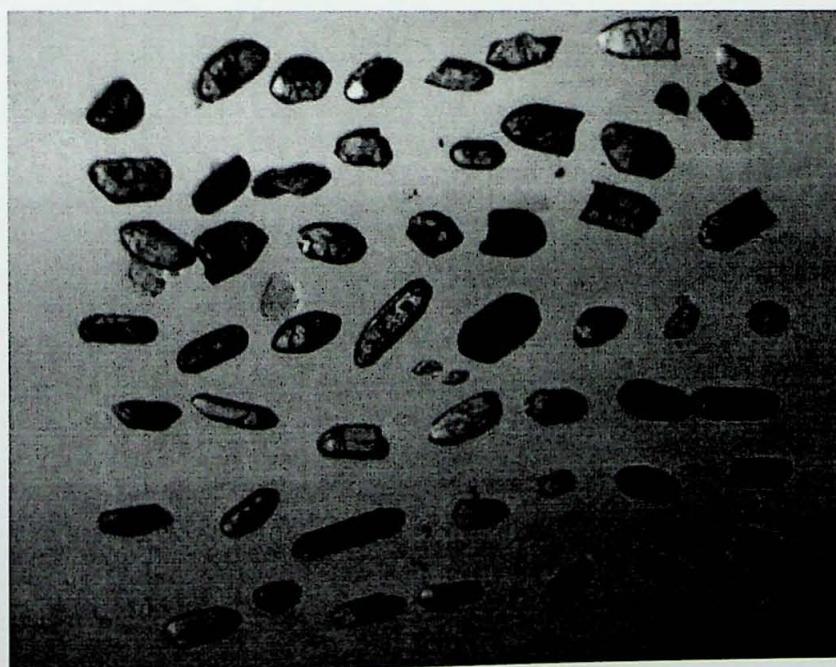
Fotografia 6: Imagem de luz transmitida da prancha I, amostra XRTF – 01.

ANEXO 4

Amostra XRTF – 08



Fotografia 7: Imagem de catodoluminescência da amostra XRTF – 08, prancha II. Estão presentes alguns pontos datados nessa amostra, com as respectivas idades obtidas. Nota-se a grande frequência de zircões Paleoproterozóicos.



Fotografia 8: Imagem de luz transmitida da prancha II, amostra XRTF – 08.

RESULTADOS ANALÍTICOS

ANEXO 5

Razões										Idades									
XRFT - 01	Intercalação	206/238	1	coef	236/206	1	207/206	1	208/206	1	207/206	1	208/206	1	207/206	1	208/206	1	207/206
de arenito em	1 sigma	sigma	sigma	corr	sigma	sigma	sigma	sigma	sigma	sigma	sigma	sigma	sigma	sigma	sigma	sigma	sigma	sigma	sigma
conglomerado																			
65,1	0,7390	0,0535	0,0806	0,0024	0,79	11,0409	0,2907	0,0592	0,0130	0,0133	0,0130	0,0134	0,0134	0,0134	0,0134	0,0133	0,0133	0,0133	0,0133
46	0,7657	0,0381	0,0925	0,0017	0,50	10,8065	0,1938	0,0600	0,0030	0,1193	0,1193	0,1193	0,1193	0,1193	0,1193	0,1193	0,1193	0,1193	0,1193
48	0,7816	0,0355	0,0953	0,0016	0,36	10,4912	0,2772	0,0595	0,0028	0,0385	0,0385	0,0385	0,0385	0,0385	0,0385	0,0385	0,0385	0,0385	0,0385
39,1	0,8072	0,0538	0,0867	0,0016	0,36	10,3401	0,1708	0,0605	0,0042	0,3929	0,3929	0,3929	0,3929	0,3929	0,3929	0,3929	0,3929	0,3929	0,3929
8,1	0,7989	0,0478	0,0977	0,0019	0,49	10,2331	0,1985	0,0593	0,0040	0,0273	0,0273	0,0273	0,0273	0,0273	0,0273	0,0273	0,0273	0,0273	0,0273
50	0,8275	0,0499	0,0978	0,0019	0,38	10,2203	0,2023	0,0613	0,0039	0,1721	0,1721	0,1721	0,1721	0,1721	0,1721	0,1721	0,1721	0,1721	0,1721
23,1	0,8104	0,0314	0,0996	0,0014	0,83	10,1434	0,1396	0,0596	0,0023	0,0864	0,0864	0,0864	0,0864	0,0864	0,0864	0,0864	0,0864	0,0864	0,0864
12,1	0,8216	0,0208	0,0987	0,0010	0,72	10,1346	0,1054	0,0604	0,0015	0,0602	0,0602	0,0602	0,0602	0,0602	0,0602	0,0602	0,0602	0,0602	0,0602
29,1	0,8303	0,0367	0,0960	0,0015	0,85	10,1005	0,1549	0,0608	0,0028	0,0113	0,0113	0,0113	0,0113	0,0113	0,0113	0,0113	0,0113	0,0113	0,0113
24,1	0,8244	0,0327	0,0993	0,0014	0,45	10,0668	0,1409	0,0602	0,0024	0,0870	0,0870	0,0870	0,0870	0,0870	0,0870	0,0870	0,0870	0,0870	0,0870
19,1	0,8331	0,0409	0,0996	0,0016	0,80	10,0411	0,1645	0,0607	0,0030	0,1128	0,1128	0,1128	0,1128	0,1128	0,1128	0,1128	0,1128	0,1128	0,1128
52	0,8137	0,0447	0,0996	0,0018	0,53	10,0361	0,1851	0,0592	0,0033	0,0975	0,0975	0,0975	0,0975	0,0975	0,0975	0,0975	0,0975	0,0975	0,0975
59,1	0,8488	0,0438	0,0998	0,0022	0,43	10,0226	0,2212	0,0617	0,0031	0,0845	0,0845	0,0845	0,0845	0,0845	0,0845	0,0845	0,0845	0,0845	0,0845
21,1	0,8414	0,0279	0,1001	0,0012	0,63	9,9858	0,1226	0,0609	0,0018	0,0563	0,0563	0,0563	0,0563	0,0563	0,0563	0,0563	0,0563	0,0563	0,0563
4,1	0,8887	0,0236	0,1008	0,0011	0,93	9,9199	0,1122	0,0603	0,0016	0,0478	0,0478	0,0478	0,0478	0,0478	0,0478	0,0478	0,0478	0,0478	0,0478
42,1	0,8439	0,0307	0,1008	0,0012	0,85	9,9185	0,1141	0,0607	0,0022	0,0555	0,0555	0,0555	0,0555	0,0555	0,0555	0,0555	0,0555	0,0555	0,0555
28,1	0,8500	0,0452	0,1011	0,0018	0,69	9,8956	0,1729	0,0610	0,0034	0,0618	0,0618	0,0618	0,0618	0,0618	0,0618	0,0618	0,0618	0,0618	0,0618
43,1	0,8344	0,0317	0,1012	0,0012	0,52	9,8846	0,1149	0,0598	0,0023	0,0682	0,0682	0,0682	0,0682	0,0682	0,0682	0,0682	0,0682	0,0682	0,0682
66,1	0,8502	0,0373	0,1011	0,0020	0,63	9,8864	0,1982	0,0610	0,0010	0,0961	0,0961	0,0961	0,0961	0,0961	0,0961	0,0961	0,0961	0,0961	0,0961
37,1	0,8561	0,0333	0,1016	0,0012	0,76	9,8460	0,1156	0,0611	0,0026	0,1159	0,1159	0,1159	0,1159	0,1159	0,1159	0,1159	0,1159	0,1159	0,1159
33,1	0,8524	0,0371	0,1020	0,0015	0,92	9,8075	0,1474	0,0606	0,0027	0,1541	0,1541	0,1541	0,1541	0,1541	0,1541	0,1541	0,1541	0,1541	0,1541
15,1	0,8654	0,0358	0,1027	0,0015	0,43	9,7387	0,1393	0,0611	0,0025	0,1247	0,1247	0,1247	0,1247	0,1247	0,1247	0,1247	0,1247	0,1247	0,1247
15,2	0,8442	0,0368	0,1026	0,0015	0,9460	9,7460	0,1438	0,0597	0,0025	0,1107	0,0060	0,0060	0,0060	0,0060	0,0060	0,0060	0,0060	0,0060	0,0060
96	0,8485	0,0271	0,0015	0,83	9,7395	0,1400	0,0597	0,0019	0,0816	0,0086	0,0086	0,0086	0,0086	0,0086	0,0086	0,0086	0,0086	0,0086	0,0086
12,2	0,8459	0,0325	0,0102	0,0014	0,01	9,7139	0,1303	0,0596	0,0022	0,0583	0,0583	0,0583	0,0583	0,0583	0,0583	0,0583	0,0583	0,0583	0,0583
60,1	0,8712	0,0434	0,1034	0,0022	0,66	9,6744	0,2080	0,0611	0,0028	0,0268	0,0268	0,0268	0,0268	0,0268	0,0268	0,0268	0,0268	0,0268	0,0268
57,1	0,8840	0,0360	0,1044	0,0020	0,57	9,5741	0,1820	0,0614	0,0023	0,0446	0,0446	0,0446	0,0446	0,0446	0,0446	0,0446	0,0446	0,0446	0,0446
64,1	0,8715	0,0395	0,1046	0,0021	0,49	9,5631	0,1932	0,0604	0,0025	0,1062	0,1062	0,1062	0,1062	0,1062	0,1062	0,1062	0,1062	0,1062	0,1062
17,1	0,9178	0,1218	0,1102	0,0042	0,62	9,0742	0,3440	0,0604	0,0042	0,1923	0,1923	0,1923	0,1923	0,1923	0,1923	0,1923	0,1923	0,1923	0,1923
25,1	1,0164	0,0404	0,1246	0,0016	0,98	8,0749	0,1061	0,0644	0,0026	0,1238	0,1238	0,1238	0,1238	0,1238	0,1238	0,1238	0,1238	0,1238	0,1238
11,1	4,5228	0,2468	0,2961	0,0086	0,07	3,3775	0,0984	0,1108	0,0068	0,5533	0,5533	0,5533	0,5533	0,5533	0,5533	0,5533	0,5533	0,5533	0,5533
62,1	4,3516	0,2489	0,2970	0,0085	0,42	3,3688	0,0958	0,1063	0,0065	0,3921	0,3921	0,3921	0,3921	0,3921	0,3921	0,3921	0,3921	0,3921	0,3921
3,1	4,5818	0,3607	0,3140	0,0124	0,39	3,1850	0,1256	0,1058	0,0101	0,4102	0,0861	0,0861	0,0861	0,0861	0,0861	0,0861	0,0861	0,0861	0,0861
38,1	6,0212	0,1726	0,3435	0,0039	0,95	2,9115	0,0333	0,1271	0,0110	0,0335	0,1271	0,1271	0,1271	0,1271	0,1271	0,1271	0,1271	0,1271	0,1271
45	5,8849	0,1723	0,3447	0,0053	0,96	2,9009	0,0444	0,1238	0,0257	0,2257	0,0462	0,0462	0,0462	0,0462	0,0462	0,0462	0,0462	0,0462	0,0462

XRTF - 01												XRTF - 01												
Intercalação						de arenito em						Intercalação						de arenito em						
conglomerado			conglomerado			conglomerado			conglomerado			conglomerado			conglomerado			conglomerado			conglomerado			
Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	Razões	
207/235	206/238	1 sigma	207/206	1 sigma	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	207/235	1 sig.	207/235	1 sig.	207/235	1 sig.	207/235	1 sig.	207/235	
207/235	206/238	1 sigma	207/206	1 sigma	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	207/235	1 sig.	207/235	1 sig.	207/235	1 sig.	207/235	1 sig.	207/235	
0.1574	0.3516	0.00387	0.71	2.8441	0.0299	0.1211	0.0031	0.0782	0.0035	0.04	132	299	0.19	1.942	0.018	1.957	0.023	1.972	0.045	1.99	0.045	1.998	0.023	
6.1524	0.3713	0.3560	0.0106	0.442	2.8092	0.0840	0.1253	0.0082	0.1576	0.0137	0.34	10	25	0.41	1.963	0.051	1.998	0.053	2.034	0.113	98	0.113	1.962	0.047
5.9360	0.3575	0.1648	0.0039	0.78	2.7969	0.0304	0.1204	0.0032	0.0821	0.0062	0.07	127	286	0.25	1.970	0.018	1.987	0.024	1.982	0.047	100	0.047	1.962	0.047
6.4441	0.2654	0.3825	0.0085	0.36	2.7585	0.0648	0.1289	0.0060	0.3888	0.0168	0.13	17	34	0.30	1.94	0.040	2.038	0.037	2.083	0.085	97	0.085	1.977	0.042
10.1	0.70778	0.1669	0.3839	0.0048	0.55	2.6049	0.0323	0.1337	0.0032	0.1467	0.0171	0.11	55	38	103	0.37	2.094	0.022	2.121	0.021	2.147	0.042	97	0.042
61,1	6.9219	0.2980	0.3841	0.0093	0.48	2.6033	0.0629	0.1307	0.0057	0.0961	0.0118	0.66	30	17	61	0.27	2.096	0.043	2.101	0.039	2.107	0.077	99	0.077
27,1	7.0767	0.2156	0.3843	0.0050	0.42	2.6016	0.0336	0.1335	0.0037	0.3252	0.0059	0.12	136	192	231	0.83	2.097	0.023	2.121	0.049	2.145	0.077	98	0.077
63,1	7.1705	0.2936	0.3888	0.0090	0.56	2.5766	0.0599	0.1340	0.0055	0.6478	0.0718	0.27	50	129	68	1.89	2.114	0.042	2.133	0.037	2.151	0.070	99	0.070
18,1	7.2563	0.2014	0.3898	0.0046	0.89	2.5654	0.0305	0.1350	0.0033	0.1121	0.0077	0.28	97	49	198	0.25	2.122	0.022	2.143	0.025	2.164	0.043	98	0.043
31,1	7.3338	0.3938	0.0094	0.41	2.5396	0.0604	0.1351	0.0074	0.3833	0.0337	0.24	32	47	54	0.87	2.140	0.044	2.153	0.044	2.165	0.095	99	0.095	
14,1	7.3932	0.2879	0.3944	0.0073	0.01	2.5353	0.0468	0.1359	0.0051	0.2034	0.0729	0.79	22	33	93	2.143	0.034	2.160	0.034	2.176	0.064	99	0.064	
1,1	7.4980	0.1581	0.3977	0.0042	0.69	2.5142	0.0268	0.1367	0.0028	0.1516	0.0038	0.15	103	83	182	0.46	2.159	0.020	2.173	0.019	2.186	0.035	99	0.035
13,1	7.5704	0.3444	0.3983	0.0092	0.61	2.5106	0.0577	0.1379	0.0062	0.3234	0.0129	0.22	22	32	36	0.88	2.161	0.042	2.181	0.042	2.201	0.078	99	0.078
2,1	7.4036	0.2939	0.4003	0.0039	0.01	2.4966	0.0244	0.1369	0.0026	0.3023	0.0029	0.12	88	117	144	0.81	2.172	0.018	2.180	0.018	2.188	0.032	99	0.032
44,1	7.6907	0.2939	0.4043	0.0091	0.01	2.4773	0.0399	0.1382	0.0051	0.1986	0.0090	0.26	33	32	59	0.55	2.186	0.030	2.196	0.034	2.205	0.064	99	0.064
68,1	7.4004	0.2937	0.4043	0.0073	0.01	2.4732	0.0559	0.1327	0.0051	0.1398	0.0145	0.69	42	31	80	0.38	2.189	0.042	2.161	0.036	2.135	0.066	101	0.066
22,1	8.7021	0.3124	0.4204	0.0073	0.94	2.3789	0.0414	0.1501	0.0051	0.0956	0.0076	0.19	41	17	71	0.24	2.262	0.033	2.307	0.033	2.348	0.086	96	0.086
5,1	8.6089	0.1739	0.4278	0.0045	0.89	2.3376	0.0248	0.1460	0.0029	0.1297	0.0068	0.11	99	62	166	0.37	2.296	0.021	2.298	0.019	2.299	0.034	99	0.034
55	8.1498	0.2214	0.4315	0.0063	0.96	2.3176	0.0336	0.1370	0.0035	0.1132	0.0081	0.09	122	71	242	0.30	2.312	0.028	2.248	0.024	2.190	0.045	102	0.045
47	8.9693	0.4194	0.4318	0.0109	0.41	2.3160	0.0587	0.1512	0.0058	0.125	0.0097	0.09	26	50	0.07	2.314	0.043	2.338	0.043	2.359	0.085	98	0.085	
6,1	8.8155	0.2367	0.4412	0.0068	0.96	2.2663	0.0350	0.1449	0.0042	0.3023	0.0366	0.18	50	51	75	0.67	2.356	0.031	2.319	0.026	2.287	0.052	101	0.052
32,1	10.843	0.3642	0.4539	0.0071	0.88	2.2029	0.0345	0.1685	0.0054	0.1331	0.0060	1.00	60	43	96	0.45	2.413	0.031	2.484	0.030	2.542	0.053	97	0.053
53	11.945	0.3657	0.4597	0.0084	0.89	2.1743	0.0308	0.1743	0.0055	0.1372	0.0068	0.19	48	33	78	0.42	2.438	0.037	2.527	0.031	2.589	0.053	93	0.053
40	10.768	0.3594	0.4668	0.0067	0.93	2.1424	0.0242	0.1752	0.0045	0.1471	0.0065	0.12	50	20	80	0.30	2.469	0.029	2.503	0.030	2.531	0.050	98	0.050
59	11.296	0.3112	0.4676	0.0070	0.01	2.1388	0.0322	0.1752	0.0045	0.1350	0.0115	0.07	47	73	189	0.39	2.473	0.031	2.548	0.031	2.608	0.045	94	0.045
30,1	11.391	0.3306	0.4800	0.0061	0.15	2.0834	0.0263	0.1721	0.0047	0.1350	0.0115	0.07	46	160	208	0.88	2.527	0.026	2.556	0.027	2.578	0.045	98	0.045
29,2	13.195	0.3817	0.4876	0.0062	0.38	2.0510	0.0262	0.1963	0.0053	0.1675	0.0104	0.29	77	44	121	0.36	2.560	0.027	2.694	0.027	2.795	0.044	91	0.044
36,1	12.311	0.3241	0.4989	0.0053	0.40	2.0114	0.0214	0.1790	0.0044	0.2159	0.014	0.14	181	161	247	0.65	2.609	0.023	2.644	0.024	2.644	0.040	99	0.040
51	12.508	0.3607	0.5017	0.0080	0.37	1.9832	0.0201	0.1898	0.0051	0.2159	0.0108	0.17	88	120	116	1.03	2.621	0.034	2.643	0.027	2.661	0.047	99	0.047
34,1	12.758	0.3286	0.5179	0.0054	0.41	1.9310	0.0201	0.1787	0.0044	0.2092	0.0146	0.30	166	173	233	0.74	2.690	0.023	2.662	0.024	2.641	0.040	101	0.040
66,1	13.130	0.3789	0.5215	0.0066	0.01	1.9175	0.0242	0.1826	0.0045	0.1853	0.0039	0.09	100	72	132	0.54	2.689	0.027	2.677	0.027	2.608	0.043	101	0.043
71	19.742	0.6412	0.5959	0.0179	0.74	1.6412	0.0287	0.2440	0.0223	0.0988	0.0380	0.74	16	16	16	1.03	3.194	0.072	3.079	0.038	3.005	0.070	103	0.070
41,1	4.2925	0.1205	0.2963	0.0032	0.15	3.3153	0.0362	0.1051	0.0028	0.0533	0.0174	-12	16	-3	-5.4	1.673	0.016	1.692	0.023	1.716	0.049	97	0.049	
26,1	8.0512	0.1032	0.1217	0.0022	0.94	9.6927	0.0223	0.0598	0.0051	0.1341	0.0196	8.56	22	47	172	0.28	0.633	0.014	0.625	0.058	0.598	0.172	101	0.172
58,1	0.9897	0.0371	0.1217	0.0022	0.94	8.2179	0.0214	0.0599	0.0019	0.0595	0.0262	1.44	84	103	661	0.16	0.740	0.013	0.699	0.019	0.567	0.070	105	0.070
54	0.8973	0.0333	0.1217	0.0017	0.94	9.1488	0.0201	0.0595	0.0022	0.0576	0.0222	0.84	75	178	667	0.27	0.669	0.010	0.650	0.018	0.587	0.082	113	0.082

XRTTF – 08
Intercalação
de arenito em
conglomerado

Razões										Idades										
XRTTF 08	10,1	0,7772	0,0726	0,0966	0,0023	0,68	10,3530	0,2451	0,0584	0,0061	0,2784	0,0282	1,06	18	101	0,543	0,042	0,220	109	
XRTTF 08	63,1	0,9512	0,1039	0,1104	0,0034	0,45	9,0045	0,2817	0,0825	0,0075	0,3128	0,0311	5,13	10	47	0,675	0,020	0,252	97	
XRTTF 08	15,1	4,5164	0,3010	0,3120	0,0086	0,25	3,2056	0,0887	0,1050	0,0085	0,8081	0,0345	0,67	17	65	30	2,15	1,750	0,042	1,149
XRTTF 08	18,1	4,7584	0,2887	0,3132	0,0082	0,54	3,1931	0,0834	0,1102	0,0084	0,3195	0,0236	0,99	14	23	32	0,74	1,756	0,040	1,040
XRTTF 08	11,1	4,7436	0,2501	0,3174	0,0064	0,97	3,1508	0,0632	0,1084	0,0064	0,0149	0,0129	0,79	67	108	162	0,67	1,775	0,043	1,173
XRTTF 08	66,1	4,6931	0,1593	0,3213	0,0053	0,67	3,1124	0,0515	0,1059	0,0039	0,4925	0,0072	0,16	60	151	115	1,31	1,796	0,026	1,731
XRTTF 08	8,1	5,6760	0,2487	0,3465	0,0063	0,61	2,8858	0,0524	0,1188	0,0054	0,1265	0,0138	0,50	24	27	58	0,46	1,918	0,030	1,938
XRTTF 08	2,1	6,0010	0,3301	0,3520	0,0079	0,09	2,8407	0,0638	0,1236	0,0076	0,2206	0,0183	0,61	18	20	35	0,58	1,944	0,038	1,976
XRTTF 08	4,1	5,9472	0,1829	0,3549	0,0046	0,56	2,8179	0,0366	0,1215	0,0035	0,2044	0,0056	0,08	81	171	169	1,02	1,958	0,022	1,979
XRTTF 08	13,1	6,2249	0,1346	0,3598	0,0033	0,98	2,7796	0,0252	0,1255	0,0029	0,0667	0,0027	1,70	218	118	484	0,24	1,981	0,015	2,036
XRTTF 08	40,1	6,3938	0,1382	0,3689	0,0034	1,00	2,7107	0,0252	0,1257	0,0032	0,0933	0,0056	0,42	140	72	323	0,22	2,024	0,017	2,039
XRTTF 08	71,1	6,2047	0,2129	0,3705	0,0064	0,89	2,6697	0,0469	0,1214	0,0044	0,0963	0,0125	0,78	39	72	80	0,33	2,032	0,030	1,978
XRTTF 08	17,1	6,5735	0,1737	0,3719	0,0043	0,52	2,6891	0,0311	0,1282	0,0036	0,3988	0,0055	0,18	72	133	129	0,03	2,038	0,020	2,056
XRTTF 08	41,1	6,3918	0,1423	0,3751	0,0035	0,72	2,6662	0,0249	0,1236	0,0028	0,2221	0,0041	0,05	143	188	287	0,65	2,053	0,016	2,073
XRTTF 08	16,1	6,6209	0,1691	0,3764	0,0042	0,14	2,6567	0,0295	0,1276	0,0035	0,3048	0,0208	0,32	64	77	123	0,63	2,059	0,020	2,062
XRTTF 08	22,1	6,6342	0,1953	0,3767	0,0050	0,04	2,6546	0,0354	0,1277	0,0042	0,4031	0,0067	0,20	52	95	89	1,07	2,061	0,023	2,064
XRTTF 08	37,1	6,4708	0,1473	0,3784	0,0037	0,83	2,6429	0,0255	0,1240	0,0028	0,0690	0,0023	0,06	137	56	310	0,18	2,069	0,017	2,042
XRTTF 08	50,2	6,9886	0,2082	0,3862	0,0050	0,85	2,5893	0,0332	0,1312	0,0042	0,1534	0,0180	0,12	48	67	95	0,70	2,105	0,023	2,110
XRTTF 08	35,1	7,2101	0,2085	0,3896	0,0050	0,94	2,5665	0,0329	0,1342	0,0040	0,1943	0,0193	0,15	80	99	146	0,68	2,121	0,023	2,138
XRTTF 08	65,2	6,8474	0,3723	0,3897	0,0112	0,45	2,5592	0,0734	0,1271	0,0075	0,2319	0,0632	1,23	21	28	41	0,69	2,126	0,051	2,158
XRTTF 08	50,1	7,4180	0,2076	0,3961	0,0049	0,49	2,5247	0,0313	0,1358	0,0040	0,3066	0,0091	0,26	72	99	128	0,78	2,151	0,023	2,175
XRTTF 08	20,1	7,7802	0,1930	0,4027	0,0045	0,18	2,4834	0,0277	0,1398	0,0037	0,1018	0,0209	0,13	76	50	147	0,34	2,181	0,021	2,224
XRTTF 08	6,1	7,4800	0,2172	0,4038	0,0051	0,06	2,4762	0,0313	0,1343	0,0036	0,1667	0,0029	0,38	109	86	204	0,42	2,187	0,023	2,171
XRTTF 08	48,1	7,6214	0,2126	0,4055	0,0052	0,46	2,4659	0,0317	0,1363	0,0041	0,1761	0,0073	0,08	61	55	112	0,49	2,194	0,024	2,187
XRTTF 08	69,1	7,5558	0,2092	0,4054	0,0061	0,80	2,4668	0,0368	0,1352	0,0038	0,2188	0,0160	0,53	81	111	140	0,80	2,194	0,028	2,180
XRTTF 08	29,1	7,6626	0,1938	0,4080	0,0044	0,31	2,4511	0,0263	0,1362	0,0035	0,1785	0,0043	0,12	131	113	247	0,46	2,206	0,020	2,192
XRTTF 08	45,1	7,6106	0,2320	0,4089	0,0059	0,03	2,4456	0,0355	0,1350	0,0045	0,5983	0,0191	0,15	67	146	98	1,48	2,210	0,027	2,186
XRTTF 08	46,1	7,2408	0,1755	0,4134	0,0044	0,91	2,4190	0,0258	0,1270	0,0033	0,1773	0,0550	0,80	132	191	227	0,84	2,230	0,020	2,057
XRTTF 08	43,1	7,7558	0,2065	0,4156	0,0051	0,74	2,4179	0,0297	0,1360	0,0038	0,3835	0,0424	0,14	75	111	130	0,85	2,231	0,023	2,177
XRTTF 08	34,1	7,7579	0,1986	0,4175	0,0046	0,86	2,3955	0,0263	0,1348	0,0035	0,1586	0,0057	0,10	121	91	225	0,41	2,249	0,021	2,203
XRTTF 08	57,1	7,8421	0,2546	0,4177	0,0059	0,85	2,3940	0,0339	0,1362	0,0046	0,1447	0,0201	0,22	53	48	96	0,50	2,250	0,027	2,213
XRTTF 08	9,1	8,7721	0,2729	0,4187	0,0058	0,81	2,3886	0,0333	0,1520	0,0045	0,2839	0,0559	0,14	78	88	133	0,66	2,254	0,026	2,315
XRTTF 08	21,1	7,7896	0,1760	0,4194	0,0040	0,75	2,3845	0,0230	0,1347	0,0031	0,1305	0,0034	0,52	161	128	316	0,40	2,258	0,018	2,207
XRTTF 08	30,1	8,0298	0,2272	0,4201	0,0055	0,62	2,3805	0,0309	0,1386	0,0042	0,0866	0,0661	0,15	61	24	124	0,19	2,261	0,025	2,234
XRTTF 08	44,1	8,4486	0,2440	0,4213	0,0058	0,87	2,3737	0,0329	0,1455	0,0045	0,1841	0,0067	0,21	54	94	14	0,48	2,266	0,026	2,283

Conc.
206/238
207/235

Conc.
206/238
207/235

XRTF – 08
Intercalação
de arenito em
conglomerado

Razões		Idades									
Conc.	Conc.	206/238					207/235				
206/238	207/235	1 sig	206/238	1 sig	207/235	1 sig	206/238	1 sig	207/235	1 sig	206/238
XRTF 08	62,1	7,9781	0,2474	0,4221	0,0071	0,72	2,3889	0,0401	0,1371	0,0045	0,0976
XRTF 08	62,1	7,8849	0,1722	0,4257	0,0042	0,98	2,3492	0,0234	0,1340	0,0032	0,3244
XRTF 08	7,1	8,2540	0,2417	0,4260	0,0056	0,75	2,3473	0,0308	0,1405	0,0039	0,0627
XRTF 08	19,1	8,1160	0,2265	0,4283	0,0054	0,77	2,3456	0,0288	0,1381	0,0042	0,2326
XRTF 08	26,1	8,7776	0,2089	0,4284	0,0046	0,99	2,3490	0,0262	0,1483	0,0039	0,0661
XRTF 08	23,1	9,3246	0,2276	0,4379	0,0050	0,94	2,2834	0,0260	0,1544	0,0041	0,3210
XRTF 08	3,1	9,9868	0,2850	0,4403	0,0056	0,72	2,2710	0,0280	0,1630	0,0044	0,0926
XRTF 08	12,1	9,7237	0,2757	0,4455	0,0057	0,01	2,2434	0,0285	0,1545	0,0042	0,1817
XRTF 08	5,1	9,9853	0,3381	0,4474	0,0070	0,52	2,2353	0,0349	0,1620	0,0055	0,1495
XRTF 08	67,1	9,6371	0,3419	0,4511	0,0090	0,98	2,2167	0,0444	0,1582	0,0160	0,1648
XRTF 08	70,1	9,4796	0,3076	0,4522	0,0085	0,59	2,2114	0,0414	0,1520	0,0053	0,2301
XRTF 08	49,1	9,9301	0,2969	0,4572	0,0063	0,94	2,1873	0,0300	0,1570	0,0054	0,2424
XRTF 08	14,1	10,0977	0,2352	0,4580	0,0048	0,73	2,1835	0,0230	0,1601	0,0039	0,1411
XRTF 08	47,1	9,946	0,2689	0,4592	0,0061	0,71	2,1776	0,0287	0,1571	0,0045	0,2728
XRTF 08	24,1	9,7222	0,2379	0,4604	0,0051	0,94	2,1718	0,0239	0,1532	0,0038	0,1984
XRTF 08	1,1	10,3852	0,3326	0,4632	0,0068	0,93	2,1589	0,0316	0,1628	0,0050	0,2597
XRTF 08	39,1	9,3038	0,4852	0,4852	0,0070	0,91	2,1496	0,0321	0,1583	0,0050	0,0978
XRTF 08	59,1	9,8647	0,3602	0,4870	0,0076	0,84	2,1415	0,0349	0,1532	0,0062	0,1143
XRTF 08	42,1	10,1700	0,2222	0,4685	0,0046	0,86	2,1345	0,0209	0,1574	0,0049	0,1966
XRTF 08	66,1	10,4152	0,2317	0,4781	0,0049	0,97	2,0819	0,0215	0,1580	0,0036	0,3023
XRTF 08	63,1	10,3832	0,2594	0,4813	0,0055	0,96	2,0776	0,0239	0,1565	0,0039	0,1249
XRTF 08	60,1	10,4069	0,2457	0,4845	0,0045	0,99	2,0638	0,0276	0,1586	0,0038	0,1510
XRTF 08	31,1	11,3648	0,2704	0,4867	0,0049	0,44	2,0548	0,0205	0,1684	0,0040	0,0770
XRTF 08	26,1	11,0001	0,2807	0,4939	0,0056	0,98	2,0247	0,0231	0,1615	0,0041	0,1177
XRTF 08	68,1	12,0113	0,2601	0,4988	0,0050	0,98	2,0050	0,0203	0,1747	0,0023	0,1374
XRTF 08	36,1	11,0503	0,3033	0,5092	0,0071	0,98	1,9841	0,0275	0,1744	0,0050	0,0572
XRTF 08	33,1	12,5640	0,3174	0,5224	0,0080	0,91	1,9141	0,0216	0,1744	0,0130	0,1365
XRTF 08	32,1	15,1929	0,3865	0,5496	0,0065	0,52	1,8194	0,0216	0,2005	0,0051	0,1323
XRTF 08	64,1	13,8423	0,3308	0,5672	0,0063	0,061	1,7768	0,0180	0,1784	0,0047	0,2889
XRTF 08	27,1	15,7791	0,3834	0,5716	0,0063	0,89	1,7496	0,0185	0,2022	0,0047	0,0885
XRTF 08	28,1	12,6457	0,2983	0,5094	0,0051	0,38	1,9631	0,0198	0,1800	0,0041	0,3695
XRTF 08	68,1	8,8720	0,0752	0,0848	0,0026	0,61	10,5529	0,0248	0,0847	0,0027	0,0207
XRTF 08	61,1	3,9407	0,1587	0,2286	0,0048	0,99	4,3743	0,0914	0,1250	0,0045	0,0158
XRTF 08	55,1	7,1548	0,1775	0,3281	0,0036	0,91	3,0480	0,0335	0,1562	0,0020	0,0158
XRTF 08	64,1	6,5522	0,1755	0,3095	0,0164	0,97	2,5031	0,1029	0,1899	0,0200	0,2697
XRTF 08	61,1	3,0484	0,4874	0,4143	0,0110	0,68	2,4135	0,0641	0,1234	0,0088	0,6356
XRTF 08	38,1	10,4563	0,3245	0,5033	0,0079	0,92	1,9869	0,0310	0,1507	0,0049	0,0979

DOAÇÃO Graduação
1Gc

