

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTUDO COMPARATIVO DO PADRÃO DE PROVENIÊNCIA DOS ZIRCÕES
DETRÍTICOS DOS LITOARENITOS DAS BORDAS DA BACIA DO ITAJAÍ

Heitor Gardenal Figueiredo

Orientador: Prof.Dr. Miguel Ângelo Stipp Basei

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2014 / 14)

SÃO PAULO
2014

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



ESTUDO COMPARATIVO DO PADRÃO DE PROVENIÊNCIA DOS ZIRCÕES
DETRÍTICOS DOS LITOARENITOS DAS BORDAS DA BACIA DO ITAJAÍ

Heitor Gardenal Figueiredo

Orientador: Prof.Dr. Miguel Ângelo Stipp Basei

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2014 / 14)

IGc-Instituto de Geociências

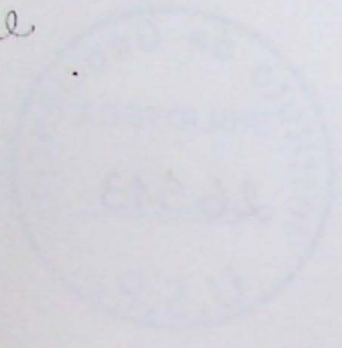


Estudo comparativo do padrão de proveniência dos
zircões detríticos dos litoarenitos das bordas

M26513

SÃO PAULO
2014

TF
F475
HG 2



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOLOGIA

ESTUDO COMPARATIVO DO PÁRAO DE PRÉCIPITAÇÃO DOS RIOS
DETRITICOS DOS LITORANITOS DAS BARRAS DA BARRAGEM

Autores: Genival F. ...

Orientador: Prof. Dr. ...

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FUNDAMENTAÇÃO
(1974)

SÃO PAULO
1974

Sumário

1. Introdução.....	1
1.1. Localização da área.....	1
2. Metas e Objetivos.....	2
3. Trabalhos prévios.....	2
4. Revisão Bibliográfica.....	3
4.1 Geologia Regional.....	3
4.2 Análise da técnica de U/Pb em zircão detrítico.....	10
4.3 Métodos alternativos ao U/Pb em zircões detríticos na proveniência sedimentar.....	13
5. Materiais e métodos.....	16
5.1 Métodos de datação U-Pb.....	16
5.2 Amostragem.....	18
5.3 Trabalhos de campo.....	22
6. Atividades realizadas.....	23
6.1 Localização dos pontos e descrição de campo dos afloramentos.....	23
6.2 Petrografia.....	32
6.3 Imageamento por catodoluminescência e classificação dos zircões.....	45
6.4 Dados Geocronológicos.....	45
7. Interpretação e discussão dos resultados.....	54
7.1 Petrografia.....	54
7.2 Geocronologia (análise de proveniência dos litoarenitos da BI).....	55
8. Conclusões.....	69
9. Referencias Bibliográficas.....	70

Anexos em CD

- 6.3-1a- Zircões da amostra GTF-02 com spots demarcados e idades obtidas
- 6.3-2a- Zircões da amostra GTF-04 com spots demarcados e idades obtidas
- 6.3-3a- Zircões da amostra GTF-05 com spots demarcados e idades obtidas
- 6.3-4a- Zircões da amostra GTF-11 com spots demarcados e idades obtidas
- 6.3-1b- Classificação dos zircões da amostra GTF-02
- 6.3-2b- Classificação dos zircões da amostra GTF-04
- 6.3-3b- Classificação dos zircões da amostra GTF-05
- 6.3-4b- Classificação dos zircões da amostra GTF-05
- 6.4-1 Tabela com idades obtidas no ICPMS da amostra GTF-02
- 6.4-2 Tabela com idades obtidas no ICPMS da amostra GTF-04
- 6.4-3 Tabela com idades obtidas no ICPMS da amostra GTF-05
- 6.4-4 Tabela com idades obtidas no ICPMS da amostra GTF-11

Índice de Figuras, Fotos e Tabelas

Figura 1.1-1 - Localização da área.....	2
Figura 4.1.1.4-1 – Contatos da BI com O GB e o CGSC (extraído de Basei et al 2008).....	7
Figura 4.1.2-1 – Coluna estratigráfica da BI.....	9
Figura 4.1.3-1 – Evolução tectônica antecessora a formação da Bacia do Itajaí.....	10
Figura 4.3-1 – Crescimento de <i>xenotime</i> em grãos de zircão.....	15
Figura 4.3-2 - Crescimento autígeno de feldspato potássico.....	16
Foto 5.2.1-1– Britador locado no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.....	19
Foto 5.2.1-2– Moinho locado no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.....	19
Foto 5.2.1-3– Peneirador locado no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo...20	20
Foto 5.2.1-4– Mesa de Winfley locada no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.....	20
Foto 5.2.1-5– Frantz locado no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.....	21
Foto 5.2.1-6– Capela do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.....	21
Mapa 6.1-1-Mapa Geológico da Bacia do Itajaí. 1.Sedimentos quaternários 2. Sill 3. Bacia do Paraná 4. Granito subida 5. Vulcânicas Apiúna 6. Fm Ribeirão do Bode 7. Fm Ribeirão Neisse 8. Fm Ribeirão Carvalho 9. Fm Baú 10. Brusque 11. Complexo São Miguel 12. Luis Alves.....	23
Figura 6.1-1– Foto aérea para facilitar a locação do ponto GTF-02.....	24
Foto 6.1-1 - Ponto GTF-02 Intercalação de arenito feldspático (amostrado para geocronologia) em meio a conglomerados polimíticos.....	25

Figura 6.1-2 – Foto aérea indicativa da localização do ponto GTF-04.....	26
Fotos 6.1-2 – Ponto onde foi amostrado (GTF-04) para datação.....	27
Figura 6.1-3 – Foto aérea com a localização do ponto GTF-05.....	27
Foto 6.1-3 - Ponto onde foi amostrado (GTF-05) para a datação (obs: fácies de granulação mais fina entre as linhas amarelas).....	28
Foto 6.1-4 – Foliação SC no Grupo Brusque tectonicamente colocado sobre os conglomerados do Grupo Itajaí.....	29
Figura 6.1-4 – Foto aérea para facilitar a locação do ponto GTF-11.....	30
Fotos 6.1-5 – Ponto onde foi coletada amostra (GTF-11) para datação.....	31
Foto 6.2-1- Sala de microscopia petrográfica no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.....	32
Figura 6.2-2- Escala granulométrica de Udden (1898).....	33
Figura 6.2-3- Classificação de angulosidade e arredondamento de grão (Powers, 1953).....	33
Figura 6.2-4- Classificação de empacotamento devido ao número de contato dos grãos (Kahn,1956).....	34
Figura 6.2-5- Classificação de rochas psamíticas (Folk, 1968).....	34
Foto 6.2-1- Alteração de feldspato com nicóis paralelos.....	35
Foto 6.2-2- Alteração de feldspato com nicóis cruzados.....	35
Foto 6.2-3- Grão de turmalina de coloração azul esverdeada, com forte pleocroísmo (nicóis paralelos).....	36
Foto 6.2-4- Grão de turmalina de coloração azul esverdeada, com forte pleocroísmo (nicóis cruzados)	36
Foto 6.2-5- Fragmento lítico com evidência de compactação mecânica.....	37
Foto 6.2-6- Cimento pós-compactação (preenchendo fraturas) de coloração preta.....	37
Foto 6.2-7- Cimento pré-compactação de argilominerais (nicóis cruzados).....	37
Foto 6.2-8- Grãos do arcabouço orientados.....	38
Foto 6.2-9- Alteração de feldspato culminando na formação de argilominerais (nicóis paralelos).....	39
Foto 6.2-10- Alteração de feldspato culminando na formação de argilominerais (nicóis cruzados).....	39
Foto 6.2-11 – Grãos esverdeados de epídoto (nicóis paralelos).....	39
Foto 6.2-12 – Grãos esverdeados de epídoto (nicóis cruzados).....	39
Foto 6.2-13- Cimento de coloração preta pré-compactação (seta branca) e compactação	

mecânica de fragmento lítico (seta verde).....	40
Foto 6.2-14- Cimento de coloração avermelhada (pré-compactação).....	41
Foto 6.2-15- Grão de feldspato microclínio com geminação em grade.....	42
Foto 6.2-16- Cimento argiloso (nicois paralelos)	43
Foto 6.2-17- Cimento argiloso (nicois cruzados).....	43
Foto 6.2-18- Fragmento lítico mal selecionado.....	44
Foto 6.4-1- Laboratório de Geocronologia LA-ICP-MS no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.....	46
Figura 6.4.1- 1 - Histograma de probabilidade de idade de cristalização dos zircoes pelo métodos U/Pb.....	47
Figura 6.4.1- 2 – Curva da Concórdia com idade dos zircões analisados plotados.....	48
Figura 6.4.1- 3 - Histograma de probabilidade de idade de cristalização dos zircões pelo métodos U/Pb.....	49
Figura 6.4.1- 4 – Curva da Concórdia com idade dos zircões analisados plotados.....	50
Figura 6.4.2- 1 - Histograma de probabilidade de idade de cristalização dos zircoes pelo métodos U/Pb.....	51
Figura 6.4.2- 2 – Curva da Concórdia com idade dos zircões analisados plotados.....	52
Figura 6.4.2- 3 - Histograma de probabilidade de idade de cristalização dos zircões pelo métodos U/Pb.....	53
Figura 6.4.2- 4 – Curva da Concórdia com idade dos zircões analisados plotados.....	54
Figura 7.2.1-1- Gráfico PDF com amostras da borda norte (GTF-02 e GTF11) e da borda sul (GTF-04 e GTF-05) da BI.....	56
Figura 7.2.1-2- Gráfico CDF com amostras da borda norte (GTF-02 e GTF11) e da borda sul (GTF-04 e GTF-05) da BI.....	57
Figura 7.2.1-3- Teste K-S com amostras da borda norte (GTF-02 e GTF11) e da borda sul (GTF-04 e GTF-05) da BI.....	57
Tabela 7.2.2-1 Idades geocronológicas U/Pb em zircão do Complexo Granulítico Santa Catarina.....	58
Tabela 7.2.2-2 Idades geocronológicas em U/Pb em zircão do Complexo Camburiú, Grupo Brusque e Batólito Florianópolis.....	60
Figura 7.2.2-1- Perfil esquemático A-B na fase de instalação da Bacia do Itajaí (~560 Ma) precedendo a justaposição tectônica do Grupo Brusque e os sedimentos da borda sul do Grupo Brusque.....	62
Mapa 7.2.3-1- Mapa Geológico da BI com pontos GTF (deste trabalho) e Guadagnin (2009). 1.Sedimentos quaternários 2. Sill 3. Bacia do Paraná 4. Granito subida 5. Vulcânicas Apiúna 6. Fm Ribeirão do Bode 7. Fm Ribeirão Neisse 8. Fm Ribeirão Carvalho 9. Fm Baú 10. Brusque	

11. Complexo São Miguel 12. Luis Alves (Basei et al 2011).....	64
Figura 7.2.3- 1 - Histograma de probabilidade de idade de cristalização dos zircões pelo métodos U/Pb.....	65
Figura 7.2.3- 2- Histograma de probabilidade de idade de cristalização dos zircões pelo métodos U/Pb.....	66
Figura 7.2.3-3- Gráfico PDF com amostras da borda norte (GTF-02, GTF11 e PB68A) e da borda sul (GTF-04, GTF-05 e PB09A) da Bacia do Itajaí.....	67
Figura 7.2.3-4- Gráfico CDF com amostras da borda norte (GTF-02, GTF11 e PB68A) e da borda sul (GTF-04, GTF-05 e PB09A) da BI.....	68
Figura 7.2.3-5- Teste K-S com amostras da borda norte (GTF-02, GTF11 e PB68A) e da borda sul (GTF-04, GTF-05 e PB09A) da BI.....	68

Resumo

O Grupo Itajaí é uma sequência Neoproterozóica vulcanossedimentar que preenche a bacia de antepaís do Cinturão Dom Feliciano. O estudo tem como foco principal comparar idades de zircões detríticos das duas bordas da bacia. Os estudos foram baseados em duas amostras de arenitos líticos de cada borda da bacia, coletadas próximo a cidade de Gaspar (NE) and Ibirama (SW). Três amostras convergiram para o mesmo padrão de idades, com idades agrupadas por volta de 600 Ma e 2000 Ma. A outra amostra, coletada na borda sudoeste (região da Faxinal da Água Fria) apresentou um padrão de idades diferente, com maior concentração entre 800-1200 Ma. O estudo sugere que a proveniência dos arenitos líticos das duas bordas da Bacia do Itajaí tem origens similares, possivelmente compartilhando a mesma área fonte, contrariando modelos que indicam os arenitos da borda sul como unidades sedimentares mais novas, sem correlação com os arenitos da borda norte.

Abstract

The Itajai Group is a thick sequence of Neoproterozoic rocks that fills the foreland basin of the Dom Feliciano Belt. The study aimed to compare the age of detrital zircons from sandstone units that occur on both edges of the basin. The comparative study was based on the results of two lytic sandstone samples from each edge, collected nearby Gaspar (NE) and Ibirama (SW). Three of the samples indicated the same age pattern with main peaks clustering around 600 and 2000Ma. The other sample, collected in the southwestern border (region of the Agua Faxinal da Fria) presented quite distinct provenance pattern with the highest concentration around 800-1100Ma. The study suggests that the provenance of sediments from both edges have very similar origins, possibly sharing the same source, disproving models suggesting that the sandstones of the southern border of the basin represent younger sedimentary units not correlated with the lithologically similar sedimentary units occurring on the North border.

Agradecimentos

Gostaria de agradecer primeiramente a Deus por permitir meu ingresso, continuação e conclusão do curso de Geologia na Universidade de São Paulo. Abaixo Dele estão meus pais Silvana Ap Gardenal Figueiredo e Ibner Figueiredo, os quais me serviram de alicerce desde o início até o final da jornada do menino de Sorocaba à capital paulistana.

A vida de universitário me trouxe muitos amigos, aos qual eu dedico esse trabalho de conclusão do curso (Geobinho). Com certeza não será esse o fim do nosso convívio, iremos nos encontrar muitas vezes nessa vida betuminosa. Na faculdade conheci uma pessoa essencial na minha vida (que me ajudou muito neste trabalho), a qual devo muitos agradecimentos, Aline Ansara.

Gostaria de agradecer também a todos meus companheiros de futebol e futsal da AAA Geologia, pois fizemos da geologia campeã da copa USP de futsal e futebol de campo.

Devo os agradecimentos aos colaboradores do laboratório de geocronologia da USP, em especial Nayara, Walter, Vasco e Samuca, que me auxiliaram na preparação das amostras. Além disso, quero agradecer à todos professores do Instituto de Geociências ministradores de aulas que participei, pois contribuíram para a minha formação.

Por fim, quero agradecer meu ilustre orientador, são-paulino de carne, mas palmeirense/palestrino de coração, que sempre foi muito paciente e me auxiliou quando preciso. Muito obrigado, Miguel Basei.

1.Introdução

No decorrer dos estudos geológicos sobre bacias sedimentares foi evidenciado que a proveniência e idades de deposição dos sedimentos da bacia são indispensáveis para análises destas, tanto no meio acadêmico, como no meio econômico.

Para uma análise completa da proveniência dos sedimentos de uma bacia é necessário um conjunto de informações oriundas dos diferentes campos das geociências. Dentre eles, análises sedimentológicas, litoestratigráficas, estruturais, geocronológicas, paleontológicas entre outras.

Neste projeto, a principal ferramenta utilizada foi a análise geocronológica por meio do método U/Pb em zircões detríticos. Essa técnica foi aplicada aos litoarenitos basais da Bacia do Itajaí, mais especificamente, da Formação Baú.

A Bacia do Itajaí (BI) é geologicamente definida como uma bacia de antepaís, clástica e com atividades vulcânicas félsicas. Esta situa-se entre o Grupo Brusque (GB) (Domínio Central da Cinturão Dom Feliciano) ao sul, e ao norte pelo Complexo Granulítico de Santa Catarina (CGSC) (embasamento da micro placa Luiz Alves).

O principal objetivo desse projeto é contribuir para o esclarecimento do impasse sobre o posicionamento estratigráfico dos arenitos que ocorrem nas bordas norte e sul da bacia do Itajaí. Alguns pesquisadores consideram esses litoarenitos como uma única unidade litoestratigráfica basal (repetida por falhas inversas) enquanto que para outros, representam unidades distintas.

1.1 Localização da área

O trabalho foi realizado na Bacia do Itajaí, situada geograficamente ao nordeste do estado de Santa Catarina. Esta dista aproximadamente 154 km de Florianópolis, considerando a cidade de Blumenau como ponto de referência, a qual está localizada próxima a região central da bacia. (figura 1.1-1)

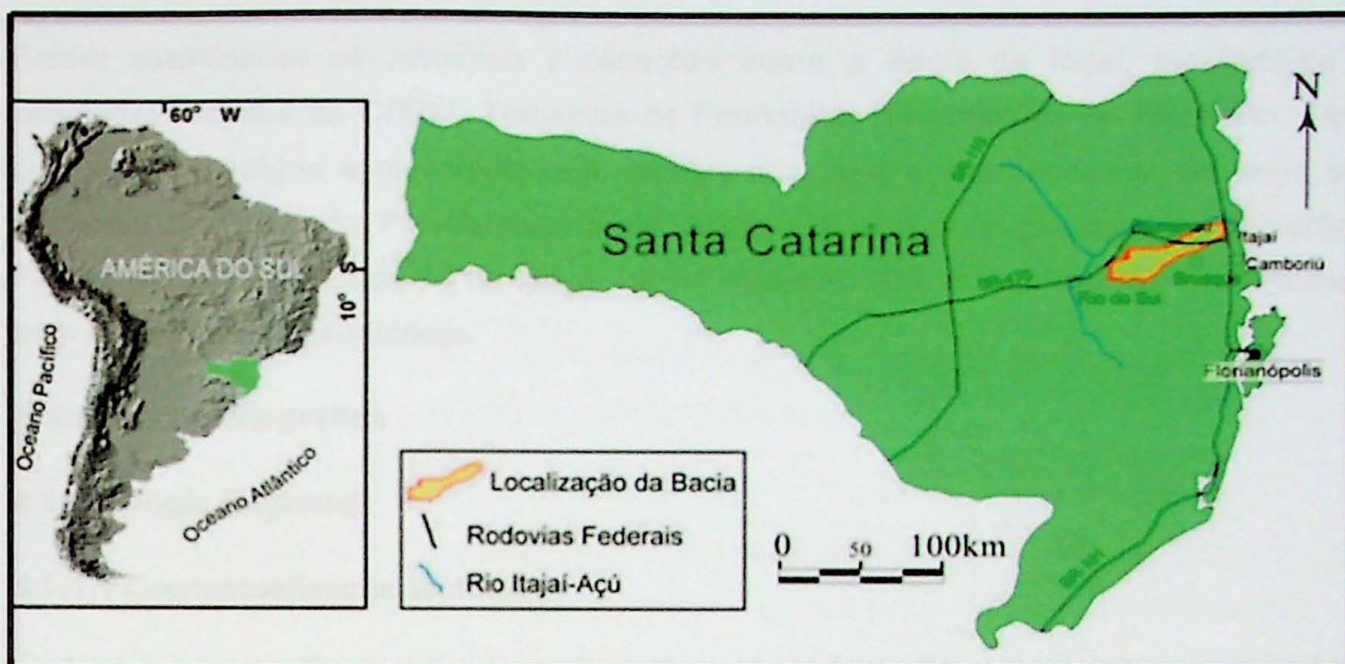


Figura 1.1-1 - Localização da área (extraído de Schroeder, 2006, p.13)

As vias de acesso para a cidade de Blumenau, partindo de São Paulo, são: BR-116, BR101, BR-470, e SC-108, totalizando 598 km.

A BI possui aproximadamente 700 Km² de área, 80 km de comprimento partindo do litoral catarinense até a Bacia do Paraná, a qual recobre a BI em sua porção oeste. A espessura da bacia é inferida por volta de 4 km.

2. Metas e objetivos

O objetivo do projeto consiste em comparar os resultados dos padrões de idades dos zircões detríticos provenientes de 4 amostras de arenitos da BI. Para esse estudo foram utilizadas duas amostras da borda norte e duas da borda sul. Além disso, foram analisadas lâminas petrográficas, com o intuito de caracterizar geologicamente os litoarenitos datados.

Os padrões de idades adquiridos indicarão as possíveis áreas fontes desses sedimentos e, conseqüentemente, representar um dado importante para a diferenciar os litoarenitos (da Fm. Baú) das bordas norte e sul da BI.

Padrões de idades muito semelhantes serão considerados com uma forte indicação de que os litoarenitos de ambas as bordas representem a mesma unidade. Por outro lado, padrões diferentes serão considerados como evidência de unidades com posicionamento litoestratigráfico distinto.

3. Trabalhos prévios

Foram examinadas as principais publicações sobre a Bacia do Itajaí, incluindo-se nessa pesquisa: Projetos da CPRM, Trabalhos de Formatura, Dissertações de Mestrado, Teses de Doutorado e artigos apresentados em revistas nacionais e internacionais. Os itens sobre o Contexto tectônico do Pré-Cambriano de Santa Catarina e a geologia do Cinturão Dom Feliciano também baseou-se na leitura desse material. Essas publicações estão listados no item Referencias Bibliográficas.

4. Revisão bibliográfica

4.1 Geologia Regional

4.1.1.1 Contextualização tectônica

A Bacia do Itajaí encontra-se entre o Complexo Granulítico Santa Catarina (CGSC) ou Microplaca Luiz Alves (MLA) e os metassedimentos do Grupo Brusque (GB) ou Domínio Central do Cinturão Dom Feliciano (CDF). Ao norte, o CGSC delimita o contato por meio a falhamentos de alto ângulo. Já ao sul o GB cavalga o CGSC (embasamento da BI) deformando os sedimentos da BI, por meio de falhas de baixo angulo (Caldasso et al.1995).

A BI, situada sobre a borda sul da MLA, é uma bacia periférica de antepaís, definida por Rostirolla (1991), o qual se baseou no modelo deposicional. Basei (1985) qualifica a bacia como tardi-colisional, levando em conta principalmente a localização geográfica e tectônica dentro do CDF.

4.1.1.2 Complexo Granulítico de Santa Catarina (Embasmamento da Microplaca Luiz Alves)

O embasamento da MLA é composto principalmente pelo Complexo Granulítico Santa Catarina (CGSC), que possuem protólitos ígneos de origem TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito), os quais (2,6 Ga).

Esse Complexo foi submetido a um alto grau metamórfico por volta dos 2,2 Ga. As condições de pressão estimadas são 5 a 7 kb (Girardi and Ulbrich, 1978) e 800° C para maior temperatura atingida (Hartmann et al., 1979). Além disso, a presença de hiperstênio nos gnaisses situa a fácies metamórfica no campo do granulito. Mesmo em locais onde o hiperstênio mostra-se ausente, os gnaisses possuem texturas granoblásticas poligonizadas, plagioclásios antipertíticos e biotita titanífera (Siga Jr., 1995). O CGSC foi submetido a um retrometamorfismo de fácies anfíbolito e posteriormente a outro de fácies xisto verde (Basei et al, 2008).

A porção sudeste do CGSC é composta em sua maioria por migmatitos e gnaisses, com ocorrência de corpos máficos-ultramáficos. Os migmatitos possuem leucossomas compostos por granitos róseos. Já os gnaisses possuem anfibólios e biotitas como minerais característicos, sendo classificados como biotita-anfibólio-gnaisses. Corpos charnokíticos, metagabros e anfibolitos também são localmente situados nessa região (Basei et al, 2009).

O domínio central do CGSC é composto predominantemente por gnaisses. Os gnaisses possuem uma composição tonalítica-granodiorítica em sua maioria, por vezes com enclaves e *boundins* anfibolíticos. (Basei et al, 2009).

Na região adjacente à microplaca Curitiba (porção norte), predominam os gnaisses leucocráticos, felsico-tonalíticos a granodioritos intercalado com camadas charnokíticas. Nesta região, devido à zona de sutura, rochas milonitizadas e quartzos estirados são encontrados (Basei et al, 2009). As zonas de cisalhamento preferencialmente estão orientadas nas direções WNW-ESE e NE-SW e são compostas por gnaisses cataclásticos a miloníticos, de granulação fina, de cor esverdeada (Siga Jr, 1995).

Na porção norte-noroeste é composta principalmente por ortognaisses. Estes mais especificamente anfibolitos-biotita gnaisses. Por vezes são encontrados: ortopiroxênios, granulitos máficos, xistos, anfibolitos, serpentinitos e veios pegmatíticos estão associados (Basei et al, 2009).

Segundo Siga Jr. (1995), o domínio Luis Alves possui uma característica marcante quanto a presença de corpos básicos e ultrabásicos. Estes variam de espessura (centimétrica a métrica) e possuem estruturação concordante aos gnaisses granulíticos.

4.1.1.3 O Grupo Brusque (Domínio Central do Cinturão Dom Feliciano), Batólito Florianópolis e Complexo Camburiú

Segundo (Basei et al, 2011) o Cinturão Dom Feliciano inclui o Batólito de Florianópolis (BF), Complexo Metamórfico Brusque, e a Bacia do Itajaí.

O GB é composto por duas principais sequências metavulcanossedimentares, e é limitado a norte pela Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbó (Rostirola, 1991, Guadagnin, 2009, p.12) , representando o contato tectônico com a Bacia do Itajaí e a sul pela Zona de Cisalhamento Major Gercino (Basei et al, 2011, Philipp et al. 2004) que representa o contato dos metassedimentos com as rochas graníticas do batólito Florianópolis.

Uma das sequências que compõem o GB é constituída por duas unidades litológicas. Uma

delas é composta por metapelitos com psamíticos subordinados, enquanto a outra é constituída por metapsamitos com variações para mepelíticos (Caldasso et al. 1995, Basei et al 2008). As primeiras são caracterizadas por mica-xistos com granadas e quartzitos, já as segundas por metarrimitos e sericita-xistos. As unidades vulcânicas são representadas por rochas metabásicas, que se associam a metacarbonatos, metamargas e sericita xistos (Basei, 1985).

Outra sequência, situada ao sul da primeira, é composta por metabasaltos, turmalinitos, BIFs, quartzitos, metamargas na base, com mica-quartzitos, quartzo-sericita xistos, sericita-xistos e metavulcânicas ácidas no topo (Basei et al, 2008).

O GB é afetado 3 suítes graníticas, variando de peraluminosas a metaluminosas. Estas suítes possuem alta contribuição crustal (Basei et al, 2008).

O metamorfismo do GB é zonal. Sendo que possui uma gradação positiva de NW para SE, iniciando na fácies xisto verde, avançando até a um fácies anfibolito baixo (Basei, 1985).

O BF ocorre a sul-sudeste da Zona de Cisalhamento Major Gercino, separando este do GB. A zona de cisalhamento possui movimentação dextral, com *trend* NE, e tectônica rúptil-dúctil (Basei, 2000).

O batólito representa a raiz de um arco magmático de idade ediacarana (590-610Ma) onde predominam granitoides diversos variando de calci-alcálico a alcalino (Basei et al, 2011). O Batólito pode ser dividido em três principais suítes: Águas Mornas, São Pedro de Alcantara e Pedras Grandes.

A Suíte Aguas Mornas é composta por migmatitos com leucossomas granodioríticos a monzodioríticos e mesossomas básicos, variando entre anfibolitos gabros e dioritos. A mineralogia do leucossoma é composta por: plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, biotita e anfibólio. Já no mesossoma a mineralogia resume-se a: porcentagens variáveis de hornblenda e biotita, plagioclásio (andesina), quartzo e feldspato potássico. Essa suíte encontra-se deformada estruturalmente (Basei 2000). A geocronologia desta suíte, segundo Basei (2000), datando zircões pelo método U/Pb, é indicada em 606 +- 12 Ma.

A Suíte São Pedro de Alcantara é formada por corpos granitoides que variam sua composição de granodiorítica a quartzo diorítica, com enclaves máficos (biotíticos a anfibolíticos) e gabros. A mineralogia é composta principalmente por: oligoclásio/andesina, microclínio, quartzo, biotita, podendo conter como acessórios: titanita, epídoto e clorita Basei (2000). A deformação

estrutural é muito variável ao longo dos corpos. A Geocronologia segundo Basei (2000), datando zircões pelo método U/Pb, é indicada em 617 +- 38 Ma.

Na Suíte Pedras Grandes predominam biotita monzogranitos variando até sienogranitos alcalinos. Essa suíte caracteriza-se como o último pulso granítico de expressão no BF. Associadas a essas rochas ocorrem vulcânicas ácidas. A mineralogia dos granitoides é composta por plagiocásio (oligoclásio sódico), feldspato potássico, quartzo e biotita, com allanita, apatita, opacos, e por vezes fluorita como acessórios Basei (2000).

O Complexo Camburiú (CC) é composto por rochas granitoides, para a ortognaisses quartzo feldspáticos migmatíticos. Além disso, duas suítes graníticas estão associadas: Granito Rio Pequeno e Serra dos Macacos (Florisbal 2011).

O Granito Rio Pequeno trata-se de um biotita sieno a monzogranito com textura porfírica, foliadas, tanto magmáticamente como estruturalmente, com o IC variando de 3% a 12%. O Granito Serra dos Macacos trata-se de um biotita sieno a monzogranito com textura equigranular, com foliação magmática pouco evidente ou ausente (Florisbal 2011).

4.1.1.4 Bacia do Itajaí

A Bacia do Itajaí encontra-se no Escudo catarinense, na Faixa Dom Feliciano. A mesma faz contato a norte com CGSC, e ao sul com o GB. É delimitada a noroeste pelo CGSC, a leste por sedimentos quaternários de origem fluvial e marinha, e a oeste pelas rochas da Bacia do Paraná (Schroeder, 2006) (figura 4.1.1.4-1).

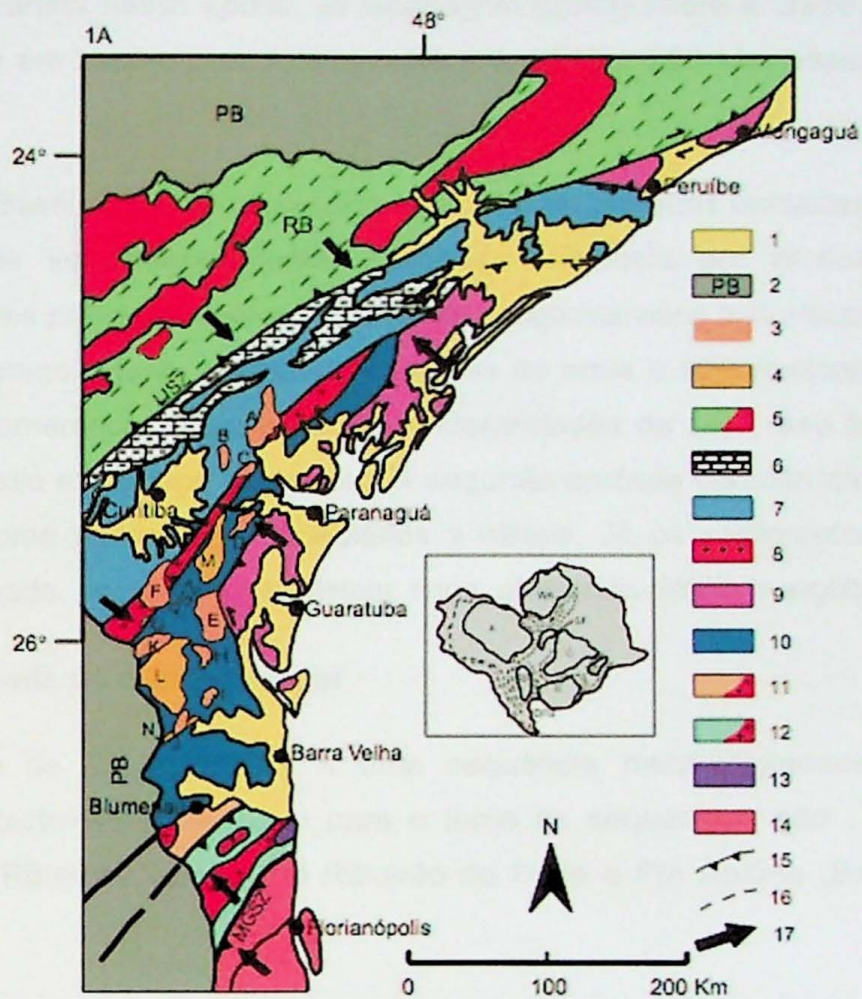


Figura 4.1.1.4-1 – Contatos da BI com O GB e o CGSC (extraído de Basei et al 2008)

A forma da Bacia caracteriza-se como assimétrica, alongada na direção N60E aproximadamente, aumentando a espessura de nordeste para sudoeste (Schroeder, 2006).

Segundo Citroni (1993), a BI foi classificada como Bacia de Rift, já segundo Guadagnin (2009) a mesma foi classificada como bacia periférica de antepaís. Classificando-a como a segunda hipótese apresentada deve ser levada em conta a subsidência flexural, ocorrida devido ao transporte para NW, sofrido pelos sedimentos do GB (Basei, et al, 2001).

A idade de deposição dessa bacia difere quando datações são realizadas através de diferentes métodos. Primeiramente Macedo et al (1984) sugeriram que a deposição sedimentar, através de isócronas Rb/Sr em frações finas de rocha, teria ocorrido entre 560 a 590 Ma,. Em 2002, Silva et al acusa a abertura da bacia por U/Pb aproximadamente em 643 Ma. Segundo Narbone (2005), os tipos de fósseis encontrados na bacia representam uma idade entre 542 e 585 Ma, inferindo que a bacia tem no mínimo essa idade, pois fósseis com essa idade já

habitavam o planeta nessa época. Já Guadagnin (2009) infere a idade de deposição segundo datações U/Pb em zircões, sendo que está entre 643 e 563 Ma, baseado em datações U/Pb em zircões.

A BI segundo Basei (1985) é subdividida basicamente em duas unidades. A primeira trata-se de uma sequência vulcanossedimentar arenosa composta por arcóseos, tufos, arenitos e depósitos fluviais proximais representados por conglomerados polimíticos. Acima desta situa-se uma porção areno-siltosa, alternando camadas de areia e silte ritmicamente, com porções de arenitos conglomeráticos, possibilitando a interpretação de uma fase turbidítica proximal com fluxo mais grosso em alguns momentos. A segunda unidade caracteriza-se como silto-arenosa, interpretada como turbiditos intermediários a distais. Já os sedimentos superficiais possuem estrutura laminada, possivelmente distais, finos, alterando siltitos e argilitos, homogêneos.

4.1.2 Estratigrafia da Bacia do Itajaí

A estratigrafia da BI resume-se a uma sequência metavulcanossedimentar com grande influência do tectonismo. Da base para o topo as sequências são : Fm Baú, Fm Ribeirão Carvalho, Fm Ribeirão Neisse, Fm Ribeirão do Bode e Fm Apiúna (Basei et al, 2011) (figura 6.1.2-1).

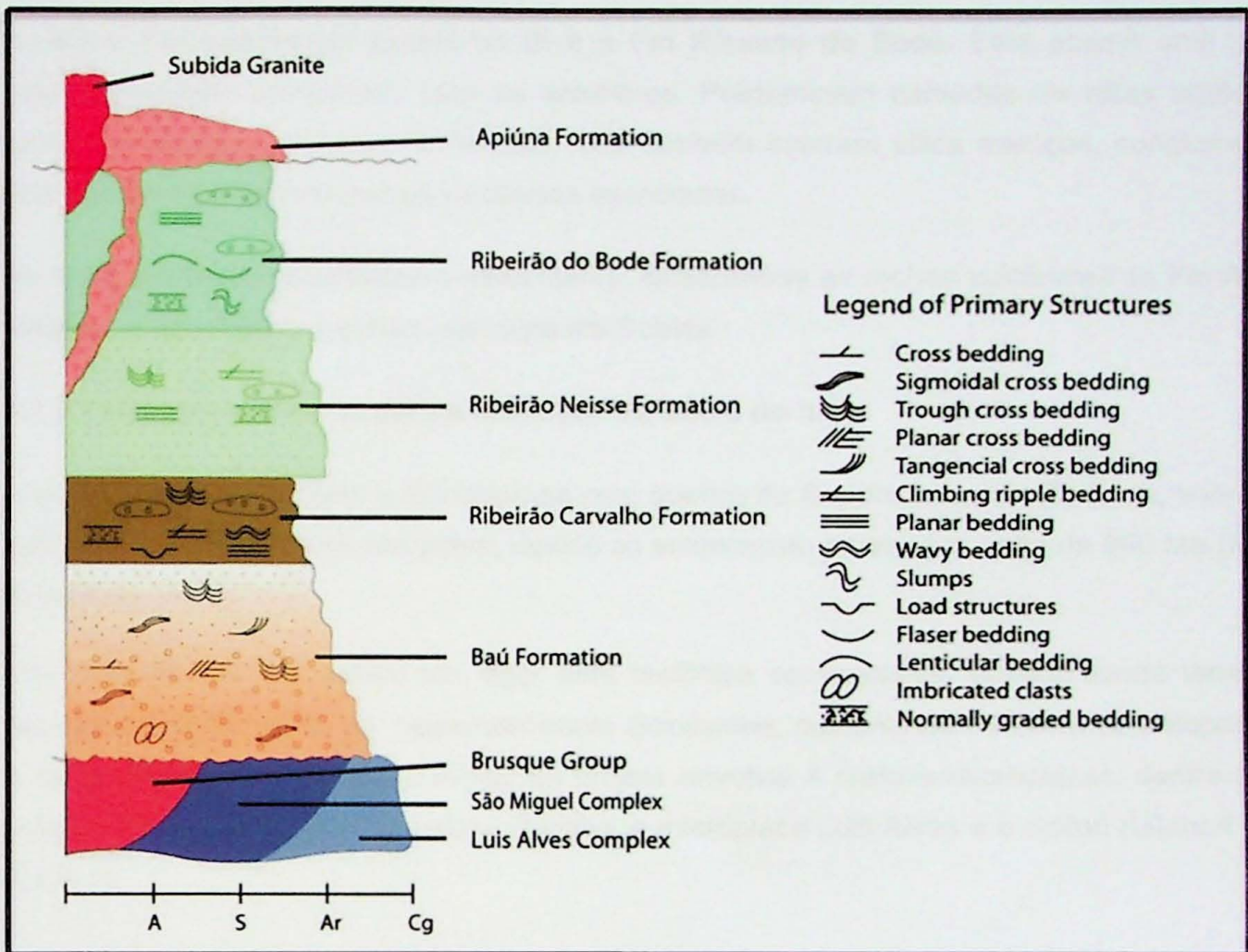


Figura 4.1.2-1 – Coluna estratigráfica da BI (extraído de Basei et al., 2011 p.549).

O empilhamento litoestratigráfico apresentado na figura 3 foi apresentado por Basei et al (2011) e reflete a proposta do agrupamento das unidades da Bacia do Itajaí em 4 Formações, conforme descrição efetuada adiante.

A Fm Baú, interesse maior desse Trabalho de Formatura, é composta por conglomerados polimíticos com matriz areno-arcósea, porém arenitos arcóseos predominam. Tufos intercalam as camadas arenosas. Infere-se o sistema deposicional como deltaico.

A Fm Ribeirão Carvalho pode ser dividida em dois principais tipos de rocha, os quais são provavelmente provenientes de uma contribuição turbidítica proximal. O primeiro grupo de rocha trata-se de arenitos intercalados ritmicamente com folhelhos. Já o segundo é representado por ritimitos compostos por arenitos, folhelhos, conglomerados polimíticos. Estes últimos com muitos clastos de rochas ácidas vulcânicas.

A Fm Ribeirão Neisse é composta principalmente por arenitos arcóseos, os quais possuem contato gradual com a Fm Ribeirão Carvalho.

A última Fm sedimentar locada na BI é a Fm Ribeirão do Bode. Esta possui uma grande heterogeneidade comparado com as anteriores. Predominam camadas de siltes argilosos e camadas de siltes arenosos laminados, mas também ocorrem siltes maciços, conglomerados polimiícticos e clastos de rochas vulcânicas associadas.

No topo, afetando as unidades sedimentares, localizam-se as rochas vulcânicas da Fm Apiúna, tratadas como riolitos e o leuco-sienogranito Subida.

4.1.3 Evolução tectônica para a formação da Bacia do Itajaí

A evolução tectônica para a BI iniciou-se com quebra do Supercontinente Rodínea, sobre forte influência de subsidência mecânica, devido ao estiramento crustal por volta de 800 Ma (Rogers & Santosh 2003).

Por volta de 560 Ma entrou em vigor uma tectônica compressiva, amalgamando terrenos e resultando na formação do Supercontinente Gondwana, culminando na bacia de antepaís (BI). A tectônica vigente próximo a região do projeto envolvia 4 crátons/microplacas, dentre elas: o cráton Paranapanema, a microplaca Curitiba, a microplaca Luis Alves e o cráton Kalahari (figura 4.1.3-1).

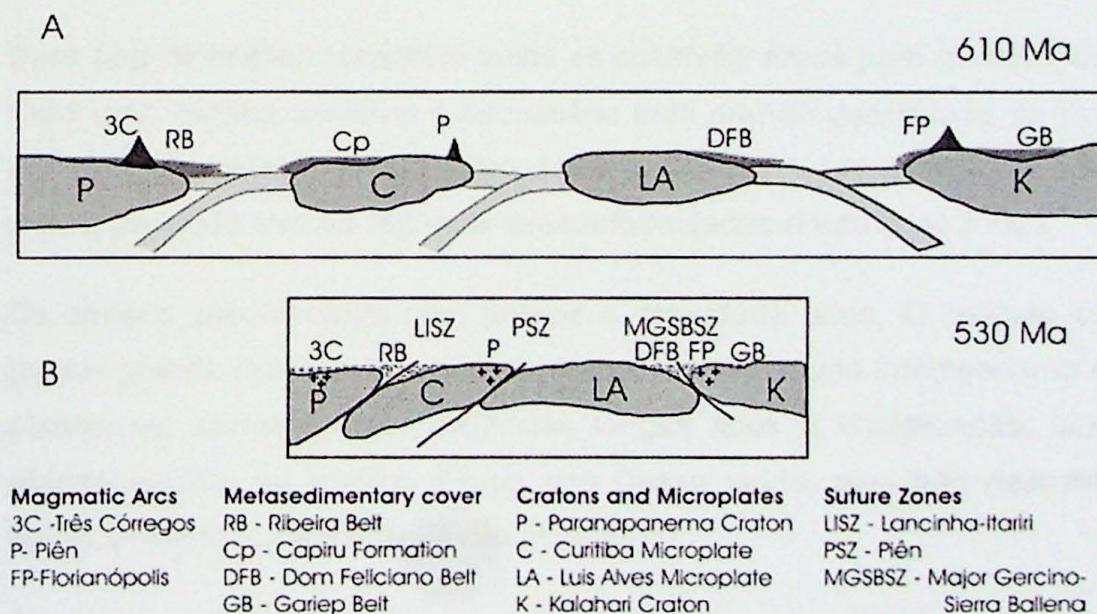


Figura 4.1.3-1 – Evolução tectônica antecessora a formação da Bacia do Itajaí (extraído de Basei et al 2008)

O processo de amalgamação ocorreu entre 610 a 530 Ma, culminando em duas subducções. Uma das subducções ocorreu para NW (entre o cráton Paranapanema e a microplaca Curitiba, e entre a microplaca Curitiba e a microplaca Luis Alves) e outra para SE (entre a microplaca Luis

Alves e o cráton do Kalahari), esta última, próxima ao local onde foi desenvolvido o projeto. Devido a essas colisões, crostas oceânicas foram consumidas dando origem a arcos magmáticos, colocados próximos as zonas de sutura.

A BI foi preenchida, segundo Basei et al (2009), em sua parte basal por sedimentos continentais oriundos do embasamento da MLA (CGSC). Já a parte superior foi preenchida por sedimentos do CDF (GB), o qual por volta de 565 Ma sofreu um soerguimento e foi colocado próximo a BI, facilitando sua erosão e transporte de sedimentos para a BI.

Por volta de 535 Ma, a deposição sedimentar da bacia foi freada e o GB foi jogado como uma nappe sobre a cobertura sedimentar da BI, resultando em um metamorfismo de fácies xisto verde e duas fases de deformação. As fases de deformação da bacia possuem um *trend* NW, com uma deformação mais atuante na borda sul, local onde o GB foi empurrado em direção à bacia (Basei et al 2008).

4.2 Análise da técnica de U/Pb em zircão detrítico

O método de datação U/Pb em zircões detríticos vem evoluindo no decorrer do tempo, porém ainda possui muitas incertezas (Fedo et al 2003). Neste trabalho, esse método será utilizado para definição da posição estratigráfica dos arenitos das duas bordas da BI.

Esse tipo de análise considera todas as possíveis áreas para geração do substrato sedimentar. Para uma análise confiável é necessário uma grande quantidade de zircões, já que um zircão pode não ser representativo. Além disso, é necessário tomar muitos cuidados na separação dos grãos, de modo a evitar algumas desconformidades (Fedo et al 2003).

Os zircões são minerais com dureza e densidade altas. O retículo cristalino desse mineral possui grande resistência a processos posteriores, como intemperismo e metamorfismo. Logo, podem ser carreados por distâncias longas após a cristalização, sem deteriorarem-se em grande escala. Ao mesmo tempo que Desse modo, eles não delimitam necessariamente a idade próxima a deposição (Fedo et al 2003).

O grau de arredondamento dos zircões é um fator importante na escolha dos grãos a serem datados. Grãos de zircão com alto grau de arredondamento são interpretados como provenientes de ciclos longos de transporte, enquanto que os detentores de habtos prismáticos são provenientes de ciclos mais curtos, fontes mais próximas (Fedo et al 2003). Para análise em zircões detríticos os grãos não devem ser selecionados como ocorre na datação de zircões ígneos. Deve-se retirar todos os demais minerais na catação, restando apenas os zircões.

Posteriormente, estes serão jogados aleatoriamente na fita.

Neste método, um erro possível é datar níveis estratigráficos superiores com idades mais antigas que níveis estratigráficos inferiores, mesmo sem uma tectônica vigente. Neste caso, a resposta ao erro seriam rochas fontes diferentes na geração de cada rocha sedimentar, onde a datação não representa necessariamente a idade de diagênese, mas sim de cristalização do zircão (Fedo et al 2003).

Segundo De Graaff-Surpless et al (2000) arenitos de diferentes ambientes possuem respostas diferentes ao método analisado. Trabalhos realizados em arenitos fluviais, por exemplo, resultam em dados mais heterogêneos que em arenitos turbidíticos.

A análise dos zircões nesse método pode ser efetuada de duas maneiras, dentre elas: análises quantitativas e análises qualitativas. A análise quantitativa é feita em relação a maioria dos grãos da amostra. A análise qualitativa é feita em grão específicos, muitas vezes selecionados pela sua forma. As duas análises são complementares e possuem interpretações diferentes. Porém, para o efeito desse projeto, uma análise qualitativa pode ser enganosa, se os grãos não representarem todo o espaço amostral (Fedo et al 2003).

A apresentação dos resultados da análises pode ser efetuada em curvas de concórdia, na qual o primeiro intercepto define a idade de cristalização do zircão, histogramas (quando o número de amostras for maior) e em distribuição probabilística utilizando a curva Gaussiana (Fedo et al 2003).

A determinação da idade de deposição nesse método geralmente é amarrada pela idade do cristal de zircão mais novo atrelada a idade de uma rocha ígnea que corta a sequência (determinaria o fim do ciclo deposicional). Porém, na BI, as únicas rochas ígneas datáveis tratam-se das rochas vulcânicas da Fm Apiúna e do Granito subida, que possuem gênese muito posteriores ao ciclo dos litoarenitos da Fm Baú.

Segundo Nelson (2001) a idade do zircão mais novo na bacia é muito próxima a idade de deposição da camada. Porém, para isso devem ser adotadas três medidas importantes: 1) as amostras não terem sido submetidas a um grau metamórfico de médio a alto; 2) a idade mais nova não pode ser proveniente de apenas um grão; 3) apenas amostras alteradas devem ser coletadas.

A petrografia e petrologia sedimentar são muito importantes nesse trabalho. Elas devem ser

usadas identificando a assembléia mineral, minerais pesados, seleção granulométrica, e caracterização petrológica. Essa ferramenta servirá como identidade dos litoarenitos de cada borda da bacia, diferenciando-os ou aproximando-os.

4.3 Métodos alternativos ao U/Pb em zircões detríticos na proveniência sedimentar

Tratando-se de rochas sedimentares, existem outros minerais, se não zircões que poderiam ser utilizados para datação, são eles: apatita, ilita, feldspato potássico, monazita, apatita, carbonatos e lamitos (datados por Sm-Nd).

Outro método utilizado na proveniência sedimentar é a geoquímica de rocha. A análise contabiliza razões como: $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Adquiridos esses dados, eles podem servir para correlacionar a química das rochas sedimentares às suas respectivas áreas fontes.

As análises de paleocorrentes também pode ser usadas na proveniência sedimentar. Neste tipo de análise deve-se levar em conta a direção: das estratificações cruzadas, das heterolíticas, imbricação dos grãos, marcas de sola e até mesmo a mudança de granulometria. Adquiridos esses dados, estes podem servir para correlacionar a direção preferencial de chegada dos sedimentos.

Os estudos de minerais pesados também são utilizados em larga escala nas análises de proveniência. No sudeste da Alemanha, Dill (2010) utilizou minerais pesados para análise de proveniência em uma bacia de antepaís. Os minerais pesados analisados eram provenientes da alteração supérgena e hidrotermal (reações que aumentam as condições de temperatura e pH-Eh). Foram separados dois grupos de minerais. O primeiro pertencia aos oridundos da alteração supérgena (ankerita, apatita, barita, sulfetos de níquel, chumbo, cobre, zinco e ferro, ilmenita, pseudo-rutilo e anatásio) e o segundo da alteração hidrotermal (pseudo-rutilo, anatásio, fluorita, acanthita, pyrita, esfalerita, galena, calcopirita, calcocita, entre outros).

Os fósseis são utilizados em larga escala para inferência de idades deposicionais (bioestratigrafia). Na Bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá, por exemplo, as sequências sedimentares são divididas em 11 biozonas, de acordo com os ostracodes não marinhos encontrados em cada nível estratigráfico (Netto et al 2012).

Ossos e dentes também são utilizados para auxiliar na idade de deposição da bacia (Herwartz et al 2011), já que a idade do fóssil sempre será mais jovem que a deposição da bacia. Porém, a diferença entre as idades do fóssil e deposição da bacia não é necessariamente pequena, o

que pode desencadear de um aumento no erro da datação. A datação utilizando fósseis e dentes pode ser feita por ICP-MS (Herwartz et al 2011), analisando a concentração de elementos terras raras e a concentração dos elementos ^{176}Lu - ^{176}Hf .

Além desses métodos, uma forma de datação foi implantada para diagênese de rochas sedimentares, a datação de *xenotime*. Esse método, aplicado junto ao zircão detrítico, foi indicado por Fletcher et al (2000) como “sem equívocos” para a determinação da idade máxima e mínima de deposição sedimentar. O composto forma-se durante a fase inicial da diagênese, no caso de rochas sedimentares, mas também pode ser formado em eventos ígneos, ou hidrotermais (Kositcin et al 2003).

No trabalho de Kositcin et al (2003) foram analisados *xenotimes* da bacia Arqueana de Witwatersrand, na África do Sul. Neste local foram diferenciados *xenotimes* pela geoquímica (tendo como principais elementos indicadores metais terras raras e pesados terras raras) e morfologia, sem destruir o sobrecrescimento, possibilitando a posterior petrografia na amostra (também usada no trabalho).

O *xenotime* é formado quimicamente por um cátion ligado ao ânion PO_4^{2-} que se desenvolve nas bordas dos zircões (figura 4.3-1). A origem deste material está ligada a reações redox do Fe e atividades microbiais da decomposição da matéria orgânica Rasmussen (2005). Porém, não se sabe ao certo quanto tempo permeia a diagênese e o crescimento o *xenotime* (Fletcher et al 2000). Devido a ausência de fósseis no Pré- Cambriano, caso o estudo sobre o *xenotime* seja aperfeiçoado e torne-se muito preciso, Fletcher et al (2000) aponta o *xenotime* como um possível “fóssil” desta época.

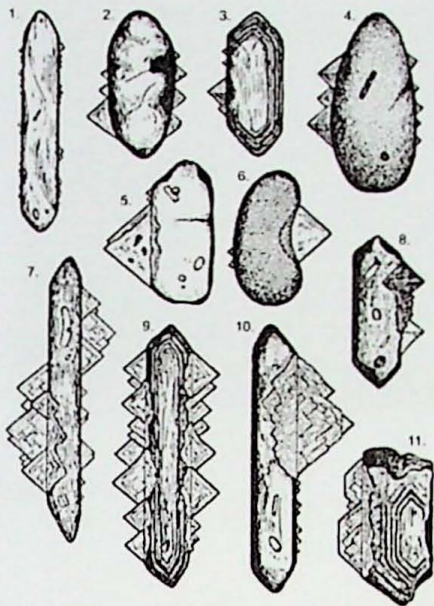


Figura 4.3-1 – Crescimento de *xenotime* em grãos de zircão (Rasmussen 2005).

No projeto em questão, a datação de feldspatos potássicos seria interessante, já que os arenitos da Fm Baú tratam-se de litoarenitos com feldspato potássico em sua mineralogia. Esses minerais, em grande maioria, são encontrados como subcrescimentos de núcleos detríticos (fig 4.3-2), formados em processos diagenéticos como frizado anteriormente. Porém, como no método do zircão detrítico, esse método possui problemas. Dentre os problemas mencionados, a separação do subcrescimento dos núcleos é muito complicado, uma vez que é muito difícil deixar o material sem nenhum componente do núcleo detrítico (Rasmussen 2005).

Os crescimentos de *xenotime* podem possuir grande quantidade de U (elemento traço impuro), que modifica a eficiência da ionização relativa, dificultando a calibração do equipamento a ser utilizado na datação (Fletcher et al 2000).

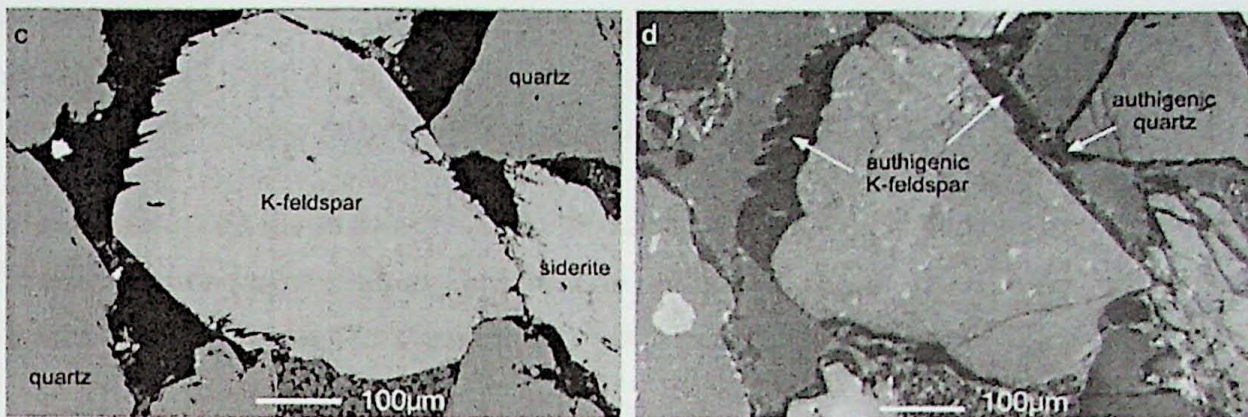


Figura 4.3-2 - Crescimento autígeno de feldspato potássico (extraído de Rasmussen, 2005 p.205).

Caso a etapa anterior seja superada, o material jovem seria datado segundo pelo método o método K-Ar. Em alguns trabalhos, como Girard et al (1998), essa idade se mostrou muito próxima a idade de deposição sedimentar.

A metodologia adotada no projeto foi o zircão detritico por U/Pb, somado as informações geológicas, que permite indicar a idade máxima de deposição dos sedimentos da bacia bem como fornece parâmetros sobre as possíveis áreas fontes dos sedimentos. Essa técnica é bem eficiente quanto melhor for o conhecimento geocronológico das rochas regionais.

5. Materiais e métodos

Este item será subdividido em dois itens. Um deles relacionado a datação pelo método U/Pb e preparação de amostras. Outro item estará relacionado ao trabalho de campo executado na BI para coleta das amostras a serem analisadas e melhor compreensão da bacia.

5.1 Métodos de datação U-Pb

Neste item serão apresentados os princípios da datação U/Pb, os equipamentos utilizados na datação e a preparação de amostras para a datação.

5.1.1 Análises U/Pb de zircão detritico

No trabalho em pauta será utilizada a datação de zircões detriticos em arenitos das unidades situadas em ambas as bordas da Bacia do Itajaí.

O método de datação consiste no decaimento do ^{235}U para ^{207}Pb e do e ^{238}U para ^{206}Pb . Esse

decaimento pode ser observado em alguns minerais que preservem o Pb radiogênico e incorporam o U em seus retículos. As idades de meia vida utilizadas no trabalho foram de $1,55125 \times 10^{-10}$ anos para o U^{238} , e de $9,8485 \times 10^{-10}$ anos para o U^{235} .

Para obtenção da idade da rocha são utilizadas duas curvas obtidas em um gráfico $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ x $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Uma curva trata-se da curva da concórdia, e a outra a da discórdia, a qual consiste no alinhamento dos pontos discordantes obtidos na análise.

A intersecção das duas curvas geralmente ocorre em dois pontos. A primeira (Intercepto Superior) consiste na idade de cristalização do zircão, e a segunda (Intercepto Inferior) em uma eventual perda de Pb, a qual pode ter-se dado por um metamorfismo superimposto, ou outro evento que envolva a perda de Pb.

Neste projeto será utilizado o LA-ICPMS (sonda a laser com espectrômetro de massa a plasma acoplado) instalado no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Apesar de apresentar resultados comparáveis ao SHRIMP, o LA-ICPMS necessita de um tempo de análise aproximadamente 15 vezes menor que o primeiro, levando em média 40 segundos por ponto, barateando o custo do projeto e tornando possível um maior número de análises em menos tempo. Porém, a profundidade do spot feito no cristal pelo ICPMS é maior que no SHRIMP, o que implica em uma insegurança maior na correlação entre a feição observada imagem CL (utilizada para posicionar o spot) e o resultado obtido.

5.1.3 Sonda a laser

A sonda a laser do LA-ICPMS efetua emissões de fótons, que interagem com o cristal de zircão. Na sonda deve ser regulado: o comprimento de onda, intensidade de energia, energia do pulso, tamanho do ponto, foco, fluxo de gás He e Ar. Todos esses parâmetros devem ser cuidados pelo operador do laser. A Sonda a laser que será utilizada no IGc-USP é do tipo Excimer 193, da Photon Machines.

O funcionamento da sonda a laser foi descrito detalhadamente por Kosler e Sylvester (2003).

5.1.4 Espectrômetro de massa

Os espectrômetros de massa são equipamentos de alta resolução utilizados para a obtenção das relações entre massas de elementos e isótopos de um mesmo elemento. Basicamente, um ICPMS é composto por: filtro de massas, fonte de íons, detector e sistema de vácuo. No atual projeto será utilizado o espectrômetro de massa Neptune (ICPMS MC). Este equipamento, com

multicoletores, efetua análises simultâneas de diversas massas (no caso do método U-Pb, são medidos ^{235}U , ^{238}U , ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb). Esse processo implica na vaporização das substâncias, ionização do material e separação entre elementos, baseado na relação massa/carga.

5.2 Amostragem

A técnica de determinação da idade por LA-ICPMS, acima descrita, foi aplicada em zircão detrítico extraído de quatro amostras de litoarenitos, sendo duas na borda norte (uma na região do Morro do Baú e outra na região de Ibirama) e duas outras nos arenitos da borda sul (uma a sul de Gaspar e outra na região do Faxinal da Água Fria).

Um ponto importante no estudo de zircão detrítico está associado com a necessidade de se evitar que durante o processo de extração do zircão, bem como durante o processo de preparação dos mounts, não ocorra modificações das proporções de zircão existente originalmente na rocha. Este fato modificaria o padrão de proveniência dos zircões detríticos, o qual trata-se de um problema recorrente nesse tipo de estudo gerado, por exemplo, por perda dos cristais muito pequenos, ou por catação seletiva dos cristais mais bem formados, entre outros.

As amostras devem pesar ao redor de 5 kg, para que o número de zircões para a datação seja suficiente. Outro cuidado a ser tomado é a respeito à contaminação, seja no campo, seja no laboratório.

5.2.1 – Preparação da amostra e concentração do zircão

A preparação das quatro amostras e concentração dos zircões consistem basicamente em quatro etapas: 1)- envolve a redução da amostra, passando duas vezes pelo britador (Foto 7.2.1-1), uma sequência de vezes pelo moinho (Foto 7.2.1-2), com a diminuição entre o intervalo do disco e a parede do moinho a cada passagem (com cuidado para não lesionar o retículo dos zircões) e peneiramento (Foto 7.2.1-3), culminando com o material na granulometria entre 100-250 Mesh. 2)- A separação gravimétrica é feita na mesa de Winfley (Foto 7.2.1-4), que concentra os minerais pesados, grupo no qual o zircão está contido, dos leves, separando os respectivos em duas canecas distintas; 3)- A terceira etapa, realizada no Frantz (Foto 7.2.1-5), separa os minerais magnéticos, sendo obtida a fração não magnética onde se concentra o zircão; 4)- A quarta etapa, realizada na capela (Foto 7.2.1-6), consiste na passagem do concentrado não magnético, pelo Bromoformio (2.8g/cm^3), posteriormente pelo Iodeto de Metileno (3.3g/cm^3) e, lavagem com ácido Nítrico (HNO_3), para retirada da película de

óxido de ferro que envolve os metassedimentos da BI para separação do zircão dos demais minerais.



Foto 5.2.1-1– Britador locado no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo



Foto 5.2.1-2– Moinho locado no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

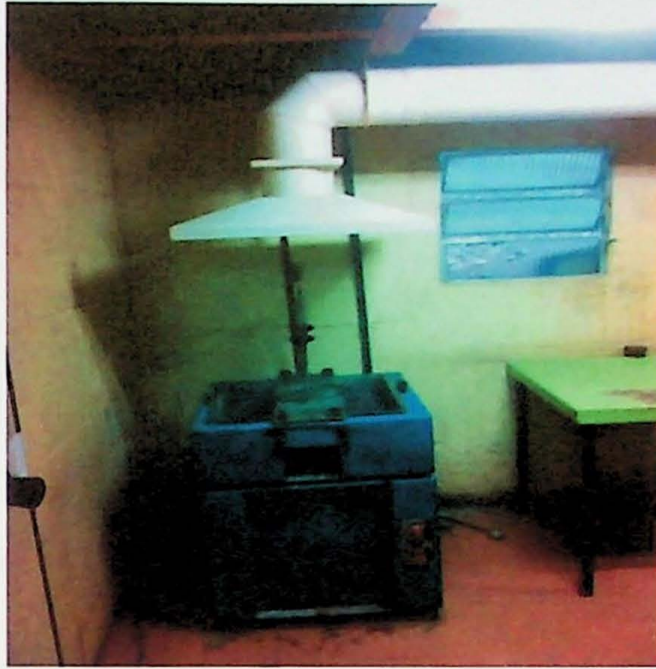


Foto 5.2.1-3– Peneirador locado no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

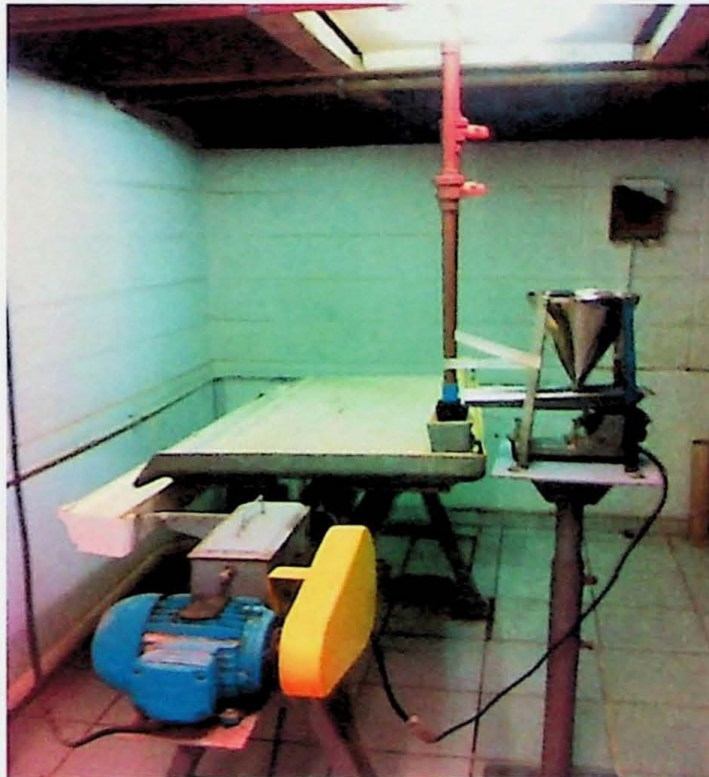


Foto 5.2.1-4– Mesa de Winley locada no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo



Foto 5.2.1-5– Frantz locado no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo



Foto 5.2.1-6– Capela do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

5.2.2 – Preparação dos *mounts*

Os *mounts* são constituídos por uma pastilha de resina que contém os zircões a serem analisados. Sua preparação tem início com a colocação dos concentrados de zircão na placa de Petri, onde será efetuada a catação. Na amostragem de zircão detrítico são separados em média 200 grãos, que devem representar todos os tipos de cristais observados na amostra.

A segunda etapa consiste na utilização de fita adesiva, sobre uma placa de vidro, onde serão organizados os zircões. Essa organização consiste em separar as amostras em pranchas, de modo a facilitar o imageamento destes na catodoluminescência.

Feito isso, são misturados resina e catalizador na proporção de 8:1, consecutivamente, e colocados da estufa por 5 ou 10 minutos.

A quarta etapa consiste na inserção do molde de teflon sobre o vidro e, após a colocação da resina sobre os cristais, o retorno do conjunto para a estufa, por um período mínimo de 10 horas, até o endurecimento da resina e constituição do *mount*.

A quinta etapa consiste na retirada do molde de teflon e no lixamento do *mount*. Esta etapa deve ser feita com muito cuidado, pois os zircões podem ser removidos acidentalmente. A sexta e última etapa da preparação de um *mount* trata-se do polimento. Completadas essas etapas a amostra segue para o imageamento de catodoluminescência.

5.2.3. – Imageamento por catodoluminescência

O imageamento por catodoluminescência é uma importante etapa no processo de datação de zircão detrítico, já que é a partir dele que será determinado o local a ser analisado.

Essa técnica consiste basicamente em um filamento de tungstênio, o qual libera elétrons por meio do aumento de temperatura. Os elétrons liberados passam por duas lentes condensadoras, as quais afinam o feixe de elétrons e encaminha-os a lente objetiva, e consecutivamente a superfície do *mount*.

Chegando a superfície do *mount*, os elétrons interagem com a amostra, fazendo com que o detector do sistema capte os elétrons após a interação formando a imagem do zircão com zoneamentos. No caso das análises U-Pb as imagens obtidas refletem a distribuição do elemento U. Quando as imagens são escuras o teor de U é alto e quando claras, os teores de U são baixos.

5.3 Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo foram realizados entre os dias 29 de março de 2014 e 05 de Abril, com o intuito de estudar a Bacia do Itajaí e coletar quatro amostras de arenitos, dentro das quais duas de cada borda da bacia, para posterior datação e laminação.

Além disso, foram observadas as estruturas e reconhecimento dos litotipos encontrados na BI e suas relações morfoestruturais com o embasamento CGSC e com o GB.

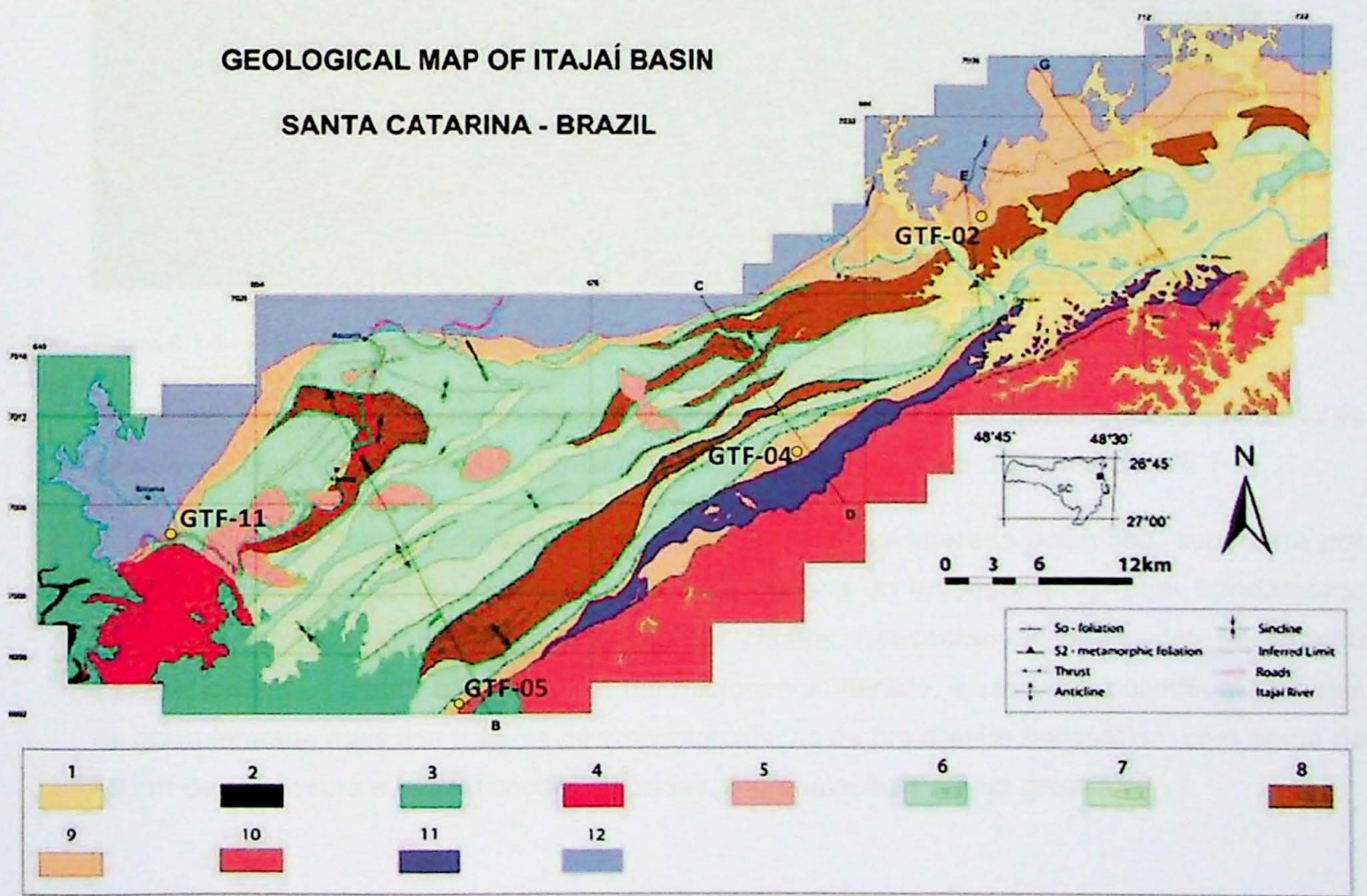
Os materiais utilizados foram o Mapa da BI (Basei et al 2011), bússola, para medições de estruturas, GPS, para demarcação dos pontos de afloramento e de coleta de amostras, marreta e martelo, para a retirada das amostras e facão.

6. Atividades realizadas

Neste tópico serão apresentadas as atividades que precederam a obtenção das idades radiométricas. Cabe enfatizar que a base geológica utilizada neste estudo está apresentada em Basei et al 2011. Desta forma a fase de cartografia geológica foi suprimida, tendo sido realizada um trabalho de campo para conhecimento das unidades da Bacia, com interesse especial nas unidades sedimentares continentais de ambas as bordas da Bacia.

6.1 Localização dos pontos e descrição de campo dos afloramentos

Os pontos das amostras foram plotados sobre o mapa geológico da Bacia do Itajaí que consta do artigo de Basei et al (2011), através do *software* ArcGis e Corel (Mapa 6.1-1). Como indicado no mapa, os números de campo das amostras são: GTF-02, GTF-04, GTF-05 e GTF-11.



Mapa 6.1-1-Mapa Geológico da Bacia do Itajaí. 1.Sedimentos quaternários 2. Sill 3. Bacia do Paraná 4. Granito subida 5. Vulcânicas Apiúna 6. Fm Ribeirão do Bode 7. Fm Ribeirão Neisse 8. Fm Ribeirão Carvalho 9. Fm Baú 10. Brusque 11. Complexo São Miguel 12. Luis Alves (Basei et al 2011)

O ponto GTF-02, localiza-se em uma pedreira abandonada na estrada de terra, que liga a BR470 ao Morro do Bau no município de Gaspar-SC (figura 6.1-1).

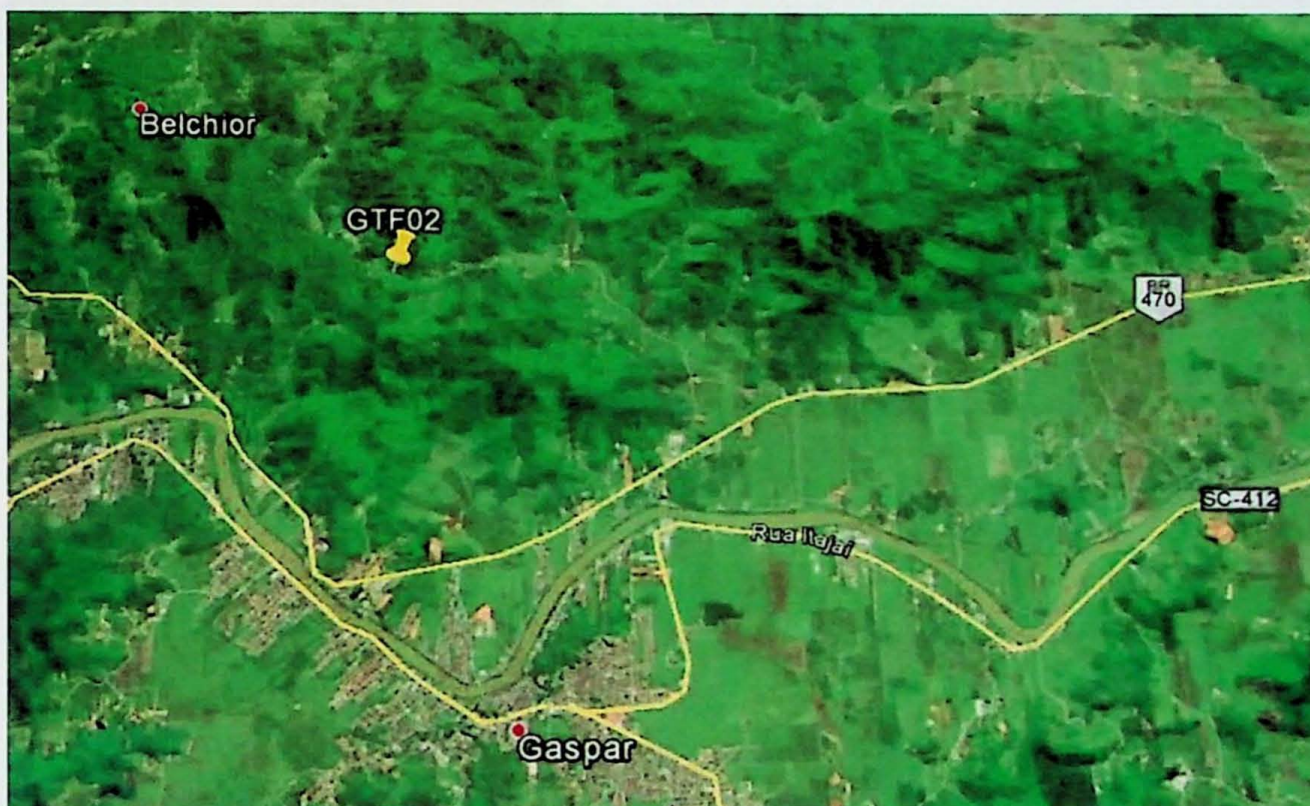


Figura 6.1-1– Foto aérea para facilitar a locação do ponto GTF-02 (extraído de Google Maps, 2014).

Neste local situa-se uma rocha de coloração marrom, in-situ, com duas fácies sedimentares diferentes. Uma delas com uma granulometria mais grossa, e outra mais fina (foto 6.1-1).

O fácies de granulometria mais grossa trata-se de um conglomerado polimítico, suportada por clastos (ortoconglomerado), oriundos na grande maioria do embasamento (com bandamento fino), mas também por rochas quartzíticas. Os clastos apresentam-se orientados na direção 277/12; 290/11. A matriz dessa rocha é um microconglomerado, igualmente polimítico. O fácies de granulometria mais fina trata-se de uma intercalação de um arenito feldspático, com cerca de 40 cm de espessura e estratificações cruzadas. A granulação é média-grossa.



Foto 6.1-1 - Ponto GTF-02

Intercalação de arenito feldspático (amostrado para geocronologia) em meio a conglomerados polimíticos.

Coordenadas: 701950 x 7025880

O ponto GTF-04, localiza-se em estrada vicinal a sul de Blumenau nos arredores da pousada Rio da Prata (figura 6.1-2) .



Figura 6.1-2 – Foto aérea indicativa da localização do ponto GTF-04 (extraído de Google Maps, 2014).

A rocha neste ponto (GTF-04) caracteriza-se por bancos métricos de um arenito feldspático, de cor arroxeadada, pouco alterados, (foto 6.1-2). A mineralogia é composta por: quartzo (75%), feldspato (15%), e muscovitas detríticas muito finas (10%). Os grãos apresentam-se subangulosos a angulosos, com grau de seleção médio a bom. A rocha foi classificada como um arenito feldspático com granulação média.



Fotos 6.1-2 – Ponto onde foi amostrado (GTF-04) para datação

Coordenada: 688995 x 7009197

O ponto GTF-05, situa-se na estrada de terra que liga as cidades de Apiuna (BR470) e Presidente Nereu, na localidade de Faxinal da Agua Fria (figura 6.1-3).

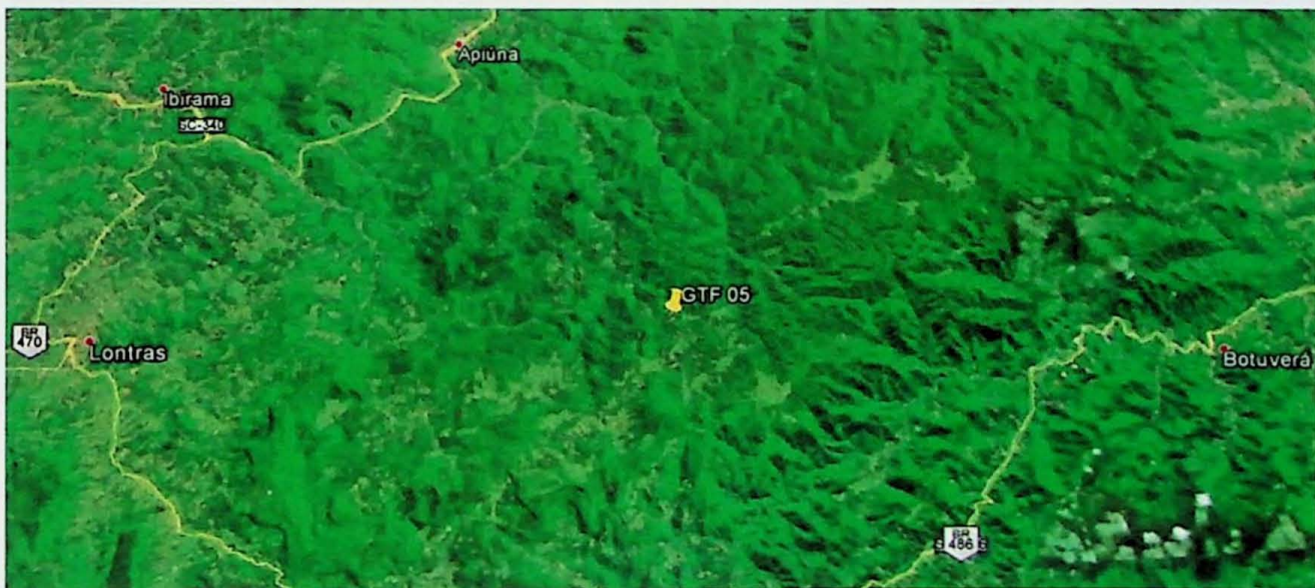


Figura 6.1-3 – Foto aérea com a localização do ponto GTF-05 (extraído de Google Maps, 2014)

Neste local duas litologias são encontradas: filitos miloníticos do (Grupo Brusque) colocados tectonicamente sobre os conglomerados do Grupo Itajaí (foto 6.1-3). Foram encontradas, além da foliação proeminente nas rochas metamórficas, foliações SC, formadas devido ao cisalhamento (foto 6.3- 4) que cavalgou o GB sobre a BI

A estrutura das rochas provenientes do Grupo Brusque são ordenadas, com variações ínfimas de atitudes de acamadamento (S0). Já as rochas do Itajaí apresentam-se caóticas quando ao acamadamento (S0).

A rocha sedimentar apresenta dois fácies, ambos com coloração roxa escura. O primeiro fácies é um arenito arcoseano, com granulometria de areia fina formado por quartzo, em sua maioria, feldspato e micas finas. Essa rocha esta intercalada em meio a um conglomerado polimítico, clasto suportado, que predomina no local. Os conglomerados são explorados como saibro, utilizado para pavimentar as estradas de terra da região.

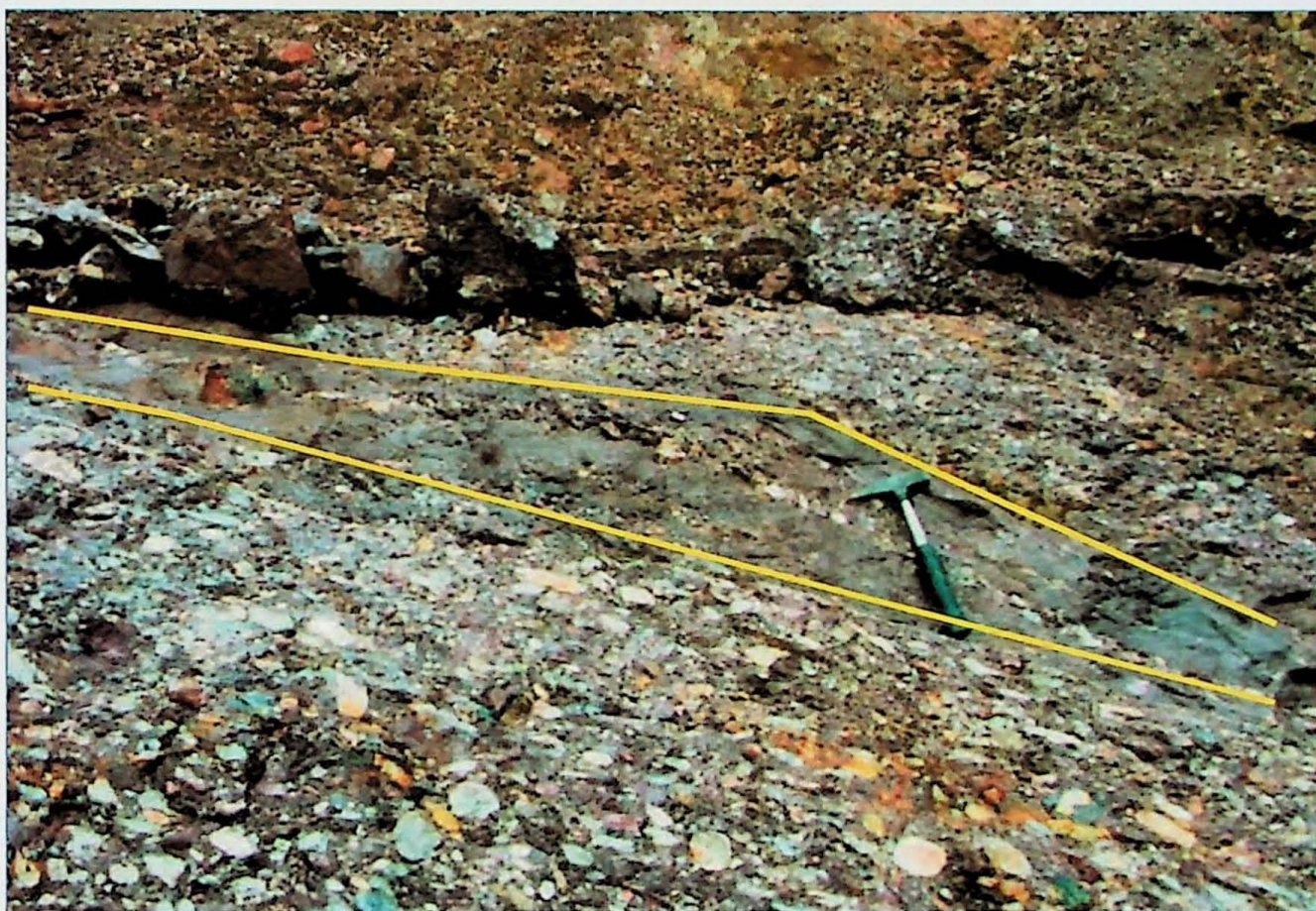


Foto 6.1-3 - Ponto onde foi amostrado (GTF-05) para a datação (obs: fácies de granulação mais fina entre as linhas amarelas).

Coordenada 668145 x 6993173



Foto 6.1-4 – Foliação SC no Grupo Brusque tectonicamente colocado sobre os conglomerados do Grupo Itajaí

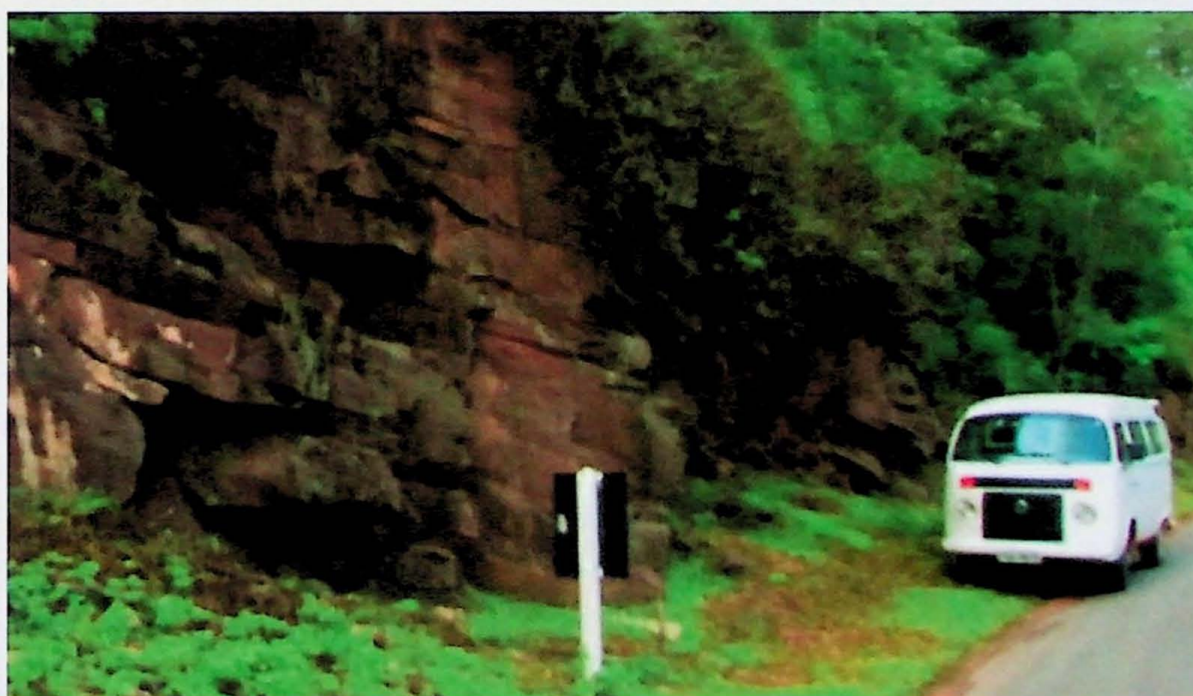
Coordenada 668146 x 6993175

O ponto GTF 11, localiza-se na estrada BR-470 (km118) ao lado da ponte sobre o rio Hercílio, no município de Ibirama (figura 6.1-4).



Figura 6.1-4 – Foto aérea para facilitar a locação do ponto GTF-011 (extraído de Google Maps, 2014)

Neste local encontra-se uma rocha sedimentar disposta em bancos, de cor arroxeada, pouco alterada (foto 6.1-5). A mineralogia é composta por quartzo (80%), feldspato (17%), e muscovitas detriticas muito finas (3%), com granulação média. Os grãos apresentam-se subangulosos a angulosos, com grau de seleção médio a bom. A rocha foi classificada como um Arcóseo.



Fotos 6.1-5 – Ponto onde foi coletada amostra (GTF-11) para datação.

Coordenadas: 648729 X 7003444

6.2 Petrografia

As análises petrográficas foram realizadas na sala 108 do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (foto 8.2-1). Foram analisadas 4 secções delgadas, sendo que duas pertencem a borda norte da BI (GTF-02 e GTF-11), e duas pertencem a borda sul (GTF-04 e GTF-05). O principal objetivo da análise petrográfica foi a classificação da rocha.



Foto 6.2-1- Sala de microscopia petrográfica no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

As análises basearam-se em critérios de análises consagradas na petrografia sedimentar, como a escala de Udden (1898) (figura 6.2-2), Powers (1953) (figura 6.2-3), Kahn (1956) (figura 6.2-4), Folk (1974) (figura 6.2-5), Krynine (1968), Pttijohn, Potter, e Siever (1972) e Folk (1968).

ϕ	Português	Inglês	mm
-9	Bloco	Boulder	512
-8			256
-7	Seixo	Cobble	128
-6			64
-5			32
-4	Cascalho muito grosseiro	Very coarse gravel	16
-3	Cascalho grosseiro	Coarse gravel	8
-2	Cascalho médio	Medium gravel	4
-1	Cascalho fino	Fine gravel	2
0	Areia muito grosseira	Very coarse sand	1,000
1	Areia grosseira	Coarse sand	0,500
2	Areia média	Medium sand	0,250
3	Areia fina	Fine sand	0,125
4	Areia muito fina	Very fine sand	0,0625
5	Silte grosseiro	Coarse silt	31,25
6	Silte médio	Medium silt	15,63
7	Silte fino	Fine silt	7,81
8	Silte muito fino	Very fine silt	3,91
9	Argila grosseira	Coarse clay	1,95
10	Argila média	Medium clay	0,98
11	Argila fina	Fine clay	0,49
12	Argila muito fina	Very fine clay	0,24
13	Colóides	Colloid	0,12

Figura 6.2-2- Escala granulométrica de Udden (1898)

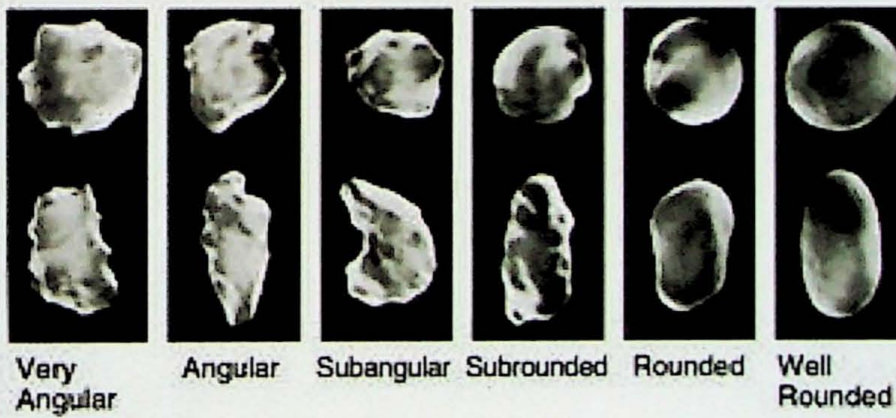


Figura 6.2-3- Classificação de angulosidade e arredondamento de grão (Powers, 1953)

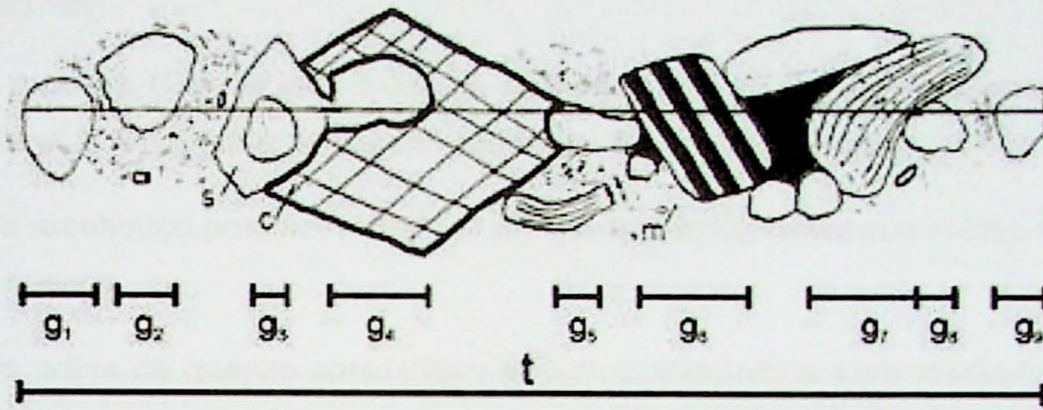


Figura 6.2-4- Classificação de empacotamento devido ao número de contato dos grãos (Kahn, 1956)

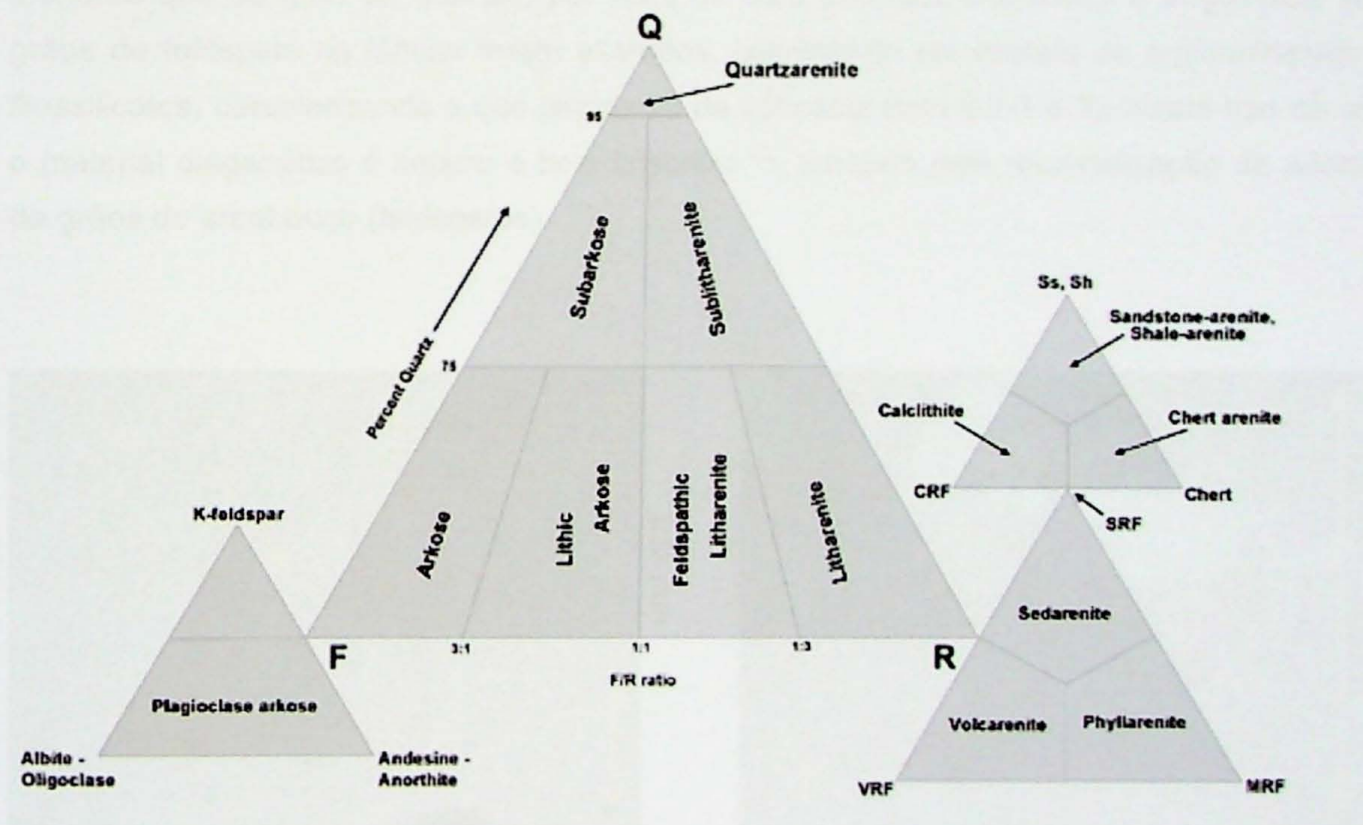


Figura 6.2-5- Classificação de rochas psamíticas (Folk, 1968)

6.2.1 Borda Norte

GTF-02

A amostra GTF-02 foi retirada do nordeste da BI e encontra-se levemente alterada. A rocha é formada em grande parte pelo arcabouço (80%), com epimatriz (15%) e cimento (7%).

No arcabouço predominam grãos de quartzo (50%), feldspatos (15%), fragmentos líticos (35%) e opacos.

Os grãos de quartzo apresentam-se com granulometria areia média-fina, na escala de Udden (1898), variando de 0,5 mm a 0,25 mm. A esfericidade e arredondamento segundo Powers (1953), é média a alta e sub-angulosos a angulosos, respectivamente.

Os feldspatos apresentam-se como feldspatos alcalinos (microclínio), com geminação em grade, ou como plagioclásios, com a geminação polissintética. Além disso, encontram-se também com geminação Carls-bad ou sem geminação. Em geral, os feldspatos apresentam-se menores que os grão de quartzo, por volta de 0,25 mm, sub-angulosos a angulosos. Muitos grãos de feldspato na lâmina foram alterados, culminando em cristais de argilominerais e ou filossilicatos, caracterizando o que chama-se de epimatriz (foto 6.2-1 e 2). Neste tipo de matriz, o material diagenético é impuro e bem cristalizado, formado pela recristalização de alterações de grãos do arcabouço (feldspatos).



Foto 6.2-1- Alteração de feldspato com nicóis paralelos

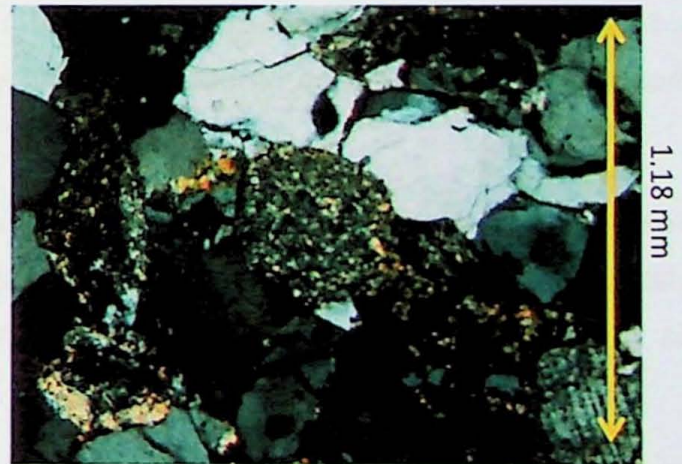


Foto 6.2-2- Alteração de feldspato com nicóis cruzados

Os fragmentos líticos encontrados na lâmina possuem granulação maior que os grãos de quartzo, chegando a 1 mm. A esfericidade e arredondamento segundo Powers (1953), é baixa e variam entre sub-angulosos e sub-arredondados, com predominância de sub-angulosos,

respectivamente. A orientação dos fragmentos acompanha uma leve orientação dos grãos de quartzo, E-W da secção delgada.

A mineralogia dos fragmentos líticos é composta por: muscovita e mica-branca (apresenta-se na maioria das vezes sobre influencia da compactação mecânica)(42%), fragmentos de rochas xistosas (20%), fragmentos de cherts ou quartzito (12%), turmalina (6%) (foto 6.2-3 e 4), biotita (menor que 1%).



Foto 6.2-3- Grão de turmalina de coloração azul esverdeada, com forte pleocroísmo (nicóis paralelos)



Foto 6.2-4- Grão de turmalina de coloração azul esverdeada, com forte pleocroísmo (nicóis cruzados)

O empacotamento dessa rocha segundo Kahn (1956) é fechado. Já a seleção granulométrica segundo Pttijohn, Potter, e Siever (1972), possui um desvio padrão de 0,5, caracterizada como moderada a bem selecionada.

A compactação encontrada na rocha é tanto química, quanto mecânica (foto 6.2-5). A maioria dos contatos trata-se de um contato mecânico planar (compactação moderada), porém contatos côncavo-convexos (compactação forte) e suturados (compactação muito forte) também são encontrados.

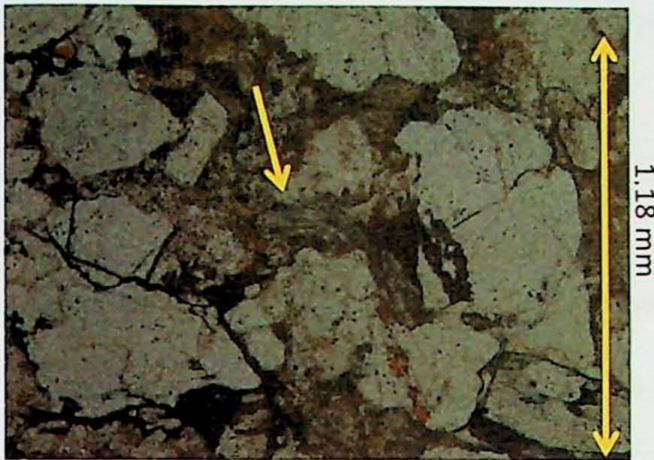


Foto 6.2-5- Fragmento lítico com evidência de compactação mecânica

São observados 3 tipos de cimento na rocha. Um cimento de coloração preta, possivelmente óxido de manganês (55%), um cimento de coloração avermelhada (30%), possivelmente oxi-hidróxido de ferro, e um cimento de coloração branca (15%), que trata-se de argilominerais. O cimento de manganês apresenta-se pós-compactação (foto 6.2-6), preenchendo fraturas, mas também apresenta-se pré-compactação, assim como o cimento de oxi-hidróxido de ferro. Já os cimentos de argilominerais (foto 6.2-7) apresentam-se anteriormente a compactação.

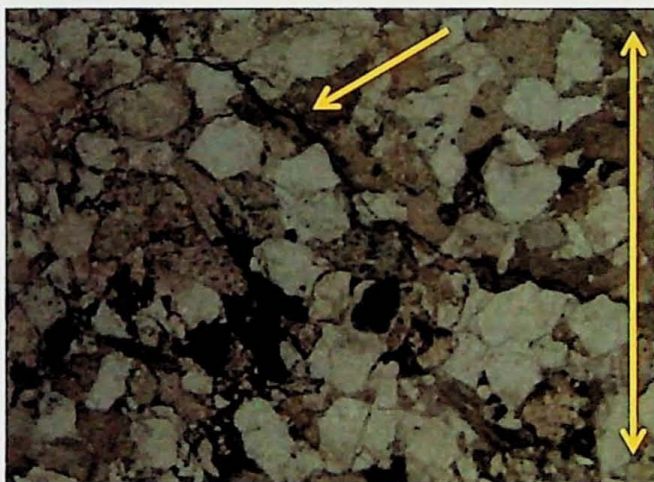


Foto 6.2-6- Cimento pós-compactação (preenchendo fraturas) de coloração preta

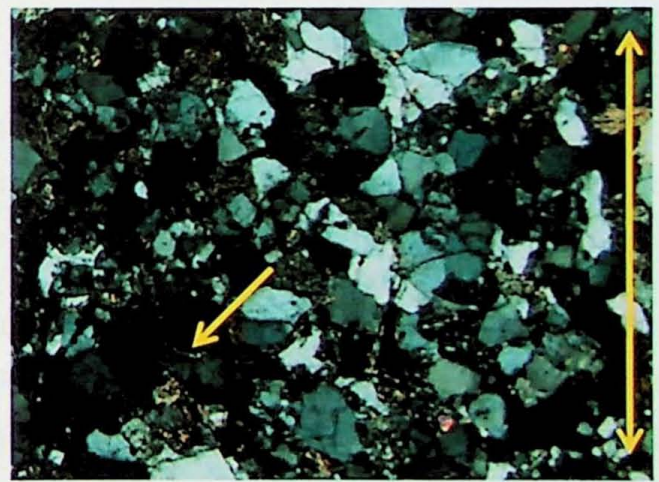


Foto 6.2-7- Cimento pré-compactação de argilominerais (nicóis cruzados)

A maturidade textural da rocha caracteriza-se como madura e a maturidade mineralógica caracteriza-se como imatura- submatura. e segundo Folk (1974) . Segundo Krynine (1968), a rocha sofreu um transporte curto em um relevo acidentado, devido a comparação granulométrica feldspato/quartzo e ambos os grãos serem angulosos a subangulosos. A rocha

amostrada no ponto GTF -02, pode ser classificada, segundo Folk (1968), como um litoarenito com feldspato.

GTF -11

A lâmina foi retirada do nordeste da BI e encontra-se levemente alterada. A rocha é formada em grande parte pelo arcabouço (85%), com matriz do tipo epimatriz (10%) e cimento (5%).

No arcabouço predominam grãos de quartzo (40%), feldspatos (25%), fragmentos líticos (35%) e opacos. Os grãos do arcabouço apresentam-se fortemente orientados (foto 6.2-8).



9 mm

Foto 6.2-8- Grãos do arcabouço orientados

Os grãos de quartzo apresentam-se com granulometria areia fina-média, na escala de Udden (1898), predominando cristais com 0,25 mm. A esfericidade e arredondamento segundo Powers (1953), é média a baixa e angulosos, respectivamente.

Os feldspatos apresentam-se como feldspatos alcalinos (microclínio), com geminação em grade, ou como plagioclásios, com a geminação polissintética. Em geral, os feldspatos apresentam-se menores que os grão de quartzo, por volta de 0,15 mm, sub-angulosos a angulosos. Os grãos de plagioclásio predominam sobre os grãos de feldspato alcalino. Muitos grãos de feldspato na lâmina foram alterados (foto 6.2-9 e 10), culminando em cristais de argilominerais e ou filossilicatos, caracterizando o que chama-se de epimatriz. Neste tipo de matriz, o material diagenético é impuro e bem cristalizado, formado pela recristalização de alterações de grãos do arcabouço (feldspatos).

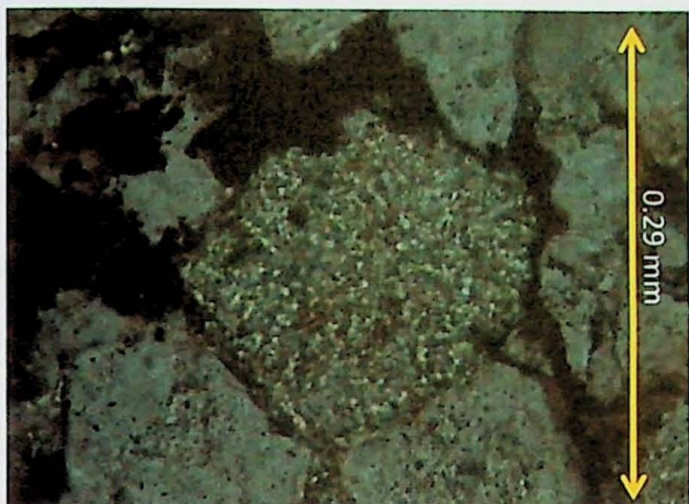


Foto 6.2-9- Alteração de feldspato culminando na formação de argilominerais (nicois paralelos).

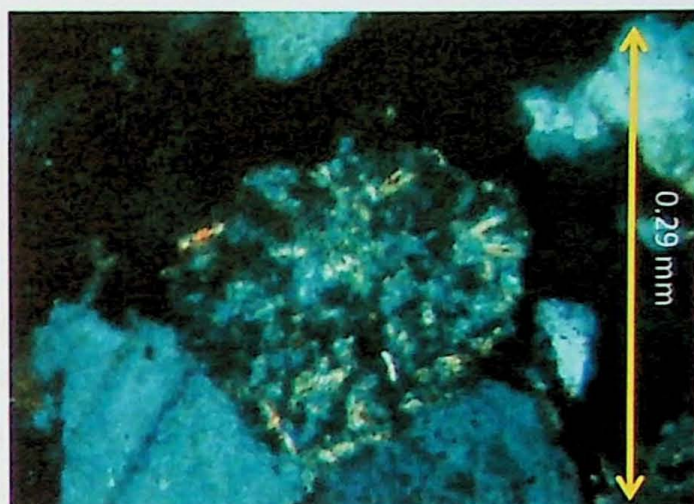


Foto 6.2-10- Alteração de feldspato culminando na formação de argilominerais (nicois cruzados).

Os fragmentos líticos encontrados na lâmina possuem granulação próxima aos grãos de quartzo, chegando a 0,25 mm. A esfericidade e arredondamento segundo Powers (1953), é baixa e variam entre sub-angulosos e angulosos, respectivamente. A orientação dos fragmentos acompanha a forte orientação dos grãos de quartzo, NNW-SE da secção delgada.

A mineralogia dos fragmentos líticos é composta por: muscovita e mica-branca (apresenta-se na maioria das vezes sobre influencia da compactação mecânica)(40%), fragmentos de rochas alterados (20%), fragmentos de cherts ou quartzito e quartzo policristalino (com extinção ondulante) (30%), turmalina (3%) e epídoto (12%) (foto 6.2-11 e 12) . Dentre os fragmentos líticos foram detectados grãos com texturas reliquiares de rochas ígneas, como mirmequitas e soluções sólidas de feldspato.

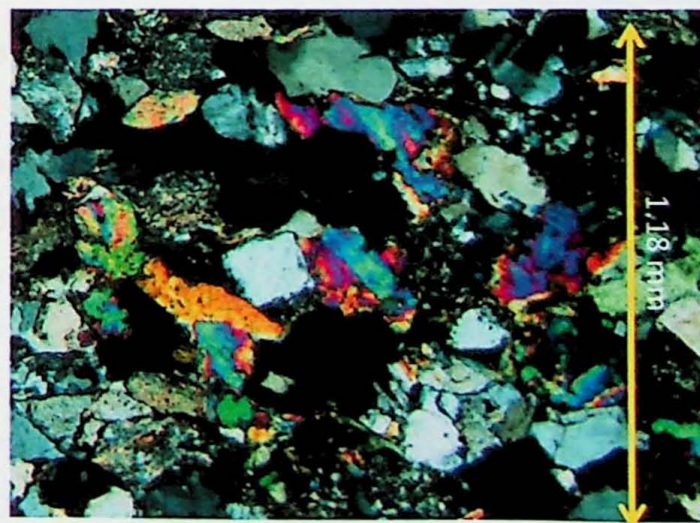


Foto 6.2-11 – Grãos esverdeados de epidoto (nicóis paralelos)

Foto 6.2-12 – Grãos esverdeados de epidoto (nicóis cruzados)

O empacotamento dessa rocha segundo Kahn (1956) é fechado. Já a seleção granulométrica segundo Pttijohn, Potter, e Siever (1972), possui um desvio padrão de 0,4, caracterizada como bem a muito bem selecionada. A compactação encontrada na rocha é tanto química, quanto mecânica (foto 6.2-13). A maioria dos contatos trata-se de um contato mecânico planar (compactação moderada), mas apresentando também contatos côncavo-convexos e por vezes suturados.



1.18 mm

Foto 6.2-13- Cimento de coloração preta pré-compactação (seta branca) e compactação mecânica de fragmento lítico (seta verde).

A rocha apresenta três tipos de cimento. O mais abundante (70%), de cor preta, desenvolveu-se pré e pós-compactação (foto 8.2-13), e possivelmente trata-se de um óxido de manganês. O segundo mais abundante (20%), pré-compactação, possui cor esbranquiçada e trata-se de argilominerais. O terceiro menos abundante (10%) possui coloração vermelha e possivelmente trata-se de um oxi-hidróxido de ferro gerado previamente, mas também posteriormente a a compactação (foto 6.2-14).

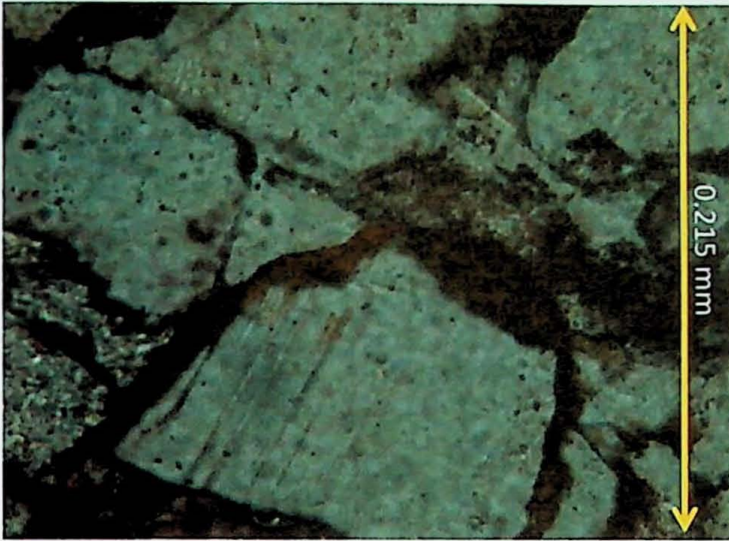


Foto 6.2-14- Cimento de coloração avermelhada (pré-compactação)

Tanto a maturidade textural quanto mineralógica da rocha caracterizam-se segundo Folk (1974) como submatura. Segundo Krynine (1968), a rocha sofreu um transporte médio em um relevo não muito acidentado e levemente ativo tectonicamente, levando em conta a relação entre a granulometria dos grãos de quartzo/feldspato e ambos os grãos serem sub-angulosos.

A rocha amostrada no ponto GTF-11, segundo Folk (1968), trata-se de um litoarenito feldspático.

6.2.2 Borda Sul

GTF-04

A lâmina foi retirada de rochas que ocorrem na porção sudeste da BI que encontram-se levemente alterada. A rocha é formada em grande parte pelo arcabouço (73%), com matriz do tipo epimatriz (18%) e cimento (9%).

No arcabouço predominam grãos de quartzo (65%), feldspatos (10%), fragmentos líticos (25%) e opacos. Os grãos do arcabouço apresentam-se sem orientação evidente, mas possuem uma leve orientação.

Os grãos de quartzo apresentam-se com granulometria areia média, na escala de Udden (1898), predominando cristais com 0,4 a 0,3 mm. A esfericidade e arredondamento segundo Powers (1953), é média alta e sub-angulosos, respectivamente.

Os feldspatos apresentam-se como feldspatos alcalinos (microclínio) (foto 6.2-15), com geminação em grade, ou como plagioclásios, com a geminação polissintética. Em geral, os

feldspatos apresentam-se menores que os grão de quartzo, por volta de 0,2 mm, sub-angulosos a angulosos. Os grãos de plagioclásio predominam sobre os grãos de feldspato alcalino. Muitos grãos de feldspato na lâmina foram alterados, culminando em cristais de argilominerais e ou filossilicatos, caracterizando o que chama-se de epimatriz. Neste tipo de matriz, o material diagenético é impuro e bem cristalizado, formado pela recristalização de alterações de grãos do arcabouço (feldspatos).

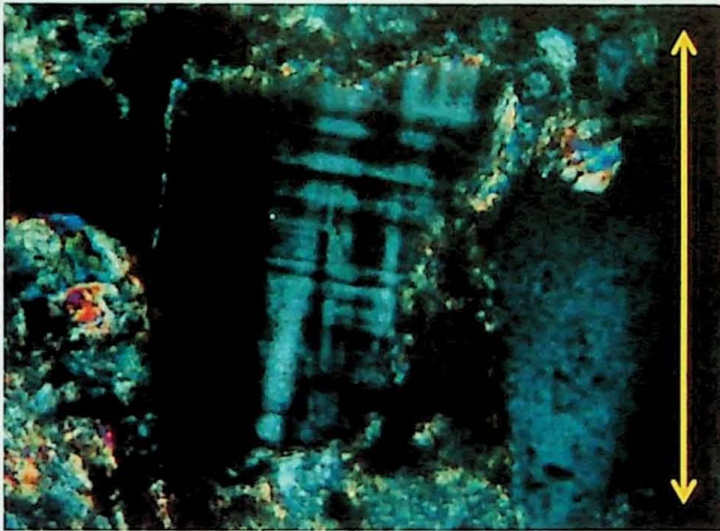


Foto 6.2-15- Grão de feldspato microclínio com geminação em grade

Os fragmentos líticos encontrados na lâmina possuem granulação próxima aos grãos de quartzo (0,4 mm), por vezes maiores chegando a 0,7 mm. A esfericidade e arredondamento segundo Powers (1953), é baixa e variam entre sub-angulosos e angulosos, respectivamente. A orientação dos fragmentos acompanha a forte orientação dos grãos de quartzo, NNW-SE da secção delgada.

A mineralogia dos fragmentos líticos é composta por: muscovita e mica-branca (apresenta-se na maioria das vezes sobre influencia da compactação mecânica)(30%), fragmentos de rochas alterados (20%), fragmentos de cherts ou quartzito e quartzo policristalino (com extinção ondulante) (50%).

O empacotamento dessa rocha segundo Kahn (1956) é normal a fechado. Já a seleção granulométrica segundo Pttijohn, Potter, e Siever (1972), possui um desvio padrão de 0,7, caracterizada como bem a fraca a moderada.

A compactação encontrada na rocha é tanto química, quanto mecânica. A maioria dos contatos trata-se de um contato mecânico planar (compactação moderada). Além disso encontram-se por vezes contatos pontuais (compactação fraca) e côncavo-convexo (compactação forte).

São observados 3 tipos de cimento na rocha. Um cimento de coloração preta, possivelmente óxido de manganês (45%), um cimento de coloração avermelhada (15%), possivelmente oxi-hidróxido de ferro, e um cimento de coloração branca (40%) (foto 6.2-16 e 17), que trata-se de argilominerais. O cimento de manganês apresenta-se pós-compactação, preenchendo fraturas, mas também apresenta-se pré-compactação, assim como o cimento de oxi-hidróxido de ferro, enquanto que outro tipo apresenta-se pré-compactação.

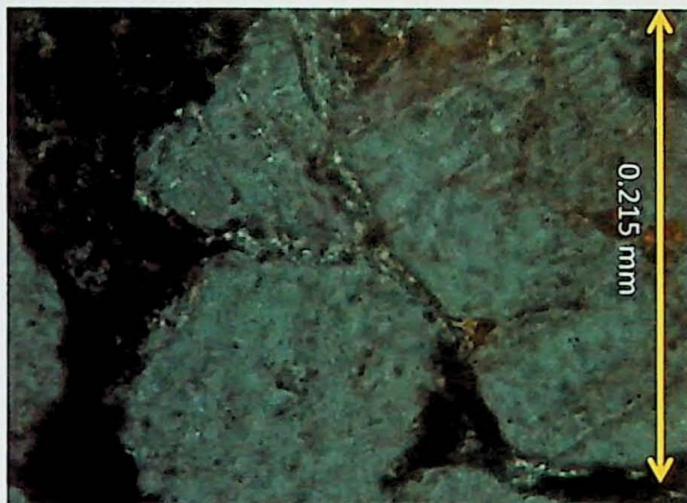


Foto 6.2-16- Cimento argiloso (nicóis paralelos)

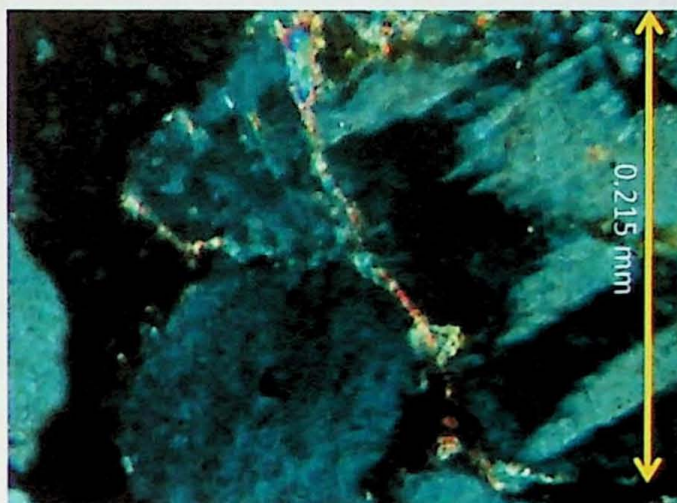


Foto 6.2-17- Cimento argiloso (nicóis cruzados)

Tanto o cimento de oxi-hidróxido de ferro quanto o cimento de argilominerais apresentam-se anteriormente a compactação. Tanto a maturidade textural quanto mineralógica da rocha caracterizam-se segundo Folk (1974) como submatura. Segundo Krynine (1968), a rocha sofreu um transporte médio em um relevo não muito acidentado e levemente ativo tectonicamente, levando em conta a relação entre a granulometria dos grãos de quartzo/feldspato e ambos os grãos serem sub-angulosos.

A rocha amostrada no ponto GTF -04, segundo Folk (1968), é um litoarenito com feldspato.

GTF -05

A lâmina foi retirada do sudoeste da B1 e encontra-se levemente alterada. A rocha é formada em grande parte pelo arcabouço (85%), com matriz do tipo epimatriz (10%) e cimento (5%).

No arcabouço predominam grãos de quartzo (65%), feldspatos (5%), fragmentos líticos (30%) e opacos. Os grãos do arcabouço apresentam orientação média a forte.

Os grãos de quartzo apresentam-se com granulometria areia média, na escala de Udden (1898), predominando cristais com 0,3 mm. A esfericidade e arredondamento segundo Powers (1953), é baixa e sub-angulosos , respectivamente.

Os feldspatos apresentam-se como feldspatos alcalinos (microclínio), com geminação em grade, ou como plagioclásios, com a geminação polissintética. Em geral, os feldspatos apresentam-se menores que os grão de quartzo, por volta de 0,2 mm, sub-angulosos a angulosos. Os grãos de plagioclásio predominam sobre os grãos de feldspato alcalino. A maioria dos feldspatos da lâmina foram alterados, culminando em cristais de argilominerais e ou filossilicatos, caracterizando o que chama-se de epimatriz. Neste tipo de matriz, o material diagenético é impuro e bem cristalizado, formado pela recristalização de alterações de grãos do arcabouço (feldspatos).

Os fragmentos líticos encontrados na lâmina possuem granulação próxima aos grãos de quartzo (0,4 mm), por vezes maiores chegando a 0,7 mm (foto 6.2-18). A esfericidade e arredondamento segundo Powers (1953), é baixa e variam entre sub-angulosos e angulosos, respectivamente. A orientação dos fragmentos acompanha a forte orientação dos grãos de quartzo, N-S da secção delgada.

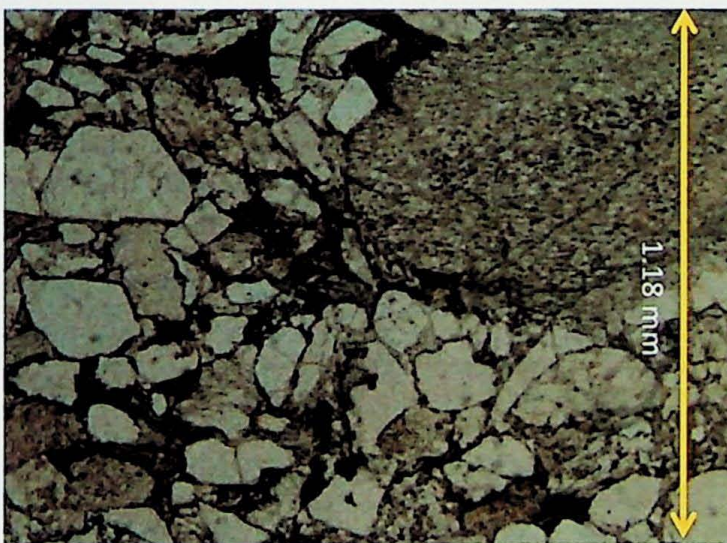


Foto 6.2-18- Fragmento lítico mal selecionado

A mineralogia dos fragmentos líticos é composta por: muscovita e mica-branca (apresenta-se na maioria das vezes sobre influencia da compactação mecânica)(30%), fragmentos de rochas alterados (20%), fragmentos de cherts ou quartzito (e quartzo policristalino (com extinção ondulante) (50%).

O empacotamento dessa rocha segundo Kahn (1956) é fechado. Já a seleção granulométrica segundo Pttijohn, Potter, e Siever (1972), possui um desvio padrão de 0,8, caracterizada como bem a fraca a moderada.

A compactação encontrada na rocha é tanto química, quanto mecânica. A maioria dos contatos trata-se de um contato mecânico planar (compactação moderada). Porém, encontram-se contatos côncavo-convexo (compactação forte).

São observados 3 tipos de cimento na rocha. Um cimento de coloração preta, possivelmente óxido de manganês (80%), um cimento de coloração avermelhada (10%), possivelmente oxi-hidróxido de ferro, e um cimento de coloração branca (10%), que trata-se de argilominerais. O cimento de manganês apresenta-se pós-compactação, preenchendo fraturas, mas também apresenta-se pré-compactação, assim como o cimento de coloração vermelha. Já os cimentos de argilominerais apresentam-se pré-compactação.

Tanto a maturidade textural quanto mineralógica da rocha caracterizam-se segundo Folk (1974) como submatura. Segundo Krynine (1968), a rocha sofreu um transporte médio em um relevo não muito acidentado e levemente ativo tectonicamente, levando em conta a relação entre a granulometria dos grãos de quartzo/feldspato e ambos os grãos serem sub-angulosos.

A rocha amostrada no ponto GTF -05, segundo Folk (1968), trata-se de um litoarenito lítico.

6.3 Imageamento por catodoluminescência e classificação dos zircões

As imagens de catodoluminescência foram geradas no prédio do SHIRIMP, no Instituto de Geociências na Universidade de São Paulo.

As imagens foram obtidas de modo a evidenciar as estruturas internas dos cristais e orientar a escolha dos locais onde seria colocado o feixe do Laser durante as análises no ICP. Uma prancha de cada amostra, com a demarcação do spot e idade obtida consta nos Anexos 6.3-1a, 2a, 3a e 4a.

Os zircões em sua totalidade foram classificados segundo a respectiva textura, forma e tipo de zoneamento (Corfu et al 2003) (Anexo 6.3-1b, 2b, 3b, 4b e 5b).

6.4 Dados Geocronológicos

Os dados Geocronológicos foram obtidos no Laboratório de Geocronologia, no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pelo ICP-MS (foto 6.4-1) e trabalhados no ISOPLLOT. Os resultados são apresentados em histogramas e plotado na curva de concórdia.

Foram datadas quatro amostras, duas da borda norte (GTF-02 e GTF-11) e duas na borda sul (GTF-04 e GTF-05). As tabelas com as respectivas idades encontram-se nos anexos 6.4-1,2,3 e 4)

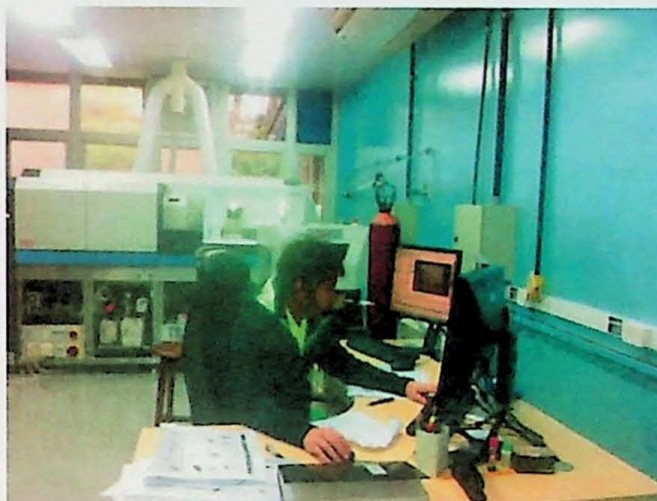


Foto 6.4-1- Laboratório de Geocronologia LA-ICP-MS no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

6.4.1 Borda Norte

GTF-02

Na amostra GTF-02 foram analisados 79 zircões, dos quais 17 obtiveram alta discordância ou concentração elevada de chumbo comum. A análise dos zircões desta amostra acusam 3 agrupamentos de idades principais. A mais nova por volta de 600 Ma, outra com 1700-1800 Ma e a mais antiga com 2100-2200 Ma (figura 6.4.1- 1). Também foram obtidas algumas idades Arqueanas e Mesoproterozóicas. Os dados plotados usaram somente as análises com grau de concordância 100%, com tolerância de 10% superior ou inferior (figura 6.4.1- 2).

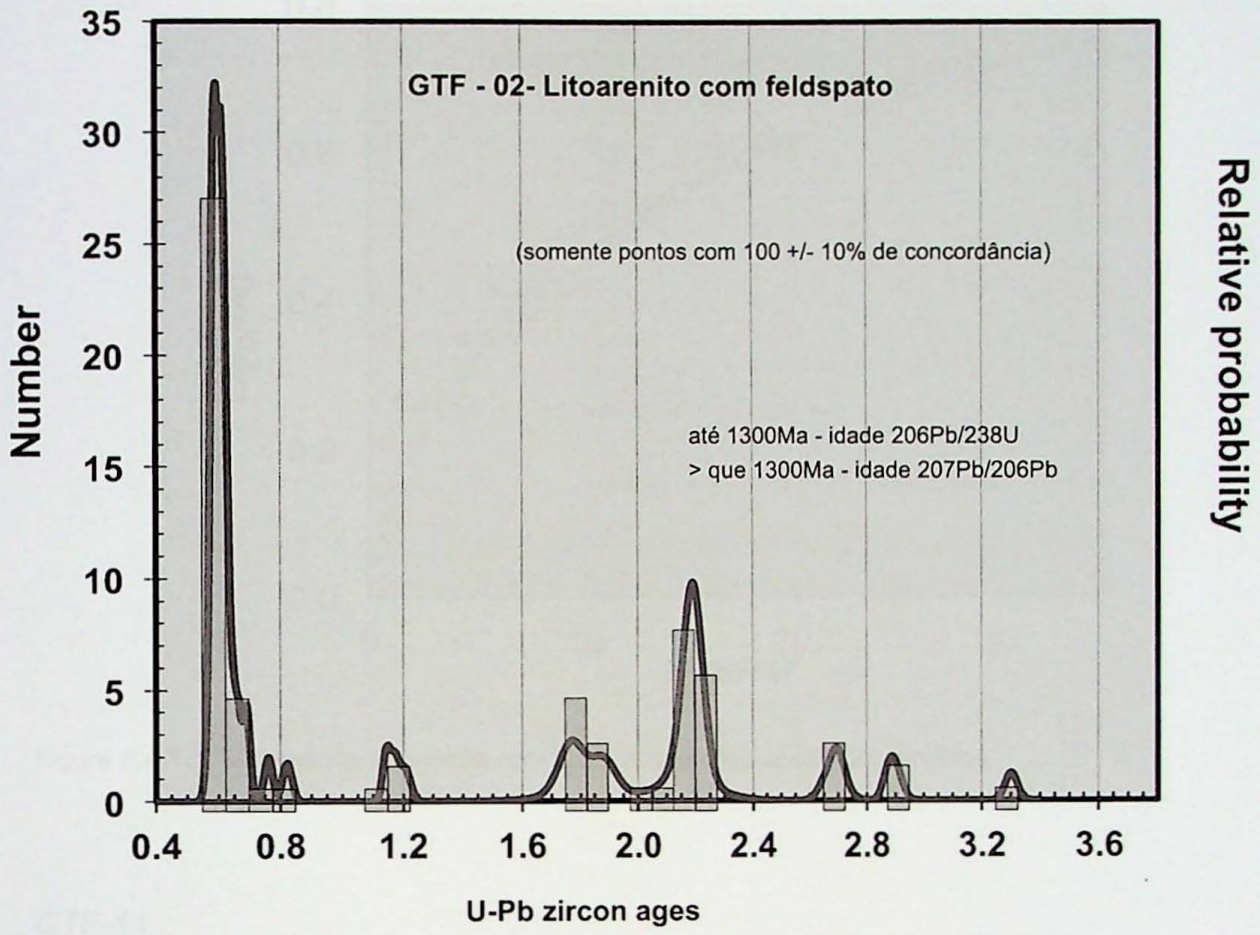


Figura 6.4.1- 1 - Histograma de probabilidade de idade de cristalização dos zircoes pelo métodos U/Pb

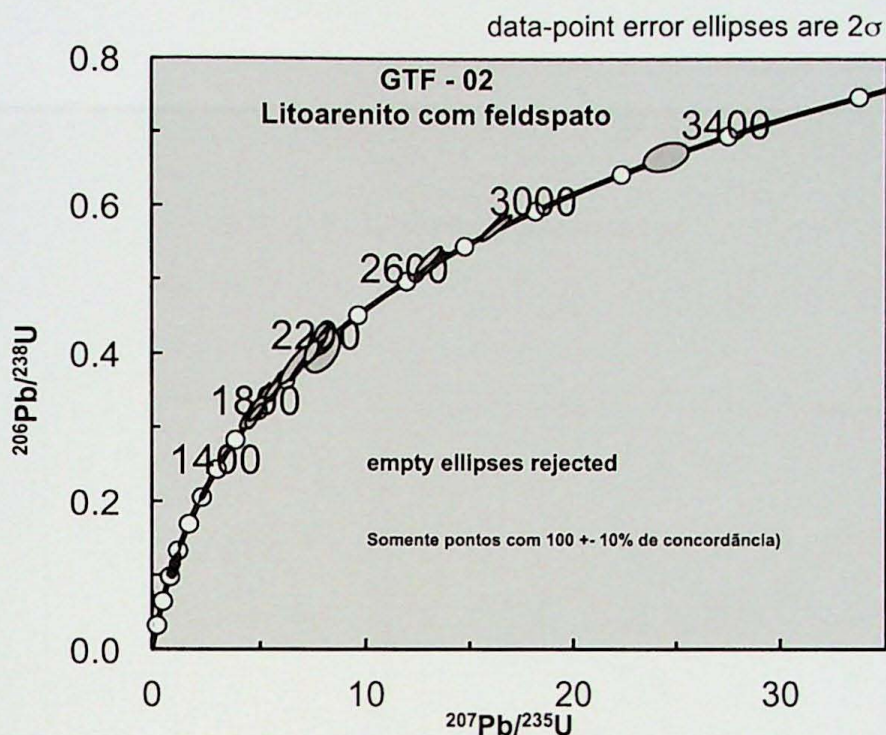


Figura 6.4.1- 2 – Curva da Concórdia com idade dos zircões analisados plotados.

GTF-11

Na amostra GTF-11 foram analisados 91 zircões, dos quais 16 obtiveram alta discordância ou concentração elevada de chumbo comum e, em função dessa característica, não foram utilizados. A análise dos zircões desta amostra indicaram dois agrupamentos de idades representativas. A mais nova com 600 Ma e uma mais antiga acusando 2100-2200 Ma (figura 6.4.1- 3). Também foram obtidas pequenas populações de grãos Arqueanos e Mesoproterozóicos. Os plots efetuados nos grãos utilizaram apenas os dados com grau de concordância 100%, com tolerância de 10% superior ou inferior (figura 6.4.1- 4).

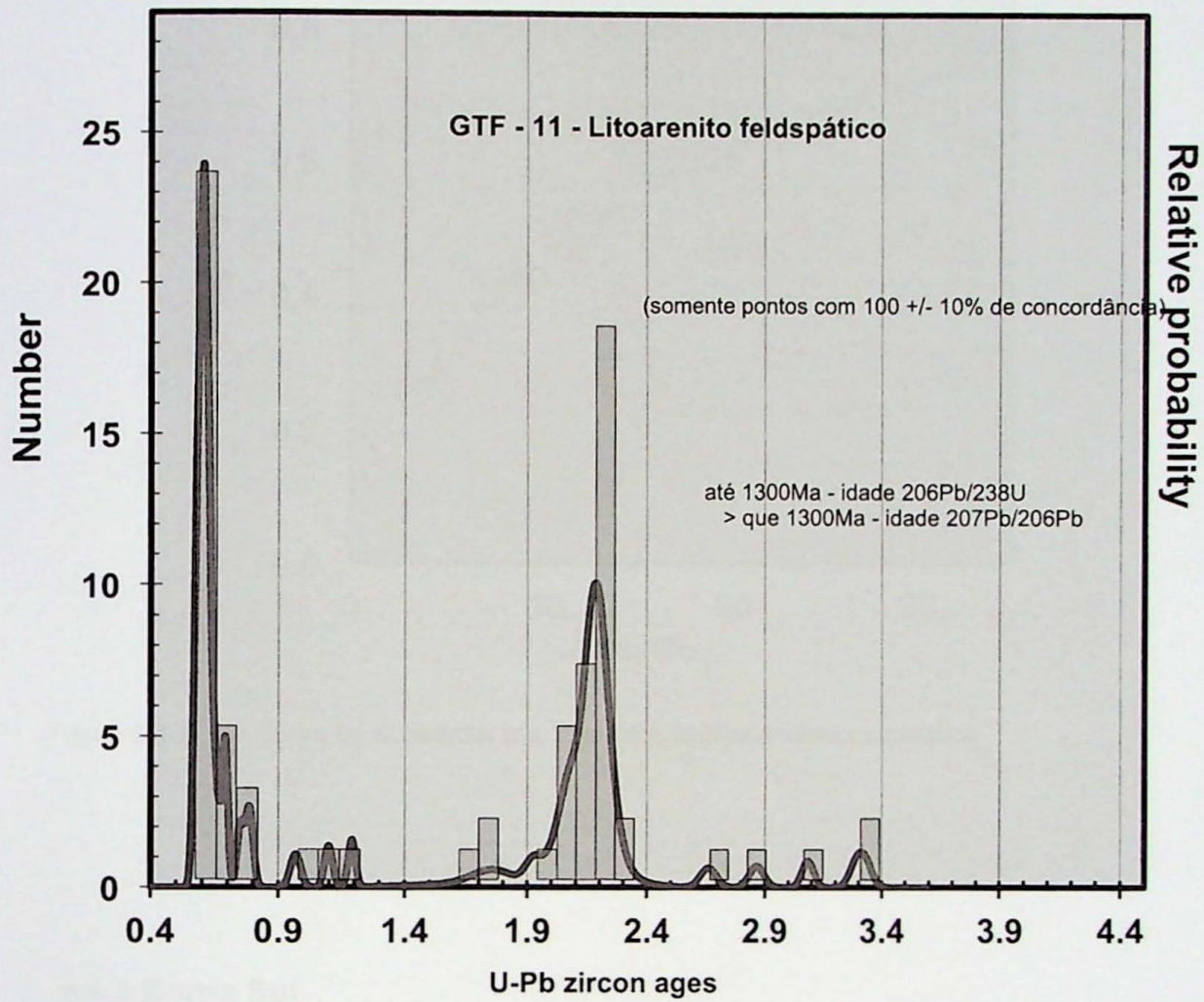


Figura 6.4.1- 3 - Histograma de probabilidade de idade de cristalização dos zircões pelo métodos U/Pb.

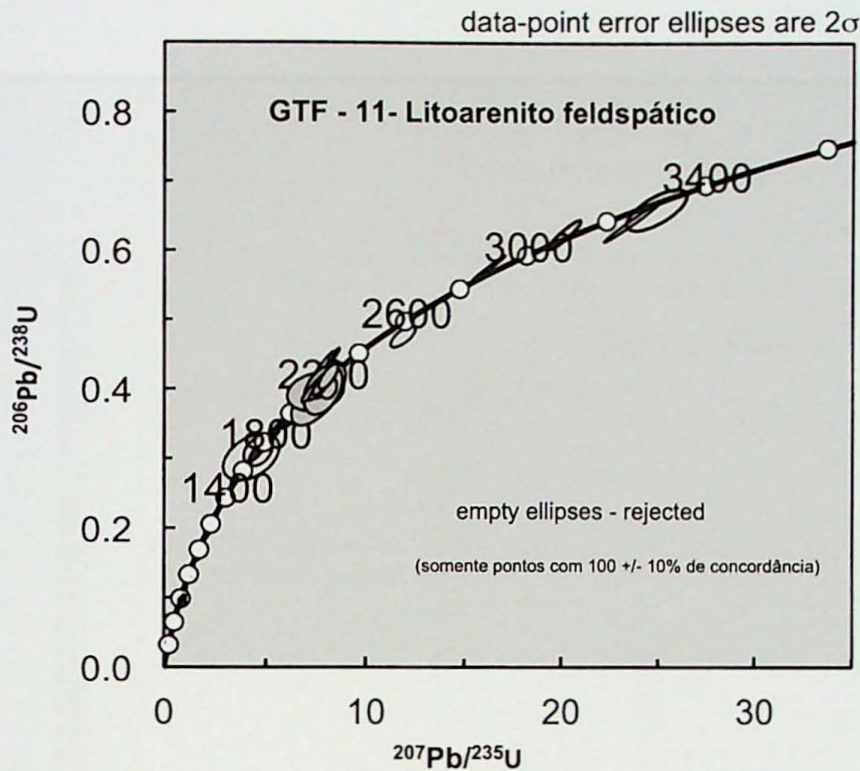


Figura 6.4.1- 4 – Curva da Concórdia com idade dos zircões analisados plotados.

6.4.2 Borda Sul

GTF-04

Na amostra GTF-04 foram analisados 90 zircões, dos quais 10 obtiveram alta discordância ou concentração elevada de chumbo comum. A análise dos zircões desta amostra indicam dois agrupamentos de idades representativas. A mais nova com 600 Ma e uma mais antiga com 2100-2200 Ma (figura 6.4.2-1). Também foram obtidas pequenas populações de grãos Arqueanos e Mesoproterozóicos. Os diagramas apresentados utilizaram apenas os grãos com concordância de 100%, com tolerância de 10% superior ou inferior (figura 6.4.2- 2).

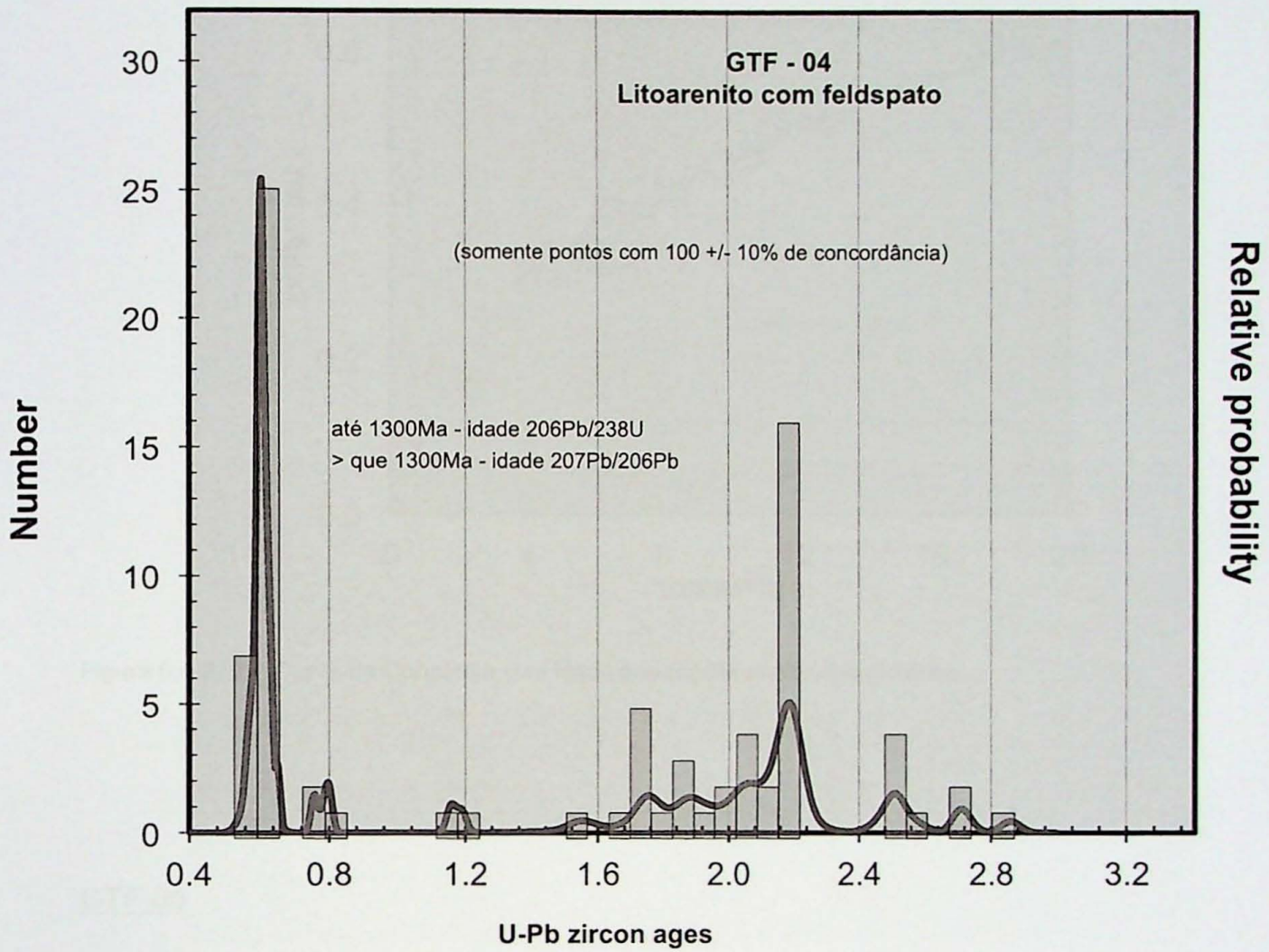


Figura 6.4.2- 1 - Histograma de probabilidade de idade de cristalização dos zircoes pelo métodos U/Pb

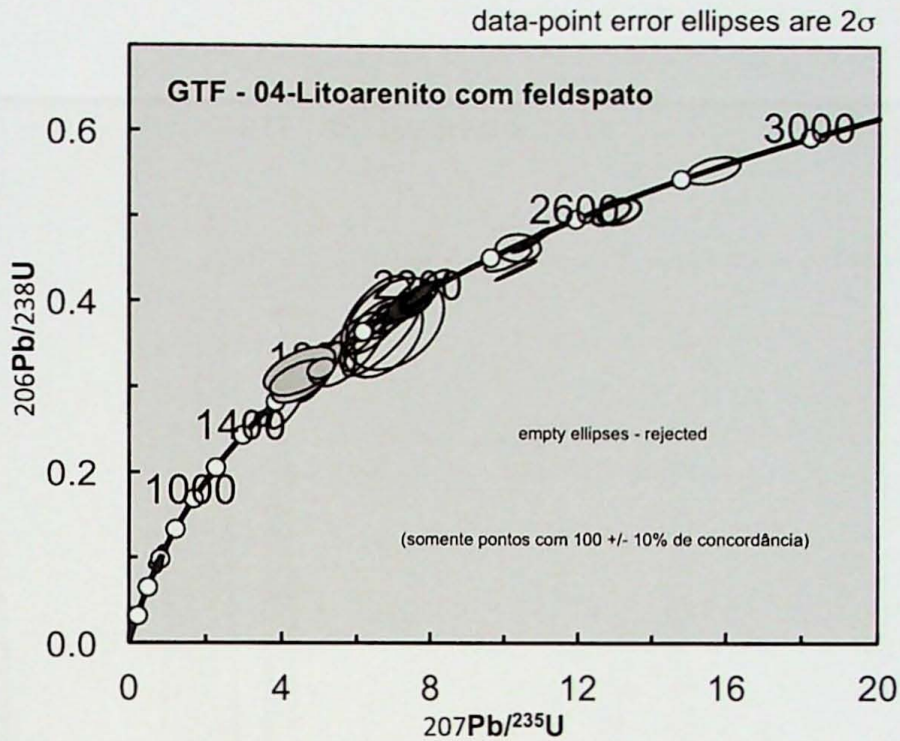


Figura 6.4.2- 2 – Curva da Concórdia com idade dos zircões analisados plotados

GTF-05

Na amostra GTF-05 foram analisados 39 zircões, dos quais 7 apresentaram alta discordância ou concentração elevada de chumbo comum. A análise das idades dos zircões desta amostra indicam tres agrupamentos preferenciais. O mais novo com 800 Ma, outro no intervalo 1100-1250 Ma, e o mais antigo com 1900Ma (figura 6.4.2- 3). Também foram obtidas pequenas populações de grãos Arqueanos e Mesoproterozóicos. Os plots efetuados utilizaram apenas as idades com grau de concordância 100%, com tolerância de 10% superior ou inferior (figura 6.4.2- 4).

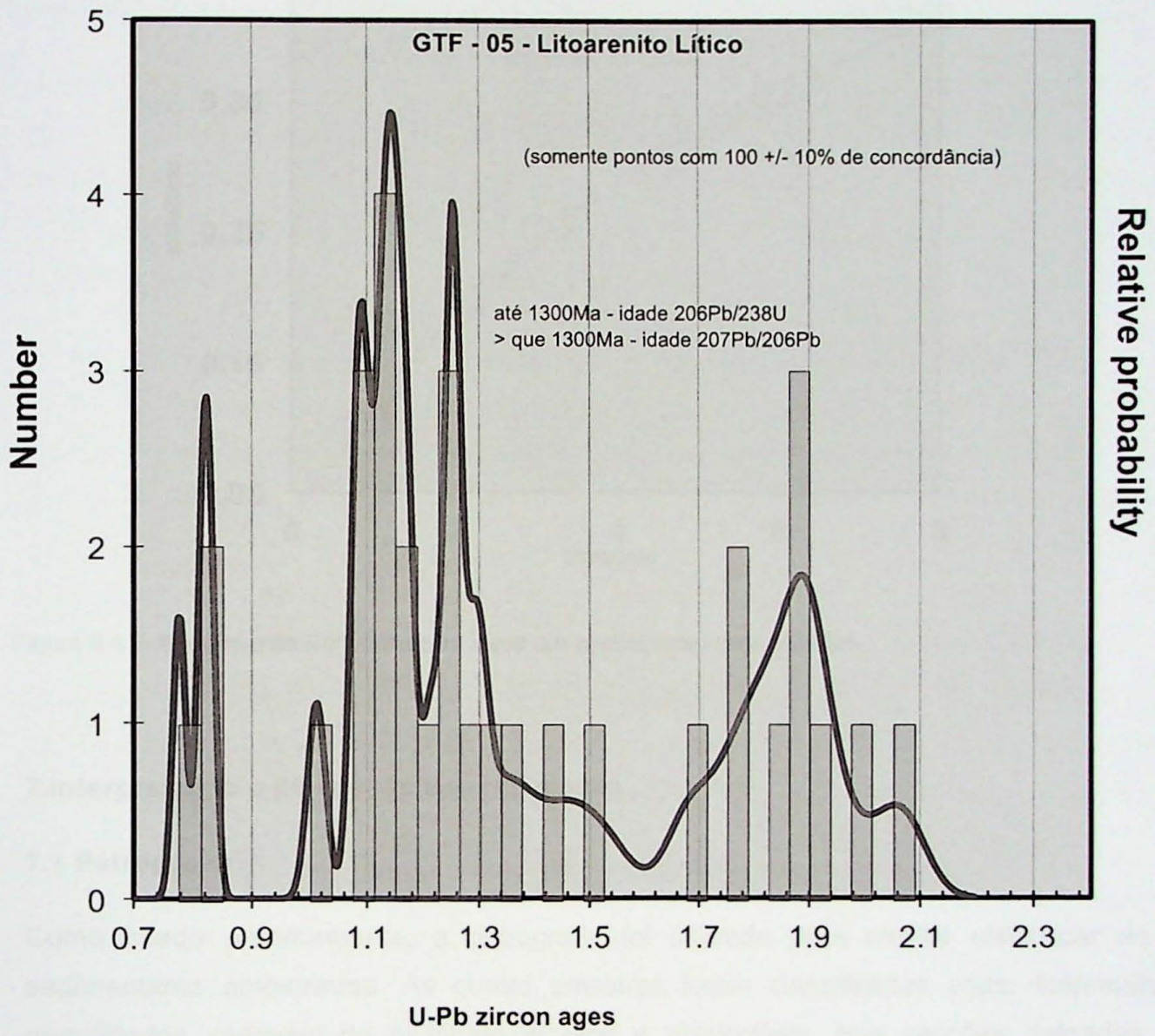


Figura 6.4.2- 3 - Histograma de probabilidade de idade de cristalização dos zircões pelo métodos U/Pb

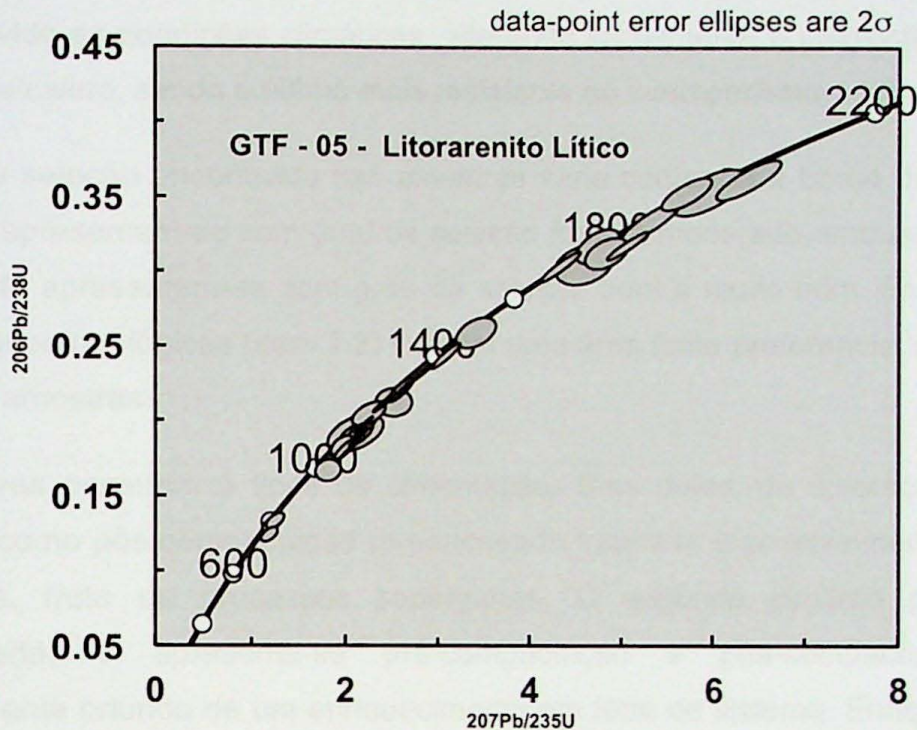


Figura 6.4.2- 4 – Curva da Concórdia com idade dos zircões analisados plotados

7. Interpretação e discussão dos resultados

7.1 Petrografia

Como citado anteriormente, a petrografia foi utilizada para melhor classificar as rochas sedimentares amostradas. As quatro amostras foram classificadas como litoarenitos, com quantidades variáveis de feldspato alcalino e plagioclásio. Nas secções delgadas não foi encontrado nenhum mineral indicador de metamorfismo de fácies xisto verde, como clorita, por exemplo. Devido a esse fato, as rochas foram classificadas como sedimentares.

As quatro amostras possuem uma grande quantidade de fragmentos líticos (micas, fragmentos líticos de quartzito e fragmentos lítico de rochas xistosas), os quais são encontrados em todas amostras. Existem ainda alguns minerais pesados apresentados apenas em algumas lâminas, como é o caso de grãos de epidoto na amostra GTF-11, biotita na amostra GTF-02.

As quatro amostras apresentam um empacotamento fechado, com porosidade praticamente nula (apenas microporos) e compactação forte, prevalecendo a mecânica sobre a química.

As rochas são formadas em sua superioridade por grãos do arcabouço e estão praticamente ausentes de matriz, contendo apenas pequena quantidade de epimatriz, gerada pela alteração

dos grãos de feldspato. Os grãos de feldspato alteram culminando em argilominerais, fato que ocorre devido as condições climáticas, alterando inicialmente o plagioclásio e posteriormente o feldspato alcalino, sendo o último mais resistente ao intemperismo.

O grau de seleção encontrado nas amostras varia conforme a borda da BI. Os litoarenitos da borda sul apresentam-se com grau de seleção fraco a moderado, enquanto que as amostras da borda norte apresentam-se com grau de seleção bom a muito bom. Essa informação junto as análises geocronológicas (item 7.2) inferem uma área fonte preferencial situada a sul da BI para as quatro amostras.

As amostras possuem 3 tipos de cimentação. Uma delas, de coloração preta, apresenta-se tanto pré como pós-compactação (preenchendo fraturas), e possivelmente trata-se de óxido de manganês, fruto de processos supérgenos. O segundo cimento possui uma coloração avermelhada, e apresenta-se pré-compactação e pós-compactação. Esse cimento, possivelmente oriundo de um enriquecimento em ferro do sistema. Enriquecimento gerado pela deposição de supostas biotitas detriticas, as quais liberaram ferro para o sistema e se manifestam na lâmina na forma de muscovita, apesar de na lamina GTF-02 existir uma pequena porcentagem de biotita. O terceiro tipo de cimento se manifesta na forma de argilominerais, pré-compactação, envolvente aos grãos. Esse cimento possivelmente apresenta-se como ilita, porém para um melhor reconhecimento seria necessário um MEV.

7.2 Geocronologia (análise de proveniência dos litoarenitos da BI)

Os dados utilizados nesse tópico são oriundos da datação U/Pb em zircões detriticos das amostras GTF-02, GTF-04, GTF-05 e GTF-11. A esse conjunto são adicionadas duas amostras datadas por Guadagnin (2009).

Para auxílio da identificação de possíveis áreas fontes dos litoarenitos da BI foram construídas tabelas de idades U/Pb em zircões (tabelas 7.2.2-1 e 2). Essas tabelas foram baseadas em dados da literatura (teses, artigos e pesquisas científicas).

7.2.1 Discussão dos dados geocronológicos

Para interpretação e discussão dos resultados geocronológicos foram gerados 2 gráficos e o teste K-S.

Um dos gráficos trata-se de um PDF (*probability density function*) (figura 7.2.1-1). Esse programa apresenta os resultados das idades das amostras que estão sendo comparadas através de curvas que mantem em comum o intervalo de idades e cujos picos de idades são

proporcionais a número de pontos observados. O outro gráfico é um diagrama CDF (*cumulative distribution function*) (figura 7.2.1-2) que apresenta curvas cumulativas de idades. Trechos horizontais significam ausência de pontos no intervalo de idade considerado, enquanto que os acúmulos de idades semelhantes são representados por trechos com alta inclinação. O teste K-S (*Kolmogorov-Smirnoff*) (figura 7.2.1-3) calcula qual é a probabilidade de duas amostras terem origem em uma mesma fonte. Para existir uma correlação positiva o valor calculado do fator P deve ser maior que 0.05, admitindo o nível de confiança de 95% (Jerome Guynn & George Gehrels 2004).

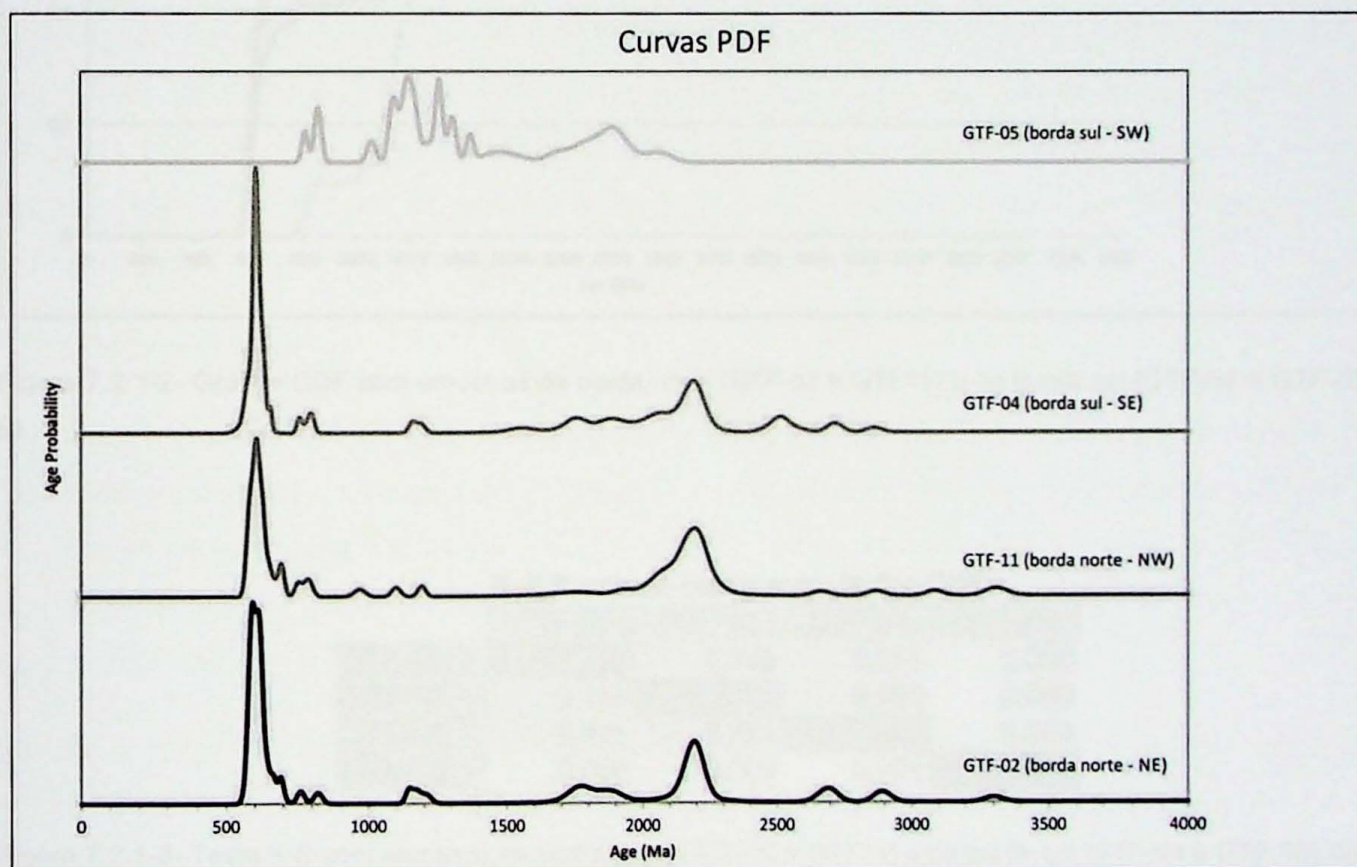


Figura 7.2.1-1- Gráfico PDF com amostras da borda norte (GTF-02 e GTF11) e da borda sul (GTF-04 e GTF-05) da BI

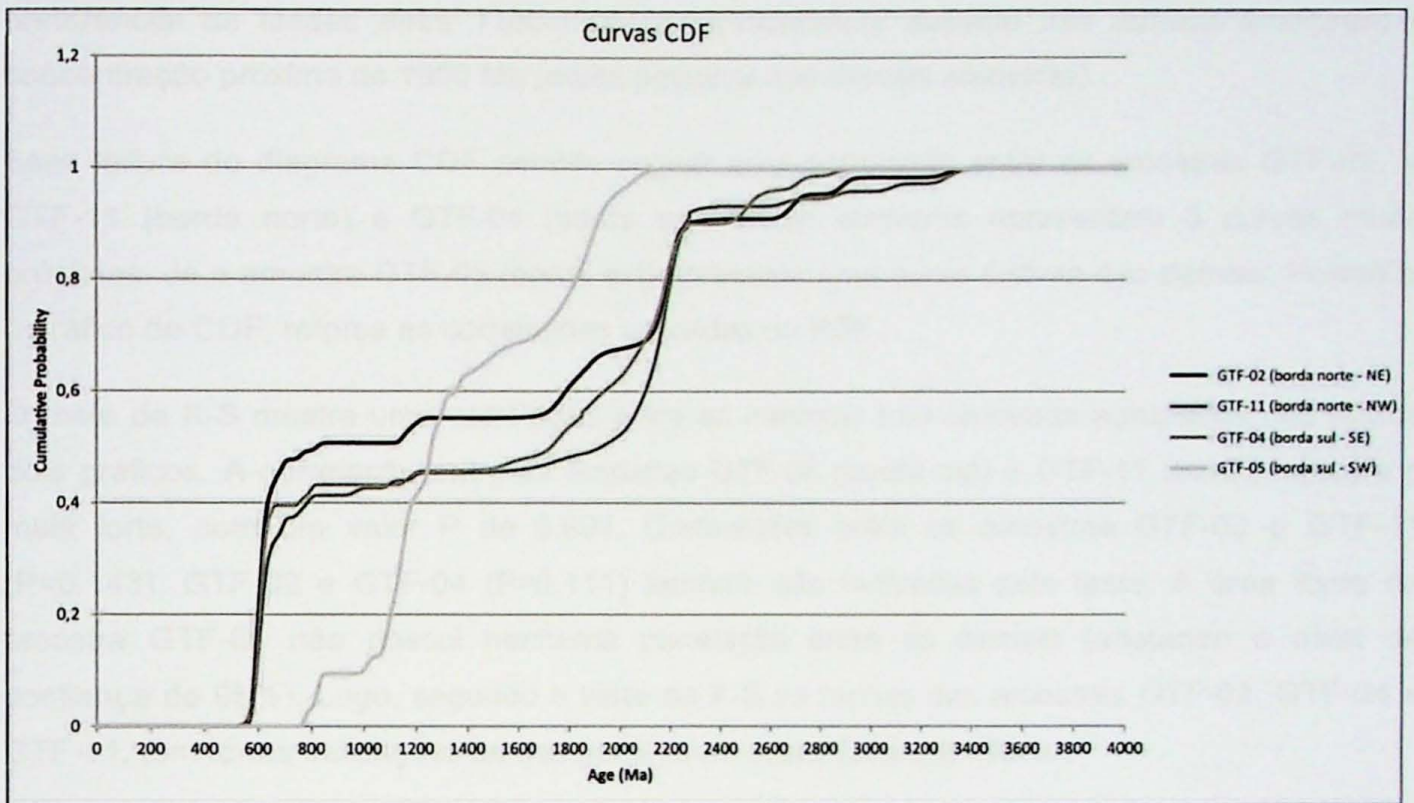


Figura 7.2.1-2- Gráfico CDF com amostras da borda norte (GTF-02 e GTF11) e da borda sul (GTF-04 e GTF-05) da BI

K-S P-values using error in the CDF

	GTF-02	GTF-11	GTF-04	GTF-05
GTF-02		0,143	0,111	0,000
GTF-11	0,143		0,991	0,000
GTF-04	0,111	0,991		0,001
GTF-05	0,000	0,000	0,001	

Figura 7.2.1-3- Teste K-S com amostras da borda norte (GTF-02 e GTF11) e da borda sul (GTF-04 e GTF-05) da BI

Levando em conta os gráficos PDF, é possível observar que as curvas relativas as amostras GTF-02 (borda norte), GTF-11 (borda norte) e GTF-04 (borda sul) apresentam grande semelhança. As três amostras mostram agrupamentos de idades ao redor de 600 Ma, pequenas concentrações em 800 Ma e 1100-1200 Ma, e uma outra população principal em torno de 2100-2200 Ma.

A amostra GTF-05 (borda sul), tem um padrão diferente, pelo fato de não apresentar as populações de 600 e de 2.1-2.2 Ma que são importantes nas demais amostras, possuir importante pico de idades de 800 Ma (muito menor nas demais amostras), um agrupamento

preferencial de idades entre 1100-1300Ma (praticamente ausente nas demais amostras) e concentração próxima de 1900 Ma (muito pequena nas demais amostras).

Essa leitura do diagrama CDF permite sugerir uma correlação entre as amostras GTF-02 e GTF-11 (borda norte) e GTF-04 (borda sul). Estas amostras apresentam 3 curvas muito próximas. Já a amostra GTF-05 (borda sul) apresenta uma curva distinta das demais. Portanto, o gráfico de CDF, reforça as correlações indicadas no PDF.

O teste de K-S mostra uma correlação entre as mesmas três amostras agrupadas nos outros dois gráficos. A correlação entre as amostras GTF-04 (borda sul) e GTF-11 (borda norte) é a mais forte, com um valor P de 0.991. Correlações entre as amostras GTF-02 e GTF-11 (P=0.143), GTF-02 e GTF-04 (P=0.111) também são indicadas pelo teste. A área fonte da amostra GTF-05 não possui nenhuma correlação entre as demais (adotando o nível de confiança de 95%). Logo, segundo o teste de K-S as rochas das amostras GTF-02, GTF-04 e GTF-11, têm fortes indicações de compartilharem áreas fontes similares.

7.2.2 Proveniência

Nas tabelas abaixo estão indicadas as idades U-Pb em zircão disponíveis para as principais unidades existentes na porção sul-sudeste brasileira. Essas tabelas tem por finalidade verificar se há alguma correlação entre as épocas indicadas pelas unidades que precedem a deposição dos sedimentos da Bacia do Itajaí e, portanto, poderiam ter funcionado como possíveis fontes para esses sedimentos.

Devido a apresentação e discussão dos resultados obtidos entre as duas amostras colhidas na borda norte da BI (GTF-02 e GTF-11) e a amostra sudeste da BI (GTF-04), os litoarenitos da borda norte e os litoarenitos da borda sudeste devem compartilhar áreas fontes similares. Cada pico de idade, observado no gráfico de PDF e cada inflexão de curva apresentada no CDF, possui correlação com determinadas áreas fontes e eventos tectônicos vigentes da época.

Rocha	Local	Método	Idade (Ma)	Artigo/Tese
Granulíticas	Arredores de Luis Alves	Rb/Sr em Rocha Total	2663+- 72	Siga Jr., 1995

Granulíticas	Arredores de Pomerode	Rb/Sr em Rocha Total	2478+- 37	Siga Jr., 1995
Migmatitos	Arredores de Luís Alves	Rb/Sr em Rocha Total	2581+-277	Basei, 1985
Gnáissico granulíticas	Dna Franciscana	Rb/Sr em Rocha Total	2700+- 90 ; 1900 +- 70	Siga Jr., 1995
Gnaissico granulíticas	Jaraguá do Sul	Rb/Sr em Rocha Total	2184+- 48	Siga Jr., 1995
Gnáissico granulíticas	Blumenau	Rb/Sr em Rocha Total	2169+- 177	Basei, 1985
Gnáissico granulíticas	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	2400	Basei, 1985
Migmatitos	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	2200	Siga Jr., 1995
Gnáissico granulíticas	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	2247+-18 ; 2360+- 100	Siga Jr., 1995
Granitóides	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	2112+-21	Basei, 2000
Charnoenderbito	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	2338+-37	Basei, 2000
Gnaisses Granulíticos	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	2204+-20	Basei, 2000
Gnaisses Granulíticos	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	2200	Basei, 2000
Charnoenderbito	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	2350	Basei, 2000
Gnaisses Granulíticos	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	2222	Basei et al., 2010
Gnaisses Granulíticos	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	1842	Basei et al., 2010
Gnaisses	Complexo Granulítico	U/Pb em Zircões	2120	Basei et al., 2010

Granulíticos	SC			
Gnaisses Granulíticos	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	1856	Basei et al., 2010
Gnaisses Granulíticos	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	2185	Basei et al., 2010
Gnaisses Granulíticos	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	2191	Basei et al., 2010
Gnaisses Granulíticos	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	2198	Basei et al., 2010
Gnaisses Granulíticos	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	2094	Basei et al., 2010
Gnaisses Granulíticos	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	1801	Basei et al., 2010
Gnaisses Granulíticos	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	1901	Basei et al., 2010
Gnaisses Granulíticos	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	2140	Basei et al., 2010
Gnaisses Granulíticos	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	2769	Basei et al., 2010
Gnaisses Granulíticos	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	2374	Basei et al., 2010
Gnaisses Granulíticos	Complexo Granulítico SC	U/Pb em Zircões	2202	Basei et al., 2010

Tabela 7.2.2-1 Idades geocronológicas U/Pb em zircão do Complexo Granulítico Santa Catarina

Rocha	Local	Método	Idade	Artigo/Tese
Monzogranito	Batólito Florianópolis	U/Pb em zircão	595+-5	Jelinek et al. (2005)

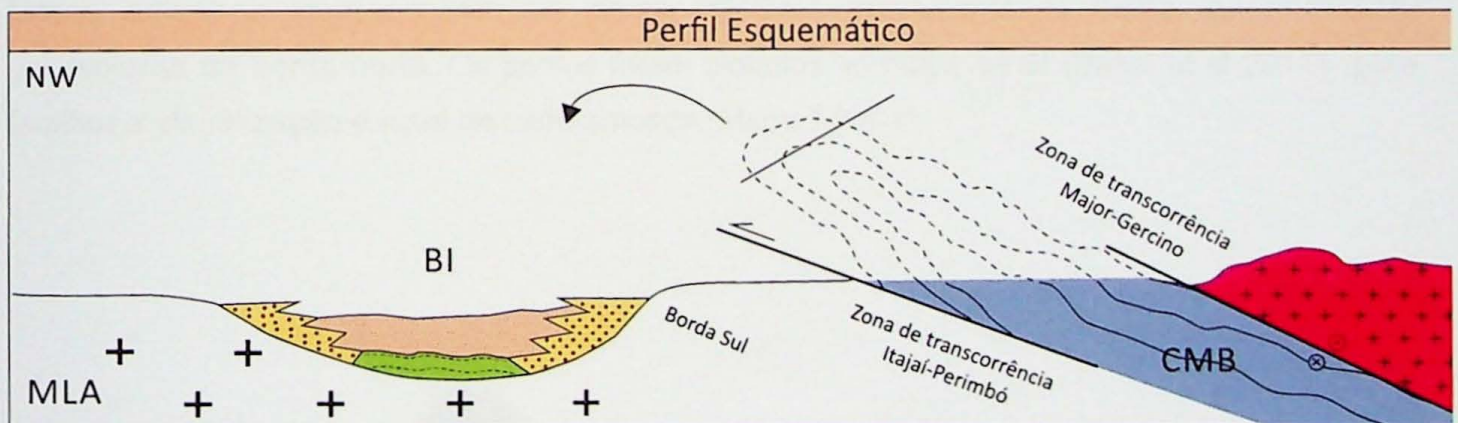
Granodiorito	Batólito Florianópolis	U/Pb em zircão	613+-5	Jelinek et al. (2005)
Sieno Granito	Batólito Florianópolis	U/Pb em zircão	597+-9	Silva et al. (2003)
Biotita Granito	Grupo Brusque	U/Pb em zircão	593+-16	Silva et al. (2003)
Quartzito	Grupo Brusque	U/Pb em zircão	2023-2184	Hartmann et al. (2003)
Mica Xisto com contribuição vulcanogênica	Grupo Brusque	U/Pb em zircão	2250-1700	Basei et al. (2008)
Granada Biotita Xisto	Grupo Brusque	U/Pb em zircão	540-570	Basei et al. (2008)
Granada Biotita Xisto	Grupo Brusque	U/Pb em zircão	576+-24	Basei et al. (2008)
Sieno Granito	Grupo Brusque	U/Pb em zircão	843+-12	Basei et al. (2008)
Metadacito Porfírico	Grupo Brusque	U/Pb em zircão	640+-98	Grasso, 2003
Metariolito	Grupo Brusque	U/Pb em zircão	639+-11	da Silva et al., 2002b
Leucogranito	Complexo Camburiú	U/Pb em zircão	583+-26	Basei, 2000
Granito com Xenólitos	Complexo Camburiú	U/Pb em zircão	544+-45	Babinski et al., 1997
Granito Gnaiss	Complexo Camburiú	U/Pb em zircão	581-591	da Silva et al., 2000
Amfibolito com Xenólitos	Complexo Camburiú	U/Pb em zircão	2160+-20	da Silva et al., 2000
Sieno Granito Gnaiss	Complexo Camburiú	U/Pb em zircão	591+-6 (núcleo 2006+-3)	da Silva et al., 2000
Monzogranito	Complexo Camburiú	U/Pb em zircão	598+-6 (núcleo 2205+-17)	Hartmann et al., 2003
Milonito	Complexo	U/Pb em	2162+-16	Hartmann et al.,

	Camburiú	zircão		2003
--	----------	--------	--	------

Tabela 7.2.2-2 Idades geocronológicas em U/Pb em zircão do Complexo Camburiú, Grupo Brusque e Batólito Florianópolis.

Quando da formação do Gondwana por volta de 600 Ma teria ocorrido uma subducção para sudeste entre o Craton Luiz Alves (atualmente no território Sul-Americano) e o cráton do Kalahari (atualmente na África) que deu origem ao arco magmático do Cinturão Dom Feliciano (granitos colocados próximos a 600 Ma segundo Basei et al 2008). Esses granitoides estão representados em Santa Catarina pelo Batólito Florianópolis que ocorre a sul da Bacia do Itajaí. Parte dos zircões datados em 600 Ma podem ser oriundos do arco de Florianópolis (tabela 7.2.2-2).

Devido a continuidade do evento compressivo, a microplaca Luis Alves e o cráton Kalahari foram aproximados e ao redor de 600 Ma foi instalada a bacia de foreland do Itajaí em uma calha sinformal posicionada na porção sul da Microplaca Luiz Alves. A população de zircões com idade próxima a 2100-2200 Ma está ligada ao preenchimento inicial da BI e tem provável origem nos gnaisses do embasamento da microplaca Luis Alves (CGSC) (tabela 7.2.2-1).



A

Figura 7.2.2-1- Perfil esquemático A-B na fase de instalação da Bacia do Itajaí (~560 Ma) precedendo a justaposição tectônica do Grupo Brusque e os sedimentos da borda sul do Grupo Brusque.

A amostra colhida na borda sudoeste da BI (GTF-05) apresentou um valor de P menor que 0.05 (valor de corte) no teste K-S quando comparado a amostra GTF-04 (figura 7.2.1-3). Os picos do gráfico PDF e as inflexões da curva CDF da amostra GTF-05 apresentaram padrões de probabilidade diferentes comparado às demais amostras (figura 7.2.1-1 e 2). Adicionalmente, o

pico com populações de zircões com 600 Ma apresentado com grande importância nas demais amostras encontra-se completamente ausente na amostra GTF-05.

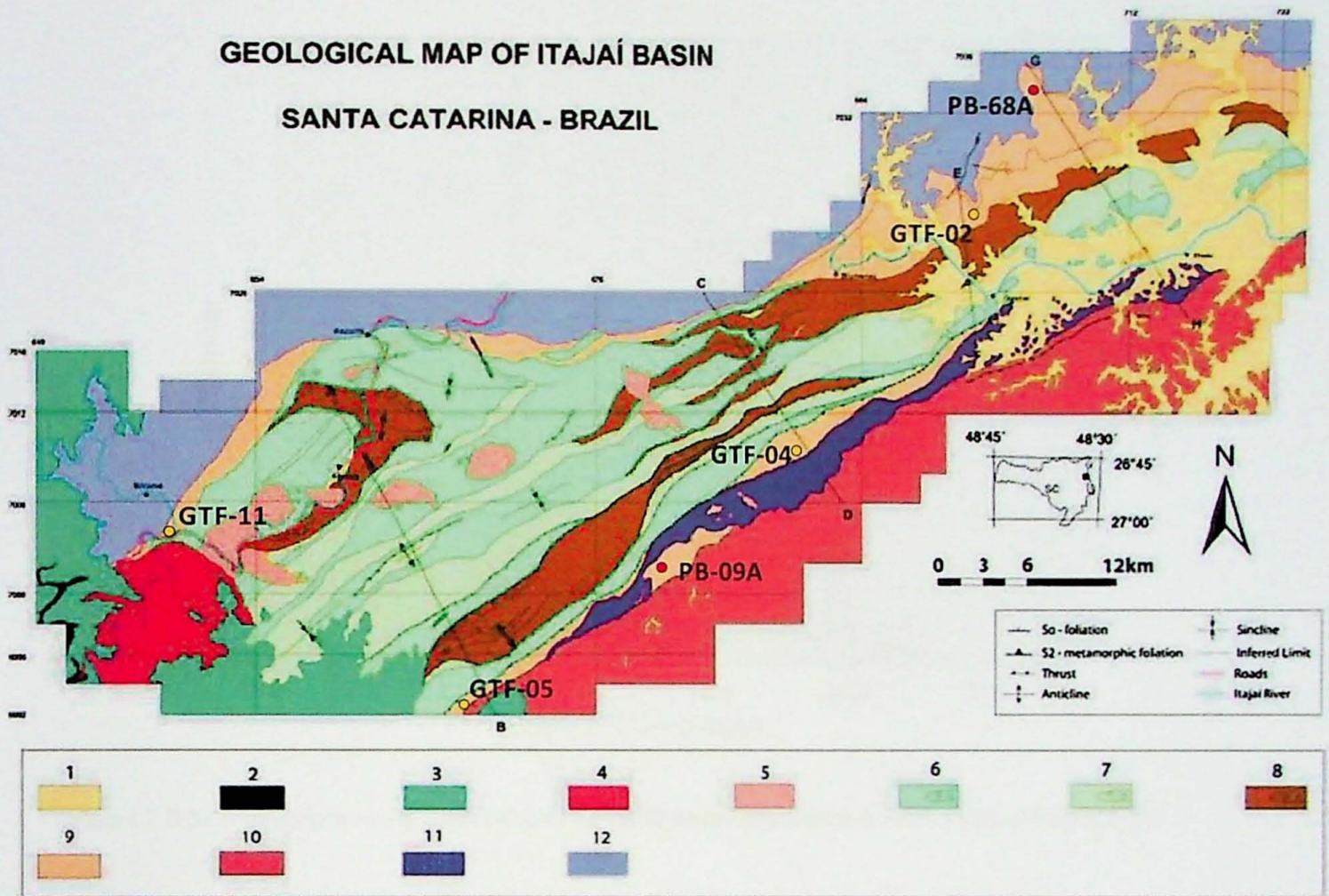
Já as populações de 800 Ma mostram alta probabilidade de ocorrência quando comparada às demais amostras, possivelmente oriundos do magmatismo de rift do GB. Seria racional caso ambas as amostras da borda sul obtivessem grande probabilidade para essas idades, devido a proximidade à fonte. Porém, apenas a amostra GTF-05 apresenta maior probabilidade que as amostras da borda norte. Esse fato pode indicar que o transporte tectônico do GB ocorreu para o norte, mais preferencialmente na direção NW do que na NE (figura 7.2.1-1).

A maior concentração de idades da amostra GTF-05 trata-se das populações entre 1100-1300 Ma, enquanto que nas demais amostras essas idades apresentam-se baixa e ausente, respectivamente. A fonte dessa população é possivelmente granitos e gnaisses que estavam ligados ao cráton africano Kalahari (Basei et al 2010). Devido a diferente distribuição nos gráficos e testes, considera-se que esta a amostra da borda sudoeste da BI (GTF-05) possivelmente possui uma fonte em grande parte diferente das demais amostras.

7.2.3 Comparação com os dados apresentados por Guadagnin (2009)

Por representarem amostras em posição estratigráfica semelhante as analisadas neste trabalho, foi realizada uma comparação com duas amostras estudadas por Guadagnin (2009). Essas amostras correspondem as rochas PB09A , proveniente da borda sul e PB68A, proveniente da borda norte. Os pontos foram plotados no mapa da BI (Basei et al 2011) para facilitar a visualização e local de cada amostra (Mapa 7.2.3-1).

**GEOLOGICAL MAP OF ITAJAÍ BASIN
SANTA CATARINA - BRAZIL**



Mapa 7.2.3-1- Mapa Geológico da BI com pontos GTF (deste trabalho) e Guadagnin (2009). 1.Sedimentos quaternários 2. Sill 3. Bacia do Paraná 4. Granito subida 5. Vulcânicas Apiúna 6. Fm Ribeirão do Bode 7. Fm Ribeirão Neisse 8. Fm Ribeirão Carvalho 9. Fm Baú 10. Brusque 11. Complexo São Miguel 12. Luis Alves (Basei et al 2011)

A amostra PB09A, borda sul, é um arenito micásseo bem selecionado, de granulação fina com grãos imbricados. No trabalho de Guadagnin, foram analisados 47 zircões, dos quais 6 obtiveram alta discordância. Foram detectadas principalmente duas populações de zircão, uma com idade entre 780-870 Ma e outra com idade entre 590-660 Ma. Também foram obtidas pequenas populações Paleoproterozóicas e Mesoproterozóicas. Foi elaborado um histograma com base nos dados adquiridos por Guadagnin (2009), descartando os dados com concordância menor que 90% e maior que 110% (figura 7.2.3- 1).

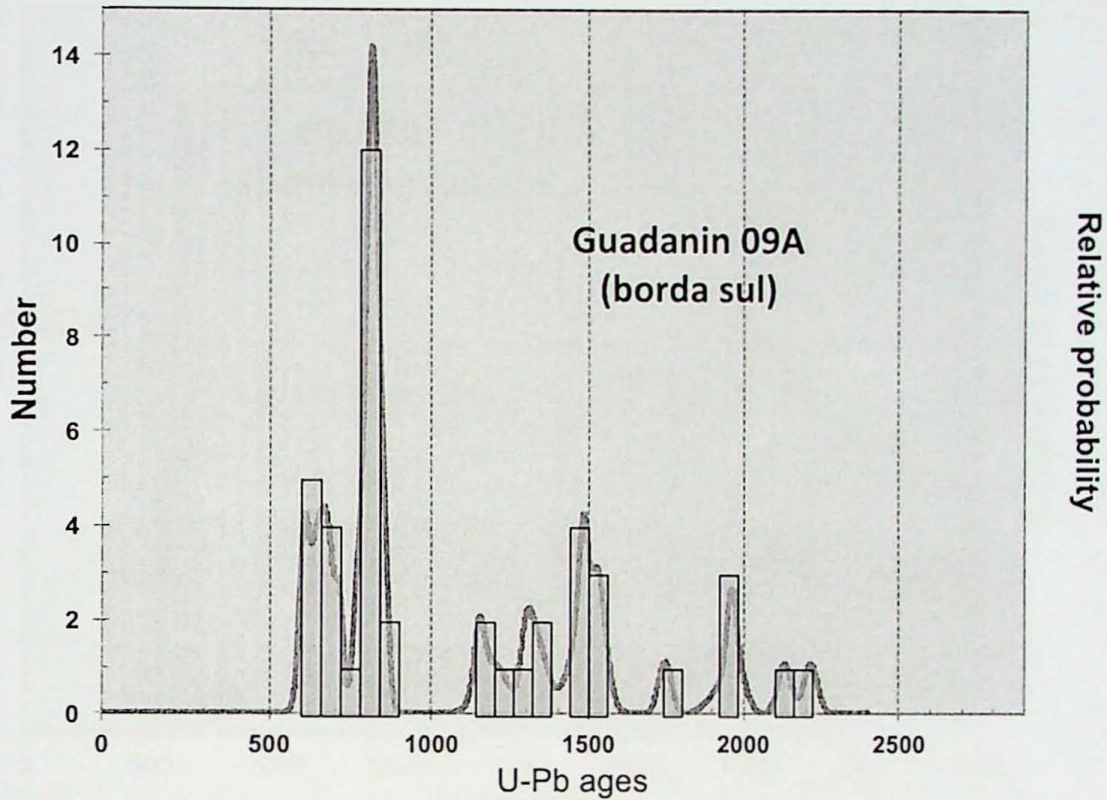


Figura 7.2.3- 1 - Histograma de probabilidade de idade de cristalização dos zircões pelo métodos U/Pb

A amostra PB68A, borda norte, trata-se de um arenito bem selecionado, de granulação grossa e estruturação maciça. No trabalho de Guadagnin, foram analisados 61 zircões, dos quais 17 obtiveram alta discordância ou erro elevado. Foram detectadas principalmente duas populações de zircão, uma com idade entre 2250 Ma e 2150 Ma e outra com idade entre 650 Ma a 550 Ma. Foi elaborado um histograma com base nos dados adquiridos por Guadagnin (2009), descartando os dados com concordância menor que 90% e maior que 110% (figura 9.2.3- 2).

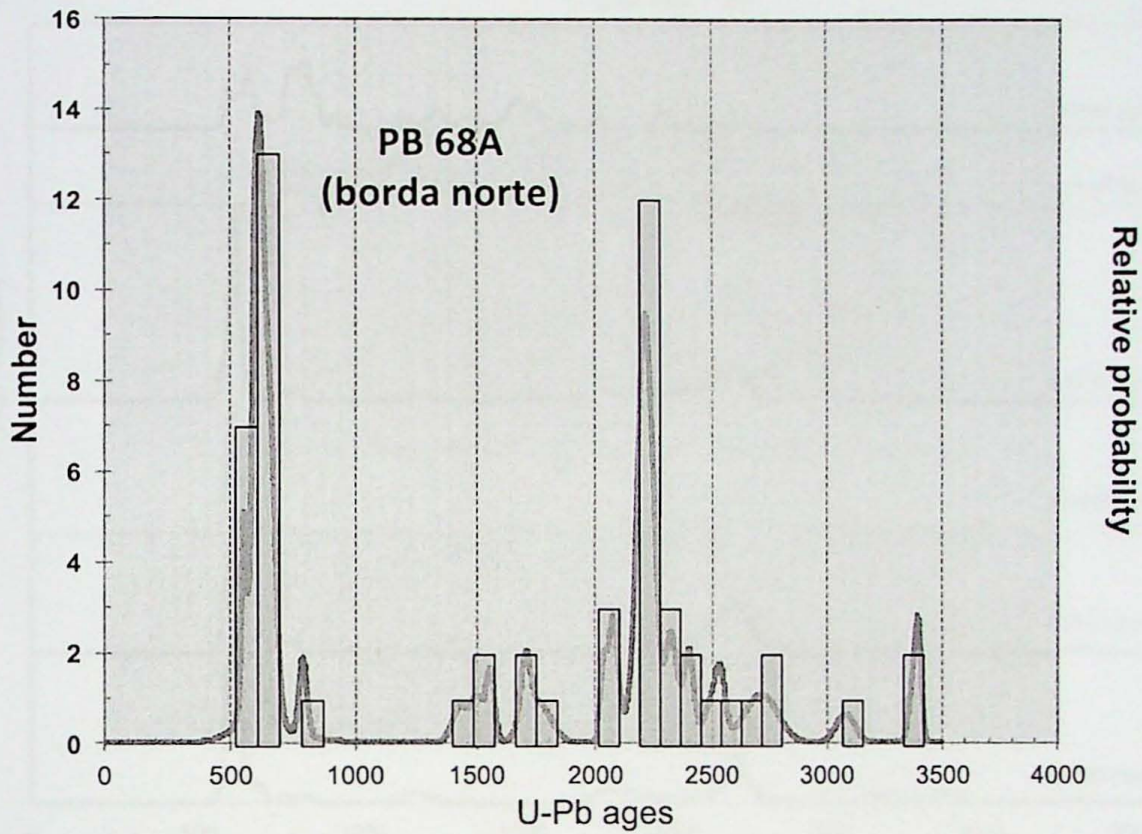


Figura 7.2.3- 2- Histograma de probabilidade de idade de cristalização dos zircões pelo métodos U/Pb

Para a comparação das amostras foram gerados os mesmos gráficos e análises PDF, CDF e teste K-S, incluindo-se as amostras de Guadagnin (2009) (figuras 7.2.3-3, 4 e 5) .

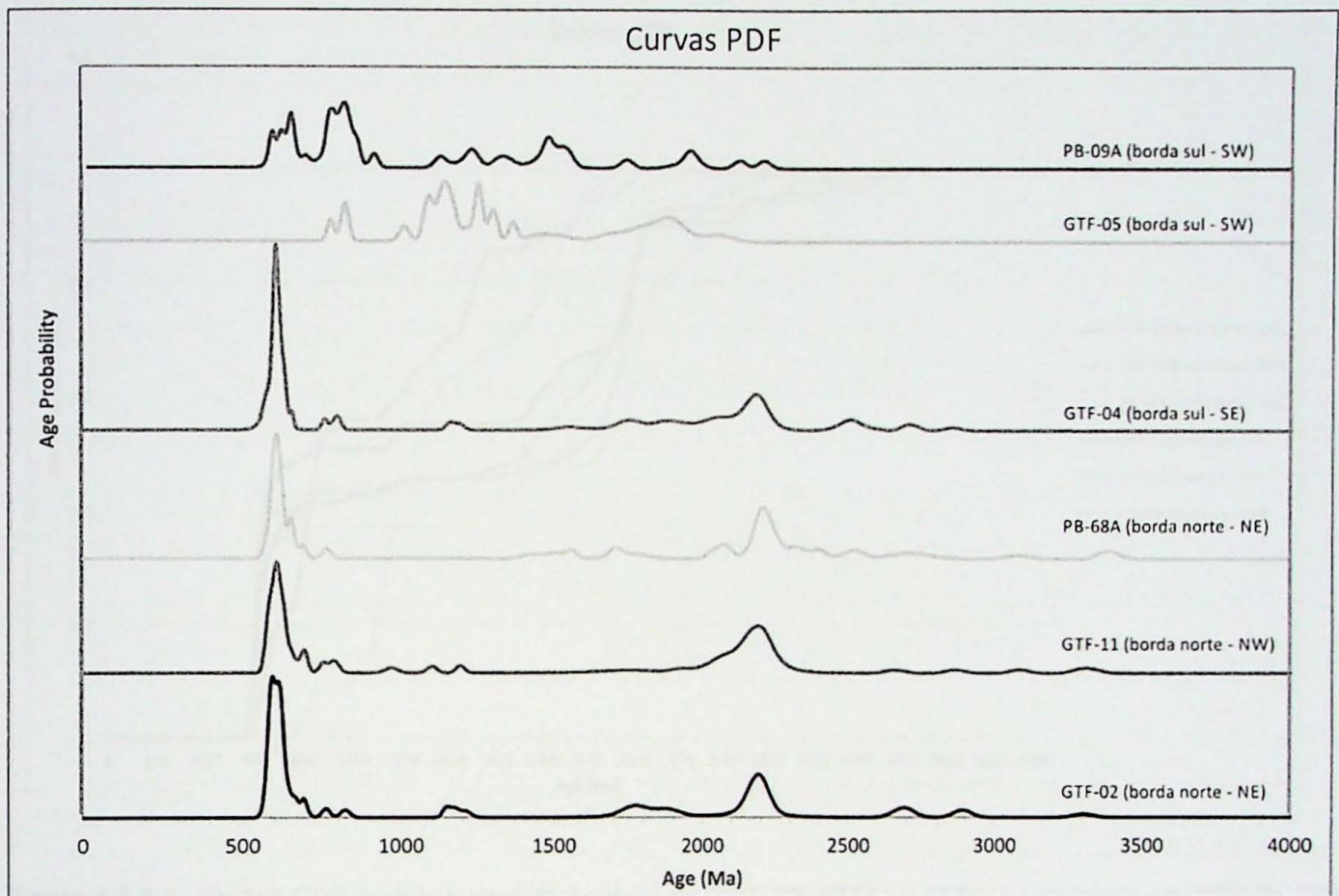


Figura 7.2.3-3- Gráfico PDF com amostras da borda norte (GTF-02, GTF11 e PB68A) e da borda sul (GTF-04, GTF-05 e PB09A) da Bacia do Itajaí.

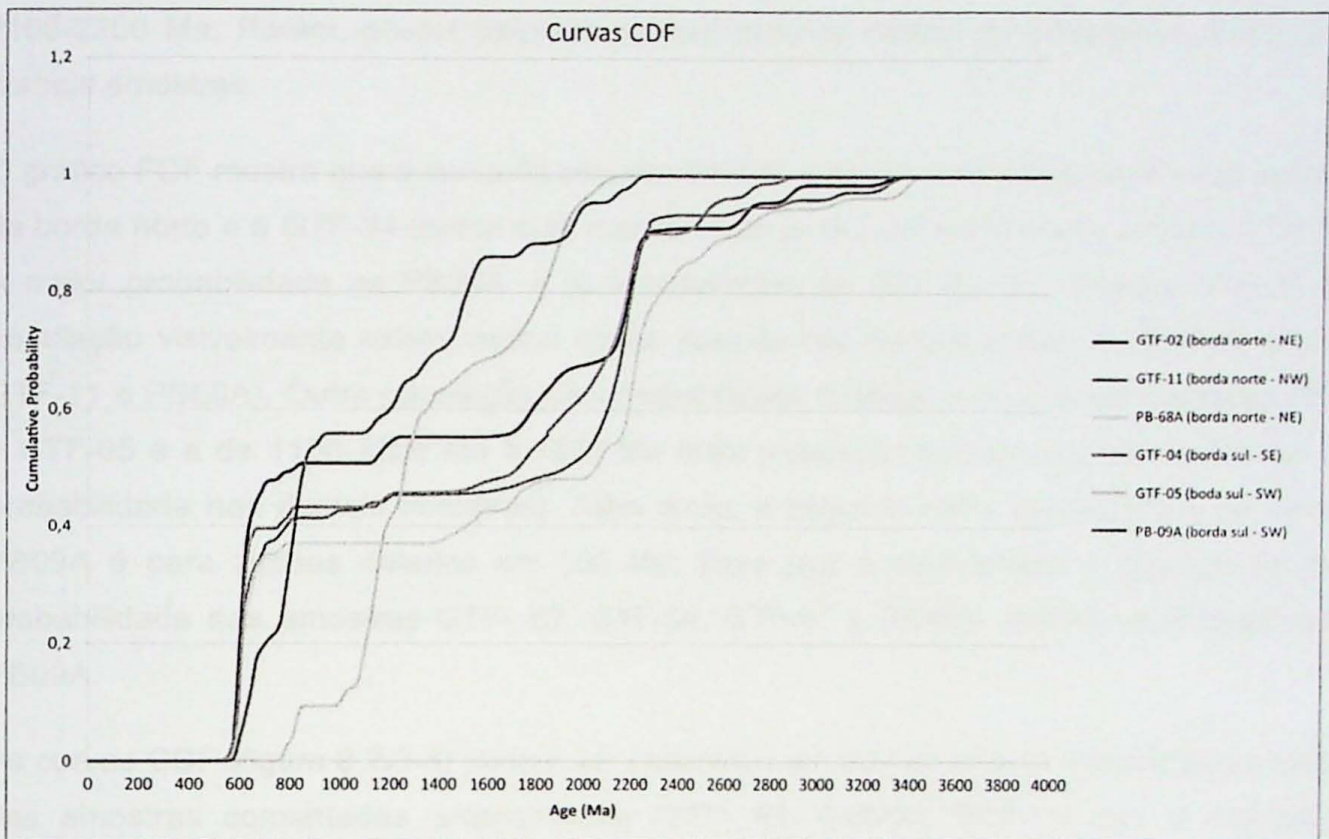


Figura 7.2.3-4- Gráfico CDF com amostras da borda norte (GTF-02, GTF11 e PB68A) e da borda sul (GTF-04, GTF-05 e PB09A) da BI

K-S P-values using error in the CDF

	GTF-02	GTF-11	PB68A	GTF-04	GTF-05	PB37B	PB09A
GTF-02		0,089	0,239	0,105	0,000	0,006	0,000
GTF-11	0,089		0,008	0,926	0,000	0,000	0,000
PB68A	0,239	0,008		0,000	0,000	0,002	0,000
GTF-04	0,105	0,926	0,000		0,000	0,000	0,001
GTF-05	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000
PB09A	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	

Figura 7.2.3-5- Teste K-S com amostras da borda norte (GTF-02, GTF11 e PB68A) e da borda sul (GTF-04, GTF-05 e PB09A) da BI

Levando em conta o gráfico de PDF (figura 7.2.3-3), é possível observar uma correlação entre as amostras GTF-02 (borda norte), GTF-11 (borda norte), GTF-04 (borda sul) e PB68A (borda norte). A amostra PB68A (borda norte) apresenta probabilidades parecidas às populações encontradas nas outras três amostras, apresentando as maiores concentrações em 600 Ma e

2100-2200 Ma. Porém, possui pequeno agrupamento de idades do Estateriano, ausente nas demais amostras.

O gráfico PDF mostra que a curva da amostra PB09A pode ser comparada com a das amostras da borda norte e a GTF-04 (borda sul), mas também possui correlação com a amostra GTF-05. A maior probabilidade na PB09A, é para populações de 800 Ma. Na amostra GTF-05 essa população visivelmente existe, mas é quase ausente nas demais amostras (GTF-02, GTF-04, GTF-11 e PB68A). Outra população com probabilidade relativamente alta nas amostras PB09A e GTF-05 é a de 1100-1200 Ma e 1300 Ma (esta população encontra-se com menor ou nula probabilidade nas demais amostras). Além disso, a segunda maior probabilidade da amostra PB09A é para zircões datados em 600 Ma. Esse pico é visivelmente o detentor de maior probabilidade nas amostras GTF- 02, GTF-04, GTF-11 e PB68A, correlacionando-as com a PB09A.

As curvas CDF (figura 9.2.3-4) podem ser separadas em dois grupos. O primeiro grupo trata-se das amostras comentadas anteriormente (GTF- 02, GTF-04, GTF-11) com a inserção da amostra PB68A. Na parte inicial, até 800 Ma a curva da amostra PB09A assemelha-se levemente com as amostras do primeiro grupo, porém, ultrapassado esse intervalo sua correlação é maior e por mais tempo com a curva da amostra GTF-05. Logo, tem-se o segundo grupo formado pelas amostras PB09A e GTF-05.

O teste de K-S (figura 7.2.3-5) mostra uma correlação entre as amostras PB68A e as duas amostras da borda norte. O valor de P na comparação com a amostra GTF-02 é 0.239, enquanto que com a amostra GTF-11 é 0.008 (menor que 0.05, fora do intervalo adotado neste trabalho). A amostra PB09A possui correlação apenas com a amostra GTF-04, mas o valor de P é menor que 0.05. Portanto, segundo o teste de K-S as rochas das amostras GTF-02 e a PB68A tem fortes indicações de compartilharem as mesmas áreas fontes.

8. Conclusões

Com base em revisões bibliográficas, trabalhos de campo realizados na BI, análises petrográficas e datações U/Pb, conclui-se que os arenitos da borda norte e sul podem representar uma mesma unidade geológica. As amostras da borda norte (GTF-02 e GTF-11) possuem populações de zircão muito semelhante entre si e coincidentes com o padrão observado na amostra GTF-04, situada na borda sul da BI sugerindo que as unidades de ambas as bordas possam ter uma origem em comum.

A proveniência dos zircões com idades próximas a 600 Ma é atribuída ao magmatismo do Cinturão Dom Feliciano. As populações de zircão por volta de 800 Ma podem ter origem nos granitóides e vulcanismo da fase rift do Grupo Brusque. Já os agrupamentos de idades ao redor de 2100-2200 Ma são oriundos dos gnaisses do embasamento do Craton Luiz Alves (Complexo Granulítico de Santa Catarina). É bastante difícil interpretar a origem das idades entre 1000-1300Ma pois não são conhecidas rochas dessa idade nessa porção sul-americana. É possível que esses zircões mesoproterozóicos tenham origem na borda W do craton do Kalahari na África.

9.Referências bibliográficas

- Basei M.A.S. 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Basei M.A.S. 2000. Geologia e Modelagem geotectônica dos terrenos Pré-Cambrianos das regiões sul-oriental brasileira e uruguaia: possíveis correlações com províncias similares do sudoeste africano. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Basei, M.A.S., Grasso, C.B.; Vlash, S.R.F.; Nutman, A.; Siga Jr., O.; Osako, L.S. "A"-type rift-related granite and the lower Cryogenian age for the beginning of the Brusque belt basin, Dom Feliciano belt, southern Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 6., 2008. San Carlos de Bariloche, Proceedings. Buenos Aires. ISSN 1851-6963. Paper 128, 7 p.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H. E., Nutman A. P., Preciozzi, F. 2008. West Gondwana Amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozóic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. London, Geological Society, Special Publications., 294: 239-256
- Basei M.A.S., Nevesa B.B.B., Siga Jr. O., Babinsky M., Pimentel M.M., Tassinari C. C. G., Hollanda M. H. B., Nutman A., Cordani U. G. 2010. Contribution of SHRIMP U–Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. Pre-Cambrian Research., 183: 112-144
- Basei, M.A.S., Druskas, C. O., Nutman, A. P., Wemmer, K., Dunyi, L., Santos, P. R., Passarelli, C. R., Campos Neto, M. C., Siga Jr, O., Osako, L. 2011. The Itajaí foreland basin: a tectono-sedimentary record of the Ediacaran period, Southern Brazil. International Journal of Earth Science., 100: 543-549.
- Caldasso A. L., Krebs A. S .J., Silva M. A. S., Camozzato E., Ramgrab G. E. 1995. Mapa Geológico 1:50.000 da Folha Brusque, SC, SG-22-Z-D-II-1, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos, Brasília, CPRM, 243p.
- Citroni S. B. 1993. Ambientes deposicionais e significado geotectônico da sedimentação do Grupo Itajaí-SC. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

- Corfu F., Hanchar J. M., Hoskin P. W. O., Kinny P., 2003. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53: 469-500.
- Dill H. G., 2010. Authigenic heavy minerals a clue to unravel supergene and hypogene alteration of marine and continental sediments of Triassic to Cretaceous age (SE Germany). *Sedimentary Geology*, 228: 61-76.
- Fedo, C. M., Sircombe, K. N., Rainbird, R. H., 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentar record. In: Hanchar, J. M., Hoskin & P.W. O. Eds. *Zircon. Reviews in mineralogy and Geochemistry*, 53: 277-303.
- Fletcher I. R., Rasmussen B., McNaughton N. J., 2000. SHRIMP U-Pb geochronology of authigenic xenotime and its potential for dating sedimentar basins. *Journal of Earth Sciences*, 47: 845-859.
- Florisbal L.M. 2001. Petrogênese de granitos sintectônicos em ambiente pós colisional do escudo catarinense: estudo integrado de geologia estrutural, geoquímica elemental e isotópica Sr-Nd-Pb e Geocronologia U-Pb em zircão. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Folk R. L., 1968, 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Tex.: Hemphill's Book Store. 170 p.
- Girardi, V., Ulbrich, H. H. G. J. 1978. Origem e evolução do complexo máfico-utramáfico de Piên, PR. In: Recife, *Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 86-86
- Guadagnin F. 2009. Idade de deposição e proveniência dos sedimentos da Bacia do Itajaí, SC. Dissertação de Mestrado, Instituto De Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Hartmann, L. A., Selva, L. C., Orlandi, V. F. 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Descrição e implicações genéticas. *Acta Geol. Leop.*, 6:93-112.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Vasconcellos, M.A.Z., Silva, L.C., 2000. Ion Microprobe (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 72: 559-572.
- Gyynn J., Gehrels G., 2006. Comparison of Detrital Zircon Age Distributions Using K-S Test. Department of Geosciences, University of Arizona.
- Kahn J. S., 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments. *Jour. Geology* ,64:385-395.
- Kosler, J., Sylvester, P. J. 2003. Present Trends and the Future of Zircon in Geochronology: Laser Ablation ICPMS. In: HANCHAR, J.M.; HOSKIN, P.W.O. (Ed.). *Zircon*. Washington, Reviews in Mineralogy & Geochemistry.
- Kositcin N., Mcnaughton N. J., Griffin B. J., Fletcher I. R., Groves D. I., Rasmussen B., 2003. Textural and geochemical discrimination between xenotime of different origin in the Archaean Witwatersrand Basin, South Africa.

Geochimica et Cosmochimica Acta., 67: 709-731.

- Krynine D., 1948. The megascopic study and field classification of sedimentar rocks. Jour. Geology., 56: 130-165.
- Macedo, M. H. F.; Basei. M.A.S.; Bonhome, M. G.; KAWASHITA, K. 1984. Dados geocronológicos referentes às rochas metassedimentares do Grupo Itajaí, SC. Revista Brasileira de Geociências., 14: 30-34.
- Narbonne, G. M. 2005. The Ediacara Biota: Neoproterozoic Origin of Animals and Their Ecosystems. Annual Review of Earth and Planetary Sciences., 33: 421-442.
- Neto, R. G., Da Rosa, A. L. Z., 1997. Registro icnofossilífero da Bacia do Itajaí, SC: Uma primeira visao. Boletim resumos, XV Congresso Brasileiro de Paleontologia, São Pedro, p. 136.
- Netto A. M. R., Regali M. S. P., Carvalho I. S., Freitas F. I., 2012. Palinoestratigrafia do intervalo Alagoas da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Rev. Brasileira de Geociências., 42: 331-342.
- Paim, P.S.G., Leionitz, I., Rosa, A. L. Z., Rosa, A. A. S., 1997. Preliminary report on the occurrence of *Chancelloria* sp. In the Itajaí basin, Southern Brazil. Revista Brasileira de Geociências., 27: 303-308.
- Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R., 1972. Sand and Sandstone. Heidelberg, Springer-Verlag.
- Philipp, R. P., Mallmann, G., Bitencourt, M. F., Souza, E. R., Souza, M. M. A., De Liz, J. D., Wild, F., -Arendt, S., Oliveira, A. S., Duarte, L., Rivera, C. B., Prado, M. 2004. Caracterização litológica e evolução metamórfica da porção leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. Revista Brasileira de Geociências., 34: 21-34.
- Powers M. C., 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. Journal of Sedimentary Research., 23:117-119.
- Rasmussen, B. 2005. Radiometric dating of sedimentary rocks: the application of diagenetic xenotime geochronology. Earth-Science Reviews, 68 (3-4): 197-243.
- Rostirolla, S. P. 1991. Tectônica e sedimentação da Bacia do Itajaí-SC. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Ouro Preto.
- Schroeder, G.S., 2006. Análise tectônica da Bacia do Itajaí. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Siga Jr., O. 1995. Domínios Tectônicos do Sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e evolução crustal. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Silva, L. C., Armstrong, R., Pimentel, M.M., Scandorala, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A.A, Vasconcelos, A.M., Rizzoto, G., Quadros, M.L.E.S., Sander, A., Rosa, A.L.Z., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-Cambrianos brasileiros com base em novos dados U/Pb SHRIMP parte III: Províncias

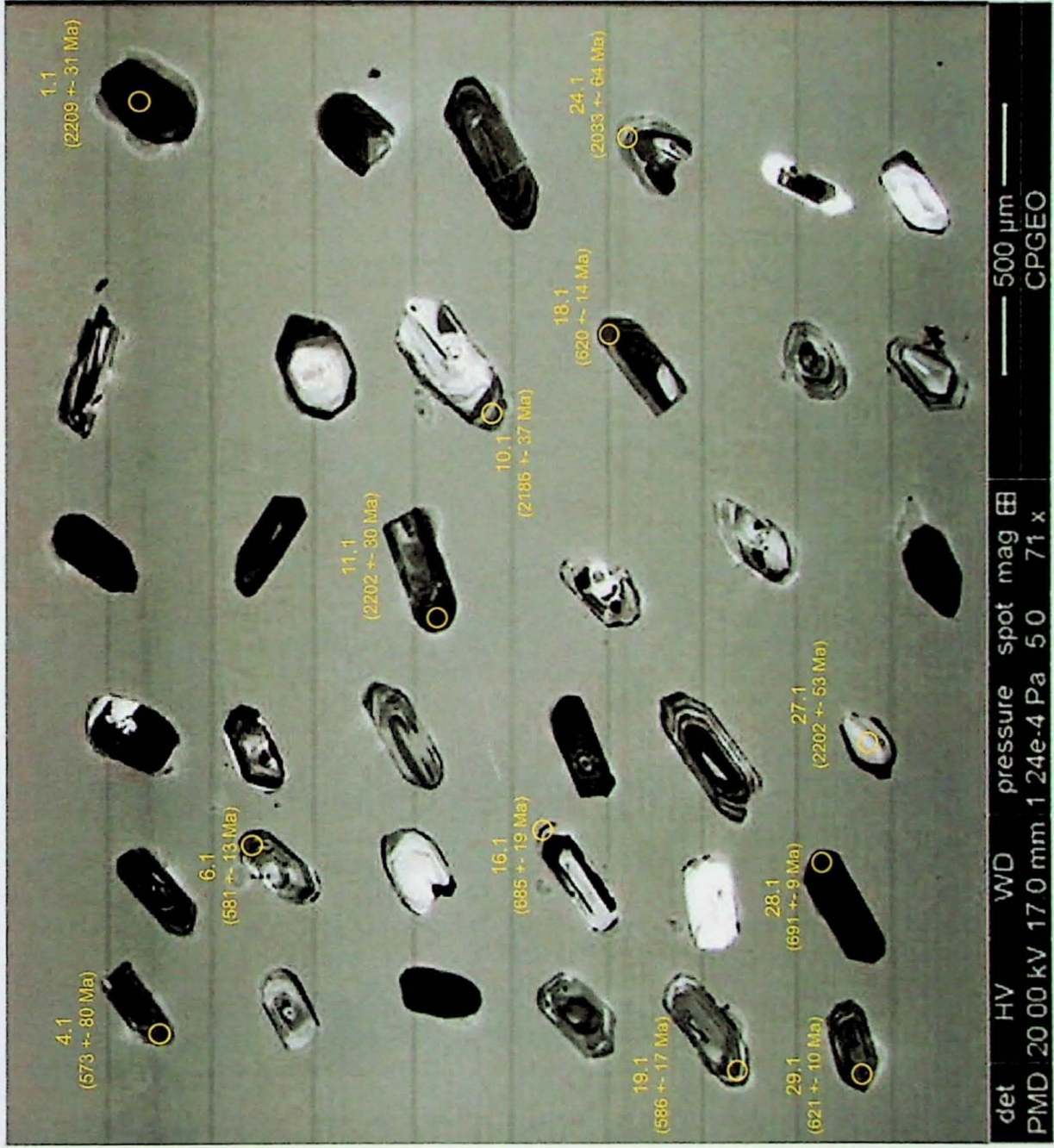
Borborema, Mantiqueira meridional e Rio Negro-Juruena. Revista Brasileira de Geociências 32: 529-544.

-Udden J. A., 1898. The mechanical composition of Wind depositis. Lutheran Augustana Libary, Rock Island, Ill., USA.

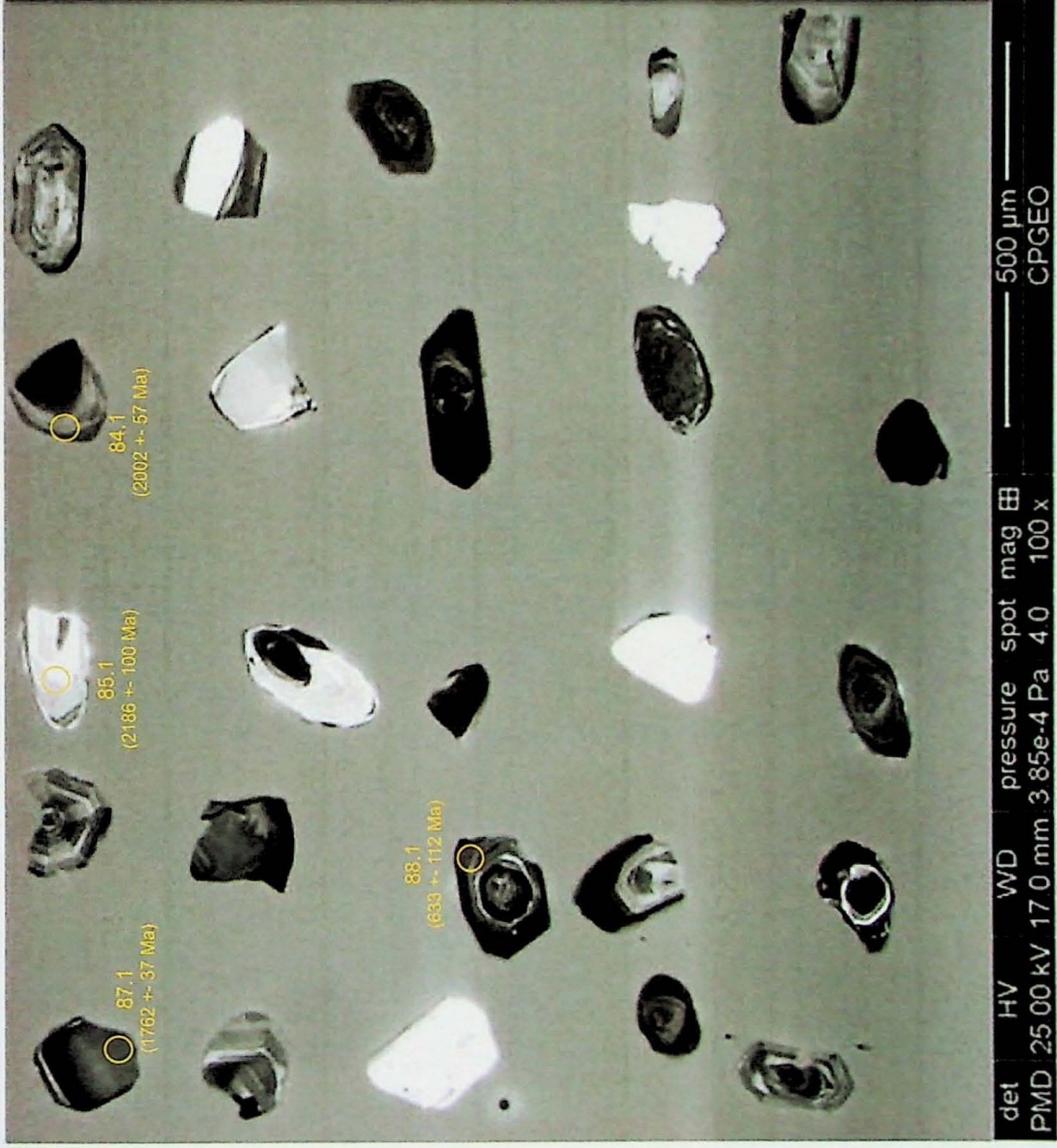
Orientador : Miguel Stipp Basei

Aluno : Heitor Gardenal Figueiredo

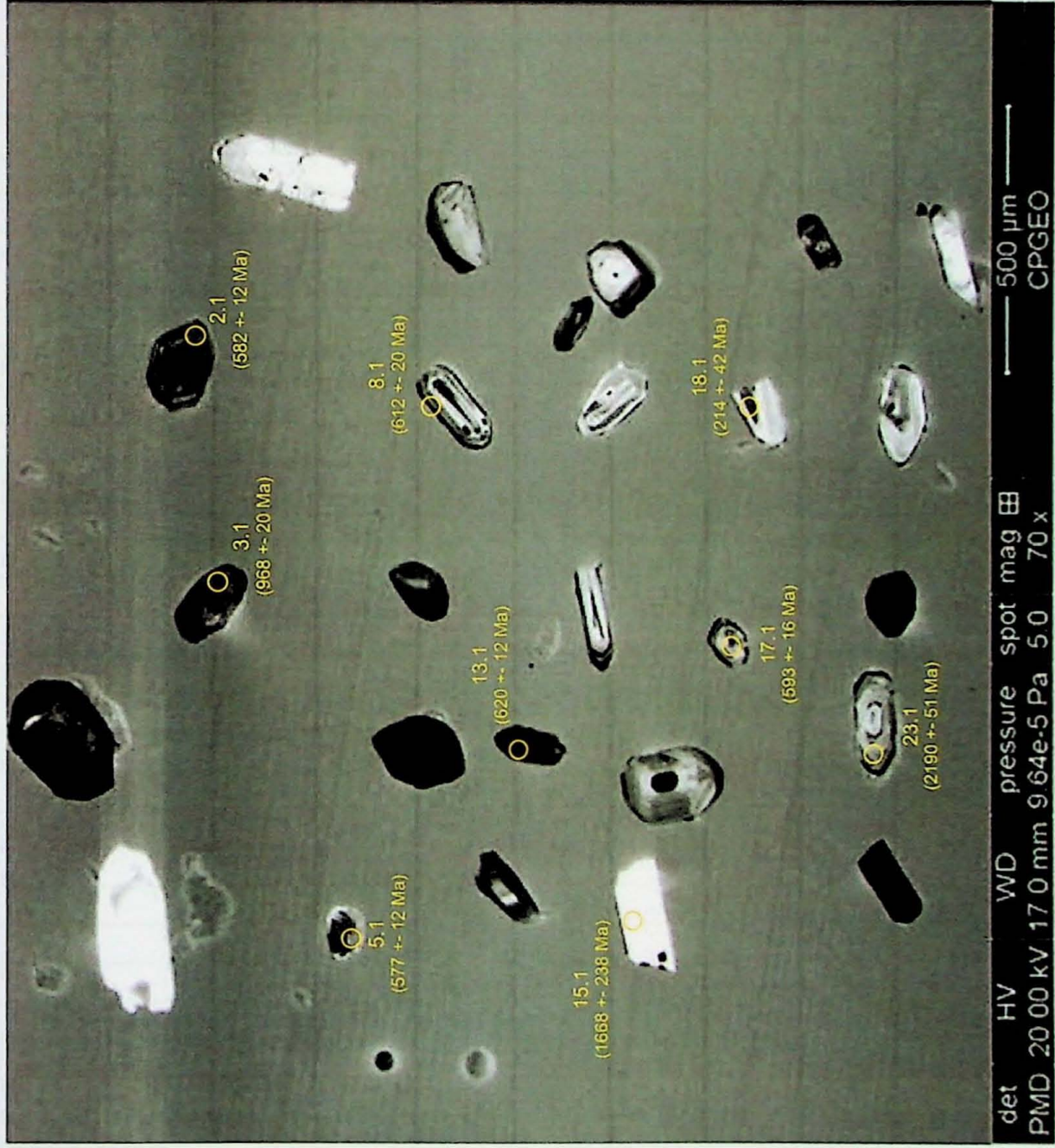
Anexo 6.3-1a



Anexo 6.3-2a



Anexo 6.3-4a



Sample	Spot	Site	Habit	Cl petrography
GTF-02	1.1	m	p	hd
GTF-02	2.1	e	p	osc
GTF-02	3.1	c	p	osc
GTF-02	4.1	e	fr	osc
GTF-02	5.1	e	p	hb
GTF-02	6.1	e	p	osc
GTF-02	7.1	e	p	osc
GTF-02	8.1	e	fr	osc
GTF-02	9.1	e	p	osc
GTF-02	10.1	e	p	osc
GTF-02	11.1	e	p	hd
GTF-02	12.1	e	p	osc
GTF-02	13.1	m	fr	hb
GTF-02	14.1	e	ov	hd
GTF-02	15.1	e	p	osc
GTF-02	16.1	e	p	hb
GTF-02	17.1	e	rd	hb
GTF-02	18.1	e	p	osc
GTF-02	19.1	e	p	osc
GTF-02	20.1	m	p	hb
GTF-02	21.1	e	p	osc
GTF-02	22.1	e	p	osc
GTF-02	23.1	e	p	osc
GTF-02	24.1	e	fr	hb
GTF-02	25.1	e	p	hb
GTF-02	26.1	e	p	hb
GTF-02	27.1	m	fr	hb
GTF-02	28.1	e	p	hd
GTF-02	29.1	e	p	osc
GTF-02	30.1	c	p	hd
GTF-03	31.1	c	p	hb
GTF-02	31.2	e	p	hb
GTF-02	32.1	e	p	osc
GTF-02	33.1	e	p	hb
GTF-03	34.1	e	rd	hd
GTF-02	34.2	m	rd	hd
GTF-02	35.1	e	ep	hb
GTF-02	36.1	r	p	odc
GTF-02	37.1	e	p	hb
GTF-02	38.1	e	p	odc
GTF-02	39.1	e	p	osc
GTF-02	40.1	e	p	osc

GTF-02	41.1	e	p	osc
GTF-02	42.1	m	rd	osc
GTF-02	43.1	m	p	osc
GTF-02	44.1	e	p	osc
GTF-02	45.1	e	rd	osc
GTF-02	46.1	e	p	osc
GTF-02	47.1	e	p	osc
GTF-02	48.1	e	p	hd
GTF-02	49.1	e	rd	osc
GTF-02	50.1	e	p	osc
GTF-02	51.1	m	rd	hb
GTF-02	52.1	m	p	hb
GTF-02	53.1	e	p	osc
GTF-02	54.1	e	p	osc
GTF-02	55.1	e	p	osc
GTF-02	56.1	e	p	hb
GTF-02	57.1	e	fr	osc
GTF-02	58.1	e	p	hd
GTF-02	59.1	e	p	osc
GTF-02	60.1	e	p	osc
GTF-02	61.1	e	eq	hd
GTF-02	62.1	e	p	hb
GTF-02	63.1	e	p	osc
GTF-02	64.1	e	p	osc
GTF-02	65.1	e	p	osc
GTF-02	66.1	e	ov	hd
GTF-02	67.1	e	p	hd
GTF-02	68.1	m	p	hb
GTF-02	69.1	e	ov	hd
GTF-02	70.1	e	p	osc
GTF-02	71.1	e	p	hb
GTF-02	72.1	e	p	osc
GTF-02	73.1	e	p	osc
GTF-02	74.1	e	p	hd
GTF-02	75.1	e	p	hd
GTF-02	76.1	e	p	hd
GTF-02	77.1	e	p	osc
GTF-02	78.1	e	p	hd
GTF-02	79.1	m	p	osc

LEGENDA

m=centro
e=periferia
c=núcleo

p=prismático
fr=fragmentado
ov=ovóide
rd=arredondado
eq=eqant

hd=homogêneo escuro
hb=homogêneo branco
osc=oscilatório
sz=zonado no setor

Sample	Spot	Site	Habit	Cl petrography
GTF-04	1.1	e	fr	hb
GTF-04	2.1	m	fr	hd
GTF-04	3.1	m	p	hd
GTF-04	4.1	m	ov	hd
GTF-04	5.1	m	p	hb
GTF-04	6.1	e	ov	hd
GTF-04	7.1	m	rd	hd
GTF-04	8.1	m	eq	hd
GTF-04	9.1	e	fr	osc
GTF-04	10.1	m	rd	hd
GTF-04	11.1	e	eq	hb
GTF-04	12.1	c	fr	hd
GTF-04	13.1	c	p	hb
GTF-04	14.1	e	rd	hb
GTF-04	15.1	e	p	hb
GTF-04	16.1	e	fr	osc
GTF-04	17.1	e	p	hd
GTF-04	18.1	m	eq	hb
GTF-04	19.1	e	p	osc
GTF-04	20.1	e	p	osc
GTF-04	21.1	m	eq	hb
GTF-04	22.1	e	p	hd
GTF-04	23.1	e	eq	hb
GTF-04	24.1	e	p	hd
GTF-04	25.1	e	p	hd
GTF-04	26.1	e	p	osc
GTF-04	27.1	e	p	hd
GTF-04	28.1	e	p	hd
GTF-04	29.1	e	eq	hb
GTF-04	30.1	e	eq	hb
GTF-04	31.1	e	p	osc
GTF-04	32.1	e	p	hd
GTF-04	33.1	e	ov	osc
GTF-04	34.1	e	p	hd
GTF-04	35.1	e	p	hd
GTF-04	36.1	e	fr	hd
GTF-04	37.1	e	fr	hd
GTF-04	38.1	e	fr	osc
GTF-04	39.1	e	p	osc
GTF-04	40.1	e	p	hd
GTF-04	41.1	m	p	hb
GTF-04	42.1	e	p	osc

GTF-05	42.2	m	p	osc
GTF-04	43.1	e	fr	osc
GTF-04	44.1	m	eq	hd
GTF-04	45.1	e	p	hb
GTF-04	46.1	e	rd	osc
GTF-04	47.1	m	p	hb
GTF-04	48.1	e	p	osc
GTF-04	49.1	e	p	osc
GTF-04	50.1	e	ov	osc
GTF-04	51.1	e	p	hd
GTF-04	52.1	m	fr	hd
GTF-04	53.1	e	fr	osc
GTF-04	54.1	e	fr	hd
GTF-04	55.1	e	p	osc
GTF-04	56.1	e	p	hd
GTF-04	57.1	e	p	osc
GTF-04	58.1	m	eq	hb
GTF-04	59.1	m	ov	hd
GTF-04	60.1	m	rd	hd
GTF-04	61.1	m	p	osc
GTF-04	62.1	m	fr	osc
GTF-04	63.1	e	p	hd
GTF-04	64.1	m	rd	hb
GTF-04	65.1	m	ov	hd
GTF-04	66.1	m	fr	hd
GTF-04	67.1	e	p	hd
GTF-04	68.1	m	eq	hb
GTF-04	69.1	m	ov	hb
GTF-04	70.1	e	eq	osc
GTF-04	71.1	e	eq	osc
GTF-04	72.1	m	fr	hd
GTF-04	73.1	e	p	hd
GTF-04	74.1	m	p	hd
GTF-04	75.1	e	fr	osc
GTF-04	76.1	e	p	osc
GTF-04	77.1	e	p	osc
GTF-04	78.1	e	rd	osc
GTF-04	79.1	e	fr	hb
GTF-04	80.1	e	fr	osc
GTF-04	81.1	m	p	hb
GTF-04	82.1	c	p	hb
GTF-04	83.1	e	p	osc
GTF-04	84.1	e	fr	sz

GTF-04	85.1	m	p	hb
GTF-04	86.1	e	fr	osc
GTF-04	87.1	m	fr	hd
GTF-04	88.1	e	fr	osc
GTF-04	89.1	e	p	hb

LEGENDA

m=centro
e=periferia
c=núcleo

p=prismático
fr=fragmentado
ov=ovóide
rd=arredondado
eq=eqant

hd=homogêneo escuro
hb=homogêneo branco
osc=oscilatório
sz=zonado no setor

Sample	Spot	Site	Habit	Cl petrography
GTF-05	1.1	m	fr	hb
GTF-05	2.1	e	p	hd
GTF-05	3.1	c	p	osc
GTF-05	4.1	e	eq	osc
GTF-05	5.1	e	p	osc
GTF-05	6.1	e	p	osc
GTF-05	7.1	e	p	osc
GTF-05	8.1	e	rd	osc
GTF-05	9.1	e	p	osc
GTF-05	10.1	e	fr	hd
GTF-05	11.1	e	p	hd
GTF-05	12.1	e	ov	hb
GTF-05	13.1	e	ov	hd
GTF-05	14.1	e	ov	hd
GTF-05	15.1	e	p	osc
GTF-05	16.1	e	p	hd
GTF-05	17.1	e	p	hd
GTF-05	18.1	m	fr	hb
GTF-05	19.1	e	fr	osc
GTF-05	20.1	c	p	hb
GTF-05	21.1	e	ov	hd
GTF-05	22.1	e	p	osc
GTF-05	23.1	e	p	osc
GTF-05	24.1	e	fr	hd
GTF-05	25.1	e	ov	hd
GTF-05	26.1	c	p	hb
GTF-05	27.1	m	p	hb
GTF-05	28.1	e	fr	osc
GTF-05	29.1	e	fr	osc
GTF-05	29.2	m	fr	hd
GTF-05	30.1	c	p	hd
GTF-05	31.1	m	fr	osc
GTF-05	32.1	e	p	hd
GTF-05	33.1	e	fr	hd
GTF-05	34.1	m	rd	hd
GTF-05	35.1	e	fr	hd
GTF-05	36.1	m	rd	hd
GTF-05	37.1	m	rd	hd
GTF-05	38.1	m	fr	osc
GTF-05	39.1	m	p	osc
GTF-05	40.1	m	fr	osc
GTF-05	41.1	m	rd	osc

GTF-05	42.1	m	p	hd
GTF-05	43.1	e	eq	osc
GTF-05	44.1	e	p	osc
GTF-05	45.1	eq	p	hb
GTF-05	46.1	e	fr	osc
GTF-05	47.1	e	p	hd
GTF-05	48.1	m	rd	hb
GTF-05	48.2	e	rd	hd
GTF-05	49.1	m	fr	osc
GTF-05	50.1	e	eq	hd
GTF-05	51.1	e	fr	hb
GTF-05	52.1	m	eq	hb
GTF-05	53.1	c	p	osc
GTF-05	54.1	m	fr	osc
GTF-05	55.1	m	fr	osc
GTF-05	56.1	m	rd	hb
GTF-05	57.1	m	rd	hd
GTF-05	58.1	e	p	osc
GTF-05	59.1	e	eq	osc
GTF-05	60.1	e	fr	hd
GTF-05	61.1	m	p	hb
GTF-05	62.1	e	fr	hb
GTF-05	63.1	m	rd	hb
GTF-05	64.1	m	fr	hd
GTF-05	65.1	e	fr	hb
GTF-05	66.1	m	fr	osc
GTF-05	67.1	e	eq	osc
GTF-05	68.1	e	fr	hd
GTF-05	69.1	e	p	osc
GTF-05	70.1	e	fr	osc
GTF-05	71.1	e	p	hd
GTF-05	72.1	e	rd	osc
GTF-05	73.1	e	rd	hd
GTF-05	74.1	e	eq	osc
GTF-05	75.1	e	fr	hb
GTF-05	76.1	e	fr	osc
GTF-05	77.1	e	p	hb
GTF-05	78.1	m	fr	hb
GTF-05	79.1	m	rd	hd
GTF-05	80.1	e	fr	hb
GTF-05	81.1	e	fr	osc
GTF-05	82.1	m	fr	hd
GTF-05	83.1	m	fr	hd

GTF-05	84.1	e	fr	hb
GTF-05	85.1	m	fr	osc
GTF-05	86.1	e	fr	osc
GTF-05	87.1	e	rd	osc
GTF-05	88.1	e	eq	osc

Sample	Spot	Site	Habit	Cl petrography
GTF-11	1.1	e	p	hb
GTF-11	2.1	e	p	os
GTF-11	3.1	e	rd	hd
GTF-11	4.1	e	p	hb
GTF-11	5.1	e	fr	osc
GTF-11	6.1	m	eq	hd
GTF-11	7.1	e	rd	hd
GTF-11	8.1	e	p	osc
GTF-11	9.1	m	fr	hb
GTF-11	10.1	m	eq	hb
GTF-11	11.1	e	p	hd
GTF-11	12.1	m	p	hb
GTF-11	13.1	m	p	hd
GTF-11	14.1	c	p	hb
GTF-11	15.1	m	fr	hb
GTF-11	16.1	e	ov	osc
GTF-11	17.1	m	eq	hb
GTF-11	18.1	m	fr	sz
GTF-11	19.1	m	p	hb
GTF-11	20.1	e	p	hb
GTF-11	21.1	m	ov	hb
GTF-11	21.2	e	ov	hd
GTF-11	22.1	m	p	hd
GTF-11	23.1	e	p	osc
GTF-11	24.1	e	p	hd
GTF-11	25.1	c	ov	osc
GTF-11	26.1	e	ov	hb
GTF-11	27.1	e	p	osc
GTF-11	28.1	m	rd	hb
GTF-11	29.1	e	rd	hd
GTF-11	30.1	e	p	hd
GTF-11	31.1	c	p	osc
GTF-11	32.1	e	p	osc
GTF-11	33.1	e	fr	hd
GTF-11	34.1	e	eq	hd
GTF-11	35.1	e	eq	hb
GTF-11	36.1	e	ov	osc
GTF-11	37.1	e	p	hd
GTF-11	38.1	e	fr	hb
GTF-11	39.1	e	p	hd
GTF-11	40.1	e	rd	osc
GTF-11	41.1	e	p	osc

GTF-11	42.1	m	p	hd
GTF-11	43.1	m	p	hd
GTF-11	44.1	e	eq	hb
GTF-11	45.1	m	fr	osc
GTF-11	46.1	m	rd	hb
GTF-11	47.1	e	fr	osc
GTF-11	48.1	m	ov	hd
GTF-11	49.1	e	p	hd
GTF-11	50.1	c	ov	hd
GTF-11	51.1	e	p	hd
GTF-11	52.1	e	fr	hd
GTF-11	53.1	e	p	hb
GTF-11	54.1	e	fr	hd
GTF-11	55.1	e	p	osc
GTF-11	56.1	m	ov	hb
GTF-11	57.1	e	p	hb
GTF-11	58.1	e	eq	osc
GTF-11	59.1	e	fr	hd
GTF-11	60.1	e	p	osc
GTF-11	61.1	m	fr	osc
GTF-11	62.1	e	fr	osc
GTF-11	63.1	e	fr	osc
GTF-11	64.1	e	p	hb
GTF-11	65.1	e	p	osc
GTF-11	66.1	e	p	hd
GTF-11	67.1	m	eq	osc
GTF-11	68.1	m	rd	hb
GTF-11	69.1	e	p	hd
GTF-11	70.1	m	fr	hb
GTF-11	71.1	m	eq	hb
GTF-11	72.1	e	p	osc
GTF-11	73.1	e	fr	hd
GTF-11	74.1	e	fr	hd
GTF-11	75.1	e	p	hd
GTF-11	76.1	e	p	hb
GTF-11	77.1	e	eq	osc
GTF-11	78.1	c	p	hd
GTF-11	79.1	e	q	osc
GTF-11	80.1	e	ov	hb
GTF-11	81.1	e	fr	hd
GTF-11	82.1	m	fr	osc
GTF-11	83.1	m	p	osc
GTF-11	84.1	e	eq	hd

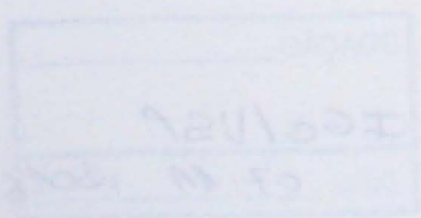
GTF-11	85.1	e	p	osc
GTF-11	86.1	e	p	osc
GTF-11	87.1	e	eq	osc
GTF-11	88.1	e	fr	osc
GTF-11	89.1	m	fr	hd
GTF-11	90.1	e	fr	osc

LEGENDA

m=centro
e=periferia
c=núcleo

p=prismático
fr=fragmentado
ov=ovóide
rd=arredondado
eq=eqant

hd=homogêneo escuro
hb=homogêneo branco
osc=oscilatório
sz=zonado no setor



DOAÇÃO _____
FGC/VSP
Data: 07/11/2016

