

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO TERMOTECTÔNICA/CRONOLÓGICA
DO DOMO DE LAGES-SC, PELO MÉTODO DE DATAÇÃO
POR TRAÇO DE FISSÃO EM APATITAS**

Gustavo Garcia

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado
Co-orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2006/25)

SÃO PAULO
2006

TF
G216
G.c

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Caracterização termotectônica/cronológica do domo de
Lages, SC, pelo método de datação por traço de
fissão em apatitas**

Gustavo Garcia



Monografia de Trabalho de Formatura

Banca Examinadora

Prof. Dr. Rômulo Machado

Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

Prof. Dr. Oswaldo Siga Júnior

São Paulo

2006

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900024310

**CARACTERIZAÇÃO TERMOTECTÔNICA/CRONOLÓGICA DO
DOMO DE LAGES-SC, PELO MÉTODO DE DATAÇÃO POR TRAÇO
DE FISSÃO EM APATITAS**



Gustavo Garcia

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado
Co-orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-25/2006)**

**SÃO PAULO
2006**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO TERMOTECTÔNICA/CRONOLÓGICA DO
DOMO DE LAGES-SC, PELO MÉTODO DE DATAÇÃO POR TRAÇO
DE FISSÃO EM APATITAS**

- MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA -

044-500 – TRABALHO DE FORMATURA – TF 2006/25

Gustavo Garcia

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

Co-orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

São Paulo, 2006

I. RESUMO

Neste trabalho foram desenvolvidos estudos termocronológicos em rochas que compõem a Bacia do Paraná, com ênfase naquelas do intervalo Neo-Cretáceo –Terciário.

A área estudada é o Domo de Lages e adjacências, situado na porção centro-sul do estado de Santa Catarina, borda leste da referida Bacia. Caracteriza-se como uma estrutura dômica composta pelas unidades da bacia soerguidas e por intrusões alcalinas pós-cretáceas associadas.

O estudo foi baseado no método geocronológico de traço de fissão em apatitas, que permite a datação de eventos de baixa temperatura (abaixo de 120°C). O uso dessa metodologia possibilitou a diferenciação de eventos tectônicos atuantes na área, bem como a magnitude térmica alcançada pelos mesmos. Os dados da literatura e os resultados obtidos no presente trabalho permitiram definir quatro fases de evolução Mesocenozóicas. As principais fases de magnitude térmica foram relacionadas com o magmatismo da Form. Serra Geral e o magmatismo alcalino. Observou-se que estes episódios possuem estreita relação temporal com a tectônica regional da borda leste da Bacia do Paraná e com a estruturação do domo. Este trabalho complementa os estudos já realizados na área, gerando dados de datações absolutas para os eventos termotectônicos e contribuindo por meio de modelos de evolução térmica para estudos de geração da estrutura dômica.

II. ABSTRACT

This work comprises thermochronological studies on geological units that form part of the Paraná Basin, with emphasis on the Late Cretaceous – Tertiary periods.

The studied area, the “Domo de Lages”, is located in the central and southern portion of Santa Catarina state where it marks the eastern border of the referred Basin. It is characterised by a dome structure composed by the uplifted stratigraphic units of the basin and by associated post Cretaceous alkaline intrusions.

The study was based on the geochronological method of apatite fission track which allows the dating of events of lower temperature (below 120°C). The application of the presented analytical method made it possible to differentiate the tectonic events in the area as well as to characterise the thermal magnitude gained by them. The data allow the differentiation of four Meso-Cenozoic evolution phases. The main ones of phases magnitude were related to the Fm. Serra Geral and alkaline magmatism. It was observed that those episodes have a close temporal relation with the regional tectonics at the border of the basin and the internal portion of the dome structure. This thesis is complementary to the already existing studies concerning that area, providing data of absolute dating for the termotectonic events and contributing to studies of generation of the domic structure by the use of models of thermal evolution.

III. AGRADECIMENTOS

Durante o período de realização do presente trabalho, a orientação, a crítica, o auxílio, a cobrança, a discussão, o estímulo, a hospitalidade, a amizade e o carinho tiveram papéis de extrema importância na motivação, dedicação e empenho necessários para que o trabalho pudesse ser realizado, embora desanimador na fase de cominuição de amostras, a realização foi repleta de momentos de alegria e confraternização.

Inicialmente gostaria de agradecer ao Prof. Rômulo pelos ensinamentos, pela dedicação, pela paciência com as adversidades e pela amizade construída durante a realização do trabalho. Segundo suas palavras, quando entrava em sua sala para conversarmos e perguntava se estava ocupado, ele respondia, sim “Eu estou sempre ocupado, mas sempre disposto a te atender”.

Outros agradecimentos especiais vão para toda a turma da UNESP, formada pela equipe de Traço de Fissão, meu co-orientador Prof. Peter Hackspacker, os alunos e amigos da pós-graduação Ana e Daniel, pelas vezes que foram meus “co-orientadores” quando o Prof. Peter não se encontrava na universidade e ao Carlos (Susi), Maíra e Eloi (gordinho) pela hospitalidade e boas baladas.

Igualmente gostaria de agradecer:

As pessoas da USP que contribuíram para a confecção deste trabalho, como o Prof. Excelso Ruberti durante as descrições petrográficas, o amigo e geólogo Luiz Fernando Roldan (Sagui) pelas discussões e fornecimento das imagens de seu trabalho, ao pessoal do Laboratório de Informática (LIG) da Geo, por liberarem os computadores para a confecção do trabalho e a todos aqueles da geologia USP que sempre me incentivaram são eles: Naira (Putusp), Artur (Merdão), Adriana (Bisteca), Anelise (Ane), Julio (Chachá), Camila (Rasga), Enos (Rosa), Carlos (Tropeço), entre outros.

A todo o pessoal de Lages: Cláudio, Ana, João, Clárinha, Dona Benta, por toda a dedicação durante os nossos trabalhos de campo e ao 10º Batalhão de Engenharia de Lages pela hospitalidade.

E como não poderia faltar o meu maior agradecimento vai aos meus pais que tanto se esforçaram e se dedicaram para que eu pudesse fazer o que eu gosto e com o melhor apoio possível, tanto financeiro quanto afetivo, que foi da maior importância durante a minha vida acadêmica. Este trabalho é dedicado a eles.

IV. SUMÁRIO

I. RESUMO.....	1
II. ABSTRACT.....	2
III. AGRADECIMENTOS	3
IV. SUMÁRIO.....	4
V. ÍNDICE DE FIGURAS	5
VI. ÍNDICE DE ANEXOS	6
1. INTRODUÇÃO.....	7
2. OBJETIVOS.....	8
3. JUSTIFICATIVAS	8
4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSOS.....	9
5. MATERIAIS E MÉTODOS	10
6. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO.....	11
7. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA.....	12
7.1 A BACIA DO PARANÁ.....	12
7.1.1 A Tectônica da Bacia do Paraná	15
7.1.2 O Domo de Lages	18
8. RESULTADOS OBTIDOS.....	26
9. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS.....	29
10. CONSIDERAÇÕES FINAIS	34
11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	37
12. ANEXOS	42

V. ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Localização de Lages no estado de Santa Catarina, identificado pela área quadriculada.....	9
Figura 2 - Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná, com a indicação das rochas alcalinas de Lages. (Compilado do Boletim Geológico da Petrobrás 1994).....	13
Figura 3 – Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul (Milani 2004, extraído de Godoy 2006).	15
Figura 4 – Arcabouço Tectônico da Bacia do Paraná (Modificado de Marques <i>et al.</i> 1993).....	16
Figura 5 - Mapa Geológico da parte oriental do Estado de Santa Catarina (Scheibe & Furtado, 1989), em detalhe a estrutura dômica - Folha Lages, SC (Modificado de Steiner 2004)	19
Figura 6 – Histograma das idades das rochas alcalinas de Lages, SC, datadas pelo método K/Ar. (modificado de Scheibe, 1986)	21
Figura 7 – Mapa de Lineamentos do Leste do Estado de Santa Catarina (modificado de Scheibe, 1986)....	22
Figura 8 - Mapa com a distribuição dos diques de rocha alcalina na região de Lages (Roldan, 2003).	23
Figura 9 - Direção dos mergulhos na parte sul do Domo, nota-se a predominância para sul, mesmo acima do morro do Tributo (modificado de Roldan 2003).....	24
Figura 10 - Imagem de fotolineamentos mostrando a direção das principais estruturas da região (modificado de Roldan 2003).....	25
Figura 11 – a) <i>Sill</i> concordante com o acamamento, ligeiramente inclinado; b) Geometria arredondada no contato do <i>sill</i> com a rocha sedimentar; c) Dobras e falhas inversas na rocha sedimentar geradas devido à intrusão lateral "forçada".....	30
Figura 12 – Dique de Lamprófiro colocado nos basaltos da Fm. Serra Geral (notar as disjunções colunares no lado esquerdo da foto.....	31
Figura 13 – Modelo evolucionário proposto para o Domo de Lages.....	36
Figura 14 : Processo de formação do traço de fissão (modificado de Wagner & Van den Haute, 1992)	44
Figura 15 – Fotomicrografia de uma seção prismática de um cristal de apatita polido e atacado. O eixo mais longo do cristal possui aproximadamente: 150 μ m	45
Figura 16 – Conceito da PAZ para apatita, em perfil crustal pré-exumação (Gallagher <i>et al.</i> 1998)	48

VI. ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO 1.....	43
METODOLOGIA DE TRAÇO DE FISSÃO EM APATITAS	43
ANEXO 2.....	54
LEGENDA RELATIVA AO MESO-CENOZOÍCO DO MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DE SÃO PAULO, EVIDENCIANDO AS FASES DE REATIVAÇÃO DA PLATAFORMA SUL-AMERICANA.....	54
ANEXO 3.....	55
DESCRÍÇÃO PETROGRAFIA E FOTOMICROGRAFIA	55
ANEXO 4.....	59
DESCRÍÇÃO DE CAMPO DAS AMOSTRAS COLETADAS.....	59
ANEXO 5.....	62
MAPA GEOLÓGICO DETALHADO DA ÁREA, COM LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS	62

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho teve como objetivo, com base em métodos geocronológicos como Traços de Fissão em apatitas, entre outros, a reconstrução dos eventos termotectônicos/cronológicos associados ao alçamento do Domo de Lages, localizado na porção centro-sul do estado de Santa Catarina, borda leste da Bacia do Paraná. A estrutura dômica de Lages é caracterizada por uma disposição concêntrica das unidades. Afloram basaltos da Fm. Serra Geral e arenitos da Fm. Botucatu na porção externa da estrutura e unidades Permianas e Triássicas na porção interna, formadas pelo Subgrupo Irati e pelas Formações Serra Alta, Teresina, Rio do Rasto e Pirambóia (Triássico), e rochas do Super Grupo Itararé na sua porção central, além de intrusivas alcalinas que formam uma estrutura concêntrica muito expressiva que é realçada em imagens de satélite e em fotos aéreas.

Os trabalhos de cartografia geológica, em escala de semi-detalhe, mostram um padrão estrutural bastante complexo de distribuição das unidades litológicas na porção central da estrutura dômica. A evolução, a idade de implantação e a relação desta com o contexto de evolução tectônica regional da Bacia do Paraná são temas não ainda suficientemente investigados e da maior relevância para a compreensão da evolução estrutural da própria bacia. Além disso, o entendimento dessas estruturas dômicas reveste-se da maior importância para estudos relacionados com armadilhas de petróleo e gás natural, bem como representam excelentes alvos para seleção de áreas para armazenamento e estocagem de gás.

Para esse entendimento foi de extrema importância a utilização da sistemática de traços de fissão em apatitas que permitiu reconstruir os eventos geológicos fanerozóicos, principalmente aqueles de caráter tectônico e erosivos, assim como os de alojamento e/ou resfriamento de rochas intrusivas em profundidades de até 5 Km, dependendo do paleo-gradiente térmico registrado. Essa característica se deve ao fato da apatita se apresentar como um mineral bastante sensível ao desenvolvimento de traços de fissão, sob condições de temperatura entre 60 a 120°C.

2. OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho é a quantificação de alterações térmicas ao longo do tempo geológico que decorrem de intrusões de rochas ígneas e/ou soerguimentos de denudação associados a feições estruturais presentes na Bacia do Paraná. A estrutura alvo deste trabalho é o Domo de Lages. Esta estrutura se apresenta como uma inflexão localizada entre duas importantes estruturas tectônicas: o Arco de Ponta Grossa e o Sinclinal de Torres (Almeida 1983).

De forma complementar, este trabalho objetiva também uma caracterização temporal dos eventos estruturais relacionados com a evolução tectônica e magmática do referido domo, a partir das estruturas observadas em campo. Estes eventos foram confrontados com os resultados obtidos e com as idades geocronológicas disponíveis na literatura.

3. JUSTIFICATIVAS

A estruturação e evolução do domo de Lages, SC, é um tema que vem sendo abordado por diversos autores (Loczy 1966 e 1968, Almeida 1983, Scheibe 1986, entre outros). Contudo, os trabalhos realizados até o momento não caracterizam idades com seqüência de eventos ocorridos no domo, apenas relacionam a geração da estrutura com a tectônica regional da borda leste da Bacia do Paraná.

Portanto, o presente trabalho justifica-se de um lado pela ausência de estudos dessa natureza que permitam a definição desses eventos no Domo de Lages; por outro, pela sensibilidade da metodologia empregada no entendimento da evolução termotectônica da referida estrutura, a exemplo de estudos em outras áreas de contexto geológico similar.

4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSOS

A área abordada neste trabalho situa-se no Planalto Catarinense, município de Lages, estado de Santa Catarina (Fig. 1)

O domo possui área 2100 Km² e localiza-se na folha topográfica Lages (SG-22-Z-c-V, IBGE) escala 1:100.000 e está compreendida pelas coordenadas W 50° 00' e 50° 30' e N 28° 00' e 27° 30'.

A cidade de Lages é cortada pela BR-116 e o acesso pode ser feito por Curitiba ou Porto Alegre. Outra opção é o acesso a partir de Florianópolis pela BR-282. Lages dista cerca de 228 Km da capital catarinense.

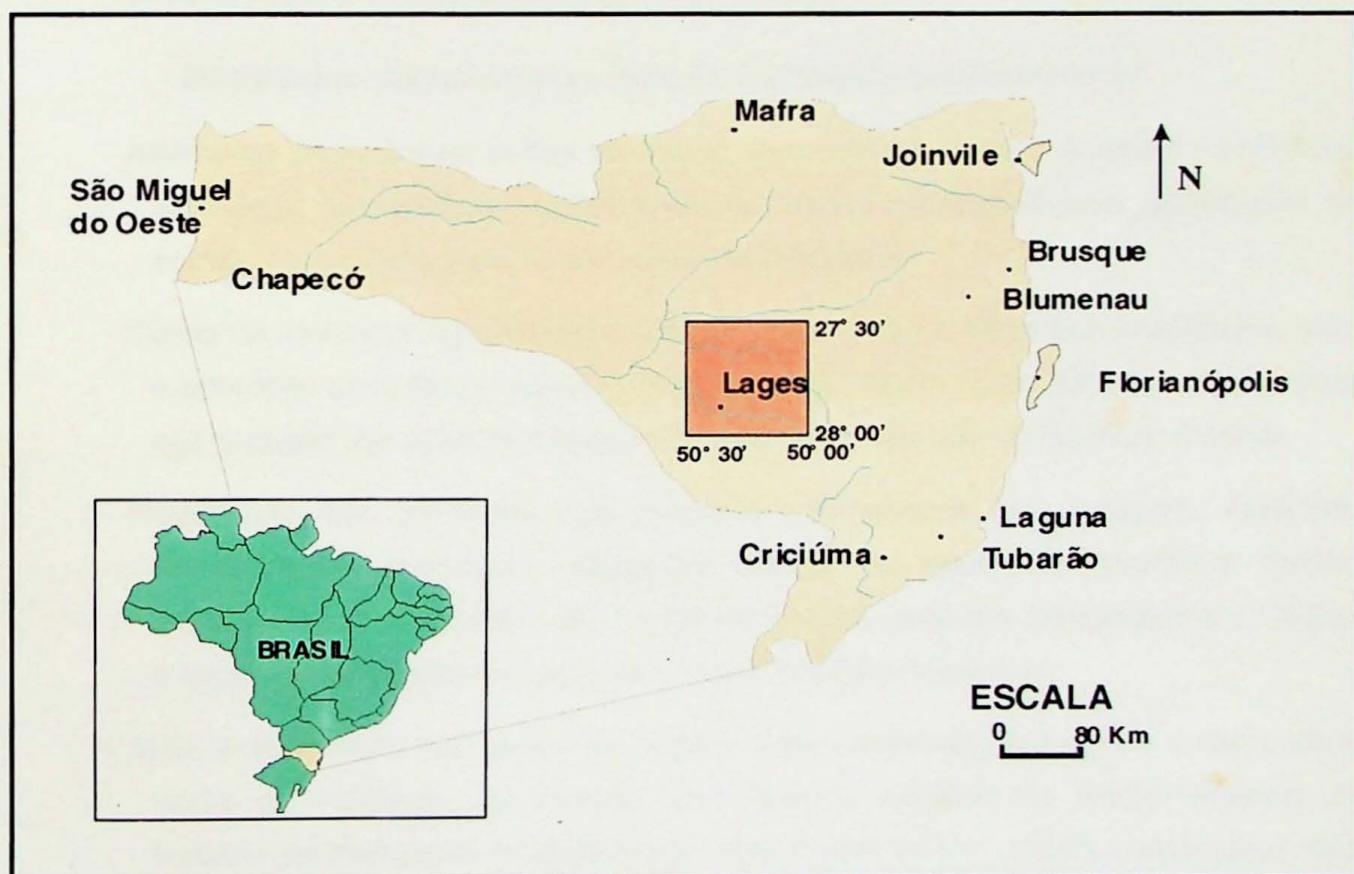


Figura 1 – Localização de Lages no estado de Santa Catarina, identificado pela área quadriculada.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização deste trabalho foram utilizados os seguintes materiais:

- Carta topográfica do IBGE, ano 1973, na escala 1:100.000, folha Lages;
- Cartas topográficas militares do Serviço Geográfico do Exército, ano 1982, escala 1:25.000. Folhas: Correia Pinto NE, Correia Pinto NO, Correia Pinto SE, Correia Pinto SO, Lages NE, Lages NO, Lages SE, Lages SO, em escala 1: 25.000;

Além dos seguintes programas de computador:

- THA® (Thermal History Analysis) (Hadler Neto *et al.* 2001)
- Origin 5.0 programa estatístico (visualizador gráfico para as idades e histórias térmicas)
- *Softwer Arc Gis 9.0*, para a plotagem dos pontos.

Os métodos utilizados nesse trabalho consistiram basicamente de:

- Atividades preliminares como: aquisição, georreferenciamento e análise preliminar de mapas topográficos, assim como os mapas geológicos para delimitação da estrutura e reconhecimento das unidades litológicas.
- Coleta de amostras em diferentes unidades litológicas e diferentes localidades, para a obtenção de dados relativos a toda estrutura, assim como, fora da mesma, para comparação dos eventos locais em relação aos regionais da Bacia do Paraná.
- Preparação das amostras que consistiu basicamente em britagem, moagem, peneiramento, separação magnética através do separador magnético Frantz, separação por densidade, com o uso de líquidos pesados (bromofórmio – CHBr₃) e separação por meio de Lupa do mineral que será analisado.
- Após a separação dos grãos de apatita a ser analisado, passou-se então para a etapa de irradiação do mineral por nêutrons térmicos no Reator Nuclear do Instituto de Pesquisas Energéticas de São Paulo (IPEN - USP), responsável pela indução dos traços de fissão do elemento U²³⁵, que foram realçados mediante o ataque químico da amostra com HNO₃ em seguida analisados em microscópio óptico para medição dos traços, espontâneos e induzidos, e posterior utilização dos dados na equação fundamental do método.

– Após a fase de cálculo das idades de traços de fissão em apatitas, obtidas por intermédio da equação do método, passou-se então a fase de avaliação dos dados. Esta fase envolveu a interpretação dos dados obtidos e comparação com idades geocronológicas e termotectônicas, obtidas com traço de fissão em apatitas, disponíveis na literatura.

6. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

Para o desenvolvimento do presente trabalho foi de extrema importância à cooperação dos pesquisadores do Laboratório de Estudos de Traço de Fissão do DPM/IGCE, UNESP – Rio Claro, SP, sob a coordenação do Prof. Dr. Peter Hackspacher, que desenvolve atualmente um trabalho temático financiado pela FAPESP (Proc. 00/03960-5) sobre a “História da Exumação da Plataforma Sul-americana, a exemplo da região sudeste brasileira: Sistemáticas Ar/Ar e Sm/Nd e Traços de Fissão”.

O trabalho encontra-se inserido em um projeto de pesquisa que vem sendo desenvolvido na região de Lages, SC, sob a coordenação do Prof. Dr. Rômulo Machado. Este projeto envolve também uma pesquisa de mestrado em andamento voltado para a caracterização estrutural e tectônica do referido domo, onde estudos estruturais em andamento permitiram relacionar os principais eventos tectônicos com as idades térmicas obtidas neste trabalho.

As etapas de desenvolvimento deste trabalho foram as seguintes:

1^a.) Levantamento bibliográfico detalhado dos trabalhos anteriores, particularmente daqueles relacionados com a sistemática metodológica do método Traços de Fissão em apatitas. Este levantamento foi voltado para os procedimentos relativos à coleta de amostras em campo e para discussão e interpretação dos dados obtidos.

2^a.) Trabalho de campo realizado em dezembro de 2005 para a coleta de amostras, contando com a participação da geóloga Ana Olívia Barufi Franco, aluna do Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional do IGCE/UNESP, com pesquisas voltadas para termocronologia por traços de fissão em apatitas. Na ocasião, foram coletadas 11 amostras de diversas litologias, distribuídas em diferentes localidades da estrutura e fora da mesma.

3^a.) Preparação das amostras realizada pelo autor em Rio Claro no Laboratório de preparação de amostras do DPM/IGCE, UNESP, seguindo os procedimentos usuais do

referido laboratório, no período de janeiro a junho de 2006, em que estas foram processadas por duas vezes. Contudo, só se constatou a ocorrência do mineral estudado em apenas uma das 11 amostras coletadas, onde foi obtida uma idade condizente com o evento térmico alcalino, conforme capítulos VIII e IX.

4^a.) Segunda etapa de campo, realizada em fevereiro de 2006, onde foram efetuados estudos estruturais (geométricos e cinemáticos) das estruturas rúpteis voltados principalmente para o trabalho de mestrado referido anteriormente.

5^a.) Terceira etapa de campo, realizada em agosto de 2006 para nova amostragem. Nesta etapa, foram coletadas mais 16 amostras, diferentes daquelas coletadas anteriormente, priorizando-se, além do contexto tectônico, o tipo de litologia (maior parte de rochas ígneas) e granulometrias mais grossas. Mesmo assim, foram encontradas apatitas em apenas 3 amostras.

7. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

7.1 A Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é caracterizada por uma extensa depressão deposicional situada na porção centro-leste do continente Sul-americano. Abrange uma área de aproximadamente 1.600.000 km² e tem sua maior extensão localizada no território brasileiro (1.000.000 km²), secundariamente, na Argentina (400.000 km²) e Paraguai (100.000 km²). A Bacia do Paraná, considerada como uma bacia intracratônica (Milani 2004), possui forma ovalada em planta e encontra-se inteiramente contida na parte continental da placa sul-americana.

O início do processo de sedimentação da bacia se deu com a deposição do Grupo Rio Ivaí no Neo-Ordoviciano (450Ma), a partir da primeira subsidência importante, prosseguindo sua história de subsidência e sedimentação até o Neo-Cretáceo (65 Ma), quando então acumularam-se espessuras superiores a 5.000 metros de sedimentos de acordo com a coluna estratigráfica (Milani *op. cit.*). (Fig 2)

Carta estratigráfica da Bacia do Paraná

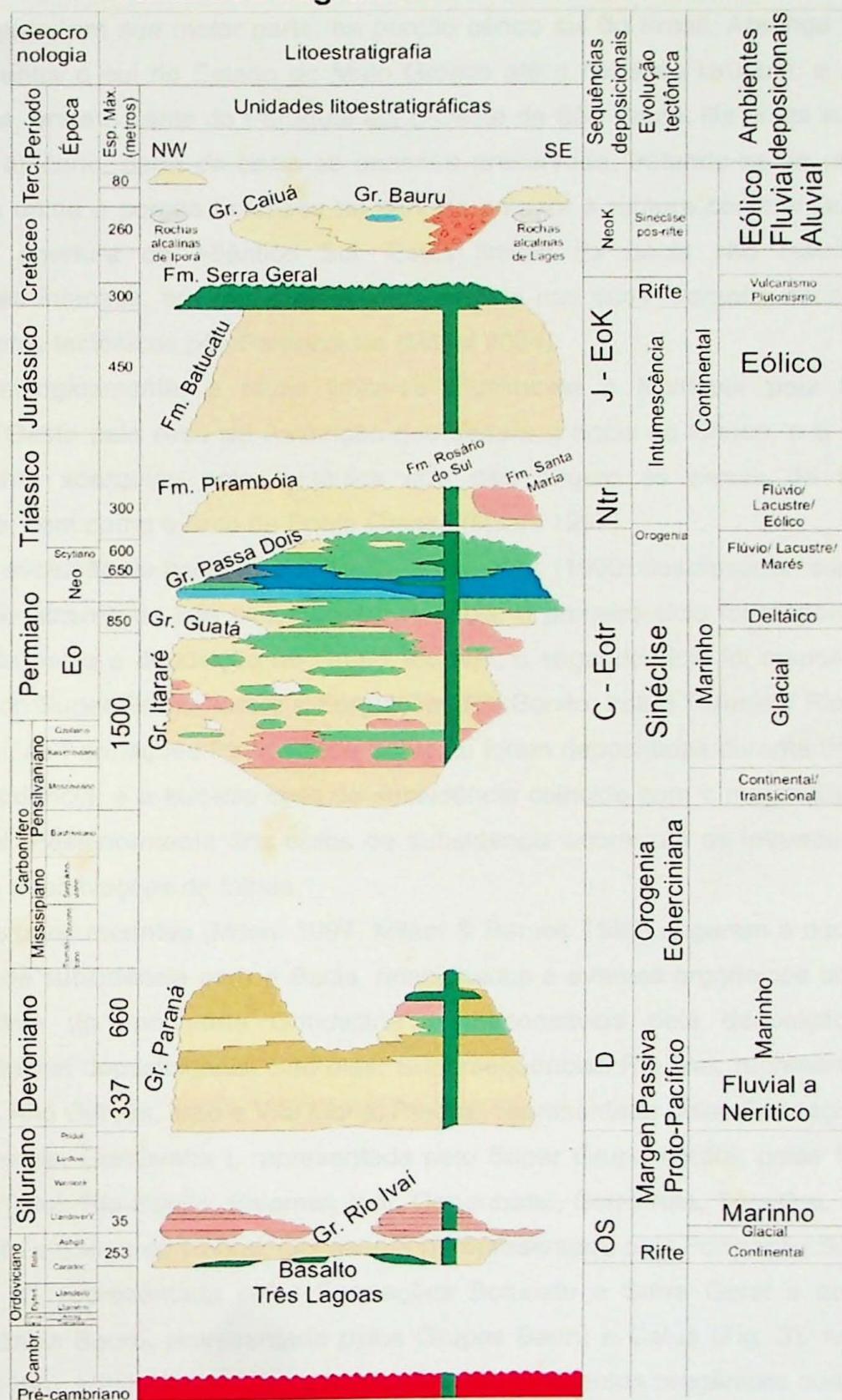


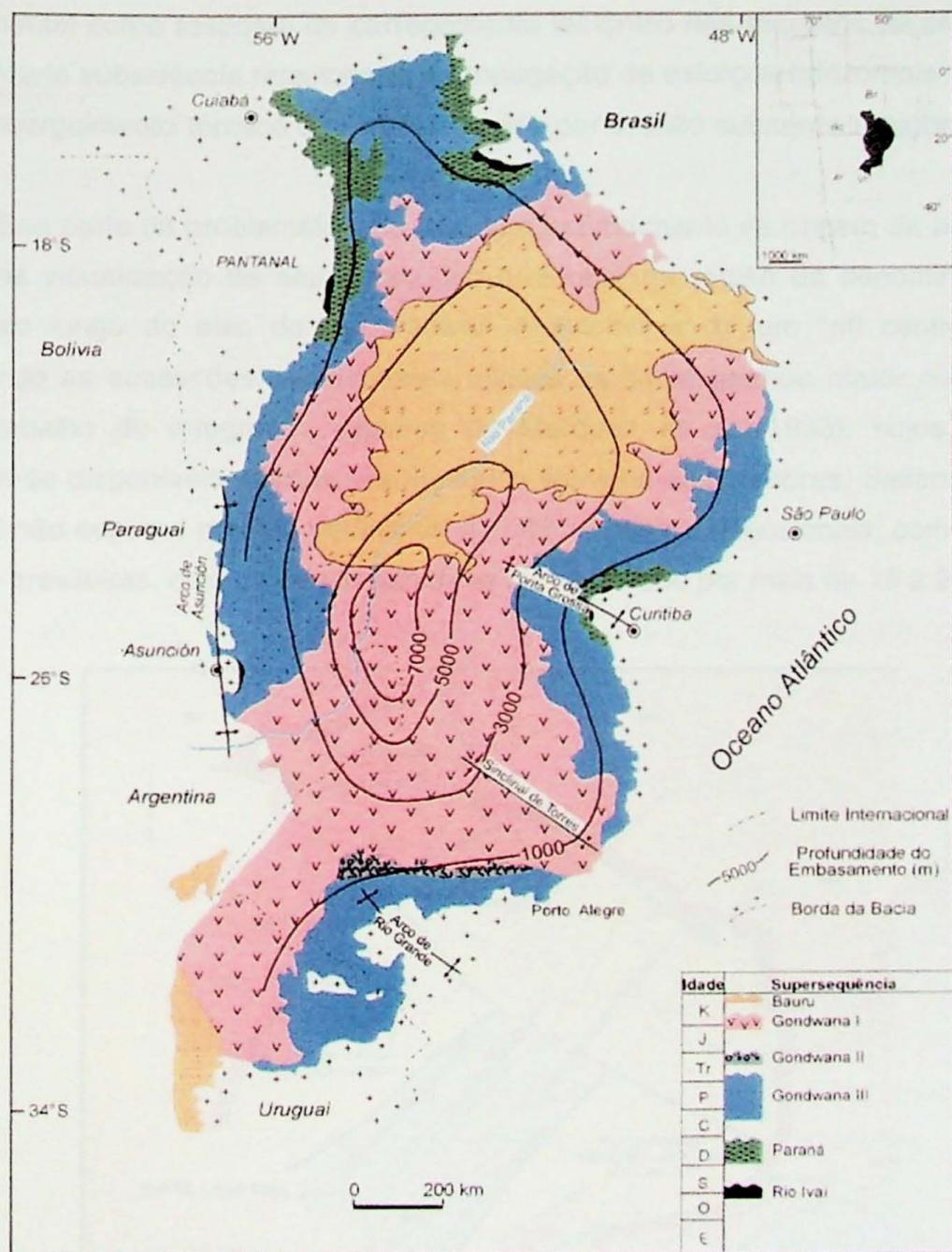
Figura 2 - Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná, com a indicação das rochas alcalinas de Lages.
 (Compilado do Boletim Geológico da Petrobrás 1994).

O registro sedimentar da Bacia do Paraná que ainda se encontra preservado está localizado, em sua maior parte, na porção centro sul do Brasil. Abrange no sentido Norte-Sul, entre o sul do Estado do Mato Grosso até o norte do Uruguai; e no sentido Leste-Oeste, entre o Leste do Paraguai até o Oeste de São Paulo. Na costa sudoeste do continente africano, parte da bacia se encontra preservada, tratando-se de uma porção que estava unida à porção brasileira no período anterior à ruptura continental (Cretáceo Inferior) e abertura do Atlântico Sul. Estes limites da bacia são resultados das modificações intensas, em razão da erosão atuante nas suas margens decorrente dos soerguimentos tectônicos pós-Paleozóicos (Milani 2004).

Geologicamente, a bacia limita-se atualmente a Nordeste pela flexura de Goiânia, a Oeste pelo Arco de Assunção que separa a bacia do Chaco, e a Leste pelo embasamento soerguido pela tectônica que deu origem às serras do Mar e da Mantiqueira, bem como o Arco de Ponta Grossa (Milani 1997).

A evolução da bacia foi policíclica. Zalán *et al.* (1990) descreveram sua evolução como sendo através de três ciclos de subsidência: o primeiro ciclo foi responsável pela formação da bacia e deposição do Grupo Rio Ivaí; o segundo ciclo foi responsável pela deposição do Super Grupo Itararé e Formações Rio Bonito, Iratí e Teresina/ Rio do Rasto/ Corumbataí; as Formações Pirambóia e Botucatu foram depositadas durante uma fase de pouca subsidência; e o terceiro ciclo de subsidência coincide com o magmatismo básico Serra Geral. Posteriormente aos ciclos de subsidência ocorreram as intrusões alcalinas associadas a reativações de falhas.

Estudos recentes (Milani 1997, Milani & Ramos 1998) sugerem a ocorrência de seis ciclos de subsidência para a Bacia, relacionados a eventos orogênicos ocorridos na margem ativa do continente Gondwana e responsáveis pela deposição de seis superseqüências deposicionais. São elas: Superseqüências Rio Ivaí, representada pelas Formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria; Paraná, representada pelas Formações Furnas e Ponta Grossa; Gondwana I, representada pelo Super Grupo Itararé, pelas Formações Dourados, Tatuí, Rio Bonito, Palermo, Iratí, Corumbataí, Serra Alta, Teresina, Pirambóia, Rio do Rasto e Sanga do Cabral; Gondwana II, representada pela Formação Santa Maria; Gondwana III, representada pelas Formações Botucatu e Serra Geral e por último a Superseqüência Bauru, representada pelos Grupos Bauru e Caiuá (Fig. 3). Ao contrário de Zalán (1990), Milani & Ramos (1998) relacionam os eventos orogênicos como a causa das fases de subsidência, já que estes eventos têm correlação temporal com essas fases.



7.1.1 A Tectônica da Bacia do Paraná

Alguns autores, na abordagem eminentemente teórica em relação à questão de origem e evolução da Bacia do Paraná, relacionam o seu desenvolvimento a processos de estiramento litosférico e subsidência térmica (Hoffman 1989). Outros autores atribuem a mudanças na distribuição de temperaturas na litosfera com o desenvolvimento de plumas astenosféricas descendentes que resultariam em subsidência na superfície (Middleton 1990). Outros modelos postulam também a presença de flexura

intracontinental como resposta do carregamento tectônico nas margens da placa, o que desencadearia subsidência relacionada à propagação de esforços horizontais na litosfera, além de soerguimento térmico da crosta seguido por erosão subaérea (Leighton e Kolata 1990).

Boa parte da problemática no estudo e entendimento da origem da bacia advém da precária visualização de seu arcabouço profundo, na região da denominada “calha central”, ao longo do eixo do Rio Paraná. A existência de um “*rift central*” (Fig. 4) acomodando as sucessões sedimentares iniciais da bacia ganhou maior confiabilidade com o trabalho de integração regional de Marques *et al.* (1993), cujos resultados encontram-se disponíveis apenas em relatórios técnicos da Petrobras. Saliente-se que o *rift central* não segue o modelo tradicional de *riffs* de bacias extensionais, como as bacias marginais brasileiras, cujo processo não deve ter perdurado por mais de 15 a 20 Ma.

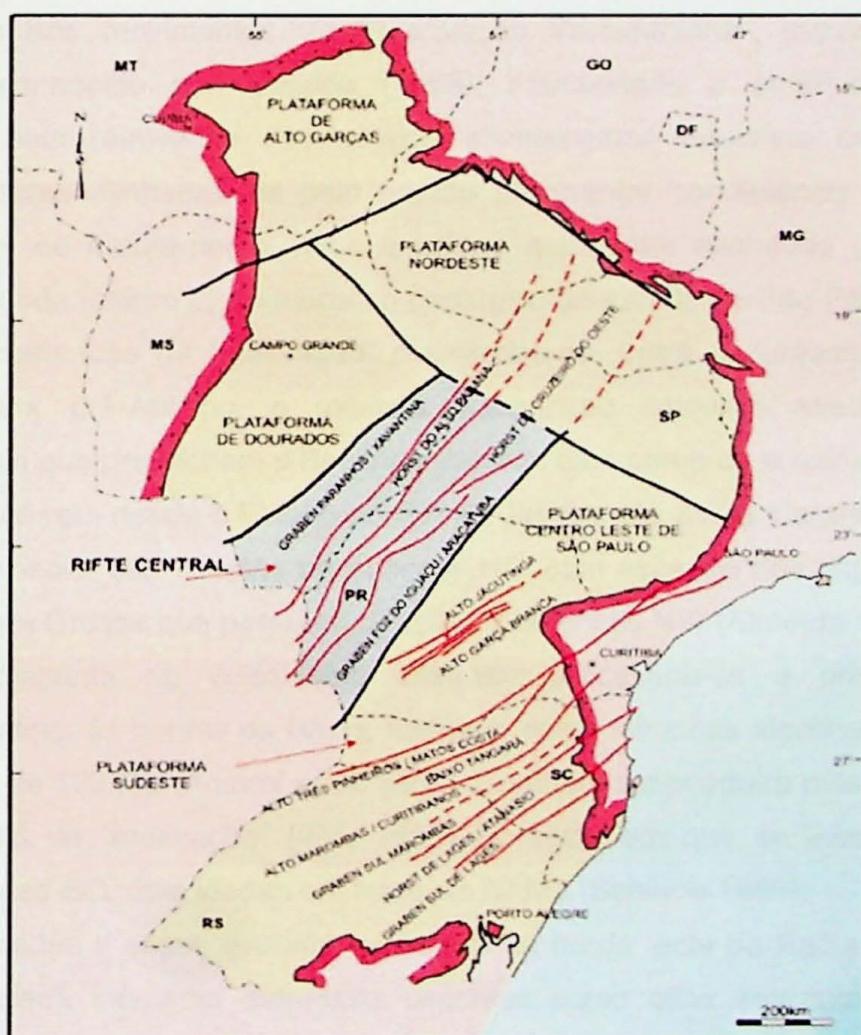


Figura 4 – Arcabouço Tectônico da Bacia do Paraná (Modificado de Marques *et al.* 1993)

As principais feições estruturais da Bacia do Paraná apresentam-se como alinhamentos estruturais com direções principais NE-SW e NW-SE e subsidiários E-W. Estes alinhamentos são decorrentes de reativações de estruturas preexistentes no embasamento da bacia, relacionadas ao Ciclo Brasiliano. Diversos autores destacam a influência destes alinhamentos no controle de sedimentação, estruturação e erosão das unidades sedimentares da bacia (Soares *et al.* 1996, Quintas 1995, Riccomini 1995, dentre outros). Os alinhamentos, como continuidade com as estruturas presentes no embasamento da bacia, atuaram como limites de blocos e foram às regiões de propagação da deformação rúptil oriunda de esforços provenientes da tectônica ocorrida na borda ativa do continente Gondwana. Estes alinhamentos, portanto, delimitaram regiões de diferentes altitudes relativas, refletindo diretamente no controle sedimentar e nas espessuras das camadas.

A interrupção da seqüência de sedimentação-magmatismo da Bacia do Paraná deu-se devido aos movimentos da “Reativação Wealdeniana”, importante processo diastrófico, reconhecido por Almeida (1969), manifestado a partir do Jurássico e caracterizado pela reativação dos antigos alinhamentos descritos anteriormente. A propagação destes alinhamentos pelo pacote sedimentar condicionou a formação de falhas, padrões de fraturamento, altos e baixos estruturais alinhados (Almeida 1969). Segundo a legenda (anexo 2) do mapa do geológico do estado de São Paulo (IPT, 1981), durante a primeira fase da “reativação” manifestou-se, entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior pré-Aptiano, o extenso vulcanismo basáltico toleítico com seus derivados ácidos que preenchem a Bacia do Paraná, bem como os enxames de diques de diabásio que ocorrem desde o Estado do Rio de Janeiro até Santa Catarina, expostos na borda leste da bacia, com direção preferencial NE, com exceção dos diques associados ao Arco de Ponta Grossa que possuem direção preferencial NW (Almeida 1983).

Concomitante ao vulcanismo basáltico processou-se a primeira fase do vulcanismo alcalino, às bordas da Bacia, marcado pelas intrusões alcalinas de Anitápolis-SC, com idade de 129 Ma (Amaral *et al.* 1967). Contudo, a derradeira pulsação deu-se no segundo estágio da “reativação” (IPT, 1981), contexto em que se inserem as rochas alcalinas de Lages-SC, com idades em torno de 70 Ma (Scheibe 1986).

Associadas a esses eventos tectônicos na borda leste da Bacia do Paraná são reconhecidas ainda inúmeras estruturas descritas como altos estruturais (ou domos), onde são comuns no seu interior exposições de rochas mais antigas da coluna

estratigráfica. Como exemplo pode-se citar: o Arco de Ponta Grossa e Rio Grande, Sinclinal de Torres e os Domos de Pitanga e Piratininga -SP, Vargeão e Lages-SC.

Existem diversos modelos propostos para explicar a formação destas estruturas. Um deles associa estas estruturas à falhas indiferenciadas, dobras (ou ambos) e subsidência da bacia como um todo (Soares 1974). Outro modelo associa sua geração à impactos de meteoritos (Hachiro *et al.* 1994). Este modelo explicaria parcialmente a formação dos domos de Vargeão-SC, Cerro Jarau-RS e Piratininga-SP. Há ainda o modelo associado à falhas transcorrentes, postulado por Ricomini (1995), que considera a existência soerguimentos significativos, responsáveis pela formação dos domos de Pitanga, Jacu e Carlota Prenz, em São Paulo.

Há também o modelo de formação de domos associado à intrusões alcalinas, referido por Loczy (1966), e que foi proposto para o Domo de Lages. Neste modelo, as intrusões seriam responsáveis pelo arqueamento dos sedimentos da Bacia do Paraná, gerando uma estrutura de simetria circular a elipsoidal.

7.1.2 O Domo de Lages

Regionalmente, o Domo de Lages faz parte de outras estruturas dômicas que ocorrem na borda leste da Bacia do Paraná e está localizado na porção centro-sul do estado de Santa Catarina. Possui área de cerca de 2.100 km², expondo na sua porção central rochas do Super Grupo Itararé que ocorrem na mesma cota dos derrames basálticos situados na sua porção externa. Associado adicionalmente ocorre um complexo plutônico alcalino de colocação rasa, que faz a estrutura apresentar forma alongada em planta e eixo maior na direção norte-sul (Scheibe 1980 e 1986).

Segundo Warren (2002), as unidades litoestratigráficas que compõem a área pesquisada correspondem, da base para o topo, as seguintes: Formações Rio do Rasto (Permiano Superior), Teresina (Permiano) e Serra Alta (Permiano), Sub-grupo Iriti (Permiano), Grupo Guatá (Permiano) e Super Grupo Itararé (Permo-Carbonífero), aflorantes no centro da estrutura, e as Formações Pirambóia (Triássico), Botucatu (Juro-Cretáceo) e Serra Geral (Cretáceo), que afloram na sua margem. No seu entorno ocorrem intrusivas alcalinas (Pós-Cretácicas) e sedimentos fluviais com provável idade terciária. (fig. 5)

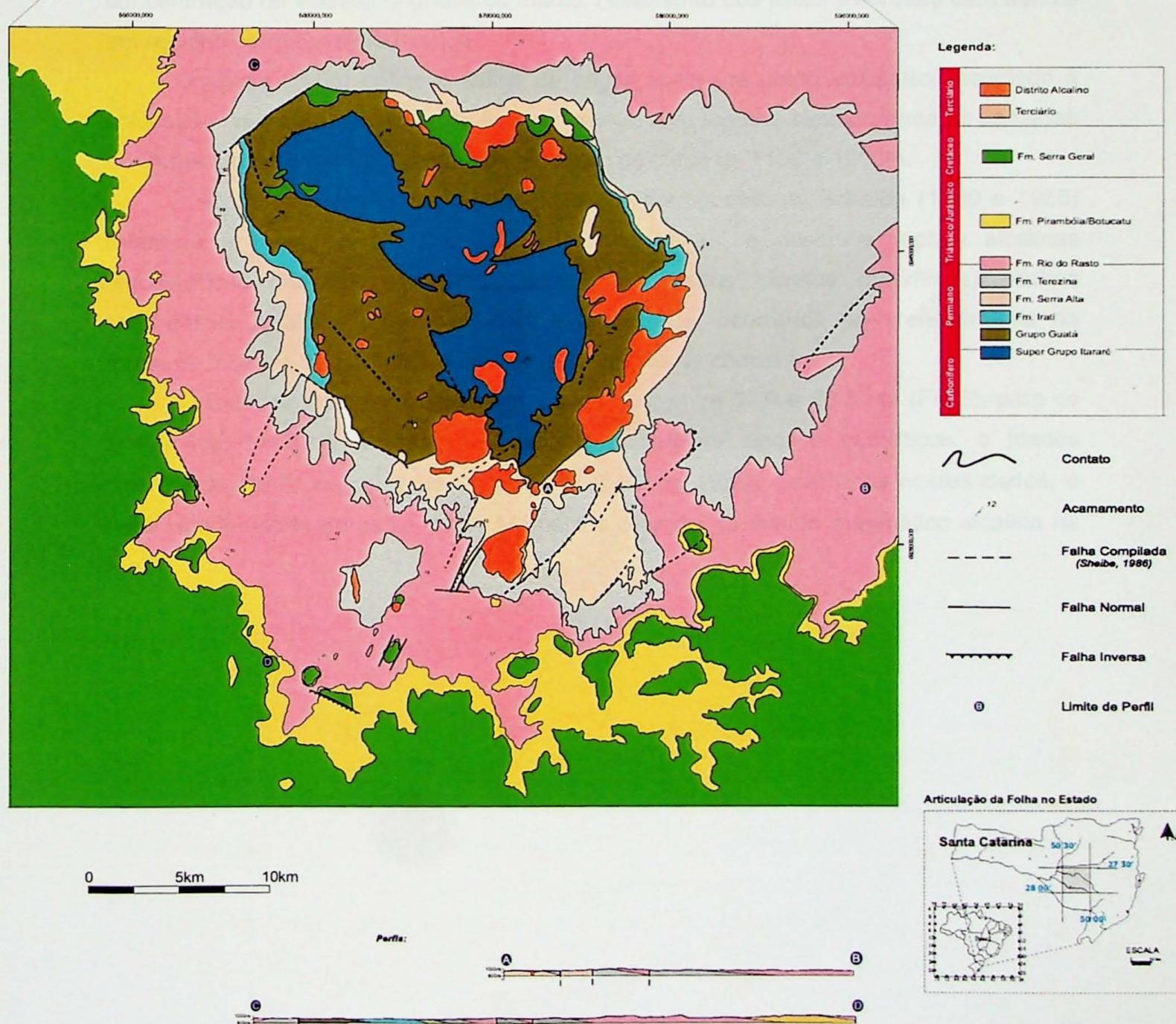
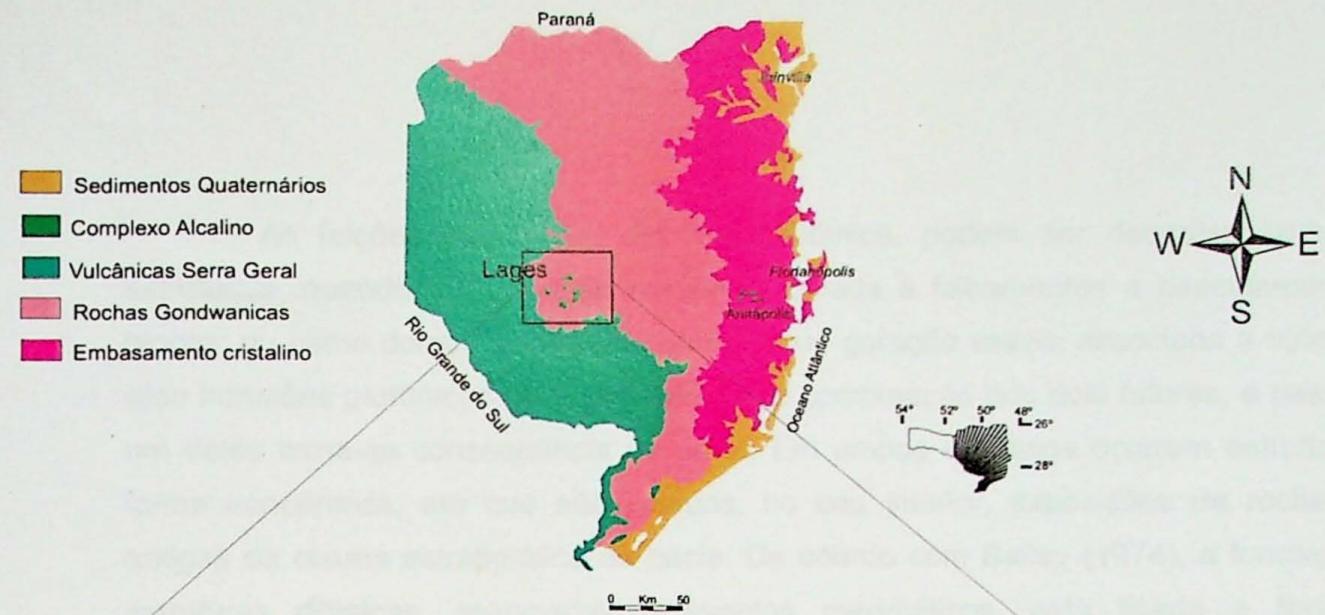


Figura 5 - Mapa Geológico da parte oriental do Estado de Santa Catarina (Scheibe & Furtado, 1989), em detalhe a estrutura dômica - Folha Lages, SC (Modificado de Steiner 2004)

As feições estruturais, em forma dômica, podem ser descritas como altos estruturais, quando sua geração estiver associada à falhamentos e basculamentos de blocos; ou como domos vulcânicos, quando sua geração estiver associada a vulcanismo e/ou intrusões plutônicas ou mesmo devido à combinação dos dois fatores, e neste caso um deles torna-se consequência do outro. Em ambos os casos ocorrem estruturas em forma concêntrica, em que são comuns, no seu interior, exposições de rochas mais antigas da coluna estratigráfica da bacia. De acordo com Bailey (1974), a formação das estruturas dômicas, associadas a eventos magmáticos, está ligada a fraturas e arqueamentos, com consequente fusão parcial por descompressão da crosta inferior, concentração de voláteis oriundos do manto, rifteamento dos arcos e intrusão de magmas em regiões de maior fluxo térmico.

Loczy (1966) define o Domo de Lages como um domo vulcânico associado à colocação de rochas alcalinas, do tipo perfurante, com formato circular, onde as camadas do Super Grupo Itararé sofreram uma elevação de cerca de 1100 a 1200m.

Com base em estudos geoquímicos e petrogenéticos, Scheibe (1980 e 1986) refere-se à região como "Distrito Alcalino de Lages" e descreve rochas alcalinas leucocráticas (fonólitos, analcima traquitos e nefelina sienitos porfiríticos), rochas ultrabásicas alcalinas (olivina melilitos e lamprófiros, ocorrendo preferencialmente na forma de diques), carbonatitos, kimberlitos e brechas de chaminé.

Estudos isotópicos revelaram idades K/Ar entre 62,9 e 78,3 Ma (Fig.6), para os kimberlitos, fonólitos, brechas de chaminé e nefelina sienitos porfiríticos, e idades isocrônicas Rb/Sr de cerca de 81 ± 8 Ma (Scheibe 1986). Com base nestes dados, o autor definiu idade de cerca de 10 Ma para a duração do evento magmático alcalino na região.

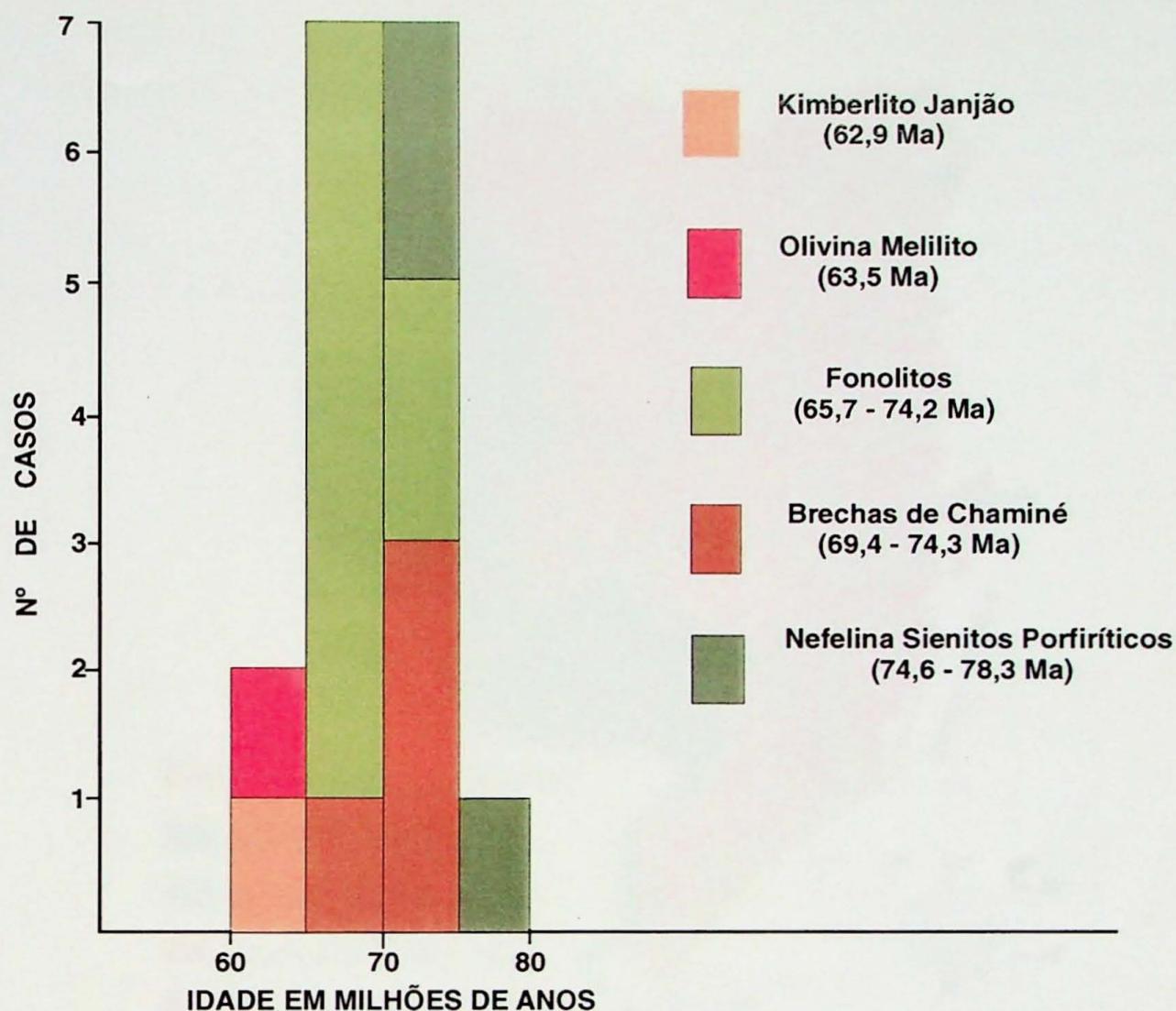


Figura 6 – Histograma das idades das rochas alcalinas de Lages, SC, datadas pelo método K/Ar. (modificado de Scheibe, 1986)

Em relação à tectônica associada à colocação das rochas alcalinas no estado de Santa Catarina, Scheibe (*op cit.*) identificou em imagens de radar na escala de 1:250.000 à persistência das direções de fraqueza pré-cambrianas concordantes com as principais direções descritas por Zálan *et. al.* (1987) para o arcabouço estrutural da Bacia do Paraná, que são NW-SE, NE-SW e E-W. Estas direções foram reativadas durante os eventos citados anteriormente e se estendem entre Lages e o litoral catarinense. Nota-se que os limites norte e sul da endentação dos afloramentos de basaltos na egião do Domo de Lages correspondem, respectivamente, aos alinhamentos Corupá e Rio Engano, com expressão tanto nos sedimentos da bacia como no seu embasamento (Fig. 7)

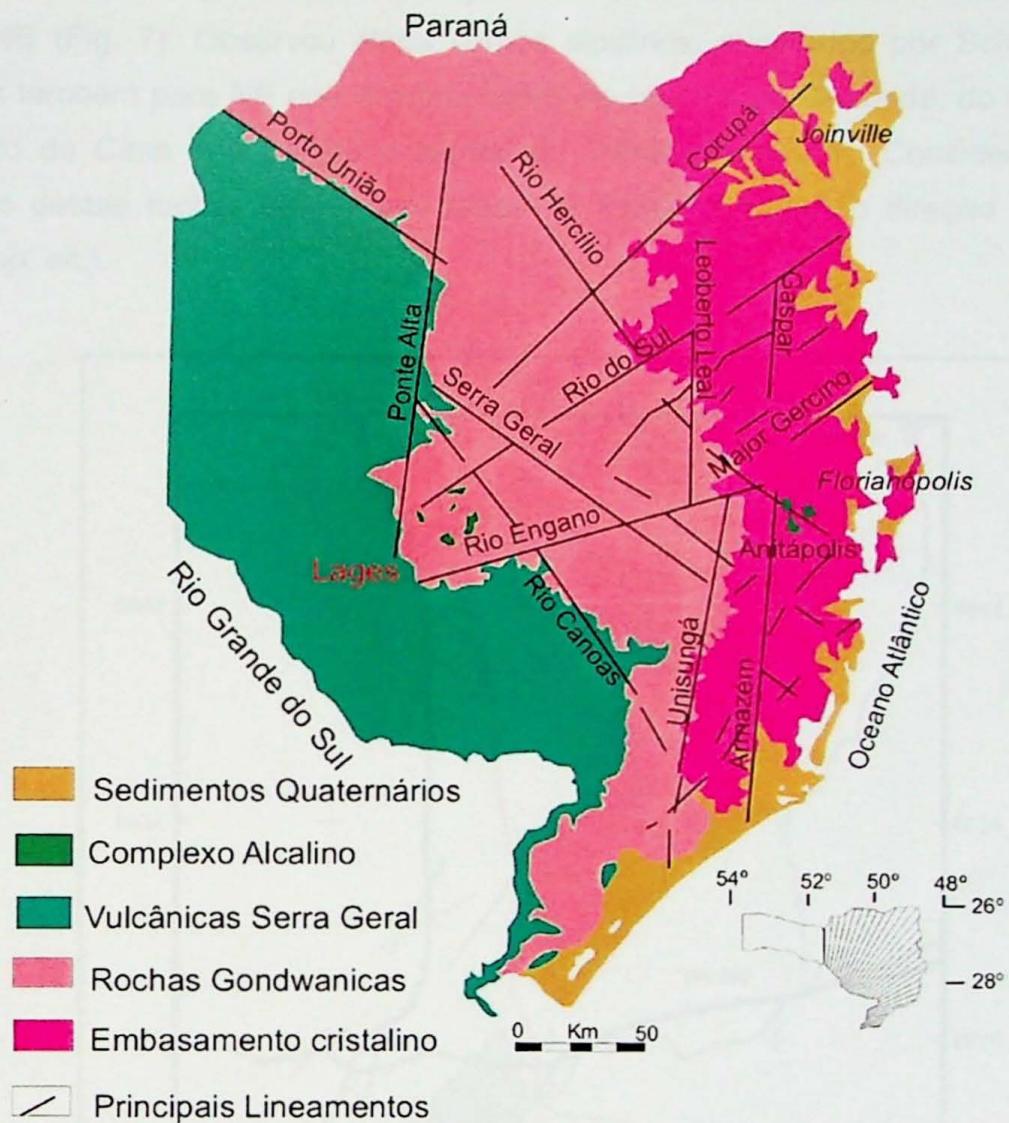


Figura 7 – Mapa de Lineamentos do Leste do Estado de Santa Catarina (modificado de Scheibe, 1986)

Autores como Fúlfaro *et al.* (1982) descrevem a evolução da Bacia do Paraná como governada por fenômenos relacionados ao manto superior, que lhe conferem caráter tectônico mais enérgico que as demais bacias brasileiras. Nesse contexto, as intrusões de Anitápolis e Lages-SC seriam relacionadas ao Alinhamento do Rio Uruguai, de direção aproximada E-W, que representa a continuidade no continente da zona de fratura de Florianópolis.

A direção principal de colocação das rochas alcalinas foi reconhecida por Roldan (2003) por meio da análise estrutural de afloramentos na região do Domo de Lages. O autor identificou uma grande concentração de diques destas rochas alinhados segundo direção NE (Fig. 7). Observou ainda corpos alcalinos, mapeados por Scheibe (1986), alinhados também para NE que compreendem os maciços da Chapada, do Cadeado, do Cerro Alto de Cima e a porção ocidental do Tributo (Anexo 4). Considerando que a colocação destas rochas deu-se em zonas de fraqueza segundo direção principal NE (Roldan *op. cit.*).

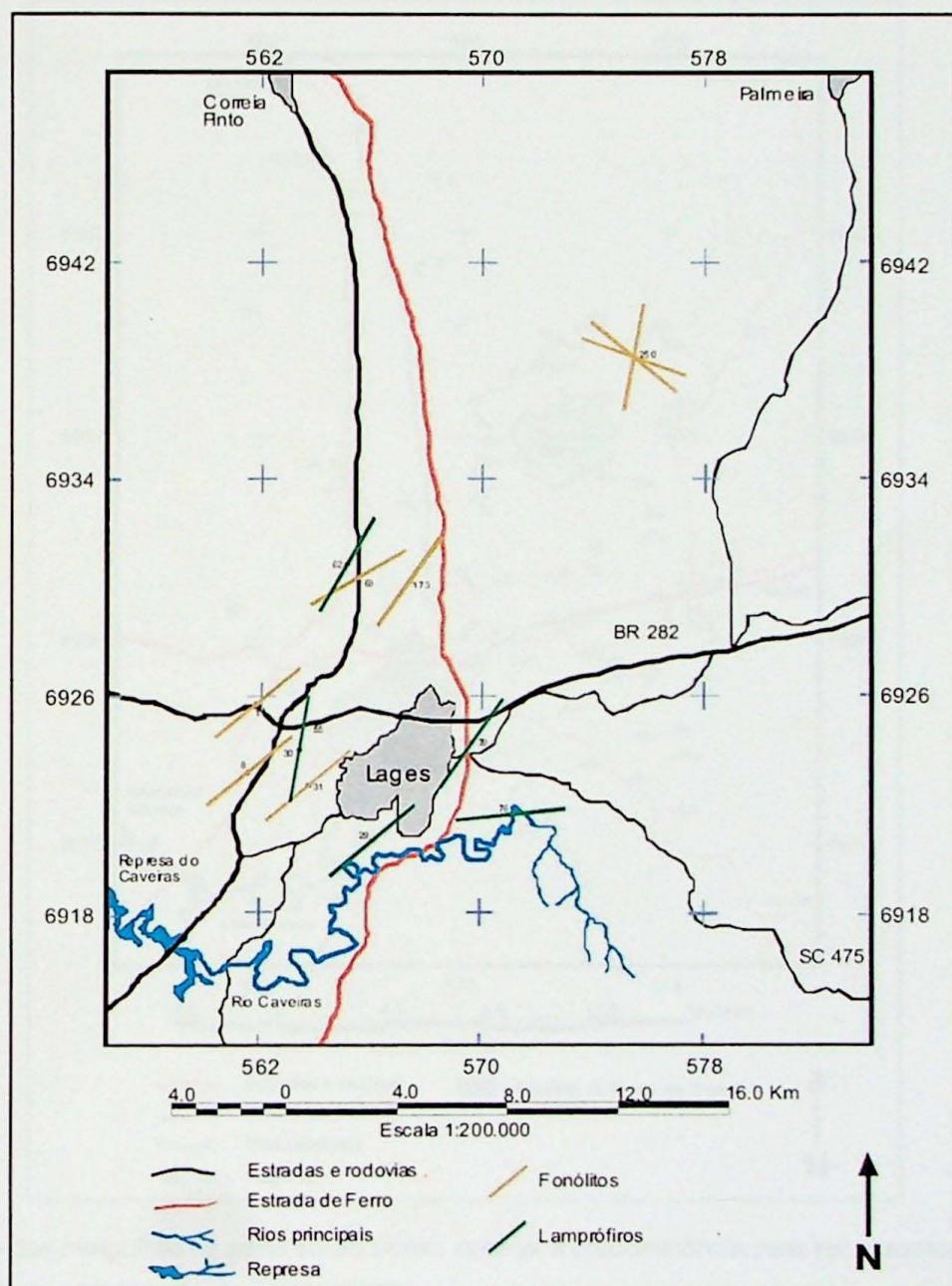


Figura 8 - Mapa com a distribuição dos diques de rocha alcalina na região de Lages (Roldan, 2003).

Os trabalhos de mapeamento efetuados por Warren (2002), Roldan (2003) e pelo autor no decorrer do trabalho mostram uma colocação de grandes corpos intrusivos como soleiras (*sill*) ou lacólitos, concordantes com o acamamento subhorizontal das rochas sedimentares. Estes são colocados preferencialmente nas Fms. Teresina, Serra Alta, Iratí e Supergrupo Itararé, pois as camadas indicam mergulhos dominantes para sul, mesmo aquelas situadas a norte do Morro do Tributo, maior elevação da região (Fig. 8).

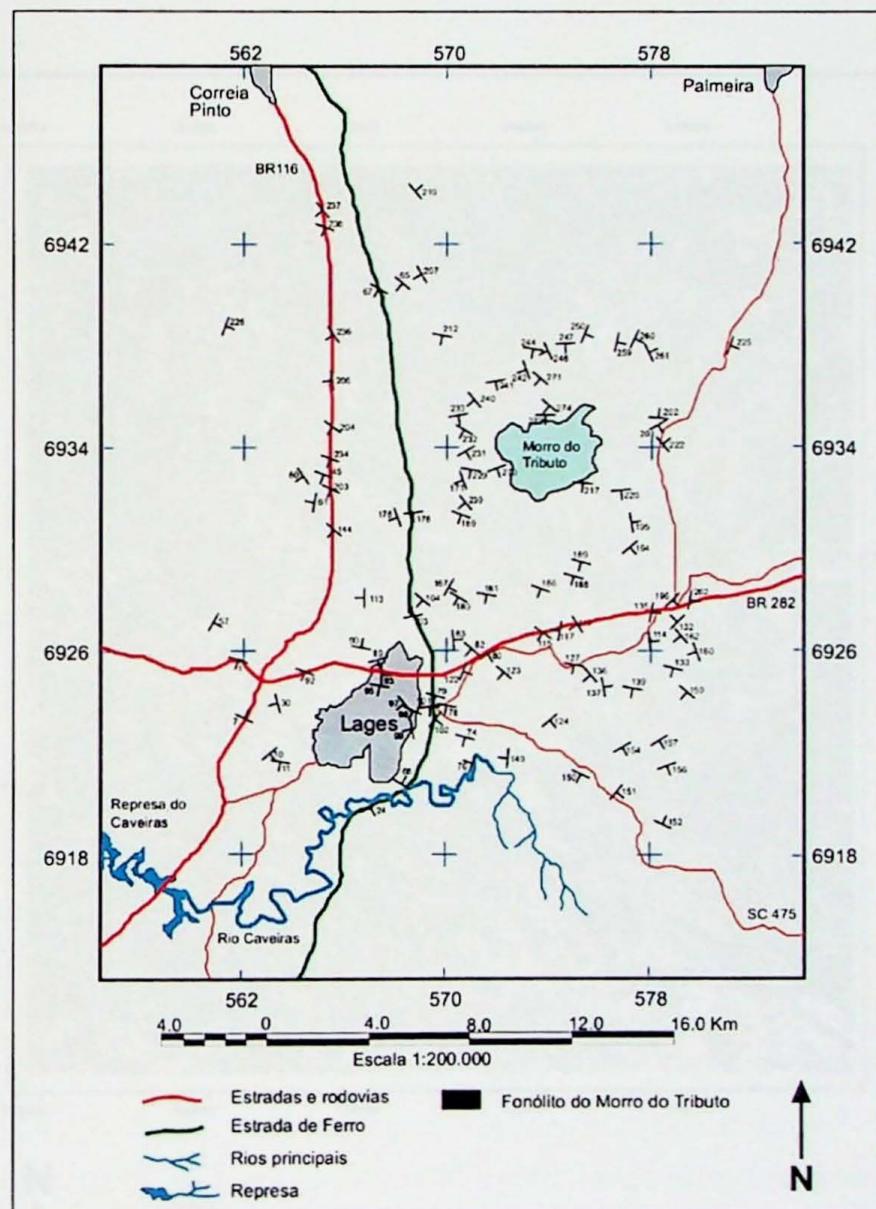


Figura 9 - Direção dos mergulhos na parte sul do Domo, nota-se a predominância para sul, mesmo acima do morro do Tributo (modificado de Roldan 2003).

Roldan (2003), a partir da análise geométrica e cinemática das estruturas rúptes que afetam as rochas alcalinas, reconheceu um evento com padrão estrutural mais penetrativo orientado NNE-SSW a N-S, associado à falhas transcorrentes destrais e sinistrais. Ocorrem também estruturas menos penetrativas com orientação ENE-WSW e NW-SE, mas que correspondem na verdade a grandes lineamentos (Fig. 9).

Riccomini (1989) relaciona a atividade tectônica da Bacia do Paraná no final do mesozóico como um reflexo no interior da placa Sul-Americana de fenômenos ocorridos em decorrência da abertura do Oceano Atlântico Sul e da subducção da litosfera oceânica por debaixo da Cordilheira dos Andes

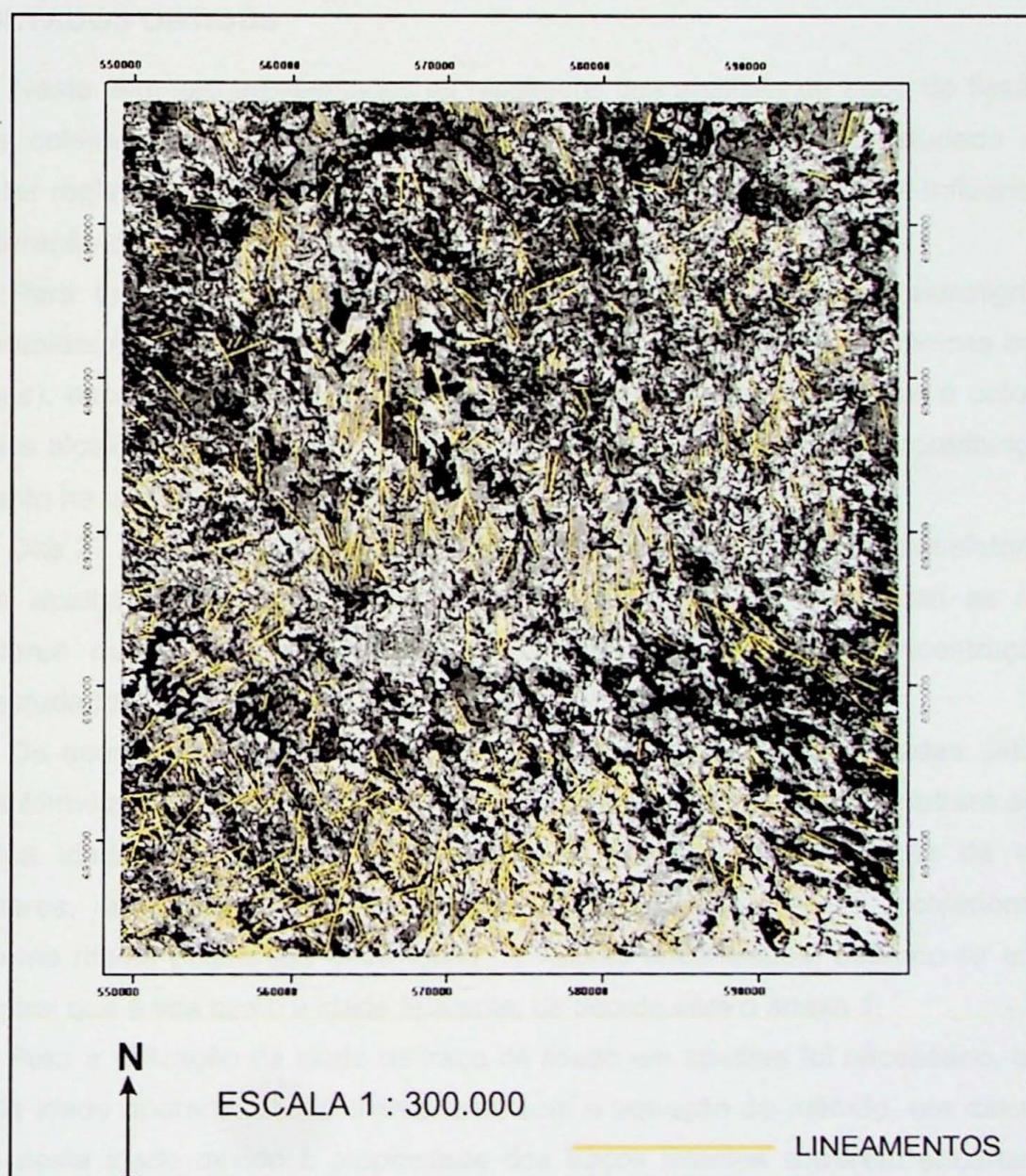


Figura 10 - Imagem de fotolineamentos mostrando a direção das principais estruturas da região (modificado de Roldan 2003).

Loczy (1966, 1968) discute a tectônica da região central de Santa Catarina, com ênfase no Domo de Lages, que visitou diversas vezes orientando trabalhos de mapeamento geológicos de alunos do curso de geologia da UFRJ. O autor cita deslocamentos de até 360m em falhas caracterizadas na área do domo, que seriam resultantes de processos tectônicos recorrentes, incluindo arqueamento, subsidência e colapso, erosão e peneplanização e, por último, rejuvenescimento dos processos vulcânicos.

8. RESULTADOS OBTIDOS

Neste item são apresentados os resultados das análises de traço de fissão das amostras coletadas de acordo com as diferentes litologias da área estudada e que possam ter registrado os diferentes eventos, tectônicos e magmáticos, que influenciaram na estruturação do Domo de Lages.

Para tanto, foram utilizadas amostras de diferentes unidades estratigráficas, como as unidades sedimentares paleozóicas e vulcânicas cretácicas (vulcânicas básicas e alcalinas), esperando-se, com isso, registrar a influência térmica anterior à colocação das rochas alcalinas e a influência térmica posterior para se quantificar a contribuição de cada evento na configuração atual do Domo de Lages.

Das 27 amostras coletadas (anexo 4), foram obtidas quantidades satisfatórias de grãos de apatitas em 4 amostras de rocha ígnea, mostrando que, tanto as rochas sedimentares quanto algumas rochas ígneas apresentaram baixa concentração do mineral estudado.

De acordo com a metodologia proposta, as idades foram calculadas utilizando apenas a fórmula da idade aparente, pois uma amostra de rocha ígnea registrará apenas uma única idade em todos os grãos utilizados. No caso da utilização de rochas sedimentares, seria necessário calcular tais idades, grão a grão, e, posteriormente, calcular uma média ponderada entre todos os valores encontrados, obtendo-se então a idade central que é tida como a idade aparente, de acordo com o anexo 1.

Para a utilização da idade de traço de fissão em apatitas foi necessário, após o cálculo da idade aparente obtida diretamente com a equação do método, um cálculo de correção desta idade devido à propriedade dos traços latentes sofrerem encurtamento com a ação da temperatura durante a permanência na Zona de *Annealing Parcial*. Este cálculo é baseado na média do comprimento dos traços confinados, conforme anexo 1.

Na tabela 1 estão relacionadas as amostras e seus respectivos parâmetros físicos e idades. Contudo, é importante ressaltar que a correção da idade aparente e consequentemente o cálculo da história térmica da amostra de um dique de lamprófiro (LG-29A) foi em parte prejudicada devido à baixa qualidade de preservação dos grãos de apatita.

No mapa em anexo está à localização de todos os pontos amostrados, relacionando aqueles que apresentaram quantidade de grãos de apatita satisfatórios e que foram utilizados para obtenção das idades neste trabalho (anexo 5).

Amostra	Unid. Estratigráfica	N	R_s traços/ μm^2	R_i traços/ μm^2	Total de traços fósseis	Total de traços induzidos	I (μm)	Idade aparente	Idade aparente corrigida	$R_u * 10^{-8}$
LG - 29A	Dique de Lamprófiro	36	0.00472	0.00468	368	365	61,9 +/- 2	-----	-----	1.0160 +/- 0.0392
LG - 393	<i>Sill</i> de Lamprófiro rocha alcalina									
LG - 403	<i>Sill</i> de Sienito rocha alcalina									
LG - 405	Fonólito porfíritico Rocha alcalina									

Tabela 1 – Parâmetros físicos e idade de cada amostra

9. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

Antes de elaborar um modelo de evolução tectônica para a estrutura dômica de Lages, de acordo com os dados obtidos com a referida metodologia, optou-se por descrever as informações geológicas observadas em trabalhos de campo, juntamente com as análises petrográficas que fossem úteis para subsidiar a discussão dos principais eventos termais, assim como sobre a profundidade de colocação dos corpos alcalinos. Desta maneira, pretende-se com isso subsidiar as interpretações e correlações das idades obtidas com o possível quadro evolutivo do Domo de Lages.

Observações sobre o Domo de Lages

Algumas observações de campo foram importantes para subsidiar a discussão sobre o modelo de evolução termotectônica do domo, sobretudo aquelas relacionadas com a possível profundidade de colocação dos corpos alcalinos, a saber:

- Contato concordante dos corpos alcalinos com o acamamento das rochas sedimentares da bacia, a exemplo do que ocorre no Morro do Tributo, onde se observa o seu contato basal com folhelhos da Fm. Serra Alta. Além disso, nota-se que duas das ocorrências de rochas alcalinas da região, uma no Morro do Tributo, e outra na Fazenda Tributo, acham-se separadas por uma falha (Anexo 5). Assim, pode-se concluir que se tratam de plútôns concordantes, podendo corresponder a *sill* ou lacólito. A espessura estimada é de cerca de 200m.
- Os maiores corpos alcalinos, assim como os pequenos *sills* que se encontram na superfície estão basculados. Isto é evidenciado pelos mergulhos para sul do acamamento, mesmo a norte do Morro do Tributo (Fig. 8).
- As descrições petrográficas mostram no geral texturas típicas de rochas sub-vulcânicas, indicando uma colocação relativamente rasa, com exceção da amostra LG-393, que possui textura mais de rocha plutônica (Anexo 3).
- Foram observadas algumas brechas relacionadas ao magmatismo alcalino, apresentando fragmentos angulosos de diversas litologias, inclusive do embasamento, com dimensões de até 30 cm, o que indica uma pressão do magma muito alta durante a colocação.
- A colocação dos *sills* pode ser considerada como “forçada”, pelo menos lateralmente, conforme pode ser observado na figura 10. Isto sugere o efeito da pressão litostática exercida pelas camadas sobrejacentes (Fig 10).

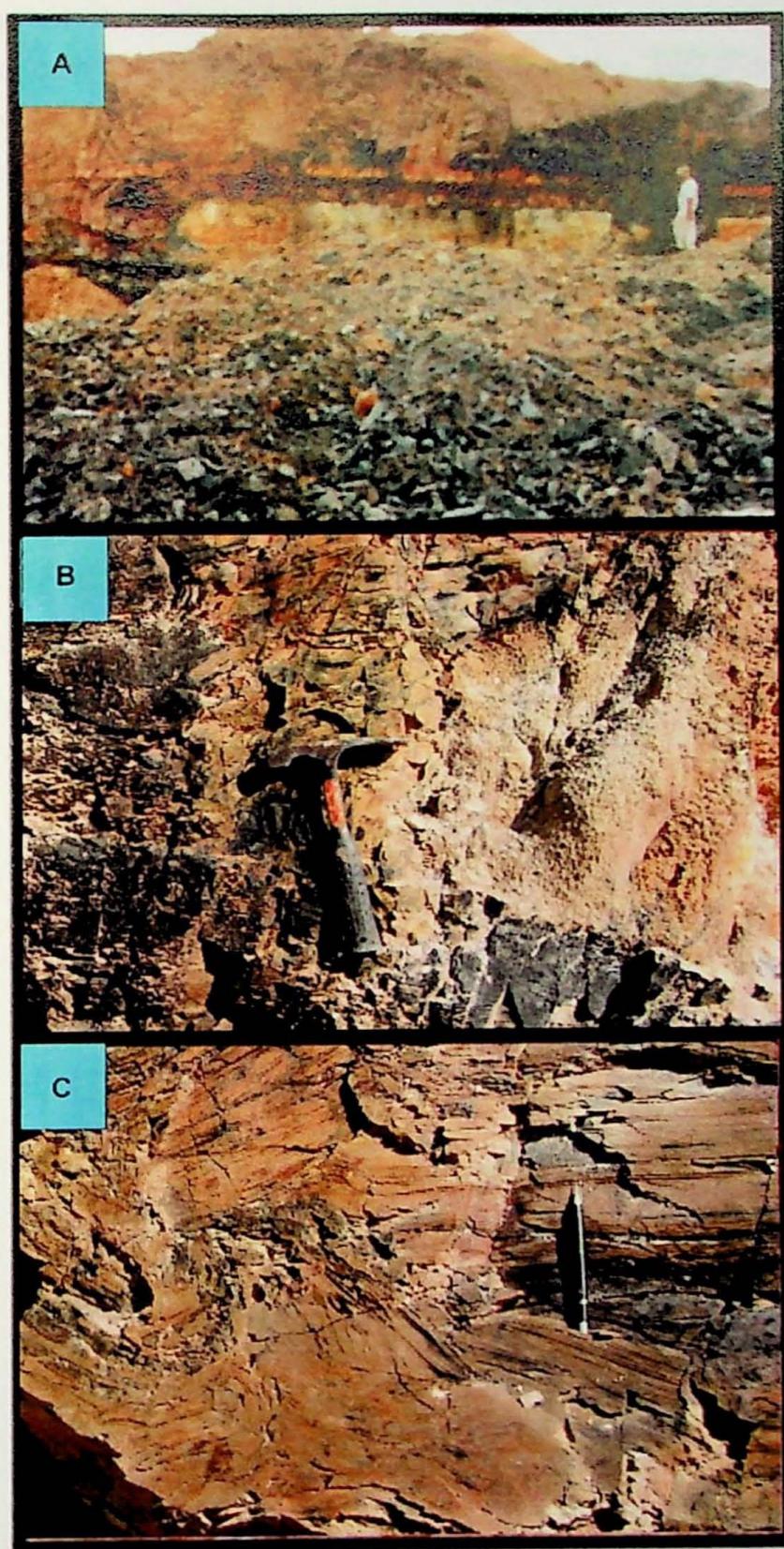


Figura 11 – a) *Sill* concordante com o acamamento da Fm. Irati e ligeiramente inclinado; b) Geometria arredondada no contato do *sill* com a rocha sedimentar; c) Dobras e falhas inversas na rocha sedimentar geradas devido à intrusão lateral “forçada”.

- A análise estrutural mostra falhas transcorrentes, posteriores à intrusão das rochas alcalinas, com estrias sub-horizontais ao plano de falha, indicando que não houve uma movimentação vertical que possa ter influenciado no soerguimento da estrutura.
- As rochas alcalinas do Domo de Lages são intrusivas e posteriores aos derrames básicos da Formação Serra Geral. Isto pode ser comprovado pelo fato das rochas alcalinas ocorrem como diques nos basaltos, a exemplo do ponto LG-29A. (Fig. 12)

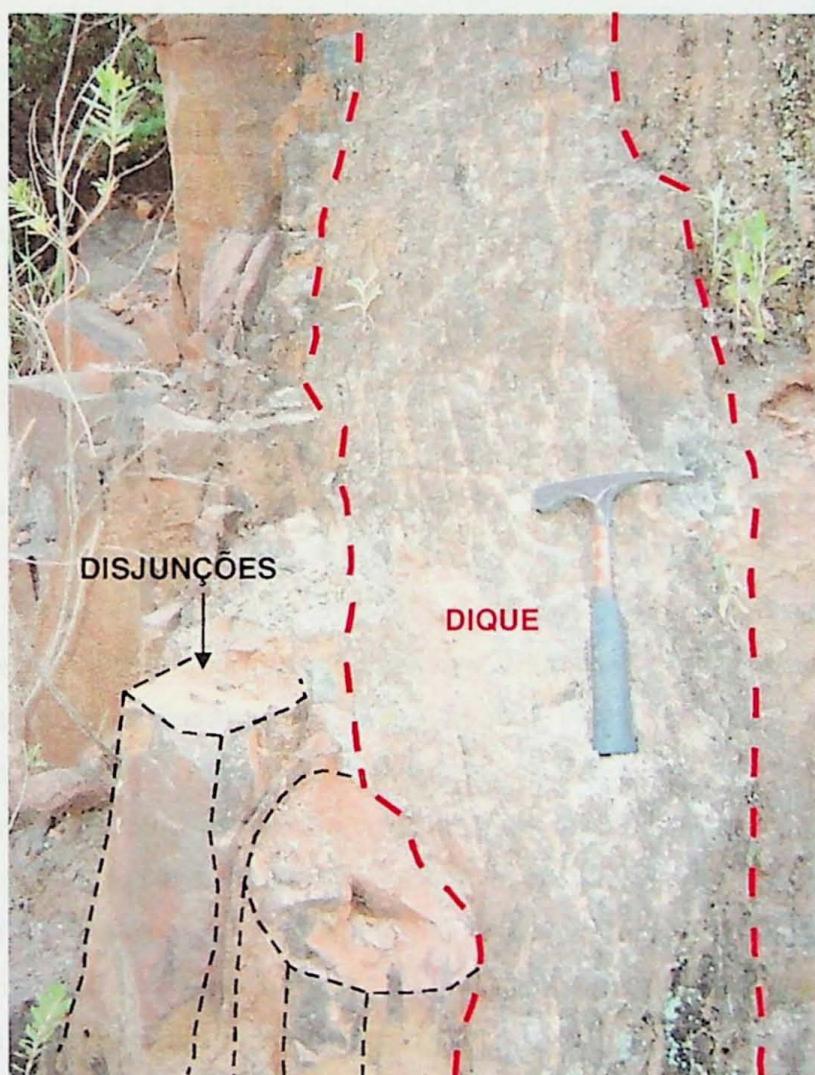


Figura 12 – Dique de Lamprófiro intrusivo nos basaltos da Fm. Serra Geral. Amostra LG-29A (notar as disjunções colunares no lado esquerdo da foto).

Quadro Termo/Tectônico do Domo de Lages

De uma maneira geral, os principais eventos térmicos ocorridos na borda leste da Bacia do Paraná possuem uma estreita relação temporal com os eventos tectônicos regionais da referida bacia. Esta relação fica evidente quando se observa que as direções de colocação das rochas intrusivas – tanto os diabásios da Fm. Serra Geral quanto as alcalinas – são paralelas aos grandes alinhamentos reativados durante o Mesozóico (Almeida 1969; Gallagher *et al.* 1995).

Aproveitando-se dessa relação temporal e regional entre tectonismo e magmatismo, foram utilizados, para a composição do quadro termotectônico do Domo de Lages, alguns dados de traço de fissão em apatitas disponíveis na literatura. Com isso, os eventos térmicos pré-intrusões alcalinas puderam ser reconhecidos, já que, estas idades térmicas disponíveis são de áreas muito próximas à região estudada e os eventos registrados são regionais para toda a borda da bacia.

Assim sendo, sabe-se que o principal evento termal ocorrido em toda a Bacia do Paraná está associado com o magmatismo da Fm. Serra Geral no Cretáceo Inferior, com idade Ar/Ar entre 137 e 127 Ma, e pico da atividade magmática em 135 Ma (Turner *et al.* 1994). Gallagher *et al.* (1995), com base em estudos por meio de traços de fissão em apatitas nas unidades Paleozóicas da bacia no estado de Santa Catarina, obtiveram idades com uma história térmica a partir de 160 Ma, que culminou com a formação de falhas distensivas e colocação de diques de diabásio.

Godoy (2006) obteve idades de traços de fissão de apatitas em basaltos do estado de São Paulo em torno de 133 Ma e concluiu que este valor reflete um resfriamento extremamente rápido do magmatismo. Este mesmo tipo de modelo térmico pode ser esperado para os basaltos de Santa Catarina, inclusive para a região do Domo de Lages que também foi afetado por esse magmatismo.

Idades de traços de fissão em apatitas, pós-resfriamento de rochas básicas, podem ser encontradas em trabalhos realizados no estado de Santa Catarina, como o de Jelinek *et al.* (2003) na região do Distrito Fluorítico do referido estado. Os autores identificaram, com base em histórias térmicas, um aquecimento em torno de 90 Ma e associaram a um soerguimento térmico regional. Segundo os mesmos, esta associação estaria relacionada a uma anomalia térmica abrangendo desde a plataforma de Florianópolis até áreas a oeste do Domo de Lages, numa faixa E-W alinhada com o lineamento Florianópolis. Esta relação de idade com soerguimento térmico é argumentada com base no soerguimento tectônico da Província da Serra do Mar

reconhecido por Almeida e Carneiro (1998) não afetou o sudeste catarinense, pois este é relacionado com a reativação da falha de Santos que, aparentemente, não se prolonga até a capital do estado de Santa Catarina. Além disso, a sedimentação na plataforma de Florianópolis na época deste soerguimento tectônico foi bastante restrita.

Em relação às idades de resfriamento das rochas alcalinas do Domo de Lages, foi registrada, em um dique alcalino (amostra LG-29A), uma idade aparente em torno de 61,9 Ma. Ressalte-se que a idade aparente é aquela sem o cálculo de correção, realizado devido à propriedade dos traços latentes sofrerem encurtamento, com a ação da temperatura durante a permanência na *Partial Annealing Zone (PAZ)*. Com a correção da idade ter-se-ia um aumento no valor registrado dessa amostra, sendo este aumento dependente do tempo de permanência da rocha na *PAZ* (Anexo 1). Portanto, somando-se a idade aparente mais o aumento registrado com a idade corrigida, a idade final seria muito próxima à idade de cristalização que é de 63,5 Ma (Scheibe 1986). Com isso, considera-se que esta rocha teve uma colocação rasa e, portanto, um resfriamento rápido.

Contudo, para as rochas alcalinas de maiores profundidades e alojadas nos sedimentos da bacia, de acordo com as observações de campo, espera-se uma influência da anomalia térmica subjacente durante o seu resfriamento, sendo isto compatível com a duração de 10 Ma do evento magmático alcalino na região de Lages Scheibe (1986). Isto é reforçado pela idade de cristalização em torno de 78,3 Ma, obtida para pelo mesmo autor para as rochas sub-vulcânicas da região.

Idades de traço de fissão sem contribuição crustal podem ser igualmente registradas devido a eventos tectônicos pouco expressivos, mas que influenciaram também na estruturação atual do Domo de Lages. Estas idades podem indicar a existência de uma zona de falha que gerou um soerguimento e exposição de rochas mais profundas.

Devido à sensibilidade do traço de fissão em apatitas ser de baixa temperatura (120° a 60°C) é possível ainda se obter idades relacionadas à atividades hidrotermais, principalmente pela presença de falhas e fraturas que facilitam a migração de fluidos. Contudo, os trabalhos existentes sobre a gênese dos depósitos de bauxita da região do Domo de Lages não descrevem a existência de atividades hidrotermais (Formoso *et al.* 1990, Dani 1988, Dani *et al.* 1989).

10. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base nos dados aqui obtidos pode-se afirmar que a região do Domo de Lages teve no Meso-Cenozóico uma evolução influenciada pelos principais eventos tectono-magmáticos registrados, sobretudo na borda leste da Bacia do Paraná. Desse modo, foram definidas 4 fases termotectônicas de evolução da estrutura dômica da região (ver figura 13), sendo que uma delas não se acha ainda bem definida, conforme abaixo relacionadas:

1^a) A primeira fase se inicia com registros de histórias térmicas em rochas Paleozóicas do leste da Bacia do Paraná, revelando um aquecimento regional em torno de 160 Ma (Gallagher *et al.* 1995). Este aquecimento culminou em um ambiente tectônico e foi definido por Almeida (1969) como "Reativação Wealdeniana". Segundo o IPT (1981: ver legenda do anexo 2 do mapa do geológico do estado de São Paulo), o vulcanismo basáltico toleiítico relacionado à esta reativação ocorreu durante a primeira fase de evolução da Plataforma Sul-Americana, entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior pré-Aptiano, sendo que esta província magmática foi definida por White (1906) como Formação Serra Geral.

2^a) A segunda fase caracteriza-se por um segundo aquecimento crustal relacionado com à presença de anomalias térmicas posteriores a colocação e resfriamento dos basaltos da Fm. Serra Geral. Este aquecimento se inicia em torno de 90 Ma (Jelinek *et al.*, 2003) e registra o início do soerguimento da estrutura dômica de Lages, assim como de todo leste de Santa Catarina. Este soerguimento é reconhecido como pertencente à segunda fase da "Reativação Wealdeniana" (IPT, 1981). Após o soerguimento térmico, registra-se um espessamento crustal no intervalo de 78,3 a 63,2 Ma (Scheibe, 1986), relacionado com intrusões de rochas alcalinas segundo direções estruturais NE (Roldan 2003), que aproveitaram estruturas extensionais anteriores. De acordo com as observações de campo foi possível deduzir que, durante a colocação dos corpos alcalinos, havia toda a coluna de rocha das unidades da Bacia do Paraná, sendo isto evidenciado pela colocação "forçada" destes corpos. Conclui-se, então, que o "domeamento" ocorrido na região de Lages se deu tanto devido à influência térmica quanto devido ao aumento de espessura das camadas propiciado pela colocação dos *sills*. Embora não tenha sido possível caracterizar a influência de cada evento no

alçamento do domo, considera-se que este foi da ordem de 1100 à 1200m, segundo dados obtidos no poço 2-LA-1-SC da Petrobrás.

3^a) A terceira fase está relacionada com o início de erosão e exumação das unidades sobrejacentes. Para esta fase não foi obtidas idades de traço de fissão. Espera-se, entretanto, que a história térmica registre um resfriamento lento, indicando uma estabilidade tectônica e exumação erosional. Loczy (1966, 1968) descreve uma seqüência evolutiva para o Domo de Lages. Segundo o autor, após o arqueamento da estrutura, ocorreu subsidência, seguida de colapso e vulcanismo. Porém, de acordo com as evidências expostas, este modelo foi descartado.

Associada ainda à esta fase ocorre à geração de falhas transcorrentes com direção N-S (Fig.10) e movimentação principal sinistral, que afetaram principalmente os corpos alcalinos (Roldan 2003). Segundo este autor, tais falhamentos estão associados a esforços intraplaca e possuem idade relativa posterior ao Neo-Cretáceo.

4^a) A quarta fase está relacionada a idades mais recentes e é responsável pela geomorfologia atual do Domo de Lages. Esta fase foi responsável pela formação da superfície de erosão e nivelamento dos corpos alcalinos mais altos em cotas ao redor de 1000m (ver anexo 5). Além disso, é registrado o início da formação dos depósitos supérgenos de bauxita nos referidos corpos, assim como, pode ter ocorrido a exumação do Super Grupo Itararé no centro da estrutura.

W

FLORIANÓPOLIS

E

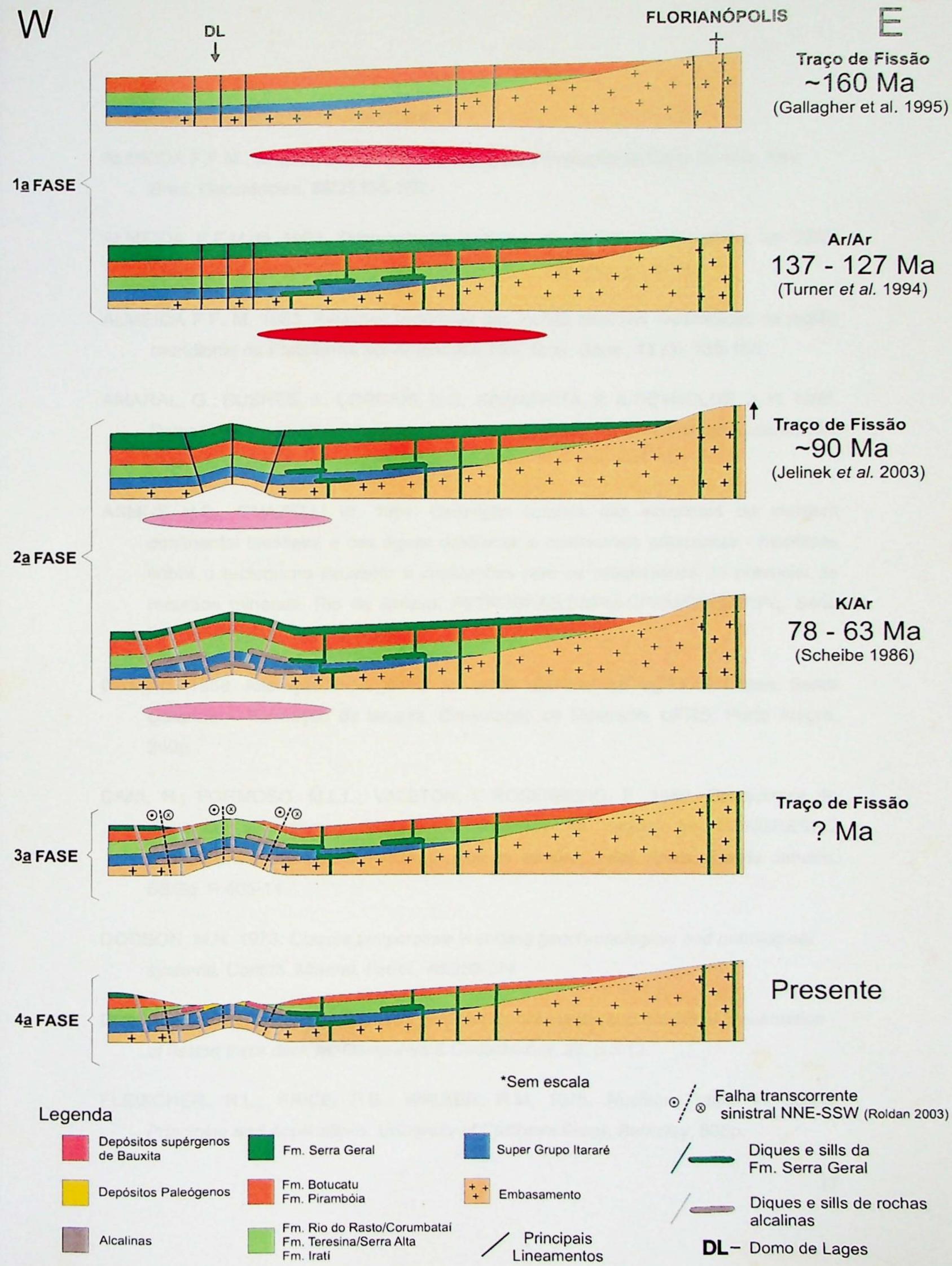


Figura 13 - Modelo de evolução proposto para o Domo de Lages, SC.

11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA F.F.M., CARNEIRO C.D.R. 1998. Origem e Evolução da Serra do Mar. *Rev. Bras. Geociências*, 28(2):135-150.
- ALMEIDA F.F.M. de 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 23, Salvador, 1969. *Anais...*, Salvador, p. 29-46.
- ALMEIDA F.F. M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Rev. Bras. Geoc.*, 13 (3): 139-158.
- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. & REYNOLDS, J. H. 1967. *Potassium-Argon ages of alcaline rocks from Southern Brazil. Geochim. Cosmochim. Acta* 31: 117-142
- ASMUS H.E., GUAZELLI W. 1981. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das águas oceânicas e continentais adjacentes - hipóteses sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos do potencial de recursos minerais. Rio de Janeiro, PETROBRAS/DNPM-CPRM/DHN/CNPq, Série Trabalho Remac 9, p. 187-189.
- DANI, N. 1988. Alteração supergênica de rochas alcalinas na região de Lages, Santa Catarina – Formação de bauxita. Dissertação de Mestrado, UFRS, Porto Alegre, 240p.
- DANI, N.; FORMOSO, M.L.L.; VALETON, I; ROSENBERG, F. 1989. Geoquímica de alteração supergênica das rochas alcalinas de Lages. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2., Rio de Janeiro, 1989. Anais. Rio de Janeiro, SBGq. P.405-11
- DODSON, M.H. 1973. *Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contrib. Mineral. Petrol.*, 40:259-274
- DUNKL, I. 2002. *Trackkey: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data, In: Computers & Geosciences*. 28, p 3-12
- FLEISCHER, R.L.; PRICE, P.B.; WALKER; R.M. 1975. *Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications*. University of California Press, Berkeley, 605p.

FORMOSO, M.L.L.; DANI, N.; NOVIKOFF, A.; VALETON, I. 1990. *Mineralogical evolution of supergenic alteration in alkaline rocks of Lages, southern Brazil. Sciences Geologiques Mémoire*, **85**: 165-73

FÚLFARO V.J., SAAD A.R., SANTOS M.V., VIANNA R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**(4):590-611.

GALLAGHER, K.; BROWN, R.W.; JOHNSON, C. 1998. *Fission track analysis and its application to geological problems, Annual reviews of Earth Planetary Sciences*, **26**: 519-572.

GODOY, D.F. 2006. Termotectônica por Traço de Fissão em apatitas dos altos estruturais de Pitanga, Pau D’álho e Jibóia – Centro do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 125p.

GREEN, P.F.; DUDDY, I.R.; GLEADOW, A.J.W.; TINGATE, P.R. LASLETT, G.M. 1986. *Thermal annealing of fission tracks in apatite 3: a qualitative description. – Chemical Geology (Isotope geosciences Section)* **59**: 237 - 253

GUEDES, S.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; ZUÑIGA, A.; TELLO SAENZ, C.A.; PAULO, S.R. 2003. *The use of the U (n,f) reaction dosimetry in the determination of the λ_f value through fission-track techniques. In: Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A*, **496**, 215-221.

GUEDES, S.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; TELLO SAENZ, C.A. 2004. *Kinetic Model for the Relationship Between Confined Fission-Track Length Shortening and Fission-Track Age Reduction in Minerals. In: Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, **217** (2004). pp. 627-636.

HACHIRO, J.; COUTINHO, J.M.V; RICCOMINI, COIMBRA, A.M.; FERNANDES, L.A. 1994. Astroblema de Piratininga (São Paulo, Brasil). *In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, 3, Rio Claro. **Boletim**. Rio Claro, UNESP, p.93-96.

HADLER NETO, J.C. N.; PAULO, S.R.; IUNES, C.A.; TELLO SAENZ, C. A.; BALESTRIERI, M. L.; BIGAZZI, G.; CURVO, E. A. C.; HACKSPACHER, P. C. 2001.

A PC Compatible Brazilian Software for obtaining Thermal Histories Using Apatite Fission Track Analysis. In: Radiation Measurements, 34: 149-154.

HOFFMAN P.F. 1989. *Precambrian geology and tectonic history of North America. In: A.W. Bally, A.R. Palmer (eds). The geology of North America - an overview. Boulder, Geological Society of America, v. A, p. 447-512. (Chapt. 16).*

IPT – INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS, 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, 1:500.000, Nota explicativa. São Paulo, IPT. 126p. (Série Monografia nº 6).

JELINEK, A.R., BASTOS NETO, A.C., POUPEAU, G. 2003. Análise por traços de fissão em apatita no distrito fluorítico de Santa Catarina: relações entre o hidrotermalismo e a evolução da margem continental. *Revista Brasileira de Geociências* 33, 289-298.

LOCZY L. 1966. Evolução paleogeográfica e geotectônica da Bacia Gondwânica do Paraná e seu embasamento. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 234p. *Boletim*: 234:53-56

LOCZY L. 1966. Basic and alkalic volcanics of the State of Santa Catarina. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **40** (supl.): 187-193.

LEIGHTON M.W., KOLATA D.R. 1990. *Selected interior cratonic basins and their place in the scheme of global tectonics - a synthesis. In: M.W. Leighton, D.R. Kolata, D.F. Oltz, J.J. Eidel (eds). Interior cratonic basins. Tulsa, AAPG, Memoir 51, p. 729-797.*

MARQUES A., ZANOTTO O.A., FRANÇA A.B., ASTOLFI M.A.M., PAULA O.B. de 1993. *Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná. PETROBRAS - Núcleo de Exploração da Bacia do Paraná, Curitiba, 87 p. (Rel. Int.).*

MIDDLETON M.F. 1990. *A model of intracratonic basin formation, entailing deep crustal metamorphism. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **62**:1-14.

MILANI E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-occidental. Porto Alegre, Inst. Geoc., UFRGS, Tese Dout., 255 p.

- MILANI E.J. 2004. Capítulo XXXII – Comentários sobre a origem e a evolução da Bacia do Paraná. In: Geologia do Continente Sul-Americanano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Mantesso-Neto V., Bartorelli A, Carneiro C.D.R., Neves B.B.B (eds). Ed. Beca, São Paulo, p. 265-279.
- MILANI E.J., RAMOS V.A., 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**(4):527-544.
- QUINTAS M.C.L. 1995. O embasamento da Bacia do Paraná: Reconstrução Geofísica de seu Arcabouço. São Paulo, IAG-USP, Tese Dout., 253 p.
- RICCOMINI C. 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 256p.
- RICCOMINI C. 1995 a. Padrão de fraturamento do maciço alcalino de Cananéia, Estado de São Paulo: relações com a tectônica Mesozóica-Cenozóica do sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30** (4): 639-648.
- ROLDAM, L.F. 2003. Caracterização cinemática do Domo de Lages, SC. Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 56p.
- SCHEIBE, L. F. 1980. Distrito Alcalino de Lages, SC. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Baln. Camburiú. Roteiro das Excursões, Baln. Camburiú, SBG, Bol. 3:25-31.
- SCHEIBE, L. F. 1986. Geologia e Petrologia do Distrito Alcalino de Lages, SC. Tese de Doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 224p.
- SOARES, P.C. 1974. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná, classificação e gênese. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre. Anais. Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia, v.4, p.107-121.
- SOARES P.C., ROSTIROLA S.P., FERREIRA F.J.F., STEVANATO R. 1996. O Alto Estruutral Pitanga-Quatiguá-Jacutinga na Bacia do Paraná: uma estrutura litosférica. In: Congr. Bras. Geol., 39, Anais...Salvador, BA, SBG, 5: 411-414.

STEINER, S.S. 2004. Cartografia e modelamento digital da região de Lages, SC. Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 46p.

TELLO, S.C.A. 1994. Termocronologia de Algumas Apatitas Brasileiras Através da Análise de Traços de Fissão, 103p. Dissertação (Mestrado em Física) – Instituto de Física Gleb Wataghin – UNICAMP.

TELLO, S.C.A.; HACKSPACHER, P.C.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; GUEDES, PAULO, S.R.; RIBEIRO, L.F.B. 2003. *Recognition of Cretaceus, Paleocene and Neogene Tectonic Reactivation, through Apatite Fission-Track Analysis, in Precambrian areas of the Southeast Brazil: Association with the South Atlantic Ocean Opening. Journal of South American Earth Science*, 15: 137-142.

TELLO, S.C.A.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; GUEDES, PAULO, S.R. 2005. *American Mineralogist. Submitted for publication.*

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. 1994. *Magmatism and Continental Break-up in the South Atlantic: High Precision geochronology. Earth Planet. Sci. Letters*, 121: 333 - 348

WAGNER, G. & VAN DEN HAUTE, P. 1992. *Fission Track Dating*. Kluwer Academic Publishers, 283p.

WARREN, L.V. 2002. Mapeamento geológico de um segmento na parte sul do Domo de Lages, SC. Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 42p.

ZÁLAN P.V.; WOLFF S.; CONCEIÇÃO J.C.J.; VIEIRA I.S.; APPI V.T.; ZANOTTO O.A. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: Simp Sul-Bras. Geol., 3, Atas...Curitiba, PR, SBG, 1:441-447.

ZÁLAN P.V.; WOLFF S.; ASTOLFI M.A.; VIEIRA I.S.; CONCEIÇÃO J.C.J., APPI V.T.; NETO E.V.S.; CERQUEIRA J.R.; MARQUES A. 1990. *The Paraná Basin, Brazil. In: M.W. Leighton; D.R. Kolata; J.J. Eidel (eds.) Interior cratonic basins. Tulsa: AAPG Memoir 51:681-708.*

12. ANEXOS

Anexo 1

Metodologia de Traço de Fissão em apatitas

A datação por traços de fissão a partir de apatitas tem sido aplicada como metodologia complementar de outras sistemáticas isotópicas como K/Ar e Ar/Ar, pois a sua sensibilidade permite reconstituir histórias térmicas ocorridas em temperaturas mais baixas do que aquelas registradas pelas sistemáticas acima em minerais como muscovita e biotita, permitindo assim elucidar eventos termotectônicos não registrados por outras metodologias. Além disso, permite discutir uma gama de situações geológicas como proveniência sedimentar, modelagem de histórias térmicas de bacias sedimentares, evolução crustal de cinturões orogênicos e episódios de denudação/exumação nos continentes, podendo ainda ser utilizados inúmeros outros minerais como apatita, alanita, amazonita, berilo, calcita, clorita, epidoto, granada, vidro, cianita, mica, monazita, quartzo, esfênio, titanita, zeólita, zircão, dentre outros. Vale ressaltar que no presente estudo será utilizado a apatita ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{Cl},\text{OH})$) e a metodologia envolvida é a Datação por Traços de Fissão.

Formação dos Traços de Fissão

Segundo Wagner & Van Den Haute (1992), as reações por fissão podem ocorrer tanto espontânea como artificialmente, sendo os traços de fissão espontâneos observados apenas em átomos de U^{238} em sólidos (vidros e minerais). Ressalte-se também que os outros isótopos de urânio e de Th^{232} são pouco abundantes na natureza, bem como o fato de que a fissão espontânea possui uma meia-vida da longa, razão pela qual a quantidade de traços gerados por estes dois isótopos não é suficiente para ser medida, quando comparado com o U^{238} .

Considera-se que o Método de Datação por Traços de Fissão obedece aos mesmos princípios dos outros métodos geocronológicos, qual seja, um método baseado no decaimento natural de átomos-pai, instáveis, para átomos-filho, estáveis. Assim, neste método os traços espontâneos são equivalentes aos nuclídeos-filho, como um produto do decaimento do U^{238} .

A teoria mais aceita para geração do traço de fissão foi formulada por Fleischer *et al.* (1975) e passou a ser denominada de “Teoria da explosão iônica” (*Ion Explosion Spike Theory*) (Fig.14). Segundo essa teoria, o processo de formação do traço pode ser dividido em três etapas:

- (a) uma partícula carregada induz uma ionização muito intensa e rápida através de interações de energias e cria uma zona de íons positivos num plano de um sólido;
- (b) os íons se repelem entre si nos interstícios e, ao mesmo tempo, são formadas vacâncias. Tal fenômeno é denominado de Repulsão de Coulomb;
- (c) a região energizada se espalha, por relaxamento elástico, no mesmo sentido, porém em direções opostas, no percurso estes fragmentos de fissão interagem com os átomos da rede cristalina, dando origem ao traço latente.

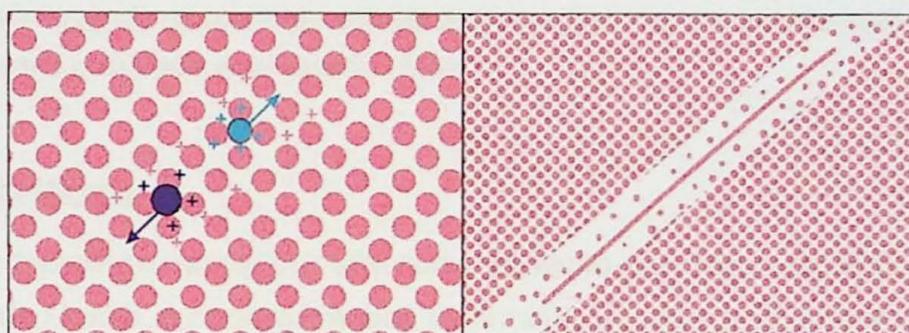


Figura 14: Processo de formação do traço de fissão (modificado de Wagner & Van den Haute, 1992)

Revelação dos traços

Devido a largura extremamente pequena do traço latente (da ordem de poucos nm), é necessário utilizar uma técnica de revelação dos traços para que a observação em um microscópio ótico seja possível (Fig.15). No caso, para os traços de fissão em apatitas, é utilizado uma solução de HNO_3 , a reação que ocorre é uma corrosão da superfície do mineral, sendo que esta corrosão é preferencial ao longo dos traços, ocorrendo somente nos traços que cruzam a seção de polimento do mineral, ou aqueles que estão contidos no interior do mineral e são cortados por fraturas ou outros traços que permitam o acesso da solução. Estes traços que não interceptam a seção de polimento do mineral são chamados de traços confinados. Contudo, somente os traços confinados que estão paralelos a seção de polimento serão utilizados para a medição do comprimento.



Figura 15 – Fotomicrografia de uma seção prismática de um cristal de apatita polido e atacado. O eixo mais longo do cristal possui aproximadamente: 150μm

Densidade de traços

Em trabalhos aplicados, tais como Datação por Traço de Fissão ou Análise Quantitativa do Urânio, é necessária uma determinação cuidadosa do número de átomos fissionados do ^{238}U e ^{235}U por unidade de volume (densidade) nos minerais, vidro e plástico (detectores), porém, a análise microscópica permite apenas a determinação da densidade em área. Desta maneira, é necessário derivar a densidade volumétrica a partir da densidade de traços em área contados na superfície polida do mineral.

Para isso é necessário assumir as seguintes simplificações:

- os átomos fissionados estão homogeneousmente distribuídos no volume do sólido;
- todos os traços no sólido, tem comprimentos iguais e o átomo fissionado ocupa o centro de cada traço.
- os traços são isotropicamente distribuídos, não apresentam orientação preferencial e a probabilidade de formação de traços no mineral é a mesma em todas as direções.

Estas afirmações nem sempre são observadas na natureza, sendo necessário, para definição da densidade de traços, o seguinte cálculo:

$$\rho_0 = g 2N_f \left[\int_0^{R \sin \theta_c} (1 - \sin \theta_c) dz + \int_{R \sin \theta_c}^R (1 - z/R) dz \right] \quad (1)$$

avançando o cálculo temos:

$$\rho_0 = g N_f R \cos^2 \theta_c \quad \text{ou} \quad \rho_0 = \rho l \cos^2 \theta_c \quad (2)$$

onde:

ρ_0 = densidade dos traços atacados.

g = fator de geometria, que possui valor $\frac{1}{2}$ para uma superfície externa ao detector, ou valor 1 para uma superfície interna.

N_f = número de fissão por unidade de volume.

z = distância da superfície polida à superfície original do mineral.

R = comprimento do traço de um fragmento de fissão.

θ_c = ângulo mínimo para que o traço seja revelado

ρ_l = densidade de traços latentes por área.

Equação fundamental da idade

Em princípio, o método de datação por traços de fissão não difere de qualquer outro método de datação isotópica baseado no decaimento dos átomos de um elemento naturalmente radioativo para átomos filhos estáveis. A diferença está no tipo de decaimento, sendo que como o próprio nome diz, o método de traços de fissão leva em conta o decaimento por fissão, enquanto os outros métodos levam em conta o decaimento por emissão α .

Assim temos, em relação ao número de decaimentos total, o tempo T da amostra, segundo a equação:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\left(\frac{D}{N} \right) + 1 \right] \quad (3)$$

onde:

t = tempo para o decaimento total.

λ = constante de desintegração $\approx 1,55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$.

D = número de decaimentos total.

N = número de nuclídeos pais em qualquer tempo subsequente.

Esta é a equação básica da maioria dos métodos isotópicos de datação inclusive o método de traços de fissão, se adaptada convenientemente, como será discutido a seguir.

Equação da idade de traço de fissão

A equação fundamental para se obter a idade aparente a partir do Método de Datação por Traço de Fissão pode ser descrita como:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\left(g \frac{\rho_s}{\rho_i} \frac{C_{235}}{C_{238}} \frac{\lambda}{\lambda_f} R_u \right) + 1 \right] \quad (4)$$

onde:

t = Idade Aparente de Traços de Fissão (Ma).

λ = constante de desintegração $\approx 1,55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$

g = fator de geometria $\approx 0,55$

ρ_s = densidade de traços de fissão espontâneos.

ρ_i = densidade de traços de fissão induzidos e gerados durante a irradiação por nêutrons térmicos no Reator Nuclear (IPEN - USP).

C^{235} = concentração isotópica do $U^{235} \approx 0,72\%$.

C^{238} = concentração isotópica do $U^{238} \approx 99,28\%$.

λ_f = decaimento por fissão espontânea. $\approx (8,37 \pm 0,17) \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ (Guedes et al., 2003).

$R_u = \sum R_i$ (R_i é a fração de eventos de fissão por núcleo alvo de ^{238}U), dependerá da intensidade da irradiação.

A equação 4 é a equação da Idade do Método de Traço de Fissão e é aplicável em uma gama enorme de materiais geológicos, ou seja, minerais, tais como: apatita, alanita, amazonita, berilo, calcita, clorita, epidoto, granada, vidro, cianita, mica, monazita, quartzo, esfênio, titanita, zeólita, zircão, entre outros. Sendo os dados obtidos, apresentados graficamente em diagramas do tipo *radial plot*, histogramas de frequência, etc. Podendo-se obter vários valores de idades para uma sequência de grãos da mesma amostra quando a sua origem é sedimentar, que para a apresentação de forma direta podem ser utilizadas a idade central, média ou Pooled, sendo ambas idades aparentes quando utilizado a calibração absoluta.

Apagamento Termal (*Annealing*) dos Traços de Fissão em Apatitas

Além de todas as variáveis envolvidas no cálculo da idade por Traço de Fissão, a característica principal da metodologia é o encurtamento irreversível dos traços, que ocorre quando a rocha que contém o mineral a ser analisado é colocada a temperaturas elevadas e, como consequência de um processo de ativação por difusão térmica, ocorre o *annealing*. Hoje em dia as temperaturas médias aceitas para que o decaimento radioativo

em apatitas ocorra, adaptadas para o tempo geológico, são: $<60^{\circ}\text{C}$ para a retenção total dos traços; entre 60 e 120°C para o apagamento parcial (*annealing parcial*) e $> 120^{\circ}\text{C}$ para o apagamento total (*annealing total*).

Para descrever o comportamento térmico dos traços de fissão, vários trabalhos são realizados, como é o caso de Green *et al* (1986). Segundo esses autores, o ângulo que os traços confinados fazem em relação ao eixo C cristalográfico da apatita influencia no encurtamento dos traços, ou seja, quanto maior o ângulo com o eixo C maior é a facilidade com que os traços encurtam. Outro fator que influencia no *annealing* dos traços nas apatitas é a composição química dos cristais, ou seja, quanto maior a relação Cl/F (ou simplesmente a quantidade de Cl) na composição da apatita, maior é a resistência dos traços ao *annealing*.

Contudo, fenômeno do apagamento dos traços viola um dos pré-requisitos da Geocronologia Clássica que se baseia em um sistema fechado do isótopo-pai, neste caso o U^{238} , o qual, neste método, se baseia na estabilidade dos traços de fissão. Sob condições geológicas, o *annealing* dos traços é um fenômeno muito comum. O resultado da “perda” dos traços de fissão com a temperatura faz com que a Idade Aparente de Traços de Fissão seja cada vez mais jovem (Wagner & Van Den Haute, 1992).

A zona na qual há redução tanto no comprimento dos traços como na idade de traço de fissão, sob a forma do *annealing* parcial dos traços é denominada de Zona de *Annealing Parcial* (PAZ – *Partial Annealing Zone*) (Fig.16) (Gallagher *et al.* 1998). Segundo Dodson (1973) tal zona é usualmente relacionada a temperaturas nas quais 50% dos traços de fissão são retidos. Nesta zona, os traços são efetivamente retidos e o sistema então é fechado.

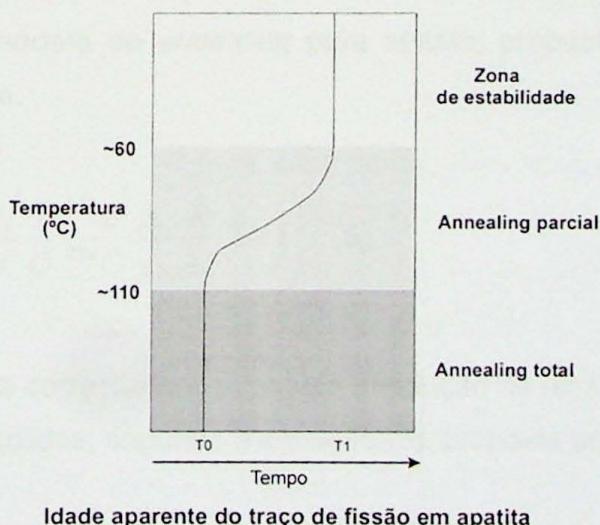


Figura 16 – Conceito da PAZ para apatita, em perfil crustal pré-exumação (Gallagher *et al.* 1998)

Uma vez determinadas, de forma satisfatória, as condições laboratoriais do *annealing* do traço de fissão em apatitas, serão as condições geológicas no comportamento do processo que validarão as extrapolações na escala do tempo geológico. Porém, um dos maiores problemas dos modelos para apatitas (além de características químicas e cristalográficas) é a extrapolação dos experimentos laboratoriais para a escala geológica. Uma vez aceita tais limitações, tais modelos permitem a reconstrução de histórias térmicas nas porções superiores da crosta terrestre (temperaturas até cerca de 125°C e 5 km de profundidade, assumindo um grau geotérmico da ordem de 25°C/km), em escalas de tempo que variam de 1 a 100 Ma (Gallagher *et al.* 1998).

Idade Corrigida

Como visto anteriormente, o traço latente gerado pela fissão espontânea do U²³⁸ tende a sofrer encurtamento com a ação da temperatura e, dependendo do tempo de atuação, pode chegar a ser apagado completamente. Assim, a idade aparente calculada para uma determinada amostra pode não ser a real idade de quando esta amostra deixou o campo do apagamento total. Portanto, a densidade de traços obtida experimentalmente pode representar um valor inferior ao total de traços gerados desde o momento em que a amostra deixou a zona de *annealing* total e fornecer uma idade inferior.

A partir dessa premissa, alguns pesquisadores, com base em modelos de *annealing*, preferem corrigir a razão de densidade, baseando-se na média do comprimento dos traços confinados, e, portanto, obter uma idade corrigida. Autores como Tello (1994), Hadler Neto *et al.* (2001) e Tello *et al.* (2003) que através de estudos de aprimoramento do modelo de *annealing* para apatita, propuseram a seguinte equação para a idade corrigida:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \frac{1}{C} \frac{^{235}C}{^{238}C} \frac{g_i}{g_s} \frac{R}{\lambda_f} \lambda + 1 \right) \quad (5)$$

onde C é um fator de correção que expressa a redução da razão da densidade de traços fósseis pelos induzidos, segundo a equação (6), proposta por Guedes *et al* (2004):

$$\left(\frac{\rho}{\rho_0} \right) = \left(\frac{l}{l_0} \right) \left\{ 1 - \left[1 + \left(k l_0 \left(\frac{l}{l_0} \right)^n \right)^{-2} \right]^{-2} \right\} \quad (6)$$

onde:

ρ/ρ_0 = correção da densidade superficial dos traços

l/l_0 = relação entre a medida de traços fósseis e a medida teórica

k e n = parâmetros constantes relacionados às propriedades dos traços de fissão no mineral e com a cinética do *annealing* e do ataque químico. Para este trabalho, $k = 0,091$ e $n = 19$ (Tello *et al.* 2005)

História Térmica

É possível modelar histórias térmicas a partir de idades de traço de fissão em apatitas através de um modelo que é basicamente empírico e que foi desenvolvido por pesquisadores australianos (Green *et al.*, 1986; Laslett *et al.*, 1987; Duddy *et al.*, 1988), com algumas modificações de Lutz & Omar (1991) e de Hadler Neto *et al.* (1995, 2001), adotando-se o conceito de se analisar as histórias térmicas em grupos, com características geológicas comuns.

A construção de gráficos de Tempo X Temperatura é baseada em um conceito chamado de "Princípio do Tempo Equivalente" (Duddy *et al.*, 1988), tal conceito postula que uma determinada população de traços se comporta de maneira totalmente independente das condições de tempo e temperatura do *annealing* anterior.

(Duddy *et al.*, *op cit.*) descreveu segundo este conceito, que se um tratamento térmico for dividido em séries de intervalos, Δt_i , de temperatura constante, T_i , então o início de um intervalo i , a uma temperatura $T_i(t)$, supõe-se que tenha sido encurtado a um grau $r_{i-1} = l_{i-1}/l_0$. Se o traço tem sua história a uma temperatura T_i , então essa população de traço teria alcançado tal grau de encurtamento em um certo tempo equivalente T_{eq} .

Para modelar a história térmica é necessário delimitar as caixas de Monte Carlo de acordo com as características geológica – geomorfológica da área. Dessa forma, o ponto um dos pontos definidos sempre será o tempo=0 Ma e temperatura=25°C, porque é representativo das condições atuais. Para o presente trabalho as caixas de Monte Carlo foram delimitadas segundo as evidências tecto-termais mais representativas, no caso, o vulcanismo básico da Fm. Serra Geral, sendo que as primeiras histórias calculadas são importantes para servirem de guia nas próximas etapas e para que se possam diminuir as

áreas para uma nova subdivisão de caixas. Embora informações geológicas tenham sido utilizadas nas várias etapas deste processo, é preciso, ainda, se buscar uma interpretação da história obtida, ou seja, verificar se há coerência geológica com os resultados obtidos.

Interpretação Geológica

A Idade de Traço de Fissão é puramente um cálculo da quantidade física da dimensão do tempo, no qual houve acumulação de traços de fissão em uma amostra, que pode ou não ser geologicamente correta. Dessa forma, encontram-se associadas às idades os principais eventos geológicos que poderiam auxiliar na interpretação (Wagner & Van Den Haute, 1992).

Os eventos geológicos podem ser interpretados de acordo com o “relógio” termal do Traço de Fissão, pois se uma rocha que contém apatita atingir a Zona de *Annealing Total*, acima de 120°C, todos os traços de fissão serão apagados imediatamente, o mineral não retém mais traços e a idade de traço de fissão passa a ser zero. Ao sofrer resfriamento, a rocha atinge a Zona de *Annealing Parcial*, entre 120 e 60°C, o “relógio” de traço de fissão é acionado e a idade é representativa desse momento (Wagner & Van Den Haute, *op cit.*).

Contudo, em histórias térmicas, com eventos de resfriamento e aquecimento subsequente, atingindo respectivamente a Zona de Estabilidade e posteriormente a PAZ, os traços de fissão formados são apagados completamente ou reduzidos (dependendo se o evento de aquecimento atingiu ou não a Zona de *Annealing Total*, acima de ~120°C). Se a rocha atingir temperaturas próximas a ~120°C, significa que a mesma se aproximou de tal zona, e o resultado é idades mistas, ou seja, não há o apagamento total dos traços e as idades obtidas são representativas tanto do evento anterior como ao posterior ao aquecimento.

Técnicas de Datação utilizadas

Com o objetivo de se determinar a idade de traço de fissão em um determinado material geológico (mineral) devem ser utilizadas determinadas técnicas que dependerão do tipo de rocha, quantidade de grãos do mineral, etc. Sendo descritas apenas aquelas que serão utilizadas no presente trabalho.

Calibração Absoluta

A calibração absoluta consiste na determinação da fração de átomos de ^{235}U contidos no mineral que efetivamente se fissionam ao ser irradiado sob um determinado valor de fluência total de nêutrons térmicos que a amostra foi submetida em reator, gerando os traços de fissão induzidos. Estes valores são possíveis de serem obtidos através da irradiação de um vidro dopado de ^{235}U devidamente acoplado a um detector externo (lâmina de muscovita) juntamente com as amostras a serem datadas. Esta técnica é caracterizada por determinar o valor da fluência de nêutrons térmicos através da avaliação empírica e absoluta das eficiências de detecção e ataque do sistema.

Método de Análise do Detector Externo (EDM)

O Método do Detector Externo, também chamado de EDM (*External Detector Method*) é aquele em que os grãos são montados em resina epóx, polidos e atacados quimicamente para revelar os traços fósseis. Um detector externo, usualmente uma placa de muscovita, é acoplado à montagem com os grãos e o conjunto é irradiado com nêutrons térmicos. Durante a irradiação, a mica registra os traços de fissão induzida gerados nos grãos de apatita. Em seguida a mica é atacada quimicamente. As densidades superficiais de traços de fissão espontânea e induzida são medidas no grão e na posição correspondente na mica. Assim no EDM é possível obter idades individuais para cada grão, o que torna esse método bastante oportuno para amostras com poucos grãos, em sedimentos ou em amostras com alta heterogeneidade de urânio.

Determinação da Curva do Ataque Químico

A curva de ataque químico é utilizada para determinar o tempo e/ou a temperatura de ataque químico para a revelação dos traços, tanto na apatita como na mica (detector), de forma que se tenha a máxima eficiência da revelação dos traços.

O procedimento consiste em, após fixada a concentração do agente químico escolhido (geralmente HNO_3 para a apatita e HF para mica) e a temperatura, submeter o mineral à sucessivos ataques com intervalos de tempo pequenos e entre cada um proceder a contagem dos traços em cerca de 100 pontos diferentes do mineral. A média de densidade, obtida para cada intervalo de tempo, é representada em um gráfico de densidade X tempo de ataque, e onde a curva gerada se estabilizar segundo o eixo dos valores de densidade corresponderá o tempo ideal de ataque químico (Wagner & Van Den Haute, *op cit.*).

Preparação de Amostras

Para este trabalho a etapa de preparação de amostras foi a mais importante, tendo em vista a dificuldade de obtenção de grãos das rochas amostradas, sendo a seqüência de processos descritos abaixo.

Inicialmente as amostras são britadas em britadores do tipo mandíbula e em seguida, são reduzidas à fração que vai desde argila até areia muito grossa em um moinho de disco. As amostras são peneiradas em peneiras entre 80 e 270 Mesh para separação da fração intermediária, que seguirá para a concentração dos minerais pesados em bateia manual.

O próximo passo é a utilização do separador magnético do tipo *Frantz* para separar do concentrado a fração magnética e paramagnética, este procedimento é repetido para correntes desde 0,1 até 1,4 A, restando apenas uma fração não magnética com apatita, zircão, quartzo e/ou feldspato. O concentrado segue para a separação química por líquidos densos, utilizando-se Bromofórmio para separação de minerais leves, restando basicamente apatita e zircão.

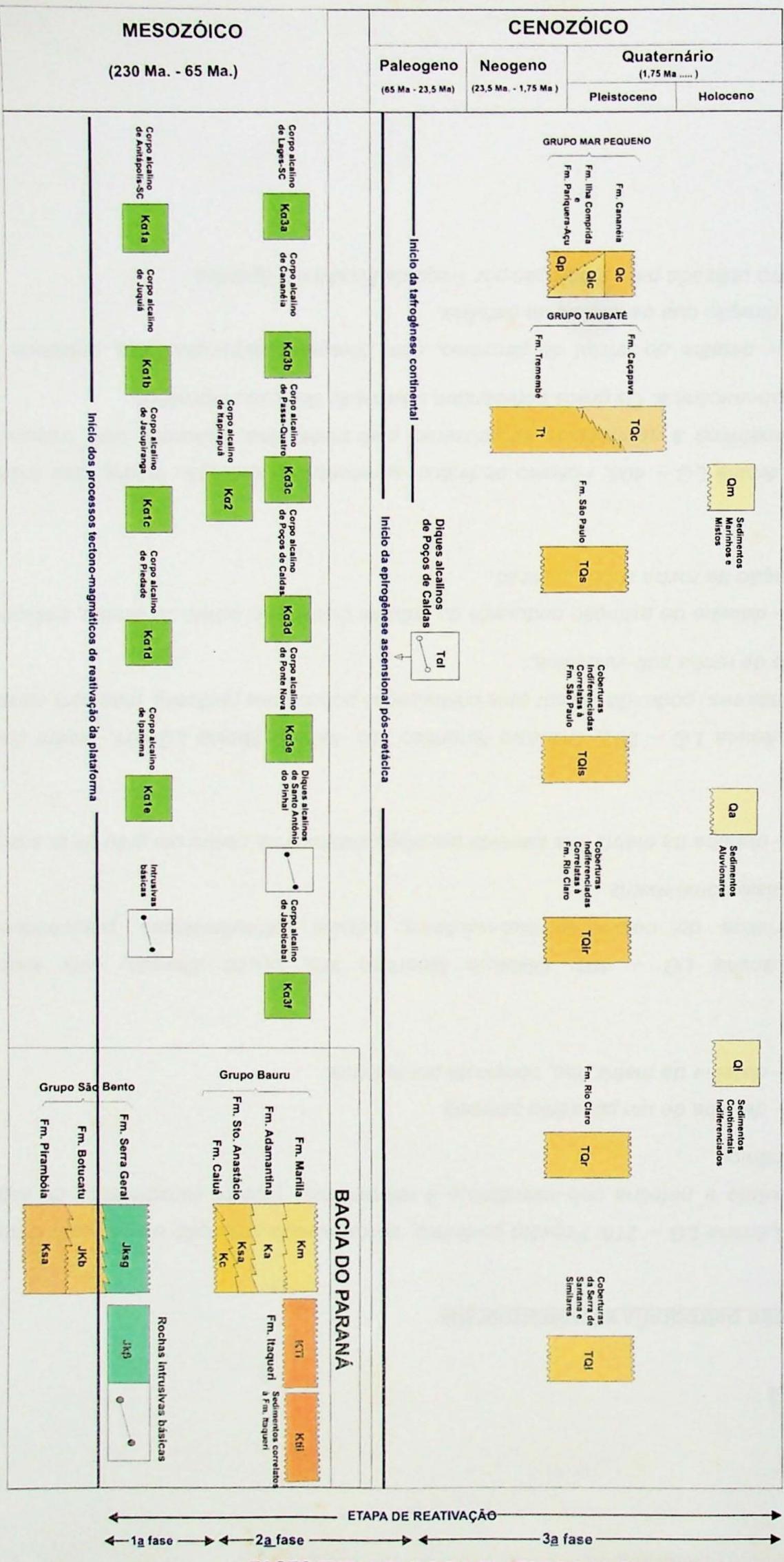
Após a separação dos grãos de apatita sob lupa, por vezes sendo utilizado uma mistura de ácido Nítrico de 5M e Mobilidato de Amônia para reconhecimento dos eventuais grãos de apatita, estes são montados em resinas epóxi em moldes de silicone que possuí a forma de um cubo de cerca de 1 cm de aresta, em seguida as amostras são encaminhadas ao polimento para expor os grãos. A amostra segue então para o ataque químico para revelação dos traços fósseis, este ataque é feito com uma solução aquosa de HNO_3 , sendo deixada sob ataque durante 60 segundos (valor condicionado à curva de ataque discutida anteriormente), e em seguida colocada em uma solução saturada de bicarbonato de sódio para a interrupção do ataque.

Paralelamente a esse processo as micas são atacadas com ácido HF para diferenciar os traços fósseis, com dimensões exageradas, dos induzidos. Com auxílio de filme PVC as micas são montadas em contato com a resina.

Finalmente as amostras são montadas com os vidros de dosímetros para serem enviadas ao reator nuclear a fim de se induzir a fissão do ^{235}U contido na amostra através do bombardeamento por nêutrons térmicos, ao retornar do reator as micas são atacadas quimicamente com ácido HF para revelação dos traços (o tempo neste caso também foi determinado através da curva do ataque para a mica) e neutralizadas em solução saturada de bicarbonato de sódio, com isso as amostras estão prontas para a análise microscópica.

ANEXO 2

LEGENDA RELATIVA AO MESO-CENOZOICO DO MAPA DO ESTADO DE SÃO PAULO EVIDENCIANDO AS FASES DE REATIVAÇÃO DA PLATAFORMA SUL-AMERICANA



Anexo 3

Descrição petrografia e fotomicrografia

Lâmina LG – 216: Fonolito porfirítico, apresentando alteração média, com cristais de piroxênio e nefelina sub-milimétricos à milimétricos. Textura característica de rocha sub-vulcânica.

Foto 1 – detalhe de um piroxênio alterado.

Foto 2 – detalhe da matriz fina, composta por nefelina.

Lâmina LG – 401: Diabásio fanerítico fino, pouco alterado, com textura característica de colocação sub-vulcânica, cristais sub-milimétricos, predominando plagioclásio como matriz.

Foto 3 – detalhe da matriz fina formada por plagioclásios e no centro um grão de quartzo.

Lâmina LG – 392: Diabásio fanerítico fino, idem à lâmina LG-401, porém com cristais pouco maiores, podendo indicar uma cristalização pouco mais profunda, mas com características texturais de rocha sub-vulcânica.

Foto 4 – detalhe da extinção ondulante do grão de quartzo no centro da lâmina, indicando a colocação da rocha sobre pressão.

Lâmina LG – 405: Fonolito porfirítico, apresentando alteração média, com cristais sub-milimétricos à milimétricos de piroxênio, com matriz fina, indicando uma textura de rocha sub-vulcânica. Os grãos apresentam orientação de fluxo magmático.

Foto 5 – detalhe do cristal de piroxênio, com clivagens perpendiculares, orientado na mesma direção que os cristais de nefelina.

** amostra utilizada para a datação por Traço de Fissão em Apatitas.*

Lâmina LG – 403: Nefelina Sienito porfirítico, com fenocristais sub-milimétricos a milimétricos de piroxênio e nefelina, indicando uma colocação sub-vulcânica.

Foto 6 – detalhe do cristal de piroxênio zonado, podendo indicar um desequilíbrio de cristalização. Incluso no mesmo mineral um cristal de apatita.

Foto 7 – detalhe do fenocristal de nefelina.

Foto 8 – detalhe da matriz formada por nefelina.

** amostra utilizada para a datação por Traço de Fissão em Apatitas.*

Lâmina LG – 393: Olivina Melilito (lamprófiro alcalino), com fenocristais de olivina e melilita, esta textura indica uma colocação tendendo à plutônica.

Foto 9 – detalhe dos cristais de olivina e melilita, sendo muito semelhantes, diferenciando-se pela figura de interferência: melilita – uniaxial; olivina – biaxial.

Foto 10 – detalhe para os cristais de flogopita (mica com proporção Mg/Fe 2:1).

** amostra utilizada para a datação por Traço de Fissão em Apatitas.*

Lâmina LG – 409: Lamprófiro alcalino com matriz fina, apresentando fenocristais de flogopita e piroxênios, com textura de rocha sub-vulcânica.

Foto 11 – detalhe para a matriz fina.

Foto 12 – detalhe para os fenocristais de piroxênio e flogopita.

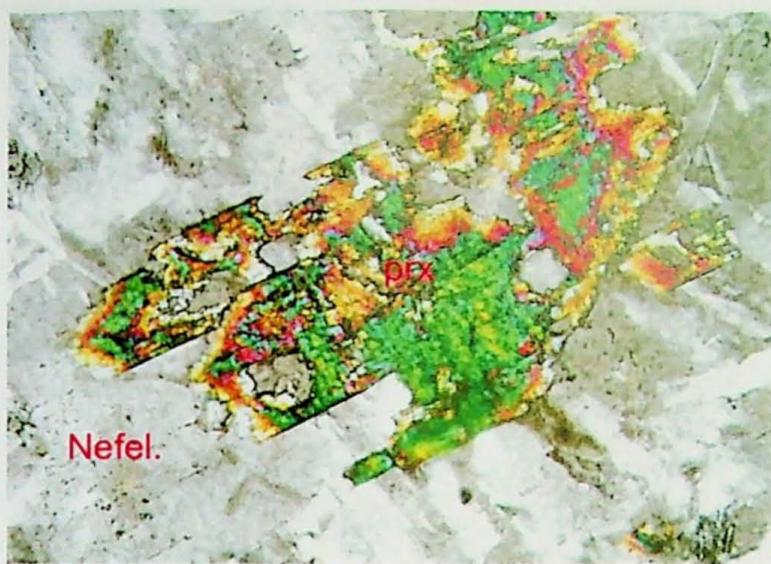


Foto 1 - lâmina LG - 216

0,2mm



Foto 2 - lâmina LG - 216

0,15mm

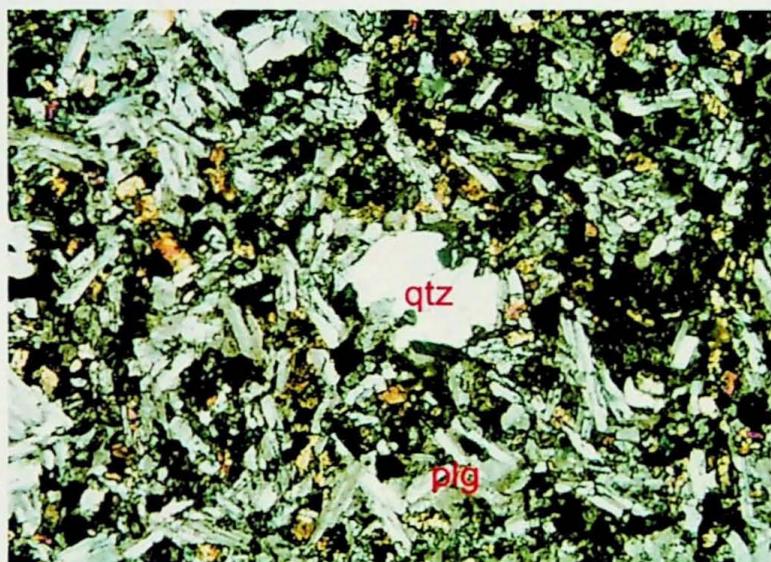


Foto 3 - lâmina LG - 401

0,15mm

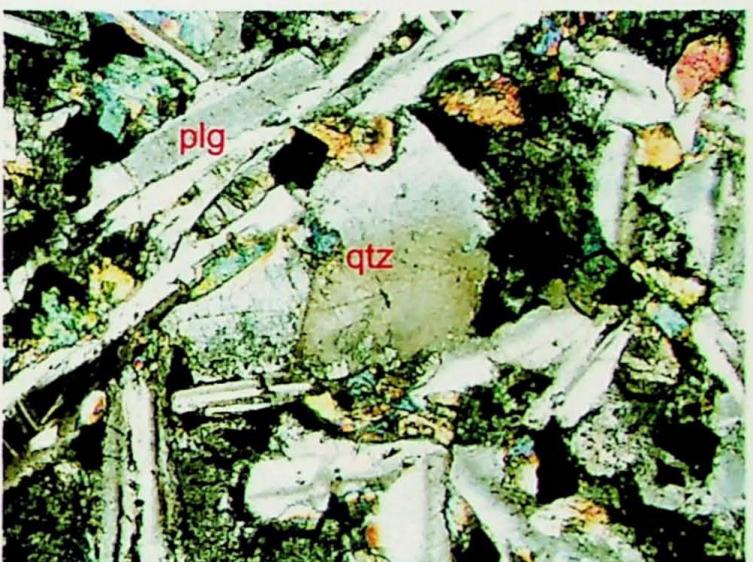


Foto 4 - lâmina LG - 392

0,15mm



Foto 5 - lâmina LG - 405

0,4mm

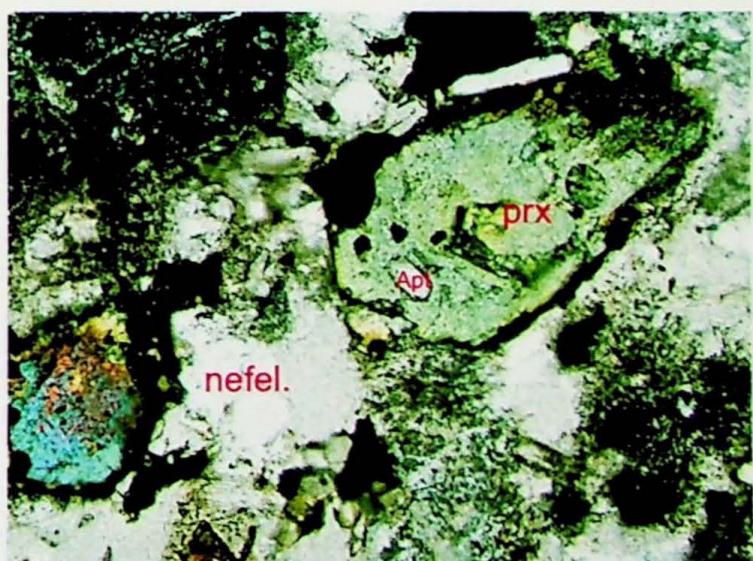


Foto 6 - lâmina LG - 403

0,2mm



Foto 7 - lâmina LG - 403

0,07mm

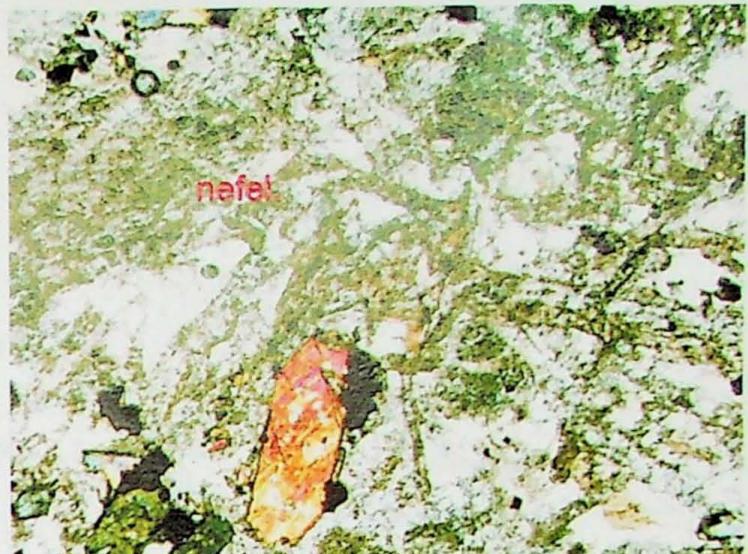


Foto 8 - lâmina LG - 403

0,07mm

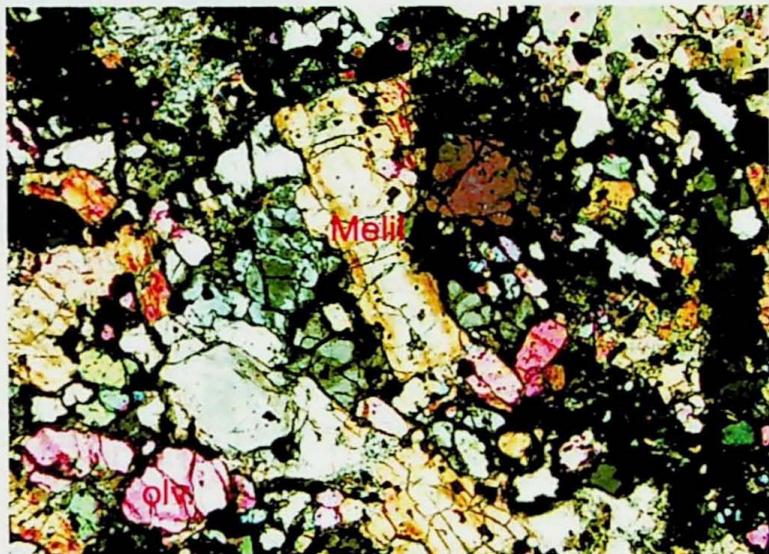


Foto 9 - lâmina LG - 393

0,07mm

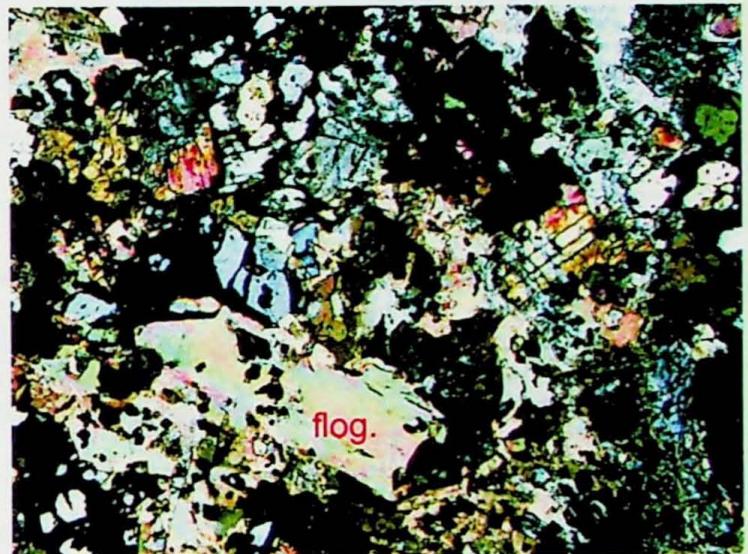


Foto 10 - lâmina LG - 393

0,07mm



Foto 11 - lâmina LG - 409

0,2mm

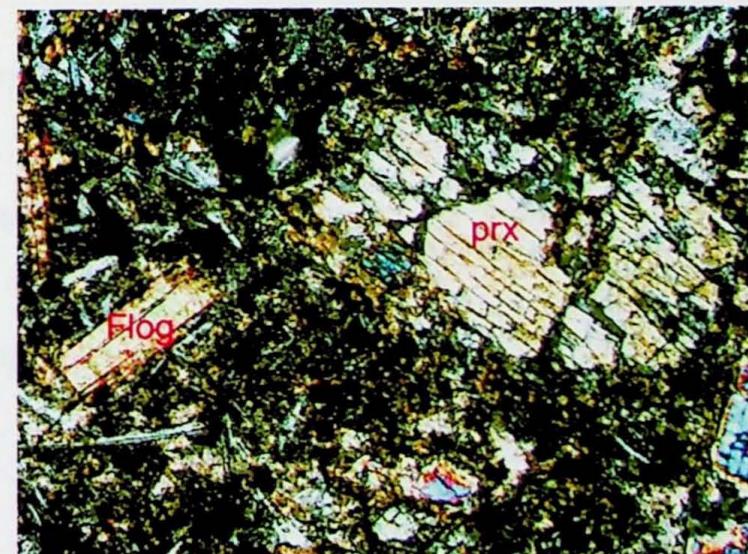


Foto 12 - lâmina LG - 409

0,2mm

Anexo 4

Descrição de campo das amostras coletadas

Amostra	Localização Geográfica	Coordenadas UTM	Altitude (m)	Litologia
LG – 29A	Pedreira Morro Grande, localizada próximo ao centro urbano de Lages.	6920523/566211	945m	Dique de Lamprófiro, com espessura métrica, alterado, com placas de flogopita.
LG - 29B	Pedreira Morro Grande, localizada próximo ao centro urbano de Lages.	6920523/566211	945m	Basalto da Fm. Serra Geral, com disjunções colunares, falhas e fraturas.
LG – 23	Av. Marginal, dentro da cidade de Lages	6921568/566911	890m	Arenito da Fm. Rio do Rasto, maciço de cor avermelhada.
LG – 275	Pedreira Porto Bello, localizada no alto da Serra da Chapada	6926575/576914	950m	Fonólito afanítico de cor cinza, pouco alterado.
LG – 114A	Próximo à pedreira Porto Bello, alto da Serra da Chapada	6926656/577979	935m	Folhelho da Fm. Teresina, pouco alterado, contato com a Fm. Serra Alta.
LG – 114B	Próximo à pedreira Porto Bello, alto da Serra da Chapada	6926656/577979	932m	Folhelho da Fm. Serra Alta, pouco alterado, contato com a Fm. Teresina.
LG – 249	Estrada de terra próximo ao Córrego dos Sete Passos.	6938447/575319	950m	Arenito fino do Subgrupo Itararé, intercalado com folhelho.
LG – 02	Estrada de Terra próximo ao Rio dos Índios.	6938360/577517	900m	Arenito fino do Subgrupo Itararé, em contato com dique de rocha alcalina.
LG – 03	Estrada de asfalto próximo à Fazenda Pera.	69383380/569862	930m	Arenito da Fm. Rio Bonito, maciço, pouco alterado, cor amarela clara.
LG - 390	Rodovia BR-116, próximo ao acesso do Rio das Caveiras.	6926164/556098	930m	Basalto da Fm. Serra Geral, amostrado fora da estrutura, aproximadamente 15 Km á oeste do Domo.

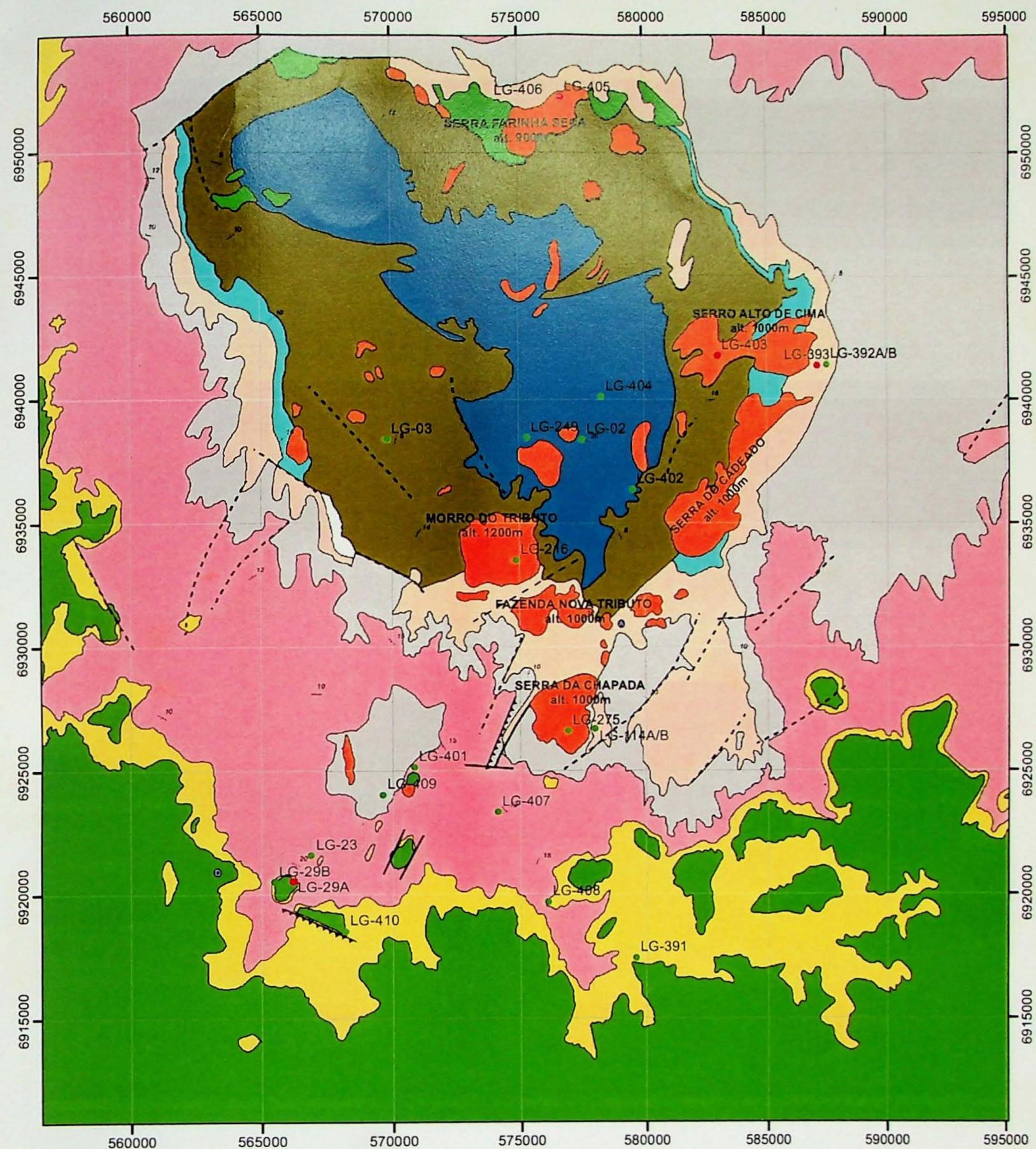
LG – 391	Rodovia Lages – São Joaquim, ao lado do Rio das Caveiras.	6917400/579591	900m	Basalto da Fm. Serra Geral, amostrado fora da estrutura.
LG – 401	Bairro Penha, próximo ao centro da cidade de Lages.	6925120/570866	900m	<i>Sill</i> de rocha básica, fanerítico fino, pouco alterado.
LG – 402	Estrada de terra, ao lado da Serra do Cadeado.	6936335/579530	940m	Arenito amarelado, maciço, fino a médio da Fm. Rio Bonito.
LG – 392A	Estrada de terra, sentido Palmeira, pedreira próximo aos açudes.	6941400/587500	800m	<i>Sill</i> de diabásio, com intrusão de dique de lamprófiro.
LG – 392B	Estrada de terra, sentido Palmeira, pedreira próximo aos açudes.	6941400/587500	850m	Dique de lamprófiro, muito alterado, corpo intrusivo em <i>sill</i> de diabásio.
LG – 393	Estrada de terra, sentido Palmeira, pedreira próximo aos açudes, 50m acima do pto. Anterior.	6941359/587100	914m	<i>Sill</i> de lamprófiro, com estratificações indicando estruturas de fluxo magmático.
LG – 403	Estrada de terra próximo à cidade de Palmeira.	6941760/583009	970m	Nefelina Sienito porfirítico, cor cinza, com capa de alteração.
LG – 404	Rodovia sentido Palmeira, à esquerda.	6940104/578292	868m	Brecha de composição variada, desde pedaços de arenitos à pedaços de rocha ígnea do embasamento, em contato com o Subgrupo Itararé.
LG – 216	Face sul do morro do Tributo	6933486/574872	1000m	Fonolito porfirítico, pouco alterado. Local de lavra de bauxita.
LG – 405	Mineração Rio Deserto, próximo à cidade de Correia Pinto	6952219/576704	838m	Lavra de exploração de fonólito porfirítico, de cor cinza, pouco alterado.
LG – 406	Estrada de terra, próximo à mineração Rio Deserto.	6952100/573970	860m	Corpo de diabásio aflorando na drenagem, pouco alterado.
LG – 407	Rodovia sentido São Joaquim	6923307/574120	930m	Fm. Rio do Rasto, arenito fino intercalados com silte
LG – 408	Rodovia sentido São Joaquim, 1Km do ponto anterior	6919665/576086	916m	Fm. Pirambóia, arenito médio a fino, com estruturas primárias.

LG – 409	Pedreira de cascalho, próximo ao coral , sentido estrada de ferro.	6924002/569648	922m	Dique de lamprófiro na Fm. Teresina.
LG – 410	Estrada de terra sentido torre da antena.	6918497/568197	1005m	Brecha com fragmentos angulosos de rocha ígnea, com tamanhos variados de até 30 cm.
LG – 411	Rodovia BR – 116, próximo à Santa Cecília.	6959000/566007	1038m	Arenito médio, mal selecionado da Fm. Rio do Rasto, amostrado fora da estrutura.
LG – 412	Rodovia BR – 116, próximo à Santa Cecília, 2Km à norte do ponto anterior	6958000/567476	945m	Dique de diabásio em blocos, aflorando na drenagem.

Anexo 5

Mapa geológico detalhado da área, com localização das amostras

(Modificado de Steiner 2004)



Legenda:

Page 38

Fm. Serra Geral

Fm. Pirambóia/B

11

100

Fm. Serra Alta

Grupo Guatá

Super Grupo Itararé

10

Centrale

— 10 —

9

Editor-in-Chief

Limite de Pendil

- amostras utilizadas para datação
- amostras não utilizadas

63

Sendo assim, subscrevemo-nos:

Gustavo Garcia
Gustavo Garcia
Aluno

Rômulo Machado
Prof. Dr. Rômulo Machado
Orientador

