

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

**EVOLUÇÃO TERMOCRONOLÓGICA POR TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITA E
ZIRCÃO DAS BACIAS DA TRANSIÇÃO PROTEROZÓICO – FANEROZÓICO DE
CAMAQUÃ (RS), CASTRO (PR), ELEUTÉRIO (SP/MG), JAIBARAS E COCOCI
(CE)**

Daniel Françoso de Godoy

Orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

Tese de Doutorado elaborada junto ao
Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional,
para obtenção do Título de Doutor em Geologia Regional

Rio Claro (SP)

2010

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher (Orientador)

Prof. Dr. Antonio Roberto Saad

Prof. Dr. Fabiano Tomazini da Conceição

Dra. Ana Olivia Barufi Franco-Magalhães

Prof. Dr. Pedro José Iunes

Daniel Françoso de Godoy
- discente -

Resultado: **Aprovado**

AGRADECIMENTOS

Inicialmente agradeço ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pela bolsa de doutorado concedida. À CAPES (Conselho de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) e DAAD (Deutscher Akademischer Austauschdienst, Serviço Alemão de Intercâmbio Acadêmico) pela bolsa de doutorado-sandwich Probral (2007/2008). À FAPESP (Fundação de amparo à pesquisa do Estado de São Paulo) pelo suporte financeiro através do projeto temático “*História da Exumação da Plataforma Sulamericana a exemplo da região Sudeste Brasileira: Termocronologia por Traços de Fissão e sistemáticas Ar/Ar e Sm/Nd*” (Processo 00/03960-5), no início do doutorado.

Agradeço ao amigo e orientador Prof. Peter Christian Hackspacher pela confiança, incentivo e oportunidade de integrar seu grupo de pesquisas ligado ao Núcleo de Termometria e Cronometria do IGCE UNESP desde a época de graduação.

Ao PrivatDozent Dr. Ulrich Anton Glasmacher da Universität Heidelberg pela confiança e orientação durante a etapa do doutorado-sanduíche e por me receber em sua casa durante os primeiros dias na Alemanha.

Ao IPEN pelos trabalhos de irradiação das amostras.

Ao Prof. Dr. Carlos Alberto Tello Saenz, do Departamento de Física Química e Biologia da UNESP/Presidente Prudente, pelo auxílio na metodologia de traços de fissão em zircão e por disponibilizar a utilização de seu laboratório.

Ao Prof. Antonio Roberto Saad e o Carlos (Susi) pela ajuda em campo.

Aos amigos da Alemanha do grupo de Termocronologia; ao pessoal do 1º andar, em especial Christian e Natalia; a Sonja e Jorge Luvizotto do Instituto de Mineralogia, pela amizade e ajuda nas dificuldades do dia a dia na Alemanha.

Ao amigos de Presidente Prudente, em especial o Marcio pela estadia em sua república durante os dias de trabalho nos laboratórios do Prof. Carlos.

Aos amigos do Grupo do Núcleo de Termocronologia, Ana, Carolina, Luiz Felipe e em especial à Carina pela ajuda na impressão da tese.

Aos amigos de república Ives e Beto; Fabio (berne) Ao Iata, que já foi integrante da república e a Eliana, agora sua esposa. Amigos do dia a dia.

Aos amigos do grupo de Cronologia da Unicamp.

Por fim agradeço aos meus pais a quem eu devo tudo o que sou hoje.

ÍNDICE

1- INTRODUÇÃO	1
1.1- APRESENTAÇÃO	1
1.2- OBJETIVO	2
1.3- ÁREAS DE ESTUDO	4
2- CONTEXTO GEOLÓGICO DAS ÁREAS DE ESTUDO	9
2.1- PROVÍNCIA MANTIQUEIRA	10
2.1.1- Segmento Central da província Mantiqueira	11
2.1.2- Segmento Sul da Província Mantiqueira	12
2.2- BACIAS ESTUDADAS NO SEGMENTO CENTRAL DA PROVÍNCIA MANTIQUEIRA	13
2.2.1- Bacia Eleutério	13
2.2.1.1- Associação de fácies de planície aluvial noroeste (A)	15
2.2.1.2- Associação de fácies de ambiente marinho (B)	16
2.2.1.3- Associação de fácies tectonicamente imbricadas ao longo da borda sudeste (C)	16
2.2.1.4- Associações de fácies do sistema de leques aluviais da borda sudeste (D)	16
2.2.2- BACIA DE CASTRO	18
2.2.3- BACIA DE CAMAQUÃ	21
2.2.3.1- Grupo Maricá	22
2.2.3.2- Grupo Bom Jardim	24
2.2.3.3- Formação Acampamento Velho	25
2.2.3.4- Grupo Santa Bárbara	26
2.2.3.5- Grupo Guaritas	28
2.3- PROVINCIA BORBOREMA	30
2.3.1- BACIAS DE JAIBARAS E COCOCI	32
3- MÉTODOS	37
3.1- METODOLOGIA DE TRAÇOS DE FISSÃO	37
3.1.1- Fundamentos do Método	37
3.1.1.1- Fissão Nuclear e Formação dos Traços de Fissão	38
3.1.1.2- Revelação dos traços	40
3.1.1.3- Densidade de traços	41

3.1.2- Método de datação por traços de fissão	44
3.1.2.1- Equação fundamental da idade	44
3.1.2.2- Equação da idade de traços de fissão	45
3.1.2.3- Apagamento Termal (<i>Annealing</i>) dos Traços de Fissão em Apatitas	47
3.1.2.4- Descrição matemática do <i>annealing</i> dos traços de fissão em apatitas	49
3.1.2.5- Apagamento Termal (<i>Annealing</i>) dos Traços de Fissão em Zircões	51
3.1.2.6- Problemas relacionados ao método de traços de fissão em zircão	53
3.1.2.7- História térmica (apatitas)	54
3.1.2.8- Idade Corrigida	57
3.1.3- Métodos de Calibração da Idade	59
3.1.3.1- Calibração Absoluta	60
3.1.3.2- Calibração ζ (zeta)	61
 4- MÉTODOS EXPERIMENTAIS	 63
4.1- Método de Análise do Detector Externo (EDM)	63
4.2- Preparação de Amostras	65
4.3- Preparação e ataque químico das amostras de zircão	67
4.4- Estratégia de amostragem e procedimento de irradiação das amostras	68
4.5- Considerações acerca da interpretação de dados de amostras detriticas	70
 5- RESULTADOS E DISCUSSÕES	 72
5.1- OBTENÇÃO DOS FATORES ZETA UTILIZADOS NESTE TRABALHO	72
5.2- RESULTADOS DE TRAÇOS DE FISSÃO	73
5.2.1- Bacia Jaibaras	74
5.2.1.1- Modelagem Térmica	81
5.2.2- Bacia Cococi (Rio Jucá)	83
5.2.2.1- História Térmica	88
5.2.2.2- Integração dos dados e modelagem térmica	89
5.2.3- Bacia Eleutério	93
5.2.3.1- História térmica	99
5.2.3.2- Integração dos Dados	100
5.2.4- Bacia Castro	101
5.2.4.1- Integração dos dados	106
5.6- Bacia de Camaquã	107

6- INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DOS DADOS OBTIDOS	110
6.1- Bacias estudadas no Nordeste do Brasil	110
6.2- Bacias Estudadas no Sudeste do Brasil	114
6.3- Bacias Estudadas no Sul do Brasil	115
7- CONCLUSÕES	117
8- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	118
9- ANEXOS	128
Tabela A1: Quadro resumo dos eventos regionais principais e interpretação termocronológica	128
Tabela A2: Eventos geológicos correspondentes à tabela A1	129

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa geológico-tectônico simplificado mostrando as feições mais importantes. DF) Orógeno Dom Feliciano; FR) Faixa Ribeira; FB) Faixa Brasília; ZCSP) Zona de Cisalhamento Senador Pompeu. Os quadros azuis indicam as áreas estudadas sendo: 1) área da Bacia de Jaibaras; 2) área da Bacia de Cococi; 3) área da Bacia de Eleutério; 4) área da Bacia de Castro; 5) área da Bacia de Camaquã. 5

Figura 1.2: Vias de acesso para a área de estudos (quadro vermelho) que inclui a Bacia de jaibaras. 6

Figura1.3: Vias de acesso para a área de estudos (quadro vermelho) que inclui a Bacia de Cococi. 6

Figura 1.4: Vias de acesso para a área de estudos (quadro vermelho) que inclui a Bacia de Eleutério. 7

Figura 1.5: Vias de acesso para a área de estudos (quadro vermelho) que inclui a Bacia de Castro. 7

Figura 1.6: Vias de acesso para a área de estudos (quadro vermelho) que inclui a Bacia de Camaquã. 8

Figura 2.1: Sistema Orogênico Mantiqueira. Bacias de Transição: A) Eleutério B) Pouso Alegre; C) Pico do Itapeva; D) Cajamar; E)Samambaia; F)Quatis; G) Castro; H) Camarinha; I) Guaratubinha; J)Campo Alegre. Bacias Cenozóicas: SP) São Paulo; T) Taubaté; CB) Curitiba. 14

Figura 2.2: Mapa simplificado da Bacia de Eleutério. 15

Figura 2.3: Mapa geológico simplificado da Bacia de Castro (modificado de Moro, 1993) 19

Figura 2.4: Mapa geológico simplificado da bacia de Camaquã e o embasamento adjacente (modificado de Borba 2006) 22

Figura 2.5: Carta cronoestratigráfica relativa do Grupo Guaritas mostrando os principais eventos tectônicos, fases da evolução da bacia e a variação lateral das associações de fácies. FA – associação de fácies Ia: leques aluviais dominados por inundação; Ib – leques aluviais dominados por fluxo de detritos; II – canais fluviais efêmeros ; IIIa – planícies de inundação de rios efêmeros; IIIb – Canais de rios efêmeros – mistos; IV – dunas eólicas e interdunas. (modificado de Almeida, 2009) 28

Figura 2.6: Mapa simplificado da Província Borborema, modificado de (Oliveira & Mhoriak (2003) 31

Figura 2.7: Mapa simplificado da Bacia de Jaibaras (CPRM 2001) 33

Figura 2.8: Mapa geológico simplificado da Bacia de Cococi, modificado de CPRM (2001) 35

Figura 2.9: Coluna cronoestratigráfica da Bacia de Cococi e Jaibaras 36

Figura 3.1: Curvas de distribuição dos fragmentos de fissão (modificado de Wagner & Van den Haute, 1992) 35

Figura 3.2: Processo de formação do traço de fissão (modificado de Wagner & Van de Haute, 1992) 39

Figura 3.3: Esquema mostrando a disposição dos tipos possíveis de traço para que o ataque químico ocorra. Observar os traços que cortam a superfície, os quais são utilizados na contagem da densidade, e os traços confinados paralelos à superfície do mineral, os quais são utilizados para medida de comprimento 40

Figura 3.4: Parâmetros necessários para a revelação dos traços são: Velocidade de ataque do traço (V_t), Velocidade de ataque do mineral (V_b), Componente horizontal da velocidade de ataque do traço (V_{th}), componente de vertical da velocidade de ataque do traço (V_{tn}) e ângulo crítico θ_c 41

Figura 3.5: Quando um átomo interno de urânio situado no ponto O, situado a uma distância z abaixo da superfície do detector de fissão, somente aqueles traços cuja extremidade superior incidir dentro da zona rachurada da esfera com raio R irá cortar a superfície do detector (R = comprimento do traço de um fragmento de fissão). A probabilidade do traço cortar a superfície do detector é dado por $2\pi Rh/2\pi R^2$, isto é, a área da zona da esfera dividido pela área da semi esfera representando todas as orientações possíveis para o traço. 42

Figura 3.6: Gráfico de Isócronas (Green *et al.* 1986) 48

Figura 3.7: Variação do comprimento individual dos traços confinados com o ângulo feito com o eixo C cristalográfico. a) traços sem annealing; b) 260°C, 1h; c) 310°C, 1h; d) 336°C, 1h e) 352, 1h 49

Figura 3.8: Dados de Green *et al.* (1986) representados em um gráfico de isócronas e no gráfico paralelo de Arrhenius 50

Figura 3.9: Dados de Green *et al.* (1986) representados em um gráfico de isócronas e no gráfico tipo *fanning* de Arrhenius 51

Figura 3.10: Modelo proposto por Tagami (2005) modificado de Tagami & Murakami (2007) obtido a partir de dados de laboratório e poços. Observa-se as zonas de *annealing* total (vermelho), *annealing* parcial (branco) e retenção total ou estabilidade total (abóbora). O quadro “Flash heating” refere-se aos experimentos de Murakami *et al.* (2006) 52

Figura 3.11: Divisão de uma história térmica em intervalos de tempo, cada qual sob temperatura constante. 55

Figura 3.12: Exemplo de história térmica de um resfriamento simples (A) com respectiva evolução do encurtamento de cada população de traços gerados (B) e histograma teórico resultante deste exemplo (c) 56

Figura 3.13: Ajuste dos dados experimentais de traços de fissão em apatitas. a) Strontian induzida, b) Strontian espontâneo, c) Renfrew induzida, d) Renfrew espontâneo, e) Durango induzida, f) Durango espontâneo 58

Figura 4.1: Foto de grãos de zircão (circulados) e dois grãos de apatita (A) sob ataque químico de solução aquosa de ácido nítrico e molibdato de amônia. Notar a coloração amarela dos grãos de apatita e o precipitado formado, indicado pela seta vermelha, contrastando com os zircões que não apresentam reação 66

Figura 5.1: Gráfico comparando as idades de apatita das Bacias de Jaibaras, Cococi e Camaquã calculadas utilizando-se os métodos de calibração zeta e absoluta 73

Figura 5.2: Mapa simplificado da Bacia de Jaibaras com a localização das idades de traços de fissão obtidas 75

Figura 5.3: Diagramas radiais das amostras de zircão da Bacia Jaibaras. Os polígonos azuis representam as idades estratigráficas ou de cristalização 77

Figura 5.4: Histogramas de idades grão a grão das amostras de zircão das rochas sedimentares da Bacia Jaibaras 78

Figura 5.5: Diagramas radiais das amostras de apatita da Bacia Jaibaras 80

Figura 5.6: Integração dos dados da Bacia de Jaibaras. Estão representadas as idades de cristalização do Granito Meruoca (Santos *et al.* 2008), A idade de sedimentação e as idades de zircão e apatita. A curva vermelha intercepta os pontos médios das idades de traços de fissão 81

Figura 5.7: Mapa simplificado da Bacia de Cococi com a localização das idades de traços de fissão obtidas 83

Figura 5.8: Diagramas radiais com os resultados de traços de fissão em zircão de cada amostra. A barra azul representa o intervalo de sedimentação 85

Figura 5.9: Histogramas de idades grão a grão das amostras de zircão das rochas sedimentares da Bacia de Cococi. As barras azuis representam o intervalo da provável idade sedimentar. 86

Figura 5.10: Diagramas radiais das amostras de apatitas da Bacia de Cococi. As barras azuis indicam o intervalo de sedimentação da bacia. 87

Figura 5.11: Historia térmica e histograma da análise das apatitas da amostra TF-1020. 89

Figura 5.12: Integração dos dados das amostras da Bacia de Cococi. A) Historia térmica modelada para a amostra de apatita TF-1020, com base em modelo de annealing da apatita utilizando-se o software THA (Hadler Neto *et al.*, 2001); B) Interpretação de provável historia térmica com base nos dados das amostra TF-1023 e dados geológicos. As amostras de apatita TF-1026 e TF1023 foram

representadas para comparação e não foram consideradas na historia térmica; C) História térmica interpretada com base nas amostras TF-1021 e TF-1019 as quais possuem resultados tanto em apatita como zircão. A idade de apatita da amostra TF-1024 remonta às idades destas ultimas. As linhas cinzas tracejadas representam provável momento de resfriamento provavelmente relacionado com eventos tectônicos. 91

Figura 5.13: Detalhe do mapa da Bacia de Cococi mostrando a divisão em zonas 92

Figura 5.14: Mapa simplificado da Bacia de Eleutério com a localização das amostras e idades de zircão e apatita 93

Figura 5.15: Gráficos das idades grão a grão das amostras de zircão da Bacia de Eleutério. A linha vermelha representa a idade central e a faixa azul a idade estratigráfica. 95

Figura 5.16: Histogramas de idade grão a grão das amostras de zircão da Bacia de Eleutério. A barra azul representa a idade estratigráfica 96

Figura 5.17: Gráficos das idades grão a grão das amostras de apatita da Bacia de Eleutério. 98

Figura 5.18: Historia térmica e histograma da análise das apatitas da amostra TF-930. 99

Figura 5.19: Integração das idades obtidas nas amostras da área da Bacia de Eleutério 100

Figura 5.20: Mapa simplificado da Bacia Castro com a localização das amostras coletadas.102

Figura 5.21: Gráficos de idade grão a grão nas amostras de zircão da Bacia de Castro. 104

Figura 5.22: Histograma de idades grão a grão da amostra TF.927 105

Figura 5.23: Gráfico com as idades grão a grão e a idade média ponderada da amostra de apatita coletada na área da Bacia Castro. 105

Figura 5.24: Integração das idades obtidas nas amostras da área da Bacia de Castro e interpretação de provável historia térmica 106

Figura 5.25: Mapa simplificado da Bacia de Camaquã com a localização das amostras coletadas 107

Figura 5.26: Integração das idades obtidas nas amostras da área da Bacia de Castro e interpretação de provável historia térmica. 109

Figura 6.1: Coluna Estratigráfica da Bacia do Parnaíba (modificado de Vaz *et al.* 2007). As linhas vermelhas no lado direito da Figura indicam os intervalos interpretados no trabalho.112

Figura 50: Colisão rotacional oblíqua entre Laurentia (Laurussia) e Gondwana modificado de Hatcher (2002). Símbolos em vermelho identificam características ativas durante o intervalo de tempo representado. (A) contato inicial entre Laurentia e Gondwana durante Eo Carbonífero, (B) movimento para o sul e rotação no sentido horário do Gondwana durante o

início do Neocarbonífero(C) rotação continuada e movimento para o sul do Gondwana no final do Neocarbonífero, e (D) colisão final do Laurentia-Gondwana no Permiano Inferior.113

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Parâmetros para cada tipo de apatita estudada em Guedes *et al.* (2004) 59

Tabela 2: Parâmetros físicos do calculo do fator Zeta para zircão utilizando-se dosímetro CN1: somatória de traços fosseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços no dosímetro CN1 (ρ_D) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), somatória de traços contados no dosímetro CN5 (Nd) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e densidade média na amostra padrão utilizada (ρ_s/ρ_i) 72

Tabela 3: Parâmetros físicos do calculo do fator Zeta para apatita utilizando-se dosímetro CN5: somatória de traços fosseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços no dosímetro CN5 (ρ_D) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), somatória de traços contados no dosímetro CN5 (Nd) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e densidade média na amostra padrão utilizada (ρ_s/ρ_i) 72

Tabela 4: Parâmetros físicos das análises de zircão na área da Bacia de Jaibaras: total de grãos (N), somatória de traços fosseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fosseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$ 75

Tabela 5: Parâmetros físicos das análises de apatita na área da Bacia de Jaibaras: total de grãos (N), somatória de traços fosseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fosseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$ 76

Tabela 6: Tabela relacionando as idades estratigráficas ou de cristalização das unidades amostradas (obtidas na literatura [1] Oliveira & Moriahk (2003); [2] Archanjo *et al.* (2009) ; [3] Tavares *et al.* (1990); [4] Fetter *et al.* (2003)) e das idades de traços de fissão. Todas as idades estão em Ma. 76

Tabela 7: Parâmetros físicos das análises de zircão na área da Bacia de Cococi: total de grãos (N), somatória de traços fosseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fosseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$ 84

Tabela 8: Parâmetros físicos das análises de apatita na área da Bacia de Cococi: total de grãos (N), somatória de traços fosseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fosseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$ 84

Tabela 9: Tabela relacionando as idades estratigráficas ou de cristalização das unidades amostradas e das idades de traços de fissão. Todas as idades estão em Ma 84

Tabela 10: Parâmetros físicos das análises de zircão na área da Bacia de Eleutério: total de grãos (N), somatória de traços fosseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fosseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$ 94

Tabela 11: Parâmetros físicos das análises de zircão na área da Bacia de Eleutério: total de grãos (N), somatória de traços fosseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fosseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$ 94

Tabela 12: Tabela relacionando as idades estratigráficas ou de cristalização das unidades amostradas e das idades de traços de fissão. Todas as idades estão em Ma 94

Tabela 13: Parâmetros físicos das análises de zircão na área da Bacia Castro: total de grãos (N), somatória de traços fosseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fosseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$ 102

Tabela 14: Parâmetros físicos das análises de zircão na área da Bacia Castro: total de grãos (N), somatória de traços fosseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fosseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$. 103

Tabela 15: Tabela relacionando as idades estratigráficas ou de cristalização das unidades amostradas e das idades de traços de fissão. Todas as idades estão em Ma 103

Tabela 16: Parâmetros físicos das análises de zircão na área da Bacia Camaquã: total de grãos (N), somatória de traços fosseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fosseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$ 108

Tabela 17: Parâmetros físicos das análises de apatita na área da Bacia de Camaquã: total de grãos (N), somatória de traços fosseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fosseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$ 108

Tabela 18: Tabela relacionando as idades estratigráficas ou de cristalização das unidades amostradas e das idades de traços de fissão. Todas as idades estão em Ma 108

RESUMO

As Bacias de Transição da Plataforma Sul Americana tem sua evolução relacionada a eventos distensivos que se instalaram na plataforma logo após o final da Orogenia Brasileira e estariam relacionados com o colapso dos orógenos formados. A datação por traços de fissão em zircão (240°C) e apatita (120°C) permitiu a identificação de eventos de resfriamento dos pacotes sedimentares remanescentes das Bacias de Jaibaras, Cococi, Eleutério, Castro, Camaquã e às áreas cristalinas adjacentes a elas, durante o Fanerozoico. A relação destas bacias com alinhamentos tectônicos e a atuação como embasamento das Bacias do Paraná e Parnaíba (Fanerozoico) favoreceu a atuação de um fluxo termal suficiente para fornecer temperatura para as rochas amostradas durante o intervalo de tempo geológico estudado. Identificou-se portanto os eventos de resfriamento os quais são a quantificação da resposta da crosta local à determinados eventos regionais dos quais destaca-se, : I) Ordoviciano-Siluriano – identificado nas áreas do sudeste e sul do Brasil e relacionado com os eventos distensivos que culminaram na formação de um sistema de grabens (rifte) onde depositaram as primeiras unidades da Bacia do Paraná. II) Carbonífero – identificado nas áreas do nordeste relacionando-se com um soerguimento regional que resultou na reativação nos Alinhamentos Transbrasiliano e Senador Pompeu e propiciou a instalação de uma discordância regional na Bacia do Parnaíba. III) Meso- Neotriassico – identificado nas áreas do nordeste do Brasil e do Rio Grande do Sul. No nordeste relaciona-se com soerguimento decorrente dos processos relacionados com o Vulcanismo Mosquito (Bacia do Parnaíba) e Província Magmática do Atlântico Central. No Rio Grande do Sul a este período relaciona-se uma fase de soerguimento do Alto de Caçapava do Sul. IV) Juro-Cretáceo – detectado em todas as áreas com exceção da Bacia de Cococi. Relaciona-se com a abertura do Oceano Atlântico Sul, mas sem influenciar a área da Bacia de Cococi.

ABSTRACT

The Transition Basins of the South American Platform evolution is related to distentional events that settled on the platform shortly after the end of the Brasiliano Orogeny and are related to the collapse of the orogen formed. The fission track dating of zircon (240°C) and apatite (120°C) allowed the identification of events of cooling of the remnants rocks of the sedimentary Basins Jaibaras, Cococi, Eleuterio, Castro, Camaquã and crystalline areas adjacent to them, during the Phanerozoic. The relationship of these basins with tectonic alignments and their performance as the basement to the Paraná Basin and Parnaíba Basin (Phanerozoic) favoured the action of a thermal flow to provide enough temperature for the sampled rocks during the interval of geological time studied. It was identified therefore, the cooling events which are the response of the local crust to the regional events which are: I) Ordovician-Silurian - identified in southeastern and southern Brazil and related to events which culminated in the formation of a graben system (rift) where were deposited the first units of the Paraná Basin. II) Carboniferous - identified in the northeast, related to a regional uplift, which resulted in the reactivation of the alignments Transbrasiliana Senador Pompeu and allowed the installation of an unconformity in the Parnaíba Basin. III) Meso-Neotriassic - identified in the areas of northeastern Brazil and Rio Grande do Sul. In the northeast is related to uplift processes associated with volcanism Mosquito (Parnaíba Basin) and the Central Atlantic Magmatic Province. In Rio Grande do Sul this period relates to a phase of uplift of the Caçapava do Sul Rise. IV) Jurassic-Cretaceous - detected in all areas except Cococi Basin. It relates to the opening of the South Atlantic Ocean, but without influencing the Cococi Basin area.

1. INTRODUÇÃO

1.1- APRESENTAÇÃO

As Bacias Sedimentares da fase de transição da Plataforma Sul Americana, como foi chamadas por Almeida (1969), tem no geral sua formação e evolução posicionada entre o final dos processos tectônicos da aglutinação do Gondwana, ou seja, final do ciclo orogênico Brasileiro-Panafricano e o início da formação das grandes sinéclises brasileiras. O arcabouço sedimentar da maioria destas bacias possuem forma alongada, depositados em calhas alinhadas à zonas de cisalhamento Brasileiras que reativaram de forma distensiva e rúptil após o final da orogenia. Estas bacias, portanto, se desenvolveram principalmente durante o Cambriano, e em alguns casos com início no final do Neoproterozoico e estendendo-se até o início do Ordoviciano.

O pacote sedimentar das bacias de transição são diagnósticos da magnitude dos processos tectônicos que atuaram durante a sedimentação. No geral são compostos por conglomerados e arenitos grossos, associados a escarpamentos de falhas e leques aluviais, apresentando sedimentos mais finos nos casos corpos d'água foram formados. Em parte das bacias o falhamento gerado foi expressivo o suficiente para propiciar a formação de rochas vulcânicas e a colocação de granitos relacionados às mesmas estruturas controladoras das bacias.

Temporalmente as Bacias de Transição atuaram como embasamento para as grandes sinéclises brasileiras, tanto que o pacote sedimentar remanescentes de algumas delas afloram na borda das Bacias do Paraná e Parnaíba, além de possuir continuidade por sob estas, comprovado por métodos geofísicos. As unidades Silurianas das Bacias do Paraná e Parnaíba foram depositadas, segundo respectivamente Milani (1997) e Goes (1995), Arora (2001), em um sistema de grabens produzindo vários depocentros paralelizados e alongados. Estes depocentros alinham-se com as bacias de transição conhecidas e com a continuidade destas por debaixo do pacote das Bacias do Paraná e Parnaíba. Esta semelhança estrutural das bacias de transição com as grandes bacias intracratônicas (Paraná e Parnaíba) levou alguns autores a incluírem-nas no mesmo contexto genéticos destas últimas, como sendo as primeiras manifestações sedimentares.

Outras bacias de transição no entanto se encontram afastadas das grandes bacias intracratônicas além de apresentarem indícios de anquimetamorfismo, dificultando esta associação genética, levando portanto à consideração de uma associação com a fase final da

Orogenia Brasileira ou à uma fase distinta posicionada entre o final da orogenia e o início da sedimentação das grandes bacias intracratônicas. (Teixeira 2000).

Estudos mais recentes como de Oliveira & Mohriak (2003) mostram através de dados geofísicos e geodinâmicos que, pelo menos as bacias de transição da Província Borborema são passíveis de serem classificadas como tipo rifte e estão alinhadas com os depocentros da unidade basal da Bacia do Parnaíba. A presença de vulcanismo associado à evolução destas bacias e a colocação de plutons graníticos anorogênicos rasos provocando metamorfismo de contato nos sedimentos evidenciam a magnitude destes eventos distensivos.

Em síntese, a evolução das bacias de transição estão condicionadas pelo regime dinâmico sofrido pelos alinhamentos estruturais previamente formados em resposta ao campo de esforços vigentes durante o Cambriano em decorrência do colapso do Orógeno recém formado. Recorrentes reativações destes diversos alinhamentos da Plataforma Sul Americana ocorreram durante o Phanerozóico, atuando também no controle da sedimentação das Bacias do Paraná (Artur & Soares, 2002) e Parnaíba (Góes, 1995) e ainda mostraram papel importante durante a reativação da plataforma durante o Mesozóico.

1.2 – OBJETIVO

O objetivo deste trabalho é o estudo termocronológico das bacias da fase de transição da Plataforma Sul Americana, aplicando-se os métodos de traços de fissão em apatita e zircão. Serão estudadas as bacias de Camaquã, pertencente ao no setor meridional da Província Mantiqueira (Rio Grande do Sul); No setor central da Província Mantiqueira, as Bacias de Eleutério (localizada na divisa SP – MG, à sul da cidade de Jacutinga) e Castro (Município de Castro – PR); e as bacias Jaibaras e Cococi, da Província Borborema. Estas bacias são as mais representativas das regiões a serem estudadas.

O principal resultado que os dados termocronológicos permitirão será a complementação da curva de resfriamento na região de cada bacia, que inicia-se com a datação por outros métodos geocronológicos já existentes e apresentados em literatura. Desta forma buscará melhor entender a evolução térmica na área destas bacias e a relação com a evolução geológica destas áreas.

A motivação em aplicar métodos geocronológicos de baixa temperatura, ou métodos termocronológicos, deveu-se ao estilo estrutural das Bacias de Transição que podem ser encaixadas nos modelos de Ehlers & Chapman (1999), Ehlers *et al* (2001), Braun (2002) os

quais descrevem o comportamento das isotermas sob ativação de falhas, altos e baixos topográficos e mudanças na amplitude da topografia devido processos endógenos e exógenos. Logo, ciclos de erosão em áreas altas e a conseqüente deposição em bacias sedimentares podem ser acompanhadas de mudanças no estado térmico da crosta, passíveis de serem detectadas pelos métodos termocronológicos. Estes processos, por sua vez, podem ser desencadeados pela tectônica ou ainda por processos de soerguimento (na area fonte) desencadeados por aquecimento crustal e conseqüente reativação rúptil das discontinuidades da crosta para acomodar a deformação. Consequentemente, estas reativações irão gerar estruturas que irão influenciar na evolução sedimentar das bacias.

A aplicação “multimétodos” de termocronologia permite modelar de forma mais precisa a historia térmica sofrida pela área amostrada durante todo o processo de exumação, graças a susceptibilidade térmica que os traços possuem. É possível datar a passagem da rocha pela isoterma correspondente à temperatura de apagamento total no mineral considerado e ainda calcular a mais provável taxa de aquecimento / resfriamento durante a passagem da rocha pela zona térmica correspondente ao apagamento parcial dos traços. Logo a aplicação destes métodos em zonas de falhas, de acordo com os modelos de comportamento térmico da crosta citados acima, potencializa a detecção de eventos tectônicos ou isostáticos regionais devido ao maior fluxo térmico nestas zonas. Conseqüentemente, a história térmica “multimétodos” de uma amostra irá refletir as taxas de resfriamento/ aquecimento conseqüentes do conjunto de processos atuantes na coluna crustal que soterrou a amostra, seja eles puramente tectônicos, tectônico-erosivos, ou puramente erosivos, durante todo o processo de exumação desta amostra até sua exposição, ou ainda registrar seu soterramento durante processos sedimentares sobrepostos.

As bacias de Transição escolhidas para serem estudadas neste trabalho estão associadas a importantes zonas de falha (antigas zonas de cisalhamento reativadas) e, com exceção da Bacia de Eleutério, possuírem contato com as unidades basais das Bacia do Paraná ou Parnaíba, o que as coloca no papel de embasamento destas últimas, levando o pacote sedimentar das bacias de Transição sofreram a carga sedimentar das Bacias do Paraná e Parnaíba.

Este *background* geológico das áreas estudadas permite associar as histórias térmicas obtidas à eventos de erosão *versus* sedimentação, mostrando a influência de eventos tectônicos, seja de caráter epirogênico ou provocado pelo campo de tensão vigente na área, no controle da sedimentação das bacias estudadas. Isso permite a quantificação dos processo do embasamento como área fonte dos sedimentos das Bacias de Transição, da participação das

Bacias de Transição como embasamento soterrado pelas Bacias do Paraná e Parnaíba ou como fonte destas bacias, ou ainda, da exposição regional à erosão refletida nas discordâncias nas bacias. Logo, um paralelismo dos períodos temporais importantes nas histórias térmicas com sequencias sedimentares se torna evidente (e discordâncias nas colunas estratigráficas das bacias de transição e das bacias do Paraná e Parnaíba.

1.3 - ÁREAS DE ESTUDO

A área de estudo está dividida em 5 setores onde os quais englobam as bacias de transição a serem estudadas e as rochas pertencentes ao embasamento pré cambriano destas bacias. Dentre as bacias conhecidas na porção brasileira da plataforma, serão estudadas as Bacias de Jaibaras e Cococi, no estado do Ceará, a Bacia de Eleutério na divisa entre os estados de São Paulo e Minas Gerais, a Bacia de Castro no estado do Paraná e a Bacia de Camaquã no Rio Grande do Sul, cuja área estão indicadas respectivamente pelos polígonos 1, 2, 3, 4 e 5 da figura 1.1.

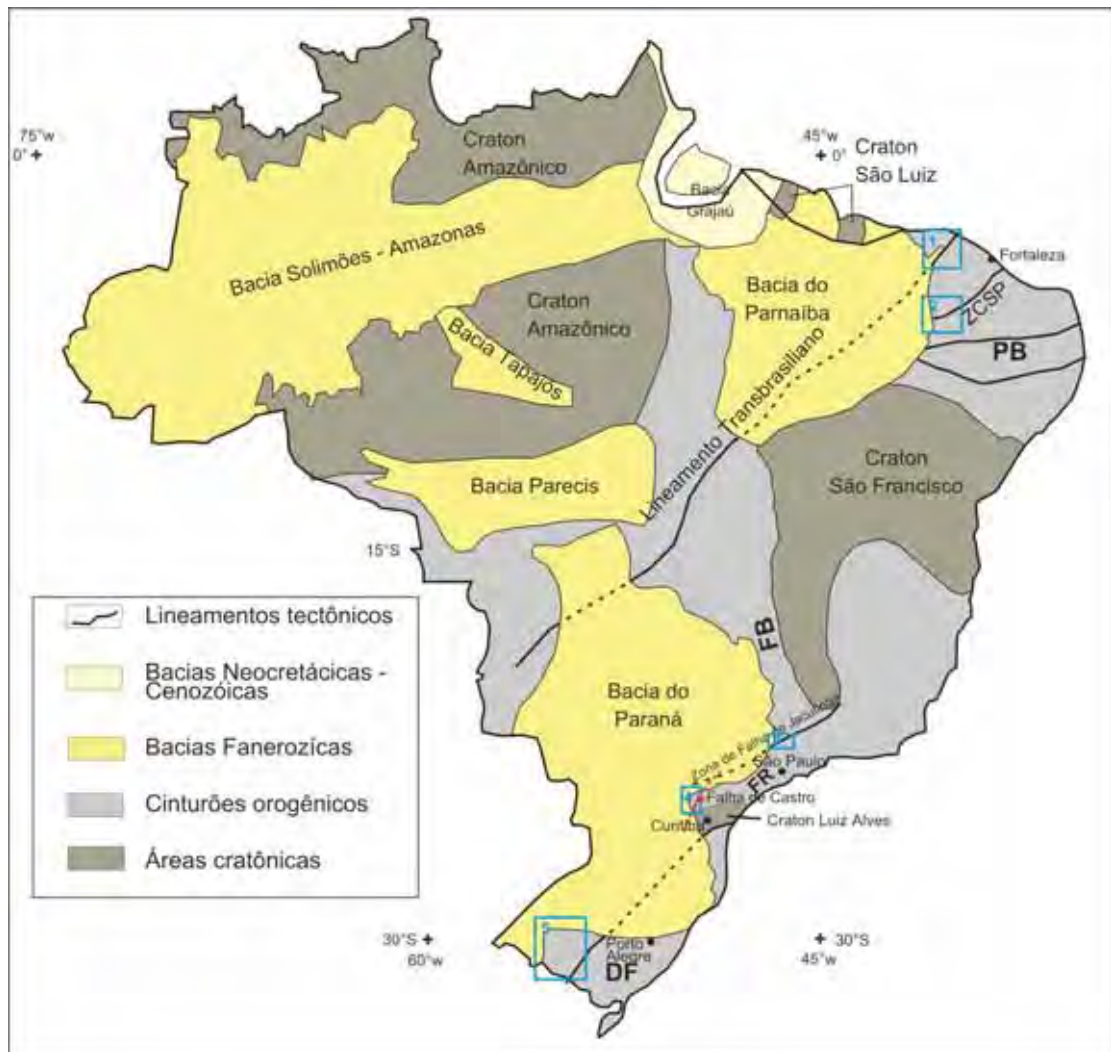


Figura 1.1: Mapa geológico-tectônico simplificado mostrando as feições mais importantes. DF) Orógeno Dom Feliciano; FR) Faixa Ribeira; FB) Faixa Brasília; ZCSP) Zona de Cisalhamento Senador Pompeu. Os quadros azuis indicam as áreas estudadas sendo: 1) área da Bacia de Jaibaras; 2) área da Bacia de Cococi; 3) área da Bacia de Eleutério; 4) área da Bacia de Castro; 5) área da Bacia de Camaquã.

Na Província Borborema serão estudadas: A Bacias de Jaibaras (area 1 da figura 1.1), cujo registro estratigráfico remanescente se encontra preservado encaixado em uma calha tectônica alinhada ao segmento do Lineamento Transbrasiliano (SW-NE) que aflora no Noroeste do Ceará e separa os blocos tectônicos do Médio Coreaú (NW) do bloco Ceará Central (SE). O pacote sedimentar perfaz uma faixa estreita que se estende desde o litoral até a borda da Bacia do Parnaíba onde se estende por debaixo do pacote desta (ver vias de acesso no mapa da figura 1.2). A Bacia de Cococi (area 2 da figura 1.1), de forma semelhante, se encaixa em calha tectônica formada alinhada à zona de cisalhamento Senador Pompeu, porem não possui unidade vulcânica associada ao seu pacote sedimentar. Suas unidades também se estende por sob as unidades da Bacia do Parnaíba (vias de acesso na figura 1.3).



Figura 1.2: Vias de acesso para a área de estudos (quadro vermelho) que inclui a Bacia de jaibaras.



Figura1.3: Vias de acesso para a área de estudos (quadro vermelho) que inclui a Bacia de Cococi.

Na porção central da Província Tectônica Mantiqueira serão estudas as Bacias de Eleutério e Castro. A Bacia de Eleutério (vias de acesso na figura 1.4) possui seu pacote sedimentar remanescente encaixado na zona de falha de Jacutinga, a qual posiciona-se no sul da Faixas Brasília e cuja zona de influência posiciona-se no contato Norte do chamado Corredor do Rio Grande (Complexo Amparo) com o Complexo Socorro (Ebert, 2005). Esta bacia não possui contato com a Bacia do Paraná sob a qual a zona de falha de jacutinga tem seu prolongamento reconhecido.

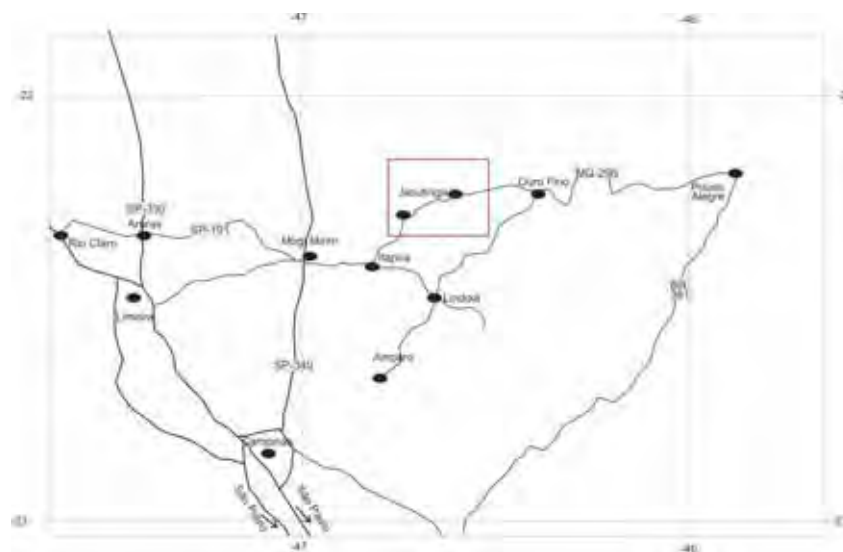


Figura 1.4: Vias de acesso para a área de estudos (quadro vermelho) que inclui a Bacia de Eleutério.

A Bacia de Castro (área 4 da figura 1.1) está localizada no estado do Paraná próximo a cidade de Castro. A leste o limite da bacia é feito pela falha de Castro e a oeste a bacia faz contato com a Formação Furnas. Neste contato as unidades da Bacia de Castro continuam por debaixo da Bacia do Paraná, enquanto que a Formação Furnas desta última se apresenta na forma de um relevo escarpado. As vias de acesso estão representadas no mapa da figura 1.5.

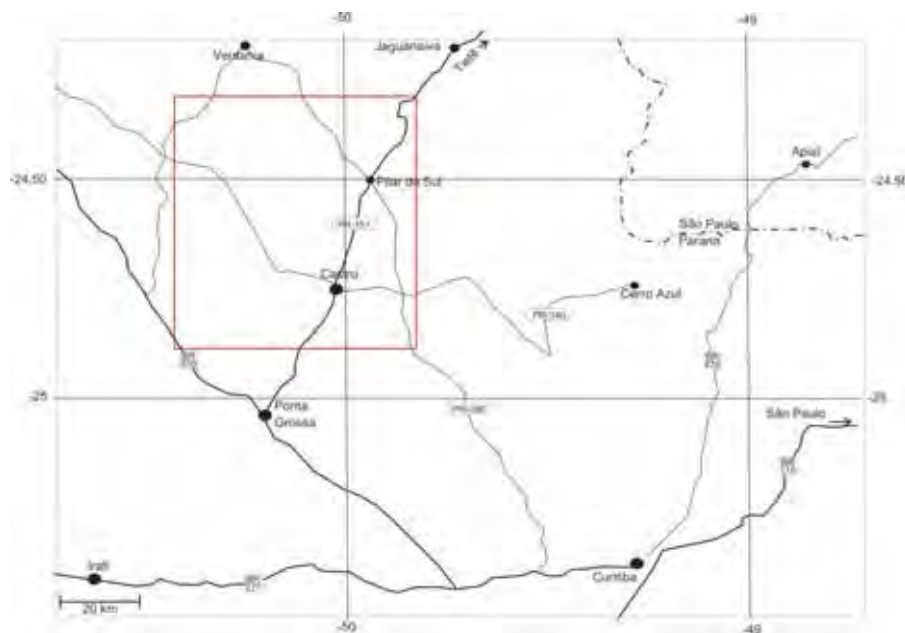


Figura 1.5: Vias de acesso para a área de estudos (quadro vermelho) que inclui a Bacia de Castro.

A Bacia de Camaquã apresenta boa parte do seu pacote vulcano-sedimentar localizado entre as cidades de Caçapava do Sul e Santana da Boa Vista, porém porções isoladas se estendem até próximo a Lavras do Sul e São Gabriel. A oeste o seu pacote faz contato com as unidades basais da Bacia do Paraná e posiciona-se sob estas. A leste a bacia é limitada pela Serra das encantadas a qual é representada basicamente pelo Complexo Porongos e por granitóides pós orogênicos do Orógeno Dom Feliciano. A bacia ainda é segmentada por altos estruturais os quais formaram janelas estratigráficas durante eventos tectônicos sin- e pós-deposicionais. A figura 1.6 mostra as vias de acesso.

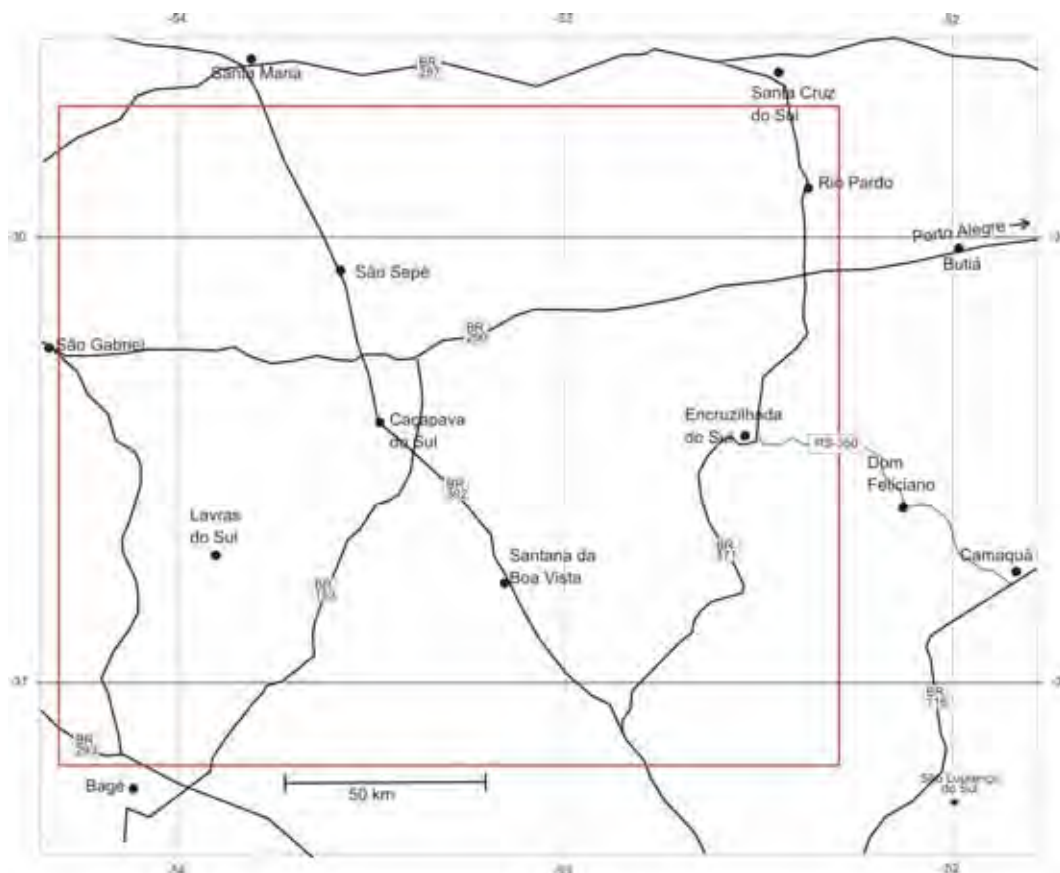


Figura 1.6: Vias de acesso para a área de estudos (quadro vermelho) que inclui a Bacia de Camaquã.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO DAS ÁREAS DE ESTUDO

As bacias de transição da plataforma Sul Americana, como foram chamadas por Almeida (1969) ainda sob a ótica da teoria do Ciclo Geossinclinal, receberam este nome por ter sido formadas, segundo o autor, durante o período de “transição”, compreendido no intervalo de tempo entre o “período geossinclinal” e a instalação do “estágio de estabilização” da plataforma. Na concepção do Ciclo de Wilson (Wilson, 1966), ao qual se baseia a teoria das placas tectônicas, este estágio estaria relacionado ao final da fase de colisão continental.

Com a evolução das técnicas geocronológicas, vários trabalhos foram realizados a partir da década de 80 onde buscaram datar os processos formadores destas bacias. Estes trabalhos de cunho geocronológico foram concentrados nos pacotes de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas presentes em algumas destas bacias, intercaladas aos seus estratos sedimentares. Os dados geocronológicos absolutos somados aos aspectos estruturais e estratigráficos, permitiram posicionar estas bacias de forma absoluta e/ou relativa após o último estágio da Orogenia Brasileira, entre o Vendiano e o final do Cambriano, alcançando em alguns casos o início do Ordoviciano. Outro fator passível de correlação à estas bacias é a fase de plutonismo anorogênico relacionado ao final da Orogenia Brasileira que, no geral, apresentam idade Cambriana à Ordoviciano e inclusive muitos destes plutons possuem relação magmática e/ou estrutural direta com algumas destas bacias.

A maioria das bacias aqui estudadas, bem como boa parte das bacias de transição, são caracterizadas por pacotes sedimentares reliquiais que resistiram aos processos erosivos ocorridos desde a sua formação. estão localizadas nas proximidades das bacias intracratônicas do Paraná e Parnaíba, sendo que muitas delas possuem parte dos seus depósitos sedimentares encobertos pelos pacotes destas. Sendo assim, em uma relação simples de sucessão sedimentar estas grandes bacias intracratônicas representam o limite superior de idade das bacias de transição.

A classificação genética destas bacias, em muitos casos, ainda é controverso, pois seus pacotes sedimentares representam apenas resquícios preservados de uma longa história de cerca de 500 Ma de erosão. Consequentemente, o arcabouço estratigráfico preservado apresentam ausência de estruturas que permitiriam interpretações mais conclusivas. Por muito tempo as bacias foram consideradas como sendo do tipo molassa, tendo-se como base para esta classificação as características sedimentares e a proximidade com o fim do ciclo orogênico Brasileiro. Este tipo de bacia, segundo Miall (1984) consiste em uma fácies formada por sedimentos não marinhos à marinhos rasos formados durante ou logo em seguida

ao dobramento crustal formadores de cadeias de montanhas. Este termo designa originalmente a bacia do tipo foredeep formada em decorrência da deformação compressional que gerou a cadeia de montanhas Alpina. As bacias foredeep portanto, apresentam como características principais depósitos do tipo fliish e estruturação bastante particular caracterizada por dobramentos decorrente da associação com o ambiente de colisão. Porém, estudos recentes mostram que estas características estão ausentes nas bacias de transição.

No Geral as bacias de transição estão associadas à zonas de cisalhamento formadas durante a Orogenia Brasileira que reativaram de forma rúptil em um período pós orogênico formando calhas que deram espaço à acumulação de sedimentos. Esta característica levou muitos autores como Moro (1993) e Teixeira (2000), a classificar as bacias de transição como sendo do tipo Pull-Apart (Hempton & Dunne, 1984). Esta classificação pareceu bastante plausível em um primeiro momento devido a esta associação das bacias com zonas de falhas (antigas zonas de cisalhamento) e por apresentarem no geral formatos alongados. Porém, bacias do tipo Pull-Apart freqüentemente apresentam estruturas sedimentares associadas à sedimentação contemporânea ao movimento transcorrente das falhas que delimitam o espaço de sedimentação. Estudos recentes de cunho estratigráfico têm mostrado a ausência de estruturas sedimentares deste tipo, mostrando que em muitos casos a classificação das bacias como Pull-Apart não é muito apropriada.

Trabalhos mais aprofundados em algumas bacias de transição (por exemplo Jaibaras e Camaquã) classificaram-nas como sendo do tipo rifte e ainda mostram que estas bacias possuem estreita relação com os processos distensivos que deram origem às grandes bacias intracratônicas brasileiras.

2.1 - PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

A província tectônica Mantiqueira como um todo abrange toda a faixa de rochas cristalinas aflorantes na borda leste do continente Sulamericano. Estão englobados os Orogênios Araçuai, Ribeira, Brasília Sul, Dom Feliciano e São Gabriel os quais constituem faixas dobradas cuja formação foi em decorrência da convergência tectônica dos crátons do São Francisco, Paranapanema, Luiz Alves e Rio de La Plata, os crátons africanos do Congo e Kalahari além de microplacas e arcos de ilhas acrescidas aos cinturões. Este evento de convergência compõe o Ciclo orogênico Brasileiro, cuja evolução nestas faixas se deu de forma diacrônica durante o Neoproterozoico.

Portanto, a Província Mantiqueira como um todo, é composta por embasamento arqueano e/ou paleoproterozoico; Seqüências metassedimentares de bacias intracratônicas paleo a mezoproterozoicas; Seqüências metassedimentares e metavulcano-sedimentares neoproterozoicas de margem passiva, de ante-arco e retro-arco (fechamento de oceano) e de antepais (colisão continental); Granitóides pré e sin colisionais; sequências sedimentares Neoproterozoicas – Cambrianas (bacias de transição); e magmatismo pós colisional.

2.1.1 - Segmento Central da província Mantiqueira

O segmento central da Província Mantiqueira em particular é representado pela parte sul do Orógeno Brasília, Orógeno Ribeira e pelos Terrenos Apiaí, São Roque e Embu. A parte sul do Orógeno Brasília é representada pelo Terreno Socorro-Gruaxupé o qual subdivide-se em nappes com empilhamento vergente para E-ESE, rumo ao Cráton do São Francisco ou tangente à sua borda meridional, resultante da colisão frontal entre a borda sul-sudeste do Craton São Francisco-Congo e o bloco Paranapanema (encoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná). Este processo de convergência apresenta fase colisional com ápice em ~ 630-625 Ma, tratando-se da fase colisional mais antiga da Província Mantiqueira.

O Orógeno Ribeira por sua vez apresenta *trend* estrutural NE-SW resultante da interação entre o Cráton do São Francisco com microplacas e arcos de ilhas situados a sudoeste deste cráton, bem como com a porção sudoeste do Cráton do Congo, resultando em um empilhamento de terrenos de leste para oeste-noroeste. Esta fase colisional apresenta ápice em ~ 580 Ma e caracteriza-se por empurrões de maior ângulo de mergulho e zonas oblíquas compressivas dextrais, decorrente de colisões oblíquas entre aqueles terrenos.

Hackspacher *et al* (2004) detectaram uma fase final transpressiva no Terreno Socorro-Guaxupé entre 599 e 487 Ma, a norte da Zona de Falha de Jacutinga, com base em idades de Ar/Ar em biotita e muscovita. Já no Domínio Socorro (Faixa Ribeira), a sul da Falha de Jacutinga as idades são mais novas e situam-se entre 537 e 521 Ma que mostra soerguimento deste bloco e relação ao outro. Uma fase tardia entre 510 e 490 Ma também foi detectada e interpretada com sendo uma reativação ao longo da Zona de Falha de Jacutinga.

O Terreno Apiaí- São Roque trata-se da porção aflorante da faixa de dobramentos que se estende do Sul do Estado de São Paulo ao Estado do Paraná, e caracteriza-se como embasamento da Bacia de Castro. A separação deste terreno do Orogeno Ribeira e do Orogeno Brasília Sul ainda é controversa entre os autores que estudam esta região.

2.1.2 - Segmento Sul da Província Mantiqueira

O setor do segmento sul da Província Mantiqueira é representado pelos orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. O Orógeno São Gabriel constitui uma pequena porção aflorante a oeste no Arco do Rio Grande, parcialmente encoberto a oeste pela bacia do Paraná e a leste pela Bacia de Camaquã. Sua associação de rochas máfica-ultramáficas associam-se a um arco de ilhas precursor de idade em torno de 730 Ma que sofreu transporte WNW colidindo com a borda leste do Cráton Rio de La Plata em torno de 700 Ma. São representantes deste estágio o Complexo Cambaí (domínio plutônico) e o Supergrupo Vacacai (domínio vulcânico), os quais caracterizam um arco de ilha acrescido ao Craton Rio de La Plata durante estágio pré-colisional. Respectivamente apresentam metamorfismo em 730 Ma e 700 Ma (Basei, 2003; Heilbron *et al*, 2004; Basei *et al*, 2010).

O Orógeno Dom Feliciano constitui-se de extensos segmentos de arcos magmáticos neoproterozóicos representado pelo Domínio Pelotas e restos do embasamento paleoproterozóico e arqueano representado pelo Complexo Encantadas. Estes arcos magmáticos foram formados em decorrência da convergência dos crátons Rio de La Plata, Paranapanema e Kalahari, associado a uma tectônica transpressiva de escape lateral, dando origem a profundos e extensos sistemas de cisalhamentos transcorrentes com escape lateral.

O estágio pré-colisional, além do registro pela granitogenese no arco magmático (Domínio Pelotas), com idade máxima de 650 Ma, também é responsável pelo metamorfismo do Complexo Porongos, o qual representa a bacia de margem passiva precursora, e é composto por metassedimentos, além de associações máficas-ultramáficas, representando o antigo oceano. O estágio sin-colisional tem evolução datado no intervalo de 650 – 610 Ma (plutonismo sin-colisional) representado no arco magmático e a fase pós-colisional tem duração datada entre 610 – 560 Ma (plutonismo pós-colisional) (Basei, 2003; Heilbron *et al*, 2004; Basei *et al*, 2010). Inclusive, a fase pós-colisinoal, no Rio Grande do Sul, é contemporânea a sedimentação da Bacia de Camaquã Fambrini *et al*. (2006), evidenciado pelo soerguimento do Alto de Caçapava do Sul devido à colocação do granitóide homônimo datado de 560 Ma (Remus *et al*, 1997; Leite *et al*, 1998).

2.2 - BACIAS ESTUDADAS NO SEGMENTO CENTRAL DA PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

2.2.1 - Bacia Eleutério

A Bacia de Eleutério está localizada na divisa do estados de Sao Paulo e Minas entre as cidades de Itapira e Jacutinga. Os pacotes sedimentares remanescentes encontram-se tectonizados e encaixados entre falhas pertencentes ao alinhamento estrutural de Jacutinga – Ourofino (ver figura 2.1). De forma geral a bacia apresenta metaconglomerados polimiticos situados na porcao leste da bacia, os quais seriam sobrepostos, rumo a oeste, por metarcóseos e metapelitos, caracterizando-se uma diminuição granulométrica geral dos termos de leste para oeste. Esta descrição foi feita de forma mais aprofundada primeiramente por Zanardo (1987) e confirmada em Zanardo et al (1988) e Zanardo & Oliveira (1990).

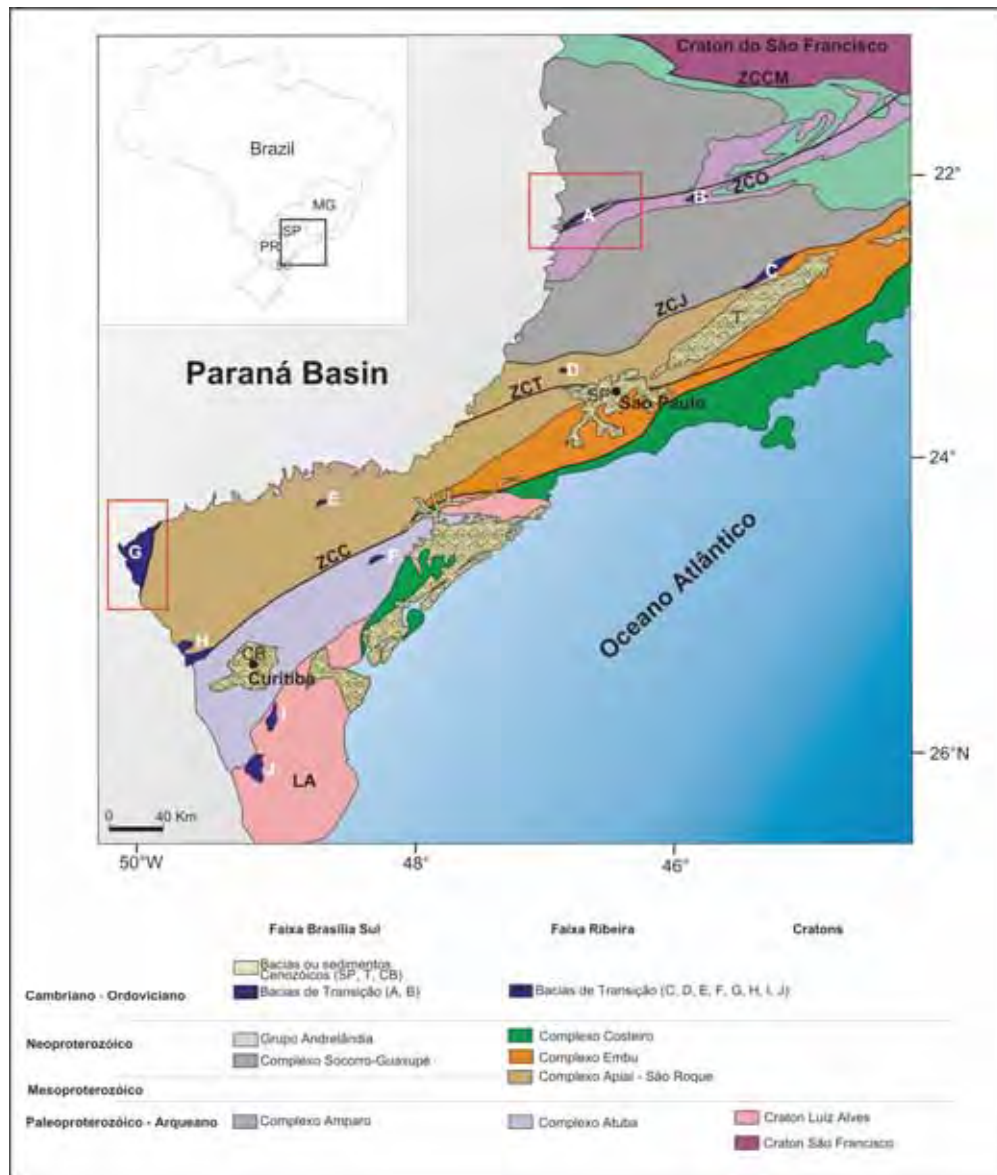


Figura 2.1: Sistema Orogênico Mantiqueira. Bacias de Transição: A) Eleutério B) Pouso Alegre; C) Pico do Itapeva; D) Cajamar; E) Samambaia; F) Quatis; G) Castro; H) Camarinha; I) Guaratubinha; J) Campo Alegre. Bacias Cenozóicas: SP) São Paulo; T) Taubaté; CB) Curitiba.

Neste trabalho será utilizado o empilhamento estratigráfico e as designações das unidades segundo Teixeira (1995) e Teixeira & Petri (1995), os quais aprofundaram os estudos nesta bacia, seguindo de forma semelhante o que foi definido pelos autores acima citados. Como pode ser observado na figura 2.2, estes autores dividiram o pacote sedimentar da bacia em 4 associações de fásseis (A, B, C, D) e estas foram subdivididas de acordo com o tipo litológico predominante.

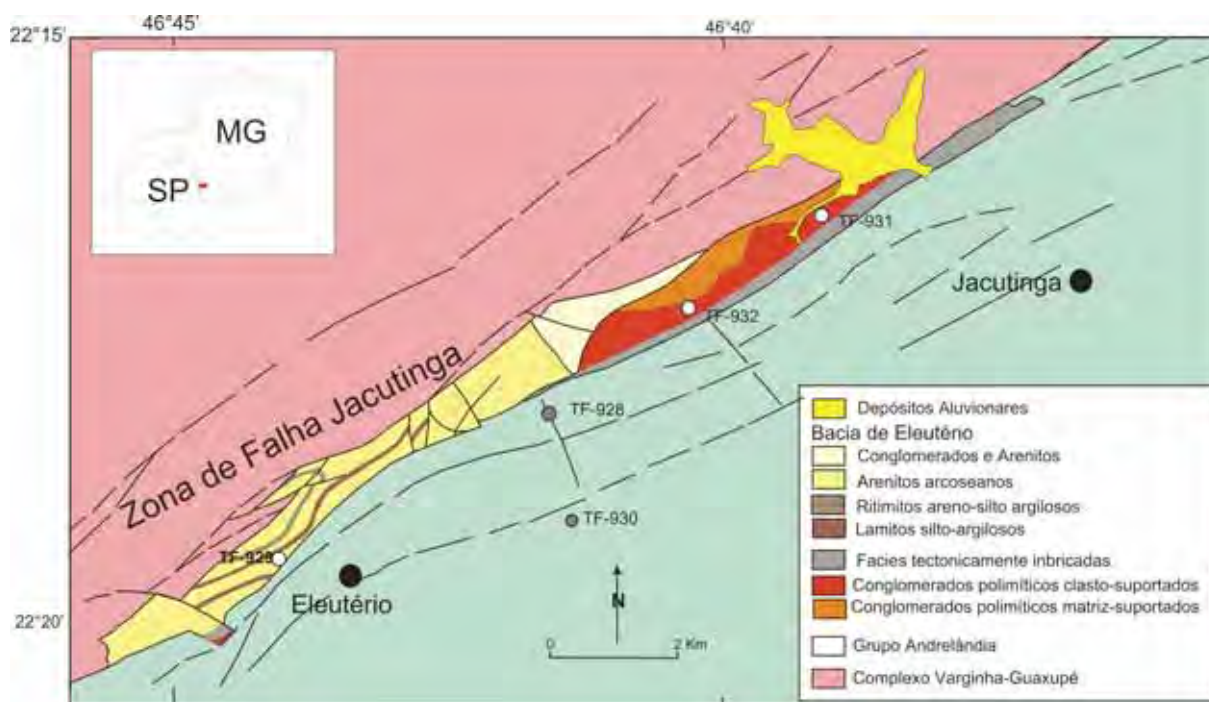


Figura 2.2: Mapa simplificado da Bacia de Eleutério. Modificado de Teixeira (2000).

2.2.1.1 - Associação de fácies de planície aluvial noroeste (A)

Esta associação compõe um sistema de leques aluviais coalescentes, dos quais foram preservados porções medianas (A1 e A2) e distais (A3) da planície aluvial as quais se justapõem-se através de falhas ocupando a maior parte da bacia, desde as suas porções nordeste e central, até o extremo sudoeste.

- Facies A1: é constituída por metarenitos médios a grossos imaturos e conglomerados com metarenitos médio a grossos e metarenitos médios a finos, apresentando estratificações cruzadas acanaladas e planares.

- Fácies A2: é representada por metarenitos médios a grossos arcoseanos com intercalações de metarenitos finos a muito finos arcoseanos silto-argilosos. Os arenitos grossos tem a sua base conglomerática constituída de seixos quartzo-feldspáticos, quartizíticos, quartzosos e de gnaisses milonitizados, com tamanho médio de 3-4 cm, facetados e com arestas arredondas, além de fragmentos de metapelitos marrons. No geral esta fácies representa porções mais distais que a fácies A1, constituindo sistema fluvial entrelaçado tardio aos fluxos de enxurradas.

Fácies A3: é representada por metarenitos grossos a médios arcoseanos que gradam para metarenitos finos a muito finos silto-argilosos e para metargilitos silto-arenosos. Os

arenitos grossos possuem seixos de quartzitos, milonitos quartzosos e raros granitóides/gnaisses. Esta fácies representa ambiente transicional a ambiente marinho raso.

2.2.1.2 - Associação de fácies de ambiente marinho (B)

Esta unidade é composta por metarritmitos areno-silto-argilosos (B1) e metalamitos rítmicos silto-argilosos (B2), correspondendo a um ambiente distal da planície aluvial representada pela associação de fácies A. A fácies B1 é constituída de areias quartzosas muito finas, silte e argila, marrom amareladas claras, gradando para o topo para silte-areno-argilosos sobrepostos por lamina de material argilo-siltoso marrom escuro. Já a facies B2 constitui-se de sequência rítmica de lâminas sub-milimétricas até 5 milímetros de espessura de material silto-argiloso que grada para material argilo-siltoso. Nesta subfácies ocorre concreções milimétricas com formatos regulares de bastões encurvados achatados segundo a laminação que foram identificados como microfosséis pertencentes a espécie *Cloudina riemkeae*.

2.2.1.3 - Associação de fácies tectonicamente imbricadas ao longo da borda sudeste (C).

Esta associação de facies ocorre segundo os autores intrinsecamente associada com as bordas da bacia acompanhando os contatos tectônicos do embasamento, constituindo-se na parte nordeste da bacia em metarenitos grossos a médios arcoseanos e na parte sudoeste por metarritmitos silto-argilosos. Estes tipos litológicos apresentam porções intercaladas ora semelhante à associação de fácies A, ora semelhante aos quartzitos milonitizados semelhantes ao do embasamento da borda adjacente. De forma mais restrita à zona de falha estas transições dão lugar a protomilonitos e milonitos que passam diretamente para as associações faciológicas A e B.

2.2.1.3 - Associações de fácies do sistema de leques aluviais da borda sudeste (D)

Esta unidade é composta por metaconglomerados polimíticos com arcabouço subdividido em duas unidades, sendo uma clasto suportado (D1) constituída por seixos, calhaus e blocos e outra sendo matriz suportado (D2) constituído por granulos até seixos com matriz areno-arcoseana e mal selecionada variando em volume, ora ocupando os interstícios

ora sustentando-os. Estes corpos dispoe-se como dois corpos lenticularizados, segundo direcao ENE-WSW, ao longo da porcao ocidental da bacia.

O processo deposicional, segundo o autor, seria de fluxos gravitacionais subaéreos de alta densidade (fluxo de detritos) associados a um ambiente de sistemas de leques aluviais coalescentes ao longo da borda escarpada da bacia.

Teixeira (2000), ao estudar detalhadamente os sedimentos da Bacia de Eleutério, além de outras bacias de transição situadas nas regiões sudeste e sul do Brasil, considera que estas bacias terrigenas desenvolveram-se em áreas baixas entre as terras altas formadas pelos arcos magmáticos decorrente da tectônica convergente entre os Crátons do São Francisco, Paranapanema, Rio de La Plata e Congo, corroborando com Campos Neto (2000). Neste paleo-ambiente, mares epicontinentais interligados aos paleos Oceanos Adamastor e Brasilides banharam estas terras baixas e criaram o paleo ambiente de sedimentação destas bacias. O completo fechamento do Oceano Adamastor, representado pela orogenia Cabo Frio, seria responsável pela inversão destas bacias.

Portanto, cronologicamente os autores propõe como limite inferior para a sedimentação o pico metamórfico da tecto-orogênese Brasileira ao redor de 600 Ma. Considerando-se algumas idades absolutas, como as datações K-Ar, em rocha total, de seixos riolíticos (Teixeira, 1995) da bacia de Eleutério (~ 530 Ma) e em datações pelo mesmo método efetuadas em biotitas do embasamento e em zonas de cisalhamento (Santoro & Silva, 1999) situadas ao redor de 530 Ma, conclui-se que por essa época, a par de um resfriamento generalizado da crosta, ocorreram as últimas movimentações mais significativas das zonas de cisalhamento que recortam a região sudeste-sul, ao que poderia estar associado o evento de inversão das bacias da transição.

Do ponto de vista das idades relativas, a ocorrência de uma assembléia de microfósseis na bacia de Eleutério permite estabelecer correlações entre as outras bacias de transição brasileiras nas regiões Sul e Sudeste, além de outras situadas na Plataforma Sul-Americana, como de Corumbá, no Mato Grosso do Sul, e do Arroyo del Soldado, no Uruguai, e com a bacia do Nama, da Namíbia, no continente africano, que possuem assembléias fossilíferas assemelhadas que marcam uma sedimentação ocorrida no Vendiano-Cambriano. O microfóssil *Cloudina riemkeae*, teve o seu espectro de existência determinado entre 565-543 Ma (Knoll, 1996) com base nas correlações entre as ocorrências desse microfóssil em várias regiões do mundo. Considerando-se que os últimos eventos magmáticos brasileiros ocorreram ao redor de 580 Ma, como no Cinturão Itu e que as assinaturas isotópicas K-Ar do embasamento regional e dos sedimentos, situadas ao redor de 530 Ma, marcam a fase de

inversão das bacias, Teixeira & Petri (2001) advogaram que o intervalo ao redor de 570-540 Ma seria o mais plausível para a sedimentação das seqüências terrígenas e terrígeno-carbonáticas da Região Sudeste.

Este intervalo para a deposição dos sedimentos, interpretado por Teixeira & Petri (2001) se encaixa entre os dois grupos de idade obtido por Hackspacher et al (2004) através do método Ar/Ar aplicado em ambos os blocos da Zona de Falha de Jacutinga. Os dois grupos obtidos foram os situados entre 599 e 587 Ma e entre 537 e 521 Ma, os quais podem representar o limite superior e inferior para a deposição da bacia. Um grupo de idades entre 510 e 490 Ma, interpretados como uma reativação da zona de falha, pode significar o momento de inversão da Bacia.

2.2.2 - BACIA DE CASTRO.

A Bacia de Castro está localizada no estado do Paraná entre as cidades de Pilar do Sul a norte e Castro a sul, estendendo-se até os distritos de Colônia Iapó (NW de Castro) e Joaquim Murtinho (N de Piraí do Sul), totalizando 1000 km² de área de afloramento. Os seus pacotes sedimentares são limitados a leste pela falha de Castro e a oeste continuam por sob as rochas areníticas da Formação Furnas.

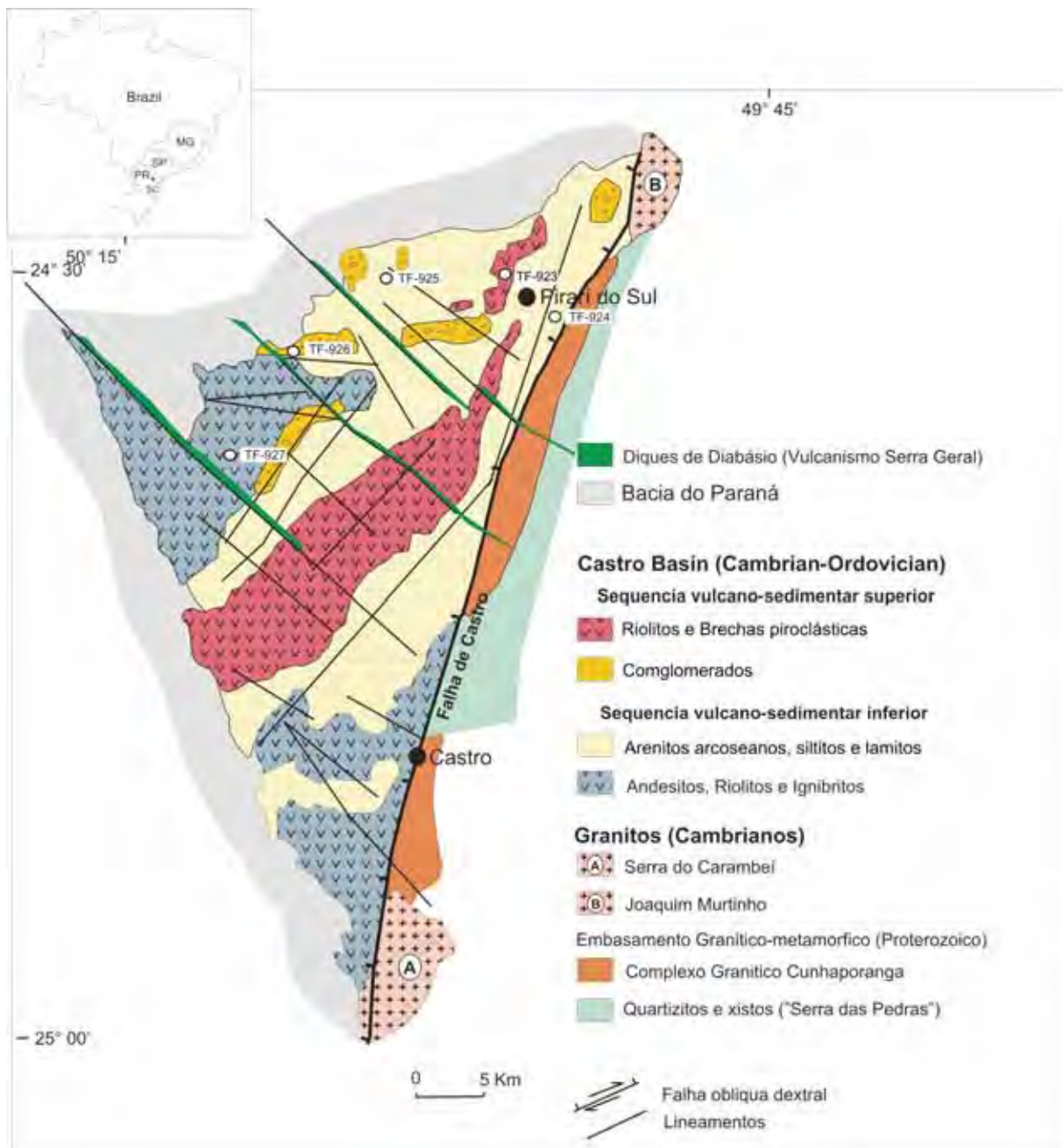


Figura 2.3: Mapa geológico simplificado da Bacia de Castro (modificado de Moro, 1993)

A Bacia de Castro (figura 2.3) tem particular importância por apresentar rochas vulcânicas intercaladas às unidades sedimentares, o que facilita a datação dos processos formadores da bacia através do emprego de técnicas absolutas de datação. Dentre os poucos trabalhos de cunho estratigráfico e estrutural realizados na bacia pode-se citar o de Moro (1993) o qual descreve de maneira mais detalhada os pacotes sedimentares bem como as rochas vulcânicas intercaladas. De acordo com a autora é possível separar as rochas da bacia em quatro unidades, sendo da base para o topo: i) Associação Vulcânica Intermediária-ácida;

ii) Associação sedimentar inferior; iii) Associação Vulcânica Ácida; e iv) Associação Sedimentar Superior.

A Associação Vulcânica Intermediária Ácida consiste em andesitos com intercalações ácidas na forma de riolitos, tufos lapílicos, tufos cineríticos e ignibritos.

A Associação Sedimentar Inferior é composta por três fácies principais sendo elas de Planície de inundação – constituída por arenitos arcosianos que gradam para siltitos e lamitos em pacotes sucessivos de até 1m, apresentando coloração acinzentada a castanho-avermelhada e apresentando laminação paralela e marcas onduladas; Preenchimento sub-aquoso – arenitos arcoseanos maciços preenchendo canais, com coloração acinzentada a alaranjada com granulação média a grossa; Fácies Lacustre – representada essencialmente por siltitos de coloração esverdeada a castanho-avermelhada, maciços, com laminação plano-paralela.

A Associação Vulcânica Ácida consiste principalmente em tufos e ignibritos, além de ocorrências menores de riolitos, quartzo-latitos e brechas piroclásticas. Estas rochas ocorrem estreitamente associadas a centros vulcânicos representados por domos riolíticos ou pequenos cones, ocorrendo brechas piroclásticas nas proximidades destes cones. Datações de riolitos desta unidade por método U/Pb (LA-MC-ICP-MS) mostram idade de 549 ± 4 Ma, obtido por Almeida *et al* (2010).

A Associação Sedimentar Superior ocorre de forma mais restrita limitada a corpos estreitos e alongados. Apresenta basicamente uma fácies de leque aluvial constituída por otoconglomerados e paraconglomerados polimiticos. Os seixos são constituídos geralmente por riolitos, tufo vulcânico e andesitos. Apresenta laminação paralela incipiente e as vezes orientação dos seixos.

Devido a relativamente poucos estudos realizados na bacia de Castro, as propostas de evolução para esta bacia ainda são especulativas. No geral as interpretações são subsidiadas pela comparação desta bacia com outras bacias de transição da plataforma. Moro (1993), com base em estudos estratigráficos e geoquímicos das rochas vulcânicas propõe uma evolução relacionada a uma tectônica transcorrente distensiva que em estágios iniciais gerou os granitos pós colisionais Serra do Carambeí e Joaquim Murtinho de idade Cambriana. Em seguida houve a deposição da Bacia de Castro e a formação de suas rochas vulcânicas, com datações de 549 ± 4 Ma (Almeida *et al*, 2009).

O limite Superior de deposição da ultima unidade da Bacia de Castro é a base da Bacia do Paraná, considerada como tendo 450 Ma de idade. Levando se em conta que existe quase 100 Ma de intervalo entre a unidade vulcânica superior e a base da Bacia do Paraná, é

possível que o hiato temporal relacionado com a discordância entre as duas bacias tenha sido maior que aquela relacionada por Moro (1993). Porém, como a unidade sedimentar de topo da Bacia de Castro apresenta sedimentação restrita, é possível que a taxa de sedimentação tenha sido baixa e perdurado por um período longo de tempo preenchendo uma parcela maior deste intervalo de tempo.

2.2.3 - BACIA DE CAMAQUÃ

A bacia do Camaquã é a bacia mais importantes do período de estabilização da Plataforma Sul Americana, por conter o mais completo registro sedimentar. Ela se encontra assentada sobre os terrenos ígneos e metamórficos do escudo Sul-Rio-Grandense, o qual inclui o cinturão granítico gnáissico Dom Feliciano, o Cinturão Tijucas, o Cinturão Vila Nova, e rochas granito-gnáissicas paleoproterozóicas, incluindo o Complexo Granulítico Santa Maria Chico. Tanto para NE como para SW a Bacia de Camaquã é recoberta por rochas sedimentares permianas da Bacia do Paraná (Figura 2.4).

O pacote sedimentar da Bacia de Camaquã foi alvo de estudos de diversos autores, recebendo diversas propostas diferentes de divisão estratigráfica. Dentre estas propostas, aquelas que são aceitas atualmente divide o pacote em 5 principais unidades sendo elas Maricá, Bom jardim, Acampamento Velho, Santa Bárbara e Guaritas, limitadas entre si por discordâncias angulares ou erosivas de caráter regional. A diferença entre os modelos propostos está na denominação hierárquica destas unidades e suas subdivisões, conforme será discutido adiante.

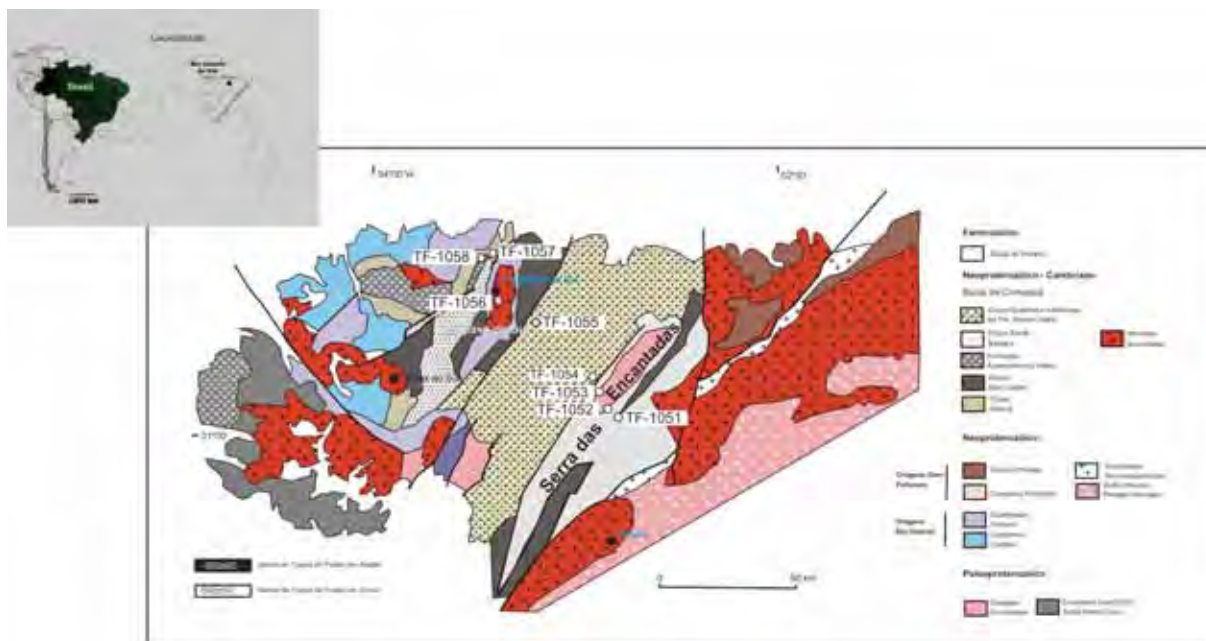


Figura 2.4: Mapa geológico simplificado da bacia de Camaquã e o embasamento adjacente (modificado de Borba 2006)

2.2.3.1 - Grupo Maricá

A Formação Maricá, assim designada por Leinz et al (1941), que corresponde ao Alogrupo de Paim et al (2000) e ao Grupo Maricá de Pelosi & Fragoso-Cesar (2003) constitui a unidade de base da bacia, recobrendo de forma discordante as unidades juvenis do Domínio São Gabriel (Terrenos Cambaí e Vacacaí). No geral é composta por arenitos, folhelhos, siltitos e conglomerados subordinados, sendo tradicionalmente interpretados como pertencentes a um sistema fluvial na base seguido por sistemas deltaicos e marinhos rasos, mostrando uma clara tendência retrogradacional.

A elevação da unidade para Grupo Maricá por Pelosi & Fragoso-Cesar (2003), foi calcada basicamente em estudos de campo e de estratigrafia, permitindo a separação em três formações, as quais representam ambientes deposicionais distintos mas com tendência retrogradacional no conjunto.

Formação Passo da Promessa - Representa a unidade de base do Grupo Maricá. Apresentando espessura total entre 500 e 700 m, é composta por arenitos grossos e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada. Subordinadamente ocorrem conglomerados com seixos e calhaus bem arredondados. Segundo os autores esta unidade representa um sistema deposicional do tipo planície fluvial com canais entrelaçados. Os autores ainda interpretam este sistema como sendo formado pela deposição de leitos arenosos

em bancos e barras, localmente conglomeráticos e depósitos de carga de fundo decorrentes do preenchimento de canais por seixos e calhaus.

Formação São Rafael – Representa a unidade intermediária do Grupo Maricá, sendo a mais expressiva e característica deste grupo, consistindo em até 900 m de arenitos finos a muito finos. Arenitos médios a grossos e pelitos ocorrem subordinadamente. As rochas se dispõem em intercalações de arenitos maciços com arenitos laminados localmente interrompidos por arenitos com estratificações cruzada cavalgante, plano paralela, marcas de onda e pelitos laminados. Segundo os autores, o ambiente que caracteriza esta formação é de plataforma marinha rasa, constituindo a primeira inundação marinha da bacia, caracterizada por depósitos subaquáticos de correntes de turbidez e de ondas de alta energia.

Formação Arroio America – Esta formação é composta por fácies muito semelhantes à Formação Passo da Promessa compondo-se principalmente por arenitos e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada com ocorrência freqüente de fácies conglomeráticas dispostas em camadas decimétricas tabulares de conglomerados maciços. O paleoambiente caracteriza-se pelo predomínio novamente de planície fluvial de canais entrelaçados caracterizado por canais de grande amplitude e alta taxa de retrabalhamento da carga clástica mostrando boa maturidade textural do arcabouço.

Estudos recentes de proveniência, como de Pelosi & Fragoso-Cesar (2006) baseados em dados geocronológicos (U/Pb) e texturais de seixos conglomeráticos e de paleocorrente e trabalhos de Borba et al (2006) e Borba (2006) baseados em dados de Sm/Nd também em seixos convergem para a interpretação de uma área fonte Paleoproterozoica e Arqueana para os sedimentos do Grupo Maricá. De acordo com Pelosi & Fragoso-Cesar (2006) os seixos analisados por estes autores são compostos por rochas graníticas maciças ou foliadas e milônicas de idades Paleoproterozoicas e Arqueanas, perfazendo cerca de 90% do total analisado), além de rochas vulcânicas ácidas e outros litotipos ocasionais. Somando-se aos dados de paleocorrente estes autores interpretam que as áreas fonte mais provável dos sedimentos foram as porções Sul do Craton Rio de La Plata, no Uruguai. De forma semelhante, Borba et al (2006) e Borba (2006), através de assinaturas isotópicas Sm/ Nd obtidas (ϵ_{Nd} entre -18,1 e -23,6 e T_{DM} entre 1,76 e 2,37 Ga), também interpreta que as áreas fontes eram compostas predominantemente por terrenos Paleoproterozoicos. Ao comparar estes dados às assinaturas isotópicas apresentadas por Chemale (2000) para as áreas cristalinas pré-cambrianas, estes autores interpretam que as áreas fontes predominantes foram os Terrenos Encantadas e Santa Maria Chico. Por fim, todos os autores citados concordam que os terrenos juvenis Neoproterozóicos (Rio Vacacaí e Cambai) não participaram como

áreas fontes para os sedimentos do Grupo Maricá, a não ser de forma muito subordinada, atuando somente como embasamento da Bacia.

Portanto a paleogeografia mais provável é que a bacia de Camaquã tenha se instalado em uma área aplainada evidente pela falta de contribuição de material provindos de terrenos juvenis para a bacia, indicando que os Terrenos Vacacaí e Cambaí que configuraram cadeias de montanhas durante as orogenias Neoproterozoicas já se encontravam aplainados e rebaixados o suficiente para servirem como substrato para a bacia. A maturidade textural dos sedimentos indicando transporte longo deixa evidente que as áreas altas estavam distantes e constituíam os terrenos mais antigos como o Craton Rio de La Plata. Por fim a falta de fácies de borda de bacia (Pelosi & Fragoso-Cesar, 2003) evidencia que a Bacia de Camaquã foi ampla durante a deposição do Grupo Maricá, se estendendo muito além dos atuais limites dos pacotes ainda preservados.

2.2.3.2 - Grupo Bom Jardim

O Grupo Bom Jardim sucede o Grupo Maricá na Coluna estratigráfica da Bacia Camaquã, possuindo contato discordante angular com este. Seu pacote é composto por rochas sedimentares e vulcânicas sobrepostas e ou intercaladas por conglomerados e ritmitos areno-pelíticos. Historicamente esta unidade tinha a sua divisão bastante controversa, tendo muitas vezes diferenciado somente sua subunidade de origem vulcânica. Jenikian et al (2003) propôs uma divisão estratigráfica dividida em 3 formações sendo elas Cerro da Angélica (basal) Hilário e Picada das Graças (topo), baseando-se em mapeamento na escala 1:50.000, levantamentos estratigráficos e análises de fácies e paleoambientais.

Formação Cerro da Angélica - Apresenta turbiditos de alta densidade dispostos em camadas métricas tabulares amalgamadas por brechas, gerados em sistemas de leques sub lacustres e compostos por conglomerados (com clastos líticos de composição essencialmente granítica e vulcânica) e arenitos conglomeráticos. Também apresenta depósitos de fundo de bacia compostos por siltitos e argilitos maciços e lamindados, além de depósitos deltaicos progradacionais compostos por ritimitos de arenitos finos a médios intercalado com camadas centimétricas de siltitos argilosos.

Formação Hilário - Constitui na unidade vulcanogênica da unidade com espessas sucessões de rochas vulcânicas e piroclásticas colocadas em ambiente subaquático,

representando possivelmente o período de maior atividade das falhas relacionadas à geração da bacia.

Trata-se de rochas de composição basáltica, andesítica e lamprofírica, com afinidades predominantemente shoshonítica (Lima & Nardi, 1998; Wildner et al, 2002). Existem evidências que estas rochas tenham recoberto todos os domínios crustais a oeste da sutura de Caçapava, pois existem afloramentos até o extremo oeste do Escudo Sul-riograndense. Estas rochas são comagmáticas ao complexo intrusivo Lavras do Sul, datado em 601 ± 5 Ma (monzonitos), 599 ± 7 Ma (monzodioritos) e 598 ± 3 Ma sienogranitos) pelo método Pb/Pb (Gastal & Lafon, 2001; Gastal et al, 2003). Segundo Gastal et al (2003) a associação shoshonítica de Lavras do Sul e vulcânicas associadas possuem forte influência mantélica na geração dos magmas, segundo assinaturas isotópicas Sm/Nd com valores de ϵ_{Nd} entre -0.28 e -4.3 e idades modelo T_{DM} entre 1.3 e 1.6 Ga.

Formação Picada das Graças – É a unidade depositada posteriormente ao período de maior atividade vulcânica, apresentando depósitos deltaicos, fluviais e deltaicos dominados por rios, característicos de serem gerados em período de quiescência tectônica.

2.2.3.3 - Formação Acampamento Velho

Esta unidade é formada por uma sucessão vulcânica bimodal, com rochas basálticas na base e riolíticas (tanto piroclásticas como lavas) no topo (Almeida et al 2005). É composta por tufos grossos de fluxos piroclásticos nas porções basais com granocrescência em direção ao topo, transicionando para *lapilli* tufo e rapidamente para depósitos de brecha tufos, cobertos pelos riolitos e andesitos. No topo da sequência ocorrem depósitos piroclásticos retrabalhados (Janikian et al, 2005). Sommer et al (2003) obteve idade média de 549 ± 5 Ma através do método U/Pb SHRIMP tida como de cristalização. Janikian (2004) obteve 574 ± 7 Ma nas rochas riolíticas na parte leste do Platô de Ramada. Almeida (2005) obteve assinatura isotópica ϵ_{Nd} entre -7.14 e -16.44 e idade modelo T_{DM} entre 1.33 e 2.79 Ga.

Esta unidade tem evolução cronocorrelata a vários eventos magmáticos de granitogênese ocorridos no escudo Sul-riograndense dentre eles o mais importante para este trabalho é o complexo granítico Caçapava do Sul que foi datado por Remus et al (1997) e Leite et al (1998) utilizando o método U/Pb SHRIMP obtendo idades de 561 ± 11 Ma, 565 ± 14 Ma, 541 ± 11 Ma.

2.2.3.4 - Grupo Santa Bárbara

O Grupo Santa Bárbara foi estudado por Fambrini (2003), Fambrini et al (2005) e Fambrini et al (2006) os quais, baseado essencialmente em trabalho de campo e análise estratigráfica propuseram uma sub divisão estratigráfica do grupo em 5 formações refletindo diferentes ambientes deposicionais.

Esta unidade apresenta cerca de 6000m de espessura total, porém a distribuição em área desta unidade é descontínua, ou seja, é dividida em 3 ocorrências, chamadas pelos autores acima de sub-bacia ocidental, sub-bacia central e sub-bacia oriental, divididas entre si pelo Alto de Caçapava do Sul e pelo Alto da Serra das Encantadas. Estes altos não somente é responsável pela atual subdivisão da bacia e a disposição atual das faixas de afloramento das unidades, como também influenciou na configuração das áreas fontes do Grupo Santa Barbara. Segundo Fambrini et al (2006) é possível identificar o registro sedimentar desta individualização da bacia nas fácies sedimentares da Formação Rincão dos Mouras na sub bacia oriental.

Formação Estância Santa Fé – está exposta somente na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, é formada por conglomerados e arenitos gerados por sistemas de leques aluviais proximais e medianos, que passam para arenitos grossos mal selecionados de sistemas fluviais entrelaçados associados aos leques (Almeida 2001).

Formação Passo da Capela – é aflorante nas sub-bacias Camaquã Oriental e Central. Na Sub-Bacia Camaquã Oriental apresenta até 4.000 m de espessura (Vale do Piqueri). É composta por ritmitos formados por arenitos médios a muito finos com subordinada contribuição de arenitos grossos, além de siltitos com espessura centimétrica, que representam depósitos turbidíticos de franjas externas e intermediárias de leque submarino e possantes pacotes de conglomerados e arenitos que compreendem depositados em turbiditos de franjas internas e intermediárias de leque submarino.

Formação Seival - Aflora nas sub-bacias Camaquã Ocidental e Central, apresentando até 1000 m de espessura. Constitui-se de arenitos médios a muito finos com subordinada contribuição de arenitos grossos, além de siltitos com espessura centimétrica. Compreende depósitos de: baía estuarina e planície litorânea, tempestitos de costa-afora e planície de maré.

Formação Rincão dos Mouras - Trata-se de pacotes de conglomerados e arenitos conglomeráticos, comum a todas as sub-bacias da Bacia Camaquã onde ocorre o Grupo Santa Bárbara, depositados principalmente por sistemas de leques aluviais e fluviais entrelaçados. Esta unidade atinge espessura superior a 2.000 m na Sub-Bacia Camaquã Oriental.

Esta unidade, segundo Fambrini et al (2006), possui registro sedimentar que indica o processo de individualização da Bacia de Camaquã através do processo de soerguimento dos altos de Caçapava do Sul e Serra das Encantadas.

Formação João Dias- É constituída por depósitos marinhos que ultrapassam 500 m de espessura e restringem-se à Sub-Bacia Camaquã Central. Esta unidade caracteriza-se pelo amplo predomínio de arenitos médios e finos contendo grãos de glauconita com claras evidências de ação de ondas de tempestade e de tempo bom, caracterizando ambiente marinho costeiro de antepraia.

Dentre os trabalhos mais recentes que envolvem estudos do Grupo Santa Bárbara existe duas interpretações a respeito do posicionamento temporal na coluna cronoestratigráfica da Bacia de Camaquã. Borba 2006 e Borba et al 2008 interpretam o Grupo Santa Barbara como depositado após o encerramento de um período de não deposição na bacia. Para esta interpretação os autores se baseiam principalmente em dados de Ar/Ar em feldspatos de seixos do Grupo Maricá, registrando idade em torno de 507 ± 1.8 Ma o qual os autores interpretaram como sendo idade de resfriamento provocado por um período de soerguimento o qual gerou um longo período de discordância na bacia. Portanto esta idade seria a idade máxima de deposição do Grupo Santa Bárbara, o que implica que desde o Vulcanismo Acampamento Velho (574 Ma) houve um período de erosão e não deposição na bacia. Por outro lado Fambrini et al (2006) reconhece estruturas sin-sedimentares na Formação Rincão dos Mouras, o que indica segundo estes autores que os autos estruturais Caçapava do Sul e Alto da Serra das Encantadas estavam em processo de soerguimento durante a deposição desta unidade. Por sua vez estes altos devem ter soerguido em torno de 560-550 Ma que é a idade do Granito Caçapava do Sul. Logo, o Grupo Santa Bárbara deve ter depositado logo após o Vulcanismo Acampamento Velho, corroborando com a interpretação de Paim (2000).

2.2.3.5 - Grupo Guaritas

O Grupo Guaritas compreende a última sucessão estratigráfica da Bacia de Camaquã, compreendendo cerca de 1500 m de espessura de arenitos conglomeráticos, ritimitos com intercalação entre arenitos e argilitos e arenitos finos a médios. Seus depósitos são dominados por leques aluviais, sistemas fluviais efêmeros e campos de dunas eólicas, depositados em um ambiente extensional do tipo rift. Almeida (2005) descreveu uma unidade sub vulcânica representada por sills rasos e fluxos de lavas de rochas andesíticas, datados em 535 Ma e denominada de Formação Rodeio Velho, a qual permite estabelecer esta idade como Máxima para o Grupo Guaritas.

Almeida et al (2009) após estudo detalhado das fácies sedimentares desta unidade, propuseram um refinamento da subdivisão estratigráfica desta unidade em 5 formações, sendo elas da base para o topo, Formação Guarda Velha, Varzinha, Pedra Pintada, Pedra das Torrinhas e Serra do Apertado, as quais foram em parte contemporâneas e em parte sucederam uma as outras durante a evolução da bacia. (figura 2.5). Esta divisão foi baseada na descrição de 4 sistemas deposicionais e 4 estágios evolutivos os quais serão discutidos mais a frente.

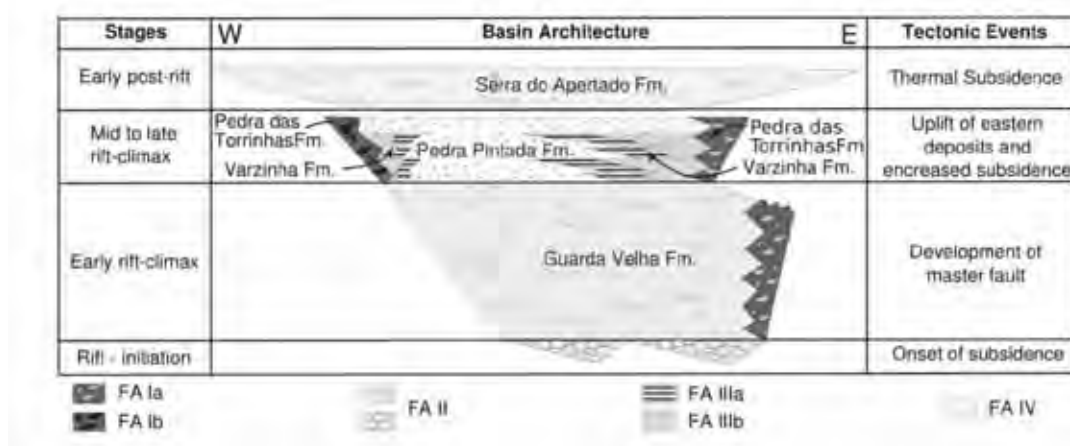


Figura 2.5: Carta cronoestratigráfica relativa do Grupo Guaritas mostrando os principais eventos tectônicos, fases da evolução da bacia e a variação lateral das associações de fácies. FA – associação de fácies Ia: leques aluviais dominados por inundações; Ib – leques aluviais dominados por fluxo de detritos; II – canais fluviais efêmeros; IIIa – planícies de inundação de rios efêmeros; IIIb – Canais de rios efêmeros – mistos; IV – dunas eólicas e interdunas. (modificado de Almeida, 2009)

Formação Guarda Velha – É a formação basal do Grupo Guaritas e abrange o estágio de iniciação do rift até o estágio inicial do período de clímax da abertura. É caracterizada pelo sistema de rios efêmeros dominado por carga de leito, composto na base por arenitos grossos

e conglomerados dispostos em barras, depositados durante o estágio de iniciação do rift, ou seja, em um período em que a subsidência não era tão elevada. O restante do pacote sedimentar desta unidade é caracterizado por arenitos conglomeráticos homogêneos com cerca de 1000 m de espessura. A ausência de sedimentos mais finos e a ausência de superfícies transgressivas, leva os autores a interpretar que esta parte superior da Formação Guarda Velha foi depositada, diferentemente da porção mais basal, em um período de rápida subsidência porém com um elevado aporte sedimentar tornando-o pouco susceptível a registrar mudanças na taxa de geração de espaço sedimentar.

A única variação nas fácies sedimentares desta unidade ocorre na borda, onde os sedimentos se caracterizam por terem formados sob o sistema de leques aluviais, caracterizando a atuação de escarpas de falha.

Formação Pedra das Torrinhas – Corresponde aos depósitos de leques aluviais associados às escarpas de falhas nas bordas da bacia, posicionando-se lateralmente às Formações Varzinha e Pedra Pintada. Estes depósitos são bastante abundante na borda leste da bacia, cuja composição clástica é constituída basicamente de fragmentos de quartzo-milonitos e granitos. Na borda oeste, por outro lado, estes depósitos constituem leques mais restritos com composição clástica constituída por fragmentos de filitos e granitos. Esta diferença em termos de composição faciológica indica que a borda leste esteve mais ativa neste período, soerguendo o embasamento e parte da Formação Guarda Velha, deixando evidente o caráter sin-rifte.

Formação Varzinha – Esta unidade caracteriza-se por depósitos mais finos em relação aos da Formação Guarda Velha, com a presença de depósitos de planícies de inundação, compreendendo associações de fácies de canais efêmeros e planícies de inundação efêmeras. Este conjunto de fácies indicam uma mudança no sistema deposicional em relação à Formação Guarda Velha, causado pela migração do locus das falhas ativas.

Formação Pedra Pintada – Compreende depósitos de campos de dunas formado pelo retrabalhamento eólico de sedimentos aluviais, coexistindo com sistemas de rios efêmeros. Os sedimentos desta unidade sobrepõem-se aos sedimentos das Formações Varzinha e Guarda Velha indicando a progressiva denudação das ombreiras do rift e conseqüente aumento de sedimentos arenosos no sistema, paralelamente à diminuição da subsidência e geração de espaço de acomodação. Esta expansão do campo de dunas também indica uma tendência de

aplainamento devido a quiescência tectônica e arrasamento das escarpas das ombreiras.

Formação Serra do Apertado – Esta unidade constitui-se por depósitos de arenitos conglomeráticos formados por rios efêmeros e sobrepõem-se sobre os sedimentos da Formação Pedra Pintada e a ombreira leste do rift em questão, ou seja. Esta unidade não guarda evidências de presença de falhas ativas de borda, o que indica uma subsidência mais homogênea em uma grande área, conferindo um caráter puramente termal para o processo de subsidência.

2.3 - PROVINCIA BORBOREMA

A Província borborema representa a parte atualmente exposta do cinturão de dobramentos formado pela convergência dos Cratons do Oeste Africano-São Luiz, Amazonas e São Francisco-Congo. Estes cinturões são constituídos por amplos domínios granito-gnaiss migmatíticos formados pelo retrabalhamento do embasamento pré-Brasiliano e metassedimentos derivados das sequências Proterozoicas. O pico metamórfico alcançado durante o ciclo Brasiliano foi de fácies anfibolito e foi seguido por um grande volume de intrusões graníticas sin- a pós- metamórfica (Monié, 1997).

Até a década de 90, com as tecnologias geocronológicas disponíveis na época, apenas o ciclo orogênico Brasiliano era bem conhecido. O *overprinting* que este período causou em toda a província obscurecia a diferenciação de ciclos mais antigos. Com a evolução das técnicas isotópicas de datação tais como sistemáticas Sm/Nd, U/Pb e Pb/Pb, além de estudos petrológicos e estruturais, a diferenciação de terrenos antigos de idade Arqueana ao início do Neoproterozoico foi possível. Trabalhos como identificaram e delimitaram as orogênias Transamazônica (Paleoproterozoico) e Cariris Velhos (Neoproterozoico I).

Este incremento nos conhecimentos da província permitiu a sua separação da província em domínios tectônicos. Estruturalmente estes domínios se encontram delimitados por zonas de cisalhamento ducteis que estiveram ativas durante o processo de colagem Brasileira e consequentemente responsáveis pela colocação lado a lado de diferentes níveis crustais. Uma das classificações mais utilizadas atualmente é aquela proposta por Brito Neves *et. al.* 2000 a qual divide a província em 5 domínios tectônicos principais (ver figura 2.6):

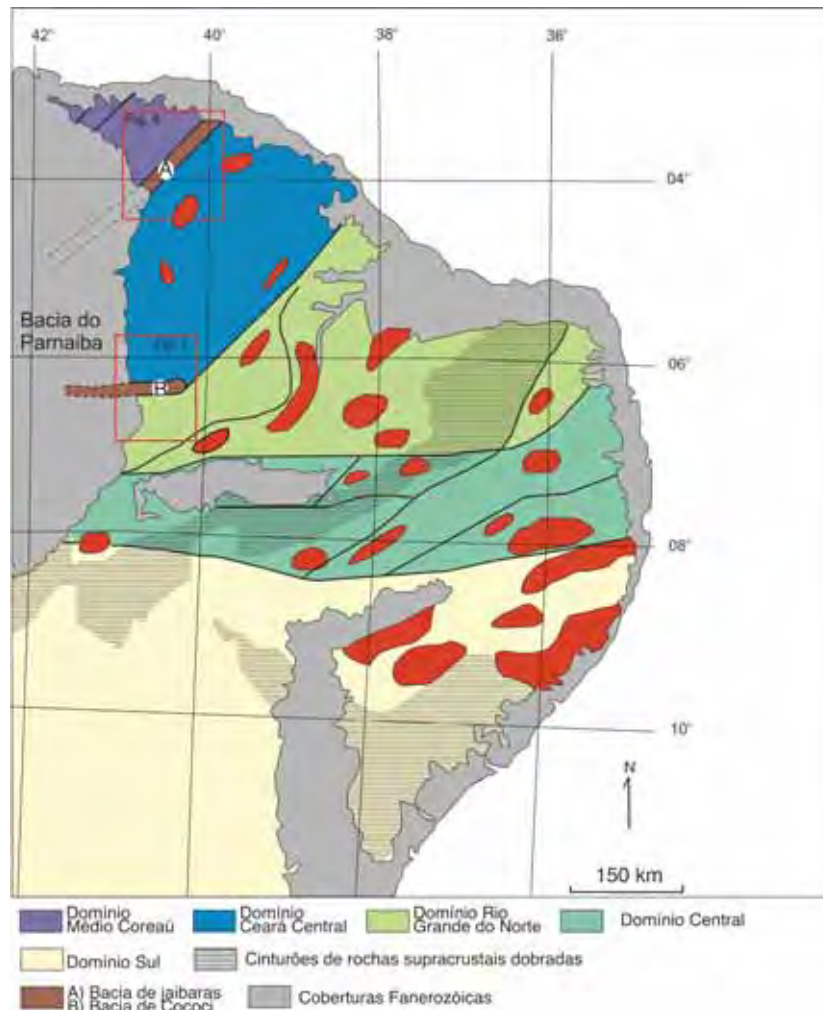


Figura 2.6: Mapa simplificado da Província Borborema, modificado de (Oliveira & Mhoriak (2003)

- Domínio Médio Coreá – Apresenta embasamento com rochas de alto grau metamórfico com 2.35 Ga (pré-Transamazônico) e segmentos cratônicos vulcano-sedimentares Neoproterozoicos e cinturões de dobras pelítico-carbonáticos.
- Domínio Ceará Central – Consiste de embasamento gnáissico formado durante a colagem Transamazônica com segmentos Arqueanos inclusos. Sequências supracrustais do Neoproterozoico II também são encontradas.
- Domínio Rio Grande do Norte – Compreende o principal segmento da colagem tectônica Transamazônica, com inclusão de alguns núcleos arqueanos.
- Domínio Central – Este domínio compreende a área tipo para o Orógeno Cariris Velhos com idades entre 1.0 – 0.95 Ga.
- Domínio Sul – Compreende cinturões de dobramentos formados nas bordas do Craton do São Francisco e Congo.

O ciclo Brasileiro é caracterizado na Província Borborema por seqüências supracrustais (geralmente constituintes de bacias *foreland*) deformadas e metamorfiadas, extensas zonas de cisalhamentos que em muitos casos constituem bordas dos domínios estruturais descritos anteriormente e extensivo plutonismo pré, sin, tardi e pós tectônicos. Particularmente, este extenso plutonismo Brasileiro representa elemento chave para delimitar cronologicamente as várias fases desta orogenia. Trabalhos recentes focados em datar por U/PB estes plutons, bem como a relação estrutural com suas encaixantes, permitiram delimitar o ciclo orogênico Brasileiro na Província Borborema entre 620 – 580 Ma, com pico de deformação e metamorfismo em 600 Ma.

2.3.1 - BACIAS DE JAIBARAS E COCOCI

No geral, a bacia de Jaibaras (figura 2.7 e 2.9) apresenta seu preenchimento constituído por sedimentos imaturos, muitas vezes grossos a conglomeráticos, decorrente de fluxos de detritos proveniente do relevo escarpado de suas margens. O registro sedimentar é caracterizado por variações na espessura dos estratos, por mudanças rápidas de fácies, por intercalações freqüentes com leques aluviais conglomeráticos, além da existência de muitas discordâncias locais. Baseado nestas características, Costa (1975, 1979) apresentou a primeira coluna estratigráfica plausível para a bacia, que inclusive considerou a relação estratigráfica das rochas siliciclásticas com as rochas ígneas presentes na bacia. Trabalhos posteriores como de Hackspacher et al (1988) e Torquato e Nogueira Neto (1996) seguiram a mesma nomenclatura estratigráfica proposta por aquele autor, apresentando mudanças mais consideráveis na distribuição em área das unidades propostas.

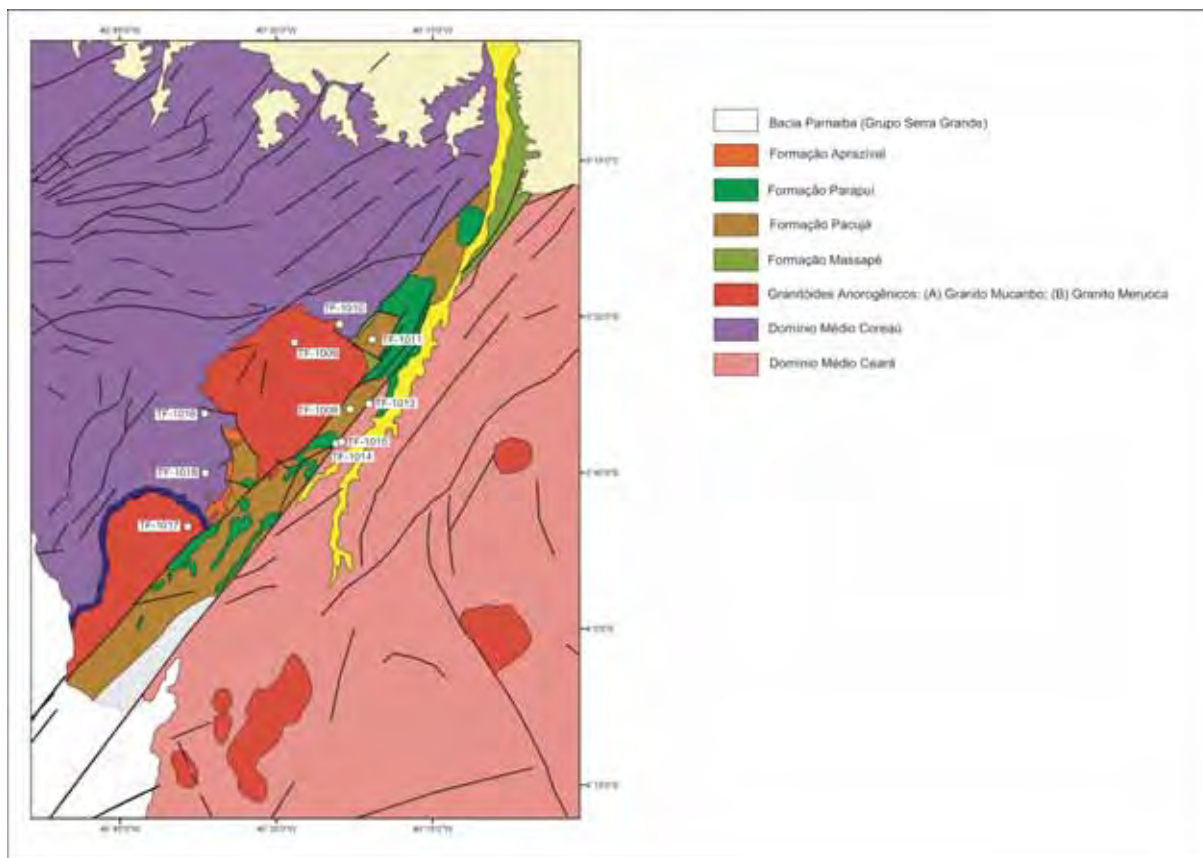


Figura 2.7: Mapa simplificado da Bacia de Jaíba (CPRM 2001)

Segundo Oliveira & Mhoriak (2003), da base para o topo, a Bacia de Jaíba é constituída por unidades sedimentares no geral depositadas por fluxo de detritos, intercaladas por rochas vulcânicas, sendo elas a Fm. Massapé, Fm. Pacujá, Fm. Parapuí (vulcânicas), Fm. Aprazível, além da relação com os Plutons graníticos Mucambo e Meruoca.

A Fm. Massapé constitui a unidade basal da bacia e é caracterizada por conglomerados geralmente clasto-suportados e arenitos grossos depositados em ambiente fluvial deltaico. Os conglomerados apresentam clastos líticos do embasamento adjacente. A Fm. Pacujá representa a porção distal da Fm. Massapé. Consiste de arenitos grossos a finos de cor marrom, siltitos e lamitos, depositados em um ambiente fluvial gradando para lagos do tipo rift. Datações de Rb/Sr nesta unidade revelaram idade de 535 ± 27 Ma. A Fm. Aprazível representa a unidade sedimentar de topo, constituída por conglomerados polimíticos que diferem daqueles da Fm. Massapé pela presença de clastos de rochas vulcânicas e plutônicas (Granitos Mucambo e Meruoca e da Suíte Parapuí), bem como clastos das Fm. Massapé e Pacujá.

As rochas vulcânicas da Fm. Parapuí ocorrem no interior da bacia na forma de diques e sills apresentando riolitos, syenitos, basaltos andesíticos e vulcaniclasticas. Datações por K/Ar indicaram uma idade mínima Ordoviciano para as rochas desta unidade.

Os plutons Mucambo e Meruoca apresentam contato discordante com os sedimentos da bacia e se encontram relacionados às falhas bordejantes da bacia. Foram atribuídas idades de 532 ± 6 Ma para o Granito Mucambo (Santos *et al*, 2008), e por relação estrutural o Granito Meruoca deve apresentar idade de aproximadamente mesmo valor.

Oliveira & Mhoriak (2003) classificam a Bacia de Jaibaras como do tipo rift, levando-se em conta que os sedimentos da bacia não apresentam estruturas condizentes com bacias do tipo foreland ou pull-apart. Estes autores relacionam a Bacia de Jaibaras, bem como as outras bacias de transição da Província Borborema (incluindo a Bacia de Cococi (figura 2.8 e 2.9)) como formadas em decorrência de esforços distensivos que ocorreram por toda a Província Borborema, reativando zonas de fraquezas provocados por anomalias térmicas locais, sem ligação com a Orogenia Brasileira. Estes autores constataram ainda, através de métodos geofísicos, que a bacia de jaibaras e Cococi se adentram por sob a Bacia do Parnaíba, além de apresentarem grande semelhança com as unidades basais da desta bacia. Mostraram ainda que as bacias em questão se alinham com depocentros destas unidades de base da Bacia do Parnaíba. Baseando-se nisso, os autores advogam que os processos que formaram as bacias de transição na Província Borborema esteja diretamente relacionados com a fase rift inicial da Bacia do Parnaíba.

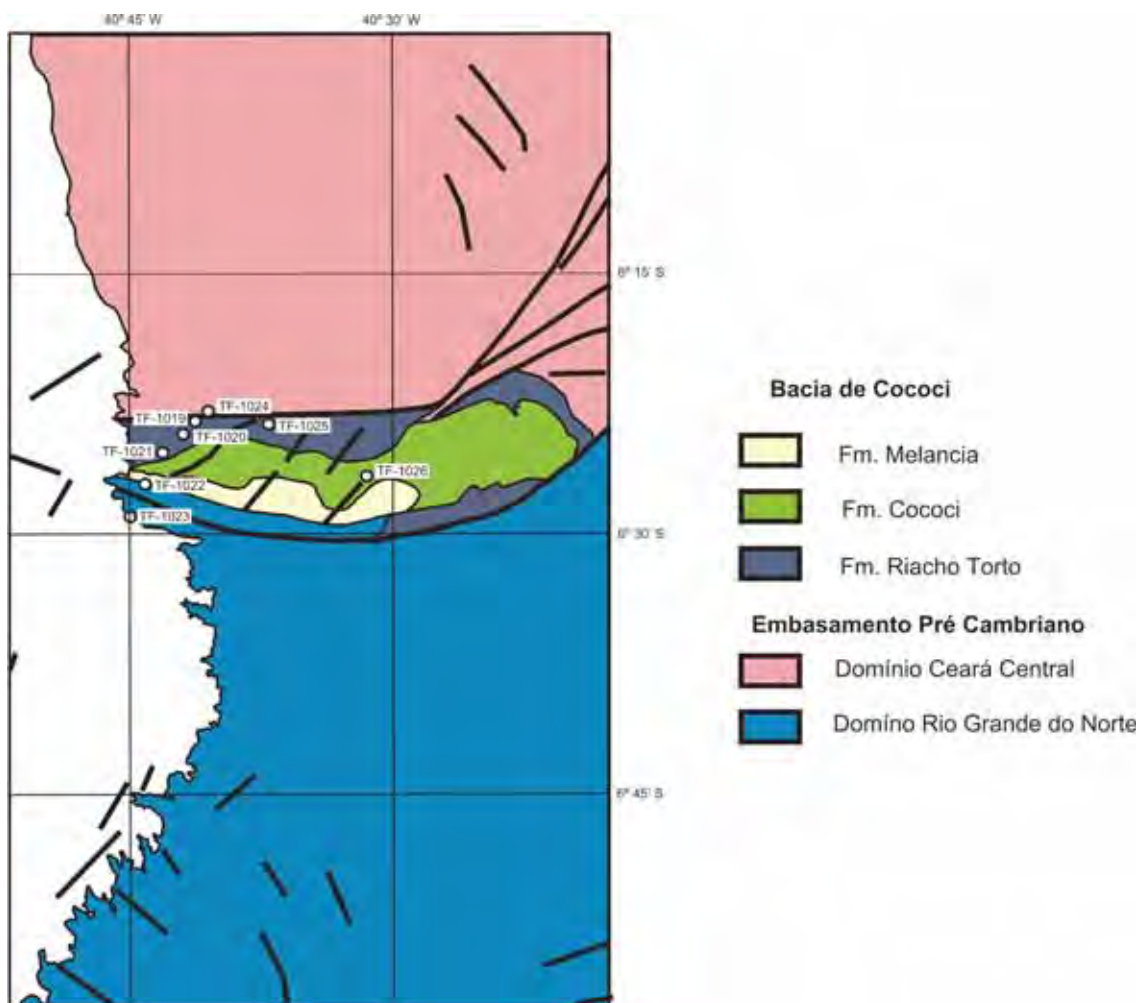


Figura 2.8: Mapa geológico simplificado da Bacia de Cococi, modificado de CPRM (2001)

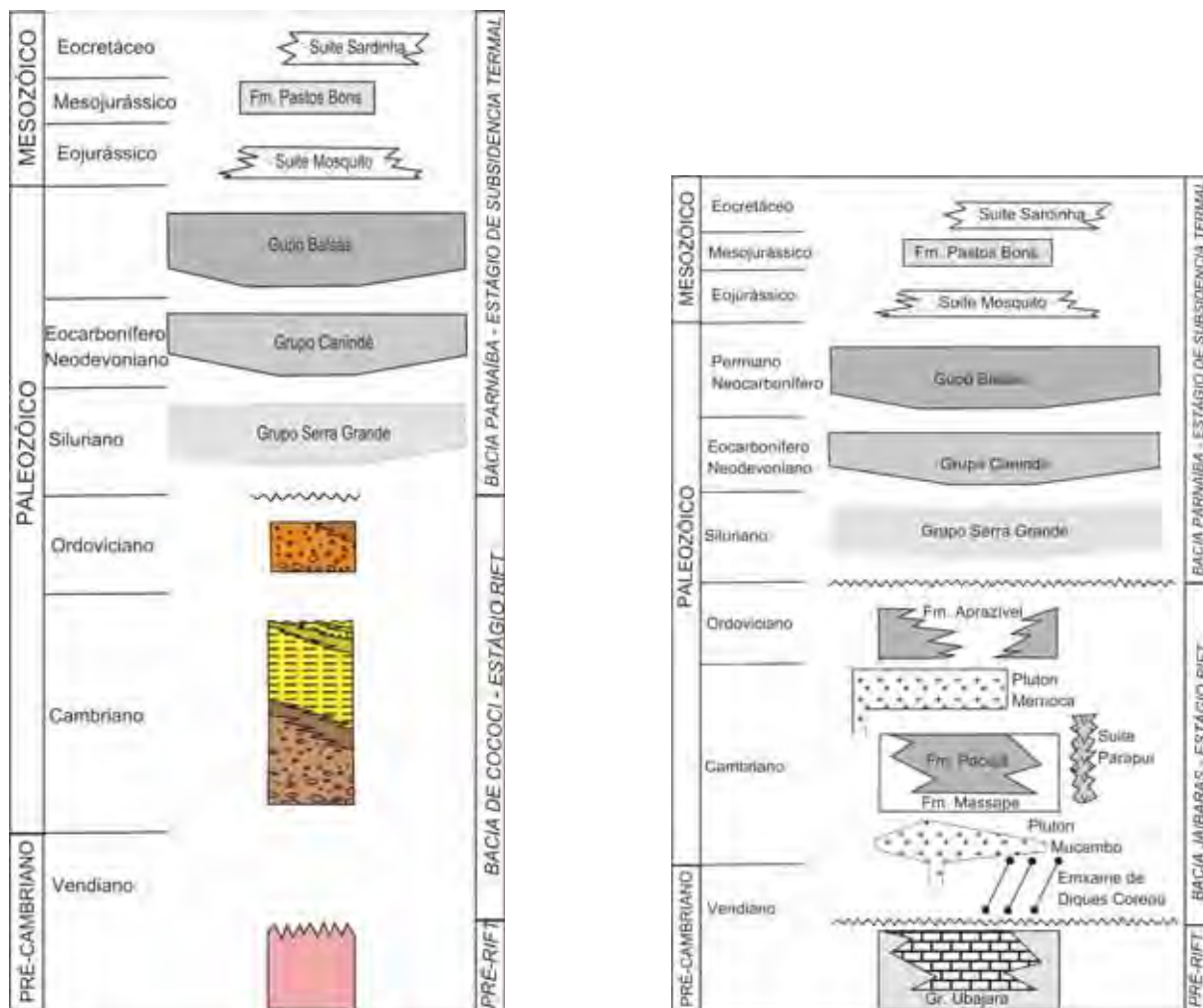


Figura 2.9: Coluna cronoestratigráfica da Bacia de Cococi e Jaibaras

3. MÉTODOS

3.1. MÉTODOS DE TRAÇOS DE FISSÃO

3.1.1 Fundamentos do Método

O método de termocronologia por traços de fissão é fundamentado na propriedade que o isótopo de ^{238}U , contido em alguns minerais, tem de se fissionar espontaneamente de uma maneira contínua no tempo geológico, e na sensibilidade térmica dos defeitos gerados pela fissão no retículo cristalino do mineral.

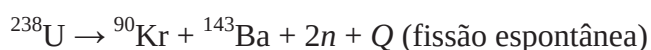
Ao se fissionar, o átomo de ^{238}U se quebra em duas partículas liberando um grande montante de energia cinética através do lançamento dos dois átomos filhos em direções opostas. Os átomos filhos interagem eletricamente com os átomos do mineral criando um estreito rasto de desarranjo no retículo cristalino ao longo de sua trajetória. Este desarranjo é formado por vários defeitos com simetria cilíndrica, chamado de **traço latente** e o sólido que o contém de **detector**. Estes traços são susceptíveis ao calor, e permanecem no mineral desde que este não seja aquecido, o que levaria ao rearranjo dos átomos perturbados, eliminando os defeitos cristalino e, portanto o apagamento do traço. Para a apatita a temperatura em que todos os traços são apagados é de 120°C em média, para o tempo geológico.

Cada traço de fissão é o registro de um evento de decaimento por fissão, que por sua vez representa um evento de formação de átomos filhos. O valor de átomos restantes de ^{238}U é possível de ser conhecido através da quantidade de ^{235}U que, na natureza, mantém uma relação constante com o ^{238}U . Utilizando-se deste princípio, procede-se a irradiação da amostra estuda para a indução da fissão dos átomos de ^{235}U , cuja densidade de traços leva à quantidade deste isótopo, que por sua vez, leva à quantidade de ^{238}U presente no mineral.

Desta forma torna-se possível a datação de eventos térmicos que atuaram nos cristais estudados, e conseqüentemente na rocha e no substrato geológico que os continha determinando-se experimentalmente as densidades de traços fósseis e induzidos, elementos fundamentais para a datação.

3.1.1.1 Fissão Nuclear e Formação dos Traços de Fissão

A reação de fissão nuclear é um dos tipos de desintegração nuclear que ocorre com núclídeos pesados e instáveis (com $Z \geq 90$ e massa atômica $A \geq 230$, principalmente da série dos lantanídeos) na natureza, que tanto pode ocorrer de uma forma espontânea, como de uma forma induzida. Nesta reação, o núclídeo pai é quebrado, dando origem à dois fragmentos filhos principais mais 2 nêutrons, e um grande montante de energia (210 MeV). Esta energia liberada é dissipada na forma de energia cinética, através do lançamento dos dois átomos filhos em direções opostas. Esses átomos acabam interagindo eletricamente com o retículo cristalino do material ao longo da trajetória, ionizando-os, que por sua vez, passam a se repelir. Já os nêutrons liberados nesta reação podem induzir outros átomos que, ocasionalmente estejam muito próximos, à fissão. A seguir são mostrados exemplos de reações de fissão:



Como pode ser visto nas reações acima, as fissões nucleares dificilmente dão origem a fragmentos de mesma massa atômica, a quebra do átomo pai geralmente é assimétrica, ou seja, freqüentemente ocorre a formação de um fragmento mais pesado e outro mais leve. Além disso, nem sempre os átomos filhos gerados podem não ser exatamente os mesmos. O gráfico da Figura 3.1 mostra as curvas de distribuição de massa dos fragmentos de fissão produzidos pelas reações do ^{235}U , ^{238}U e ^{252}Cf , onde é possível observar a massa atômica mais comum dos fragmentos de fissão.

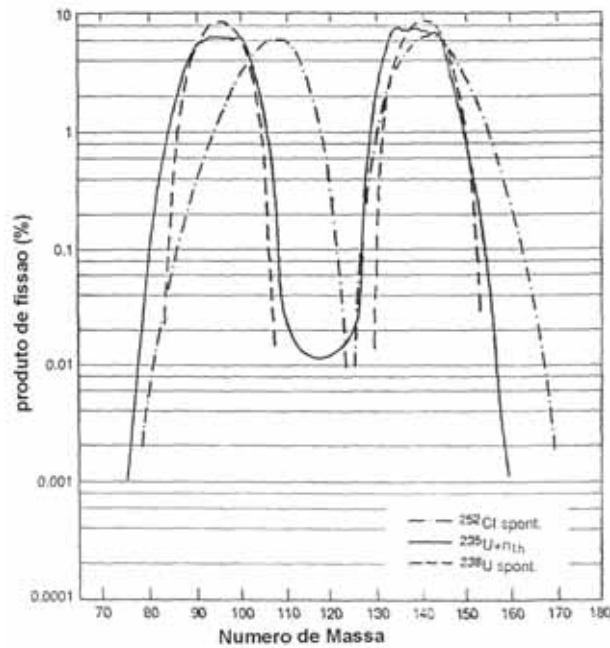


Figura 3.1: Curvas de distribuição dos fragmentos de fissão (modificado de Wagner & Van den Haute, 1992)

Fleischer *et al.* (1975) através de seus experimentos, formularam o modelo chamado de *íon explosion spike* para descrever a formação dos traços. Este modelo leva em conta o número de íons formados, por unidade de distância ao longo da trajetória da partícula em movimento. De acordo com este modelo, as partículas lançadas induzem ionizações através da interação eletrônica com os átomos na sua trajetória criando íons positivos na rede cristalina do mineral. Estes átomos ionizados passam a se repelir e se afastam, mas em seguida eles retornam elasticamente para um local diferente que o original (Relaxamento elástico), se posicionando de uma forma desalinhada da geometria normal do cristal (Figura 3.2).



Figura 3.2: Processo de formação do traço de fissão (modificado de Wagner & Van den Haute, 1992)

3.1.1.2 Revelação dos traços

Devido à largura extremamente pequena do traço de fissão (da ordem de poucos nm), sua observação direta só é possível através de um microscópio de transmissão eletrônica (TEM) (segundo Wagner *et al.* 1992), porém para que a observação em um microscópio óptico seja possível, é necessário utilizar uma técnica de revelação dos traços. Geralmente, no caso da utilização dos traços de fissão para datação, é utilizado o ataque químico, cuja técnica consiste em imergir o mineral em uma solução (no caso da apatita utiliza-se 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. Somente os traços que cruzam a secção de polimento do mineral serão atacados, ou aqueles que estão totalmente contidos no interior do mineral e são cortados por outro traço ou por uma fratura que permitam o acesso da solução ácida ao traço (Figura 3.3). Estes traços que não interceptam a seção de polimento do mineral são chamados de traços confinados. Aqueles traços confinados que estão paralelos a seção de polimento serão utilizados para a medição do comprimento, como será discutido mais adiante. É necessário que esta reação seja cuidadosamente controlada através do monitoramento, da concentração e temperatura da solução utilizada, monitorando-se inclusive o tempo de imersão.

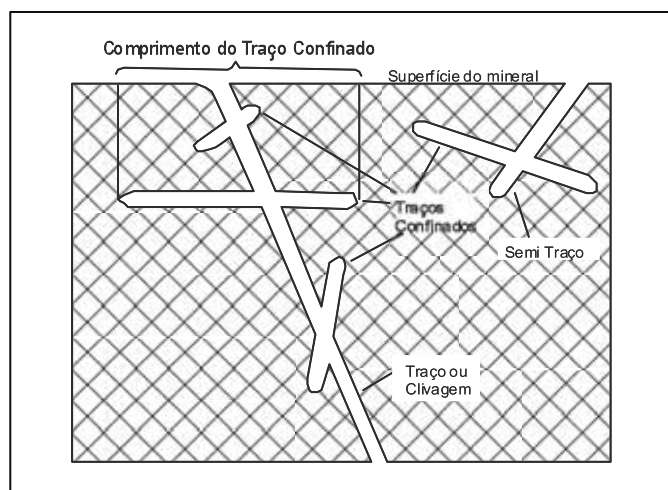


Figura 3.3: Esquema mostrando a disposição dos tipos possíveis de traço para que o ataque químico ocorra. Observar os traços que cortam a superfície, os quais são utilizados na contagem da densidade, e os traços confinados paralelos à superfície do mineral, os quais são utilizados para medida de comprimento.

Um ponto que tem que ser destacado em relação ao ataque químico, é que a velocidade do ataque é diferente no interior do traço e na superfície do mineral ou vidro,

influenciando na eficiência do ataque, como será mostrado em seguida. Para os vidros, a velocidade de ataque da superfície pode ser considerada igual em qualquer direção, mas para os minerais, devido a alta organização cristalina, esta velocidade varia de acordo com a direção cristalográfica, resultando em eficiências particulares para cada direção, além de ser muito menor que a velocidade de ataque dos traços.

Portanto, a eficiência do ataque químico, que por sua vez vai influenciar na densidade dos traços, pode ser descrita em função da velocidade de ataque do traço (V_t) e da velocidade do ataque da superfície do mineral analisado (V_b). Portanto, um traço só será atacado quando a componente vertical da sua velocidade V_t for maior que a velocidade V_b . Em outras palavras, um traço só será revelado quando o seu ângulo formado com a secção do mineral for maior que um ângulo crítico θ_c . Assim, um traço é atacado quando o seu ângulo formado com a secção do mineral for maior que $\arcsin V_b / V_t = \theta_c$ (ver figura 3.4)

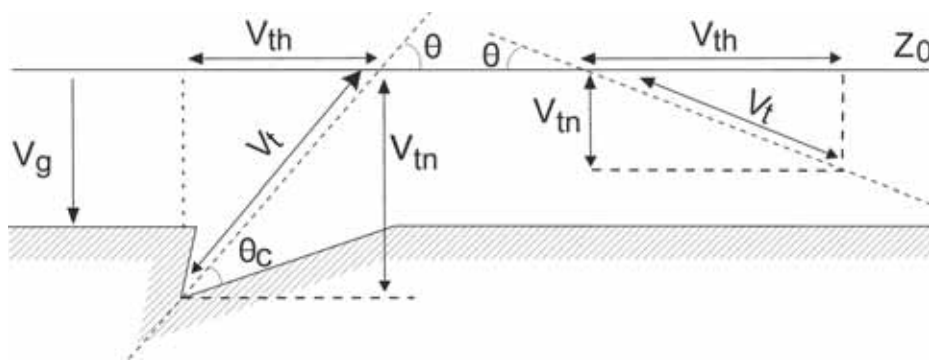


Figura 3.4: Parâmetros necessários para a revelação dos traços são: Velocidade de ataque do traço (V_t), Velocidade de ataque do mineral (V_b), Componente horizontal da velocidade de ataque do traço (V_{th}), componente de vertical da velocidade de ataque do traço (V_{tn}) e ângulo crítico θ_c .

3.1.1.3 Densidade de traços

Como discutido no item anterior, somente os traços que cortam a superfície do mineral são revelados pelo ataque químico, portanto 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 homogeneamente distribuídos no volume do sólido;
- todos os traços no sólido têm 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.

Na realidade estas afirmações nem sempre são observadas na natureza, sendo que em alguns tipos de minerais, isso praticamente não ocorre, principalmente porque os minerais são anisotrópicos, não possuindo homogeneidade de suas propriedades nas diferentes direções cristalográficas. No caso do zircão, por exemplo, os grãos podem apresentar diversas zonas concêntricas que foram adicionadas durante diversas etapas de cristalização, refletindo os diferentes ambientes que o magma ou a rocha metamórfica foram submetidos. Devido a alta resistência do zircão ao intemperismo, um grão de zircão pode passar por diversos ciclos metamórficos, ser erodido, depositado, resistir a diagênese e tornar a ser submetido a outro ciclo metamórfico. Os anéis ou zonas acrescidas a um cristal durante estes vários processos terão pequenas diferenças como, por exemplo, teor de urânio, teor de terras raras, pequenas diferenças cristalográficas que refletem as condições do ambiente que o grão foi submetido. Somente os materiais amorfos se apresentam mais próximos daquelas afirmações, apresentando um comportamento mais homogêneo.

Portanto, se tomarmos uma esfera como local provável onde um átomo que se encontra situado no centro pode gerar um traço (Figura 3.5), a probabilidade $P(z)$ do traço estar fazendo um ângulo $\geq \arcsin z/R$ é dado pela razão da área da superfície rachurada da figura pela área da superfície da semi-esfera com raio R ou

$$P(z) = 2\pi Rh / 2\pi R^2 = R(R - R \sin \theta) / R^2 = (1 - \sin \theta).$$

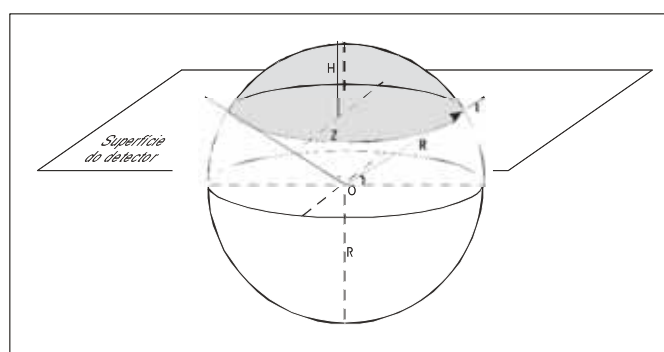


Figura 3.5: Quando um átomo interno de urânio situado no ponto O, situado a uma distância z abaixo da superfície do detector de fissão, somente aqueles traços cuja extremidade superior incidir dentro da zona rachurada da esfera com raio R irá cortar a superfície do detector (R = comprimento do traço de um fragmento de fissão). A probabilidade do traço cortar a superfície do detector é dado por $2\pi Rh / 2\pi R^2$, isto é, a área da zona da esfera dividido pela área da semi esfera representando todas as orientações possíveis para o traço.

Desta forma, o número de traços que cortam a superfície é dado então por $(1 - \sin \theta) N_f dz$, que se integrarmos esta equação de 0 a um raio qualquer R, a densidade de traços por unidade de área pode ser descrita por:

$$\rho_l = N_f R/2$$

onde ρ_l é a densidade de traços latentes por área, N_f o número de fissão por unidade de volume e R é o raio da circunferência descrita pelas direções possíveis para a formação do traço.

No caso da superfície considerada for uma superfície interna do detector, então ambos os lados da superfície pode gerar traços. Então a densidade é dada por

$$\rho_l = N_f R.$$

Ambas as equações podem ser escritas da seguinte forma

$$\rho_l = g N_f R$$

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

Mas esta densidade ainda não é a densidade realmente revelada, e sim a densidade total de traços que cortam a superfície do detector. Ainda é preciso levar em conta o ângulo crítico mínimo para que o traço seja atacado, como foi descrito no item anterior.

Assim, a probabilidade P(z) de um traço cortar a superfície de polimento e ainda ser revelado pelo ataque químico é dado por

$$\rho_0 = g N_f R \cos^2 \theta_c \text{ ou } \rho_0 = \rho_l \cos^2 \theta_c.$$

Na equação acima, o fator $\cos^2 \theta_c$ representa o fator de eficiência do ataque químico dos traços que cortam a superfície.

3.1.2 Método de datação por traços de fissão

3.1.2.1 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 .

O decaimento é uma reação que ocorre sob uma taxa proporcional ao número de átomos pais restantes em cada intervalo de tempo. Em outras palavras, se em cada intervalo de tempo o número de núclídeos sem decair é cada vez menor, então a taxa varia exponencialmente. Assim temos:

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N$$

Reescrevendo de uma forma mais conveniente tem-se

$$\frac{dN}{N} = -\lambda dt$$

onde λ representa uma constante de decaimento que é expressa em s^{-1} e N é o número de átomos pais presentes no tempo $t = 0$.

Integrando esta equação no tempo $t_0=0$ até um tempo qualquer t, tem-se a seguinte expressão:

$$N=N_0 e^{-\lambda t} \text{ ou } N_0 = \frac{N}{e^{-\lambda t}}$$

Esta é a lei do decaimento radioativo onde N_0 é a quantidade de núclídeos pais no instante $t_0=0$ e N é o número de núclídeos pais em qualquer tempo subsequente, ou seja, esta expressão descreve a variação do número de núclídeos pais ao longo do tempo.

Para a datação de uma amostra, é necessário saber quantos decaimentos ocorreram a partir de t_0 , ou seja:

$$D = N_0 - N$$

Mas o que geralmente é medido é a quantidade de núclídeos pais restantes e de núclídeos filhos, então a equação acima pode ser reescrita da seguinte maneira:

$$D = \frac{N}{e^{-\lambda t}} - N \rightarrow D = N(e^{\lambda t} - 1)$$

onde D é o número de decaimentos total que é igual ao número de núclídeos filhos.

Finalmente, isolando-se t desta equação tem-se:

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

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.

3.1.2.2 Equação da idade de traços de fissão

No método de traços de fissão, os traços espontâneos são na verdade um dos produtos do decaimento total do ^{238}U . Este isótopo não somente decai por fissão, como também por emissão α para ^{234}Th , que é o início da seqüência de decaimento do U até o elemento estável ^{206}U . Portanto a constante de decaimento total λ é a soma das constantes de decaimento por fissão espontânea (λ_f), e por decaimento por emissão α (λ_α). Pode-se considerar-se também que o decaimento por fissão ocorre segundo uma proporção fixa, em relação ao decaimento por emissão de partícula α . Portanto podemos relacionar estas constantes segundo a razão λ_f/λ_α . Assim através da equação do decaimento total é possível obter a equação de decaimento por fissão abaixo:

$$D_f = N^{238} (e^{\lambda t} - 1) \frac{\lambda_f}{\lambda}$$

onde $^{238}N = ^{238}CN$ (^{238}C é a abundância de isótopos de ^{238}U presentes na natureza em relação ao U total).

D_f pode ser obtido pela densidade de traços espontâneos (fósseis), ou seja,

$$\rho_s = D_f \varepsilon_s g_s,$$

onde ρ_s representa a densidade de traços fósseis, ε_s representa o fator de eficiência de observação dos traços espontâneos e g_s representa o fator de geometria.

Como a relação entre os isótopos de U presentes na natureza é conhecida, é possível obter-se o valor de N a partir do valor de ^{235}N que por sua vez é obtido através da densidade dos traços induzidos, como mostra a seguinte equação:

$$\rho_i = ^{235}CN \varepsilon_i g_s R_u \text{ ou } N = \frac{\rho_i}{C^{235} R_u \varepsilon_i g_i}$$

onde ρ_i representa a densidade de traços induzidos, ^{235}C representa a proporção de ^{235}U na natureza em relação ao U total, ε_i representa o fator de eficiência de observação dos traços induzidos, g_i representa o fator de geometria para o detector dos traços induzidos e R_u a probabilidade de fissão por nuclídeo de U^{235} .

A probabilidade de fissão do ^{235}U (R) é calculada através da seguinte expressão:

$$R_u = \sigma_0 \Phi$$

onde Φ é a fluência de nêutrons, calculada através da densidade de traços induzidos formados nas micas acopladas aos vidros dopados com U (serão discutidos mais adiante); e σ_0 é o valor da seção de choque do ^{235}U para os nêutrons térmicos.

Logo, substituindo os valores na equação do decaimento por fissão tem-se:

$$\rho_s = \frac{C^{238}}{C^{235}} \frac{\varepsilon_s}{\varepsilon_i} \frac{\rho_i}{R_u} \frac{\lambda_f}{\lambda} \frac{g_i}{g_s} (e^{\lambda t} - 1)$$

que isolando-se t tem-se

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \frac{\varepsilon_i}{\varepsilon_s} \frac{C^{235}}{C^{238}} \frac{g_i}{g_s} \frac{R_u}{\lambda_f} \lambda + 1 \right).$$

Finalmente esta é a equação da idade por traços de fissão, ou seja, em termos práticos, é a idade em que determinada amostra atingiu a temperatura de retenção parcial dos traços de fissão.

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

Desde os primeiros estágios do desenvolvimento da datação por traços de fissão, Fleischer *et al.* (1965) mostraram que o principal fator que influencia na estabilidade dos traços de fissão durante o tempo é a temperatura. Estudos pioneiros utilizando-se apatitas, (Wagner, 1968; Naeser & Faul, 1969; Wagner e Reimer, 1972) indicaram a sensibilidade dos traços a temperaturas relativamente baixas, chamada de temperatura de fechamento, ou seja, a temperatura abaixo da qual os produtos do decaimento radioativo (neste caso, os traços de fissão) eram efetivamente retidos. As estimativas para a retenção dos traços de fissão em apatitas indicam uma temperatura entre 75 e 125°C para taxas de resfriamento entre 1 e 100°C/Ma. Hoje em dia as temperaturas médias aceitas para o tempo geológico são: <60°C para a retenção total dos traços; entre 60 e 120°C para o apagamento parcial (*annealing* parcial) e >120°C para o apagamento total (*annealing* total).

Gleadow *et al.* (1983) mostraram que a distribuição do comprimento dos traços confinados, isto é, os traços que estão totalmente dentro do cristal, podem ser usados, na apatita, para revelar a história térmica no intervalo entre 20-120°C.

Para descrever o comportamento térmico dos traços de fissão, vários trabalhos são realizados, como é o caso de Green *et al.* (1986), onde os autores descreveram quantitativamente o processo através de experimentos em laboratório. Os experimentos de Green consistiram em aquecer várias amostras de apatita Durango (padrão determinado por Young *et al.* 1969), sob temperaturas que variam entre 95° e 400°C, por intervalos de tempo entre 20 min e 500 dias. Cada aquecimento foi feito sob temperatura constante durante um determinado tempo e, posteriormente, as amostras foram montadas em resinas e submetidas à análise microscópica. Análises de composição química também foram realizadas nas amostras.

A análise das amostras que passaram por respectivos intervalos de tempo e temperatura constante, mostrou uma distribuição dos traços confinados com médias progressivamente menores de acordo com intervalo de tempo e temperatura de aquecimentos maiores. Este resultado também mostrou comportamento diferente dos traços em relação à orientação do corte analisado.

Os dados que Green *et al.* (1986) obtiveram, resultou em um gráfico de isócronas de *annealing* mostrando o encurtamento (l/l_0) versus a temperatura como na figura 16.

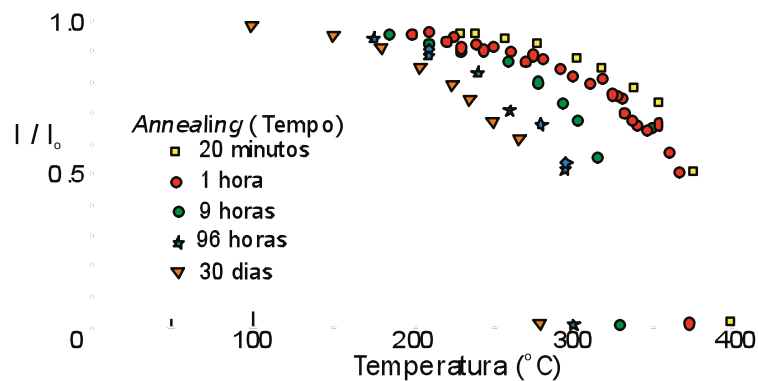


Figura 3.6: Gráfico de Isócronas (Green *et al.* 1986)

Segundo estes autores, o ângulo que os traços confinados faz 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, como mostra a figura 3.7.

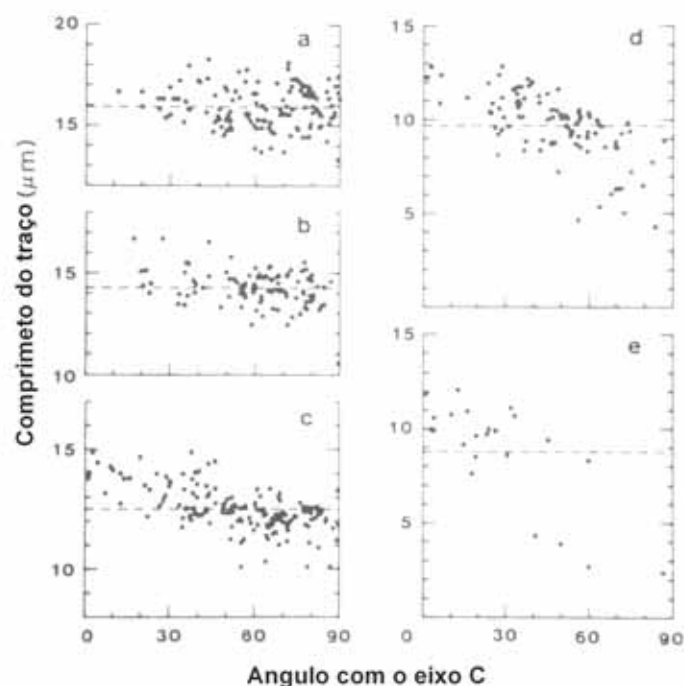


Figura 3.7: Variação do comprimento individual dos traços confinados com o ângulo feito com o eixo C cristalográfico. a) traços sem annealing; b) 260°C, 1h; c) 310°C, 1h; d) 336°C, 1h e) 352, 1h;

Outro fator que influencia no *annealing* dos traços nas apatias 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*.

É importante realçar que a utilização de apatitas Durango nos experimentos foi devido a sua evolução geológica estar relativamente bem determinada por outros métodos geológicos e geocronológicos, e também para os dados possam ser comparados com de outros laboratórios.

3.1.2.4 Descrição matemática do annealing dos traços de fissão em apatitas.

Laslett *et al.* (1987) a partir dos resultados obtidos por Green *et al.* (1986), descreveram matematicamente o processo de *annealing* dos traços de fissão em apatita em função do tempo e da temperatura. Os autores se basearam na lei de Arrhenius, onde através da representação dos dados em gráficos de *log* do tempo *versus* o inverso da temperatura absoluta, foi possível encaixar os modelos paralelo e *fanning* de Arrhenius. Estes modelos, quando comparados com modelos propostos anteriormente por outros autores, se mostraram estatisticamente mais precisos, descrevendo melhor os dados experimentais.

O modelo paralelo de Arrhenius pode ser descrito através da equação:

$$\ln(1-r) = 3,87 + 0,219 [\ln(t) - 192270 T^{-1}]$$

onde r é o encurtamento (l/l_0), t representa o tempo de *annealing* e T a temperatura de *annealing* em Kelvins. Neste modelo, as linhas de contorno de isovalores para r (encurtamento) são paralelas, como mostra a figura 3.8.

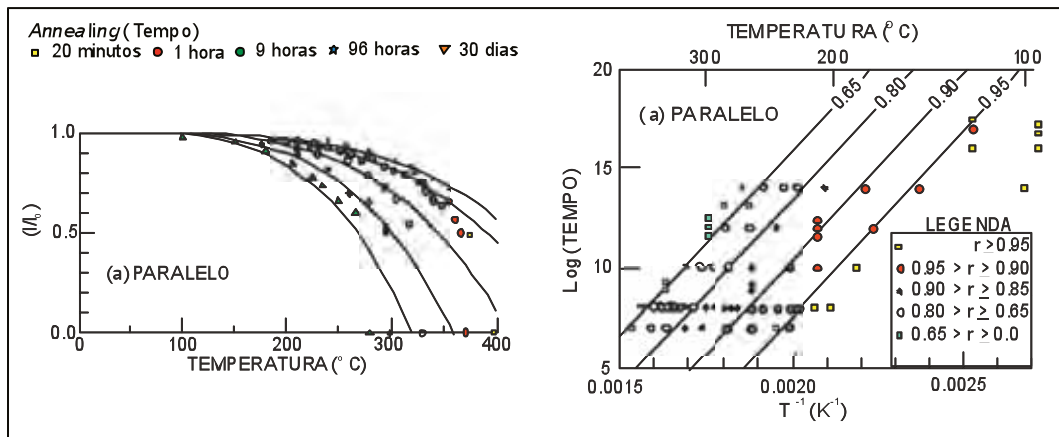


Figura 3.8: Dados de Green *et al.* (1986) representados em um gráfico de isócronas e no gráfico paralelo de Arrhenius

Já o modelo *fanning* pode ser descrito através da seguinte equação:

$$[\{(1-r^{2,7})/2,7\}^{0,35} - 1] / 0,35 = -4,87 + 0,000168T [\ln(t) + 28,12]$$

sendo que neste modelo as linhas de isovalores para r tendem a se aproximarem em direção à origem do gráfico (figura 3.9).

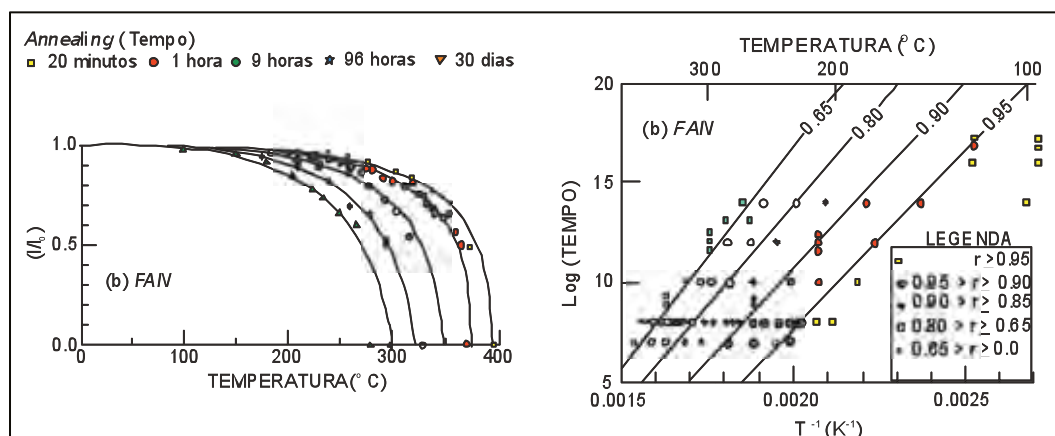


Figura 3.9: Dados de Green *et al.* (1986) representados em um gráfico de isócronas e no gráfico tipo *fanning* de Arrhenius

Como pode ser visto nas figuras 18 e 19 o modelo *fanning* se ajusta melhor aos dados experimentais, sendo mais evidente nos gráficos de isócronas, principalmente quando se compara os valores de r maiores que 0,65.

Para Laslett o modelo *fanning* descreve melhor os dados experimentais e indica ser o modelo mais aconselhável para a aplicação em situações geológicas, desde que para isso se tenha cautela na extrapolação do modelo para intervalos de tempo fora do intervalo dos dados experimentais.

3.1.2.5 Apagamento Termal (Annealing) dos Traços de Fissão em Zircões

O comportamento do traço de fissão no zircão é muito semelhante ao que ocorre na apatita, salvo características particulares do mineral que irão influenciar no comprimento do traço, resistência térmica e cinética do ataque químico. Estudos semelhantes aos desenvolvidos para a apatita são também aplicados para a modelagem matemática que descreve o annealing no zircão. Experimentos baseados na coleta de conjuntos de dados de densidade e encurtamento de traços analisados em várias amostras aquecidas sob diferentes patamares de temperatura e intervalos de tempo em zircões já foram desenvolvidos por vários autores como, por exemplo, Yamada *et al.* (1995), Tagami *et al.* (1998), Murakami *et al.* (2006) (que trabalha com temperaturas elevadíssimas em intervalos curtos da ordem de < 4 min.) entre outros. Vários modelos de annealing baseado nos conjuntos de dados destes autores citados e ou em outros já foram propostos e se encontram na literatura, como por exemplo, os modelos de Laslett e Galbraith (1996), Rahn *et al.* (2004), Hasebe *et al.* (2003), Tagami (2005), Yamada (2007), Guedes (2005) entre outros.

Em muitos casos, também são acrescentados dados de poços, dos quais se conhece com bastante precisão a evolução geológica, principalmente em termos de história térmica e que somado a temperatura *in situ* na coleta de amostras em diversas profundidades fornecem dados em intervalos de tempo na ordem de Ma. Extrapolando os intervalos de tempo dos experimentos em laboratório acrescentando-se dados confiáveis em uma escala temporal mais próxima da geológica, permite um ajuste mais preciso dos modelos matemáticos. Na figura 20 abaixo está exemplificado o modelo proposto por Tagami (2005) que é baseado em dados de laboratório (na ordem de dias e horas), poços como o KTB, NSK, etc (na ordem dos Ma) e com dados de Murakami *et al* (2006) considerado como “instantâneos”.

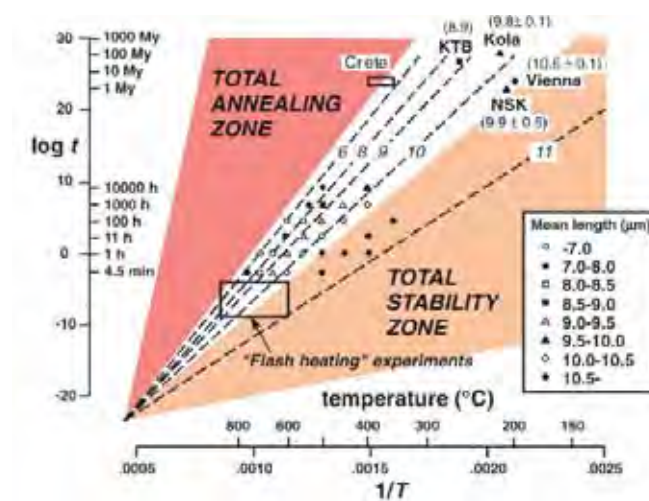


Figura 3.10: Modelo proposto por Tagami (2005) modificado de Tagami & Murakami (2007) obtido a partir de dados de laboratório e poços. Observa-se as zonas de *annealing* total (vermelho), *annealing* parcial (branco) e retenção total ou estabilidade total (abóbora). O quadro “Flash heating” refere-se aos experimentos de Murakami *et al.* (2006).

A partir destes modelos propostos também é determinado a temperatura das zonas de annealing total, parcial e retenção total dos traços no zircão, cujos valores médios mais utilizados na literatura é de $>240^{\circ}\text{C}$ para o annealing total, entre 240°C e 150 e 240°C para o annealing parcial e $>150^{\circ}\text{C}$ para a retenção total, considerando-se para tempos geológicos.

Palissari (2007) ao comparar estatisticamente vários modelos anteriormente propostos (inclusive alguns citados acima) propõem que o melhor modelo que se encaixa no conjunto de dados utilizado pela autora seria o modelo de Yamada (2007), o qual prevê intervalos de temperatura para as zonas de *annealing* parcial semelhantes aos citados acima para idades da ordem de 500 Ma.

3.1.2.6 Problemas relacionados ao método de traços de fissão em zircão

A capacidade do zircão em reter átomos de Urânio e outros elementos pesados, faz com que este mineral seja utilizado amplamente para datação de rochas por diversos métodos isotópicos. Da mesma maneira, este mineral despertou o interesse da comunidade científica em utilizá-lo para datação através do método de traços de fissão. Porém, o zircão apresenta características agravantes que fazem com que seu estudo se torne mais complexo que a Apatita, e que se distanciam das condições ideais para a datação por traços de fissão discutidos anteriormente. Dentre estes problemas pode-se citar a distribuição heterogênea dos átomos de urânio e o processo de metamictização dos grãos pelo efeito do decaimento por emissão alfa (Woodhead *et al.* 1991; Murakami *et al.* 1991) .

A distribuição heterogênea do urânio no zircão é exemplificada em trabalhos que empregam métodos geocronológicos como, por exemplo, Dantas *et al.* (2004) onde os autores lançam mão da escolha de determinadas regiões dos grãos de zircão para datar determinado evento geológico dentro do mesmo grão. O zircão possui a propriedade de sobre crescer anéis (zonas) que vão conter características do ambiente em que determinada zona foi formada, ou seja, irá conter propriedades reticulares que estejam em equilíbrio com determinado nível crustal, além de guardar a razão isotópica. Isso faz com que cada zona tenha uma idade diferente de cristalização que por sua vez terão razões isotópicas diferentes entre si, devido ao processo contínuo de decaimento.

O decaimento isotópico dentro dos grãos de zircões tem desdobramento no processo de metamictização do cristal, ou seja, porções antigas do cristal possuem maior grau de danos cristalográficos decorrentes do maior número de decaimentos alfa que porções mais novas do cristal ou ainda de grãos mais novos. Neste sentido, autores como Brando *et al.* 1998; Rahn *et al.* 2004 mencionam a influência do processo de metamictização do zircão no rebaixamento da temperatura de annealing, e conseqüentemente um *annealing* total de forma heterogênea entre os diferentes cristais de uma amostra durante um evento térmico geológico. Conseqüentemente, a definição de algoritmos que descrevam a cinética de annealing é igualmente problemática no sentido de gerar histórias térmicas sem significado geológico

No sentido de aprimorar o conhecimento das heterogeneidades do zircão e suas influências no método de traços de fissão, trabalhos como de Guedes *et al.* (2005), Dias (2008), além daqueles em desenvolvimento pelo grupo de termocronologia da UNESP de Presidente Prudente (SP), buscam minimizar os problemas relacionados ao método e melhor descrever os processos físicos envolvidos para uma maior precisão da temperatura de

annealing do zircão e da modelagem de histórias térmicas.

3.1.2.7 História térmica (apatitas)

Como foi visto anteriormente, o grau de encurtamento de um traço de fissão é determinado em função da temperatura e do tempo que o cristal esteve submetido na natureza. Tempos maiores ou menores, assim como temperaturas maiores ou menores, irão determinar uma distribuição particular de comprimentos de traços, sendo que traços de fissão são gerados continuamente no tempo geológico. Portanto, o histograma de comprimento de traços confinados (aqueles paralelos à secção de polimento do mineral) irá conter a informação da evolução térmica à qual a amostra esteve submetida.

Foi discutido também que os experimentos laboratoriais para descrever o *annealing* são feitos sob temperatura constante. Duddy *et al.* (1988) estenderam a descrição matemática de Laslett *et al.* (1987) que descreve o *annealing* sob temperatura constante, para uma descrição matemática onde a temperatura também varia.

Neste intuito, Duddy *et al.* (1988) adotaram o princípio do “tempo equivalente”. Este conceito postula que um traço que sofre um determinado montante de encurtamento r comporta-se de uma maneira independente das condições de temperatura e tempo do montante de encurtamento anterior, mas de uma forma determinada somente pelo total de encurtamento que foi previamente alcançado, pelo tempo e temperatura do intervalo corrente.

Basicamente o método consiste em dividir um período de evolução térmica, sob determinada taxa de resfriamento ou aquecimento, em intervalos de tempo, Δt_n , com temperatura constante, T_i . A figura 3.11 mostra um caso hipotético de uma história de resfriamento simples, sob uma taxa de resfriamento R , dividida em n intervalos de tempo, iniciada a uma temperatura T_i e finalizada em uma temperatura T_0 medida necessariamente em Kelvin (K). O tempo final é o tempo t_i em segundos.

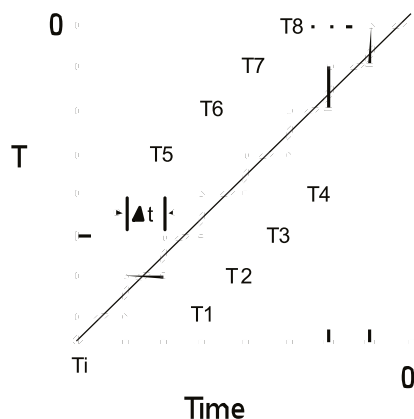


Figura 3.11: Divisão de uma história térmica em intervalos de tempo, cada qual sob temperatura constante.

Na figura 3.11 está representado um exemplo hipotético de uma história térmica de resfriamento simples, dividida em intervalos iguais. O primeiro intervalo de tempo “ t_1 ” a ser utilizado na equação será o equivalente ao tempo restante da história térmica, ou seja, o tempo inicial “ t_i ” menos a metade do primeiro intervalo $t_i - \Delta t/2$, e a temperatura T_1 é igual a $R t_1 + T_0$. Assim, aplicando os valores t_1 e T_1 nas equações abaixo

$$g(r) = -4,87 + 0,000168T [\ln(t) + 28,12]$$

e

$$r_i = \{1 - 2,7 [0,35 g(r) + 1]^{1/0,35} + 1\}^{1/2,7}$$

obtem-se o valor de “ r ” para o intervalo, significando a fração restante do comprimento dos traços da primeira população de traços gerados neste intervalo.

Para o segundo intervalo Δt_2 , é necessário calcular o tempo equivalente “ t_{eq} ” ao *annealing* sofrido pela primeira população no primeiro intervalo, só que agora sob condições de temperatura T_2 aplicando o valor r anterior nas equações acima. O tempo t_2 é igual o tempo inicial menos o tempo decorrido, mais o tempo equivalente, ou seja $t_i - (t_1 - \Delta t_2) + t_{eq}$ e a temperatura T_2 será igual a $R(t_i - t_1 - \Delta t_2) + T_0$. Assim o valor r_2 da primeira população é obtido aplicando-se novamente as equações acima.

Desta maneira, para os próximos intervalos, são calculados os valores r de cada população de traços, aplicando as fórmulas acima sucessivamente para cada intervalo, sendo que em cada intervalo de tempo é gerado uma nova população de traços.

O valor de r no final da sequência de cálculos para cada população de traços gerados, das quais não tiveram *annealing* total durante a história térmica, representa o valor de l/l_0 de cada população.

O próximo passo para a obtenção do histograma teórico de comprimento de traços é obter o polinômio da curva de melhor ajuste dos pontos em um gráfico de comprimento *versus* o desvio padrão dos resultados dos experimentos de *annealing* (no caso, são os resultados de Green *et al.* (1986)). Substituindo o valor de l de cada população na variável do polinômio calculado é possível obter o desvio padrão do comprimento l para cada população.

Finalmente, possuindo-se o valor de l e o desvio padrão para cada população, calcula-se a Gausseana para cada população, e o histograma teórico será dado pela soma destas gausseanas.

Na figura 3.12 está representado um exemplo de história térmica de um resfriamento simples. O gráfico B desta figura mostra a evolução do encurtamento dos traços confinados de cada população gerada no decorrer da história térmica.

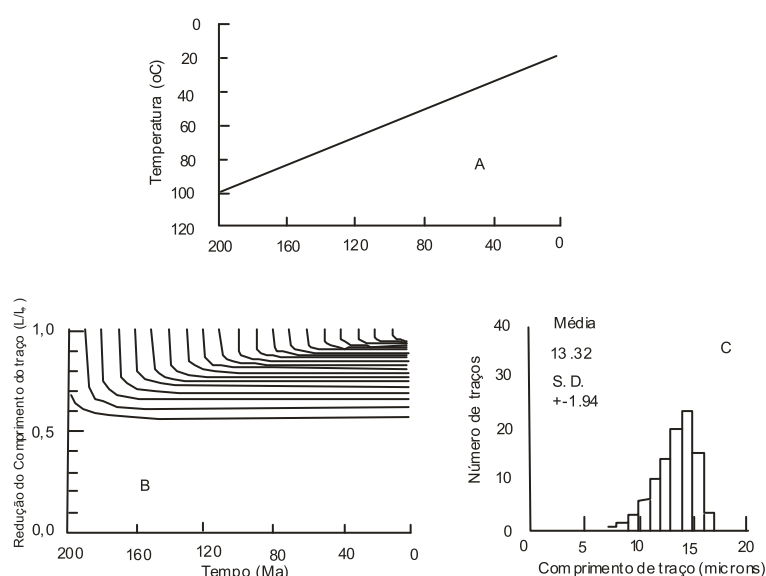


Figura 3.12: Exemplo de história térmica de um resfriamento simples (A) com respectiva evolução do encurtamento de cada população de traços gerados (B) e histograma teórico resultante deste exemplo (C)

A modelagem da história térmica para o zircão é muito semelhante ao que foi discutido para a apatita. Utiliza-se dos mesmos modelos matemáticos do “tempo equivalente” descrito acima. O que vai mudar são os parâmetros empregados na função matemática, que serão provenientes do modelo de annealing do zircão.

3.1.2.8 Idade Corrigida

Como já foi visto anteriormente, o traço latente gerado pela fissão espontânea do U^{238} 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 gerado desde o momento em que a amostra deixou a zona de *annealing* total e fornecer uma idade inferior.

A partir desta 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 a apatita, propuseram a seguinte equação para a idade corrigida:

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

onde C é um fator de correção que expressa a redução da razão da densidade de traços fósseis pelos induzidos.

Estudos recentes de Guedes *et al.* (2004), utilizando dados de Tello Saenz (1998), Green (1988) e Carlson *et al.* (1999) mostraram a correlação entre encurtamento de traços confinados e redução na razão da densidade de traços. Os autores, em seus estudos, através de dados experimentais e em trabalhos anteriores, propuseram um modelo que descreve esta relação em minerais como apatita, zircão e epidoto. A figura 3.13 mostra graficamente o ajuste da curva aos dados experimentais para algumas amostras de apatitas.

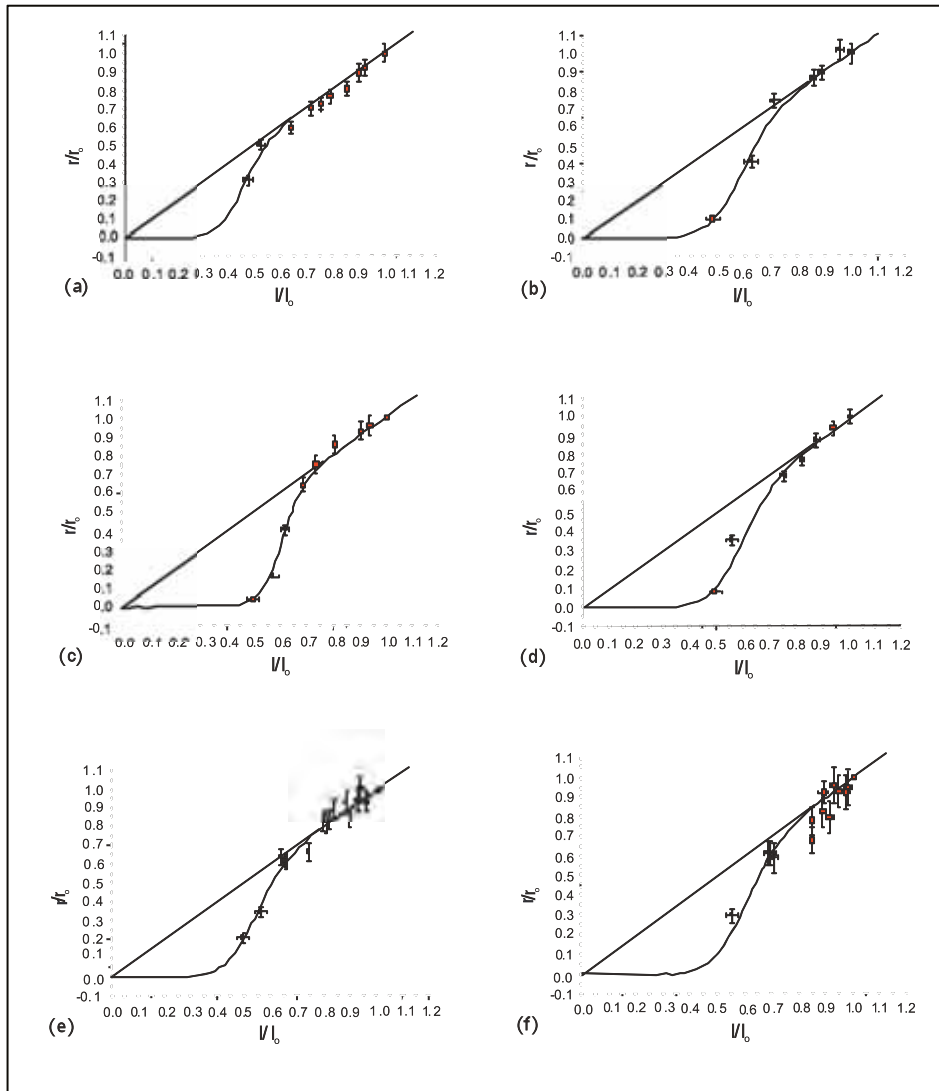


Figura 3.13: Ajuste dos dados experimentais de traços de fissão em apatitas. a) Strontian induzida, b) Strontian espontâneo, c) Renfrew induzida, d) Renfrew espontâneo, e) Durango induzida, f) Durango espontâneo.

A equação que descreve a curva de ajuste da relação encurtamento/ redução da densidade pode ser expressa da seguinte maneira:

$$(\rho_s/\rho_i) = (V/l_0) \{1-[1+(kl_0 (V/l_0))^n]^{-2}\} / \{1-[1+(kl_0)^n]^{-2}\},$$

onde k e n são parâmetros relacionados com características particulares de cada mineral. Na tabela 1 estão relacionados os parâmetros obtidos para algumas amostras de apatita de diversas procedências.

Mineral	Cl (%)	F (%)	Cl/F	l_0 (μm)	k	n
Apatita Strontian						
Espontânea			~0	12.35±0.13	0.127	8
Induzida				16.06±0.09		
Apatita Renfrew						
Espontânea	0.03	3.62	0.01	13.81±0.10	0.113	8
Induzida				16.13±0.09	0.097	13
Apatita Durango						
Espontânea	0.43	3.33	0.13	14.24±0.08	0.108	8
Induzida				15.91±0.09		
Apatita Otway						
Espontânea			0-0.6	14.58±0.11	0.092	8
Induzida				16.17±0.09		
Apatita Itambé						
Induzida – basal			0.03	16.30±0.08	0.091	19
Induzida - <i>rof</i>				16.34±0.09		

Tabela 1: Parâmetros para cada tipo de apatita estudada em Guedes *et al.* (2004)

3.1.3 Métodos de Calibração da Idade

Existem dois métodos mais utilizados para a calibração do cálculo de idades de traços de fissão, a calibração ζ (zeta) e a calibração absoluta.

O método da calibração ζ consiste no cálculo de um fator de correção, ζ (zeta), utilizando-se uma amostra padrão cuja principal característica é a cristalização e resfriamento rápidos (geralmente rochas vulcânicas ou vulcanoclásticas). Sendo assim, é possível utilizar-se idades obtidas por outros métodos geocronológicos (sendo eles os isotópicos) como idade padrão, já que independente do método, inclusive para o de traços de fissão, os valores devem ser praticamente iguais.

O método da 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. 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 moscovita) juntamente com as amostras a serem datadas.

Nos itens a seguir segue o detalhamento destes métodos.

3.1.3.1 Calibração Absoluta

O procedimento para a determinação da fração de átomos que se fissionam no mineral, submetido à irradiação de um determinado fluxo total de Nêutrons térmicos em um reator nuclear, inicia-se através da irradiação conjunta de vidros dopados de U com uma concentração conhecida, acoplados à um detector de mica. Posteriormente a mica é analisada sob microscópio óptico para a determinação da densidade de traços.

A densidade de traços induzidos obtidos a partir de um vidro dopado de U pode ser descrito da seguinte forma (Iunes *et al.* 2002):

$$\rho_U^V = N_U^V \varepsilon^V R_U$$

onde ρ_U^V representa a densidade de traços formados no detector de mica, N_U^V é o número de átomos de urânio por unidade de volume do vidro, ε^V é a razão entre a densidade de traços por área observado na superfície da mica e R_U é a fração de eventos de fissão por núcleo alvo de urânio, ou a probabilidade de um átomo alvo de urânio tem de fissionar-se. Neste caso, cada tipo de vidro (CN1, CN2, CN5, IRMM-540) possuem valores de $N_U^V \varepsilon^V$ calibrados segundo Iunes *et al* (2002).

Desta maneira, se se isolar R_U na equação acima, tem-se:

$$R_U = \frac{\rho_U^V}{N_U^V \varepsilon^V}$$

Desta maneira pode-se obter o valor deste fator, e conseqüentemente a aplicação do mesmo na equação de idade de traços de fissão.

Para que a determinação do valor de R_U seja o mais preciso possível, alguns fatores importantes relativos ao fluxo de nêutrons precisam ser ressaltados, como é o caso da composição do fluxo de nêutrons, e o conceito de seção de choque. Um fluxo de nêutrons emitido por um reator nuclear é composto por três componentes, nêutrons rápidos, nêutrons epitérmicos e nêutrons térmicos, cada qual com determinado valor de energia. Quando se submete uma amostra ou um vidro dopado com urânio à irradiação para indução da fissão do ^{235}U , é importante que o fluxo de nêutrons seja bem termalizado, ou seja, a quantidade de nêutrons térmicos deve ser muito maior que a quantidade de nêutrons epitérmicos e rápidos.

Esta “filtragem” acontece quando o fluxo atravessa a coluna de água que envolve o núcleo do reator. A importância de o fluxo ser bem termalizado está ligada ao conceito de *seção de choque*, propriedade dos elementos relativa ao comportamento destes ao fluxo composto por determinada partícula. A seção de choque é definida como sendo a razão do número de átomos que efetivamente produz a reação de fissão por unidade de tempo para o fluxo total de nêutrons. O valor da seção de choque tem a dimensão de área e é expressa em *barn* (1 barn = 10^{-24} cm^2).

No caso da utilização da irradiação para datação de traços de fissão, somente a indução do ^{235}U é interessante, pois a formação de traços a partir da indução de outros elementos irá superestimar a densidade induzida. Por isso que a utilização de um fluxo bem termalizado (contendo a menor quantidade de nêutrons rápidos e epitérmicos possível) é importante, já que a seção de choque para os nêutrons térmicos do ^{235}U é muito maior comparado à seção de choque do ^{238}U e ^{232}Th que é praticamente nula.

Na história dos estudos metodológicos de traços de fissão a calibração absoluta teve a sua precisão bastante questionada pelos pesquisadores, devido o seu uso para o cálculo de idade, requerer necessariamente o emprego das constantes de decaimento total, a constante de decaimento por fissão e uma boa determinação do fluxo de nêutrons térmicos. Os valores das constantes foram alvo de controvérsias em torno dos valores determinados ao longo da década de 80 e 90. Com o passar do tempo e o aprimoramento das técnicas e da tecnologia utilizadas para as determinações, os valores passaram a ser mais precisos (Guedes *et al.* 2000; Guedes *et al.* 2003, Yoshioka *et al.* 2005).

3.1.3.2 Calibração ζ (zeta)

No início da década de 80 Hurford & Green (1983) propuseram um método de calibração para idades de traços de fissão, que mais tarde foi padronizada pelo Grupo de Pesquisa em Traços de Fissão da Subcomissão de Geocronologia da I.U.G.S, conforme Hurford (1990), cuja principal preocupação foi a independência dos cálculos dos valores de constante de fissão λ_f e da fluência de nêutrons Φ , devido as incertezas relacionadas a determinação destes números. A constante λ_f já naquela época apresentava vários valores diferentes publicados em trabalhos de diversos laboratórios, e em relação a fluência de nêutrons, sua determinação ainda apresentava problemas, principalmente devido a geração de traços a partir de outros elementos que não fosse o ^{235}U (como o Th) caso o fluxo de nêutrons não fosse extremamente controlado a ponto de emitir um fluxo bem termalizado.

Portanto, o método proposto foi a calibração por um fator calculado através da utilização de uma amostra padrão, ou seja, uma amostra cujo resfriamento fosse rápido o bastante para que a idade não apresentasse incertezas em relação à diminuição da densidade de traços fósseis, provocado pelo período em que a rocha esteve submetida à temperaturas da zona parcial de *annealing*. Uma das amostras utilizadas e que é amplamente utilizada até hoje foi a apatita Durango, a qual é proveniente do corpo de minério de martite de Durango, pertencente ao grupo vulcânico Carpintero, localizado na região de Cerro de Mercado no México. O resfriamento rápido desta amostra é confirmado através da similaridade entre as idades de outros métodos isotópicos como Ar/Ar e Rb/Sr. A idade obtida por estes métodos é utilizada como a idade padrão quando utilizada a apatita Durango, tendo o valor de 31.4 ± 0.6 . Além da apatita Durango, outro padrão frequentemente usado é a amostra Fish Canyon Tuff, com idade independente de 27.8 ± 0.7 Ma

O procedimento para determinação do fator ζ consiste em irradiar uma amostra de Durango juntamente com um vidro dopado com ^{235}U (os vidros CN por exemplo), ambos devidamente com um detector externo acoplado. Os valores de densidade de traços fósseis e induzidos da apatita Durango e do detector do vidro, e a idade obtida pelos outros métodos geocronológicos são aplicados na seguinte equação:

$$\zeta = \frac{[\exp(\lambda t_{std}) - 1]}{\lambda (\rho_s / \rho_i)_{std} \rho_d}$$

onde t_{std} é a idade padrão da apatita Durango, conforme Green (1985), $(\rho_s / \rho_i)_{std}$ é a razão entre a densidade fóssil e induzida da apatita Durango, e ρ_d é a densidade de traços induzidos contados no detector externo do vidro dosímetro.

Finalmente o cálculo da idade utilizando-se a calibração ζ pode ser feito através da seguinte equação, aplicando o fator de calibração calculado:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln[1 + \lambda \zeta (\rho_s \rho_i) \rho_d]$$

obtem então o valor da idade pelo método de calibração *zeta*.

É importante ser destacado, que elementos relacionados com a eficiência de observação e características do reator nuclear utilizado, irão influenciar no valor da constante de calibração ζ . Portanto o ideal é cada laboratório, e ainda, cada observador ter o seu próprio

valor de constante ζ calculado. Por outro lado, uma maneira de se eliminar este problema, e proporcionar aos resultados uma padronização que torne bastante confiável a comparação com outros laboratórios, é irradiar em conjunto uma amostra de apatita Durango para cada lote de amostras.

Como pode ser visto, o emprego da calibração ζ , irradiando-se conjuntamente uma resina com cristais de apatita Durango e um detector externo acoplado, elimina o emprego de elementos cuja determinação, se não sendo cuidadosa, pode falsear os resultados.

4. MÉTODOS EXPERIMENTAIS

4.1 Método de Análise do Detector Externo (EDM)

Neste método os traços induzidos são analisados em um detector externo acoplado à amostra a ser irradiada. Neste caso é utilizada somente uma população de grãos, pois os mesmos são irradiados após a revelação dos traços fósseis, já os traços induzidos são revelados somente na mica.

A resina contendo os grãos, e a respectiva mica da amostra a ser analisada são dispostos sob um microscópio com um aparelho acoplado, o qual é composto por uma platina automática ligada a um controlador, que por sua vez é ligado a um microcomputador. Basicamente este aparelho tem a função de controlar o movimento da platina nos três eixos de direção, coordenado por um *software* que permite definir pontos de referência entre a resina e a mica, possibilitando o mapeamento dos grãos. Com isso o aparelho é capaz, para cada grão mapeado, focar a sua “imagem” na mica.

Este método permite medir a densidade de traços fósseis e induzidos em cada grão individualmente e, portanto é possível calcular a idade para cada grão aplicando a equação da idade descrita anteriormente. A obtenção da idade da amostra como um todo é possível: através da média comum das idades grão a grão; da média ponderada pelos erros da idade de cada grão; ou pela somatória dos traços de todos os grãos, de modo semelhante ao método da população.

As equações para estes métodos são respectivamente

$$t_{amostra} = \frac{t_{grão}}{n} : \text{para a idade média entre os grãos;}$$

$$t_{amostra} = \frac{\sum \left(\frac{t_{grão}}{(\sigma_{grão})^2} \right)}{\sum \frac{1}{(\sigma_{grão})^2}} : \text{para a idade média ponderada pelos erros da idade de cada grão};$$

$$\rho_{razão} = \frac{\sum \rho_s}{\sum \rho_i} : \text{razão da somatória das densidades fósseis pela somatória das densidades induzida.}$$

Nas equações acima $t_{amostra}$ é a idade final da amostra, $t_{grão}$ é a idade de cada grão obtida pela equação da idade apresentada anteriormente, n é o número de grãos analisados e $\sigma_{grão}$ é o erro da idade de cada grão. Entre estes casos a forma mais conveniente de calcular a idade é através da média ponderada pelos erros, este método faz com que os grãos que apresentam menor erro exerçam maior peso na média, contribuindo para um menor erro final.

Para facilitar estes cálculos existem vários *softwares* específicos que, além da idade, eles fornecem resultados estatísticos e constroem vários gráficos de interesse para a representação dos dados.

O método do detector externo, portanto, permite a utilização de um número de grãos bem menor que no método da população (no caso de amostras de rochas ígneas), porém a principal vantagem deste método é a possibilidade da análise de amostras sedimentares, onde a datação grão a grão se torna imprescindível. Isto é facilmente explicável pelo fato de os grãos sedimentares de apatita poderem ser provenientes de mais de uma fonte, e apresentar idades herdadas da rocha matriz, caso não tenha sofrido aquecimento suficiente para provocar o *annealing* total dos traços. Esta característica da margem a uma análise específica para rochas sedimentares, relacionado com proveniência de sedimentos, processo de exumação da rocha fonte e idade máxima de sedimentação.

4.2- Preparação de Amostras

A preparação das amostras é um ponto crucial do trabalho, necessitando um cuidado especial no momento de processar, pois é esse processo que determina o sucesso em obtenção de grãos de apatita suficientes e de qualidade para uma boa análise. Para este trabalho foi à etapa mais importante, tendo em vista a dificuldade de obtenção de grãos das rochas amostradas e o teor relativamente baixo de urânio nas amostras de diabásio analisadas, sendo necessárias inclusive duas irradiações seguidas para a geração de traços induzidos suficientes para análise.

Inicialmente, as amostras são britadas em uma sequência de três britadores, sendo dois do tipo mandíbula e um britador de rolo. Após esta fase, a amostra é reduzida a uma granulometria que vai desde argila até areia muito grossa, portanto é necessário o peneiramento utilizando-se peneiradores automáticos e peneiras de 80 Mesh para a separação da fração fina. A fração contendo areia fina até argila, que passou pela peneira, segue agora para as bateias mecânicas ou manuais, onde são descartados a fração argila e os minerais leves, ficando concentrados os minerais pesados.

O próximo passo é a utilização do separador magnético do tipo *Frantz* para separar do concentrado a fração magnética e paramagnética. Esta etapa compreende a passagem do concentrado da bateia várias vezes pelo *Frantz*, sendo que em cada passagem o campo magnético é acrescido em 0,1 à 0,2 A. Este procedimento é repetido para correntes desde 0,0 até 1,4 A, quando finalmente, a fração não magnética contém basicamente apatita, zircão e uma fração residual de minerais leves como quartzo e/ou feldspato.

O concentrado então segue para a separação química por líquidos densos, utilizando-se Bromofórmio. Nesta etapa o restante de minerais leves é separado do concentrado, permanecendo somente apatita e zircão. A partir desta fase, dependendo do tipo litológico da amostra, o concentrado já segue direto para a lupa ou para mais um líquido denso, o LST. Este produto químico trata-se de um sal cuja solução aquosa é passível de controle da densidade através do ajuste da concentração e temperatura ideal. Sendo assim, é possível obter a densidade intermediária entre a apatita e o zircão, permitindo assim a obtenção de um concentrado contendo basicamente cristais de apatita.

Na etapa seguinte, os grãos de apatitas são separados sob lupa para a montagem em resinas epóxi. Algumas amostras possuem cristais de apatita de difícil diagnóstico, sendo necessário à utilização de um ensaio químico. Este ensaio consiste no ataque de somente alguns grãos com possibilidade de serem apatitas, com uma mistura de ácido Nítrico com

concentração em torno de 5M e Molibdato de Amônia, sob lupa (figura 4.1) . Este ataque químico produz um precipitado amarelo ao redor e sobre os eventuais grãos de apatita. Como a reação é relativamente lenta, com a observação ininterrupta do processo é possível reconhecer as características dos grãos de apatita antes que eles se tornem totalmente amarelos e corroídos. Com este procedimento a separação em lupa se torna mais rápida e relativamente mais fácil.

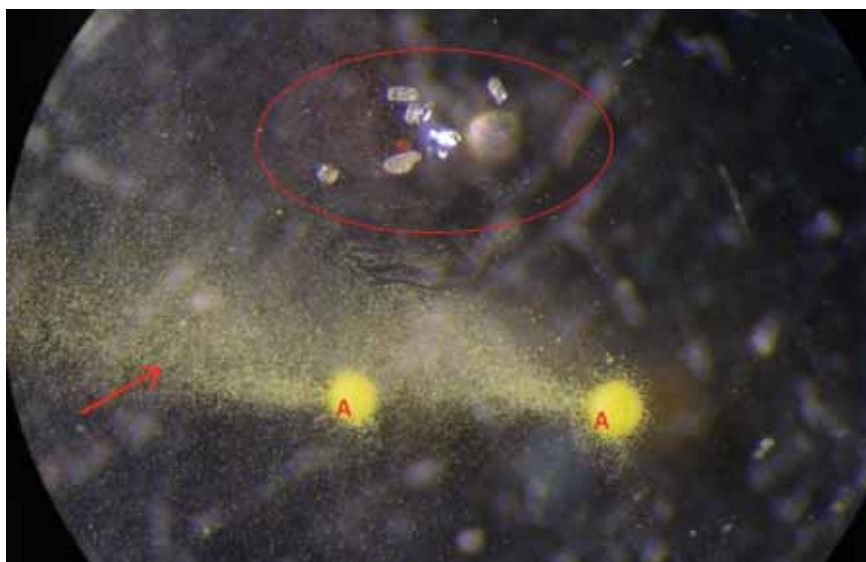


Figura 4.1: Foto de grãos de zircão (circulados) e dois grãos de apatita (A) sob ataque químico de solução aquosa de ácido nítrico e molibdato de amônia. Notar a coloração amarela dos grãos de apatita e o precipitado formado, indicado pela seta vermelha, contrastando com os zircões que não apresentam reação.

Para a utilização do método do EDM, é utilizado moldes de silicone que possui a forma de um cubo de cerca de 1cm de aresta, no fundo do qual os grãos de apatita são dispostos em fileiras na quantidade ideal de 100 grãos. Ao redor das fileiras são colocados propositalmente alguns grãos de zircão, a fim de facilitar o posterior mapeamento da amostra na análise microscópica, já que os zircões liberam uma quantidade extremamente maior de traços induzidos na mica. Finalmente o molde é preenchido com resina Epóxi para a fixação dos grãos.

Após a secagem das resinas as amostras são encaminhadas ao polimento onde o procedimento é o seguinte:

Primeiramente o lado oposto ao dos grãos é lixado com lixa grossa até a amostra atingir uma espessura de cerca de 2 a 3 mm. Depois o lado com os grãos é lixado em uma lixa Nº 1000 para expor os grãos. Na politriz a amostra é polida em três etapas, sendo que em cada uma é utilizado um pano de polimento com uma pasta diamantada. Para cada etapa, são

utilizadas pastas com granulometria diferente, em uma sequência decrescente. Nas três etapas são utilizados uma rotação de 150 rpm e tempos de 5, 3 e 3 minutos respectivamente.

Após o polimento, a amostra segue então para o ataque químico para revelação dos traços fósseis. Este ataque é feito com uma solução aquosa de HNO_3 , com 10% de ácido 60%, sob temperatura controlada de 20°C em um equipamento de banho termostático. Cada amostra é 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 este processo, as lâminas de mica já cortadas na dimensão das resinas, são atacadas com ácido HF concentrado (40%), sob temperatura de 30°C durante 1 hora para o ataque de possíveis traços fósseis da mica. Com este “super ataque” os possíveis traços fósseis da mica ficam com dimensões exageradas permitindo a distinção dos traços induzidos.

Estas micas são montadas sobre às resinas já atacadas e certificadas de conterem cristais de apatita (somente os cristais de apatita revelam traços com ataque de HNO_3), com auxílio de filme de PVC para que as micas fiquem totalmente em contato com a resina.

Finalmente as amostras já estão prontas para a montagem com os vidros 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 montagens são desfeitas e as micas são submetidas a um ataque químico para revelação dos traços induzidos. As lâminas são colocadas em HF 40% sob temperatura de 15°C durante 2 horas e meia (o tempo neste caso também foi determinado através da curva de ataque para a mica) e neutralizadas em solução saturada de bicarbonato de sódio.

Agora as amostras já estão prontas para a análise microscópica.

4.3 Preparação e ataque químico das amostras de zircão

O concentrado de grãos de zircão de cada amostra são submetidos à catação sob lupa onde se busca selecionar grãos os grãos com mínimo conteúdo de inclusões, zonas e de cor amarela clara evitando-se selecionar grãos incolores e grãos muito avermelhados ou cor de abóbora. Experimentalmente (neste trabalho) sabe-se que grãos com zonação intensa, incolores ou muito avermelhados irão sofrer ataque químico em excesso fazendo com que eles percam a superfície polida e conseqüentemente a análise microscópica será inviabilizada.

Após a seleção dos grãos, estes são incrustados a quente em lâminas de Teflon PFA, de dimensões de 1 mm de espessura por cerca de 1 x 1 cm. Em seguida as amostras são lixadas em lixas de 1200, 2000 e 4000, nesta seqüência. Em seguida a amostra é polida com pasta diamantada de ¼ de micra em pano especial de polimento.

A amostra segue então para o ataque químico que é feito colocando-a em banho em uma mistura eutética de 50% de NaOH e 50 % de KOH, sob temperatura de 220°C. O tempo de ataque varia de amostra para a mostra, sendo que neste trabalho algumas amostras estavam satisfatoriamente atacadas com 5 horas enquanto outras só atingiram qualidade de ataque semelhante com 45 horas de ataque.

Porém o ataque químico não é feito de forma contínua, ou seja, o ataque é interrompido a cada 5 horas para permitir a inspeção sob microscópio para a verificação do avanço do ataque. A neutralização é feita mergulhando a amostra em uma solução 3 M durante 10 minutos para a total neutralização da solução de ataque.

4.4- Procedimentos de amostragem e preparação para irradiação utilizados.

Foram amostradas as diferentes unidades de cada bacia, bem como o embasamento adjacente, em alguns casos material de falha e ocorrências rochosas relacionadas a evolução das bacias. As amostras coletadas em campo foram submetidas à um processo de britagem e redução mecânica da granulometria e conduzidas através de uma seqüência de processos de separação mineralógica para se obter concentrados tanto de zircão quanto de apatita, de acordo com a seqüência descrita do item métodos, a fim de se obter idades provenientes de diferentes métodos em uma mesma amostra.

Nem todas as amostras foram passíveis de datação, seja por características intrínsecas dos grãos (no caso dos zircões) ou pela ausência do mineral no concentrado (apatitas). Em algumas amostras não foi possível completar o processo de preparação da alíquota de zircão, ou seja, durante as etapas de ataque químico, todos os grãos tiveram toda a superfície corroída impossibilitando a análise microscópica. Somado a isso, a quantidade relativamente baixa do conteúdo de urânio em todas as amostras levou ao registro de quantidades insuficientes de traços induzidos no detector externo o que tornou necessário uma segunda irradiação das amostras sub uma fluência de nêutrons mais elevada. Mesmo após esta segunda irradiação algumas das amostras ainda apresentaram baixa quantidade de traços induzidos impossibilitando a análise. Apesar dos problemas encontrados, a quantidade de amostras

datadas foi suficiente para as interpretações, incluindo amostras de rochas sedimentares e de embasamento.

As amostras de zircão foram irradiadas em 2 lotes diferentes onde em um deles estavam contidos as amostras das bacias de Jaibaras, Cococi e Camaquã enquanto que as amostras das bacias de Castro e Eleutério foram irradiadas em lote distinto. No primeiro lote foram incluídos amostras padrão (*Fish Canyon*) para calibração e dosímetros CN1. O reator utilizado foi o da universidade de Munich na Alemanha. No segundo não foi incluído nenhuma amostra padrão, o dosímetro utilizado também foi o CN1 porém o lote foi irradiado no reator nuclear de pesquisa do IPEN/CENEN. De forma semelhante se procedeu com as amostras de apatita, ou seja, em um lote seguiram as amostras das bacias de Jaibaras, Cococi e Camaquã incluindo amostras padrão (Durango) e dosímetros CN5, enquanto que no outro lote seguiram as amostras das bacias de Castro e Eleutério sem amostra padrão e com dosímetros IRMM.

Conseqüentemente a configuração dos lotes irradiados possibilitou a utilização da calibração Zeta para as amostras tanto de zircão como de apatita das Bacias de Jaibaras, Cococi e Camaquã, o que não foi possível para as amostras das Bacias de Castro e Eleutério por terem sido irradiadas em reator diferente sem amostras padrão, utilizando-se portanto para estas a calibração absoluta.

As análises microscópicas das amostras de zircão das Bacias de Jaibaras, Cococi e Camaquã foram realizadas nos laboratórios da Universidade de Heidelberg sob supervisão do Prof. Ullrich A. Glasmacher. Utilizou-se um microscópio Leica *Carl Zeiss Axioplan2*[®], no qual está acoplado um equipamento *AutoScan*[®]. O restante das amostras de zircão e as amostras de apatita das Bacias de Eleutério e Castro foram analisadas em um microscópio *Carl Zeiss Axioimager*[®], o qual possui o controle da platina e foco totalmente automático, que se encontra no laboratório de Traços de Fissão do DPM/IGCE/UNESP. O restante das amostras de Apatita foram analisadas no laboratório de Traços de Fissão do DQFB/FCT/UNESP utilizando-se um microscópio idêntico ao utilizado no laboratório de Rio Claro.

De acordo com a metodologia proposta, as idades zeta foram calculadas com a utilização do programa TRACKY[®] (Dunkl, 2002), o qual utiliza os métodos descritos no anexo 1. Dentre os dados apresentados pelo programa, foram utilizados a idade central como idade aparente, o gráfico radial e os histogramas de idades (aparente) grão a grão, fornecidos pelo programa.

Os dados também foram tratados em uma planilha do programa MICROSOFT EXCEL[®] e no programa ORIGIN[®], cujas equações empregadas também seguem a metodologia descrita no anexo 1. Com esta planilha foram calculadas as idades aparentes absolutas e corrigidas (quando possível) grão a grão. Também foram calculados com a ajuda destes programas os histogramas de idade corrigida.

A fim de se verificar a compatibilidade entre idades calculadas utilizando-se a calibração zeta e a absoluta, submeteu-se os dados das amostras de apatita das Bacias de Eleutério e Cococi ao cálculo das idades através de ambos os métodos.

4.5- Considerações acerca da interpretação de dados de amostras detriticas

Geralmente, rochas sedimentares quando são datadas pelo método de traços de fissão apresentam uma dispersão muito grande das idades de cada grão. Isto está ligado à sua gênese, resultante do acúmulo de grãos minerais com mais de uma proveniência. Se um pacote sedimentar, em condições de puro soterramento, apresenta uma história térmica, onde o pico de temperatura alcançado seja inferior que à temperatura de *annealing* total do mineral em questão, as amostras destes sedimentos irão apresentar herança do conteúdo de traços, ou seja, os minerais irão conter traços formados na época em que estes pertenciam à rocha fonte dos sedimentos. Isso levaria então à obtenção de idades herdadas das rochas fontes destes sedimentos, ou seja, a idade de cada grão iria refletir um evento sofrido pela área fonte do sedimento, mesmo sofrendo influência da história térmica da bacia.

Estatisticamente a herança da história térmica da rocha fonte nos grãos de amostra vão mostrar idades maiores que a estratigráfica e quando se aplica o teste do χ^2 (Green, 1981), geralmente obtém-se valores para P (χ^2) menores que 5%, indicando mais que uma população de idade (valores entre 5 e 95% indicam uma distribuição homogênea). Logo o histograma de idades poderá mostrar mais de um pico, a não ser que exista somente uma área fonte ou as áreas fontes apresentem a mesma assinatura termocronológica. Nos casos em que é constatada herança, o conjunto de traços presentes no mineral é composto por uma porção de traços confinados formados na época em que os minerais ainda se encontravam na fonte, mesmo apresentando um encurtamento elevado; e uma porção de traços gerados após a sedimentação (Carter & Gallagher, 2004). Portanto, em caso de herança, uma análise grão a grão se torna necessária, pois a idade central (média) será um valor híbrido e não terá significado geológico.

Por outro lado, se a homogeneidade dos dados em uma mesma amostra for estatisticamente comprovada, provavelmente a amostra teve uma só área fonte, ou pelo menos predomínio de uma só fonte. Neste caso em particular a idade central vai ser representativa do processo de exumação desta área fonte e que ficou preservado dentro da bacia. Por outro lado, se além das idades grão a grão serem homogêneas a idade central for menor que a idade estratigráfica, fica evidente que a rocha sedimentar sofreu aquecimento suficiente para apagar todos os traços. Neste caso a idade central obtida representa a história térmica sofrida pela própria bacia.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1. OBTENÇÃO DOS FATORES ZETA UTILIZADOS NESTE TRABALHO

Como foi discutido anteriormente no capítulo de metodologia, para a calibração das idades de traços de fissão utilizando-se uma amostra padrão, é necessário o cálculo de um fator que quando incluído na fórmula da idade, substitui os fatores relacionados com a fluência de nêutrons (R_u ou Φ), a constante de decaimento λ_f e os fatores relacionados com a eficiência analítica. Logo o fator zeta será um número particular do reator nuclear utilizado, do microscopista e do vidro dosímetro simultaneamente.

Nas tabelas abaixo encontram-se os parâmetros utilizados para o cálculo dos fatores zeta utilizados para o cálculo das amostras neste trabalho. O fator zeta para o zircão com o valor de 137 ± 9.37 foi obtido para o reator nuclear de pesquisa da Universidade de Munique, zircão padrão Fish Canyon Tuff e dosímetro CN1. No caso do fator zeta para a apatita, o valor obtido foi 337 ± 25.92 para o reator nuclear de pesquisa do IPEN/ CNEN, padrão de apatita Durango e dosímetro CN5.

Padrão	Ns	Ni	ρ_D	Nd	ρ_s/ρ_i	Zeta	± 1 sigma
Fish Canyon	420	493	4.984	3035	0.852	137	9.37

Tabela 2: Parâmetros físicos do cálculo do fator Zeta para zircão utilizando-se dosímetro CN1: somatória de traços fosseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços no dosímetro CN1 (ρ_D) (10^5 traços/ cm^2), somatória de traços contados no dosímetro CN1 (Nd) (10^5 traços/ cm^2) e densidade média na amostra padrão utilizada (ρ_s/ρ_i).

Padrão	Ns	Ni	ρ_D	Nd	ρ_s/ρ_i	Zeta	± 1 sigma
Durango	250	690	5.1521	4860	0.3623	337	25.92

Tabela 3: Parâmetros físicos do cálculo do fator Zeta para apatita utilizando-se dosímetro CN5: somatória de traços fosseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços no dosímetro CN5 (ρ_D) (10^5 traços/ cm^2), somatória de traços contados no dosímetro CN5 (Nd) (10^5 traços/ cm^2) e densidade média na amostra padrão utilizada (ρ_s/ρ_i).

Levando-se em conta que as análises deste trabalho foram executadas pelo próprio autor e que a aplicação do método Zeta de calibração da idade neste trabalho foi pioneira, sendo que o mesmo possuía experiência até então somente com a aplicação do método de calibração zeta, optou-se por comparar as idades obtidas tanto pelo método de calibração absoluta e zeta. Para isso foram utilizados os dados obtidos nas amostras de apatita das Bacias de Jaibaras, Cococi e Camaquã. O resultado está ilustrado no gráfico da figura 5.1.

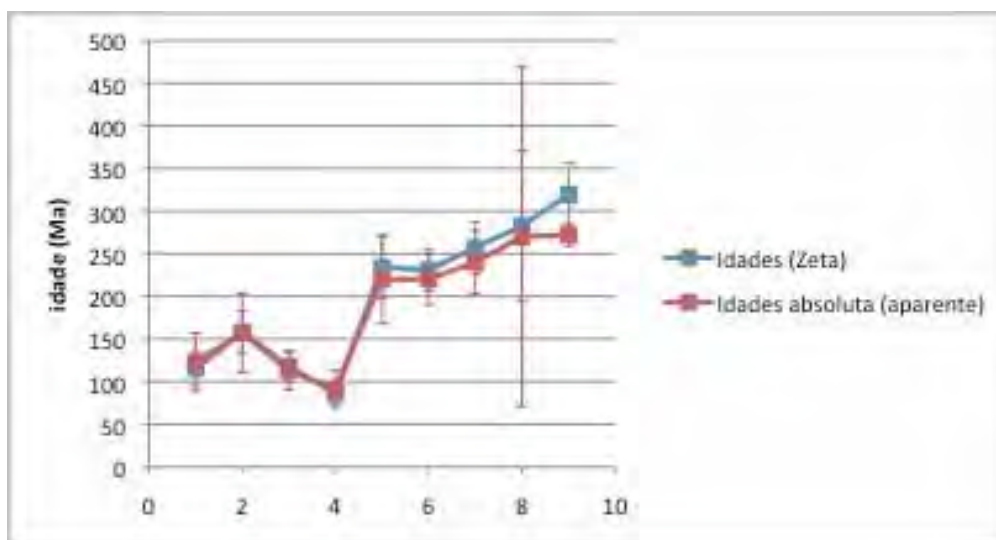


Figura 5.1: Gráfico comparando as idades de apatita das Bacias de Jaibaras, Cococi e Camaquã calculadas utilizando-se os métodos de calibração zeta e absoluta.

Como pode ser observado na figura 5.1 os resultados obtidos através de ambas os métodos de calibração possuem valores muito próximos, sendo que nas idades inferiores a 160 Ma o resultado é praticamente o mesmo. Para as idades superiores a este valor a diferença dos valores obtidos para cada método divergem no máximo 20 Ma. Esta diferença é muito baixa se considerados os erros, permitindo concluir que ambos os casos apresentam elevada qualidade de resultados.

5.2 RESULTADOS DE TRAÇOS DE FISSÃO

Como foi apresentado nos capítulos anteriores, as Bacias de Transição pertencem ao primeiro ciclo sedimentar registrado na plataforma Sul Americana após a Consolidação do paleo supercontinente Gondwana. Os processos de distensão crustal ocorridos atingiram magnitude suficiente para a formação de unidades magmáticas dentro ou associadas a através de idades absolutas (radiométricas). Mesmo que de forma diacrônica ao longo da plataforma, as bacias de transição, como o próprio nome diz, marcaram um período entre o fim da orogenia e o início da sedimentação das grandes bacias intracratônicas no Eosiluriano.

O emprego da termocronologia permite através da quantificação das curvas de resfriamento das áreas estudadas, identificar processos tectônicos que por não envolverem oscilação térmica suficiente da porção da crosta atualmente na superfície, não foram identificados por outros métodos de datação absoluta.

No geral, os resultados estão indicando um quadro termocronológico relativamente complexo, por envolver amostras de rochas sedimentares que indicam ora um apagamento total dos traços de fissão herdados nos grãos de zircões sedimentares e ora este apagamento não é claro. No entanto, quando estas são analisadas em conjunto com os resultados obtidos para as rochas do embasamento, como será discutido mais adiante, há evidências que as bacias estudadas sofreram aquecimento considerável.

No caso das amostras de apatita, todos os dados indicam que eventos de aquecimento acima de 120°C são claros, como serão discutidos adiante, mostrando que tanto as rochas sedimentares das Bacias de transição como do embasamento adjacente tiveram comportamento térmico bastante semelhante.

5.2.1 Bacia Jaibaras

Como pode ser visto no mapa da figura 5.2, foram datadas amostras de rochas sedimentares da Bacia Jaibaras bem como amostras coletadas no embasamento cristalino adjacente, falhas limítrofes e ocorrências rochosas direta ou indiretamente associadas a evolução da bacia. Na tabela 4 estão relacionados os dados físicos das análises de zircão. e na tabela 5 estão os dados físicos das análises de apatita. A tabela 6 apresenta as idades de traços de fissão obtidas tanto no zircão como na apatita comparadas às idades de sedimentação para amostras sedimentares ou de cristalização para as rochas cristalinas. Também foi acrescentado na tabela 6 os resultados das idades aparentes obtidas pela calibração absoluta para fins de comparação com as idades zeta.

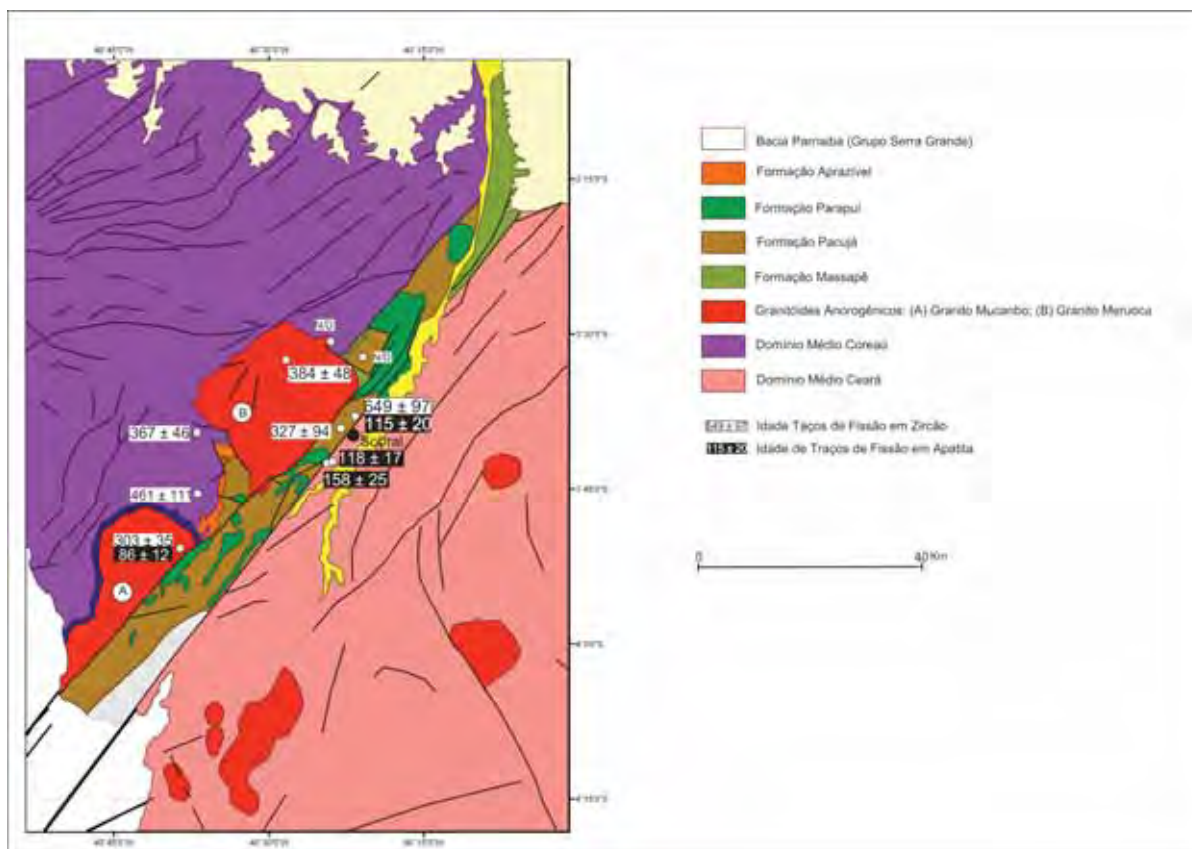


Figura 5.2: Mapa simplificado da Bacia de Jaibaras com a localização das idades de traços de fissão obtidas

Amostra	Unidade Geológica/ Natureza da rocha	N	Ns	Ni	ρ_s	ρ_i	χ^2 (%)	U
TF-1008	Fm. Pacujá / sedimentar	3	143	14	101.519	9.939	88.38	79.8
TF-1009	Granito Meruoca	20	1357	121	115.873	10.332	22.73	65.2
TF-1013	Fm Aprazível / sedimentar	13	694	28	126.9	5.12	89	33.9
TF-1016	Enxame de diques Coreaú/ embasamento cristalino	19	1142	109	127.072	12.129	26.9	73.72
TF-1017	B. Jaibaras (Granito Mucambo)	17	1418	160	127.629	14.401	26.12	87.93
TF-1018	Grupo Ubajara (embasamento) cristalina	6	424	31	114.549	8.375	9.52	48.62

Tabela 4: Parâmetros físicos das análises de zircão na área da Bacia de Jaibaras: total de grãos (N), somatória de traços fósseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fósseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$.

Amostra	Unidade Geológica/ Natureza da rocha	N	Ns	Ni	ρ_s	ρ_i	χ^2 (%)
TF-1013	Fm. Aprazível (conglomerados)	19	183	140	7.77	5.94	86
TF-1014	Milonitos e Ultramilonitos na falha de borda da Bacia (rocha cristalina)	18	185	104	5.8	3.2	15.33
TF-1015	Fm. Aprazível (conglomerados)	14	149	109	11.6	8.5	80.7
TF-1017	Granito Mucambo	20	166	166	6.4	6.4	11.8

Tabela 5: Parâmetros físicos das análises de apatita na área da Bacia de Jaíbaras: total de grãos (N), somatória de traços fósseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fósseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$.

Amostra	Unidade Geológica/ Natureza da rocha	Idade Estratigráfica ou cristalização	Idade TF Zircão (zeta)	Idade TF apatita (Zeta)	Idade TF apatita (absoluta aparente)
TF-1008	Fm. Pacujá/ sedimentar	520 [1]	327 $\pm$ 94	-----	-----
TF-1009	Granito Meruoca/ cristalina	523 $\pm$ 9 [2]	384 $\pm$ 48	-----	-----
TF-1013	Fm Aprazível/ sedimentar	~ 480 [1]	649 $\pm$ 97	115 $\pm$ 20	123 $\pm$ 34
TF-1014	Milonitos e Ultramilonitos na falha de borda da Bacia (rocha cristalina)		-----	158 $\pm$ 25	157 $\pm$ 46
TF-1015	Fm. Aprazível / sedimentar	520 [1]	-----	118 $\pm$ 17	113 $\pm$ 23
TF-1016	Enxame de diques Coreaú/ cristalina ³	562 $\pm$ 9 [3]	351 $\pm$ 44	-----	-----
TF-1017	Granito Mucambo	532 $\pm$ 6 [4]	303 $\pm$ 35	86 $\pm$ 12	91 $\pm$ 22
TF-1018	Grupo Ubajara / embasamento cristalino	Metamorfismo em 590 [4]	460 $\pm$ 112	-----	-----

Tabela 6: Tabela relacionando as idades estratigráficas ou de cristalização das unidades amostradas (obtidas na literatura [1] Oliveira & Moriahk (2003); [2] Archanjo *et al.* (2009) ; [3] Tavares *et al.* (1990); [4] Fetter *et al.* (2003)) e das idades de traços de fissão. Todas as idades estão em Ma.

Na figura 5.3 estão ilustrados respectivamente os diagramas radiais (*Radial plot* segundo Galbraith, 1990) das amostras de zircão, onde encontram-se representadas a idade de cada grão individualmente para cada amostra analisada. Nos diagramas radiais, a abscissa vertical representa o erro normalizado, a abscissa horizontal representa o erro experimental, expresso em porcentagem, e a idade é dada pela projeção de uma reta na escala circular passando pela origem do diagrama e pelo ponto da idade do grão.

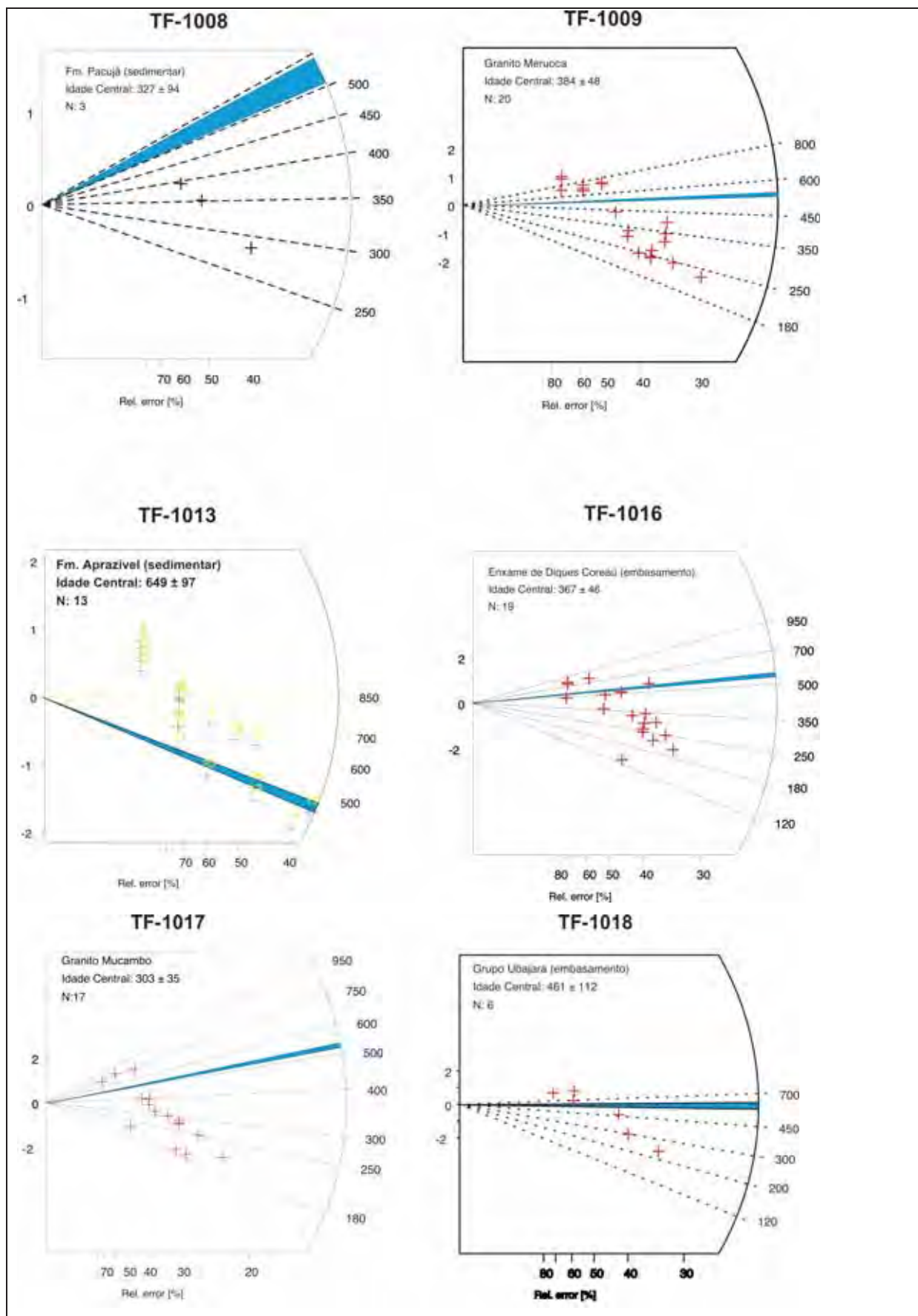


Figura 5.3: Diagramas radiais das amostras de zircão da Bacia Jaibaras. Os polígonos azuis representam as idades estratigráficas ou de cristalização.

Analisando-se primeiramente os resultados de zircão das amostras sedimentares (TF-1008 e TF-1013) é possível observar que o teste do χ^2 não apresentou dispersão, ou seja o valor de P (χ^2) para estas duas amostras estão em torno de 88% (tabela 4). Por outro lado a idade central da amostra TF-1013 está acima da idade estratigráfica, compatível com herança. Na figura 5.4 abaixo estão representados os histogramas de idade grão a grão para as amostras TF-1008 e TF- 1013 e a barra azul representa a idade estratigráfica das amostras.

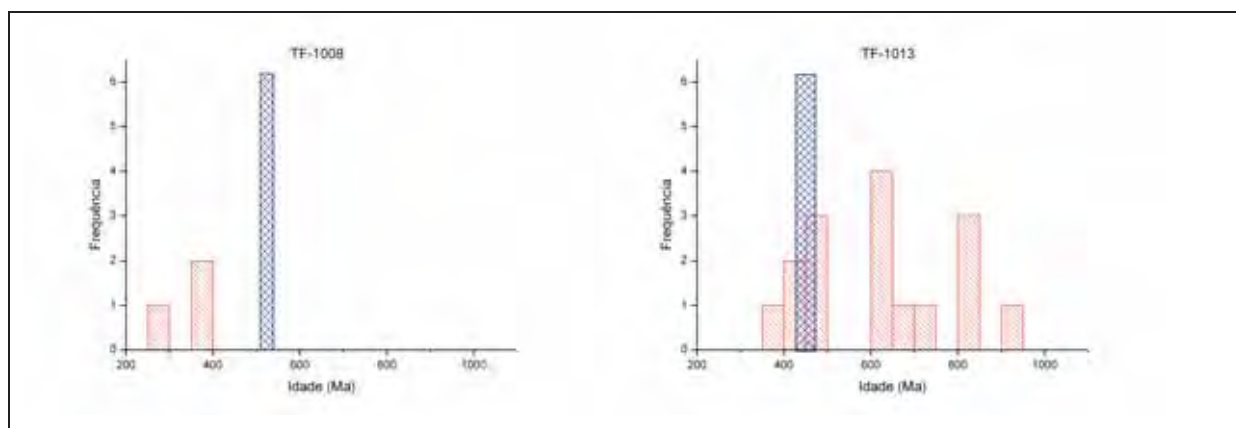


Figura 5.4: Histogramas de idades grão a grão das amostras de zircão das rochas sedimentares da Bacia Jaibaras.

No histograma da amostra TF-1008 na figura 5.4 pode-se observar que as idades individuais dos grãos de zircão estão mais novas que a idade estratigráfica. Fica evidente que na amostra TF-1008 houve um aquecimento dos sedimentos acima dos 240°C (temperatura de retenção parcial dos traços de fissão no zircão) apagando portanto todos os traços formados do período em que estes grãos constituíam a rocha fonte dos sedimentos. A idade portanto reflete a historia térmica da bacia.

No caso da amostra TF-1013 a maioria dos grão estão mostrando idades maiores que a idade estratigráfica da rocha amostrada. Fica claro que neste caso o aquecimento não foi suficiente para atingir a temperatura de apagamento total dos traços de fissão. Conseqüentemente as idades remetem ao processo de exumação sofrido pela área fonte dos sedimentos. Observa-se ainda que existe uma tendência de agrupamento das idades em 3 grupos entre 950 e 800 Ma, 750 e 600 Ma e ainda uma população de grãos com idades próximas ou menores que a idade estratigráfica, ficando entre 500 e 350 Ma. Esta divisão verifica-se também no diagrama radial da figura 5.3, onde também pode se ter uma idéia dos erros relativos para cada idade individual. Somente o agrupamento entre 500 e 350 Ma sugere ter atingido o apagamento total dos traços. Esta “seleção” ocorrida onde somente alguns grãos possam ter sofrido apagamento total dos traços é um indício de haver grãos menos resistentes

ao apagamento dos traços. Como foi discutido no capítulo de métodos, o nível de metamictização do zircão constitui uma importante influência no abaixamento da temperatura de annealing dos traços. A presença de fragmentos de diversos tipos litológicos nos sedimentos indicam que diversas unidades do embasamento atuaram como fonte, conseqüentemente zircões de diferentes idades de cristalização (considerando inclusive os protólitos das rochas metamórficas) estão presentes nos sedimentos. Portanto aqueles grãos que apresentam idade U/Pb maior terão maior índice de dano no retículo cristalino decorrente da seqüência de decaimento dos átomos de U para o Pb (metamictização), conseqüentemente poderá haver grãos com temperatura de annealing menor que os 240°C comumente considerado para o zircão, fato que explicaria somente parte dos grãos terem atingido annealing.

Já as amostras do embasamento (TF-1009, TF-1016, TF-1017) e dos Granitos associados à Bacia de Jaibaras mostram que os zircões foram reaquecidos, ou pelo menos permaneceram aquecidos, em temperaturas acima de 240°C até 450 Ma em algumas áreas e até cerca de 300 a 350 Ma em outras. Como pode ser visto na tabela que as idades de zircão obtidas para os Granitos Meruoca (TF-1009) e Mucambo (TF-1017) e para o dique pertencente ao Enxame Coreaú (TF-1016) são menores que as idades de cristalização destes corpos na ordem de 150 a 230 Ma. A princípio este seria um resultado bastante coerente, mostrando uma história de resfriamento magmático para os corpos, ou seja, perda de calor dos corpos até temperaturas do nível crustal onde foram colocados e posterior resfriamento por exumação.

Por outro lado, idade semelhante foi obtida para a amostra sedimentar TF-1008 (327 Ma) que ao mesmo tempo é menor que a idade estratigráfica desta mesma amostra, implicando que os zircões resfriaram pela exumação da rocha fonte até temperatura ambiente durante o transporte, sedimentaram na bacia e foram novamente aquecidos. Isso deixa claro que a idade obtida nos granitos não indicam um simples resfriamento, mas sim um resfriamento após um aquecimento que a área sofreu acima dos 240°C sem vínculo com a granitogênese. A idade da amostra TF-1018 de 460 ± 116 , apesar de mais antiga, corrobora esta interpretação considerando-se o erro da idade.

Outro fator que corrobora esta interpretação de que o evento de resfriamento é posterior e sem vínculo com o resfriamento magmático é a profundidade de colocação do granito Meruoca (Gorayeb *et al*, 1988; Oliveira & Mohriahk, 2003) que diante do fato de ter gerado metamorfismo de contato nos sedimentos, implica em uma colocação rasa, portanto coerente com um resfriamento rápido e incompatível com um intervalo de cerca de 150 Ma.

Na figura 5.5 estão representados os diagramas radiais com os dados finais das amostras de apatita cujos dados físicos e idades já foram apresentados respectivamente nas tabelas 5 e 6. Como pode nos diagramas radiais a variação das idades grão a grão de cada amostra estão homogêneas, sendo comprovado pelos resultados de $P(\chi^2)$ maiores que 5% para todas as amostras, além de que todas as idades centrais estão indicando idades bem menores que a idade estratigráfica ou de cristalização de cada unidade.

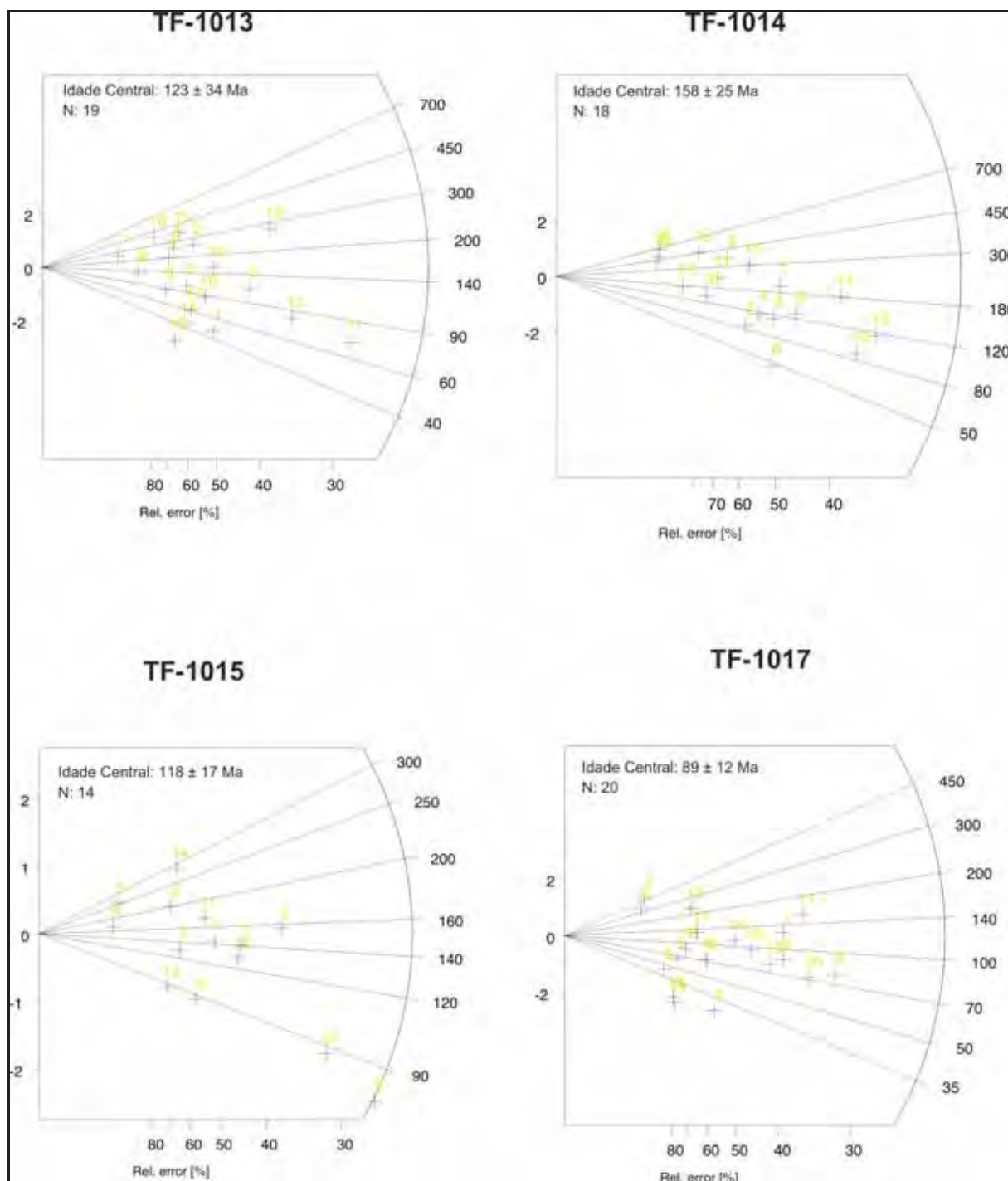


Figura 5.5: Diagramas radiais das amostras de apatita da Bacia Jaibaras.

Como pode ser observado acima, e pela tabela 6 as idades de apatita variam entre 158 Ma, 116 Ma e 85 Ma, cujos erros se sobrepõem, porém por um intervalo muito pequeno. Estas idades corroboram com trabalhos anteriores (Moraes Neto *et al.*, 2008a, 2008b, 2006; Mojzesowicz, 2009) onde foram reconhecidas idades semelhantes em outras regiões da Província Borborema.

5.2.1.1 Modelagem Térmica

De acordo com que foi discutido até o momento em relação aos dados obtidos na Bacia de Jaibaras um modelo de historia térmica baseado nos dados absolutos é possível de ser modelada. Como somente a amostra TF-1017 possui todos os dados possíveis, ou seja, idade de cristalização (literatura), idade de traços de fissão em zircão e apatita, optou-se por modelar uma historia térmica geral para a área levando-se em conta todas as amostras.

A historia térmica obtida leva em conta o resfriamento das rochas cristalinas até temperaturas de superfície coerente com a sedimentação das rochas siliciclásticas da bacia, o aquecimento até a idade de traços de fissão em zircão em torno de 350 Ma (Eocarbonífero) e posterior resfriamento passando pelas idades de apatita (figura 5.6).

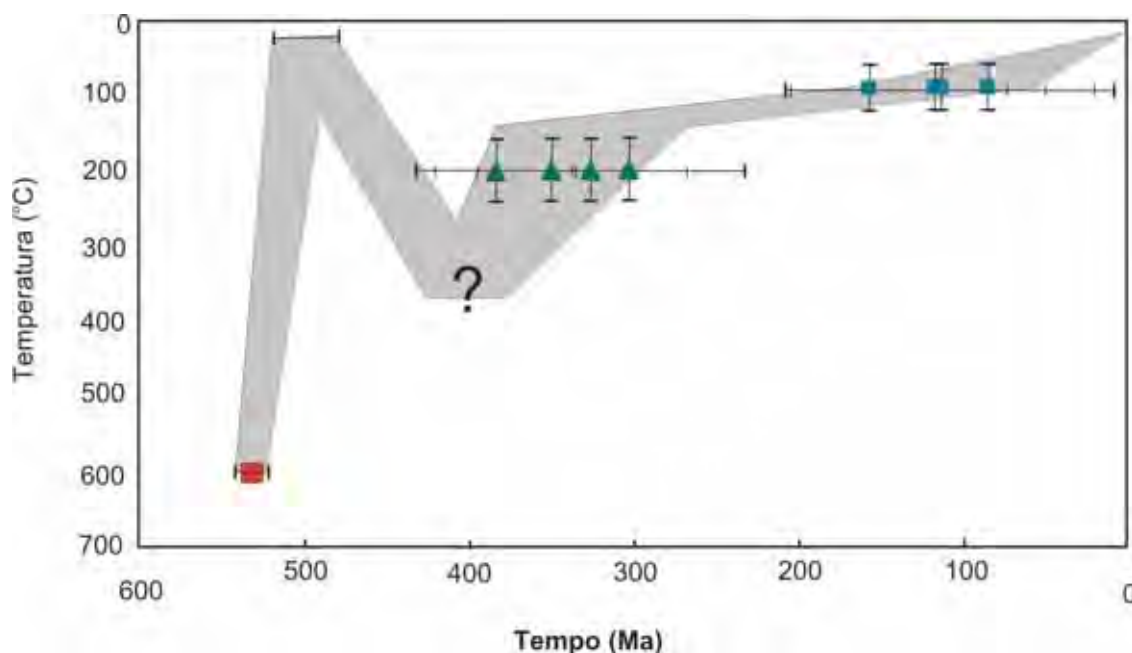


Figura 5.6: Integração dos dados da Bacia de Jaibaras. Estão representadas as idades de cristalização do Granito Meruoca (Santos *et al.* 2008), A idade de sedimentação e as idades de zircão e apatita. A área cinza claro representa a história térmica provável interpretada para a área da Bacia de Jaibaras.

Como pode ser observado no gráfico da figura anterior, a temperatura considerada para as idades obtidas foram aquelas com valor mediano na zona de *annealing* parcial e as barras de erro representam toda a amplitude térmica da zona de *annealing* parcial. Esta consideração deve-se ao fato de que a idade de retenção total dos traços, ou idade de fechamento, pode variar de acordo com a taxa de resfriamento da amostra (Bernet, 2009). Segundo este autor, as temperaturas de fechamento nos sistemas naturais, no caso da sistemática de traços de fissão em zircão, pode diferir daquelas temperaturas obtidas por extrapolação dos dados laboratoriais discutidos nos diversos estudos de *annealing*, além de outras variáveis como por exemplo a metamitização dos grãos de zircão. No caso particular das idades de traços de fissão em zircão obtidas são relativamente antigas, conseqüentemente existe a probabilidade de que a taxa de resfriamento média para toda a história tenha sido muito baixa, portanto optou-se por considerar de forma mais ampla a paleotemperatura nestas idades. Por motivos semelhantes, o mesmo procedimento foi tomado para os pontos referentes às idades de traços de fissão em apatitas.

O ponto inicial considerado é a média de idade de cristalização (U/Pb) do pluton granítico pós-orogênico Meruoca em 530 Ma. A colocação rasa destes granitos e a contribuição de seixo para a Bacia de Jaibaras apoia a hipótese de um resfriamento muito rápido pela perda de calor para as rochas encaixantes. Em outras palavras, este resfriamento não está relacionado a um processo de exumação e o processo de resfriamento deve ter atingido temperaturas de superfície dado o fato de que os granitos atuaram como área fonte de sedimentos. O segundo ponto foi resolvido durante o intervalo de tempo de sedimentação da Bacia Jaibaras, entre o Cambriano e Ordoviciano, o que implica a exposição dos sedimentos para a atmosfera. A temperatura foi, portanto, fixada no valor de superfície. O uso de zircão detrítico de algumas amostras sedimentares indica que os grãos nestas amostras tinham uma história de resfriamento relacionados à exumação e processo de erosão na área de origem e, em seguida, foram transportados e, finalmente, depositados, assim, eles devem ter sido submetidos a temperaturas de superfície no tempo de sedimentação.

O terceiro ponto sobre o Neocarbonífero é o grupo de idades de traços de fissão em zircão obtido (350 Ma). O quarto ponto refere-se ao grupo de idades de traços de fissão em apatita obtidas variando entre 150 Ma e 88 Ma. O último ponto foi fixado na temperatura da superfície no momento atual.

5.2.2 Bacia Cococi (Rio Jucá)

Na figura 5.7 está representado o mapa da bacia Cococi com os pontos de amostras que foram datadas. Também foi coletada uma amostra na base do Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba, na subida da Serra para o estado do Piauí. Na tabela 7 estão relacionados os dados físicos das análises de zircão e na tabela 8 estão os dados físicos das análises de apatita. A tabela 9 apresenta as idades obtidas ao lado das idades estratigráficas (para amostras sedimentares) ou de cristalização (rochas cristalinas).

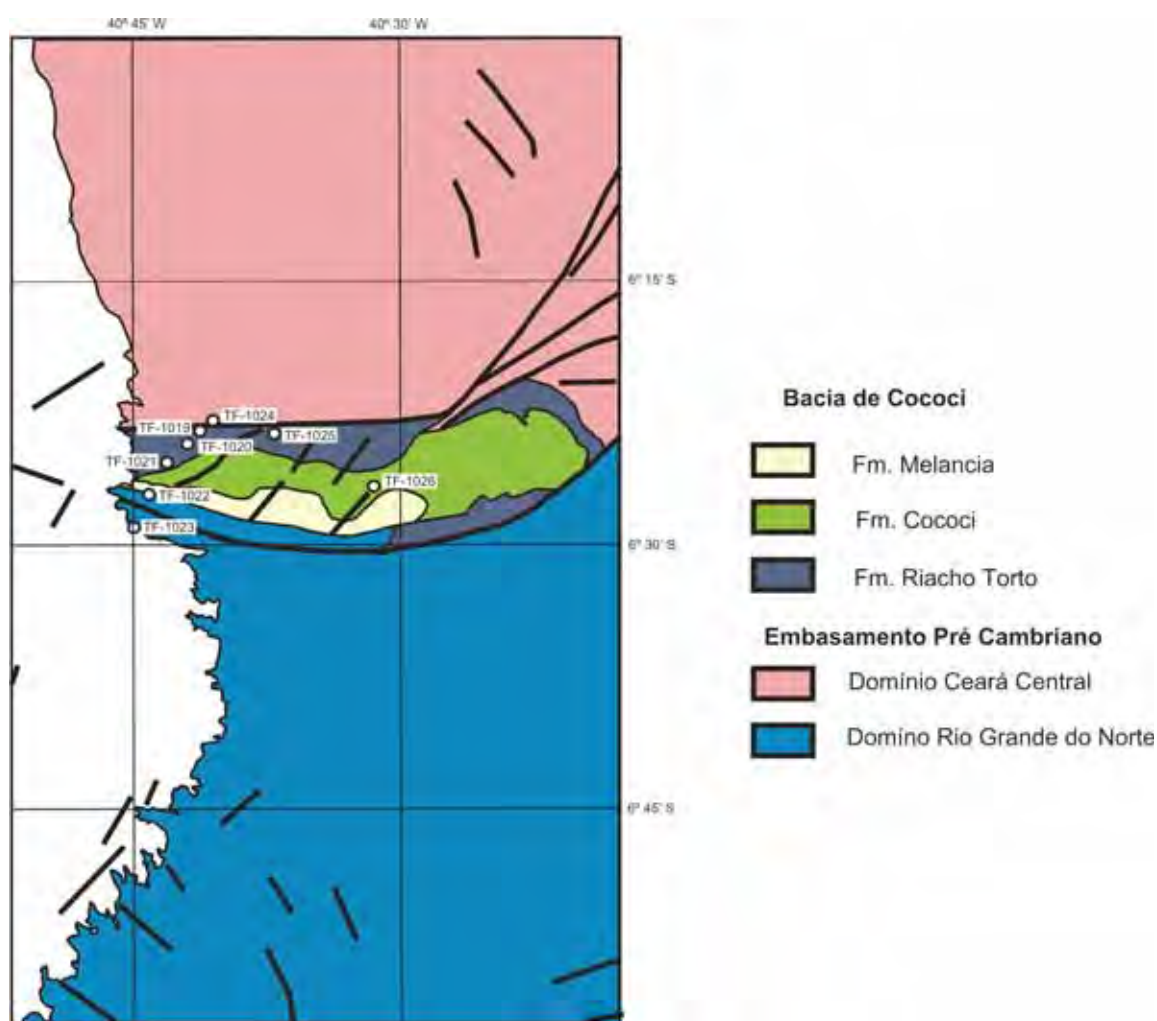


Figura 5.7: Mapa simplificado da Bacia de Cococi com a localização das idades de traços de fissão obtidas

Amostra	Unidade Geológica/ Natureza da rocha	N	Ns	Ni	ρ_s	ρ_i	χ^2 (%)
TF-1019	Fm. Riacho Torto (sedimentar)	9	509	44	117.2	10.1	64
TF-1020	Fm. Riacho Torto (sedimentar)	6	273	19	93.2	6.4	40
TF-1021	Fm. Riacho Torto (Sedimentar)	11	676	63	139.7	13	48.6
TF-1023	Bacia Parnaíba (Grupo Serra Grande)	11	497	73	79.2	11.6	51

Tabela 7: Parâmetros físicos das análises de zircão na área da Bacia de Cococi: total de grãos (N), somatória de traços fósseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fósseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$.

Amostra	Unidade Geológica/ Natureza da rocha	N	Ns	Ni	ρ_s	ρ_i	χ^2 (%)
TF-1019	Fm. Riacho Torto (sedimentar)	14	210	77	16.8	6.2	69.6
TF-1020	Fm. Riacho Torto (sedimentar)	38	824	199	35.9	8.7	21.5
TF-1021	Fm. Riacho Torto (Sedimentar)	44	687	255	20.0	7.4	50.3
TF-1022	Granito Milonitizado	12	334	127	25.7	9.8	26.2
TF-1024	Granodiorito falhado (embasamento)	20	506	169	42.45	14.178	46.9
TF-1025	Fm. Riacho Torto	4	63	19	26.4	7.97	21.6
TF-1026	Fm. Cococi	23	577	154	33.1	8.8	63.9

Tabela 8: Parâmetros físicos das análises de apatita na área da Bacia de Cococi: total de grãos (N), somatória de traços fósseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fósseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$.

Amostra	Unidade Geológica (natureza rocha)	Idade estratigráfica/ cristalização	Idade TF zircão (Zeta)	Idade TF apatita (Zeta)	Idade TF apatita (absoluta)	Idade TF apatita (absoluta corrigida)
TF-1019	Fm. Riacho Torto (sedimentar)	520-480 Ma	376 $\pm$ 65	234 $\pm$ 36	220 $\pm$ 52	-----
TF-1020	Fm. Riacho Torto (sedimentar)	520-480 Ma	463 $\pm$ 115	350 $\pm$ 39	332 $\pm$ 49	417 $\pm$ 65
TF-1021	Fm. Riacho Torto (Sedimentar)	520-480 Ma	358 $\pm$ 54	231 $\pm$ 25	220 $\pm$ 30	-----
TF-1023	Bacia Parnaíba (Grupo Serra Grande)	450- 400Ma	223 $\pm$ 32	-----	----- ---	-----
TF-1024	Suíte intrusiva Tardi- a Pos-teconica (embasamento)	~ 560 Ma		257 $\pm$ 30	240 $\pm$ 37	-----
FT-1025	Fm. Riacho Torto	520-480 Ma		283 $\pm$ 88	270 $\pm$ 199	-----
TF-1026	Fm. Cococi	520-480 Ma		319 $\pm$ 38	272 $\pm$ 13	404 $\pm$ 55

Tabela 9: Tabela relacionando as idades estratigráficas ou de cristalização das unidades amostradas e das idades de traços de fissão. Todas as idades estão em Ma.

Na figura 5.8 estão ilustrados respectivamente os diagramas radiais das amostras de zircão onde encontram-se representadas a idade de cada grão individualmente para cada amostra analisada.

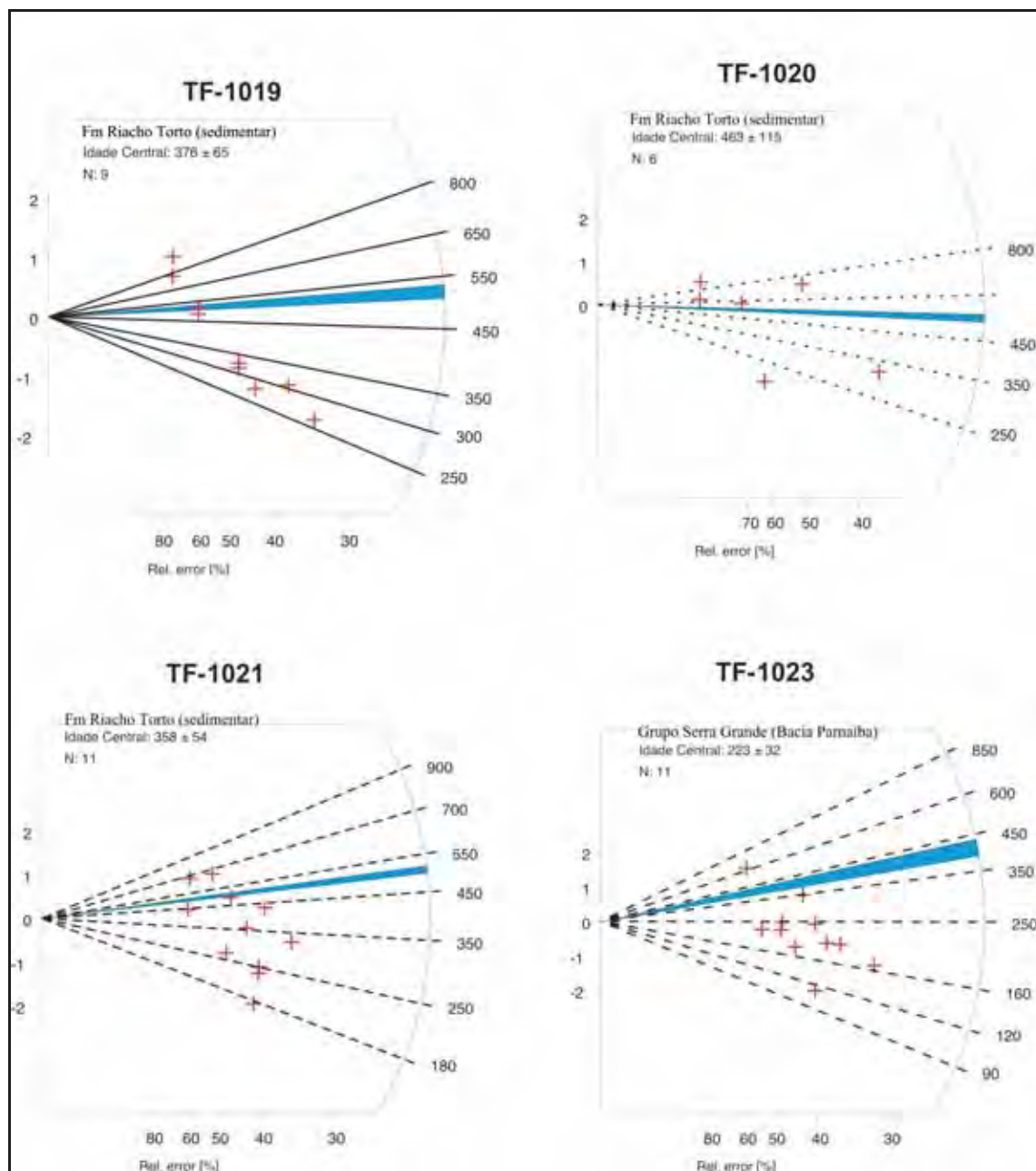


Figura 5.8: Diagramas radiais com os resultados de traços de fissão em zircão de cada amostra. A barra azul representa o intervalo de sedimentação.

O mesmo raciocínio utilizado para a análise dos resultados obtidos nas amostras sedimentares pertencentes à área da Bacia de Jaibaras pode ser utilizado para os resultados obtidos na área da bacia de Cococi. O único agravante é que não foi obtido resultados em zircão para a amostra coletada no embasamento cristalino adjacente à bacia. Logo não há um

“controle” cristalino adjacente à bacia. Porém a análise dos histogramas de idades grão a grão das amostras sedimentares, confrontado com a idade estratigráfica, pode fornecer uma base relativamente segura para interpretar as idades obtidas nas alíquotas de zircão destas amostras como sendo de aquecimento ou resfriamento no pacote sedimentar. A figura 4.9 apresenta os histogramas das amostras analisadas e a idade estratigráfica está representado pela barra azul.

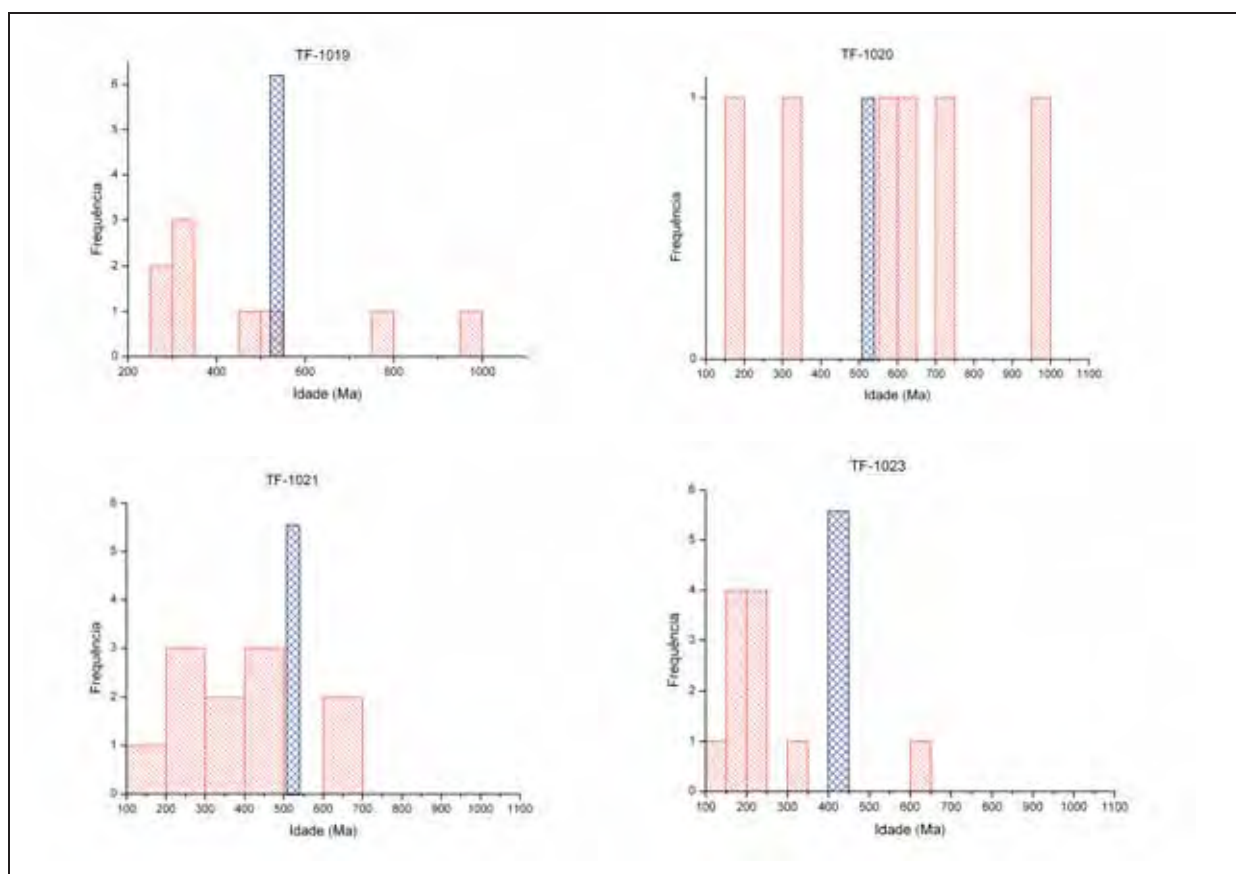


Figura 5.9: Histogramas de idades grão a grão das amostras de zircão das rochas sedimentares da Bacia de Cococi. As barras azuis representam o intervalo da provável idade sedimentar.

É possível observar que somente a amostra TF-1020 apresentou uma quantidade alta de grãos mais antigos que a idade estratigráfica em relação aos mais novos, suficiente para se por em xeque a ocorrência de aquecimento suficiente para o *annealing* da amostra com conseqüente falta de significado para a idade central da mesma. Por outro lado a amostra possui uma quantidade de grãos muito pequena e por isso a distribuição pode não ser representativa e tem-se que levar em conta que em uma distribuição é comum ocorrer grãos muito antigos. Portanto esta amostra será colocada em segundo plano de importância para as interpretações. Todos os outros histogramas estão mostrando que a maioria dos grãos são mais novos que a idade estratigráfica, logo a idade central obtida para estas amostras realmente significam um aquecimento sofrido pelos sedimentos. Portanto idades centrais das

amostras que serão consideradas (ver tabela 9), para a Bacia de Cococi agrupam-se em 350 Ma e em 220 Ma, ou seja, Eocarbonífero e Neotriássico.

Na figura 5.10 estão representados os diagramas radiais das amostras de apatita da área da Bacia de Cococi. Neste caso, é possível observar que as idades tendem a se separar em dois grupos de idade, um centrado em torno de 310 Ma (Neo Carbonífero) e outro em 240 Ma (Mesotriássico) (Tabela 9).

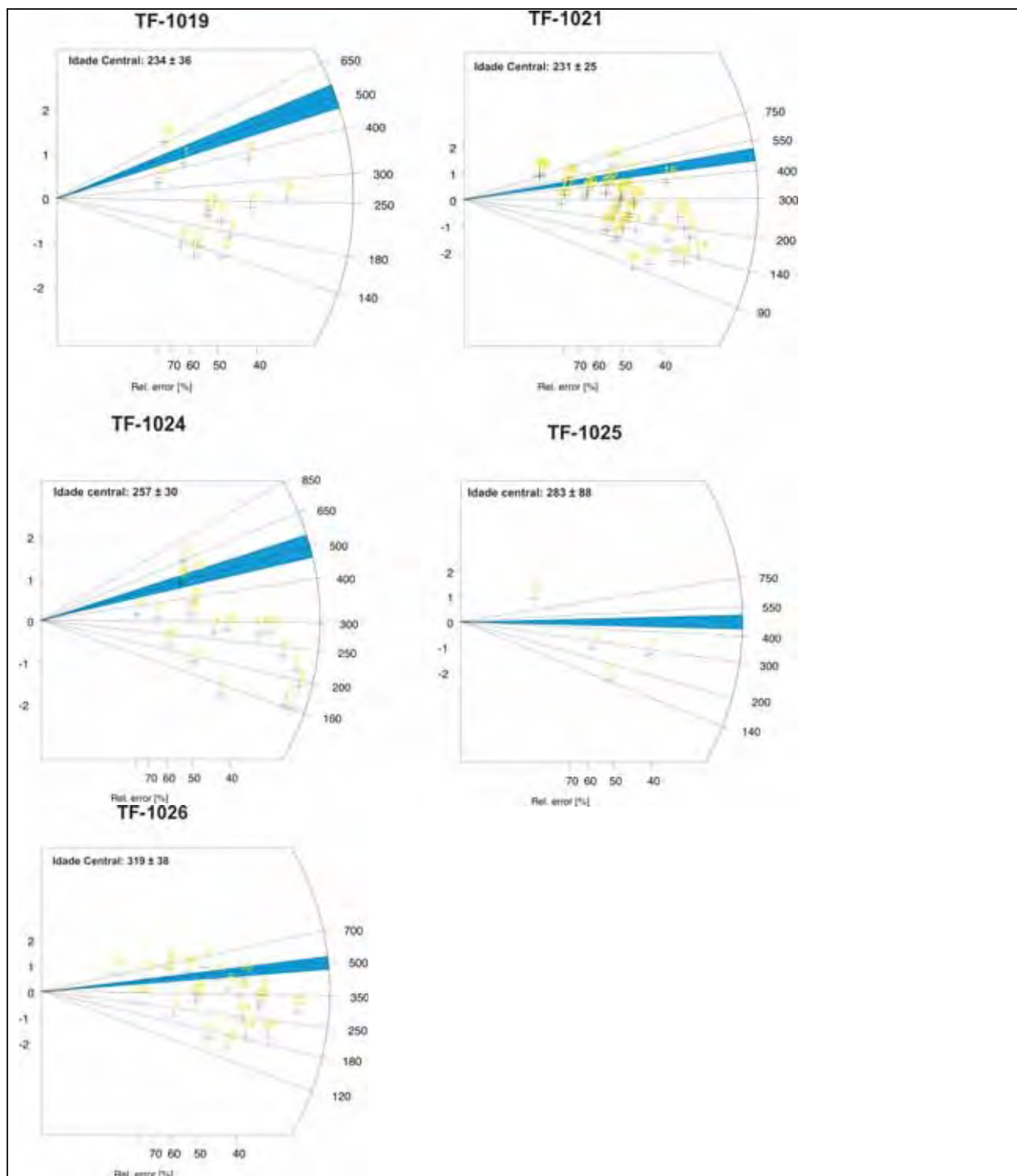


Figura 5.10: Diagramas radiais das amostras de apatitas da Bacia de Cococi. As barras azuis indicam o intervalo de sedimentação da bacia.

Como pode ser visto na figura 4.10 todas as amostras de apatita possuem quantidade boa de grãos, o que permite a obtenção de margem de erro menores, ou seja, as idades centrais mostram resultados mais precisos. Somente a amostra TF-1025 possui poucos grãos, logo o erro associado também é maior (ver tabela 19). Como foi destacado no parágrafo anterior as idades centrais estão menores que a estratigráfica, inclusive a maioria das idades grão a grão de cada amostra também estão menores que a estratigráfica (figura 4.10). Somente alguns grãos apresentam idade maior que a estratigráfica por possuírem erros elevados.

Portanto no caso das amostras de apatita a possibilidade de herança de traços formados durante a evolução da área fonte é praticamente nula.

5.2.2.1 Historia Térmica

Somente uma das amostras de apatita da Bacia de Cococi possuía medidas de traços confinados suficiente para a modelagem da historia térmica baseada no modelo de *annealing* das apatitas. Para esta modelagem foi utilizado o software HTA (Hadler Neto, 2001), de acordo com o procedimento descrito no capítulo de métodos. Para os resultados de apatita da amostra TF-1020 utilizou-se as seguintes caixas de Monte-Carlo iniciais da mais antiga para a mais nova:

- A primeira caixa foi delimitada entre 450 e 300 Ma a fim de abranger tanto a idade aparente como a idade corrigida da amostra;
- A segunda caixa, delimitada entre 300 200 Ma, foi centrada em torno do valor do grupo de idades de zircão mais novo para observar se houve influência daquele evento térmico, já que aquele é mais novo que a idade obtida na apatita da amostra aqui discutida.
- A terceira caixa foi delimitada entre 200 a 100 Ma a fim de abranger as duas Suítes vulcânicas da Bacia do Parnaíba.
- A quarta caixa, delimitada entre 100 e 60 Ma foi centrada em uma época que segundo Moraes Neto *et al.* (2008) foi a principal época de soerguimento do *Plateau* da Borborema, cujas idades obtidas pelos autores são bastante abrangentes na província Borborema.

A temperatura das caixas a principio foram delimitadas abrangendo todo o intervalo de temperatura, ou seja, de 120° a 25°C. A atual configuração das caixas, como pode ser observado na figura 34 foram restringidas a fim de se obter o melhor ajuste das

historias térmicas ao histograma experimental obtido (também representado na figura 4.11).

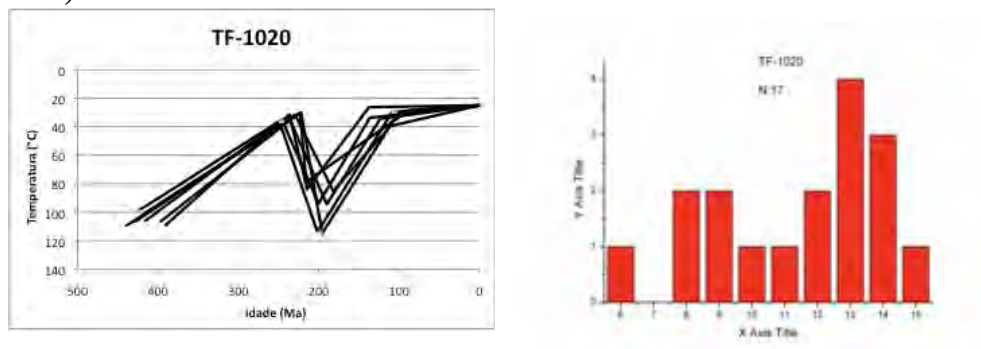


Figura 5.11: Historia térmica e histograma da análise das apatitas da amostra TF-1020.

No gráfico da história térmica da amostra TF-1020 acima, está representado em 120°C a sua respectiva idade zeta que por sua vez é praticamente o mesmo valor que a idade absoluta aparente. Como foi discutido no capítulo de métodos, a idade aparente representa pelo menos o ultimo principal resfriamento sofrido pela amostra, ou seja, se a amostra permanecer muito tempo sob temperaturas da zona de *annealing* parcial a idade tenderá a diminuir, aproximando-se do valor de quando a amostra foi resfriada atingindo a zona de retenção parcial. Em outras palavras, quanto maior o tempo de residência da amostra dentro da zona de *annealing* parcial menor será a temperatura que a idade irá representar. No caso da amostra TF-1020, se a idade obtida for rebatida para a curva da historia térmica a temperatura que esta idade representa é de 80°C. Quando se aplica a correção da idade, na pratica o que se propõem é calcular uma idade que represente de forma mais próxima a temperatura de 120°C.

5.2.2.2 Integração dos dados e modelagem térmica.

Da mesma forma como foi interpretado os dados da Bacia de Jaibaras, a historia térmica para a área da Bacia de Cococi será interpretada sobre os dados de idade de apatita e zircão somente, levando-se em conta o background geológico da área. No caso da bacia de Cococi como em duas amostras sedimentares, TF-1021 e TF-1019, foram obtidos resultados tanto para zircão como para apatita, e ainda, para ambos os minerais os resultados foram muito semelhantes entre as amostras, uma historia térmica foi possível de ser interpretada desde a sedimentação destas amostras no Cambriano. No caso da amostra TF-1024, esta ainda apresentou idade de apatita muito próxima das apatitas das outras duas, o que permitiu englobar esta também. Estes dados e historia térmica sugerida estão representados na figura 5.12-B.

No caso da Amostra TF-1023, como foi obtido somente dados de zircão, a história térmica é mais confiável até esta idade (Neotriássico), ou seja, por se tratar de uma amostra sedimentar cuja idade estratigráfica é Siluriana (Grupo Serra Grande), é certo que esta rocha sofreu aquecimento até ter os traços apagados e resfriou abaixo de $\sim 240^{\circ}\text{C}$ no Neotriássico (idade de traços de fissão em zircão). Esta foi representada em separado na figura 5.12-C) onde estão representadas também as idades de apatita das amostras TF-1020 e TF-1026, porém é importante salientar que estas não foram consideradas na interpretação da história térmica representada nesta mesma figura.

Na figura 5.12-A) está representado a história térmica modelada com base no modelo de annealing do software THA (Hadler Neto *et al*, 2001) e no histograma experimental de comprimentos de traços confinados da amostra TF-1020, como foi discutido anteriormente.

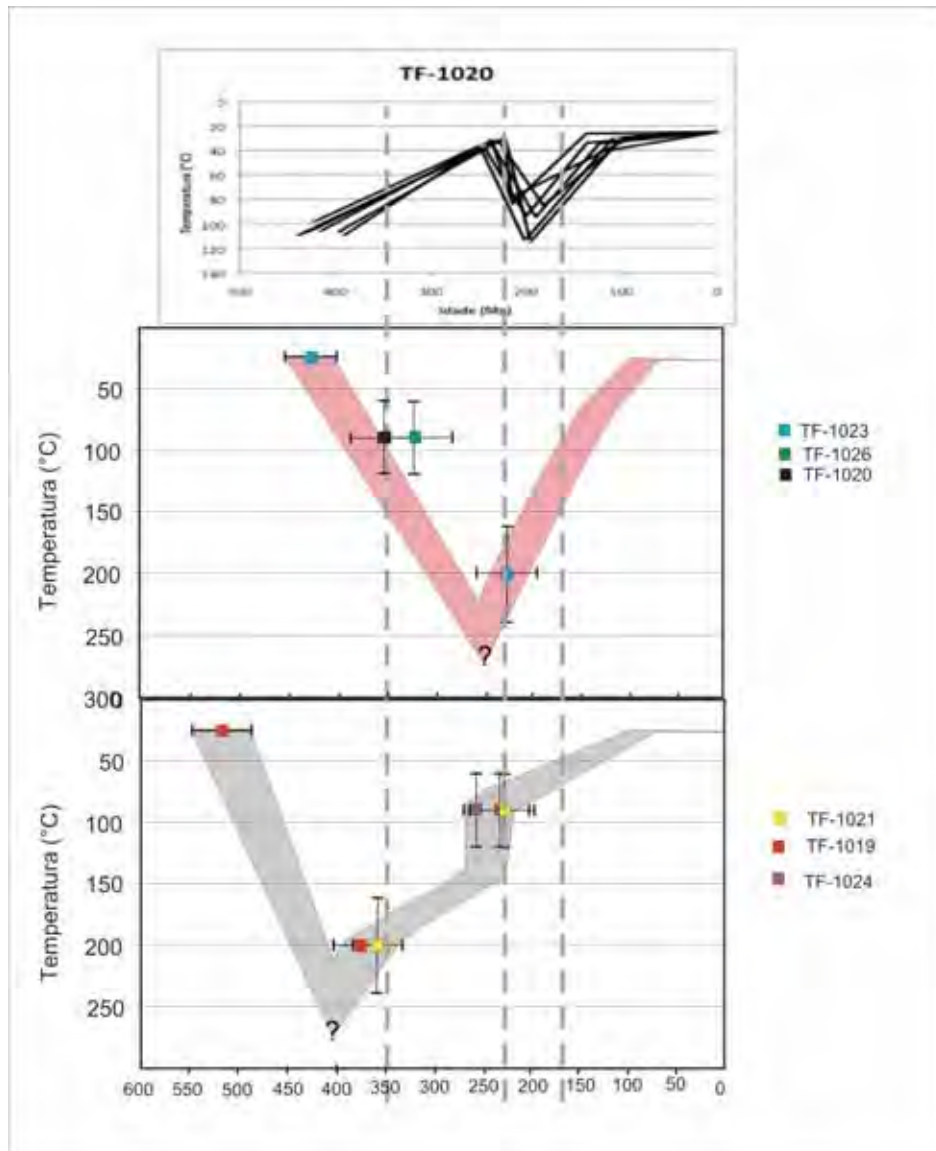


Figura 5.12: Integração dos dados das amostras da Bacia de Cococi. A) História térmica modelada para a amostra de apatita TF-1020, com base em modelo de annealing da apatita utilizando-se o

software THA (Hadler Neto *et al*, 2001); B) Interpretação de provável história térmica com base nos dados das amostras TF-1023 e dados geológicos. As amostras de apatita TF-1026 e TF-1023 foram representadas para comparação e não foram consideradas na história térmica; C) História térmica interpretada com base nas amostras TF-1021 e TF-1019 as quais possuem resultados tanto em apatita como zircão. A idade de apatita da amostra TF-1024 remonta às idades destas últimas. As linhas cinzas tracejadas representam provável momento de resfriamento provavelmente relacionado com eventos tectônicos.

Como pode ser visto na figura 5.12-B, as histórias térmicas das amostras TF-1021 e TF-1019 são muito parecidas e praticamente interceptam, o ponto da idade de apatita da amostra TF-1024. Elas começam em 25°C que é a temperatura no momento de sedimentação e em seguida aquecem um momento prévio às idades de zircão. Depois as amostras em questão resfriaram e marcaram as idades de zircão em 360 Ma. Este resfriamento continuou após esta idade mas interpreta-se neste trabalho como tendo a taxa intensificada em tempos em torno das idades de apatita, ou seja, 250 Ma. Esta idade precede em 30 Ma os registros do vulcanismo Mosquito na Bacia do Parnaíba (MShone, 2000), portanto o aumento da taxa de resfriamento pode ter sido provocado pelo desequilíbrio dinâmico provocado na crosta o que levaria um soerguimento precedente ao vulcanismo. Esta interpretação também é tomada nos trabalhos de Hackspacher *et al*, 2007 para os reflexos provocados pelo magmatismo Serra Geral no SE do Brasil. A idade de apatita da amostra TF-1024 intercepta esta interpretação.

Já a curva da amostra TF-1023 é diferente das anteriores. Por se tratar de uma amostra do Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba (sobreposta estratigraficamente à bacia de Cocó) considerou-se uma idade deposicional entre 450 e 400 Ma. O nível amostrado aqueceu, resultando no apagamento dos traços e posteriormente resfriou marcando a idade de 220 Ma no zircão. Porém, como este valor é muito próximo do valor de idade em apatita das amostras TF-1019, TF-1021 e TF-1024 considerou-se uma média de 240 Ma. Mesmo se tratando de minerais diferentes e consequentemente temperaturas diferentes, esta idade marca uma mudança em ambas as temperaturas, ou seja, em posições crustais submetidas a estados térmicos diferentes na época, mostrando que a área se comportou de forma heterogênea em termos de variação de temperatura. Finalmente, a extensão da história térmica até o recente e temperatura ambiente é aproximado, carecendo de trabalhos para melhor defini-la.

A história térmica da amostra TF-1020, como foi discutida anteriormente, foi modelada com base no histograma de comprimentos de traços confinados, utilizando-se o software HTA (Hadler Neto, 2001). Esta história térmica foi colocada na mesma figura para melhor visualizar a relação com as demais interpretadas somente com base nas idades.

O gráfico da figura 5.12 deixa claro portanto que existe uma coincidência entre os valores das idades tanto de apatita como zircão, mostrando momentos particulares na área que foram registrados ao mesmo tempo, porém em temperaturas diferentes. As retas verticais cinza e pontilhadas destacam três eventos de inversão das histórias térmicas remontando aproximadamente em 3 tempos principais, sendo eles 350 Ma (Eocarbonífero), 240 Ma (Eotriássico) e 150 Ma (Neojurássico).

Este agrupamento das amostras obtido no gráfico da figura 5.12, quando verificado no mapa da figura 5.13 mostra que é possível agrupar as amostras utilizando-se como critério de agrupamento as próprias histórias térmicas. Portanto 3 grupos são possíveis, sendo eles A) TF-1020, TF-1026; B) TF-1019, e TF-1021; C) TF-1023 e TF-1024. Quando observado a distribuição destas amostras em área (figura 5.13), é possível distinguir uma zonação que obedece o sentido de maior alongamento da bacia. Cada zona teria sofrido uma história térmica diferente. Esta observação evidencia ainda que a termodinâmica da área provavelmente foi bastante influenciada pela estruturação da área, ou seja, a área faz parte da zona de cisalhamento que foi reativada de forma rúptil durante a evolução da área (Goés, 1995; Arora *et al.* 1999, Oliveira & Mohriak, 2003).

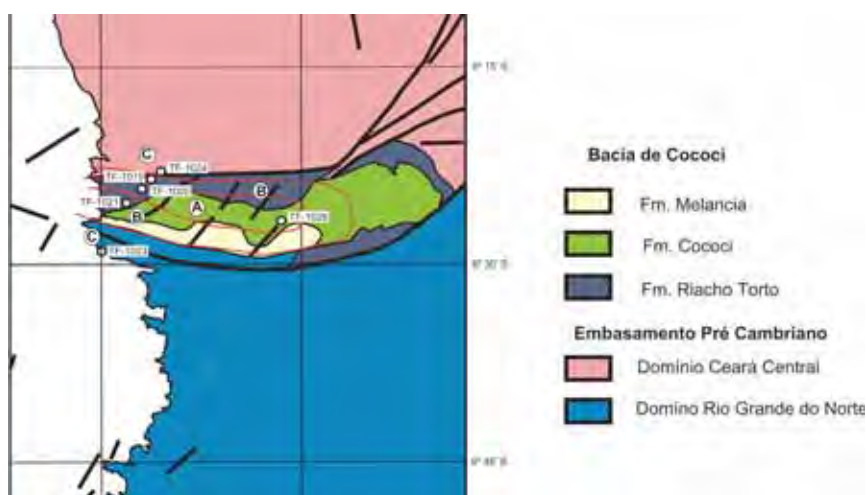


Figura 5.13: Detalhe do mapa da Bacia de Cococi mostrando a divisão das zonas de influência térmica discutidas acima.

5.2.3 Bacia Eleutério

Como pode ser visto no mapa da figura 4.14, foram datadas amostras de rochas sedimentares e do embasamento cristalino da Bacia de Eleutério. Também foi coletada uma amostra de material tectonizado (milônitos) no contato sudeste da bacia com o embasamento. Na tabela 10 estão relacionados os dados físicos das análises de zircão e na tabela 11 estão os dados físicos das análises de apatita. A tabela 12 apresenta as idades obtidas ao lado das idades estratigráficas (para amostras sedimentares) ou de cristalização (rochas cristalinas).

Para o cálculo das idades as amostras da bacia de Eleutério foi utilizado o método absoluto de calibração (conforme discutido no capítulo de métodos) tanto para as amostras de zircão como de apatita. Isto deveu-se ao fato das amostras desta bacia terem sido irradiadas no Brasil e não ter sido acoplado padrões aos lotes nos quais as amostras estavam incluídas. Logo, não foi possível o cálculo do fator zeta pessoal. Porém, como foi discutido anteriormente o valor da idade calculada por ambos os métodos resultam em valores muito próximos que estatisticamente (considerando-se os erros) são iguais. Portanto, a comparação dos resultados entre as bacias que será feita mais a frente não ficará comprometida.

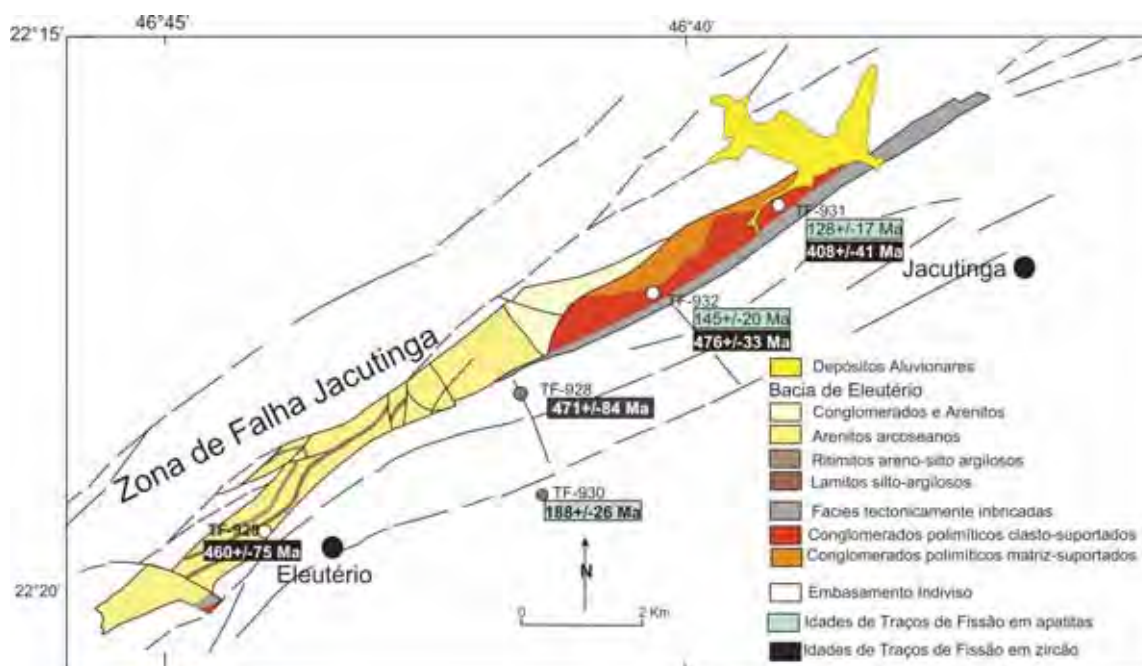


Figura 5.14: Mapa simplificado da Bacia de Eleutério com a localização das amostras e idades de zircão e apatita

Amostra	Unidade Geológica/ Natureza da rocha	N	Ns	Ni	ρ_s	ρ_i	χ^2 (%)
TF-928	Milonitos quartizíticos intercalado com xisto	15	315	130	272.66	5.04	75
TF-929	Associação de fácies A (metarenito intercalado por metapelito)	22	467	193	279.1	4.83	55
TF-931	Associação de fácies D (metaconglomerado Polimítico)	14	492	414	253.27	5.59	0.01
TF-932	Associação de fácies D Metaconglomerado Polimítico	13	329	128	299.16	5.22	75

Tabela 10: Parâmetros físicos das análises de zircão na área da Bacia de Eleutério: total de grãos (N), somatória de traços fósseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fósseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$.

Amostra	Unidade Geológica/ Natureza da rocha	N	Ns	Ni	ρ_s	ρ_i	χ^2 (%)
TF-930	Embasamento cristalino	49	927	327	18.68	6.23	8
TF-931	Associação de fácies D (metaconglomerado Polimítico)	46	687	362	12.57	6.46	14.5
TF-932	Associação de fácies D Metaconglomerado Polimítico	34	511	231	20.8	9.70	83

Tabela 11: Parâmetros físicos das análises de zircão na área da Bacia de Eleutério: total de grãos (N), somatória de traços fósseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fósseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$.

Amostra	Unidade Geológica	Idade estratigráfica	Idade TF Zircão (zeta)	Idade TF apatita (absoluta aparente)	Idade TF apatita (absoluta corrigida)
TF-928	Milonitos quartizíticos intercalado com xisto	530 Ma	471 ± 84	-----	-----
TF-929	Associação de fácies A (metarenito intercalado por metapelito)	entre 580 - 530 Ma	460 ± 75	-----	-----
TF-930	Embasamento cristalino	530 Ma	-----	188 ± 26	298 ± 44
TF-931	Associação de fácies D (metaconglomerado Polimítico)	entre 580 - 530 Ma	408 ± 41	128 ± 17	169 ± 25
TF-932	Associação de fácies D Metaconglomerado Polimítico	entre 580 - 530 Ma	476 ± 33	145 ± 20	189 ± 28

Tabela 12: Tabela relacionando as idades estratigráficas ou de cristalização das unidades amostradas e das idades de traços de fissão. Todas as idades estão em Ma.

Na figura 5.15 estão ilustrados os gráficos das idades grão a grão das amostras de zircão e a idade absoluta da amostra.

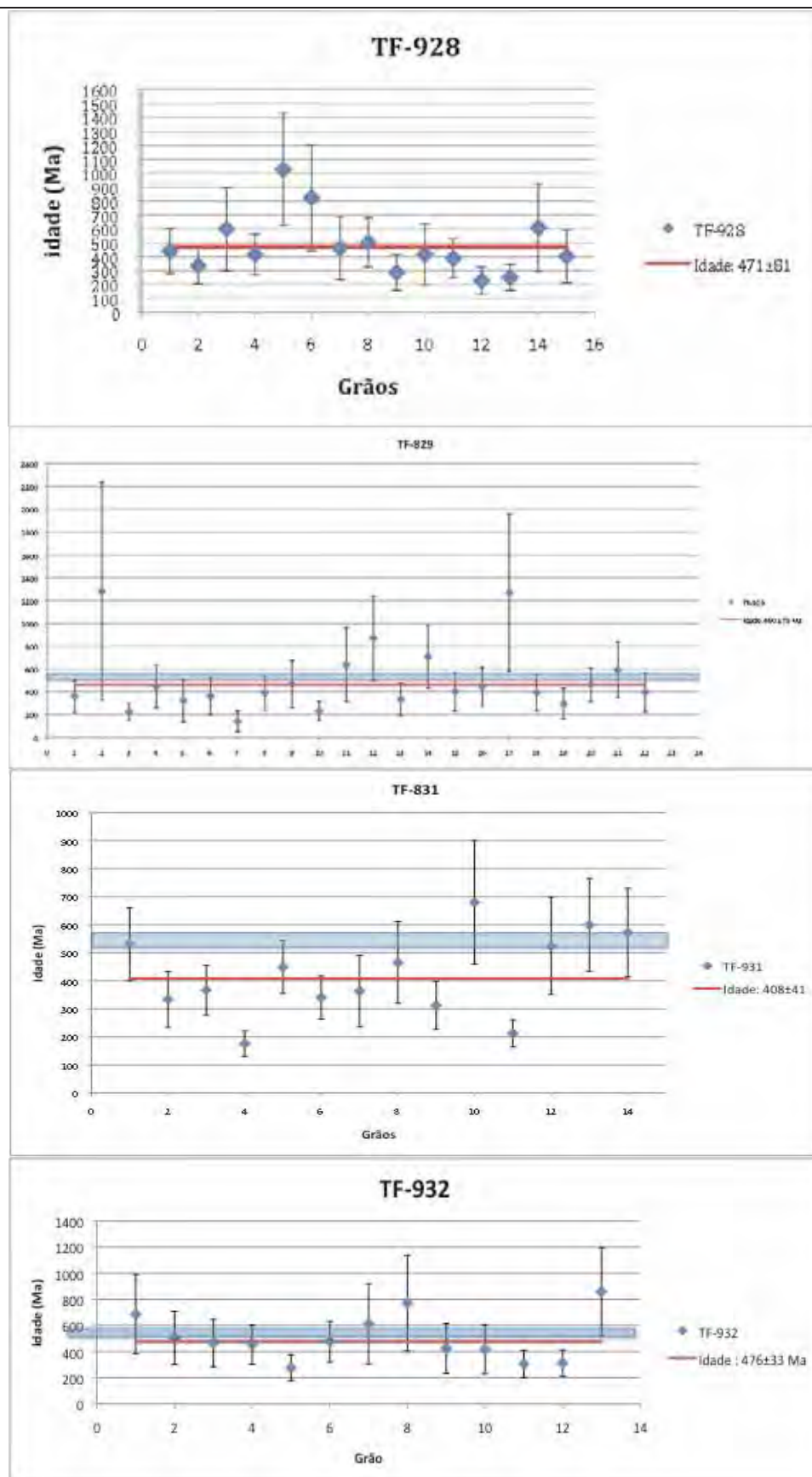


Figura 5.15: Gráficos das idades grão a grão das amostras de zircão da Bacia de Eleutério. A linha vermelha representa a idade central e a faixa azul a idade estratigráfica.

Para verificar se há herança ou não nas amostras sedimentares de zircão TF-929, TF-931, TF-932, fez-se a comparação das idades grão a grão de cada amostra com as respectivas idades estratigráficas, utilizando-se os histogramas da figura 4.16 onde as idades estratigráficas estão representadas pela coluna azul.

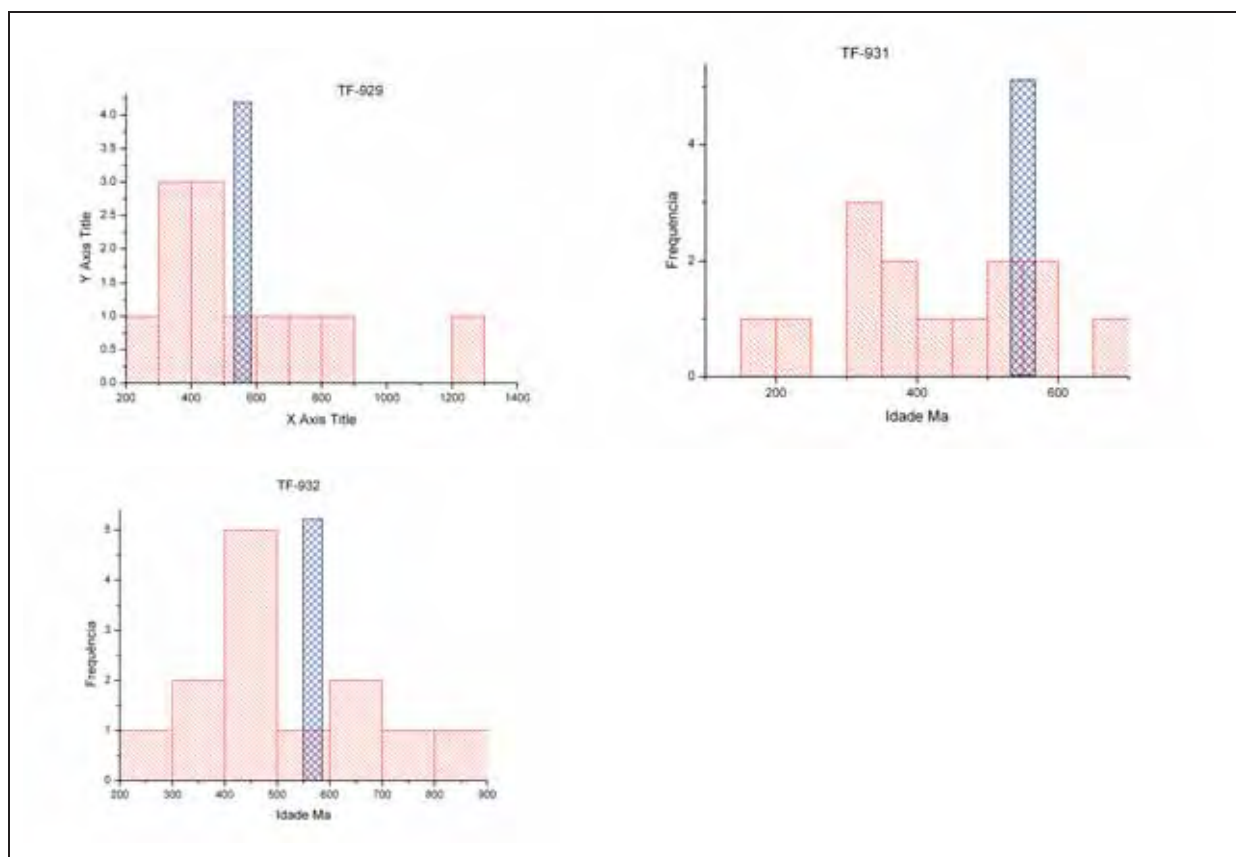


Figura 5.16: Histogramas de idade grão a grão das amostras de zircão da Bacia de Eleutério. A barra azul representa a idade estratigráfica.

Os histogramas acima mostram que as amostras sedimentares TF- 929, TF-931 e TF-932 coletadas na Bacia de Eleutério apresentam uma quantidade, apesar de minoria, ainda considerável de grãos de zircão com idades maiores que a idade estratigráfica para as unidades sedimentares amostradas. Porém, ao verificar os gráficos das idades grão a grão destas amostras é possível observar que a idade média ponderada das amostras, que está entre 408 e 476 Ma, é influenciada pelos grãos mais novos, ou seja, estes possuem erros menores. Provavelmente os traços na maioria dos grãos destas amostras foram totalmente apagados. Para os grãos que permaneceram com idades maiores que a idade de sedimentação a explicação provável seria que estes apresentaram uma maior resistência ao *annealing*.

Outro argumento a favor do *annealing* das amostras de zircão é que em rochas do embasamento (TF-928) a mesma idade foi registrada, ou seja, 460 Ma. Da mesma forma,

Hackspacher *et al.* (2006) também obteve idade semelhante de traços de fissão em zircão na Serra da Mantiqueira, próximo a localidade da Bacia de Eleutério. Isso deixa claro que esta idade é reflexo de um resfriamento de uma atuação térmica regional, passível de ter aquecido as rochas sedimentares da bacia. Portanto a idade obtida nas rochas sedimentares refletem a história térmica da bacia e não um processo ligado à exumação das rochas na área fonte dos sedimentos.

A continuidade do resfriamento e a passagem pela isoterma de 120°C é marcada pelas idades de apatita obtidas para as amostras TF-930, TF-931 e TF-932. Na tabela 12 estão relacionadas as idades centrais aparente e corrigida obtidas para as amostras de apatita obtidas através do uso da calibração absoluta. Como foi discutido anteriormente, a idade obtida pela calibração zeta resulta no mesmo valor da idade aparente obtida pela calibração absoluta. É importante salientar que apesar de na tabela 12 estarem incluídas as idades absolutas corrigidas (ver capítulo metodologia para explanação sobre correção de idades), só serão consideradas as idades aparentes neste trabalho. Desta forma a comparação entre as bacias não fica comprometida.

Para melhor visualizar a distribuição das idades grão a grão das amostras de apatita frente a idade central absoluta aparente e a idade estratigráfica das amostras, na figura 5.17 estão representadas a distribuição das idades grão a grão.

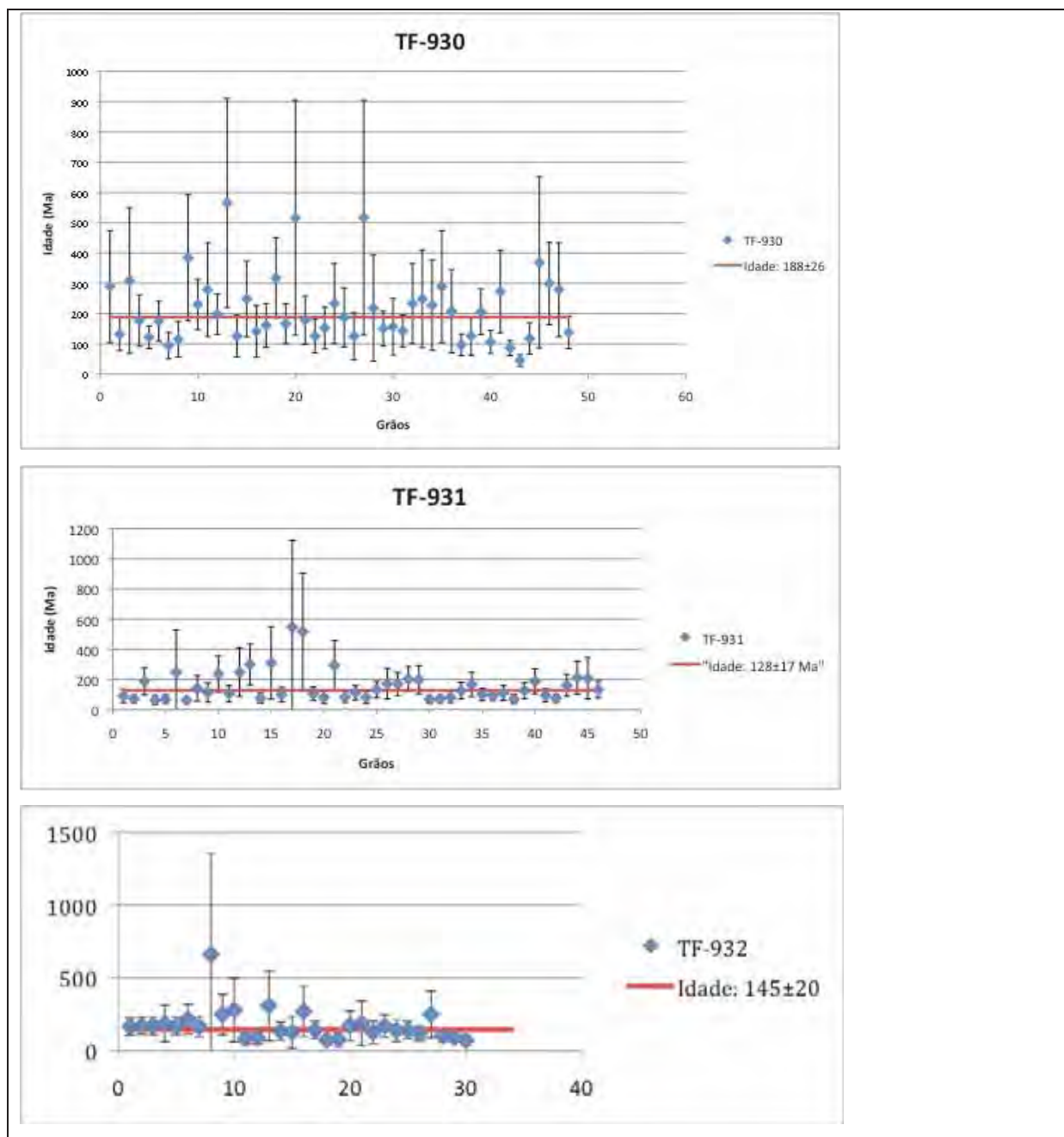


Figura 5.17: Gráficos das idades grão a grão das amostras de apatita da Bacia de Eleutério.

Como pode ser observado na tabela 12 e figura 5.17 as amostras de apatita datadas na bacia de Eleutério não mostraram idades distintas o bastante para se reconhecer mais de um evento de resfriamento. Apesar da amostra TF-930 ter apresentado idade muito mais antiga e todas as amostras ter apresentado um fator de erro bastante bom, ou seja, erro baixo, mesmo assim os erros se sobrepõem o que não permite a distinção. Portanto o evento de resfriamento obtido pode estar localizado entre 188 Ma e 125 Ma e esta diferenciação entre as idades deve-se ao fato das amostras estarem localizadas em altitudes diferentes e blocos tectônicos diferentes cuja consequência será discutida mais a frente.

5.2.3.1 História térmica

Somente uma das amostras de apatita da Bacia de Eleutério possuía medidas de traços confinados suficiente para a modelagem da historia térmica baseada no modelo de *annealing* das apatitas. Para esta modelagem foi utilizado o software HTA (Hadler Neto, 2001), de acordo com o procedimento descrito no capítulo de métodos. Para os resultados de apatita da amostra TF-930 utilizou-se as seguintes caixas de Monte-Carlo iniciais da mais antiga para a mais nova:

- A primeira caixa foi posicionada entre 300 e 200 Ma a fim de abranger a idade corrigida a amostra que é de 298 Ma.
- A segunda caixa foi centrada no evento magmático que formou os derrames da Fm. Serra geral na Bacia do Paraná (Marques & Ernesto, 2004) datado em cerca de 132 Ma e abrangendo a principal fase de soerguimento da Serra da Mantiqueira registrado por traços de fissão(Tello *et al.* 2003; Hackspacher *et al.* 2003). O intervalo de temperatura escolhido se deve ao fato de ser uma época de aquecimento devido aos processos que geram o Magmatismo Serra Geral.
- A terceira caixa foi delimitada entre 100 e 20 Ma a fim de se detectar influencia da principal fase de magmatismo alcalino do Sudeste Brasileiro.

Todas as caixas de Monte Carlo foram delimitadas em intervalos de temperatura mais amplos daqueles representados no gráfico da figura 4.18, mas só foram alcançadas historias térmicas compatíveis quando se restringiu as caixas para as temperaturas representadas no gráfico.

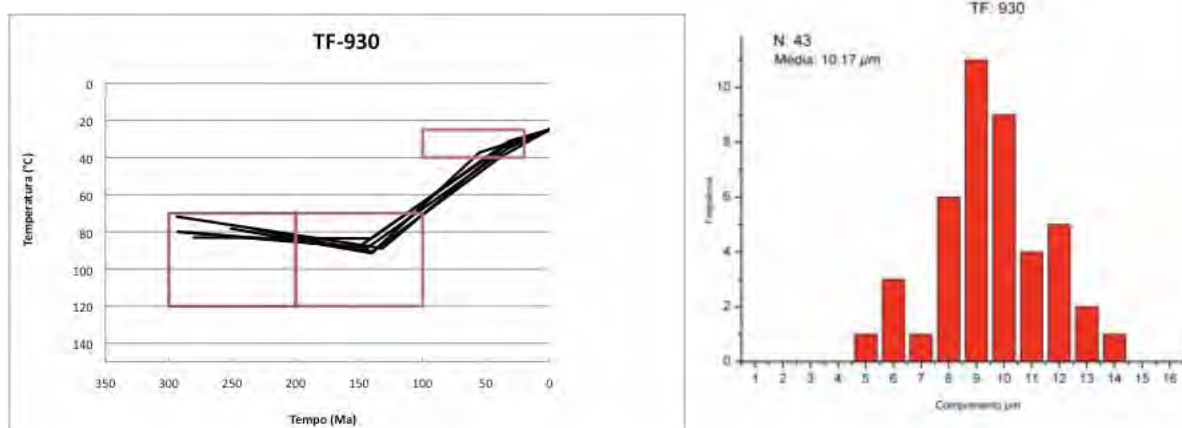


Figura 5.18: Historia térmica e histograma da análise das apatitas da amostra TF-930.

5.2.3.2 Integração dos Dados

Para a interpretação da história térmica geral para a Bacia de Eleutério (Figura 5.19) tomou-se como idade inicial a de sedimentação segundo Teixeira 2000 em 25°C. Após a sedimentação da bacia houve um aquecimento até temperaturas de *annealing* do zircão, cujo resfriamento levou a marcação da idade de 450 Ma em média para os sedimentos da bacia. O resfriamento posterior segue de forma mais lenta até marcar a idade na apatita com média de 140 Ma. A amostra TF-930 apresentou uma idade de 188 Ma que apesar de sobrepor os erros às outras, sugere um evento distinto, pois valores semelhantes foram obtidos em traços de fissão em apatitas em rochas Pré Cambrianas próximo ao Maciço Alcalino de Poços de Caldas por Godoy (2003) e Franco *et al.* (2005). Porém, como foi proposta uma história térmica geral para a área da Bacia de Eleutério, considerando os sedimentos, no gráfico da figura as idades de apatita foram representadas em um único grupo.

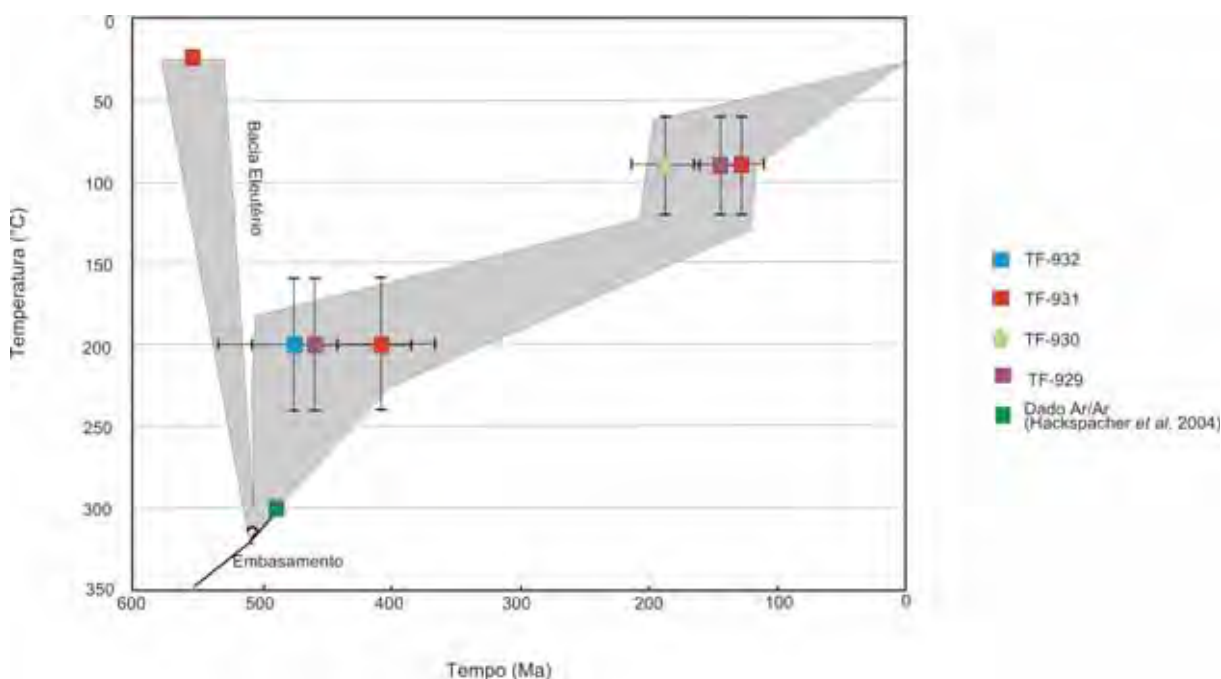


Figura 5.19: Integração das idades obtidas nas amostras da área da Bacia de Eleutério

Levando-se em consideração que a história térmica modelada com dados de apatita para a amostra TF- 930 (figura 5.18) possui um período de estabilidade térmica (ou residência da amostra na zona de *annealing* parcial) entre aproximadamente 230 e 130 Ma em 80°C é possível que o resfriamento após 450 Ma (idades de zircão) tenha apresentado uma taxa relativamente baixa, vindo a aumentar somente próximo de atingir os 140 Ma. Existe a

possibilidade de as outras amostras terem tido comportamento semelhante, portanto as idades de apatita estariam marcando um aumento da taxa de resfriamento provocado por um soerguimento tectônico.

5.2.4 Bacia Castro

No mapa da figura 5.20, estão representadas as amostras de rochas sedimentares coletadas na Bacia de Castro. Na tabela 13 estão relacionados os dados físicos das análises de zircão e na tabela 14 estão os dados físicos das análises de apatita. A tabela 15 apresenta as idades de zircão e apatita obtidas ao lado das idades estratigráficas (para amostras sedimentares) ou de cristalização (rochas cristalinas).

Para a Bacia de Castro as idades também foram calculadas pela calibração absoluta (Idade Absoluta), tanto para as amostras de zircão como de apatita. Para as interpretações foram utilizadas as idades aparentes de todas as amostras datadas.

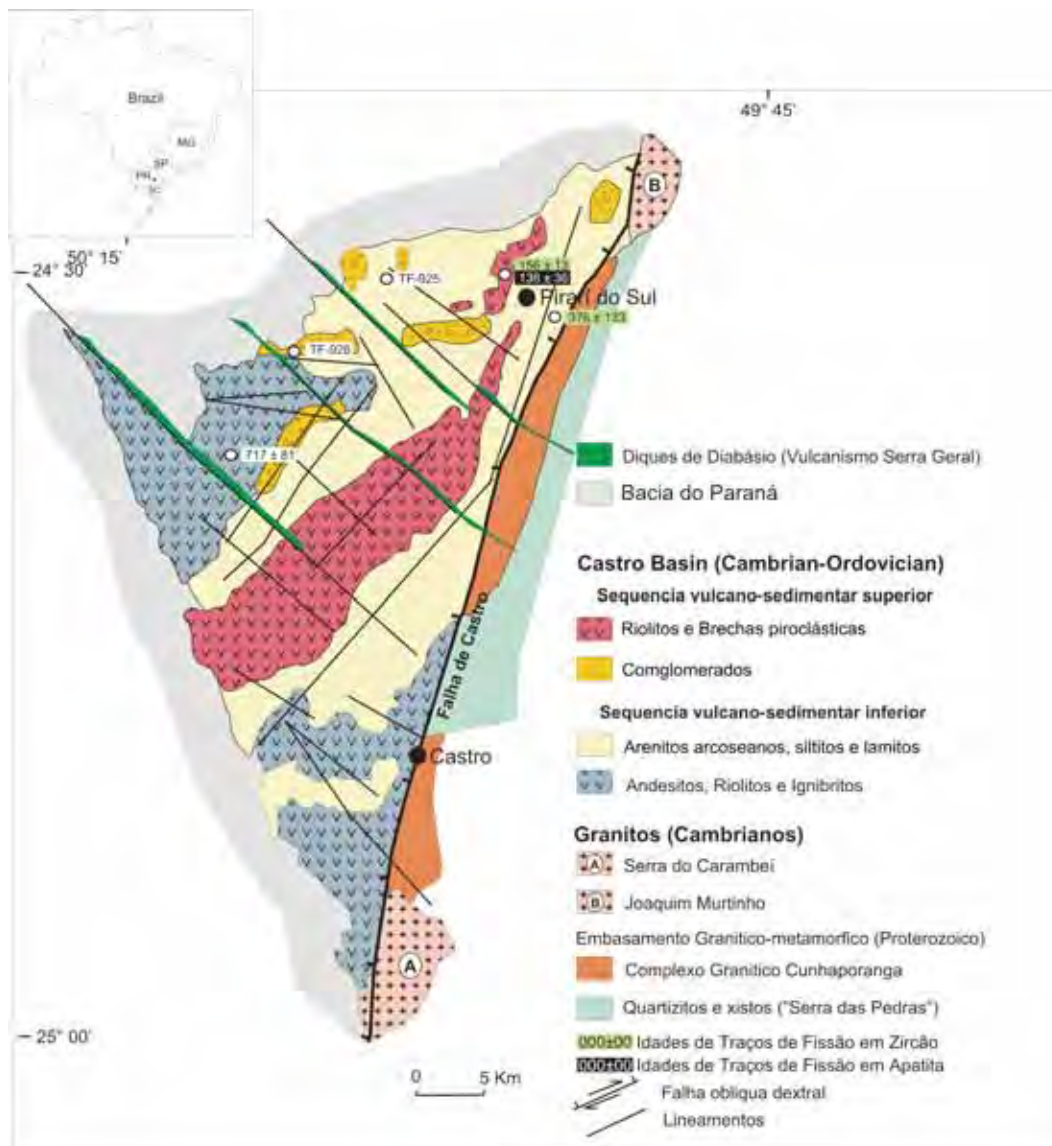


Figura 5.20: Mapa simplificado da Bacia Castro com a localização das amostras coletadas.

Amostra	Unidade Geológica/ Natureza da rocha	N	Ns	Ni	ρ_s	ρ_i	χ^2 (%)	U
TF-923	Unidade Vulcânica Superior (Brechas Piroclásticas)	46	901	740	55.66	3.09	15	
TF-924	Unidade Sedimentar inferior (arenitos)	9	235	58	179.5	3.32	00	
TF-927	Unidade Sedimentar superior (arenitos)	11	242	213	214.97	1.48	25	

Tabela 13: Parâmetros físicos das análises de zircão na área da Bacia Castro: total de grãos (N), somatória de traços fósseis contados (Ns), somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fósseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$.

Amostra	Unidade Geológica/ Natureza da rocha	N	Ns	Ni	ρ_s	ρ_i	χ^2 (%)
TF-923	Unidade Vulcânica Superior (Brechas Piroclásticas)	24	137	67	7.74	2.62	85

Tabela 14: Parâmetros físicos das análises de zircão na área da Bacia Castro: total de grãos (N), somatória de traços fósseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fósseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$.

Amostra	Unidade Geológica / Natureza da Rocha	Idade Estratigráfica ou cristalização	Idade TF Zircão (zeta)	Idade TF apatita (absoluta aparente)
TF-923	Unidade Vulcânica Superior (Brechas Piroclásticas)	540 Ma	156 ± 13	136 ± 36
TF-924	Unidade Sedimentar inferior (arenitos)		376 ± 173	
TF-927	Unidade Sedimentar superior (arenitos)		717 ± 81	

Tabela 15: Tabela relacionando as idades estratigráficas ou de cristalização das unidades amostradas e das idades de traços de fissão. Todas as idades estão em Ma.

Nas figuras 5.21 estão ilustrados respectivamente os gráficos das idades grão a grão das amostras de zircão e a idade absoluta da amostra .

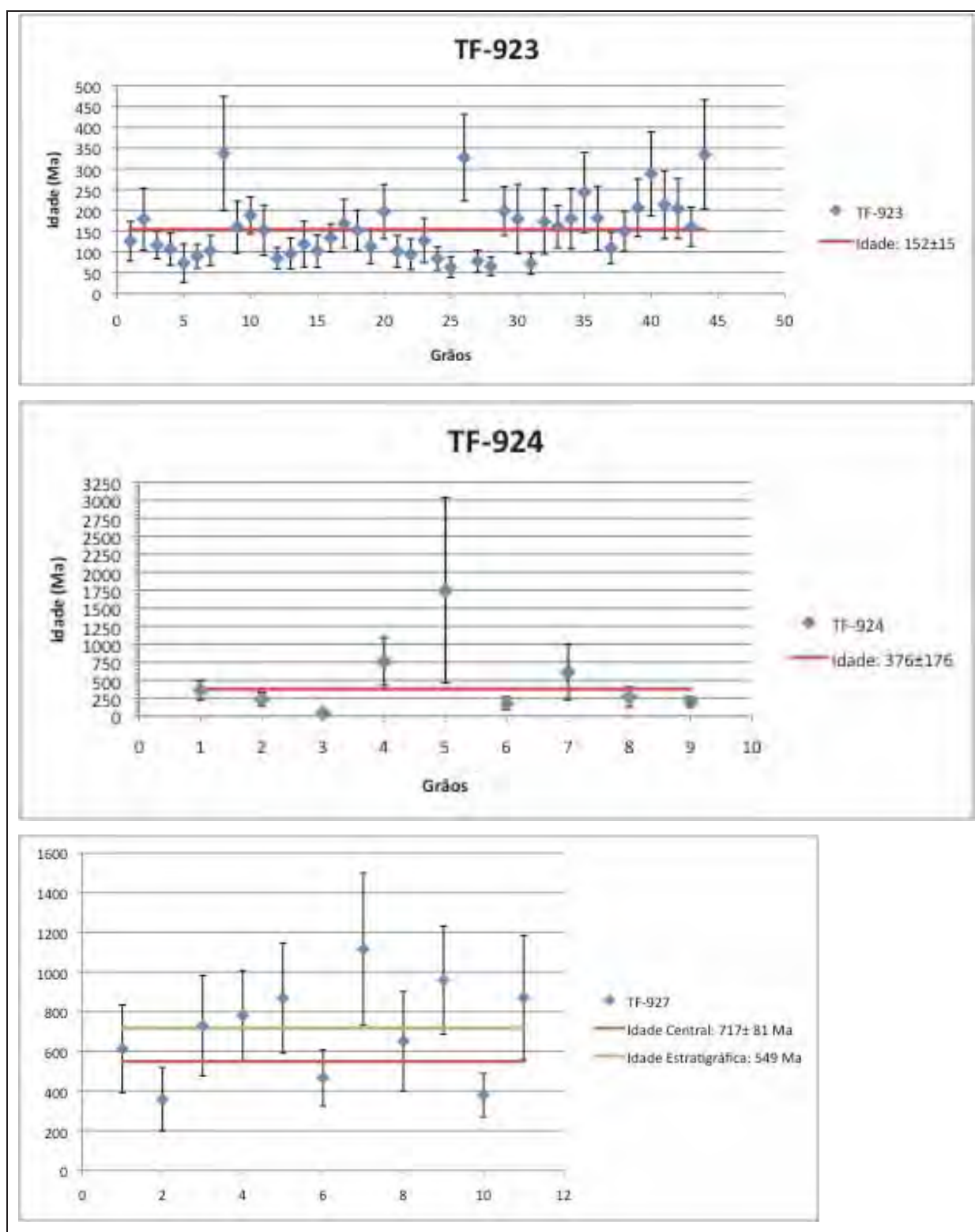


Figura 5.21: Gráficos de idade grão a grão nas amostras de zircão da Bacia de Castro. A linha vermelha representa a idade central aparente. A linha verde representa a idade estratigráfica.

As amostras TF-923 e TF-924 possuem as idades centrais de traços de fissão em zircão muito menores que as respectivas idades estratigráficas, porém a amostra TF-927 apresentou idade central muito maior que a idade estratigráfica. Para verificar as idades grão a grão desta amostra, utilizou-se o histograma da figura 5.22 onde a idade estratigráfica está representada pela coluna azul.

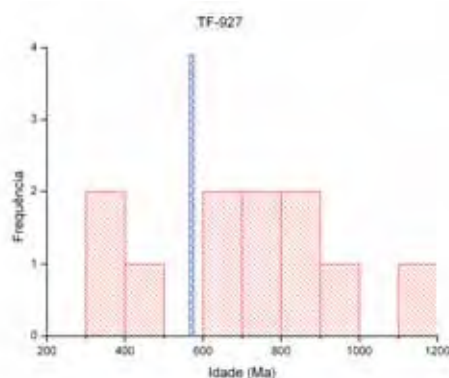


Figura 5.22: Histograma de idades grão a grão da amostra TF-927

Tanto o histograma da figura quanto a idade da amostra TF-927 deixam evidente que esta amostra não sofreu aquecimento para apagar os traços na maioria dos grão de zircão analisados. Portanto, devido a mistura e idades que uma amostra sedimentar pode apresentar devido a possibilidade de possuir várias fontes sedimentares, a idade central obtida para a amostra não tem significado geológico.

Para a datação de traços de fissão em apatita, somente foi encontrado grãos na amostra TF-923, cujas idades e idade central está representado no gráfico da figura 5.23.

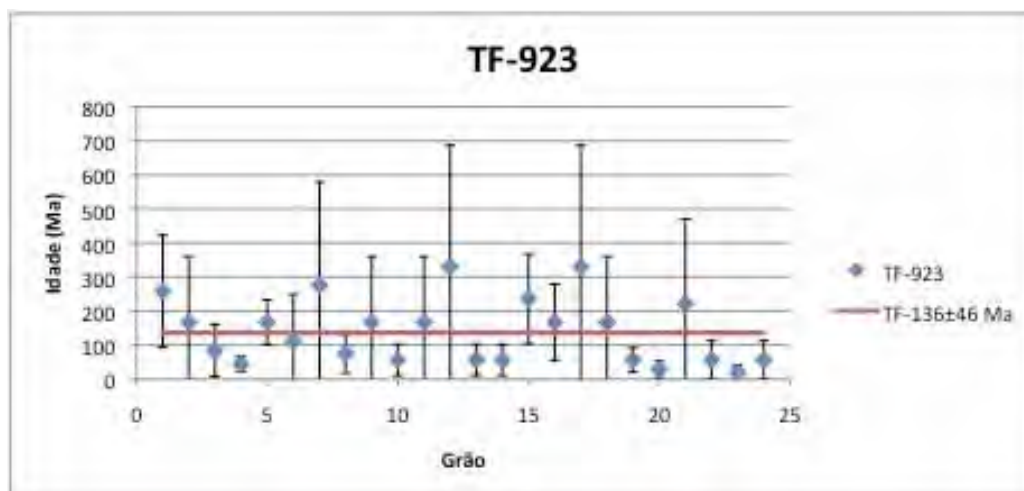


Figura 5.23: Gráfico com as idades grão a grão e a idade média ponderada da amostra de apatita coletada na área da Bacia Castro.

5.2.4.1 Integração dos dados

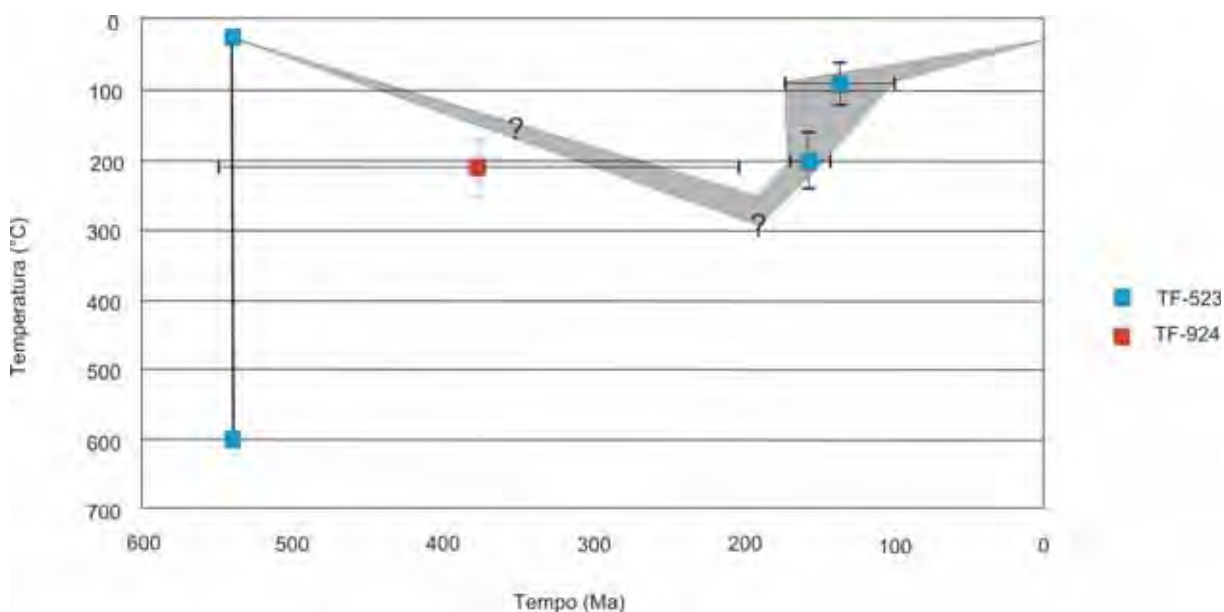


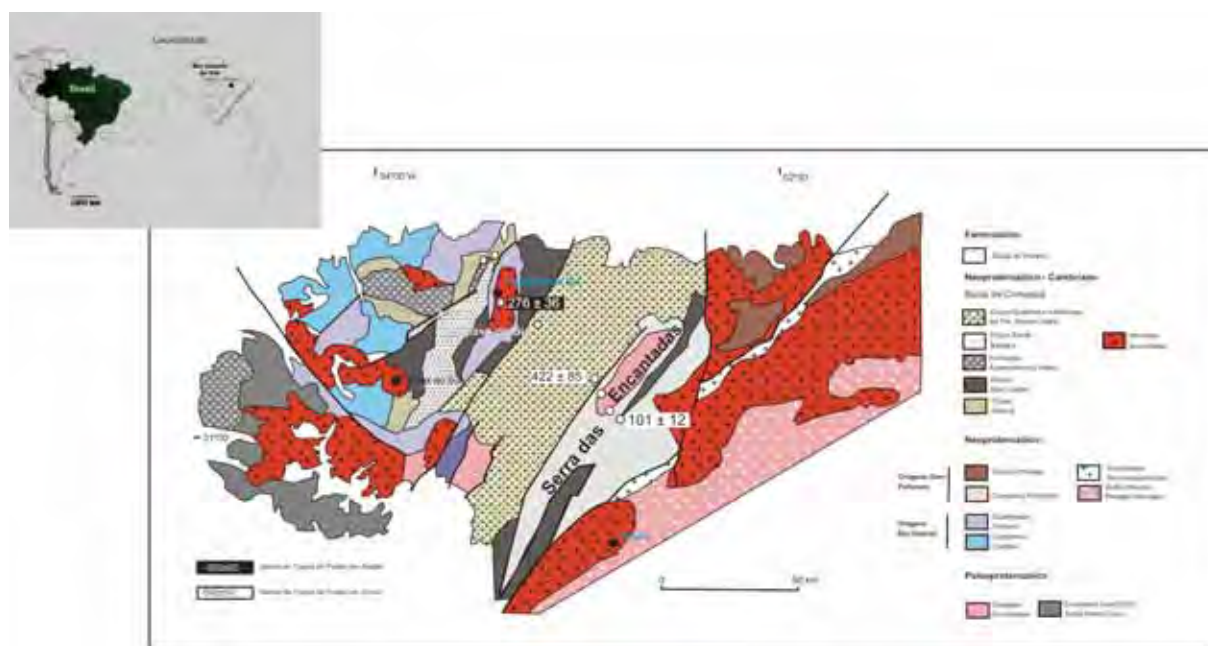
Figura 5.24: Integração das idades obtidas nas amostras da área da Bacia de Castro e interpretação de provável história térmica.

Na figura anterior a área cinza representa a interpretação da história térmica sofrida pela bacia com base na amostra TF-523, coletada na unidade vulcânica superior da Bacia de Castro e que possui idade tanto em zircão como apatita (figura 5.20). A curva começa em 540 Ma representando idade de cristalização, seguida por uma reta vertical representando resfriamento rápido por se tratar de rocha vulcânica. A presença de rochas epiclasticas mostram que a cristalização se deu na superfície, conseqüentemente compatível com resfriamento rápido. Posteriormente foi representado um aquecimento até a idade de zircão de 156 Ma, mas provavelmente este não foi o primeiro aquecimento que a bacia sofreu. Como foi obtido uma idade de 376 Ma (TF-924) de traços de fissão em zircão na Unidade Sedimentar Inferior, provavelmente a bacia deve ter tido um aquecimento seguido de resfriamento anterior ao registrado pela amostra TF-523, ou seja antes de 156 Ma. Porém o erro da amostra TF-924 é grande, o que dificulta o posicionamento deste evento. Por fim um resfriamento extremamente rápido para a temperatura de fechamento da apatita em 136 Ma.

O evento de resfriamento registrado na Bacia de Castro no Juro-Cretáceo atingiu taxas bastante elevadas, muito provavelmente relacionado com o tectonismo formador do Arco de Ponta Grossa, estrutura regional esta onde a bacia se localiza. Este tectonismo muito provavelmente está relacionado com os processos precursores que resultaram no vulcanismo

Neste caso, a taxa de resfriamento é facilmente determinada, pois da zona de annealing do zircão (240°C) para a zona de annealing da apatita (120°C), a crosta resfriou 120°C em 20 Ma, ou seja, 6°C/Ma, condizente com resfriamento tectônico.

No mapa da figura 5.25, estão representadas as amostras de rochas sedimentares e de embasamento coletadas na Bacia de Camaquã. Na tabela 16 estão relacionados os dados físicos das análises de zircão e na tabela 17 estão os dados físicos das análises de apatita. A tabela 18 apresenta as idades de zircão e apatita obtidas ao lado das idades estratigráficas (para amostras sedimentares) ou de cristalização (rochas cristalinas)



Amostra	Unidade Geológica/ Natureza da rocha	N	Ns	Ni	ρ_s	ρ_i	χ^2 (%)
TF - 1051	Grupo Bom Jardim	20	798	285	44.7	16.0	21.3
TF - 1054	Grupo Guaritas	9	395	30	121.3	9.2	88

Tabela 16: Parâmetros físicos das análises de zircão na área da Bacia Camaquã: total de grãos (N), somatória de traços fósseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fósseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$.

Amostra	Unidade Geológica/ Natureza da rocha	N	Ns	Ni	ρ_s	ρ_i	χ^2 (%)
TF - 1056	Granito Caçapava do Sul	34	395	122	8.9	2.7	50

Tabela 17: Parâmetros físicos das análises de apatita na área da Bacia de Camaquã: total de grãos (N), somatória de traços fósseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fósseis (ρ_s) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2), densidade de traços induzidos (ρ_i) ($\cdot 10^5$ traços/ cm^2) e Probabilidade de qui quadrado $P(\chi^2)$.

Amostra	Unidade Geológica / Natureza da rocha	Idade Estratigráfica ou cristalização	Idade TF Zircão (zeta)	Idade TF apatita (zeta)	Idade TF apatita (absoluta aparente)
TF - 1051	Grupo Bom Jardim (sedimentar)	590 - 580 Ma	101 $\pm$ 12		
TF - 1054	Grupo Guaritas (sedimentar)	510 – 480 Ma	422 $\pm$ 85		
TF - 1056	Granito Caçapava do Sul	560 Ma		276 $\pm$ 36	273 $\pm$ 66

Tabela 18: Tabela relacionando as idades estratigráficas ou de cristalização das unidades amostradas e das idades de traços de fissão da Bacia de Camaquã. Todas as idades estão em Ma.

Como pode ser observado na tabela 18, um resfriamento no Siluriano (idade de zircão da amostra TF-1054) a partir de 240°C para a área da Bacia de Camaquã, porém uma idade anômala para o zircão na área foi obtida para a amostra TF-1051. Neste caso, a amostra sedimentar TF-1054 está localizada no seguimento central da bacia e a amostra TF-1051 localiza-se no seguimento isolado da bacia localizado na Serra das Encantadas (ver mapa da figura 5.25). Portanto, o que tudo indica é que a bacia sofreu um aquecimento no Siluriano para apagar os traços de fissão dos zircões sedimentares e um segundo aquecimento seguido por resfriamento no Cretáceo Superior, atingiu temperaturas superiores a 240°C mas foi restrito em área.

A restrição em área do aquecimento Cretácico se torna evidente se for levado em conta que a idade de apatita TF-1056, localizada no Alto de Caçapava (ver mapa figura 5.25) apresentou idade no limite Permo-Triássico, ou seja, o nível crustal amostrado permaneceu abaixo de 120°C até a atualidade.

Portanto, integrando os dados (figura 5.26), interpreta-se que a Bacia de Camaquã, após a sedimentação da unidade mais nova (Grupo Guaritas) sofreu um aquecimento acima de 240°C e resfriou durante o Siluriano, muito provavelmente devido a tectônica distensiva que gerou os depocentros das unidades basais (estivo rift) da Bacia do Paraná. Este resfriamento se intensificou no limite Permo-Triássico quando uma tectônica distensiva levou à formação do Grupo Santa Maria (Milani, 1997). Provavelmente este foi o período de um segundo pulso de soerguimento do Alto de Caçapava corroborando com Borba *et al* (2004) (o primeiro se deu durante a sedimentação do Grupo Guaritas no Cambriano, como descrito no capítulo de Geologia Regional).

No Cretáceo Superior um resfriamento, após um aquecimento prévio, foi detectado para a Serra das Encantadas e restrito a ela, como foi discutido anteriormente. Se for considerado que a superfície atual deveria estar em profundidades acima de 8 Km (zona de annealing do zircão), um soerguimento forte deve ter ocorrido para coloca-la na superfície como se encontra atualmente. Portanto este soerguimento pode ter sido o responsável pela seguimentação do pacote sedimentar da Bacia de Camaquã nesta área.

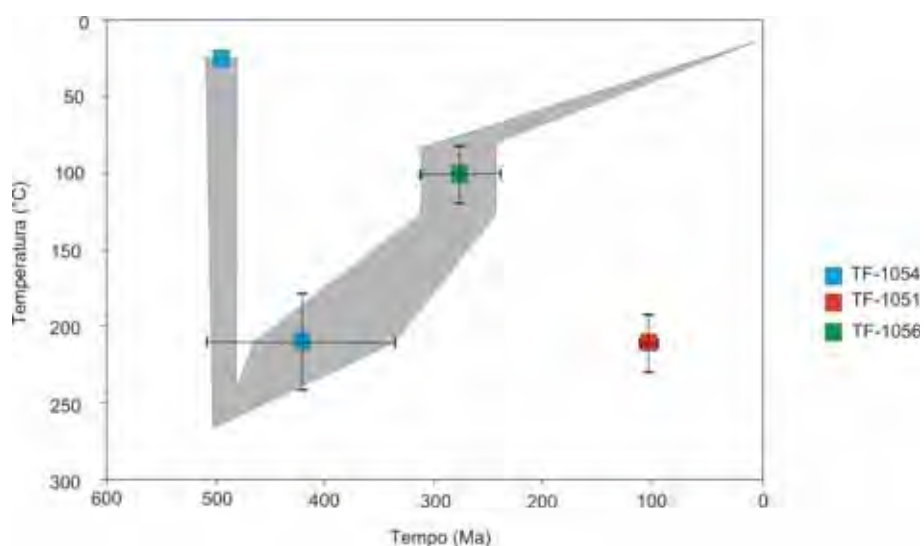


Figura 5.26: Integração das idades obtidas nas amostras da área da Bacia de Castro e interpretação de provável historia térmica.

6. INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DOS DADOS OBTIDOS

Após o final da Orogenia Brasileira a qual possui registro geocronológico até o início do Cambriano e após a tectônica distensiva representada em toda a plataforma pelas Bacias de Transição, a plataforma Sul Americana entrou em um período de estabilização que perdurou até as reativações tectônicas que provocaram a abertura do Oceano Atlântico. Durante este período de estabilização tomaram lugar a formação das grandes sinéclises Paleozóicas e o mecanismo principal de formação do espaço de acomodação para estas bacias foi a subsidência termal, ou seja, por resfriamento da crosta.

Os resultados que foram obtidos neste trabalho contradizem em parte este cenário de estabilização. As idades obtidas nas áreas das Bacias de Transição aqui estudadas mostram que, aquecimentos importantes ocorreram durante o Neo Ordoviciano para o Sudeste e Sul do Brasil e durante o Eocarbonífero e Eotriássico para o Nordeste.

A reativação da plataforma, que levou a abertura do Oceano Atlântico também foi marcada pelas idades de traços de fissão em apatita no Eocretáceo, com exceção da Bacia de Cococi que mostrou idades Triássicas e Eocarboníferas nas apatitas

A tabela 19 sumariza os eventos térmicos interpretados para as Bacias de Transição frente aos principais eventos geológicos ocorridos na plataforma. Esta correlação será discutida adiante.

6.1 Bacias estudadas no Nordeste do Brasil

De maneira geral uma bacia sedimentar pode sofrer aquecimento dos seus pacotes sedimentares através do soterramento progressivo pela ação contínua do processo de sedimentação. Com o avanço da subsidência do assoalho da bacia, determinado estrato sedimentar é colocado progressivamente em profundidades cada vez maiores. Com a ação contínua da deposição este nível estratigráfico em questão passa a ter uma determinada coluna de material sobreposto. Conseqüentemente, o pacote sedimentar passa a ocupar um nível na crosta profundo o suficiente para receber calor por condução térmica (Allen & Allen 1990).

Este aquecimento progressivo por soterramento pode ser afetado pelo aporte térmico provindo de porções mais profundas da crosta ou ainda de anomalias mantélicas (Stüwe, 2007). Geralmente este aporte térmico ocorre em zonas orogênicas, zonas de separação continental, ou quando a placa tectônica passa por sobre pontos ou áreas anormalmente aquecidas do manto subjacente.

Voltando-se para o contexto geológico das amostras coletadas nas áreas da Bacia de Jaibaras e Cococi, é pouco provável que os níveis amostrados tenham alcançado profundidade da ordem de 10km, que sobre condições normais de gradiente geotérmico, seria a coluna de soterramento necessária as amostras atingirem temperaturas da ordem de 240 °C, que é a temperatura de *annealing* do zircão. A única forma de soterramento que as rochas amostradas sofreram nesta época foi o pacote Siluro-Devoniano (Grupos Serra Grande e Canindé) sedimentar da Bacia do Parnaíba, já que a atual borda da bacia tem caráter erosivo e no passado recobriu a área amostrada. Este pacote sedimentar da Bacia do Parnaíba presente na época, de acordo com sua coluna estratigráfica (Vaz *et al.* 2007), não pode ter atingido esta espessura de sedimentos. Portanto é bastante plausível que o calor que marcou as idades de traços de fissão tenha tido contribuição térmica de porções mais profundas da crosta.

O conjunto de idades, tanto de zircão como de apatitas, nas áreas das Bacias de Jaibaras e Cococi mostraram 3 eventos térmicos principais no âmbito da Província Borborema no estado do Ceará, sendo eles: 1) Eocarbonífero, presente em ambas as bacias; 2) Eotriássico, presente na Bacia de Cococi; e 3) Neojurássico presente na bacia de Jaibaras e detectado de forma branda na bacia de Cococi.

Ao se comparar estas épocas onde eventos de resfriamento tomaram lugar nas áreas estudadas com a coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba, pode-se visualizar que estes eventos coincidem com a instalação de discordâncias regionais na bacia (figura 6.1). Esta proximidade temporal entre os resultados obtidos e os intervalos entre as seqüências deposicionais da Bacia do Parnaíba mostra que o registro térmico obtido nas Bacias de Jaibaras e Cococi tem implicação na dinâmica da crosta da área e conseqüentemente atua de forma ativa no desenvolvimento da Bacia do Parnaíba.

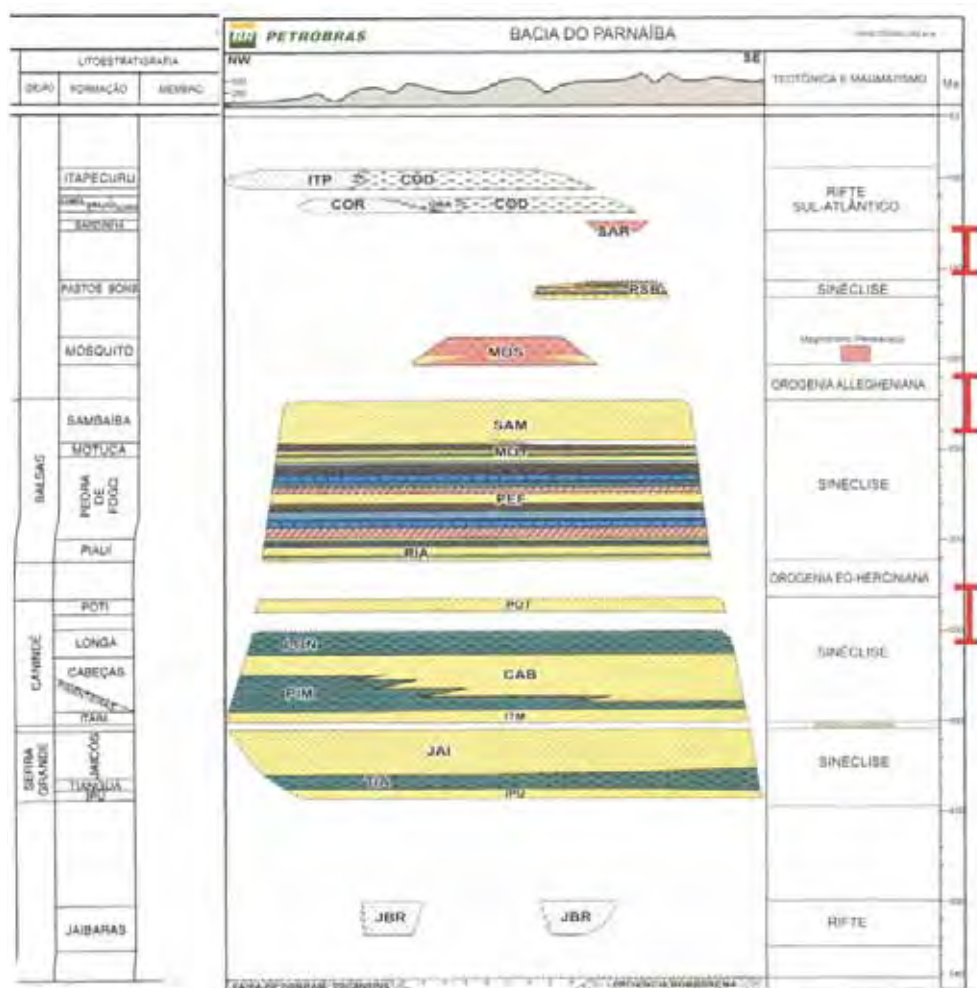


Figura 6.1: Coluna Estratigráfica da Bacia do Parnaíba (modificado de Vaz *et al.* 2007). As linhas vermelhas no lado direito da Figura indicam os intervalos interpretados no trabalho.

O intervalo de tempo posterior à sedimentação das bacias de Jaibaras e Cococi até o EoCarbonífero foi marcado pela sedimentação dos Grupos Serra Grande e Canindé da Bacia do Parnaíba que estratigraficamente está sobreposto às bacias de transição. Na proximidade do Eocarbonífero as rochas das Bacias de Jaibaras e Cococi, já sob um certo soterramento, experimentaram um aquecimento que culminou em um apagamento dos traços da maioria das amostras (ver capítulo anterior). Este aquecimento pode estar relacionado com a interrupção do processo de subsidência da Bacia do Parnaíba podendo ser representado por um soerguimento regional. O resfriamento que se seguiu marcou as idades de zircão e pode estar relacionado com um soerguimento que expôs as rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba, provavelmente relacionado com reativação dos lineamentos Transbraziliiano e Senador Pompeu (Goes, 1995)

Como foi discutido anteriormente o contexto paleogeográfico da área em questão compunha o interior do paleo continente Gondwana, ou seja, o contexto geotectônico era de

interior de placa. Por outro lado, este tempo detectado pelo traço de fissão remonta temporalmente à orogenia ocorrida na borda Norte do Gondwana, relacionado ao choque continental entre a Laurussia e o Gondwana que culminou na aglutinação final do paleo continente Pangea no Neo Permiano (Hatcher, 2002) (ver figura 6.2).

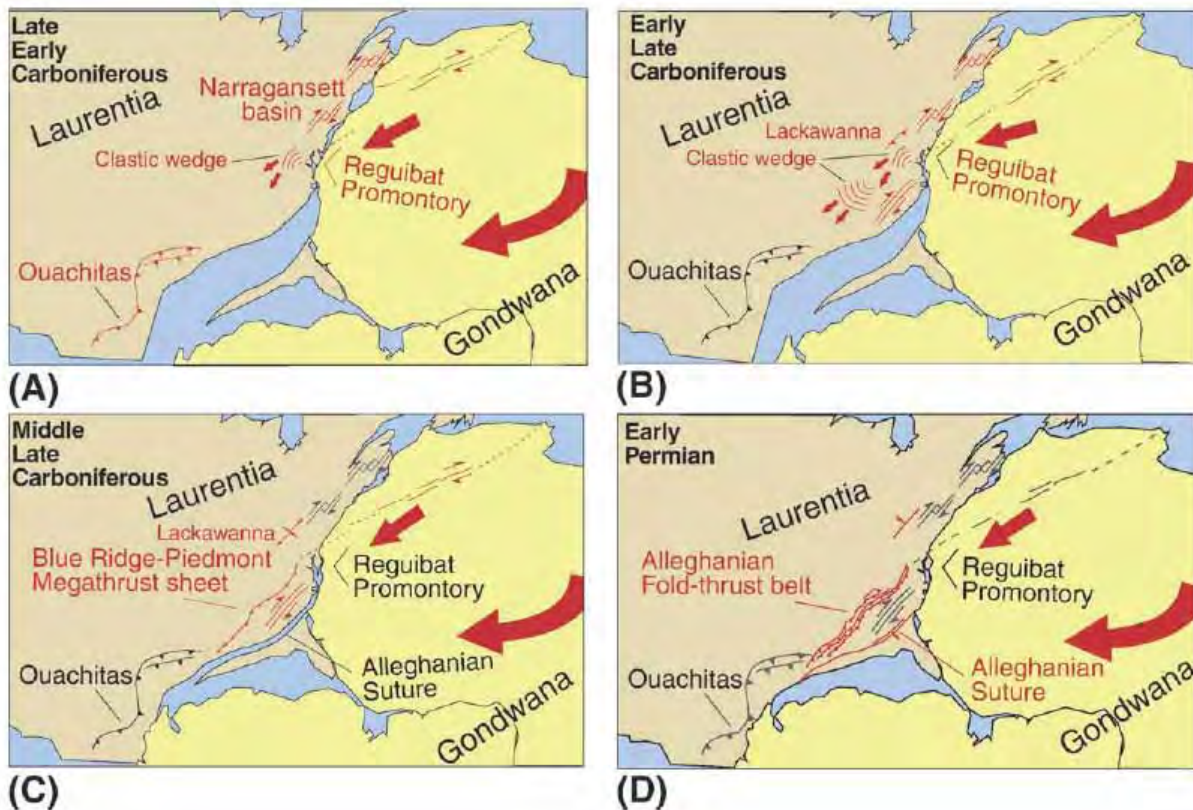


Figura 6.2: Colisão rotacional oblíqua entre Laurentia (Laurussia) e Gondwana modificado de Hatcher (2002). Símbolos em vermelho identificam características ativas durante o intervalo de tempo representado. (A) contato inicial entre Laurentia e Gondwana durante Eo Carbonífero, (B) movimento para o sul e rotação no sentido horário do Gondwana durante o início do Neocarbonífero (C) rotação continuada e movimento para o sul do Gondwana no final do Neocarbonífero, e (D) colisão final do Laurentia-Gondwana no Permiano Inferior.

Esta orogenia é conhecida como Variscana ou Herciniana e basicamente constitui na separação do micro continente Avalonia entre outros a partir do Norte do Gondwana no Meso Ordoviciano culminado na abertura do oceano Rheic. No Neodevoniano os continentes Laurentia, Báltica e Avalonia se aglutinaram formando a Laurussia, que por sua vez migrou em direção ao Gondwana provocando o fechamento do Oceano Rheic culminando no choque da Laurussia contra o norte do Gondwana. A colagem total, atingiu o norte da África e da América do Sul se deu no Eopermiano culminando na formação do paleocontinente Pangea (Matte, 2001; Nance *et al.* 2010). Já na borda Sul e Sudoeste do paleocontinente Gondwana,

O segundo evento foi detectado somente na área da Bacia de Cococi no Neotriássico. Este evento de aquecimento foi marcado no zircão da amostra coletada no Grupo Serra Grande, base da Bacia do Parnaíba (ver capítulo anterior). Também foi marcado pelas apatitas de algumas amostras mostrando que a temperatura atingida na área foi mais alta em algumas regiões do que em outras. Mas o importante é que elas mostram um resfriamento. Na bacia do Parnaíba o Neotriássico remonta o final da sedimentação do Gr. Balsas e precede uma discordância. A associação das idades com um soerguimento e instalação de um ciclo erosivo também se aplica neste momento.

Este soerguimento que interrompeu a sedimentação do Gr. Balsas deveu-se ao desequilíbrio crustal associado com o processo vulcânico que gerou a Fm. Mosquito em 180 Ma (Thomaz Filho, 2000; Mchone, 2000) na Bacia do Parnaíba e de forma regional compõe a Província Magmática do Atlântico Norte. Esperava-se que as idades se aproximassem mais da idade do vulcanismo, porém, pelo que tudo indica este foi precedido por um resfriamento, sendo que somente a amostra TF-1020 (B. Cococi) registrou em sua história térmica modelada um aquecimento nesta época. Em termos regionais o período em questão remonta aos processos de separação da América do Norte do Pangea e a formação do Atlântico Central (Thomaz Filho 2004; Soares, 2007)

O último evento detectado, marcado pelas idades de apatita da Bacia de Jaibaras, remontam ao Limite Juro-Cretácico, o qual está relacionado com o aquecimento provocado pela instalação do vulcanismo Sardinha na Bacia do Parnaíba e os processos tectônicos que culminaram na abertura do Oceano Atlântico Sul.

6.2 Bacias Estudadas no Sudeste do Brasil

A Bacia de Eleutério, que por estar encaixada na Zona de Falha de Jacutinga, possui sua evolução ligada às reativações ocorridas nesta zona, o que levou a abertura, fechamento e metamorfismo das unidades sedimentares. Hackspacher *et al.* (2004), reconheceu através de estudos geocronológicos 3 fases de movimentação nesta zona de falha, as quais refletiram em idades Ar/Ar em torno de 599 ± 1 e 587 ± 1 Ma, 571 ± 1 e 562 ± 1 Ma, 537 ± 1 to 521 ± 1 Ma, 510 ± 2 e 491 ± 1 Ma. Segundo o autor o penúltimo range de idades consistiu em uma tectônica de caráter transpressional e o último relaciona-se a um momento de resfriamento e exumação da área.

Estas fases de reativação discutidas pelos autores acima, mostra uma concordância com o intervalo de deposição proposto por Teixeira (2000) e Teixeira & Petri (2001) tornando

plausível um intervalo de sedimentação para a bacia entre 580 e 540 Ma. A inversão e o metamorfismo da bacia estaria em 530 Ma, resultado da tectônica transpressional descrita pelos autores citados no parágrafo anterior.

A idade em torno dos 450 Ma obtida por traços de fissão em zircão na Bacia de Eleutério vem complementar os dados de Ar/Ar, ou seja, provavelmente esta idade foi mais uma fase de reativação da bacia, ou ainda uma fase de simples resfriamento anteriormente marcado pela sistemática Ar/Ar por se tratar de um geotermômetro de maior temperatura que o traço de fissão no zircão. Porém esta idade é coincidente com o início da sedimentação da Bacia do Paraná e com as vulcânicas Santa Maria que ocorrem na base da Bacia do Paraná e são datadas em 430 ± 10 Ma (York, 2003). Como as primeiras unidades da Bacia do Paraná depositaram em um sistema tipo rift (Milani, 1997), conclui-se que este período foi marcado por reativações importantes nesta área. Como a Zona de Falha de Jacutinga possui prolongamento para o assoalho da Bacia do Paraná é plausível que a Bacia de Eleutério, mesmo distante, tenha registrado este evento dentro da zona de falha.

As idades de apatita da Bacia de Eleutério marca o período de reativação da plataforma. O range de idades obtidas entre 188 Ma e 128 Ma marca uma época de áreas soerguidas com reflexo na instalação de uma discordância Jurássica da Bacia do Paraná. Posteriormente a reativação da plataforma culminou no magmatismo Serra Geral e na abertura do Atlântico Sul.

Se estender a discussão para o contexto da borda orogênica Sudoeste do Gondwana, verifica-se uma estreita relação temporal com a Orogenia Ocloica (Milani & Ramos, 1998). Esta orogenia é marcada pela acreção na borda do Gondwana em decorrência da subdução do antigo continente Pantalassa.

6.3 Bacias Estudadas no Sul do Brasil

Os dados da Bacia de Castro mostraram uma particularidade que foi o registro no zircão dos processos tectônicos que culminaram na formação do vulcanismo Serra Geral. Esta interferência termicamente elevada foi intensificada devido ao grande número de diques que formam o enxame de diques do Arco de Ponta Grossa. A amostra TF-923 que foi coletada na Associação vulcânica superior da Bacia de Castro tem idade de zircão em 154 ± 13 Ma e idade de apatita de 136 ± 36 Ma, mostrando uma taxa de resfriamento bastante elevada, na ordem de 6.6 °C/Ma. Um resfriamento desta ordem mostra uma atuação de um soerguimento tectônico bastante expressivo, responsável pelo soerguimento do Arco de Ponta Grossa

(Franco, 2006). No entanto conforme foi discutido anteriormente, também foi registrado na Bacia de Castro uma idade de 376 ± 86 Ma, mostrando que a Bacia também sofreu aquecimento entre o Neodevoniano e o Eocarbonífero como influência de um soerguimento nesta época, coerente com a discordância que se estendeu durante o Neodevoniano ao final do Eocarbonífero na Bacia do Paraná (Milani, 2007)

Historia térmica semelhante foi marcada na Bacia de Camaquã. Uma amostra registrou idade de 422 ± 85 que remonta a discordância entre as seqüências Rio Ivaí e Rio Paraná da Bacia do Paraná. Porém esta comparação pode ser apenas uma coincidência, tendo em vista o alto erro da amostra, e a falta de outro dado que corrobore esta idade.

De forma semelhante ao que ocorreu na área da Bacia de Castro, nota-se uma interferência térmica no final do Eocretáceo no âmbito da Bacia de Camaquã, provavelmente associável a um pulso de soerguimento do arco Sul Riograndense neste período. Por outro lado, a amostra TF-1056 coletada no alto de Caçapava do Sul mostra que este aquecimento Eocretácio não teve amplitude térmica suficiente para apagar os traços da apatita, ou seja, não alcançou temperaturas superiores a 120°C .

7. CONCLUSÕES

Foi possível constatar neste trabalho que a aplicação de mais de um método termocronológico em um mesmo conjunto de amostras fornece base robusta para a interpretação de histórias térmicas. Isso se torna mais evidente quando se leva em consideração que idades calculadas possuem uma maior confiabilidade, do ponto de vista estatístico, que histórias térmicas modeladas a partir de histogramas de comprimento.

Buscando –se o detalhamento da tectônica formadora de bacias Cambro-Ordovicianas chamadas por Almeida (1961) de Bacias de transição, foi possível detectar uma maior importância de épocas pós Devonianas evidente pelas histórias de aquecimentos obtidos que atingiram uma paleotemperatura relativamente elevada para o paleo nível crustal amostrado. Este fato deixa evidente que a fase Paleozóica da Plataforma Sul Americana tida como estável, na realidade possuiu episódios ativos o suficiente para provocar tais aquecimentos.

No nordeste brasileiro, no âmbito dos Lineamentos Transbraziliano e Senador Pompeu, na borda da Bacia do Parnaíba, os principais momentos de perturbação térmica interpretados para o Paleozóico foram durante o Eocarbonífero, Neotriássico e Eocretáceo. Estes eventos se traduziram como épocas de soerguimento que geraram discordâncias de alcance regional nas Bacia do Parnaíba.

Em termos mais regionais, o momento de elevado gradiente geotermal durante o Eocretáceo são cronocorrelatos a fase de colagem da Orogenia Variscana ou Herciniana, que consistiu no choque do paleo continente Laurussia contra o norte do paleocontinente Gondwana para a formação do Pangea. Já os eventos mais recentes relacionam-se com a reativação da Plataforma Sul americana, sendo que a influência da abertura do Atlântico Sul somente teve influência na área da Bacia de Jaibaras para os 120°C detectados pela apatita. No caso da área da Bacia de Cocoi o último evento importante foi a influência da abertura do Atlântico Central.

No caso das áreas estudadas ao Sudeste e Sul do Brasil, os principais eventos detectados foram no Ordovício-Siluriano, Permiano e Juro-Cretáceo, mostrando semelhança temporal com a sedimentação das principais unidades da Bacia do Paraná e com as orogenias decorrentes do choque de microcontinentes na borda sudoeste do Gondwana durante a subducção da litosfera do Oceano Pantalassa.

Este trabalho portanto mostrou uma semelhança temporal que aliado às paleotemperaturas alcançadas pela crosta que em muitos casos suplantaram os 240 °C no

paleo nível crustal hoje aflorante, reforça a teoria de que estas orogenias nas bordas do paleo Gondwana exerceram influência no interior da placa.

8- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, P. A.; ALLEN, J. R. – 1990 – Basin analysis: principles and applications. Blackwell Science, 451p.

ALMEIDA, F. F. M. – 1969 – Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. In: Sociedade Brasileira de Geologia, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, 1969. Anais..., Salvador, p. 29-46

ALMEIDA, D. P. M.; CONCEIÇÃO, R. V.; CHEMALE, F. J.; KOESTER, E.; BORBA, A. W.; PETRY, K. – 2005 – Evolution of Heterogeneous Mantle in the Acampamento Velho and Rodeio Velho Volcanic Events, Camaquã Basin, Southern Brazil

ALMEIDA R.P. 2001. Evolução Tectono-sedimentar da Formação Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 161 p.

ALMEIDA, R.P., 2005. Tectônica e sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental). Ph.D. thesis, Instituto de Geociências — Universidade de São Paulo, São Paulo, 203p.

ALMEIDA, R. P.; JANIKIAN, L.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; MARCONATO, A. – 2009 – Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: The Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. *Sedimentary Geology*, 217, 30-51

ALMEIDA, R. P.; JANIKIAN, L.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; FAMBRINI, G. L. – 2010 – The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. *The journal of Geology*, 118, 145-161

ARORA, B. R., PADILHA, A. L., VITORELLO, Í., TRIVEDI, N. B., FONTES, S. L., RIGOTI, A., CHAMALAUN, F. H., 1999. 2-D geoelectrical model for the Parnaíba Basin conductivity anomaly of northeast Brazil and tectonic implications. *Tectonophysics*, 302, 57-69

ARTUR, P. C. & SOARES, P. C. – 2002 – Paleoestruturas e Petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. In: *Revista Brasileira de Geociências* 32(4): 433-44

BASEI, M. A. S.; SIGA JR, O.; KAULFUSS, G. A.; CORDEIRO, H.; NUTMAN, A.; SATO, K.; CURY, L. F.; PRAZERES FILHO, H. J.; PASSARELLI, C. R.; HARARA, O. M.; REIS NETO, J. M.; WEBER, W. – 2003 – Geochronological and isotope geochemistry of Votuverava and Perau Mesoproterozoic basins, southern Ribeira Belt, Brazil. *South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Salvador, Abstracts, v.2, 501-504.

BASEI, M. A. S.; BRITO NEVES, B. B.; SIGA JUNIOR, O.; BABINSKI, M.; PIMENTEL, M. M.; TASSINARI, C. C. G.; HOLLANDA, M. H. B.; NUTMAN, A.; CORDANI, U. G. –

2010 – Contribution of SHRIMP U/Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. *Precambrian Research*, 183, 112-144

BERNET, M. – 2009 – A field-based estimate of the zircon fission-track closure temperature. *Chemical Geology*, 259, 181-189.

BORBA, A. W.; VIGNOL-LELARGE, M. L. M.; MIZUSAKI, A. M. P. – 2003 – Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (Southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 683-692.

BORBA, A. W. – 2006 – Evolução geológica da “Bacia de Camaquã” (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-rio-grandense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica. Tese de Doutorado. UFRGS

BORBA, A. W.; MIZUSAKI, A. M. P.; SILVA, D. R. A.; KOESTER, E.; NORONHA, F. L. ; CASAGRANDE, J. – 2006 – Provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (Sul-rio-grandense Shield, Southern Brazil): Petrographic and Sm-Nd isotopic constraints. *Gondwana Research*, 9, 464- 474

BORBA, W. A.; MIZUSAKI, A. M. P.; SANTOS, J. O. S.; MCNAUGHTON, N. J.; ONOE, A. T.; HARTMANN, L. A. – 2008 - U^{Pb} zircon and ⁴⁰Ar/³⁹Ar K-feldspar dating of syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Marica Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaqua Basin of southern Brazil. *Basin Research*

BRANDON, M.T., RODENTICE, M.R., AND GARVER, J.I., 1998, Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State, *Geol. Soc. of Am. Bull.*, v. 100, p. 985-1009.

BRAUN J. – 2002 - Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 200; p 331 – 343

BRITO NEVES, B. B. de; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. – 2000 – Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A.(Ed.) *Tectonic evolution of South American*. Rio de Janeiro, 151-182

CHEMALE JR., F. (2000) Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, pp. 13-52.

CARLSON, W. D.; DONELICK, R. A.; KETCHAM, R. A. – 1999 - Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results. In: *American Mineralogist*. v. 84, No 9, p 1213-1223

CARTER, A.; GALLAGHER, K. – 2004 - Characterizing the Significance of Provenance on the Inference of Thermal History Models from Apatite Fission Track Data – A Synthetic data Study. In: *Geological Society of America – Special Paper 378*. pp. 7-23.

CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais—Serviço Geológico do Brasil) (2001) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistemas de Informações Geográficas—SIG e Mapas na escala 1:2 500 000*. Bizzi et al (eds), CR-Rom

DANTAS, E.L., VAN SCHMUS, W.R., HACKSPACHER, P.C., FETTER, A.H., BRITO NEVES, B.B., CORDANI, U.G., NUTMAN, A.P., WILLIAMS, I. – 2004 - The 3.4–3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Res.* 130, 113–137

DIAS, A. N. – 2008 – Métodos de traços de fissão em zircão: estudos geocronológicos no grupo Bauru, 73p. dissertação (mestrado) FCT-UNESP

DUDDY, I. R.; GREEN, P. F.; LASLETT, G. M. - 1988 - Thermal Annealing of Fission Tracks in Apatite – Variable Temperature Behaviour. In: *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*. 73 p. 25-38.

DUNKL, I. – 2002 - Trackkey: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computers & Geosciences*, 28, 3-12

EBERT, H. D. – 2005 – Estruturação tectônica e arcabouço crutal da região de interseção entre os cinturões Ribeira e Brasília: integração de dados geológicos, estruturais, geofísicos, geocronológicos e fisiográficos através de geoprocessamento e modelagem tridimensional. Tese de Livre Docência – IGCE/ UNESP. 241 p.

EHLERS, T. A., CHAPMAN, D. S, 1999. Normal fault thermal regimes: conductive and hydrothermal heat transfer surrounding the Wasatch fault, Utah. *Tectonophysics*, 312, 217–234.

EHLERS, T. A., ARMSTRONG, P. A., CHAPMAN, D. S., 2001. Normal fault thermal regimes and the interpretation of low-temperature thermochronometers. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 126, 179–194.

FAMBRINI, G. L. – 2003 – O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozoico III) a norte do rio Camaquã, Rio Grande do Sul, Brasil. Tese de Doutorado, IG-USP, 243p.

FAMBRINI, G. L.; JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R. P.; FRAGOSO-CESAR A. R. – 2005 – O Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na Sub-Bacia Camaquã Central, RS: Estratigrafia e Sistemas deposicionais. *Revista Brasileira de Geociências*.

FAMBRINI, G. L.; FRAGOSO-CESAR A. R. – 2006 – Análise estratigráfica do Grupo Santa Barbara (Ediacarano) na sub Bacia Camaquã Oriental, RS. *Revista Brasileira de Geociências* v. 36(4), 663-678

FLEISCHER, R. L. PRICE, P. B.; WALKER, R. M. – 1965 - Tracks of charged particles in solids. *Science* 149, 383-393

FLEISCHER, R. L. PRICE, P. B.; WALKER, R. M. – 1975 - Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications. University of Califórnia Press, Berkeley.

FRANCO, A. O. B.; HACKSPACHER, P. C.; GODOY, D. F.; RIBEIRO, L. F. B.; GUEDES, S. – 2005 – História térmica do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (SP/MG) e adjacências através da análise de datação por traços de fissão em apatitas. In: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35 (3), p. 351-358

FRANCO, A. O. B. – 2006 - Termocronologia por traços de fissão em apatitas na região do

Arco de Ponta Grossa, entre os alinhamentos de Guapiara e São Jerônimo-Curiúva. Dissertação de Mestrado. IGCE/UNESP. 123 p.

GALBRAITH, R. F. (1990): The radial plot; graphical assessment of spread in ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17, 207-214.

GLEADOW, A. J. W.; DUDDY, I. R.; LOVERING, J. F. – 1983 - Fission Track Analysis: A New Tool for the Evaluation of Thermal Histories and Hydrocarbon Potential, *Austral. Petrol. Expl. Ass. J.* 23, p. 93-102.

GODOY, D. F. – 2003 - História térmica e denudação do maciço alcalino de Poços de Caldas e circunvizinhanças: Área Norte. Trabalho de conclusão de curso, Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista. P. 74

GÓES, A. M., 1995. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. Tese de Doutorado, IG – USP, Brazil.

GORAYEB, P. S. S., ABREU, F. A. M., CORRÊA, J. A. M., MOURA, C. A.V., 1988. Relações estratigráficas entre o Granito Meruoca e a Sequência Ubajara-Jaibaras. XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém – PA, Brazil, 6, 2678 – 2688

GREEN, P. F. – 1981 - “Track-in-track” length measurements in annealed apatites. *Nucl. Tracks*, 5; 121-128.

GREEN, P. F. – 1985 – Comparison of Zeta Calibration Baselines for Fission Track Dating of Apatite, Zircon and Spheene. *Chemical Geology, Isotopic Geosciences Sector*. v.58, 1-22

GREEN, P. F.; DUDDY, I. R.; GLEADOW, A. J. W.; TINGATE, P. R.; LASLETT, G. M. – 1986 - Thermal Annealing of Fission Tracks in Apatite - A Qualitative Description. In: *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*. 59 p. 237-253.

GREEN, P. F. – 1988 - The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite: combined influences of inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system calibration, 89 P. 335-352

GUEDES, S., HADLER NETO, J.C., IUNES, P.J., PAULO, S.R., ZUÑIGA, A., 2000. The spontaneous fission decay constant of ²³⁸U using SSNTD. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 245, 441–442.

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 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.

GUEDES S., HADLER J. C. N., IUNES P. J., OLIVEIRA K. M. G., MOREIRA P. A. F. P., TELLO C. A. S. – 2005 – Kinetic model for the annealing of fission track in zircon. *Radiation Measurements*, 40 517-521 Kinetic model for the annealing of fission tracks in zircon. *Radiat.*

Meas., 40, 517-521.

HACKSPACHER, P. C.; SOARES, J. M.; PETTA, R. A. – 1988 – Geologia do Grupo Ubajara – Região de Frecheirinha (CE). IN Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anais, SBG, v.6 p.2661-2677

HACKSPACHER, P. C., RIBEIRO, L. F. B., RIBEIRO, M. C. S., HADLER NETO, J. C., IUNES, P. J., TELLO SAENZ, C. A., 2003. A origem da Serra do Mar: Termocronologia por Traços de Fissão em Apatita. IX SNET (Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos), 384-386

HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, L. F. B.; RIBEIRO, M. C. S.; FETTER, A. H.; HADLER NETO, J. C.; TELLO, C. E. S.; DANTAS, E. L. – 2004 - Consolidation and Breack-up of South American Platform in Southeastern Brazil: Tectonothermal and Denudation Histories. In: Gondwana Research, v. 7, no 1, pp. 91-101

HACKSPACHER, P. C., GODOY, D. F., RIBEIRO, L. F. B., HADLER-NETO, J. C., FRANCO, A. O. B., 2007. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. Revista Brasileira de Geociências, 37 (suplemento), 76-86.

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.

HASEBE, N., MORI, S., TAGAMI, T., MATSUI, R. – 2003 - Geological partial annealing zone of zircon fission-track system: additional constraint from the deep drilling MITI-Nishikubiki and MITIMishima. Chem. Geol., 199, 45-52

HATCHER JR., R.D., 2002. Alleghanian (Appalachian) orogeny, a product of zipper tectonics: rotational transpressive continent–continent collision and closing of ancient oceans along irregular margins. In: Martínez Catalán, J.R., Hatcher Jr., R.D., Arenas, R., Díaz García, F. (Eds.), Variscan–Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement: Geological Society of America Special Paper, vol. 364, pp. 199–208.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. – 2004 – Província Mantiqueira. Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida – Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito Neves, B. B. B. – ed. Beca. 203-234.

HURFORD, A. J.; GREEN, P. F. – 1983 – The Zeta Age Calibration of fission Track Dating. Chemical Geology, Isotopic Geoscience v. 1, 285-317

HURFORD, A. J. – 1990 – Standardization of Fission Track dating Calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I. U. G. S. Subcommittee on Geochronology. Chemical Geology, Isotopic Geosciences Sector. v. 80, p.171-178

IUNES, P. J.; HADLER NETO, J. C.; BIGAZZI, G. TELLO SAENZ, C. A.; GUEDES, S. O.; PAULO S. R. – 2002 – Durango Apatita Fission Track Dating Using Length-based Age Corrections and Nêutron Fluence Measurements by Natural Thorium thin Films and natural U-doped Glasses Calibrated Through Natural Uranium Thin Films. In: Chemical Geology

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R. P.; FRAGOSO-CESAR, A. R.; FAMBRINI, G.L. – 2003 – Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozoico III) em sua área tipo: Litoestratigrafia, evolução paleo ambiental e contexto tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 33 (4) 347-360

JANIKIAN L. 2004. Seqüências deposicionais e evolução paleoambiental do Grupo Bom jardim e da Formação Acampamento Velho, Supergrupo Camaquã, Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado, Inst. Geoc., USP, 189p.

LASLETT, G. M.; GREEN, P. F.; DUDDY, I. R.; GLEADOW, A. J. W. – 1987 - Thermal Annealing of Fission Tracks in Apatite – 2. A Quantitative Analysis. In: *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)* 65, pp. 1-13.

LASLETT, G.M., GALBRAITH, R.F. (1996) Statistical modeling of thermal annealing of fission tracks inapatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 5117 – 5131

LEINZ, V.; BARBOSA, A.F. AND TEIXEIRA, E. (1941) Mapa Geológico Caçapava-Lavras. Bol. 90, Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio, RS, 39p.

LEITE, J. A. D.; HARTMAN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; CHEMALE JR, F. – 1998 – SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in Southernmost Brazil. *Int. Geol. Rev.*, 40: 688-705.

LIMA, E.F. AND NARDI, L.V.S., (1998) O vulcanismo shoshonítico e alcalino da Bacia do Camaquã: Estado do Rio Grande do Sul ã Brasil. II Congreso Uruguayo de Geología, Punta del Este, Uruguay, pp. 263-268.

MARQUES, L. S.; ERNESTO, M. – 2004 – O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida – Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito-Neves, B. B. B. – ed. Beca. 245 – 263 p.*

MATTE, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13, 122–128.

MCHONE, J. G., 2000. Non-plume magmatism and rifting during the opening of the Central Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 316, 287-296

MIALL, A. D. – 1984 – Principles of sedimentary basin analysis, Springer-Verlag 490 p.

MILANI, E. J. – 1997 - Evolução Tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental. Porto Alegre, Inst. Geoc., UFRGS, Tese (Doutorado em Geociências). 255p

MILANI, E. J. & RAMOS V. A. – 1998 - Orogenias Paleozóicas no Domínio Sul-Occidental do Gondwana e os Ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná – *Revista Brasileira de Geociências*. 1998. v. 28 n. 4, p. 473-484

MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. – 2000 - Sedimentary basins of South America In:

CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A.(Ed.) Tectonic evolution of South American. Rio de Janeiro, p. 389-450

MORO, R. P. X. – 1993 – A bacia ordoviciana do Grupo Castro – PR. Dissertação de Mestrado – IGCE/ UNESP. 157p.

MONIÉ, A. L. P., CABY, R., ARTHAUD, M. H., - 1997 - The Neoproterozoic Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and petrostructural data from Ceara. *Precambrian Research* 81, 241–264

MURAKAMI, T.; CHAKOUMAKOS, B. C.; EWING, R. C.; LUMPKIN, G. R.; WEBER, W. J. – 1991 – Alpha-decay Event Damage in Zircon. In *American Mineralogist*, 76, 1510-1532

MURAKAMI, M., YAMADA, R., TAGAMI, T. (2006) Short-term annealing characteristics of spontaneous fission tracks in zircon: A qualitative description. *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.)*, 227, 214-222.

NAESER, C. W.; FAUL, H. – 1969 - Fission Track Annealing in Apatite and Sphene. In: *J. Geophys. Res.* 74, p. 705-710.

NANCE, R. D., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., KEPPLER, J. D., LINNEMANN, U., MURPHY, J. B., QUESADA, C., STRACHAN, R. A., WOODCOCK, N. H., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, 17, 194-222

OLIVEIRA, D. C.; MOHRIAK, W. U. – 2003 – Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 351-383

PALISSARI, R. – 2007 – Calibração de Modelos de Annealing de Traços de Fissão em Zircão a Partir de dados Geológicos, 74p. Tese – Instituto de Física Gleb Wataghin – UNICAMP

PAIM, P.S.G.; CHEMALE JR., F.; LOPES, R.C. 2000 A Bacia do Camaquã. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*, CIGO-UFRGS, 231-274.

PELOSI, A. P. M. R. & FRAGOSO-CÉSAR, A. R. S. – 2003 – Proposta litoestratigráfica e considerações paleoambientais sobre o Grupo Maricá (Neoproterozoico III), Bacia de Camaquã, Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*. 33 (2) 137-148

PELOSI, A. P. M. R. & FRAGOSO-CÉSAR – 2006 – Análise de proveniência, idade U-Pb da fonte, maturidade textural e paleocorrentes do Grupo Marica (Ediacarano do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Geociências* 36 (4) 733-797

RAHN M. K., BRANDON M. T., BATT G. E., GARVER J. I. (2004) A zero-damaged model for fission track annealing in zircon. *Am. Mineral.*, 89, 473-484.

REMUS, M. D. V.; MCNAUGHTON, M. J.; HARTMANN, L. A.; GROVES, D. L.; REISCHEL, J. L. – 1997 – Pb and S isotopes signature of sulphide and constrains on timing and sources of Cu (Au) mineralization of the Camaquã and Santa Maria Mines, Caçapara do Sul, southern Brazil. *South American Symposium on Isotope Geology (SSAGI)*. São Paulo, Brazil. Abstracts...235-255.

SANTOS, T. J. S.; FETTER, A. H.; HACKSPACHER, P. C.; VAN SCMUS, W. R.; NOGUEIRA NETO, J. A – 2008 - Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana.

SOARES, A. V. S. – 2007 – A fragmentação do Gondwana na região meio-norte do Brasil durante o Mesozóico. Tese de Doutorado. Centro de Geociências – UFPA. 196 p.

SOMMER, C.A., LIMA, E.F., NARDI, L.V.S., LIZ, J.D., PIEROSAN, R. AND WAICHEL, B.L. – 2003 - Stratigraphy of the Acampamento Velho Alloformation in the Ramada Plateau, Vila Nova do Sul region, RS. I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias. Porto Alegre, Brazil, pp. 105-110.

STÜWE, K. – 2007 – Geodynamics of the Lithosphere. 2nd Edition, Springer-Verlag. 493p.

TAGAMI, T., GALBRAITH, R.F., YAMADA, R., LASLETT, G.M. (1998) Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implications. In: P. Van den haute and F. De Corte, Eds. Advances in fission-track geochronology, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 330 pp

TEIXEIRA, A. L. – 1995 – Ambientes geradores dos sedimentos da Bacia Eleutério. São Paulo, IGc-USP, Dissert. Mestr., 132p.

TEIXEIRA, A. L. – 2000 – Análise das bacias da transição Proterozóico-Fanerozóico do Estado de São Paulo e adjacências. São Paulo, IGc – USP, Tese de Doutorado, 158p.

TEIXEIRA, A. L.; PETRI, S; – 2001 – Estratigrafia e Correlações estratigráficas da Bacia Pouso Alegre, Transição Neoproterozóico – Cambriano, Minas Gerais, Brasil. In: Revista do Instituto Geológico, São Paulo, 22 (1/1): 5-26.

TAGAMI, T. - 2005 - Zircon fission-track thermochronology and applications to fault studies. Rev. Mineral. Geochem. 58, 95–122

TAGAMI, T.; MURAKAMI, M; - 2007 – Probing Fault Zone Heterogeneity on the Nojima fault: Constraints from Zircon Fission-track Analysis of Borehole Samples. Tectonophysics, 443, 139-152

TELLO SÁENZ, 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 SÁENZ., C. A. – 1998 - Estudo de Annealing de Traços de Fissão em Apatitas, tanto em Seções Basais quanto em Seções sem Orientação Preferencial, Análise dos Comprimentos dos Traços de Fissão. Tese (doutorado), Universidade de Campinas, Campinas – SP, 111 p.

TELLO SÁENZ., C. A.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; GUEDES, S. O.; RIBEIRO, L. F. B.; PAULO, S. R. – 2003 - Recognition of Cretaceous, Paleocene and Neogene Tectonic Reactivation through Apatite Fission Track Analysis in Precambrian áreas of Southeast Brazil: Association with the Opening of the South Atlantic Ocean. In: J. S. Am. Earth Sci. 15, pp. 765-774.

THOMAZ-FILHO A., MIZUSAKI A.M.P., MILANI E.J., CESERO P. DE. 2000. Rifting and

Magmatism Associated with the South América and África Break Up. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1):017-019.

THOMAZ-FILHO, A., CESERO, P.DE, MIZUSAKI, A.M.P., LEÃO, J.G. – 2005 - Hot spot volcanic tracks and their implications for South American plate motion, Campos Basin (Rio de Janeiro State), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 18 (3–4), 383–389

TORQUATO, J. R & NOGUEIRA NETO, J. A. – 1996 – Historiografia da região de dobramentos Médio Coreau. *Revista Brasileira de Geociências*, 26, 303-314

VAZ, P. T., REZENDE, N. G. A. M., WANDERLEY FILHO, J. R., TRAVASSOS, W. A. S., 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15, 253-263

WOODHEAD, J. A.; SILVER, G. R. R. L. T. – 1991 – The Metamictization of Zircon: Radiation Dose-dependent Structural Characteristics

YAMADA, R., TAGAMI, T., NISHIMURA, S., ITO, H. (1995) Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental-study. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect)*, 122, 249-258

YAMADA, R., MURAKAMI, M., TAGAMI, T. – 2007 - Statistical modeling of annealing kinetics of fission tracks in zircon; Reassessment of laboratory experiments. *Chem. Geology*, 236, 75-91.

YOSHIOKA T. ET AL. – 2005 - Spontaneous fission decay constant of ²³⁸U determined by SSNTD method using CR-39 and DAP plates. *NIM A*, 555, 386-395.

YOUNG, E. J.; MYERS, A. T.; MUNSON, E. L.; CONKLIN, N. M. – 1969 – Mineralogy and geochemistry of fluorapatite from Cerro de Mercado, Durango, Mexico. In: U. S. Geol.Surv., Prof. Pap., 650-D: D84-D93

YORK, D. – 2003 – Results on Ar/Ar dating of Brazilian rock samples. Argon Geochronology Laboratory, Departament of Physics, Univ. Toronto, Toronto (unpublished)

WAGNER, G. – 1968 - Fission Track Dating of Apatites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 4, p. 411-415.

WAGNER, G.; REIMER, M. – 1972 - Fission track Tectonics: The Tectonic Interpretation of Fission Track Apatite Ages. *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, p. 263-268.

WAGNER, G. & VAN DEN HAUTE, P. – 1992 - Fission Track Dating. *Solid Earth Sciences Library*. Kluwer Academic Publishers. 285 p.

WILDNER, W., LIMA, E.F., NARDI, L.V.S. AND SOMMER, C.A. – 2002 - Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 118, pp. 261-283

ZANARDO, A. – 1987 – Análise petrográfica e microestrutural das rochas da Folha Águas de Lindóia. *Dissertação de Mestrado*, IG/ USP

ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M. A. F.; MORALES, N – 1988 – Contribuição ao conhecimento da Formação Eleutério. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Belém, Anais,

SBG, v. 5, p. 2308-2317

ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M. A. F. – 1990 – Aspectos microestruturais e texturais dos metassedimentos da Formação Eleutério. Revista Brasileira de Geociências (especial) 317-330