

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA**

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

**TERMOTECTÔNICA POR TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITAS DOS ALTOS  
ESTRUTURAIS DE PITANGA, PAU D'ÁLHO E JIBOIA – CENTRO DO  
ESTADO DE SÃO PAULO**

Daniel Françaço de Godoy

Orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

Dissertação de Mestrado elaborada junto ao  
Programa de Pós-Graduação em Geociências  
- Área de Concentração em Geologia Regional.

Rio Claro (SP)  
2006

## COMISSÃO EXAMINADORA

---

Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher  
(DPM/IGCE/UNESP)

---

Dr. Sandro de Oliveira Guedes  
(DRCC/IFGW/UNICAMP)

---

Dr. Pedro José Iunes  
(DRCC/IFGW/UNICAMP)

---

Daniel Françoso de Godoy

Rio Claro (SP), 09 de fevereiro de 2006

Resultado: APROVADO COM DISTINÇÃO

Dedico este trabalho  
aos meus pais.

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a FAPESP pela minha bolsa de mestrado e pelo suporte aos custos do projeto pelo projeto temático “História da Exumação da Plataforma Sul- Americana a Exemplo da Região Sudeste Brasileira: Termocronologia por Traços de Fissão e Sistemáticas Ar/Ar e Sm/Nd”, coordenado pelos Profs Drs. Peter Christian Hackspacher (DPM/IGCE/UNESP) E Julio Hadler Neto (DCRC/IFGW/UNICAMP). E também ao CNPq pelo suporte financeiro.

Agradeço ao amigo e orientador Prof. Peter Christian Hackspacher pela orientação e pela oportunidade de fazer parte do seu grupo de trabalho ao qual participo desde a graduação.

Ao amigo Dr. Sandro Guedes pela coorientação, por assim dizer, pois é o responsável por boa parte do meu desenvolvimento na metodologia.

Ao Luiz Felipe e Carina pela amizade, dicas e pela ajuda em campo.

Ao Prof. Saad pelas dicas e sugestões e pela presença na banca de qualificação.

Ao Prof. Norberto Morales pelo mapa geológico da área, o qual serviu de base para o trabalho.

Ao Prof. Julio Hadler Neto pela presença na banca de qualificação.

Ao pessoal do grupo de cronologia, Pedrão, Eduardo, Rosane, e especialmente ao Pedro Iunes e Carlos Tello pelas dicas e sugestões.

Ao pessoal do grupo de termocronologia da Unesp- Rio Claro, Ana, Rafael (Paquito), Fulvia, Carol, e todos os outros. Gostaria de agradecer ao Carlos (Suzi) pela ajuda em campo.

Aos amigos de república Iata, Ives, Ricardo e quase de casa o Fabio.

Por fim agradeço aos meus pais a quem eu devo tudo o que sou hoje, à minha família e à Danielle pelo companheirismo.

## SUMÁRIO

ÍNDICE.....	i
INTRODUÇÃO .....	1
OBJETIVOS .....	3
LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	3
MÉTODOS UTILIZADOS.....	5
CONTEXTO GEOMORFOLÓGICOS DA ÁREA .....	8
GEOLOGIA REGIONAL .....	10
GEOLOGIA LOCAL.....	25
ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA DO PARANÁ .....	46
CARACTERIZAÇÃO DOS ALTOS ESTRUTURAIS .....	43
RESULTADOS DE TRAÇOS DE FISSÃO .....	49
QUADRO TERMOCRONOLÓGICO DAS ESTRUTURAS ESTUDADAS.....	66
CONCLUSÕES.....	82
BIBLIOGRAFIA .....	87
ANEXO 1.....	96
ANEXO 2.....	126
ANEXO 3.....	128

## NDICE

<b><u>INTRODUÇÃO</u></b> .....	1
<b><u>OBJETIVOS</u></b> .....	3
<b><u>LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</u></b> .....	3
<b><u>METODOS UTILIZADOS</u></b> .....	5
<b><u>CONTEXTO GEOMORFOLÓGICOS DA ÁREA</u></b> .....	8
<b><u>GEOLOGIA REGIONAL</u></b> .....	10
<b><u>Introdução</u></b> .....	10
<b><u>Embasamento</u></b> .....	12
<b><u>Origem da Bacia do Paraná</u></b> .....	15
<b><u>Ciclos de sedimentação da Bacia do Paraná</u></b> .....	18
<b><u>GOLOGIA LOCAL</u></b> .....	25
<b><u>Grupo Itararé</u></b> .....	25
<b><u>Grupo Guatá</u></b> .....	27
Formação Tatuí .....	27
<b><u>Grupo Passa Dois</u></b> .....	27
Formação Iratí .....	27
Formação Corumbataí .....	28
<b><u>Grupo São Bento</u></b> .....	30
Formação Pirambóia .....	30
Formação Botucatu .....	32
Formação Serra Geral e Intrusivas Associadas .....	33
<b><u>Depósitos Cenozóicos</u></b> .....	34
Formação Rio Claro e Correlatas .....	34
<b><u>ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA DO PARANÁ</u></b> .....	36
<b><u>CARACTERIZAÇÃO DOS ALTOS ESTRUTURAIS</u></b> .....	43
<b><u>Estrutura de Pitanga</u></b> .....	43
<b><u>Estrutura do Pau d'Alho</u></b> .....	43
<b><u>Estrutura de Jibóia</u></b> .....	46
<b><u>Quadro Tectônico Dos Altos Estruturais</u></b> .....	47
<b><u>RESULTADOS DE TRACOS DE FISSÃO</u></b> .....	49
<b><u>Modelagem das Histórias Térmicas</u></b> .....	59
Critérios Utilizados para a Modelagem das Histórias Térmicas .....	59
<b><u>QUADRO TERMOCRONOLÓGICO DAS ESTRUTURAS ESTUDADAS</u></b> .....	66
<b><u>Interpretação Geológica dos Dados Obtidos</u></b> .....	71
Domo de Pitanga .....	72
Horst do Pau d'Alho .....	77
<b><u>Considerações sobre Soerguimento e Erosão</u></b> .....	78

<u>Correlação dos resultados com a formação de superfícies de erosão</u> .....	80
<u>Relação dos Dados Térmicos Obtidos com a Formação de Acumulações Subcomerciais de Hidrocarbonetos</u> .....	81
<u>CONCLUSÕES</u> .....	82
<u>BIBLIOGRAFIA</u> .....	87
<u>ANEXO 1</u>	
<u>METODOLOGIA DE TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITAS</u> .....	96
<u>Fundamentos do Método</u> .....	96
<u>Fissão Nuclear e Formação dos Traços de Fissão</u> .....	97
<u>Revelação dos Traços</u> .....	99
<u>Densidade de Traços</u> .....	100
<u>Método de Datação por Traços de Fissão</u> .....	103
Equação Fundamental da Idade .....	103
Equação da Idade de Traços de Fissão .....	105
<u>Apagamento Termal (Annealing) dos Traços de Fissão em Apatitas</u>	106
<u>Descrição Matemática do Annealing dos Traços de Fissão em</u>	
<u>Apatitas</u> .....	109
<u>História Térmica</u> .....	110
<u>Idade Corrigida</u> .....	113
<u>Métodos de Calibração da Idade</u> .....	115
Calibração Absoluta.....	116
Calibração $\zeta$ (zeta) .....	118
<u>MÉTODOS EXPERIMENTAIS</u> .....	120
<u>Determinação da Curva de Ataque Químico</u> .....	120
<u>Método da Análise da População</u> .....	120
<u>Método da Análise do Detector Externo (EDM)</u> .....	121
<u>Preparação de Amostras</u> .....	122
<u>ANEXO 2: TABELA DE PONTOS (DESCRICÃO DE CAMPO)</u> .....	126
<u>ANEXO 3: MAPA GEOLÓGICO DETALHADO DA ÁREA</u> .....	128

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1:</b> Localização da Área.....	4
<b>Figura 2:</b> Mapa simplificado mostrando o contexto geológico e estrutural das estruturas estudadas na Bacia do Paraná.....	5
<b>Figura 3:</b> Províncias Geomorfológicas (modificado de IPT (1981)).....	8
<b>Figura 4:</b> Esquema simplificado do padrão de relevo da área de estudo (modificado de IPT 1981).....	9
<b>Figura 5:</b> Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul (Modificado de Milani, 2004) .....	11
<b>Figura 6:</b> Embasamento da Bacia do Paraná segundo Milani & Ramos, (1998).....	13
<b>Figura 7:</b> Interpretação de Brito Neves <i>et al</i> (2005) da localização do Bloco Paranapanema, considerado como núcleo cratônico do embasamento da Bacia do Paraná .....	14
<b>Figura 8:</b> Arcabouço estrutural mostrando o rifte central da bacia (modificado de Milani, 2004) .....	17
<b>Figura 9:</b> Divisão do pacote sedimentar da Bacia do Paraná em supersequências modificado de Milani (2004).....	19
<b>Figura 10:</b> Evolução do Sudeste Brasileiro e sedimentação na Bacia do Paraná e Santos (modificado de Almeida, 1976) .....	23
<b>Figura 11:</b> Alinhamentos estruturais propostos por Soares (1991).....	37
<b>Figura 12:</b> Principais alinhamentos estruturais da Bacia do Paraná (modificado de Riccomini, 1995) .....	39
<b>Figura 13:</b> Mapa de anomalia gravimétrica da Bacia do Paraná modificado de Quintas (1995), com os alinhamentos estruturais, segundo Soares (1991) e Riccomini (1995), sobrepostos. Estão apontados os principais alinhamentos .....	40
<b>Figura 14:</b> Detalhe da figura anterior mostrando a região central do estado de São Paulo. (A – Domo de Pitanga; B – Horst do Pau d’Álho; C – Alto de Jibóia) .....	42
<b>Figura 15:</b> Modelo 3D do relevo da estrutura de Pitanga (área vermelha), com mapa geológico sobreposto .....	43
<b>Figura 16:</b> Modelo 3D da estrutura de Pau d’Álho, com mapa geológico modificado de Sousa (2002) sobreposto.....	45
<b>Figura 17:</b> Panorama geral das serras da Floresta, Pau d’Álho e Morro Branco,.....	45

<b>Figura 18:</b> Modelo 3D da estrutura de jibóia, com mapa geológico modificado de Sousa (2002) sobreposto.....	46
<b>Figura 19:</b> Mapa Geológico simplificado com a localização dos pontos (modificado de CPRM 2001).....	50
<b>Figura 20:</b> Os diagramas <i>radial plot</i> mostram as idades aparentes individuais dos grãos das amostras TF-643, TF-641, TF-694, TF-888, TF-890, TF-720, TF-698, TF-852 e seus respectivos histogramas de idades .....	55
<b>Figura 21:</b> Gráficos e histogramas de idade corrigida grão a grão. Retângulos azuis representam período de sedimentação da unidade amostrada .....	56
<b>Figura 21a:</b> Histograma de comprimento de traços e história térmica da amostra TF-641 .....	64
<b>Figura 21b:</b> Histograma de comprimento de traços e história térmica da amostra TF-694 .....	64
<b>Figura 21c:</b> Histograma de comprimento de traços e história térmica da amostra TF-888 .....	65
<b>Figura 21d:</b> Histograma de comprimento de traços e história térmica da amostra TF-890 .....	65
<b>Figura 21e:</b> Histograma de comprimento de traços e história térmica da amostra TF-720 .....	66
<b>Figura 22:</b> Diagrama mostrando a disposição das idades no tempo geológico. Cada retângulo representa um amostra. Cada cor representa um evento térmico, conforme discutido no texto .....	67
<b>Figura 23:</b> Representação dos intervalos de tempo de resfriamento (quadros azuis), aquecimento (quadros vermelhos), ou estabilidade térmica (quadros cinzas), definidos com base nas histórias térmicas. As idades corrigidas das amostras estão representadas na figura pelas linhas roxas. Os valores de temperatura destacados representam a temperatura no momento de inflexão das curvas de história térmica. ....	69
<b>Figura 24:</b> Intervalos de tempo da história térmica obtida para a região das estruturas do Pau d'Álho e Jibóia. Os valores destacados nos retângulos brancos indicam a temperatura correspondente à cada inflexão da curva da história térmica. Estão representadas também as idades obtidas.....	70
<b>Figura 25:</b> Mapa geológico simplificado do Estado de São Paulo. Notar a coincidência dos contatos do Grupo Bauru com os alinhamentos estruturais (Modificado de Riccomini, 1995) .....	75
<b>Figura 26:</b> Esquema fora de escala mostrando os diversos estágios evolutivos discutidos para a área de estudo. ....	76
<b>Figura 27:</b> Perfil E-W do Domo de Pitanga modificado de Sousa (2002), mostrando as projeções das continuações dos contatos superior e inferior da Fm.	

Corumbataí. As amostras localizadas não pertencem à linha do perfil e estão localizadas à Norte da linha.....	79
<b>Figura 28:</b> Curvas de distribuição dos fragmentos de fissão (modificado de Wagner & Van den Houte, 1992) .....	98
<b>Figura 29:</b> Processo de Formação do traço de fissão.....	98
<b>Figura 30:</b> 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 a medida de comprimento	99
<b>Figura 31:</b> 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 vertical da velocidade de ataque do traço ( $V_{tn}$ ) e Ângulo crítico $\theta_c$ . .....	100
<b>Figura 32:</b> 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 ( $R =$ ao comprimento do traço de um fragmento de fissão). A probabilidade do traço cortar a superfície do detector é dado por $2\pi R h / 2\pi R^2$ , isto é, a área da zona da esfera dividido pela área da semi esfera representando todas as orientações possíveis do traço. ....	101
<b>Figura 33:</b> Gráfico de Isócronas (Green <i>et al.</i> , 1986).....	108
<b>Figura 34:</b> Variação do comprimento individual dos traços confinados com o ângulo com o eixo C cristalográfico. a) traços sem annealing; b) 260°C, 1h; c) 310°C, 1h; d) 336°C, 1h; e) 352°C, 1h .....	108
<b>Figura 35:</b> Dados de Green <i>et al</i> (1986) plotados em um gráfico de isócronas e no gráfico paralelo de Arrhenius. ....	109
<b>Figura 36:</b> Dados de Green <i>et al.</i> (1986) plotados em um gráfico de isócronas e no gráfico tipo <i>fanning</i> de Arrhenius.....	110
<b>Figura 37:</b> Divisão de uma história térmica em intervalos de tempo, cada qual sob temperatura constante .....	111
<b>Figura 38:</b> 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) .....	113
<b>Figura 39:</b> 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.....	114

## ÍNDICE DE TABELAS

<b>Tabela 1:</b> Parâmetros físicos e idade de cada amostra sendo eles: total de grãos (N), somatória de traços fósseis contados, somatória de traços induzidos contados, densidade de traços fósseis ( $\rho_s$ ), densidade de traços induzidos ( $\rho_i$ ), teste do qui quadrado ( $\chi^2$ ), comprimento médio dos traços confinados ( $l$ ), idade aparente central (idade média ponderada), idade corrigida e fluência de Neutrões Térmicos .....	52
<b>Tabela 2:</b> Intervalo de tempo e de temperatura para cada caixa de Monte Carlo de cada amostra .....	63
<b>Tabela 3:</b> Quadro resumo da associação dos dados de traços de fissão com os eventos regionais da bacia e embasamento adjacente. Ver correspondência dos eventos na tabela 4.....	85
<b>Tabela 4 :</b> Correspondência dos eventos destacados na tabela 3.....	86
<b>Tabela 5:</b> Parâmetros para cada tipo de apatita estudada por Guedes <i>et al</i> (2004) .....	115

## ÍNDICE DE FOTOS

- Foto 1:** Afloramentos de arenitos mal selecionados e estratificados do Grupo Itararé, localizado no ponto de coleta da amostra TF-890.....26
- Foto 1:** Afloramento Mb Taquaral fraturado, localizado próximo ao distrito de Assistência..... 27
- Foto 3:** Afloramento da Fm. Corumbataí. Localizado na rodovia Rio Claro – Ipeúna. Observa-se os siltitos arroxeados, típicos na região ..... 30
- Foto 4:** Afloramento com arenitos falhados da Fm Pirambóia, alto da Serra da Floresta (Horst do Pau d’Álho) ..... 31
- Foto 5:** Detalhe do corpo de diabásio do topo da Serra do Pau d’Álho..... 34
- Foto 6:** 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..... 124

## **RESUMO**

Neste trabalho foram desenvolvidos estudos termocronológicos em três altos estruturais, sendo eles o Domo de Pitanga, o Horst de Pau d'Álho e o alto de Jibóia, localizados na borda leste da Bacia do Paraná, próximo às cidades de Rio Claro e Piracicaba, centro do Estado de São Paulo. A aplicação de um método de datação com baixa “temperatura de fechamento” (120°C) e cujas características físicas permitem a modelagem de histórias térmicas, permitiu a diferenciação de eventos tectônicos atuantes na área, bem como a magnitude térmica alcançada por estes eventos. A utilização do método analítico do detector externo (EDM) possibilitou uma datação segura de rochas sedimentares, o que não é possível com o método da população dado às características genéticas destas rochas. No geral, as histórias térmicas obtidas para as estruturas abrangem o Meso-Cenozóico, permitindo diferenciar 5 eventos de idades Juro-Cretácica, Eo Cretácica, Neo Cretácica, Paleogenica e Neogenica, sendo que o principal em magnitude térmica foi o evento Neo Cretácico. Observou-se que estes episódios possuem estreita relação temporal com a tectônica regional da borda da bacia e da porção circundante do embasamento cristalino, mostrando a resposta térmica destes eventos nas estruturas estudadas. Este trabalho vem complementar os estudos já realizados até o momento em estruturas deste tipo, introduzindo dados de datações absolutas e de história térmica à trabalhos de análise estrutural e datações relativas destes eventos aqui detectados.

## Abstract

In this work was developed studies about termocronology in three high structural, the Pitanga Dome, the Pau d'Alho Horst de and the high of the Jibóia, located in the edge east of the Parana Basin, next the cities to Rio Claro and Piracicaba, in the center of the State of São Paulo - Brazil. The application of a method of dating with low "temperature of closing" (120° C) and whose physical characteristics allow the construction of thermal histories, allowed the differentiation of tectonics events that had acted in the area, as well as the thermal magnitude reached by these events. The use of the analytical method of the external detector (EDM) made possible a trust dating of sedimentary rocks, what it is not possible with the method of the given population the genetic characteristics of these rocks. In the generality, the gotten thermal histories for the structures enclose the Meso-Cenozoic, allowing to different 5 events of ages Jurassic - Cretacic, Eo Cretacic, Neo Cretacic, Paleogenic and Neogenic, being the main, with biggest thermal magnitude, in Neo Cretacic. It was observed that there are too relation between these episodes and the regional tectonic of the edge of basin and the next crystalline region, showing the thermal reply of these events in the studied structures. This work complements the studies carried through until the moment in structures of this type, added given of absolute datings and thermal histories in works of the analyzes structural and relative datings of these detected events.

## INTRODUÇÃO

A Bacia do Paraná é uma bacia intracratônica que abrange boa parte do Centro-Sul do Brasil, estendendo-se por territórios, paraguaio, argentino e uruguaio, sendo seu registro sedimentar abrangente desde o Ordoviciano até o Cretáceo Superior. Com o advento das teorias de estratigrafia de seqüências, a tectônica ressurgente ganhou força nos estudos de bacias sedimentares em todo o mundo. A correlação de pulsos tectônicos com a geração de seqüências sedimentares tem auxiliado de forma decisiva no entendimento de processos sedimentares e a própria formação de bacias. O emprego da estratigrafia de seqüências segundo Sloss (1963) pelos pesquisadores da Bacia do Paraná tem sido mais freqüente na década de 90, dividindo a evolução em 6 ciclos, configurando portanto, 6 megaseqüências sedimentares (Milani 1997).

No Cretáceo Inferior a bacia teve seu processo sedimentar interrompido por um magmatismo básico que deu origem a um derrame que cobriu toda a bacia. Este magmatismo conhecido como Serra Geral, marca o momento em que a influência tectônica da formação do Oceano Atlântico passou a predominar na tectônica intracratônica. No Cretáceo Superior a bacia ainda recebeu os sedimentos do Grupo Bauru e Caiuá, sendo que os processos geológicos que levaram à formação deste pacote sedimentar são totalmente desvinculados da Bacia do Paraná, constituindo uma bacia independente.

Estruturalmente a Bacia do Paraná apresenta vários alinhamentos estruturais, onde há uma maior concentração de falhas alinhadas e a ocorrência de altos estruturais, diques e sills de diabásio. Estes alinhamentos são reflexos de reativações de grandes estruturas preexistentes no embasamento da bacia. As estruturas alvo deste trabalho são exemplos destas estruturas e estão inseridas neste contexto, ou seja, os altos estruturais de Pitanga, Pau d'Álho e Jibóia, fazem parte dos alinhamentos estruturais do Rio Tietê, Rio Mogi Guaçu e PT3 (Jacutinga).

A escolha destas estruturas se deu devido estarem inseridas em importantes feições estruturais da bacia que foram responsáveis pela deformação rúptil do pacote sedimentar como um todo, influenciando na evolução da bacia. Desta maneira a aplicação do método de traços de fissão nestas estruturas como é proposto neste trabalho, aumenta a possibilidade de registrar os eventos regionais da bacia, já que eles podem funcionar como áreas que se sobressaiam em valores de temperatura.

O entendimento da formação deste tipo de estruturas também tem uma importância econômica, sendo que em bacias promissoras para a exploração de petróleo, estruturas como

estas aqui estudadas atuam como armadilhas estruturais para petróleo e gás. Por esta razão o pacote sedimentar da Bacia do Paraná já foi extensivamente estudado, principalmente do ponto de vista estratigráfico. No final dos anos 70 e início dos 80, a bacia foi estudada mais a fundo pelo consórcio IPT/CESP – PauliPetro, que com a aplicação de métodos de investigação de sub-superfície, procurou-se determinar o seu potencial petrolífero. O consórcio foi desfeito na época por ter sido encontrado somente acumulações sub-comerciais. Outras companhias como a PETROBRAS realizaram estudos na bacia, porém com importância secundária para a empresa.

Quanto aos conhecimentos já existentes em relação à gênese e evolução temporal destas estruturas, vários trabalhos as descrevem quanto à geometria, suas reativações e relação dos tensores que as geraram, porém a relação temporal entre os eventos ainda é relativa.

Desta maneira buscou-se com a aplicação de um método termocronológico de baixa temperatura (120°C), como é o caso do método de traços de fissão em apatitas, datar e modelar a história térmica das estruturas e correlacioná-las a eventos tectônicos que possam ser responsáveis pela formação destas estruturas, bem como a contextualização na evolução regional.

Os dados obtidos mostraram uma história térmica relativa ao Meso-Cenozoico da bacia, sendo que a história anterior não foi preservada dado a magnitude dos eventos de aquecimento nesta época, apagando o registro anterior. Sendo assim os eventos tectônicos mais importantes detectados pela integração dos dados remontam ao limite Juro-Cretáceo (predecessor do magmatismo Serra Geral), Eo Cretáceo, Neo Cretáceo, Paleógeno e Neogeno. Dado o contexto estrutural, estes resultados são passíveis de correlação com eventos de nível regional que ocorreram no interior da bacia, e na porção aflorante do embasamento Pré-Cambriano da borda leste. Em relação às ocorrências de betume nas adjacências das estruturas, é passível a correlação dos eventos térmicos obtidos com a geração e ou migração destes hidrocarbonetos.

## **OBJETIVOS**

O principal objetivo deste trabalho é a quantificação de alterações térmicas, no decorrer do tempo geológico, associadas às feições estruturais presentes na bacia sedimentar do Paraná, decorrente de atividade tectônica resurgente. As estruturas alvo para este trabalho de modelagem térmica são o Domo de Pitanga, o *Horst* do Pau d'Álho e o Alto de Jibóia, localizados na borda leste da bacia, em território paulista. Estas estruturas se apresentam como integrantes de importantes alinhamentos estruturais da bacia, sendo eles Jacutinga (ou PT3 de Soares, 1991), do Rio Tietê (alto de Pitanga) e Rio Mogi Guaçu (altos de Pau d'Álho e Jibóia), através dos quais se propagaram movimentações decorrentes da ação de esforços provocados por eventos tectônicos ocorridos na margem ativa do Gondwana durante o Fanerozóico

Desta maneira, com base na modelagem térmica propõe-se a datação de processos tectônicos locais que possam ser responsáveis pela formação das feições a serem estudadas, já que alterações de temperatura e movimentações tectônicas na crosta possuem estreita relação. Conseqüentemente, dado o contexto estrutural no qual os altos a serem estudados se encontram, e com base na literatura existente, estes eventos podem ser encaixados no contexto regional da evolução da bacia.

De forma complementar buscar-se-á uma possível associação temporal dos dados a serem obtidos com ciclos erosivos descritos para o sudeste brasileiro. Desta mesma forma, buscar-se-á a associação dos dados térmicos com a formação de betume que ocorre nas adjacências da área e nos folhelhos da Fm. Irati.

## **LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

A área de estudo localiza-se na porção central do Estado de São Paulo, abrangendo os municípios de Rio Claro, Ipeúna, Piracicaba, São Pedro, Águas de São Pedro, entre outros. As vias de acesso são pelas rodovias SP-127, SP-191, SP-304, SP-310 e SP-308, além de inúmeras estradas não pavimentadas (Ver Figura 1). A área está compreendida entre as coordenadas 22°15" e 23°00" de latitude S e 47°30" e 48°00" de longitude W, abrangendo uma área de ~ 4000 km<sup>2</sup>.

Geologicamente, a área situa-se na borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo, no domínio geomorfológico da depressão periferia, onde afloram rochas das unidades Paleozóicas da bacia. Na figura 2 está representada a situação geológica da área de estudo.

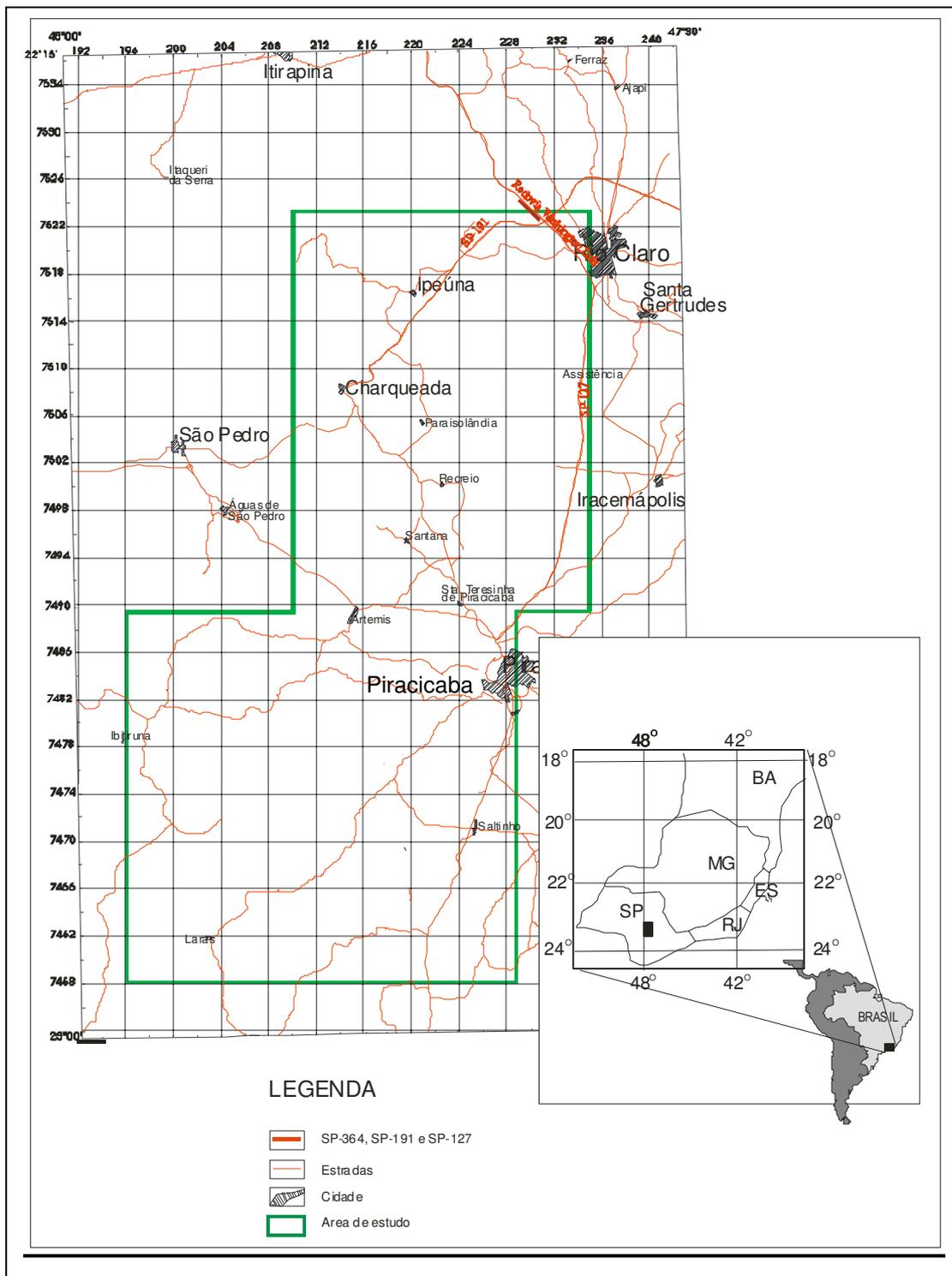
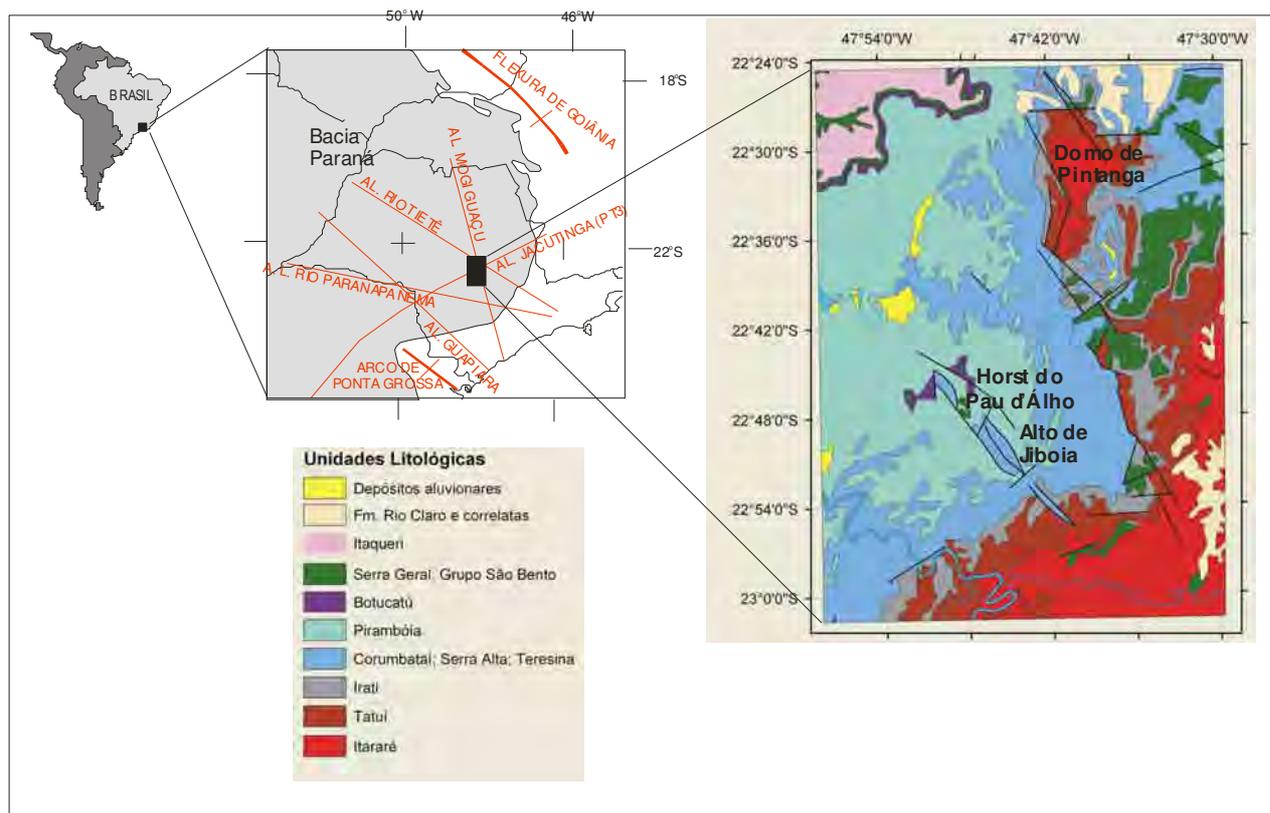


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo, onde está representadas as principais rodovias e áreas urbanas



**Figura 2:** Mapa simplificado mostrando o contexto geológico e estrutural das estruturas estudadas na Bacia do Paraná

## MÉTODOS UTILIZADOS

O método utilizado neste trabalho é o método de Termocronologia por Traços de Fissão em Apatita, que está descrito de forma detalhada no anexo I. Este método consiste na análise de um conjunto de defeitos alinhados, com simetria cilíndrica chamados de “traços latentes” produzidos pela fissão espontânea do  $U^{238}$  em cristais de Apatita, onde cada traço representa um evento de fissão. Através da aplicação dos valores de densidade de traços em equações específicas, utilizando-se as constantes adequadas, é possível calcular um valor de tempo.

Como o elemento usado para quantificar os eventos de fissão são susceptíveis à temperatura, o método apresenta temperatura de “fechamento” (temperatura de *annealing* total) relativamente baixa para intervalos de tempo geológicos (cerca de  $120^{\circ}C$ ), em comparação a outros métodos, permitindo a datação de eventos tectonotérmicos a partir de níveis crustais rasos, ou que fisicamente envolva baixas temperaturas.

Considerando ainda que os traços de fissão, em temperaturas entre  $120$  e  $60^{\circ}C$  (temperatura de *annealing* parcial) apresenta um processo de encurtamento que envolve um

certo tempo geológico, e abaixo de 60°C (temperatura de retenção total) os traços permanecem praticamente inalterados, o método permite a modelagem da história térmica que a amostra sofreu entre a idade e a temperatura ambiente. Desta forma, o histograma de comprimentos de traços, é o registro da evolução térmica sofrida pelos cristais analisados.

Para o cálculo das idades aparentes foi utilizado o programa TRACKY® (Dunkl, 2002) o qual utiliza os métodos descritos no anexo I. Optou-se por este programa devido a facilidade de operação e pelos resultados que o programa apresenta de uma forma direta, sendo eles as idades central, média e Pooled (sendo que ambas são idades aparentes quando utilizado a calibração absoluta), o valor de  $\chi^2$ , além de outros valores. O programa também permite a apresentação gráfica dos dados em diagramas do tipo *radial plot*, histograma de frequência de idades grão a grão, etc, permitindo a exportação na extensão “dxf” para a utilização em outros programas. Neste trabalho foi utilizada a idade central fornecida pelo programa, como idade aparente.

Os dados também foram tratados em uma planilha do programa MICROSOFT EXCEL®, cujas equações empregadas também seguem a metodologia descrita no anexo I. Com esta planilha foi calculada a idade corrigida grão a grão, a idade corrigida da amostra pela média ponderada pelos erros da idade de cada grão e o erro da idade corrigida.

Para a modelagem das histórias térmicas foi utilizado o programa HTA que foi desenvolvido inicialmente por Tello Saenz (1994), baseado no modelo de *annealing* de Laslett *et al* (1987), com aprimoramento a partir de dados de laboratório de Tello Saenz (1998) e apresentado por Hadler Neto *et al*, (2001). Basicamente este programa gera, de uma maneira randômica, histórias térmicas com vértices posicionados em caixas de Monte Carlo previamente definidas, ou seja, as caixas têm a função de limitar o espaço para o qual o programa irá escolher os pontos de inflexão de cada curva de história térmica. O histograma teórico de comprimentos de traços calculado para a história térmica gerada é comparado com o histograma experimental. Se o histograma teórico for estatisticamente compatível com o histograma experimental, através do teste  $\chi^2$ , a história térmica gerada é guardada, caso contrário é descartada. Este processo é conhecido como “modelo inverso”, proposto por Lutz e Omar (1991), o qual prevê a modelagem de uma história térmica teórica e a verificação da viabilidade desta através de comparação e teste estatístico do histograma teórico de comprimentos com o histograma experimental. Os parâmetros das histórias térmicas e histogramas teóricos gerados são salvos automaticamente em um arquivo “.dat” facilitando o uso em outros programas.

Porém, um histograma de comprimentos, apesar de ser o registro da evolução térmica de uma determinada amostra, pode ser compatível com histórias térmicas teóricas totalmente antagônicas (Green *et al*, 1989), sendo que nem todas possuem compatibilidade geológica, e descreve a evolução real. Nestes casos, de acordo com o que foi proposto em Tello Saenz (1994), deve-se restringir as caixas de Monte Carlo a fim de limitar as histórias térmicas a serem modeladas segundo uma evolução mais viável geologicamente, procedendo-se então uma nova sequência de modelagem.

Fica evidente, portanto, que a utilização de critérios geológicos e geocronológicos pré-existent, bem como os próprios dados de idades de traços de fissão, torna necessário para o posicionamento das caixas de Monte Carlo. Porém, isso não quer dizer que uma história térmica modelada seja um resultado manipulado, mas por se tratar de uma descrição estatística com embasamento nas propriedades físicas do comportamento do traço no meio sólido, e ainda, os experimentos que descrevem o *annealing* constituírem uma extrapolação da escala temporal de laboratório para a geológica, se torna necessário uma interpretação cuidadosa dos resultados, sempre amparada por princípios da geologia.



são sustentadas pelos derrames (ver figura 4) sotopostos as unidades Triássicas caracterizadas por arenitos eólicos e mais susceptíveis à erosão.



**Figura 4:** Esquema simplificado do padrão de relevo da área de estudo (modificado de IPT 1981)

A gênese da depressão periférica ainda é controversa devido à dificuldade de se obter elementos para o emprego de metodologias que permitam uma datação absoluta. Porém, segundo Melo (1995), a provável época de formação da depressão periférica estaria ligada a formação da Superfície de Aplainamento Neogênica de Martonne (1943), no Mioceno, ou à Superfície Velhas de King (1956) de mesma época. Segundo o mesmo autor, a província geomorfológica das “Cuestas Basálticas” estaria nivelando a Superfície Sul Americana (King, 1956), dentro da bacia, com idade de formação que remonta ao Paleoceno.

## **GEOLOGIA REGIONAL**

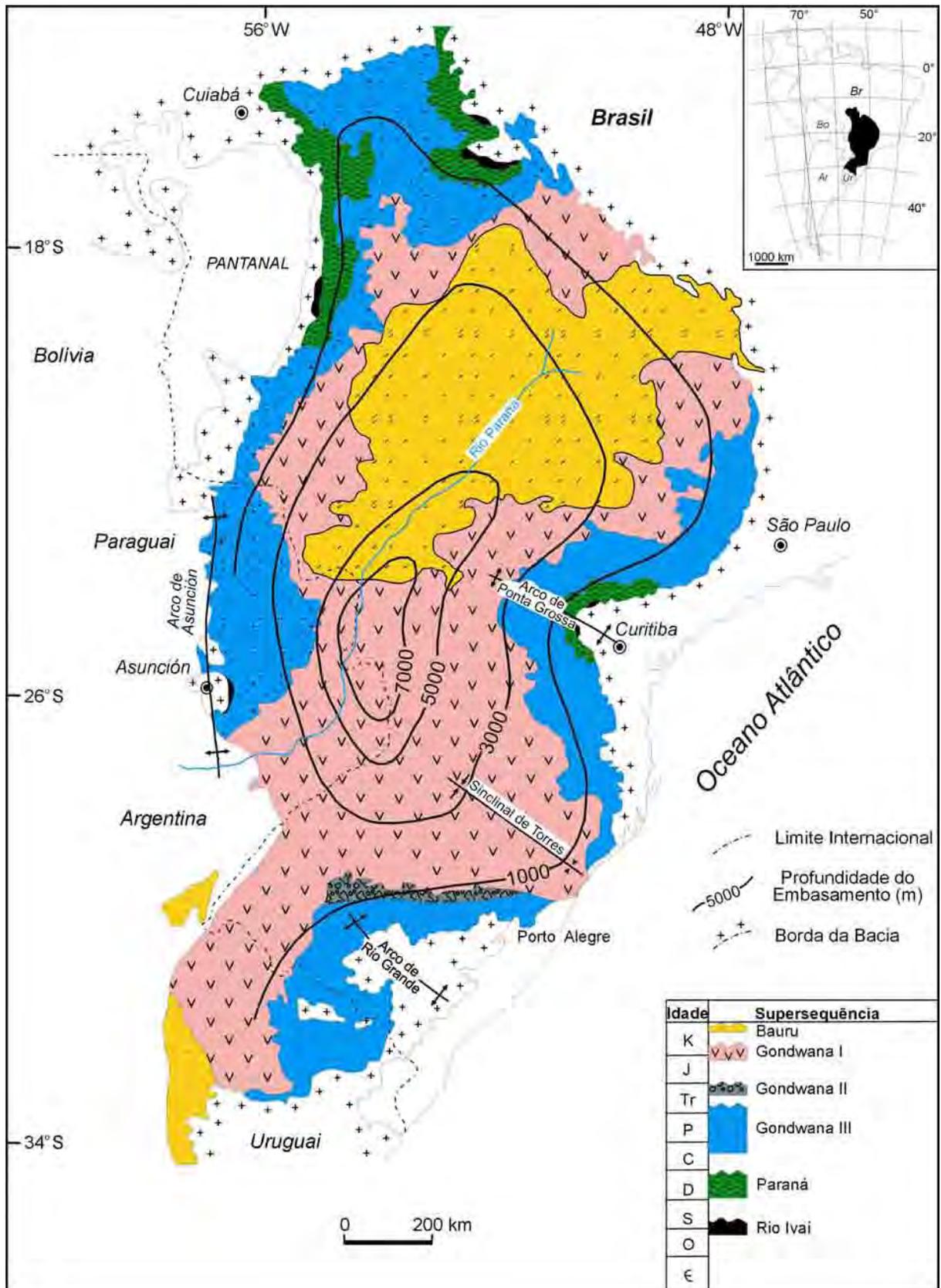
### **Introdução**

A bacia sedimentar do Paraná constitui uma bacia intracratônica, cuja evolução está relacionada a um período de estabilização tectônica pós-Brasiliana, iniciando-se no final do Ordoviciano, ao mesmo tempo em que outras bacias se desenvolviam pelo paleocontinente Gondwana, como é o caso das Bacias do Parnaíba, Solimões, Amazonas, etc. O processo tectônico que resultou na subsidência inicial do seu embasamento é resultado de uma tectônica intraplaca, reflexo dos pulsos orogênicos atuantes na borda ativa do Gondwana Ocidental.

O registro sedimentar da Bacia do Paraná que ainda se encontra preservado está localizado em sua maior parte, na porção centro sul do Brasil, abrangendo, no sentido Norte-Sul, desde o sul do Estado de Mato Grosso até norte do Uruguai, e no sentido Leste-Oeste, desde o leste do Paraguai até o Oeste do Estado de São Paulo (ver figura 5). Na costa sudoeste do continente africano, parte da bacia se encontra preservada, tratando-se de uma porção que estava unida à porção brasileira no período anterior à ruptura continental (Cretáceo Inferior) e abertura do Atlântico Sul. Estes limites da bacia são resultados de modificações intensas, em razão da erosão atuante nas suas margens, decorrente dos soerguimentos tectônicos pós-Paleozóicos. A borda leste, em particular, foi esculpida pela erosão em função do soerguimento tectônico marginal ao *Rifte* Sul Atlântico.

Sua evolução foi policíclica, ou seja, houveram vários ciclos transgressivos-regressivos, intercalados com descontinuidades de nível regional.

Geologicamente, a bacia é limitada atualmente a Nordeste pela Flexura de Goiânia, a oeste pelo Arco de Assunção, que a separa da bacia do Chaco e a leste pelo embasamento soerguido pela tectônica que deu origem às serras do Mar e da Mantiqueira, bem como o Arco de Ponta Grossa.



**Figura 5:** Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul (modificado de Milani 2004)

## Embasamento

O embasamento da Bacia do Paraná é composto por núcleos cratônicos (terrenos granulíticos e granitos), rodeados por vários cinturões móveis orogênicos (rochas metassedimentares dobradas e empurradas, granitos e porções deformadas de cratôns) formados durante o ciclo Brasileiro. Este ciclo foi um importante evento tectono-magmático, durante o qual, a colisão de diversos núcleos cratônicos, junto com seus prismas sedimentares adjacentes, levou à formação do Gondwana (Zalán *et al*, 1990). Trabalhos recentes como de Hackspacher *et al* (2003a) confirmam que este ciclo se estendeu desde 700Ma até 560 Ma.

O embasamento aflorante que bordejia a Bacia do Paraná, segundo Zalán *et al* (1990) é constituído por:

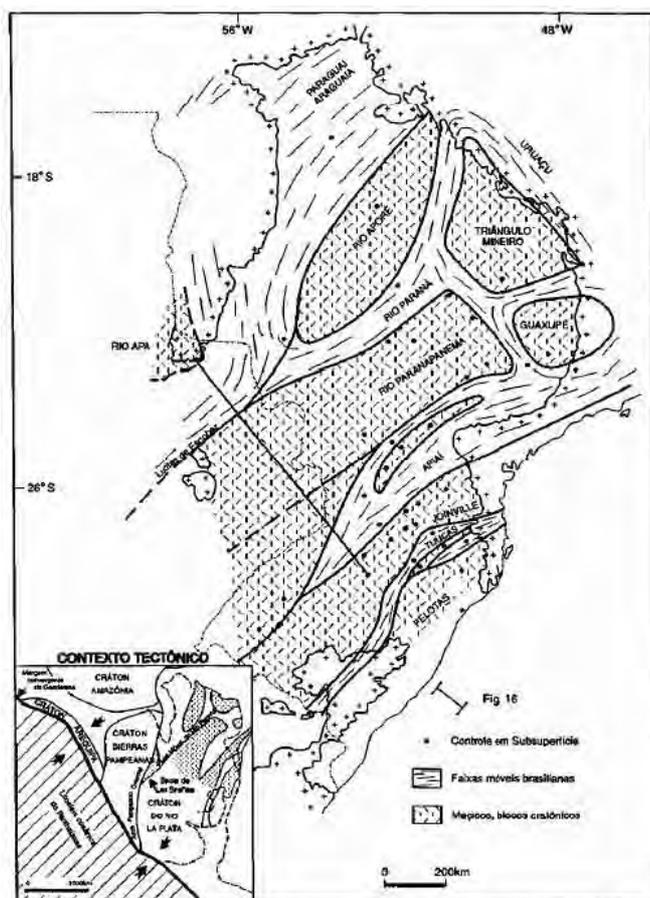
- *margem leste /sudeste* – dois cinturões móveis principais, com direção NE (faixas Dom Feliciano e Ribeira), separados por um núcleo cratônico (Rio de La Plata/ Luiz Alves);

- *margem norte/nordeste* – um cinturão móvel principal com direção NO denominado na época por faixa Uruaçu. Estudos recentes, como descrito em Pimentel *et al.* (2004) subdividem esta faixa em Arco Magmático de Goiás (mais a O e SO) com atividade desde 800Ma até ~600Ma; e Faixa Brasília (com pico de metamorfismo em 630-600Ma). No extremo sul da Faixa Brasília encontra-se os terrenos Socorro-Guaxupé, que constitui um sistema de *Nappes* de idade Neoproterozóica, com idades de convergência de 655-640 Ma (Hackspacher *et al.* 2004).

- *margem oeste/noroeste* – um cinturão móvel principal (faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia) que parte do Paraguai e atravessa, com direção geral N-S, toda margem ocidental da bacia, defletindo bruscamente para ENE-OSO nas proximidades do paralelo 14°, delimitando a borda do extremo norte da bacia.

Com base no embasamento aflorante da bacia, é possível prever uma continuação das entidades geotectônicas descritas acima por debaixo dos sedimentos. Neste contexto, Cordani *et al* (1984), usando dados de poços que atingiram o embasamento sugerem a existência de um núcleo cratônico no centro da bacia, ao redor do qual se desenvolveram as faixas móveis descritas por Zalán *et al*(1990).

Milani & Ramos (1998) apresentam uma interpretação semelhante à de Zalán, mas igualmente baseada nas porções do embasamento aflorante e com um núcleo cratônico central.

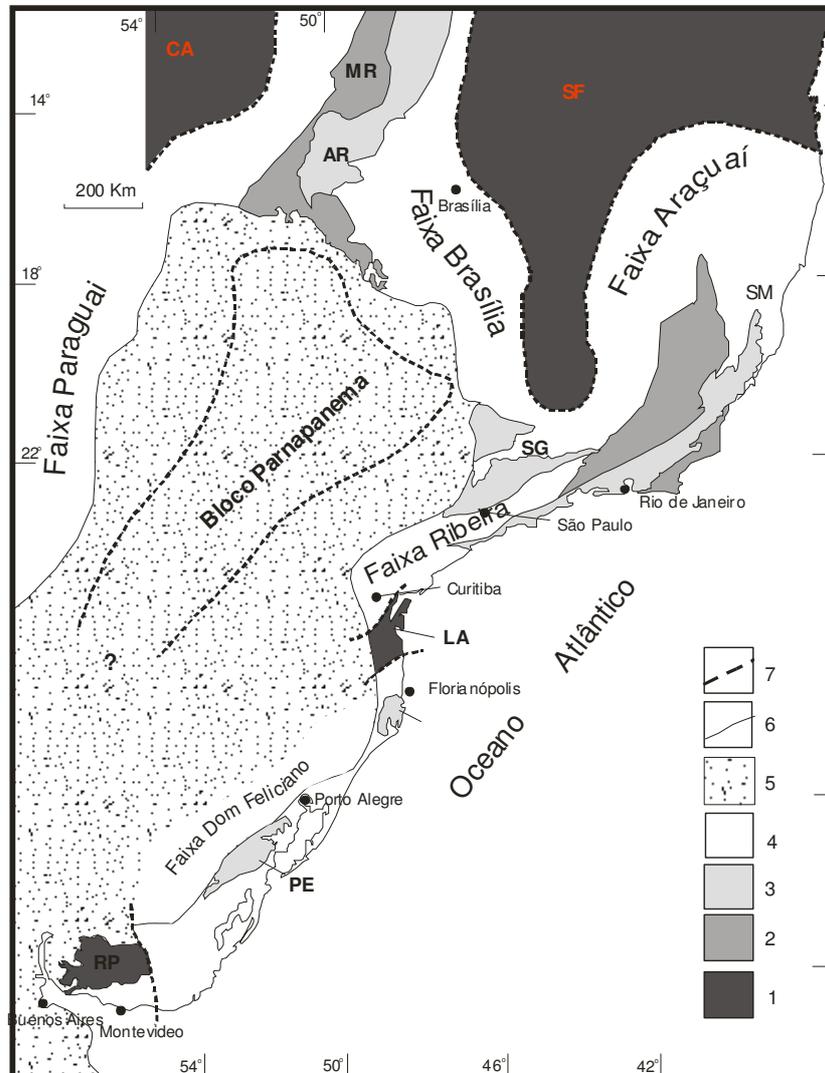


**Figura 6:** Embasamento da bacia do Paraná segundo Milani & Ramos (1998)

Como pode ser visto na figura 6, Milani & Ramos (1998) interpretam não só a existência de um cráton central à bacia, chamado de Rio Paranapanema, como também interpretam outras porções cratônicas, como a do Rio Aporé, do Triângulo Mineiro e Guaxupé, cercados de faixas móveis como a de Apiaí, Rio Paraná e Paraguai-Araguaia. Tal conjunto de crátons e faixas móveis possuem um grande número de zonas de fraqueza, cujo arcabouço estrutural, através das diversas reativações que sofreram, controlaram a maior parte da evolução estratigráfico-estrutural da Bacia do Paraná, o qual será detalhado mais à frente.

A teoria de núcleo cratônico é uma tendência forte de interpretação do embasamento da bacia do Paraná, sendo corroborado recentemente por outros autores como Brito Neves *et al* (2005), que através da interpretação dos dados gravimétricos gerados por Quintas (1995), interpretaram o embasamento da bacia. Estes dados gravimétricos foram filtrados de tal modo a fim de se subtrair o montante das anomalias relativas à cobertura sedimentar da bacia e do manto profundo. Desta maneira o mapa residual de quintas (1995) indica as discontinuidades do embasamento da bacia. De posse destes dados geofísicos, os autores interpretaram a existência de um núcleo cratônico central à bacia, denominando-o de Bloco Paranapanema

(ver figura 6), relativo a uma área de grande anomalia positiva, segundo a direção NE-SW. Brito Neves *et al* (2005) também delimitam com maior precisão a continuação das faixas móveis por sob a bacia.



**Figura 7:** Interpretação de Mantovani *et al* (2005) da localização do Bloco Paranapanema, considerado como núcleo cratônico do embasamento da Bacia do Paraná. (1) SF- Cráton São Francisco, CA- Cráton Amazônico, LA- Cráton Luís Alves, RP- Cráton Rio de La Plata. (2) Principais blocos Pré-Brasilianos retrabalhados (embasamento Paleozóico e Arqueano). (3) Arcos magmáticos Brasilianos Neoproterozóicos: MR- Mara Rosa – Goiás, AR- Arenópolis, SM- Terreno Serra do Mar (inclui os arcos Rio Negro e Rio Doce), SG- Socorro Guaxupé, PE- Pelotas. (4) Cinturões de rochas Supracrustais indiferenciadas. (5) Cobertura sedimentar da Bacia do Paraná. (6) Limite da Bacia do Paraná. (7) Limite dos principais blocos cratônicos.

Tal conjunto de segmentos litosféricos formados pelo Bloco Paranapanema e continuação das faixas móveis Proterozóicas possuem um grande número de zonas de fraqueza, cujo arcabouço estrutural, através das diversas reativações que sofreram, controlou a

maior parte da evolução estratigráfico-estrutural da Bacia do Paraná, o qual será detalhado mais à frente.

### **Origem da Bacia do Paraná**

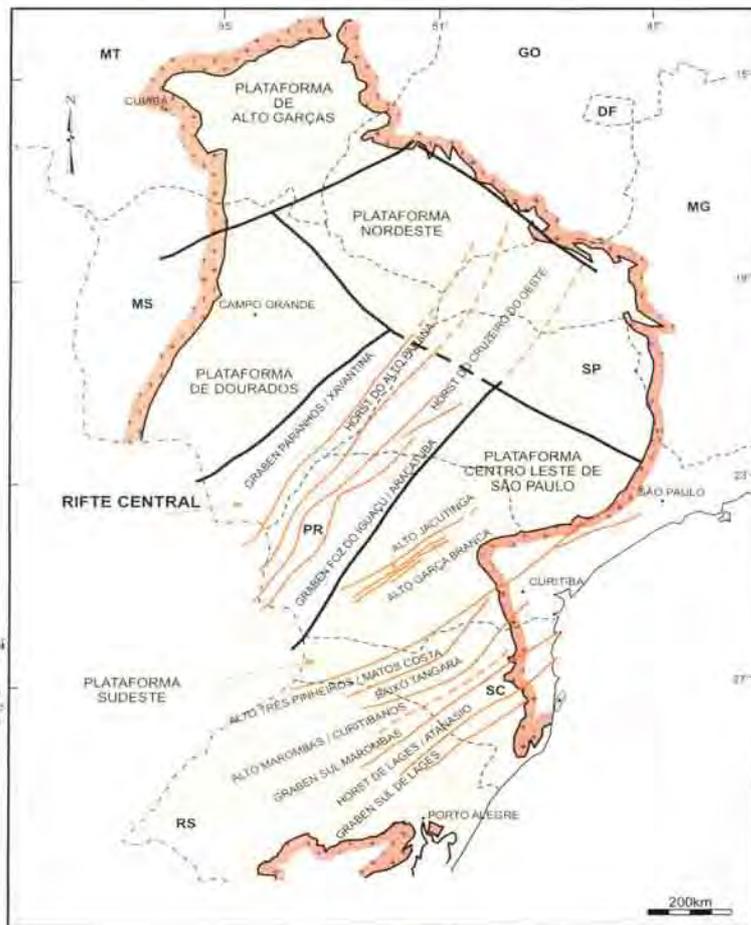
A origem da Bacia do Paraná está relacionada com o período de estabilização e consequente resfriamento do paleocontinente Gondwana, posterior ao ciclo orogênico Brasileiro, responsável pela sua aglutinação. Esse período de estabilização parece ter ocorrido aproximadamente entre 500 e 450 Ma, ou seja, no intervalo entre o final da orogenia e a deposição das primeiras unidades sedimentares da bacia. Soares (1991), ressalta que o resfriamento nesta época foi provocado por um fluxo elevado de calor decorrente de uma litosfera termalmente jovem, juntamente com a presença de zonas de fraqueza herdadas pela justaposição de blocos litosféricos, diferencialmente soerguidos na colisão e erodidos. Isso estaria gerando um forte desequilíbrio isostático que provocou a subsidência da área, cuja depressão gerada favoreceu a deposição das primeiras unidades da Bacia do Paraná.

Porém, a Bacia do Paraná e as outras grandes bacias intracratônicas Brasileiras, não foram a primeira manifestação de sedimentação que ocorreu após o ciclo orogênico Brasileiro. No período de transição entre o final da Orogenia Brasileira e a estabilização posterior à orogenia, Almeida (1969) já distinguira pacotes sedimentares, inclusive com vulcânicas associadas em alguns casos, cujo desenvolvimento esteve ligado a grandes estruturas ativadas no final do ciclo Brasileiro. Desta maneira, o autor chamou estas bacias de transicionais, sendo estudadas mais a fundo por Teixeira (2000), e revistas em Teixeira *et al* (2004). Algumas destas bacias como a de Camaquã no Rio Grande do Sul, a de Itajaí em Santa Catarina e a de Castro no Paraná, são parcialmente recobertas pelas rochas Fanerozóicas da Bacia do Paraná. Finalmente, após então a estabilização do recém formado Gondwana, foi que se instalaram os processos que culminaram na formação das grandes bacias Fanerozóicas, como é o caso da Bacia do Paraná.

Quanto aos processos que deram origem ao primeiro pulso de subsidência da bacia e influenciaram na sua evolução, alguns autores como Zalán *et al* (1990), Milani (1997) e Milani & Ramos (1998), concordam que estes foram consequência dos esforços gerados pela Orogenia Oclóica, resultante do processo do choque do antigo oceano Panthalassa com a borda ocidental do Gondwana. Não somente estes processos na borda ativa do Gondwana foram responsáveis pela origem da bacia, mas também segundo estes autores, a continuação destes, acabaram por influenciar toda a evolução Paleozóica da bacia, como será detalhado

mais a frente. Esta evolução prosseguiu através da alternância de períodos de subsidência e estabilidade ou soerguimento da bacia, resultando em ciclos completos de sedimentação alternados por ciclos erosivos que resultaram em discordâncias regionais.

Neste contexto geotectônico, existem duas vertentes principais sobre o estilo estrutural que levou a formação do espaço de sedimentação dos primeiros pacotes sedimentares da bacia do Paraná. Zalán *et al* (1990) atribui a formação da bacia a processos de subsidência provocados por alterações térmicas da crosta, eliminando qualquer possibilidade de um regime distensional, gerando um processo de rifteamento central à bacia. Para Milani & Ramos (1998) é mais viável a possibilidade de a bacia ter tido origem a partir da subsidência provocada por um rifte central abortado. Esta interpretação leva em conta os estudos geofísicos realizados por Marques *et al* (1993) que revelaram depocentros alongados na unidade basal da bacia, separados por falhas ativas durante a sedimentação (figura 8). Quintas *et al.* (1997) também consideram a existência de um Rifte central baseando-se em seus resultados com o estudo de subsidência e extensão (isoatenuações) do embasamento da bacia, resultando em uma faixa de maior distensão sub-paralela à orientação do sistema de rifte proposto. Porém é importante lembrar, que este rifte central não segue o modelo tradicional de riftes de bacias extensionais, como as bacias marginais brasileiras, devido ao processo de tais bacias não ter perdurado por mais de 15-20 Ma.



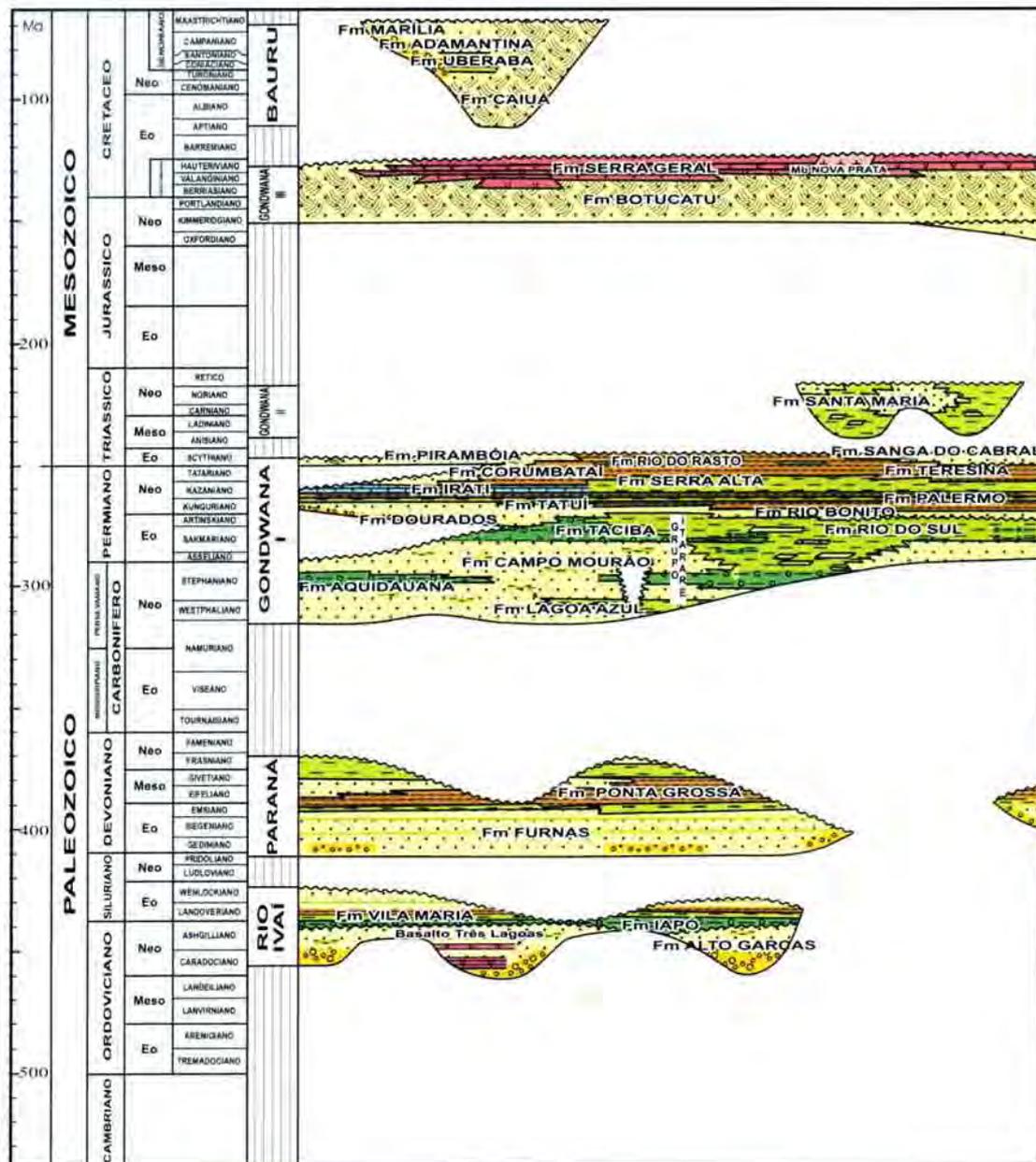
**Figura 8:** Arcabouço estrutural mostrando o rifte central da bacia (modificado de Milani, 2004).

Desta maneira, segundo Milani (1997) os processos que desencadearam a subsidência da Bacia do Paraná tem influência das orogenias ocorridas na borda oeste do Gondwana, sendo o ciclo orogênico Oclóico o responsável pelos esforços compressivos gerados, tendo sido capazes de reativar estruturas pré-existentes no embasamento sob um regime de natureza transtensiva. Estas estruturas orientaram-se pela trama brasileira a SW-NE e acomodaram os pacotes iniciais da bacia, a supersequência Rio Ivaí. Reforçando esta teoria, foi descoberto em um poço de sondagem de Três Lagoas – MS, um corpo basáltico no embasamento da bacia. O Basalto Três Lagoas, como ficou conhecido, foi datado por York (2003) pela técnica Ar/Ar, revelando idades de  $443 \pm 10$  Ma em plagioclásios, marcando, portanto o evento que deu origem à Bacia do Paraná.

## **Ciclos de sedimentação da Bacia do Paraná**

Soares (1991) e Zalán *et al* (1990) já dividiam a evolução sedimentar da Bacia do Paraná em ciclos de deposição relacionados à respectivos ciclos de subsidência da Bacia. Zalán *et al* (1990) descreveram a evolução da bacia como sendo três ciclos de subsidência sendo o primeiro responsável pela formação da bacia e deposição das Formações Rio Ivaí, Vila Maria, Furnas e Ponta Grossa; o segundo ciclo foi responsável pela deposição dos Grupo Itararé, Formações Rio Bonito, Irati e Teresina/ Rio do Rasto/ Corumbataí; as Formações Pirambóia e Botucatu foram depositadas durante uma fase de pouca subsidência; e a terceira fase de subsidência coincide com o magmatismo básico Serra Geral, cujo peso das lavas provocou uma última subsidência que deu espaço à deposição dos Grupos Caiuá e Bauru. Zalán *et al* (1990) relacionam estes eventos de subsidência aos intervalos entre os eventos orogênicos na borda ativa do Gondwana, ou seja, os eventos seriam responsáveis por soerguimentos, gerando ciclos erosivos e formação de discordâncias generalizadas na bacia, separando os pacotes sedimentares.

Em estudos mais recentes como o de Milani (1997) e Milani & Ramos (1998) aprimoraram o estudo dos ciclos de subsidência da bacia, levando em conta a aquisição de novos dados, e os estudos de outras bacias da América do Sul. Com isso, chegaram à conclusão de ter havido seis ciclos de subsidência para a Bacia do Paraná, relacionados com eventos orogênicos ocorridos na margem ativa do continente Gondwana e foram responsáveis pela deposição de seis superseqüências deposicionais. São elas as Superseqüências Rio Ivaí, representada pelas Formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria; Paraná representada pelas Formações Furnas e Ponta Grossa; Gondwana I representada pelo Grupo Itararé pelas Formações Dourados, Tatuí, Rio Bonito, Palermo, Irati, Corumbataí, Serra Alta, Teresina, Pirambóia, Rio do Rasto e Sanga do Cabral; Gondwana II representada por depósitos fluviais e lacustrinos locais sendo eles a Fm Santa Maria; Gondwana III representada pelas Formações Botucatu e Serra Geral e por último a super seqüência Bauru representada pelos Grupos Bauru e Caiuá (ver figura 9). Ao contrário de Zalán (1990), Milani & Ramos (1998) relaciona os eventos orogênicos como a causa das fases de subsidência, já que estes eventos têm correlação temporal com estas fases.



**Figura 9:** Divisão do pacote sedimentar da Bacia do Paraná em superseqüências segundo Milani (1997).

No contexto de rifte central, tem início a sedimentação da Bacia do Paraná com a deposição da Superseqüência Rio Ivaí. A sedimentação desta superseqüência durante o Ordo-Siluriano, segundo Milani (2004), assumiu caráter transgressivo, com vários depocentros alinhados segundo NE-SW, uma vez que a subsidência da bacia caracterizou um imenso golfo, no qual adentrava as águas do páleo oceano Panthalassa. A formação Vila Maria representa o nível de maior inundação da bacia, com uma idade mínima deposicional de  $435,9 \pm 7,8$  Ma (Mizusaki *et al*, 2002). Esta superseqüência está temporalmente relacionada com a orogenia Oclóica.

A sequência Devoniana representada pela Supersequência Paraná representa um ciclo transgressivo-regressivo que iniciou com os depósitos areno-conglomeráticos da Formação Furnas (Eodevoniano), recoberto pelo pacote pelítico fossilífero da Formação Ponta Grossa. A Orogenia Pré-cordilheirana estaria relacionada com a subsidência que deu lugar a deposição desta supersequência.

No Neo-carbonífero, tem início a Sequência Gondwana I, que foi a principal sequência de deposição ocorrida na Bacia do Paraná devido, a uma importante fase de subsidência da bacia. A implantação desta unidade foi sucedida por intensas mudanças tectônicas e climáticas, responsáveis por uma discordância onde está implícito um hiato de cerca de 50 Ma. A deposição das formações posteriores ao Grupo Itararé (Fm Rio Bonito e Palermo) foram resultados das últimas incursões marinhas na Bacia do Paraná. Segundo Milani (1997) a Orogenia Sanrafaélica (La Ventana-Cabo) foi responsável por processos geotectônicos que reativaram importantes lineamentos na bacia. Esta orogenia também foi responsável pela implantação do arco magmático Choiyoi, importante elemento de restrição à comunicação do interior continental com o Panthalassa. No final do Permiano, a Bacia do Paraná passa por um processo de regressão marinha que culminou na desertificação da bacia.

No Mesozóico, instalou-se uma irreversível tendência à desertificação na Bacia do Paraná, caracterizando-se em uma superfície de deflação eólica trazendo um hiato deposicional de 100Ma de duração. Nesta época, a subsidência da bacia foi praticamente nula, tendo expressão localmente onde se instalou a Supersequência Gondwana II, restrita ao sul da bacia.

Com a reativação Waldeniana, segundo Almeida (1980), ou ativação Meso-Cenozóica, deu-se a deposição da supersequência Gondwana III, inicialmente com a deposição da Formação Botucatu sob ambiente desértico e posteriormente o magmatismo básico Serra Geral, precedendo a ruptura do Atlântico Sul.

O magmatismo Serra Geral, representado por diques, sills e um colossal derrame basáltico, segundo datações Ar/Ar de Turner *et al.* (1994), teve duração entre 137 e 127 Ma, sendo que o pico de atividade ocorreu em 133 Ma. Este período foi marcado por uma elevada reativação de grandes lineamentos estruturais da bacia, principalmente aqueles de orientação NW-SE. Este período foi um dos mais importantes, não só para a história evolutiva da Bacia do Paraná, mas também para o embasamento circundante à bacia. O tectonismo responsável pelo evento magmático proporcionou alterações crustais muito importantes, do ponto de vista térmico e cinemático. Os trabalhos já publicados onde se empregaram traços de fissão e/ou outros métodos de datação (Tello Saenz *et al.*, 2003; Ribeiro (2003); Hackspacher *et al.* 2003b,

2004), mostram esta influência, tanto na reativação de estruturas pré-existentes, como na tectônica ascensional.

O período que sucedeu o magmatismo Serra Geral foi marcado por processo erosivo, antes da instalação da deposição da Supersequência Bauru (Grupos Bauru e Caiuá). Este período, tem como registro estratigráfico depósitos formados por brechas compostas por fragmentos de basalto e de calcedônia imersos em uma matriz areno-argilosa, encontrados na região do Paranapanema – SP.

A Supersequência Bauru, tem sua origem ainda controversa. Soares (1991) atribuiu idade inicial de sedimentação a partir de 115 Ma, sendo resultado da subsidência provocada pelo aumento da densidade dos derrames basálticos, decorrente do resfriamento destas rochas. Esta subsidência dos basaltos também foi detectado por Quintas (1995) e Quintas *et al* (1997), através de estudos de *backsteeping*, sendo que a fase de subsidência para o Cretáceo inferior seria decorrente do resfriamento do derrame. Estes autores observam ainda que as maiores espessuras do pacote sedimentar da Supersequência Bauru estaria coincidente com a posição de maiores espessuras dos derrames da Fm. Serra Geral.

Outro modelo proposto é o de Fernandes & Coimbra (1996), que posicionam o início da deposição da Bacia Bauru no Neocretáceo, em 88 Ma, atribuindo um maior período de discordância entre o magmatismo Serra Geral e a deposição, posicionando os depósitos com fragmentos de basalto, descrito anteriormente, como sendo registro deste período. Desta maneira, os autores consideram a supersequência como sendo uma bacia desvinculada da Bacia do Paraná, ou seja, os processos que deram origem à Bacia Bauru, diferem daqueles relacionados às unidades Paleozóicas. Como processo de formação da Bacia Bauru, Fernandes & Coimbra (1996) atribuem como causa da deposição dos pacotes sedimentares o soerguimento das bordas da Bacia do Paraná, causado pelos processos ligados à fragmentação do Gondwana e a evolução do Oceano Atlântico, primeira fase da Orogenia Pré Andina, e ainda pelo magmatismo alcalino que ocorreu no embasamento circundante à borda leste e nordeste da bacia. Estes processos culminariam na formação de arcos marginais como o a Antéclise de Rondonópolis, Arco do Alto Paranaíba e as Serras da Mantiqueira e do Mar. Estes elementos positivos estariam contribuindo para a elevação do nível de base local e atuando como áreas fontes dos sedimentos. Ainda segundo estes autores, a ocorrência de derrames alcalinos contemporâneos à sedimentação, bem como a notável ciclicidade no registro sedimentar, são indicativos de atividades tectônicas importantes para o período.

Fernandes (1998), através da revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru e o estudo sistemático de paleocorrentes, conclui que a principal área fonte dos pacotes sedimentares foram as bordas leste e nordeste da Bacia do Paraná, soerguidas através de processos tectônicos ocorridos no Neocretáceo. Porém, o autor faz menção à uma primeira fase de sedimentação relacionada a subsidência térmica dos basaltos da Fm. Serra Geral, mas deixa salientado que processos tectônicos simultâneos à sedimentação na borda da bacia foram os principais elementos para a configuração das áreas fontes da Bacia.

A relação tectônica da sedimentação Neocretácica no âmbito da Bacia do Paraná com os processos ocorridos na ruptura do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico, já era observada desde Almeida (1976), onde o autor destacou a influência da evolução da Serra da Mantiqueira e do Mar, influenciando na sedimentação da Bacia de Santos à leste destas áreas soerguidas e na Bacia do Paraná à Oeste (figura 10). As colocações de Almeida foram detalhadas em estudos geocronológicos como de Hackspacher *et al* (2003b) e Tello Saenz *et al* (2003) realizados nestas serras que constituem o embasamento cristalino adjacente à borda leste da Bacia do Paraná. Estes autores descrevem eventos de soerguimentos tanto na serra da Mantiqueira (que já estava ativo desde 120 Ma) como, principalmente, na Serra do Mar; mas também magmáticos – que é o caso das manifestações alcalinas. Fica evidente que a deposição na Bacia Bauru se deu em um período em que vários eventos tectônicos importantes, inclusive com magmatismo associado, estavam atuantes no Sudeste Brasileiro, principalmente em decorrência da migração da Placa Sulamericana. Portanto é bastante plausível que estes eventos tenham sido determinantes na deposição da Bacia Bauru.

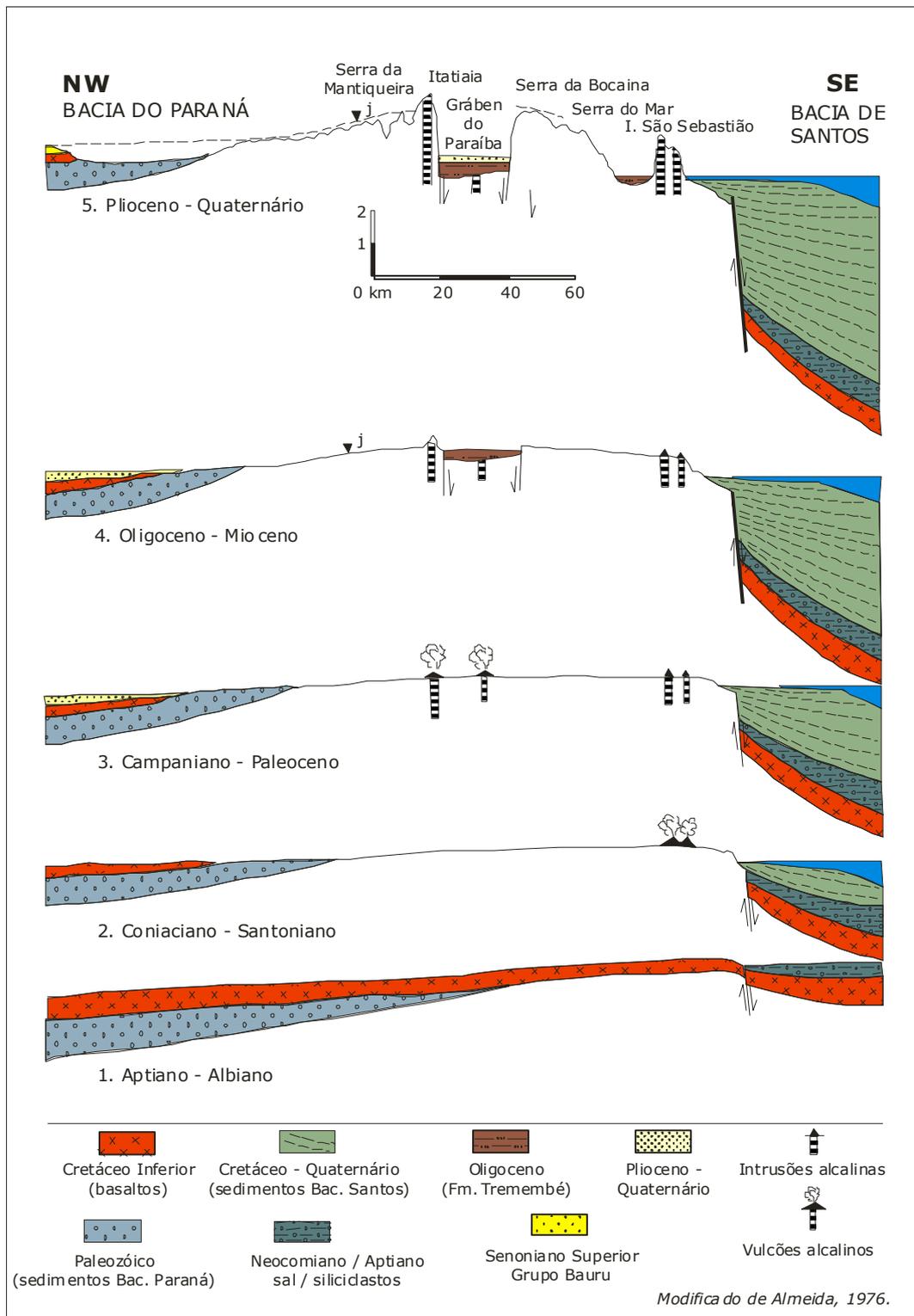


Figura 10 : Evolução do Sudeste Brasileiro e sedimentação na Bacia do Paraná e Santos (modificado de Almeida (1976).

Na sucessão dos eventos que se relacionaram com a Deposição da Bacia Bauru, a área compreendida pela borda leste da Bacia do Paraná, ainda experimentou uma tectônica de inversão, que de acordo com Riccomini (1995) propiciou a erosão da borda da Bacia Bauru

(corroborado por Fernandes, 1998), culminando na atual disposição dos limites dos pacotes sedimentares. Ainda segundo Riccomini (1995), a deposição dos depósitos da Fm Itaqueri, que ocorre na região da cidade de Itaqueri-SP, que se encontram-se assentados sobre os basaltos da Fm. Serra Geral e localmente sobre os arenitos da Fm. Botucatu, também é resultado desta tectônica Paleocênica.

No Cenozóico, em vários locais da bacia, desenvolveram vários sítios de deposição, porém neste caso, ligados à processos sedimentares locais. Estes depósitos sedimentares provavelmente são cronocorrelatos. No Estado de São Paulo, por exemplo, mais precisamente na região de Rio Claro, Zaine (1994) descreveu pacotes sedimentares de provável idade cenozóica dando o nome de Formação Rio Claro, ocorrendo principalmente nos arredores da cidade homônima, apresentando espessuras de até 40m de sedimentos. Cronocorrelato à formação Rio Claro, segundo Melo (1995) ocorre ainda vários pacotes sedimentares isolados por toda a Depressão Periférica Paulista.

Ao mesmo tempo da deposição dos pacotes cenozóicos no âmbito geográfico da bacia do Paraná, ainda ocorreu um importante evento distensivo no sudeste brasileiro, responsável pela formação do Rifte do Sudeste Brasileiro, dando origem às bacias de Taubaté, São Paulo, Resende, Volta Redonda, etc. Porém, a relação dos eventos distensivos que deram origem às bacias do Sudeste Brasileiro, e à formação dos depósitos cenozóicos no âmbito da Bacia do Paraná, ainda não é conclusiva, principalmente devido a incerteza da idade de sedimentação da Formação Rio Claro e correlatas.

## **GEOLOGIA LOCAL**

No Estado de São Paulo, mais precisamente na região de estudo, as unidades que afloram são, do mais antigo para o mais novo: Grupo Itararé, Grupo Passa Dois (Formações Irati e Corumbataí), Grupo Guatá (Formação Tatuí) Grupo São Bento (Formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral). Ainda na região, ocorrem depósitos Cenozóicos, que é o caso da Formação Rio Claro, cujo pacote principal onde foi descrita a seção tipo desta unidade aflora nos arredores da cidade de Rio Claro, se estendendo até o domo de Pitanga.

### **Grupo Itararé**

As maiores espessuras acumuladas do Grupo Itararé encontram-se na porção centro-norte da bacia, no Estado de São Paulo, onde atingem cerca de 1.300 metros.

A litologia dominante do Grupo Itararé, segundo Eyles *et al* (1993), é caracterizada por quatro tipos de rocha, sendo elas o diamictito, conglomerados, arenitos e depósitos finos. Os diamictitos, que aparecem tanto maciços como estratificados ou em arranjo caótico, foram atribuídos a processos de ressedimentação, com pequena distância de transporte desde a fonte, e apresentando chuva de detritos (decantação de argila transportada em suspensão com adição de clastos provenientes de *icebergs*). Os conglomerados são associados a processos de sedimentação turbidítica a partir de fluxos de alta concentração.

As fácies arenosas, maciças, gradadas ou exibindo ondulações unidirecionais, além de totalizarem o maior volume sedimentar do Grupo Itararé, correspondem, segundo o autor, a contextos de deposição turbidítica. Corpos arenosos que apresentam deformações sin-sedimentares ligadas a escape d'água, ou dobras diversas, são interpretados como produtos de deformação pós-deposicional ainda no estado plástico, por “escorregamentos talude-abaxo”. Os sedimentos finos, siltitos e argilitos, são atribuídos quando maciços à decantação, e quando laminados a processos turbidíticos.

Outros litotipos bastantes característicos do Grupo Itararé, porém de ocorrência subordinada, são os ritmitos chamados de varvitos e os tilitos. Os primeiros são formados por variações sazonais em lagos periglaciais, onde é comum a ocorrência de seixos pingados. Já os tilitos geralmente são associados a pavimentos estriados impressos no substrato pela ação mecânica da geleira em movimento. Os varvitos e os tilitos têm ocorrência muito localizada nos limites das bordas da bacia no estado, sendo que a área de estudo não apresenta estes tipos litológicos.

A sedimentação do Grupo Itararé se deu em um período em que o Gondwana sul-ocidental ocupou uma paleogeografia em latitudes elevadas, tornando-se o sítio de extensa glaciação continental. Porém, segundo Daemon & França (1993), os principais depósitos do Grupo Itararé foram depositados em um período ligado a fase de degelo da grande glaciação gondwânica, sendo que o contexto deposicional assume um caráter francamente marinho no final desta fase.

Segundo Soares (1972), no Estado de São Paulo, esta unidade é constituída de arenitos com granulação variável, desde muito fino a conglomerático, com predomínio das classes médias a grossas, argilosas ou não, por vezes micáceas, apresentando estratificação cruzada-acanalada a plano-paralela; freqüentemente incluem galhas e bolas de argilitos e apresentam estruturas deformacionais. (foto 1) O Grupo Itararé posiciona-se sobre rochas cristalinas pré-silurianas e o contato no seu topo é marcado por uma discordância com rochas sedimentares da Fm Tatuí.

Segundo Alves (2001), na região, este grupo caracteriza-se por sedimentos depositados durante episódios transgressivos marinhos e localmente apresentam depósitos de origem glacial, anterior à implantação marinha.



**Foto 1:** Afloramento de arenitos mal selecionados e estratificados do Grupo Itararé, localizado no ponto de coleta da amostra TF-890

## **Grupo Guatá**

### **Formação Tatuí**

Esta formação é composta predominantemente por siltitos, e, subordinadamente, por finas camadas de calcário ou sílex e de arenitos.

Pode ser subdivida em dois pacotes. O inferior que é constituído por siltitos marrom-arroxeados escuros, às vezes brancos, com acamamento fino a espesso, mais raramente laminado. A ocorrência de arenitos é muito restrita; são muito finos, sílticos e argilosos, com estratificação plano-paralela (Soares, 1972).

Sobreposto encontra-se um pacote de siltitos cinza-esverdeados ou amarelo-esverdeados, mais raramente verdes. Na base deste pacote ocorre lentes de arenitos, as vezes micáceos e feldspáticos.

Segundo Perinotto (1987) a paleogeografia dessa formação é uma plataforma marinha, um sistema costeiro e localmente um sistema de leques deltaicos.

A Fm Tatuí é cronocorrelata às Fm Palermo e Rio Bonito, que ocorrem nos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Estas unidades foram depositadas em um ambiente de transgressão marinha após a glaciação concomitante à deposição do Grupo Itararé, porém a natureza do contato entre estas unidades, concordante ou discordante, ainda é motivo de controvérsia.

## **Grupo Passa Dois**

### **Formação Irati.**

A Formação Irati é a unidade de maior extensão da Bacia do Paraná, representando um período de calmaria tectônica e sua espessura no Estado de São Paulo não ultrapassa os 50m.

Esta formação foi dividida por Barbosa e Almeida (1949) em dois membros: Taquaral (inferior) e Assistência (superior).

O Membro Taquaral (foto 2) possui argilitos, folhelhos cinza escuros a cinza claros e siltitos cinza, com estrutura plano-paralela. Na base podem ocorrer camadas delgadas de arenitos de granulação fina à grossa, podendo ocorrer seixos de sílex. O Membro Assistência é constituído por folhelhos cinza-escuros, ricos em matéria orgânica, folhelhos pretos

pirobetuminosos associados a calcários, por vezes dolomíticos. A presença de nódulos de sílex é uma das características distintivas deste membro.

Outro caráter distintivo é a sua assembléia fossilífera, onde os répteis *Mesosaurus brasilienses* e *Stereosternum tumidium* são encontrados no Mb. Assistência, tratando-se de fosseis guia desta unidade.

O ambiente é proposto por Schneider *et al* (1974) como sendo de águas marinhas calmas para o Mb Taquaral e marinho plataformar de águas rasas para o Mb. Assistência. Segundo Soares (1991) trata-se do nível de máxima inundação da bacia no Permiano.



**Foto 2:** Afloramento Mb Taquaral fraturado, localizado próximo ao distrito de Assistência

### **Formação Corumbataí**

A Formação Corumbataí apresenta na região litologia basicamente composta por argilitos, folhelhos e siltitos de cores cinza-escuras, na parte inferior e, na parte superior, argilitos, folhelhos e siltitos arroxeados a avermelhados com intercalações de bancos carbonáticos e camadas de arenitos de granulação muito fina, chegando a apresentar gretas de contração.

No contexto evolutivo da bacia, a Formação Corumbataí faz parte de um período de regressão marinha, apresentando fácies características de ambiente proximal, sendo cronocorrelata às Formações Serra Alta, Teresina e mais ao topo à Fm. Rio do Rasto, cujas fácies deposicionais indicam ambientes distais. O topo da Fm. Rio do Rasto chega a interdigitar-se com a Fm Pirambóia na parte sul da bacia (Figura 9).

Neste contexto paleoambiental, segundo Rohn (2001), a Formação Corumbataí é o resultado de processos atuantes num mar interior, com topografia muito suave do substrato, influenciada por ondas e correntes de tempestade. O suprimento de sedimentos terrígenos foi suficiente para que o preenchimento da bacia fôsse maior que a taxa de subsidência. Esta tendência regressiva registrada no Grupo Passa Dois fica mais evidente nos depósitos de topo que, segundo Zanardo (2003), ocorre um nítido aumento da espessura e da quantidade de níveis arenosos, bem como um aumento do teor de carbonatos.

Na região de estudo, mais especificamente na borda leste do Domo de Pitanga, na mina Partezani, distrito de Assistência, Bernardes (2005) descreve uma composição mineralógica secundária nas rochas da Fm Corumbataí que permite atribuir à diagênese os processos de formação de nódulos ferruginosos; precipitação de sílica (calcedônia) transformação de argilominerais em clorita via interestratificados de esmectita-clorita; crescimento e cristalização de illita; precipitação de calcita; precipitação de albita; e precipitação de hematita. Destes processos cristalóquímicos, é importante destacar para este trabalho, aqueles que segundo Singer & Miller (1983) se desenvolvem com a atuação de calor, como é o caso da transformação de esmectita em illita e clorita via interestratificados, que tem início em temperaturas na faixa de 70-95°C.

Segundo Bernardes (2005), os processos de diagênese na região de Assistência (distrito de Rio Claro – SP) foram favorecidos pelo arcabouço estrutural da região, que se caracteriza por uma maior frequência de falhas e fraturamentos, dado à estruturação do Domo de Pitanga, favorecendo a percolação de fluidos mineralizantes.



**Foto 3:** Afloramento da Fm Corumbataí. Localizado na rodovia Rio Claro-Ipeuna. Observa-se os siltitos arroxeados, típicos na região.

### **Grupo São Bento**

#### **Formação Pirambóia**

Segundo Landim *et al* (1980) e Assine *et al* (2004) a Formação Pirambóia aflora principalmente na porção nordeste da bacia, nos estados de São Paulo e Paraná, com ampla área de ocorrência, sendo reconhecida também em subsuperfície em grande parte da bacia. Em âmbito regional, sua espessura é muito variável, apresentando apenas alguns metros na faixa de afloramento no Estado do Paraná até mais de 400m em subsuperfície nos estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul.

Seu pacote sedimentar compreende sucessões de espessos pacotes arenosos, avermelhados ou rosados, constituídos por arenitos de granulação fina e média, possuindo maior proporção de fração argilosa na porção inferior. As estruturas sedimentares predominantes são estratificações cruzadas de médio porte e comumente também apresentando estratificações de baixo ângulo ou até plano paralela. Estas estruturas

constituem depósitos de dunas e interdunas úmidas e amplos lençóis de areia na parte inferior da unidade persistindo até a parte intermediária, onde há arenitos de sistemas fluviais temporários. Na parte superior ocorrem dunas de médio à grande porte.

Caetano Chang & Wu (1995) colocam que, de acordo com estes depósitos sedimentares o paleoambiente se trata de um sistema flúvio eólico. Brighetti (1994) coloca ainda que no centro-leste do estado de São Paulo a Fm Pirambóia apresenta uma tendência a condições progressivamente mais áridas em direção ao topo da unidade.

Milani & Ramos (1998) posicionam temporalmente a Fm Pirambóia no neopermiano/eotriásico (Tatariano/Scitiano), cronocorrelato à Fm Sanga do Cabral que aflora no Estado do Rio Grande do Sul, entre a Fm Botucatu e o Grupo Passa Dois, postulando a interdigitação destas unidades com a Fm Rio do Rasto (Gr. Passa Dois). Na concepção destes autores, a Fm Pirambóia e Sanga do Cabral constituem as áreas marginais do sistema deposicional do Grupo Passa Dois, já em ambiente totalmente emerso em um momento de retrogradação marinha avançada, responsável pelo encerramento da deposição da Superseqüência Gondwana I. Neste contexto o topo da Fm Rio do Rasto, estaria indicando a porção d'água ainda remanescente.



**Foto 4:** Afloramento com arenitos fraturados da Fm Pirambóia, alto da Serra da Floresta (Horst Pau d'Álho)

## Formação Botucatu

A Formação Botucatu encontra-se exposta nos Estados de São Paulo e Paraná nas escarpas da borda do Planalto Ocidental, sustentado por rochas vulcânicas sotopostas da Formação Serra Geral e em áreas dentro do Planalto Ocidental onde a erosão expôs esta unidade. Na área de estudo, segundo Sousa (2002), os arenitos da Fm. Botucatu ocorrem no topo das Serras da Floresta e Pau d'Alho, protegidos da erosão por sills de diabásio expostos atualmente.

O contato basal da Fm. Botucatu é uma discordância regional (Milani, 1997), caracterizado por uma mudança brusca entre as Formações Botucatu e Pirambóia na coloração e nas características dos arenitos, sobretudo com relação à dimensão dos estratos cruzados. No Estado do Rio Grande do Sul, a Formação Botucatu assenta-se em discordância com a Formação Santa Maria. O contato superior, com a Fm Serra Geral, é concordante e marcado na base do primeiro derrame vulcânico. Camadas do topo da Formação Botucatu recorrem entre as camadas inferiores dos basaltos da Formação Serra Geral, mostrando que os primeiros derrames de lavas foram contemporâneos à deposição das areias eólicas do deserto Botucatu.

A Formação Botucatu é constituída essencialmente por arenitos com estratificações cruzada, planar ou acanalada, de médio a grande porte (campos de dunas eólicas), com raras intercalações de arenitos com estratificação plano-paralela (interdunas secas). As camadas frontais dos estratos cruzados apresentam ângulos de mergulho altos, sendo freqüentemente tangenciais na base, refletindo diminuição do tamanho dos grãos do topo para a base dos *sets*.

Um elemento característico desta unidade é a presença de pegadas e pistas de vertebrados, como de *Brasilichnium elusivum*, de celurossauróideos e terápsides como os *Tritylodontoidea*.

O paleoambiente é interpretado por Scherer (2000) como sendo um grande sistema eólico seco, com nível freático constantemente baixo, com raros depósitos de interduna e freqüentes cavalgamentos de dunas. Ciclos de melhoria climática, caracterizados por maior precipitação atmosférica, promovem elevação do nível do lençol freático no campo de dunas, originando áreas de interduna úmida, alterando a dinâmica dentro do sistema eólico, reduzindo a disponibilidade de areia para transporte. Este clima prevaleceu até o início do vulcanismo, associado aos processo de ruptura do Gondwana que culminaram na abertura do Oceano Atlântico Sul.

O período de deposição desta unidade é interpretado com base no intervalo entre a deposição da Fm Santa Maria, onde foram encontrados fósseis de vertebrados típicos do Meso-Triássico, e Fm Serra Geral, onde datações radiométricas indicam idades concentradas entre 120 e 130 Ma. Portanto a Fm Botucatu é considerada como de idade Jurássica, com topo no limite Juro-Cretáceo. Estudos sistemáticos de pegadas de vertebrados trouxeram informações adicionais (Leonardi & Oliveira, 1990), colocando a unidade como sendo de idade eo- a mesojurássica.

### **Formação Serra Geral e Intrusivas Associadas**

Constituem-se principalmente de lavas basálticas de composição toleítica de coloração cinza-preta. As rochas intrusivas são encontradas com maior frequência, na área de estudo, associadas a falhamentos, apresentando-se como diques, todavia essas rochas ígneas podem se encontrar paralelas ao acamamento sedimentar das rochas hospedeiras, como “sills”.

As rochas da Formação Serra Geral se formaram a partir de um evento vulcânico de natureza fissural que inundou cerca de 75% da bacia, apresentando variações na composição de suas rochas, chegando a possuir caráter ácido em Santa Catarina (Nardy *et al*, 1999). Na parte norte da bacia, os derrames ocorrem sobre o embasamento cristalino

Turner *et al* (1994) estudaram amostras coletadas em diferentes níveis estratigráficos dentro do pacote de lavas, obtendo idades Ar/Ar entre  $137,8 \pm 1,0$  e  $126 \pm 2,0$  Ma, sendo que a maioria das idades está compreendida em torno de 133 Ma.



**Foto 5:** Detalhe do corpo de diabásio do topo da Serra do Pau d'Álho

### **Depósitos Cenozóicos**

#### **Formação Rio Claro e Correlatas**

Segundo Björnberg & Landim (1966) essa unidade é composta por arenitos arcossianos, mal consolidados, conglomeráticos e argilitos vermelhos. Estes sedimentos foram depositados em ambiente continental fluvial, em clima semi-árido.

Zaine (1994) caracterizou os sedimentos da Formação Rio Claro na sua área tipo (Município de Rio Claro), destacando o papel das feições estruturais e tectônicas na sua deposição. Identificou depósitos de condições energéticas (fluxos torrenciais e fluxos de massas) e um sistema fluvial mais organizado como canais espraiados e lagoas restritas. Com base em alguns fósseis encontrados, o autor atribuiu idade de sedimentação entre o Mioceno e o Pleistoceno, porém os fósseis encontrados não permitem uma precisão, já que algumas espécies são encontradas do Cretáceo até hoje.

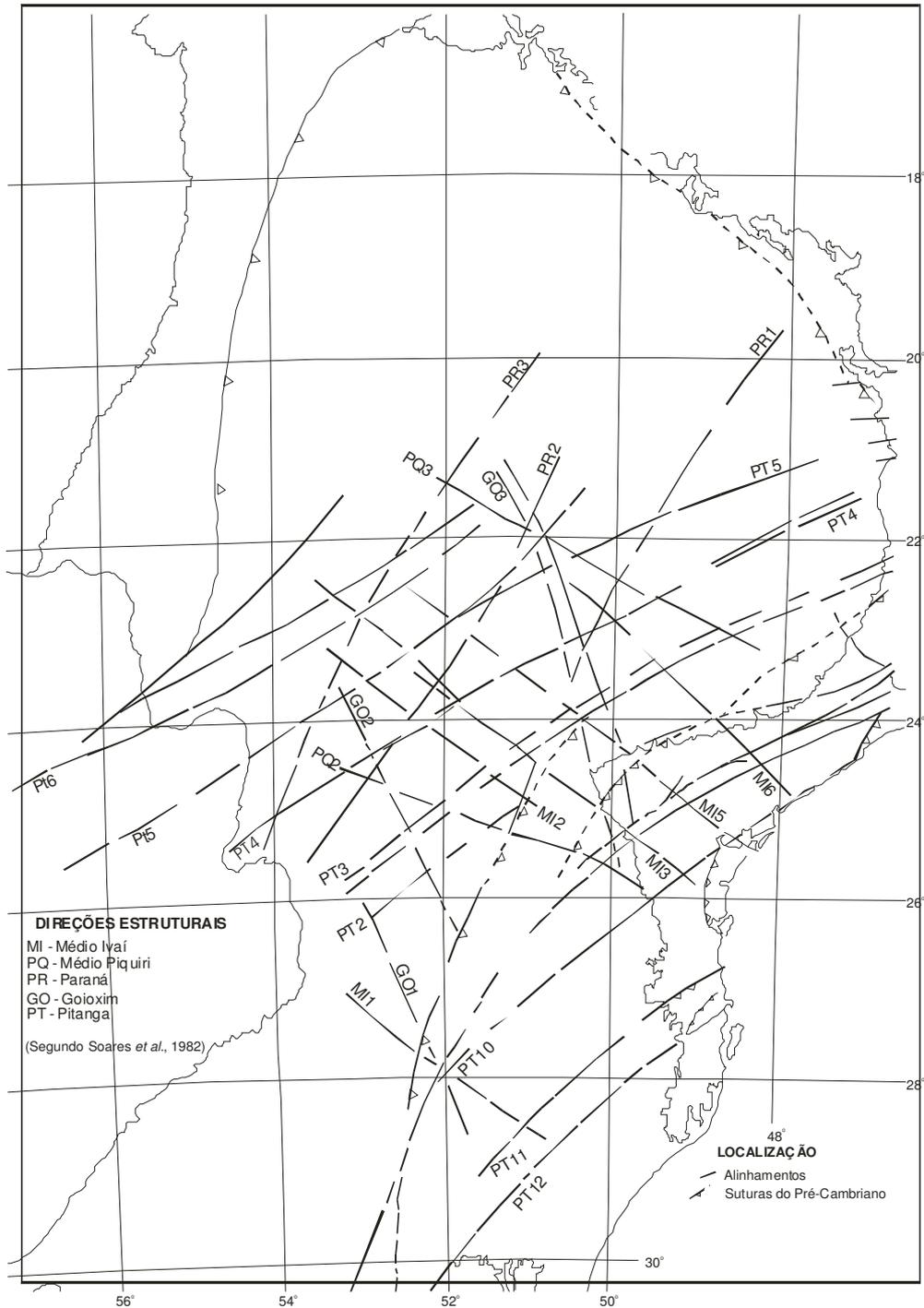
Esses depósitos também foram estudados com detalhe por Melo (1995) onde o autor relaciona, pelo menos de uma forma cronocorrelata, os depósitos da área tipo com outros depósitos encontrados na região de Vargem Grande do Sul e Ajapi. Segundo o autor, a deposição do pacote da formação na sua área tipo deve estar relacionada com o final do Mioceno devido às medidas de paleocorrentes estarem indicando um sistema fluvial com direções de fluxo semelhantes ao atual.

## **ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA DO PARANÁ**

As principais feições estruturais reconhecidas na Bacia do Paraná, em âmbito regional, apresentam-se na forma de diversos alinhamentos estruturais, que no geral apresentam direções NE-SW, NW-SE e, de uma maneira menos freqüente, na direção E-W. Estes alinhamentos são decorrentes de reativações de estruturas pré-existentes no embasamento da bacia, sendo paralelas a grandes feições estruturais formadas durante o Ciclo Brasileiro, que por apresentarem maior propensão à deformação rúptil, condicionaram a geração e reativação de novas descontinuidades. Portanto, como será visto mais adiante, estas direções foram reativadas várias vezes durante o Fanerozóico, condicionando a sedimentação e a deformação dos pacotes da bacia. A propagação destes alinhamentos pelo pacote sedimentar, condicionaram a formação de falhas, padrões de fraturamento, altos e baixos estruturais alinhados. No Mesozóico, principalmente os alinhamentos NW-SE condicionaram a colocação de sills e diques de diabásio (magmatismo Serra Geral) e a ocorrência de corpos alcalinos.

Os alinhamentos estruturais regionais são inclusive detectáveis através de diversos tipos de sensores geofísicos, mostrando a influência do embasamento da bacia nestas estruturas.

Regionalmente é possível reconhecer cinco direções principais segundo Soares (1991) sendo elas as direções Paraná (N25E), Pitanga (N60E), Rio Ivaí (N45W), Rio Piquiri (N70W) e Goioxim (N20W) (ver figura 11).



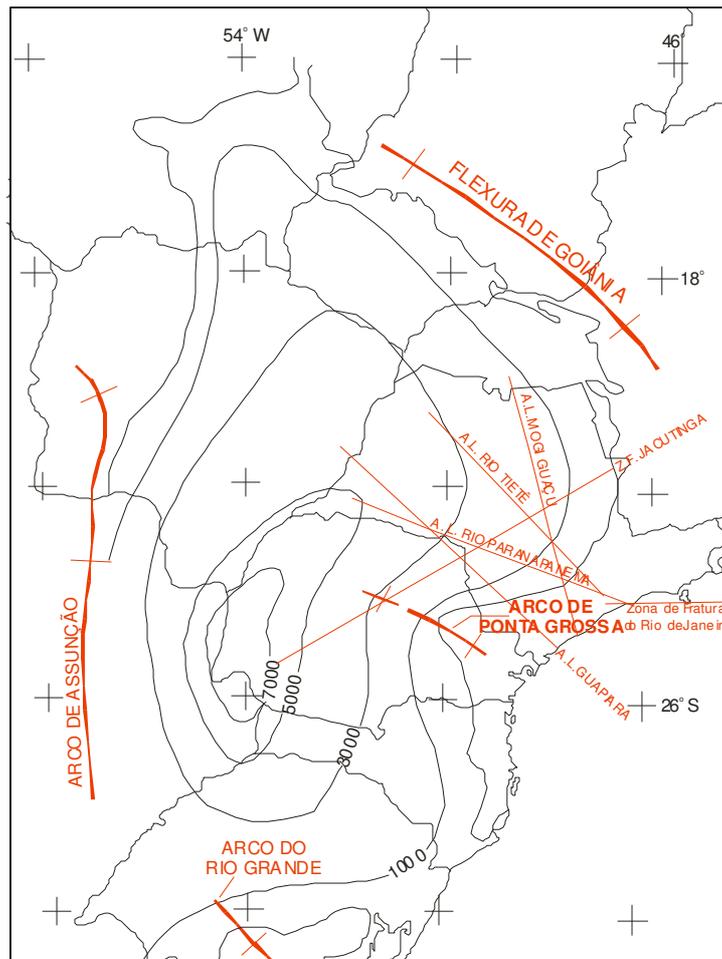
**Figura 11:** Alinhamentos estruturais propostos por Soares (1991)

A direção N55-45E (Pitanga), é a mais importante em termos de extensão e deformação; corresponde à transcorrência principal, reativada paralelamente ao sistema de transcorrência sudeste (Cubatão, Jacutinga, Major Gercino, etc.), com cinemática horária.

A direção N25-45E (Paraná), é bastante desenvolvida e corresponde a um leque de falhas de empurrão de alto ângulo até falhas mistas (fraturas P, do sistema Lancinha; Fassbinder, 1990).

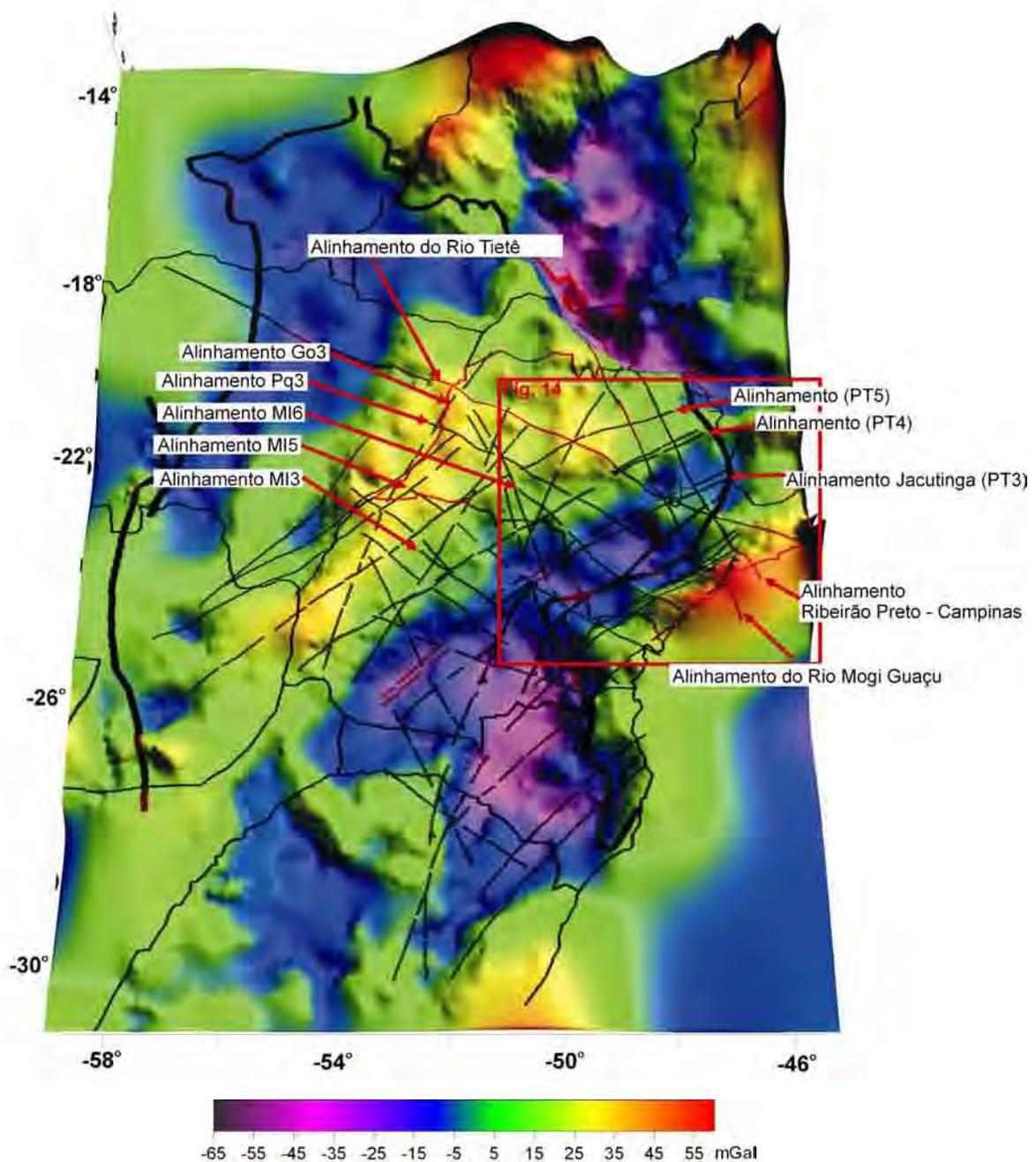
As direções N70W (Piquiri) e N45W (Ivaí) correspondem às fraturas extensionais do sistema de transcorrência neoproterozóico.

Riccomini (1995), através de estudos restritos à porção paulista da bacia, descreve também vários alinhamentos, mapeados anteriormente com base em mapas gravimétricos (Paulipetro, 1982), sendo parte deles coincidentes com alguns alinhamentos propostos por Soares (1991). Os principais alinhamentos que podem ser reconhecidos são os alinhamentos do Rio Paranapanema, Rio Moji-Guaçu, Rio Tietê (NW-SE) e o prolongamento da zona de Falha de Jacutinga (NE-SW) (figura 12). O alinhamento do Rio Moji-Guaçu engloba as intrusões alcalinas de Jaboticabal, Ipanema, Varnhagem e Salto do Pirapora e nas proximidades do cruzamento com o alinhamento Estrutural do Rio Tietê ocorrem as estruturas de Pitanga, Artemis, Pau d'Alho e Jibóia, entre outras de menor importância. Porém, os altos estruturais ao longo destes alinhamentos na depressão periférica, ocorrem nas proximidades da zona de Falha de Jacutinga. Segundo Riccomini (2005) o alinhamento de Jacutinga tem grande importância no arcabouço estrutural na área de estudo, lhe associando diques clásticos arenosos injetados por fraturas, de forma ascendente, que ocorrem próximo ao Domo de Pitanga, formados durante reativação do alinhamento sofrida durante o Permtriássico. Já os alinhamentos de direção NW passam a ter grande importância a partir do Cretáceo Inferior, por ser a principal direção de alojamento de diques de diabásio, como é o caso do enxame de diques do Arco de Ponta Grossa.



**Figura 12:** Principais alinhamentos estruturais da Bacia do Paraná. (modificado de Riccomini, 1995)

A continuidade destes alinhamentos pode ser reconhecida através de estudos como de Quintas (1995), onde a autora, através de mapas que mostram anomalias residuais gravimétricas provenientes do embasamento da bacia, interpreta várias descontinuidades presentes no embasamento, que ao sobrepor os mapas dos alinhamentos propostos por Soares (1991) e Riccomini (1995), é possível notar várias coincidências entre anomalias gravimétricas e os alinhamentos (Figura 13).



**Figura 13:** Mapa de anomalia gravimétrica da Bacia do Paraná modificado de Quintas (1995), com os alinhamentos estruturais, segundo Soares (1991) e Riccomini (1995), sobrepostos. Estão apontados os principais alinhamentos.

De acordo com o mapa gravimétrico residual apresentado, Quintas (1995) destaca a presença de um bloco com características cratônicas alinhado segundo a direção NE-SW, que conforme foi retomado por Brito Neves *et al* (2005), as características gravimétricas deste bloco, sugerem que o Bloco Paranapanema, como foi chamado, possua caráter cratônico. Desta maneira, as anomalias negativas, ou baixos gravimétricos, que cercam o bloco Paranapanema, sugerem ser a continuidade das faixas móveis Ribeira, Brasília, Dom

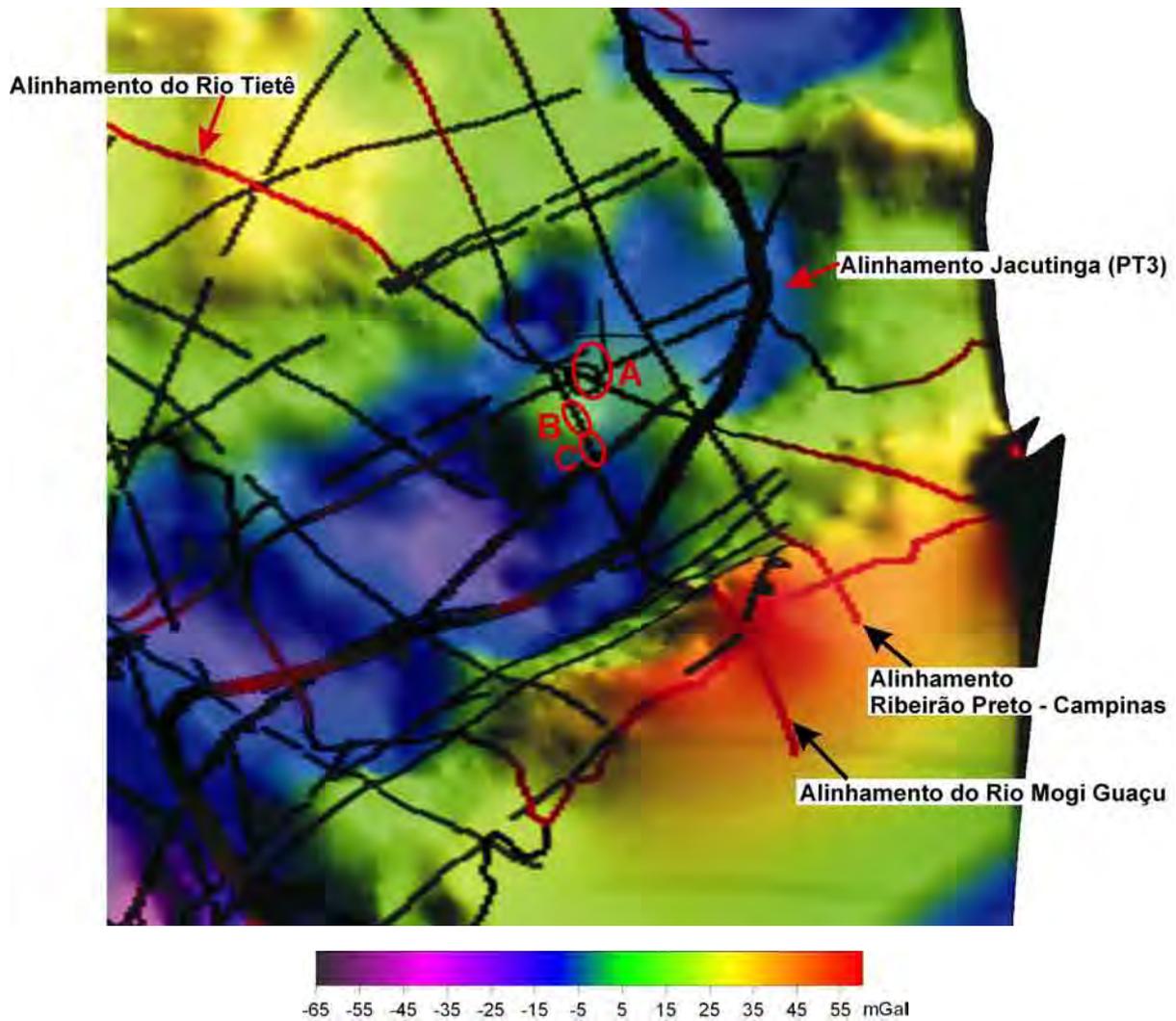
Feliciano e Paraguai Araguaia, como já foi discutido no item Geologia Regional. Levando em conta que grandes zonas de falhas se encontram presentes na porção aflorante destas faixas móveis, é de se esperar que com a continuidade destas faixas por sob a bacia, os grandes alinhamentos também apresentem esta continuidade. Desta forma, as diversas reativações durante o Fanerozóico destes alinhamentos do embasamento aflorante também terá reflexo no embasamento da bacia, que por sua vez irá deformar os pacotes sedimentares. Por isso, os alinhamentos estruturais sobrepostos ao mapa coincidem com anomalias orientadas. Porém, um aspecto importante a ser levantado é que estas anomalias gravimétricas, coincidentes com os alinhamentos, podem ser decorrentes da presença de uma maior quantidade de diques de diabásio, mas que também reforça a idéia anteriormente levantada, já que os diques em sua maioria aproveitaram estruturas pré-existentes para a suas colocações.

Todos os autores acima citados destacam a influência destes alinhamentos no controle da sedimentação, estruturação e erosão das unidades sedimentares da bacia. Estes alinhamentos, sendo o prolongamento de descontinuidades presentes no embasamento da bacia, atuaram como limite de blocos, e regiões onde culminou a deformação rúptil, causados pelo reflexo dos esforços provenientes das diversas fases tectônicas ocorridas na borda ativa do continente Gondwana. Estes alinhamentos, portanto, delimitaram regiões de diferentes altitudes relativas, refletindo diretamente no controle sedimentar e nas espessuras das camadas. Este aspecto já era reconhecido por Soares *et al.* (1996) que ao analisarem mapas de superfície Curie, atribuíram ao alinhamento PT3 o caráter de estrutura litosférica constituindo importantes elementos de controle deposicional durante a história da bacia, em especial no Cretáceo Superior onde este alinhamento comportou-se como alto estrutural controlando a deposição do Grupo Bauru à noroeste do alinhamento.

Tendo como base a continuidade das estruturas pertencentes aos alinhamentos nas diferentes unidades e a variação de espessura das camadas sedimentares em áreas delimitadas pelos alinhamentos, é possível detectar que os alinhamentos estruturais em questão tiveram diversas reativações durante o Fanerozóico. Boa parte destas reativações apresentou uma cinemática transcorrente, associadas aos processos deformacionais relacionados às diversas orogenias na borda ativa do Gondwana, e mais tarde no Juro-Cretáceo, além da influência na estruturação da bacia foram condicionantes na colocação de diques e sills de diabásio.

O posicionamento temporal das reativações destas direções ainda não é precisa, porém autores como Artur & Soares (2002), através da geração de mapas de isópacas das unidades sedimentares a partir de dados de poços, identificaram anomalias direcionais na espessura das unidades sedimentares, atribuídas a tectônica formadora ou deformadora. As épocas obtidas

foram Eo-Devoniano, Neo-Devoniano e Mississippiano, Pensilvaniano, Neo-Permiano, Eo-Triássico e Meso-Triássico, havendo alternância entre as direções quanto à magnitude da movimentação.

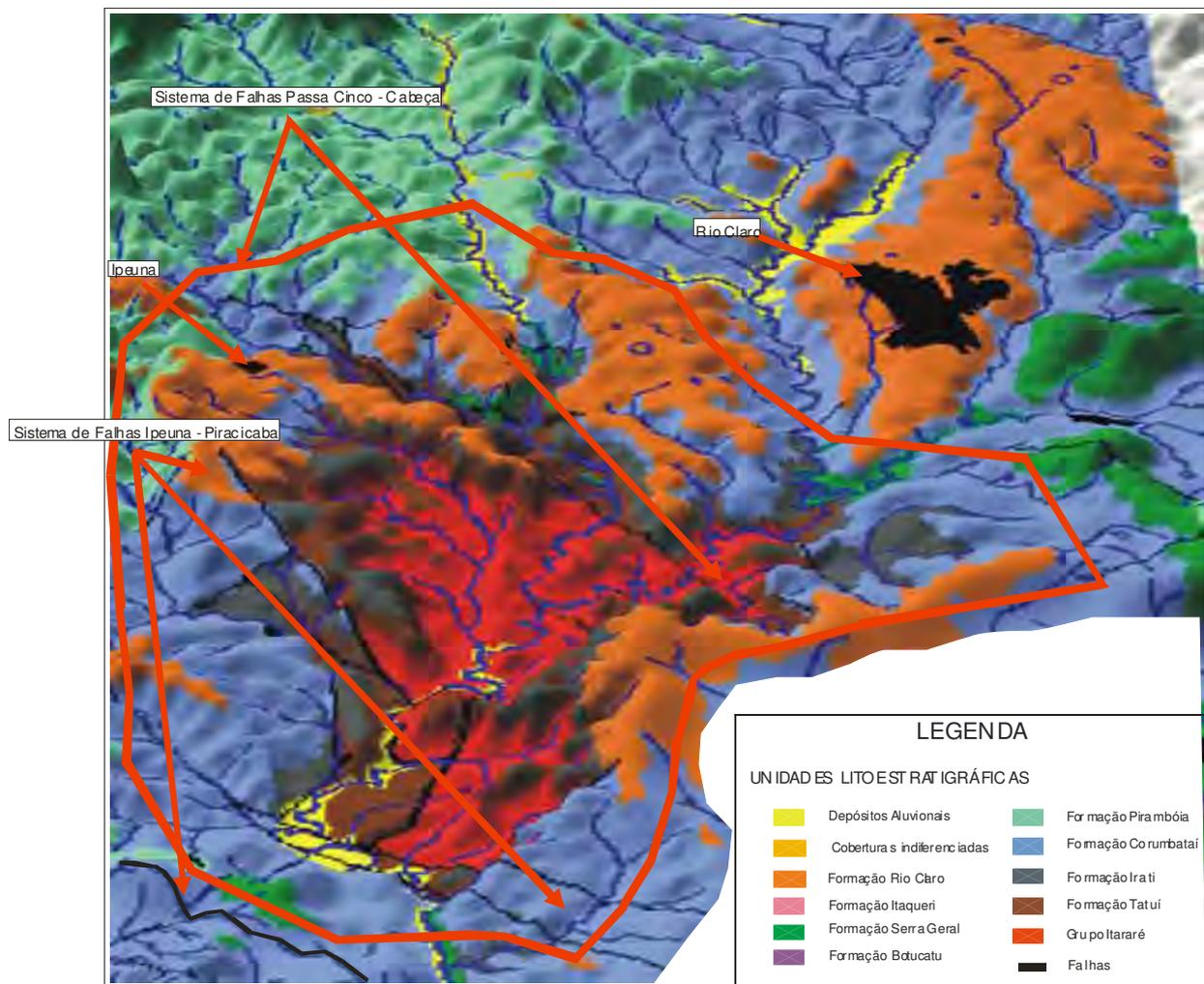


**Figura 14:** Detalhe da figura 12 mostrando a região central do estado de São Paulo. (A-Domo de Pitanga; B-Horst do Pau d'Álho; C-Alto de Jibóia)

## CARACTERIZAÇÃO DOS ALTOS ESTRUTURAIS.

### Estrutura de Pitanga

A estrutura de Pitanga possui a morfologia de um domo, cujos flancos norte, noroeste e sudoeste se apresentam falhados. A principal característica é o afloramento de rochas do Grupo Itararé rodeadas pelas unidades mais superiores da bacia. Praticamente, é possível observar toda a coluna estratigráfica dado ao domeamento e posterior erosão da estrutura formada. Seus flancos são balizados por sistemas de falhas conhecidos como Passa Cinco – Cabeça e Ipeúna-Piracicaba (figura 15)



**Figura 15:** Modelo 3D do relevo da estrutura de Pitanga (área vermelha), com mapa geológico sobreposto.

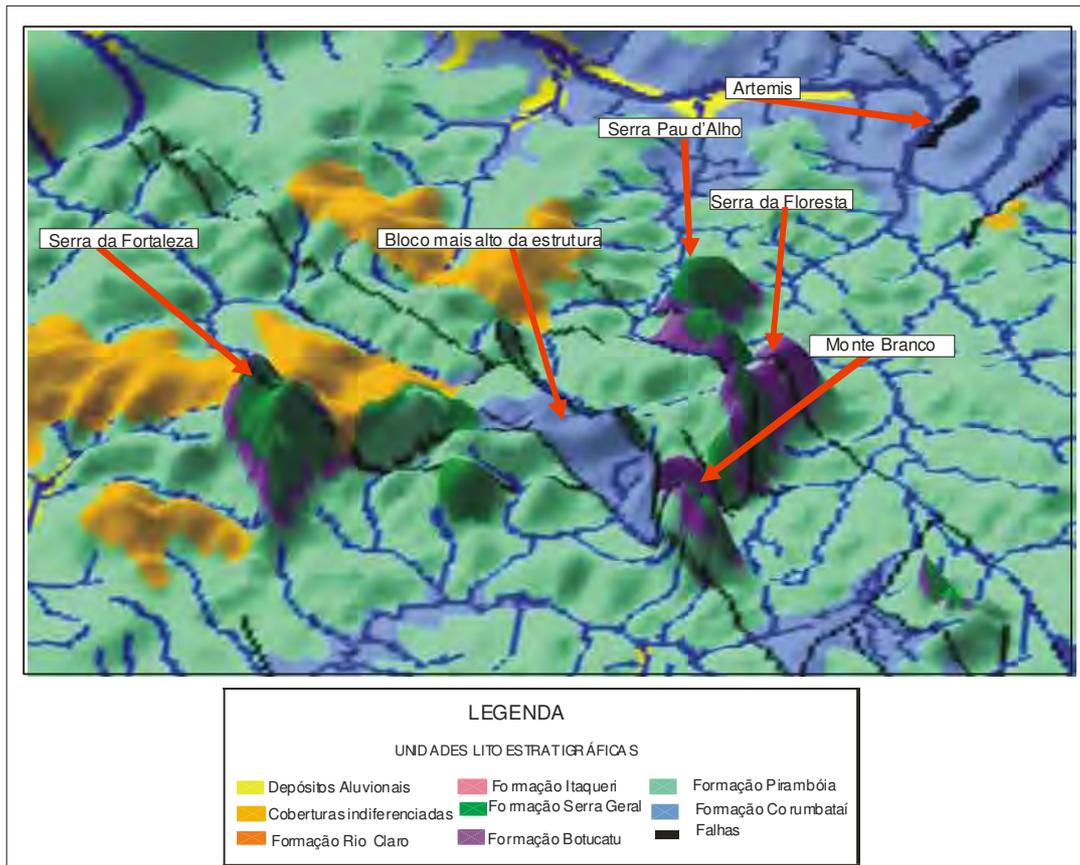
O sistema de Falhas Passa Cinco-Cabeça é considerado como o mais importante dentro da Estrutura de Pitanga, e é formado por um arranjo de falhas normais de *trend* NW-

SE e ainda falhas isoladas com orientações próximas a N-S e NNE-SSW. Algumas destas falhas se apresentam preenchidas por rochas básicas. Este sistema a Norte da estrutura pode ser entendido como um sistema de falhas predominantemente normais que provocou o abatimento relativo do bloco NE e o soerguimento relativo do bloco SW (Sousa 2002).

O sistema de falhas Ipeúna-Piracicaba apresenta arranjo de falhas normais de *trend* preferencial NW-SE e ainda NE-SW, e algumas isoladas de *trend* N-S e E-W. Ocorre ainda falhas transcorrentes com direção NW-SE, sendo a maioria de movimentação dextral com altos valores de mergulhos. No arranjo regional, este sistema de falhas limitam a porção Oeste da Estrutura de Pitanga, representando de modo geral, bloco abatido a WSW-SW e bloco soerguido a ENE-NE (Sousa 2002).

### **Estrutura do Pau d'Alho**

A Estrutura do Pau d'Alho é considerada como um *horst* que faz com que rochas da Fm Corumbataí aflorem em meio às rochas da Fm Pirambóia. A estrutura é caracterizada por um conjunto de cerca de 30 falhas com predomínio das direções NW-SE e NNW-SSE e secundariamente NE-SW. O conjunto de falhas NW-SE corresponde a falhas subparalelas com concentração de mergulhos em torno de 70° a 85° para NE e SW. Estes conjuntos de falhas promovem uma movimentação normal, primeiro com o abatimento do bloco SW e soerguimento da porção NE (falhas do limite SW), e o outro com abatimento do bloco NE (falhas do limite SE). A maioria destas falhas encontram-se preenchidas por rochas básicas da Formação Serra Geral (Sousa 2002) (figura 16).



**Figura 16:** Modelo 3D da estrutura de Pau d'Alho, com mapa geológico (modificado de Sousa, 2002) sobreposto.

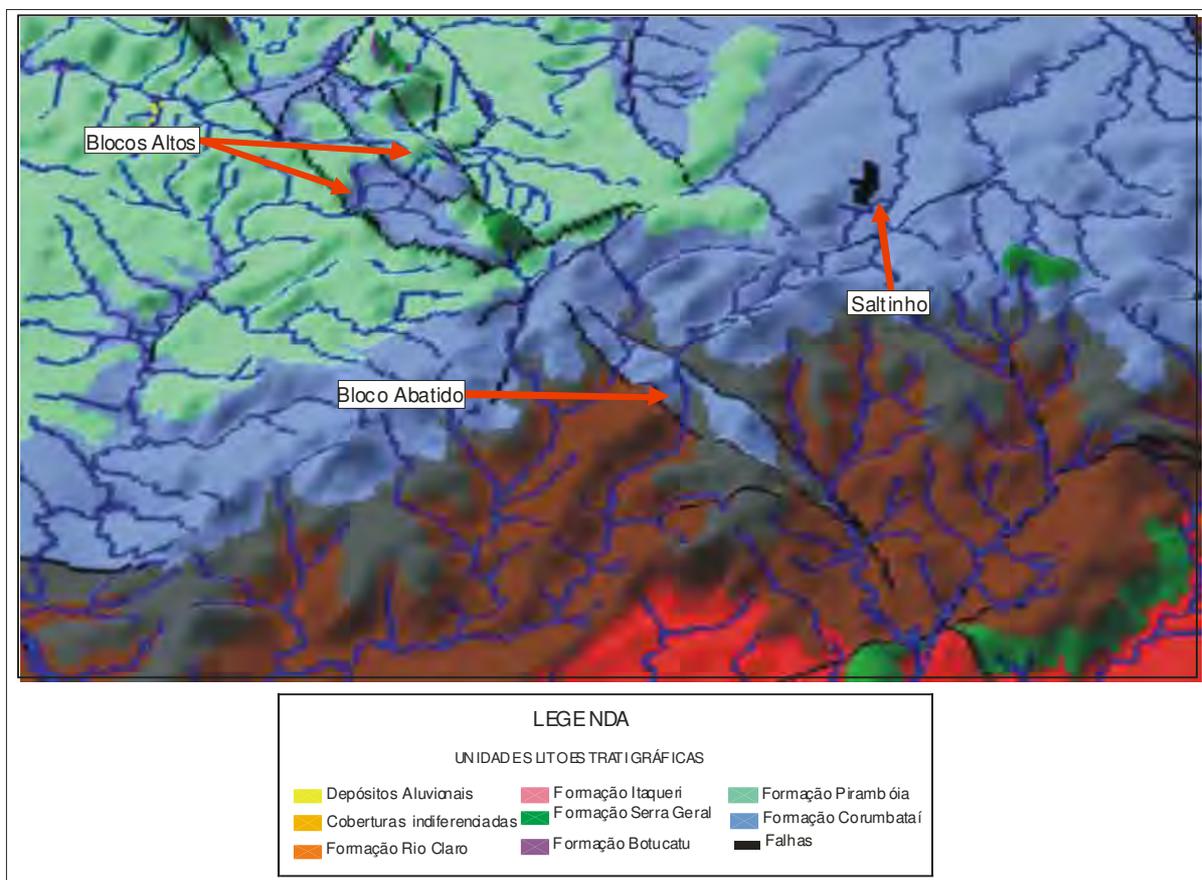
A estrutura do Pau d'Alho tem em suas bordas um alinhamento de serras, sendo elas Serra do Pau d'Alho, Serra da Fortaleza, Serra da Floresta e Monte Branco, que estão sobre os blocos baixos da estrutura, portanto estes altos topográficos não coincidem diretamente com os altos estruturais, configurando um alinhamento de morros testemunhos, protegidos da erosão por soleiras de diabásio nos topos destes morros (Castro, 1973) (ver figura 17).



**Figura 17:** Panorama geral das serras da Floresta, Pau d'Alho e Morro Branco.

## Estrutura de Jibóia.

A estrutura de Jibóia se apresenta quase como um prolongamento da estrutura de Pau d' Alho, configurando um sistema de falhas principais com orientação principal NW-SE (ver figura 16). Internamente à estrutura ocorrem blocos soerguidos e abatidos, em uma configuração que faz aflorar rochas da Fm Corumbataí no Nível da Fm Pirambóia. Uma característica particular desta estrutura é que o bloco mais à SW se apresenta como um bloco abatido, fazendo com que rochas da Fm Pirambóia fiquem preservadas em meio às Fm Iratí e Tatuí (ver figura 18).



**Figura 18:** Modelo 3D da estrutura de Jibóia, com mapa geológico sobreposto.

## Quadro Tectônico Dos Altos Estruturais

A relação temporal para os pulsos tectônicos ocorridos no âmbito dos altos estruturais de Pitanga, Pau d'Álho e Jibóia ainda é controverso. Através de estudos de caracterização estrutural destes altos, vários autores propuseram quadros evolutivos diferentes, baseando-se na relação entre as estruturas formadoras destes altos e as unidades estratigráficas. Estruturas indicativas de sismos durante a sedimentação dos estratos da bacia, também formam argumentos para a interpretação temporal de eventos tectônicos atuantes na área das estruturas, porém o significado destes ainda é motivo de discórdia entre os autores.

Segundo Fulfaro *et al* (1982), a estrutura de Pitanga possui relação com uma fase compressiva ativa no final do Permiano.

Para Almeida (1981), as estruturas aqui estudadas estariam relacionadas a reativações de falhamentos NW durante o Triássico. Melo (1995) propõe que tanto as estruturas de orientação NW como as de direção NE estariam relacionadas aos estágios finais do magmatismo Serra Geral. Este autor propõe ainda uma reativação no Mioceno, relacionado com a sedimentação da Fm. Rio Claro.

Para Riccomini (1992) a estrutura de Pitanga seria resultado de 6 fases principais de intensa movimentação tectônica, compreendida entre o Paleozóico e o Quaternário. São eles:

a) Eventos sísmicos sinsedimentares, responsável pela injeção dos diques clásticos na Fm Corumbataí por liquefação de depósitos marinhos e estariam relacionados a reativações das Falhas de Jacutinga no Triássico superior (reafirmado em Riccomini *et al.*, 2005);

b) Extensão NE-SW com a colocação de diques e sills no cretáceo inferior;

c) Transcorrência dextral gerando falhas transcorrentes de orientação NW a WNW, NNE e ENE, falhas reversas e, localmente, dobras recumbentes;

d) Compressão NE-SW gerando falhas transcorrentes sinistrais de direção ENE e falhas transcorrentes dextrais NNE e NNW.

e, f ) Manifestações neotectônicas no vale do Rio Passa Cinco, com falhas normais e reversas de direção NE, relacionadas inicialmente à tração NW-SE.

Sousa (2002), através de estudos de mapeamento estrutural e de análise cinemática das estruturas nestes três altos estruturais, reconhece quatro eventos principais de formação das estruturas, sendo que o primeiro evento foi uma tectônica sinsedimentar ocorrida no Permiano, outro evidenciado pelas intrusivas basálticas preenchendo falhas pré-existentes, a terceira fase durante o terciário inferior e por último no Mioceno.

Fernandes *et al* (2002) descrevem 2 eventos principais de reativação da estrutura de Pitanga, provavelmente responsável pela formação do eixo N-S e relacionado a tectônica precursora e modificadora dos depósitos da Fm Rio Claro. O primeiro teria ocorrido entre o Cretáceo e o Paleoceno e o segundo no Neogeno.

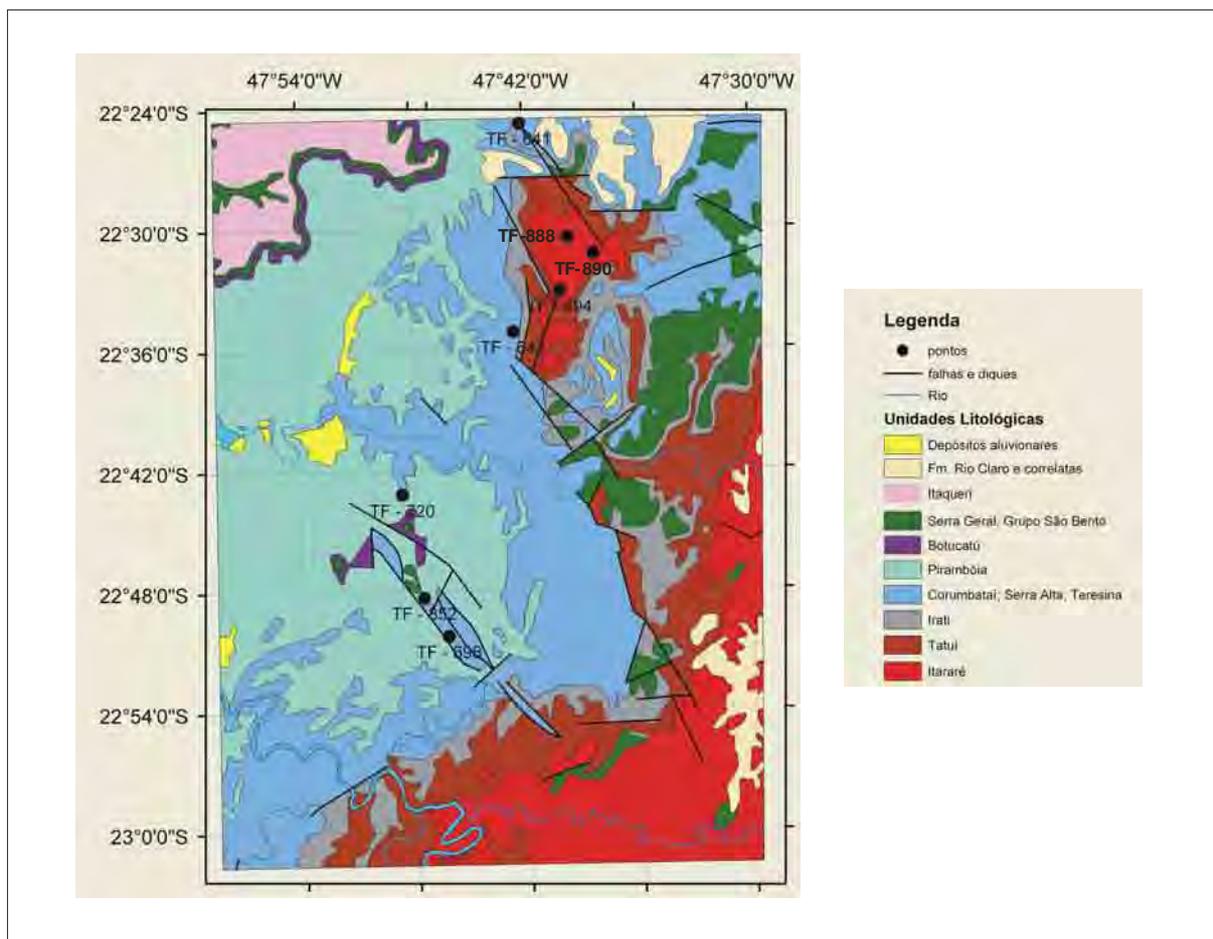
No geral, as estruturas aqui estudadas como outras que ocorrem na Bacia do Paraná, ainda apresentam carência de estudos que permitam conclusões mais seguras quanto à gênese e evolução destas, dado a dificuldade de aplicação de métodos geocronológicos em rochas sedimentares e atividade tectônica envolvendo baixas temperaturas.

Tendo em vista as dificuldades de datação dos eventos relacionados com a formação dos altos estruturais, buscou-se com a aplicação do método termocronológico de traços de fissão em apatitas, modelar a história térmica dos altos estruturais em questão, além de se buscar a relação da história térmica com estes eventos tectônicos. As características do método, permitindo a análise de rochas sedimentares e a datação de eventos térmicos de 120°C, bem como a modelagem da história térmica compreendida entre essa temperatura e a temperatura ambiente, vem auxiliar bastante na datação de eventos de baixa temperatura.

## **RESULTADOS DE TRAÇOS DE FISSÃO**

Neste item serão apresentados os resultados das análises de traços de fissão, das amostras coletadas ao longo das estruturas estudadas e fora delas. As amostras coletadas em campo foram submetidas à um processo de redução mecânica da granulometria e conduzidas através de uma seqüência de processos de separação mineralógica para se obter concentrados de apatita, de acordo com a seqüência descrita em anexo. Das 27 amostras coletadas (ver relação no anexo 2), somente foi obtido boa quantidade de grãos de apatita em 8 amostras, mostrando que as rochas sedimentares são pobres em apatita. Isso pode estar relacionado com uma possível dissolução das apatitas sedimentares pela percolação de água de superfície com PH ácido, já que a apatita é bastante susceptível à ataque químico por ácidos. Outro motivo pode ser uma seleção natural no processo sedimentar que acumulou os sedimentos.

O fato de as amostras bem sucedidas estar abaixo do ideal, que por conseqüência algumas áreas ficaram descobertas de resultados, não se mostrou como uma barreira para a modelagem térmica, já que os resultados alcançados são de boa qualidade, permitindo um resultado estatístico seguro, como poderá ser visto mais adiante. Estes 8 pontos com resultados estão localizados no mapa geológico simplificado da figura 19 abaixo e com mais detalhe no mapa detalhado do anexo 3.



**Figura 19:** Mapa Geológico simplificado com a localização dos pontos (modificado de CPRM 2001)

Os concentrados obtidos durante a fase de moagem e separação mineralógica, foram devidamente preparados para a análise microscópica segundo a metodologia EDM que permite a datação grão a grão. As análises microscópicas das amostras TF-641, TF-643 e TF-720 foram realizadas utilizando-se um microscópio *Carl Zeiss Axioplan2*<sup>®</sup>, no qual está acoplado um equipamento *AutoScan*<sup>®</sup> que se encontra no laboratório do Grupo de Cronologia – DRCC/IFGW/UNICAMP. O restante das amostras foi analisada em um microscópio *Carl Zeiss Axioskop*<sup>®</sup>, o qual possui o controle da platina e foco totalmente automático, que se encontra no laboratório de Traços de Fissão do DPM/IGCE/UNESP.

De acordo com a metodologia proposta, as idades aparentes foram calculadas com a utilização do programa TRACKY<sup>®</sup> (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<sup>®</sup>, cujas equações empregadas também seguem a metodologia descrita no anexo 1.

Com esta planilha foram calculadas as idades corrigidas grão a grão, a idade corrigida da amostra pela média ponderada pelos erros da idade de cada grão, e o erro da idade corrigida. Também foram calculados com a ajuda deste programa os histogramas de idade corrigida.

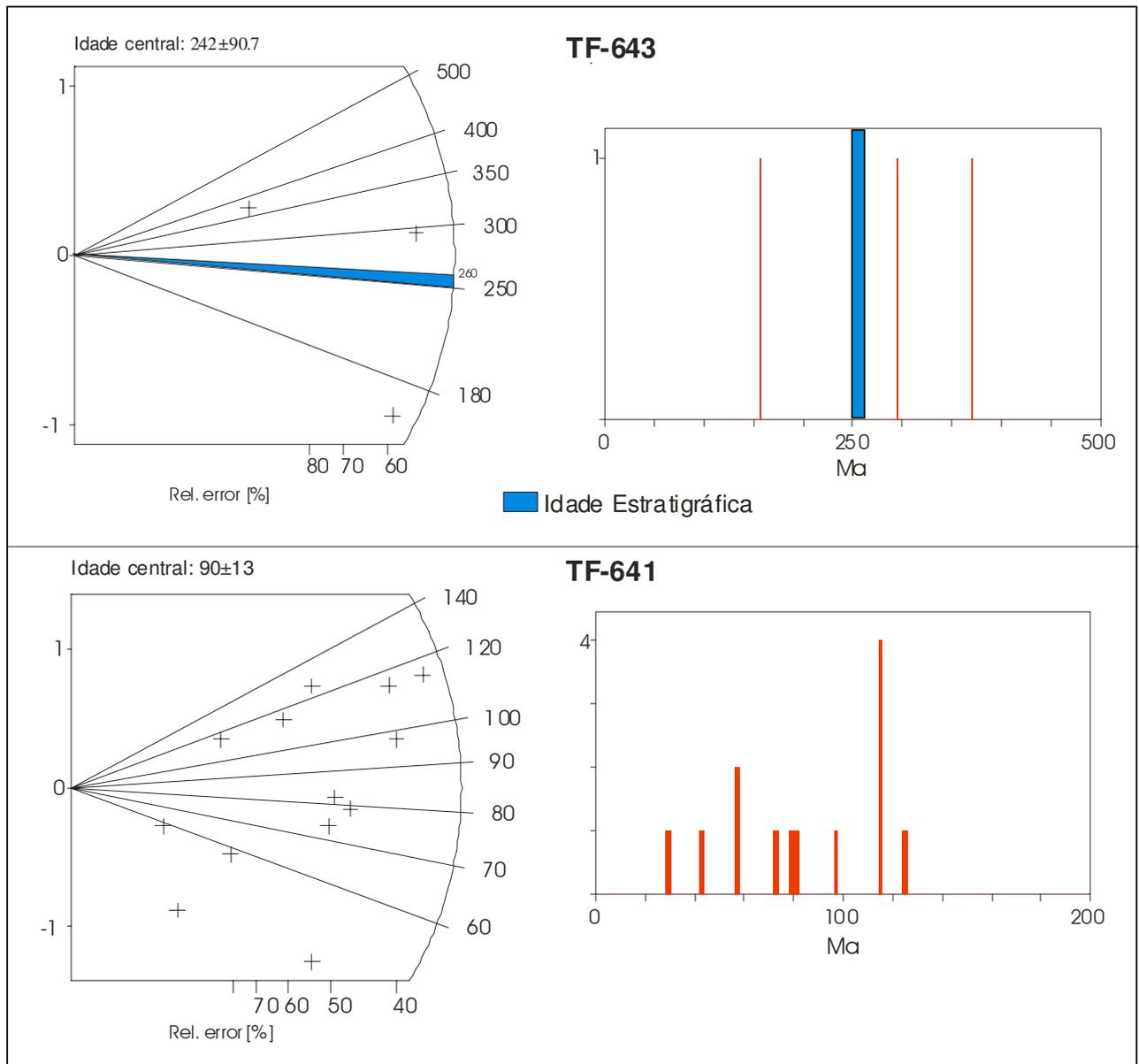
Na tabela 1 estão relacionadas as amostras e seus respectivos parâmetros físicos e idades, e no mapa da figura 19 (e anexo 3) está a localização dos pontos amostrados e utilizados neste trabalho.

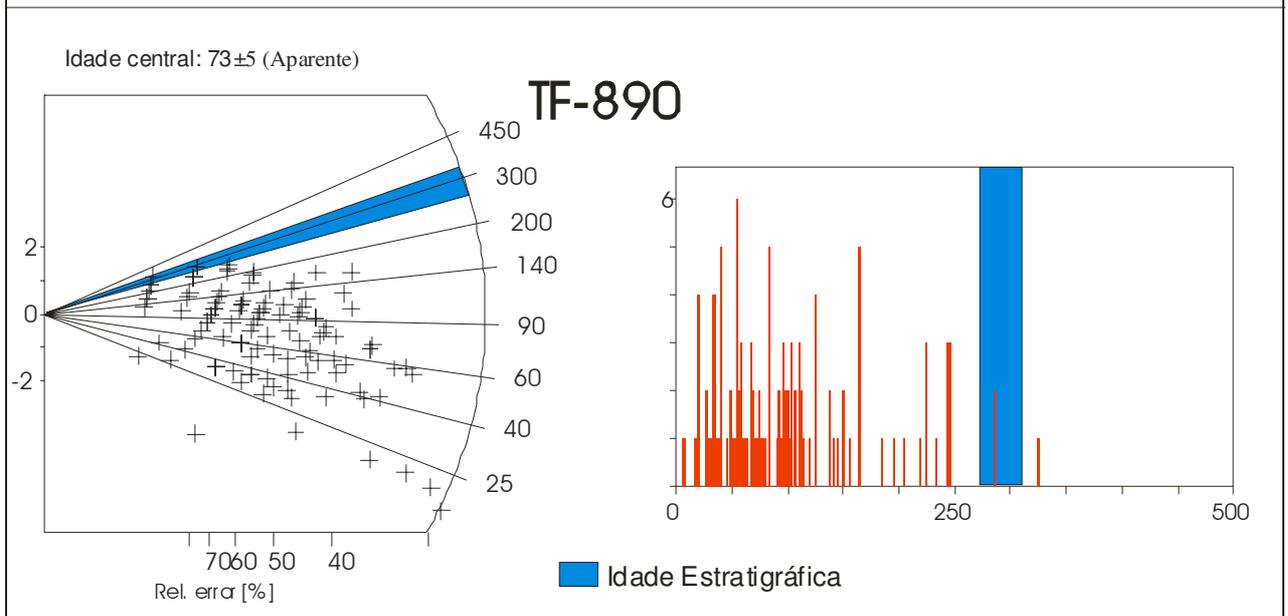
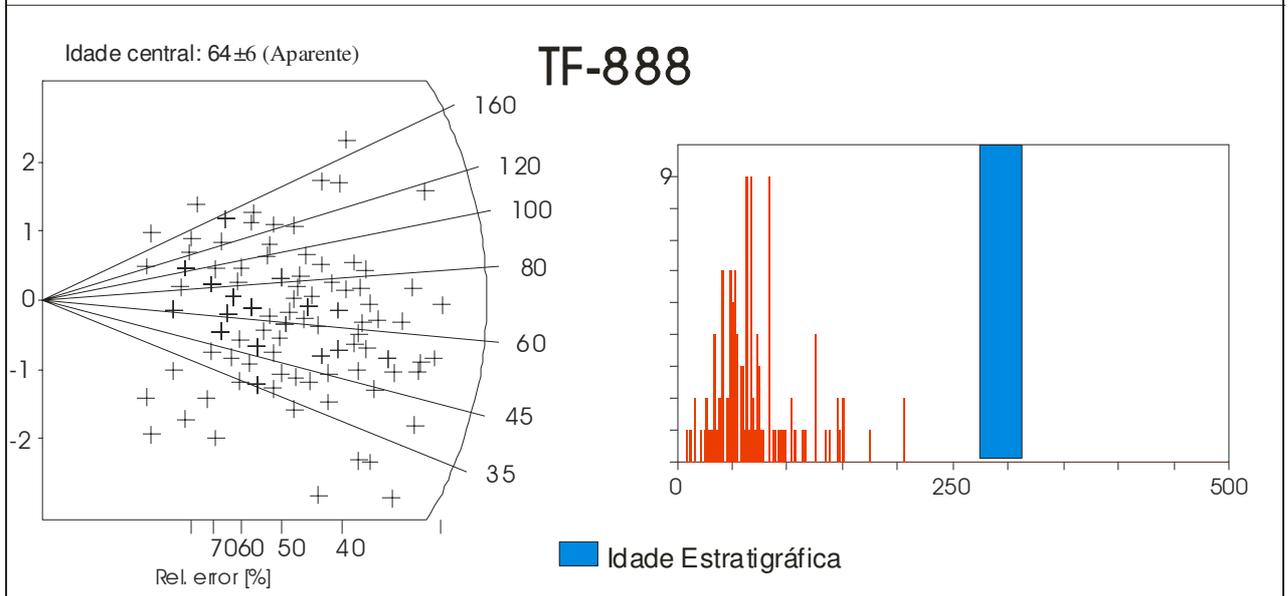
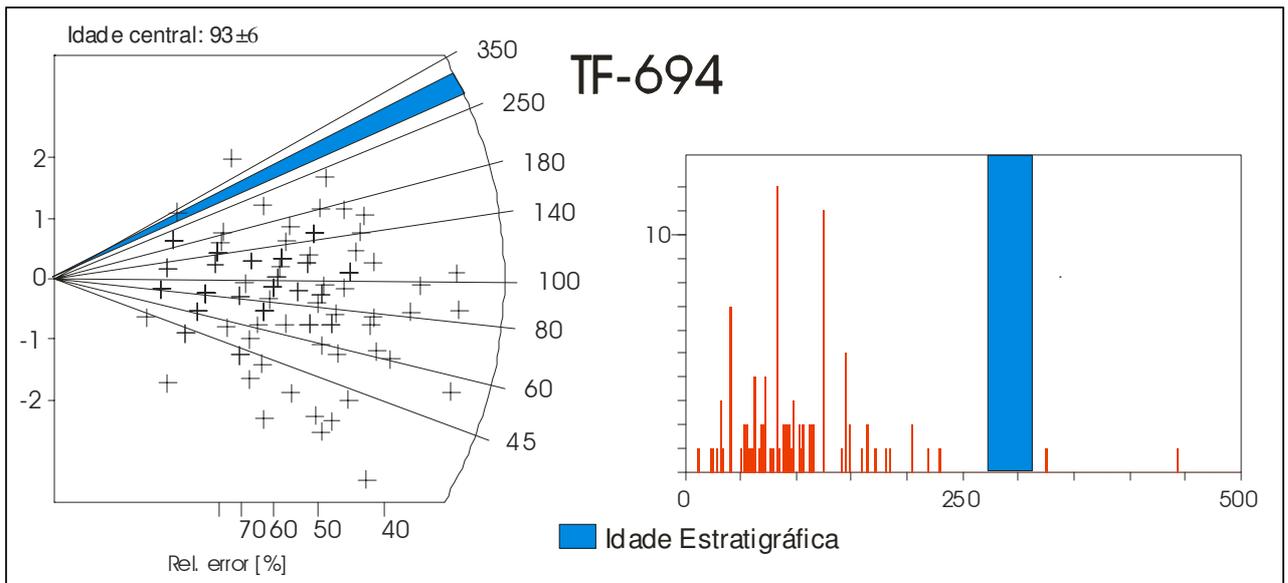
É importante ressaltar neste ponto, que a falta de alguns parâmetros para a amostra TF-643 é consequência da quantidade muito pequena de grãos, resultando em um erro alto e inviabilizando o cálculo destes números.

Amostra	Unid. Estratigráfica	Estrutura	N	$\Sigma$ traços fósseis contados	$\Sigma$ traços induzidos contados	$\rho_s$ ( $10^5$ traços/cm <sup>2</sup> )	$\rho_i$ ( $10^5$ traços/cm <sup>2</sup> )	P ( $\chi^2$ ) (%)	l ( $\mu$ m)	Idade central (aparente)	Idade central corrigida	Fluência ( $10^{15}$ n/cm <sup>2</sup> )
TF-643	Fm Corumbataí (sedimentar)	Pitanga	3	35	9	7.29	1.87	65	-----	242 $\pm$ 90.7	-----	2.53 $\pm$ 0.006
TF-641	Fm Itararé (sedimentar)	Pitanga	13	121	77	14.75	9.39	95	11.25	90 $\pm$ 9	132 $\pm$ 13.5	2.295 $\pm$ 0.078
TF-694	Gr. Itararé (sedimentar)	Pitanga	99	1074	495	9.38	4.367	63	12.5	93 $\pm$ 6	118 $\pm$ 10	1.66 $\pm$ 0.055
TF-888	Gr. Itararé (sedimentar)	Pitanga	118	1381	936	9.4	6.341	69	11.68	64 $\pm$ 4	88 $\pm$ 8	1.66 $\pm$ 0.055
TF-890	Gr. Itararé (sedimentar)	Pitanga	112	1337	816	11.13	6.80	0.0	10.8	73 $\pm$ 5	110 $\pm$ 13	1.66 $\pm$ 0.055
TF-720	Fm Pirambóia (sedimentar)	Pau d'Álho	111	1868	587	12.69	3.59	18	12.3	143 $\pm$ 8.4	179 $\pm$ 23	1.786 $\pm$ 0.073
TF-698	Dique diabásio (Fm Serra Geral)	Pau d'Álho	85	275	253	1.22	1.12	99	11.4	97 $\pm$ 6	137 $\pm$ 11	3.27 $\pm$ 0.107
TF-852	Dique diabásio (Fm Serra Geral)	Jibóia	74	205	236	0.98	1.13	96	10.65	87 $\pm$ 5	135 $\pm$ 11	3.27 $\pm$ 0.107

**Tabela 1:** Parâmetros físicos e idade de cada amostra, sendo eles: total de grãos (N), somatória de traços fósseis contados, somatória de traços induzidos contados, densidade de traços fósseis ( $\rho_s$ ), densidade de traços induzidos ( $\rho_i$ ), Probabilidade de qui quadrado P( $\chi^2$ ), comprimento médio dos traços confinados (l), idade aparente central (idade média ponderada), idade corrigida e fluência de Neutrões Térmicos.

Na figura 20 estão ilustrados os diagramas radiais onde encontram-se representadas a idade de cada grão individualmente, e o histograma de frequência de idades individuais para cada amostra analisada. Nos diagramas radiais, a abcissa vertical representa o erro normalizado, a abcissa 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.





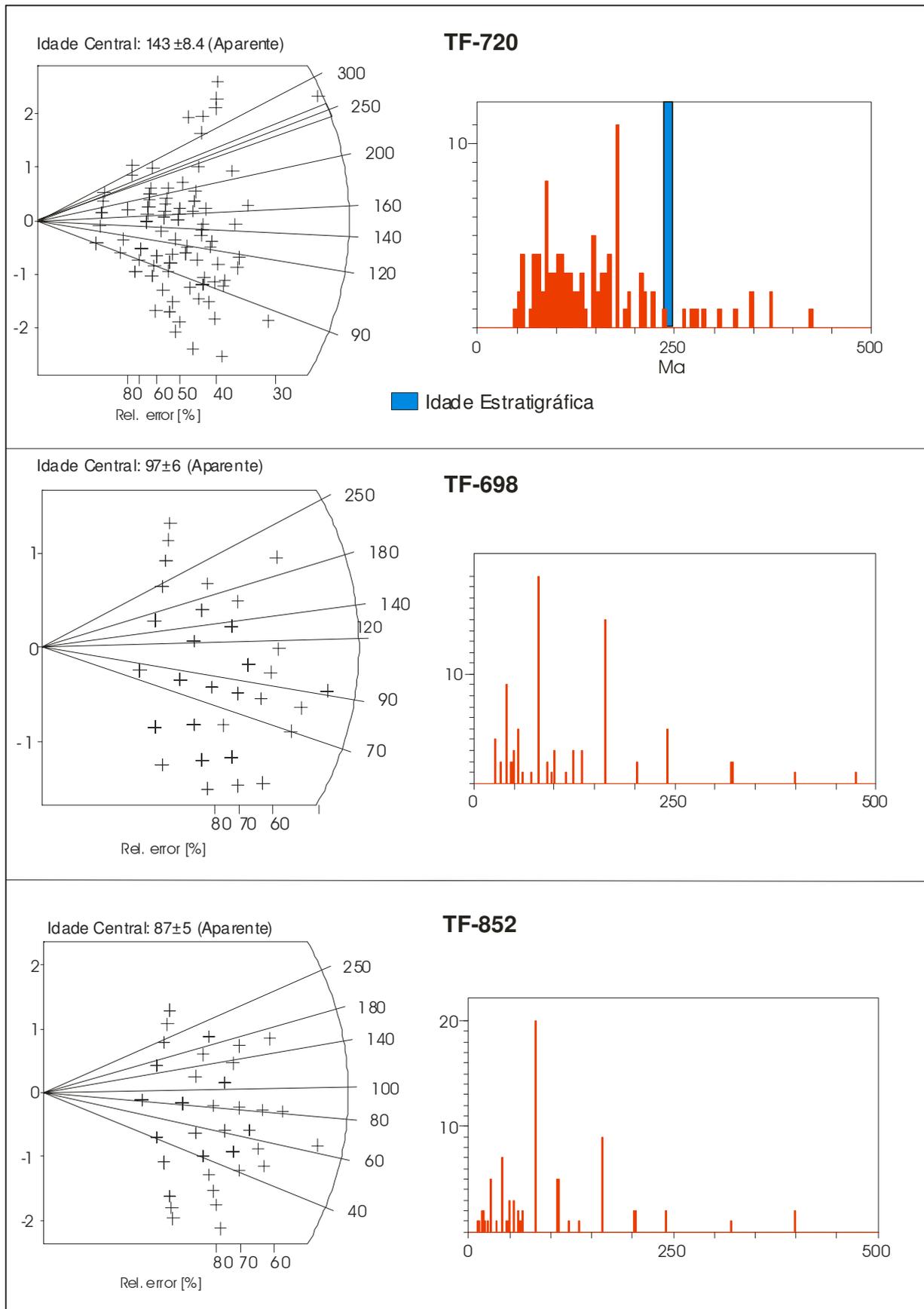
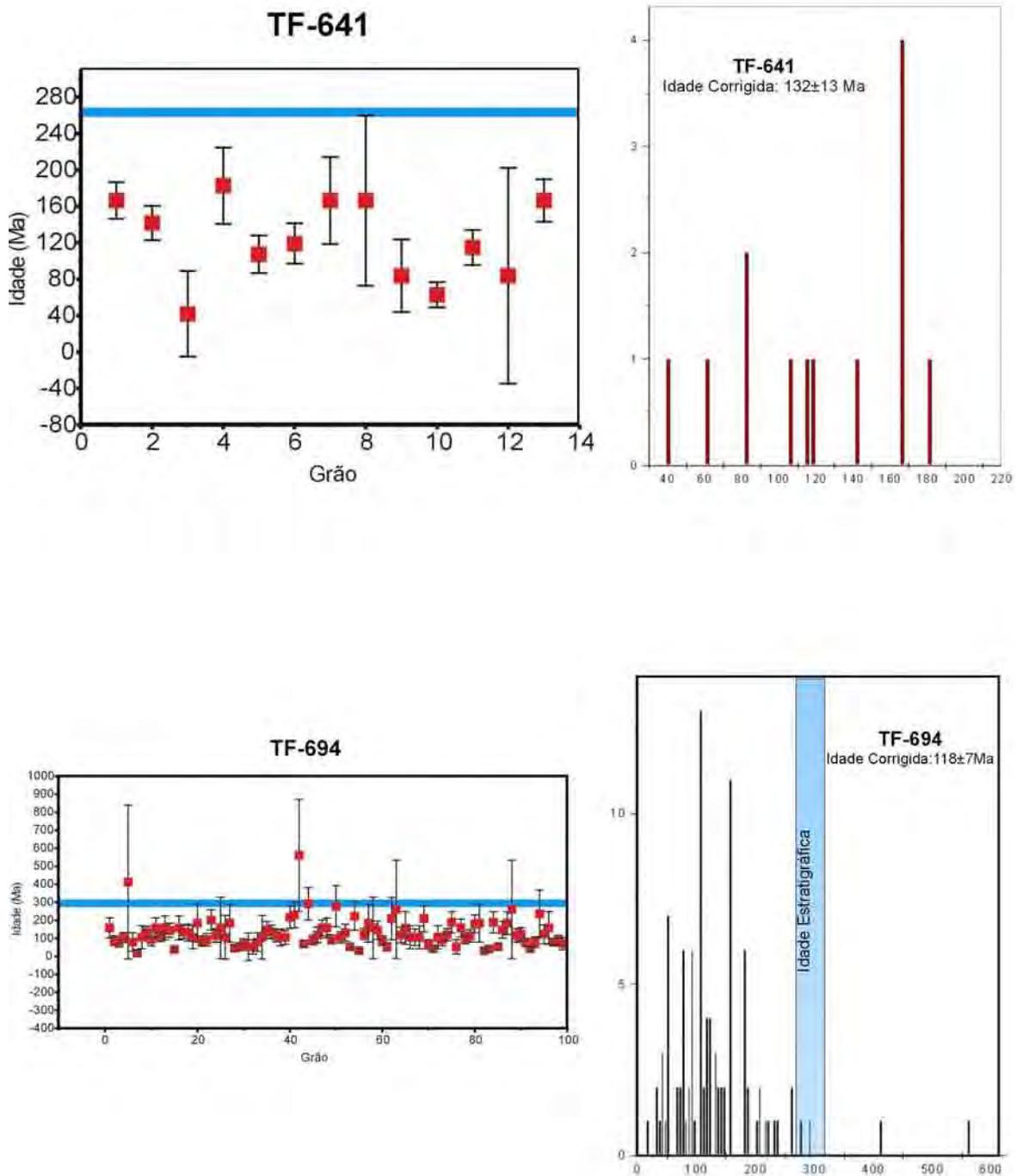


Figura 20: Os diagramas *radial plot* mostram as idades individuais dos grãos das amostras TF- 643, TF- 641, TF-694, TF-888, TF-890, TF-720, TF-698, TF-852 e seus respectivos histogramas de idades aparentes.

Da mesma forma, as idades corrigidas grão a grão de cada amostra estão representadas em gráficos de idade *versus* grão onde cada valor tem o erro expresso em barras, e em histogramas, como mostra a figura 21. Neles também está representada a faixa do intervalo de tempo (coluna azul) atribuído à deposição da unidade estratigráfica que foi amostrada.



**Figura 21:** Gráficos e histogramas de idade corrigida grão a grão. Retângulos azuis representam período de sedimentação da unidade amostrada

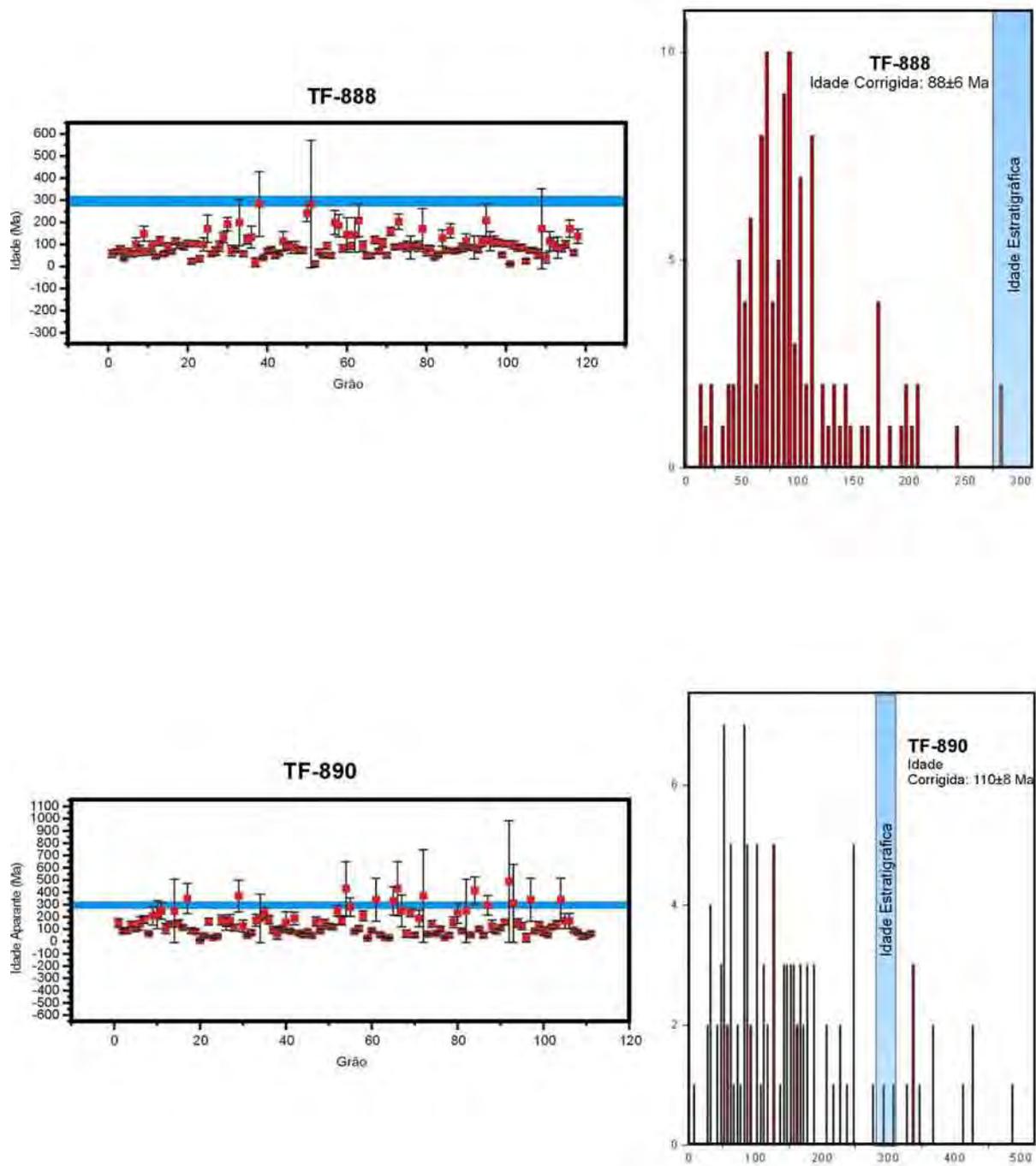
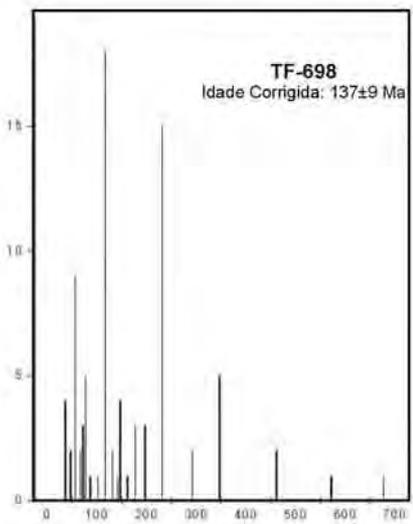
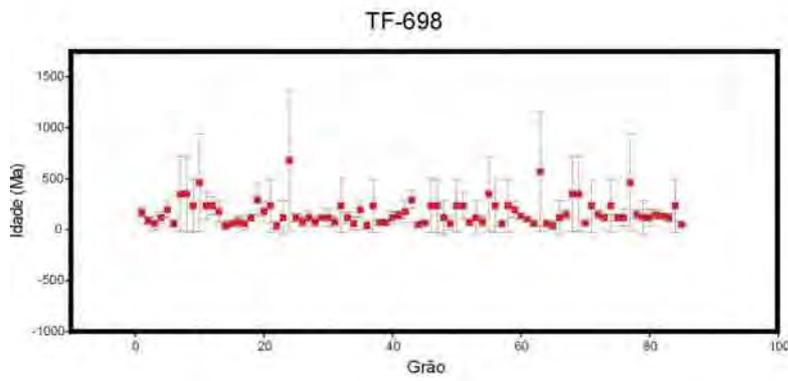
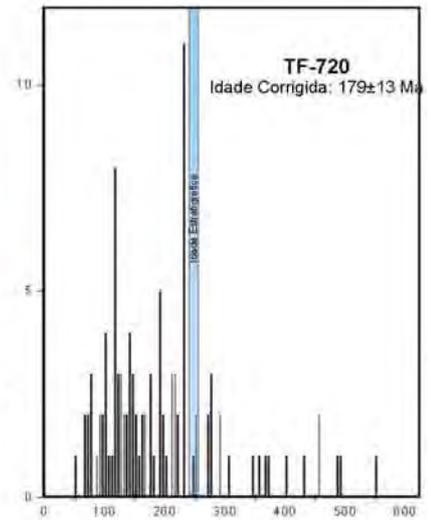
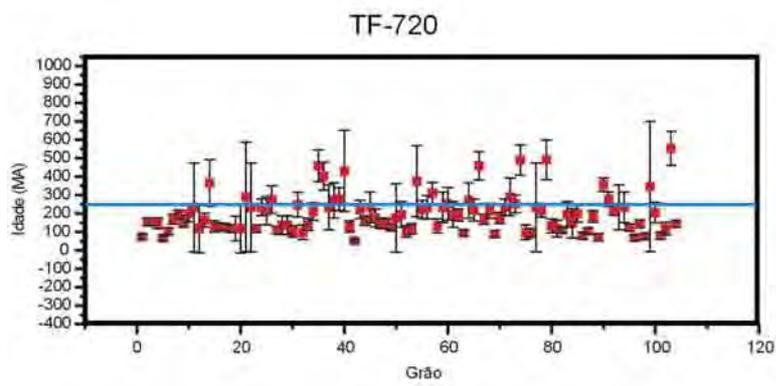
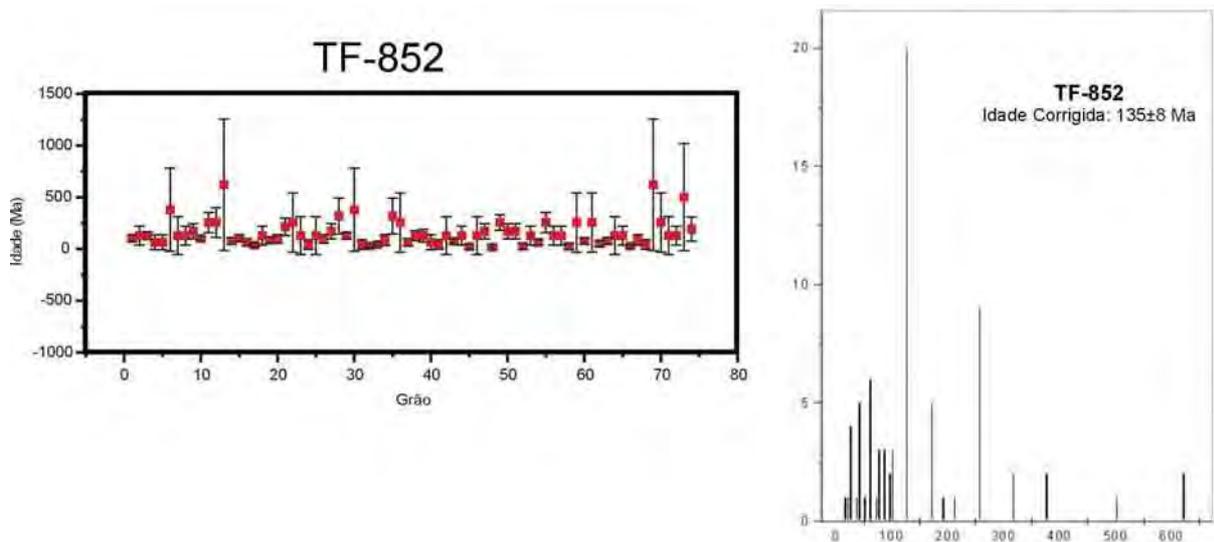


Figura 21: Continuação



**Figura 21:** Continuação



**Figura 21:** Continuação

### **Modelagem das Histórias Térmicas**

Para a modelagem das histórias térmicas foi utilizado o programa HTA ( Hadler Neto *et al*, 2001), que como já foi discutido, gera de forma randômica histórias térmicas cujos vértices estão incluídos em Caixas de Monte Carlo previamente definidas. Para cada história térmica gerada, o programa calcula o histograma de comprimento que é comparado com o histograma experimental e a idade aparente experimental. Se, através do teste  $\chi^2$ , o histograma teórico for compatível com o histograma experimental, a historia térmica é guardada, caso contrario é descartada.

Para o posicionamento das Caixas de Monte Carlo foram utilizados critérios geológicos baseados na evolução já conhecida da área de estudo, como será descrito a seguir.

### **Critérios Utilizados para a Modelagem das Histórias Térmicas.**

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 e um período longo de permanência na zona de *annealing* parcial. Se um pacote sedimentar, em condições de puro soterramento, apresenta uma historia térmica, onde o pico de temperatura alcançado

seja inferior que à temperatura de *annealing* total da apatita, as amostras destes sedimentos irão apresentar herança do conteúdo de traços, ou seja, os minerais irão conter traços formados na época em que estes minerais 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. Como consequência disso, quando se aplica o teste do  $\chi^2$  (Green, 1981), obtém-se valores menores que 5%, indicando mais que uma população de idade (valores entre 5 e 95% indicam uma distribuição homogênea). 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. Com um aquecimento dentro da bacia, sem atingir a temperatura de *annealing* total, o histograma irá apresentar dois máximos, um formado pelos traços herdados, e o outro pelos formados após a sedimentação (Carter & Gallagher, 2004). Quando ocorre mais de um evento térmico dentro da bacia, a dispersão no histograma de confinados, ou mesmo a herança, pode desaparecer e o histograma apresentar uma distribuição homogênea. Neste caso, o *annealing* parcial da amostra pode estar atingindo principalmente a população de traços herdados, por serem mais velhos.

Quanto a dispersão dos valores de idade grão a grão em uma amostra que apresenta herança, Juez-Larré *et al*, 2002 colocam que os diferentes picos no histograma, podem indicar momentos diferentes dentro de uma evolução de puro resfriamento. Partindo-se do princípio que a heterogeneidade na composição dos grãos, devido aos sedimentos serem provenientes de mais de um tipo de rocha, pode apresentar uma variação dos teores de Cl e F entre os grãos, um resfriamento lento pode ocasionar um agrupamento dos valores de idade. Isso se deve ao fato da apatita apresentar pequenas variações na temperatura de *annealing* total de acordo com a razão Cl/F. Chama-se a atenção que este fator não será levado em conta nas modelagens e interpretações, devido a complexidade de uma análise deste tipo.

Por outro lado, se o pacote sedimentar sofrer um aquecimento acima de 120°C, ou seja, superior à temperatura de *annealing* total da apatita, todos os traços serão apagados, a idade da amostra irá indicar o resfriamento deste evento e a história térmica modelada irá indicar somente os eventos ocorridos dentro da bacia. Neste caso, o valor do teste  $P\chi^2$  das idades grão a grão irá indicar uma distribuição homogênea.

No caso das amostras analisadas, o valor do  $P\chi^2$  indica uma homogeneidade dos valores de idade mostrando a ocorrência de um *annealing* total, ou seja, o último aquecimento

que as rochas amostradas sofreram, foi suficiente para apagar todos os traços. Somente a amostra TF-890 está mostrando uma heterogeneidade, logo o valor do teste  $P\chi^2$  para as idades grão a grão tem valor de 0% (ver tabela 1 ).

Portanto, foram modeladas histórias térmicas para todas as amostras, exceto a TF-698 e TF-852 que não apresentam traços confinados suficientes. Para cada amostra, as caixas de Monte Carlo foram definidas com base em critérios geológicos da área de estudo.

Para a amostra TF-641 que tem idade corrigida de 137 Ma, definiu-se a primeira caixa no intervalo de 150-140 Ma, primeiramente no intervalo de 25° – 120°C, para verificar a tendência da história térmica ter início em temperaturas baixas, ou mais elevadas. Verificou-se pelas tentativas, que a história térmica possuía somente a tendência de iniciar-se em temperaturas frias, limitando-se então a primeira caixa para o intervalo de 25°C – 60°C. A segunda caixa foi delimitada entre 140 e 100 Ma baseando-se na premissa do magmatismo Serra Geral (Milani 2004, Zalán 2004) com principal atividade em 133 Ma. Como a quantidade de traços confinados medidos não é muito alta, optou-se por restringir a altura da segunda caixa entre 70 e 120°C para evitar histórias térmicas que indiquem temperaturas mais frias nesta época, já que esta é com certeza uma época de aquecimento da bacia. A terceira caixa foi delimitada entre 100 e 70 Ma para verificar a influência dos processos de reativação da Plataforma Sul Americana, à época das alcalinas, e dos processos que culminaram na geração do espaço de acomodação do Grupo Bauru à oeste da área de estudo (Milani 2004; Zalán 2004). A quarta caixa foi centrada em torno da idade sugerida à inversão da bacia, que propiciou a erosão da borda oriental do Grupo Bauru, nas regiões onde hoje se encontra aflorante os derrames da Fm. Serra Geral, nas regiões do reverso das Cuestas, como foi proposto por Fernandes (1998). A quinta e última caixa foi definida procurando-se centrá-la em uma época com evidências de processos tectônicos que deformaram os pacotes da Fm. Rio Claro (Fernandes *et al*, 2002), e segundo Melo (1995), ocorreu a deposição desta unidade. Estes intervalos de tempo, são condizentes ainda com épocas de reativação no embasamento cristalino do sudeste brasileiro, também com base em traços de fissão em apatitas (Hackspacher *et al* 2003b; Tello Saenz *et al* 2003, e Ribeiro *et al* 2005). Da mesma forma, o posicionamento das caixas de Monte Carlo com base na evolução geológica descrita para a área de estudo, é semelhante ao posicionamento das caixas em Gallagher *et al*. (1995), cujo alvo de estudo foi a borda da bacia no Rio Grande do Sul.

Para o restante das histórias térmicas utilizou-se dos mesmos critérios que para a amostra TF-641, porém com algumas adaptações nos intervalos de tempo e temperatura devido, principalmente, aos valores de idade, diferente entre as amostras, não abrangerem o

mesmo intervalo de tempo. Para a amostra TF-694, a primeira caixa (mais antiga) foi centrada em sua idade corrigida, e as duas caixas mais recentes foram fundidas em uma, com intervalo de 60-0Ma. Esta caixa difere do que foi estabelecido para a amostra TF-641, devido não ter sido observado nenhuma influência do intervalo de 40 a 0 Ma, nas primeiras tentativas de modelagem da história térmica desta amostra. Para a amostra TF-888, cuja idade é a menor de todas as amostras, foi omitido as 2 primeiras caixas.

A amostra TF-890 requereu maior atenção no momento da modelagem das histórias térmicas. Como pode ser observado na tabela 1, apesar da idade aparente estar muito abaixo da idade estratigráfica, o valor do teste  $\chi^2$  que resultou em 0, mostra uma heterogeneidade dos dados de idade grão a grão, que conseqüentemente irá refletir também uma heterogeneidade nas idades corrigidas grão a grão, o que estaria indicando um forte indício de herança. O ideal, nestes casos, seria a separação dos grãos em populações de idades semelhantes e a utilização de histogramas de comprimento de cada população em separado para a modelagem das respectivas histórias térmicas. Porém, somente uma pequena parte dos grãos estão com idades maiores que a idade estratigráfica, e justamente estes grãos com idades mais antigas possuem erros muito altos. Isso pode ser observado desde as idades aparentes como mostra o diagrama *radial plot* (figura 20) podendo ser a explicação da existência de grãos com idades elevadas e conseqüentemente induzindo o valor do  $\chi^2$  da amostra TF-890. Estes grãos mais antigos seriam responsáveis por um maior “espalhamento lateral” nos histogramas de idade induzindo a um falso indício de herança nesta amostra. Por outro lado, o histograma de comprimento de traços apresentou uma alta frequência de traços confinados com comprimento muito pequeno, inclusive refletindo em uma média muito baixa. Esta população de traços confinados com baixo comprimento, segundo Carter & Gallagher, (2004), é um indício de herança, ou seja, de traços formados anteriormente à sedimentação quando o material se encontrava na rocha fonte. Portanto, neste caso, optou-se em utilizar para a modelagem da história térmica todos os grãos, utilizando-se a idade central aparente da amostra como um todo, ao invés da separação em populações, e o histograma de todos os traços confinados medidos. A diferença em relação às outras amostras é que foi necessário a utilização de uma caixa de Monte Carlo anterior à caixa centrada na idade corrigida. Assim, foi possível modelar a história térmica mesmo anterior à idade corrigida da amostra.

Por último, para a modelagem da história térmica da amostra TF-720 levou-se em conta os mesmos critérios utilizados para a amostra TF-641, exceto para a caixa mais antiga que foi estendida até a idade estratigráfica da Fm Pirambóia e a temperatura limitada em

valores de superfície, já que em épocas de sedimentação a temperatura não poderia ser elevada, já que o sedimento se encontrava muito próximo à superfície.

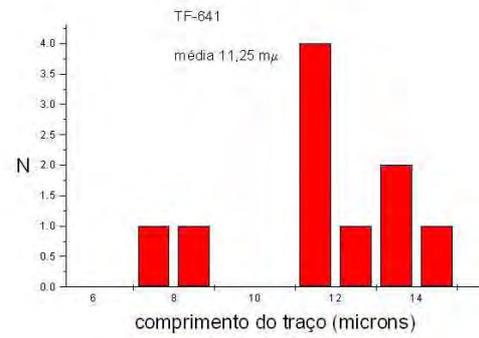
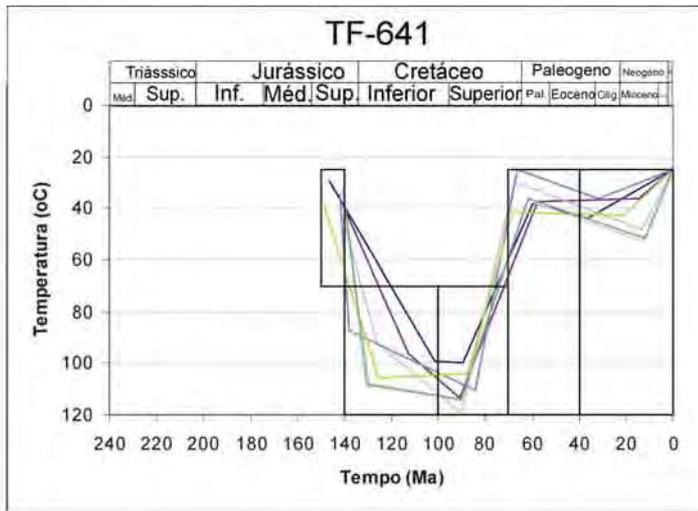
Na tabela 2 estão resumidos os intervalos das Caixas de Monte Carlo de cada intervalo de cada amostra.

Caixas de Monte Carlo		Amostras				
		TF-641	TF-694	TF-888	TF-890	TF-720
1° Caixa	Int. de Tempo (Ma)	150 – 140	130 – 100	100 – 70	150 – 130	240 – 140
	Int. de Temperatura (°C)	70 - 25	70 – 25	120 – 25	40 – 25	30 – 25
2° Caixa	Int. de Tempo (Ma)	140 – 100	100 – 60	70 – 40	140 – 100	140 – 120
	Int. de Temperatura (°C)	120 - 70	120 – 25	120 – 25	120 – 60	120-25
3° Caixa	Int. de Tempo (Ma)	100 – 70	60 – 0	40 – 0	100 – 60	120-70
	Int. de Temperatura (°C)	120 - 70	120 - 25	120 - 25	120 – 60	120 – 25
4° Caixa	Int. de Tempo (Ma)	70 – 40			60 – 0	70 – 40
	Int. de Temperatura (°C)	120 - 25			60 – 0	120 – 25
5° Caixa	Int. de Tempo (Ma)	40 – 0				40 – 0
	Int. de Temperatura (°C)	120 - 25				120 – 25

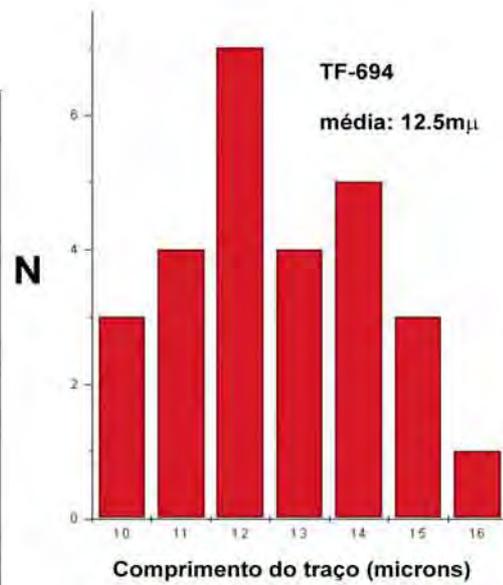
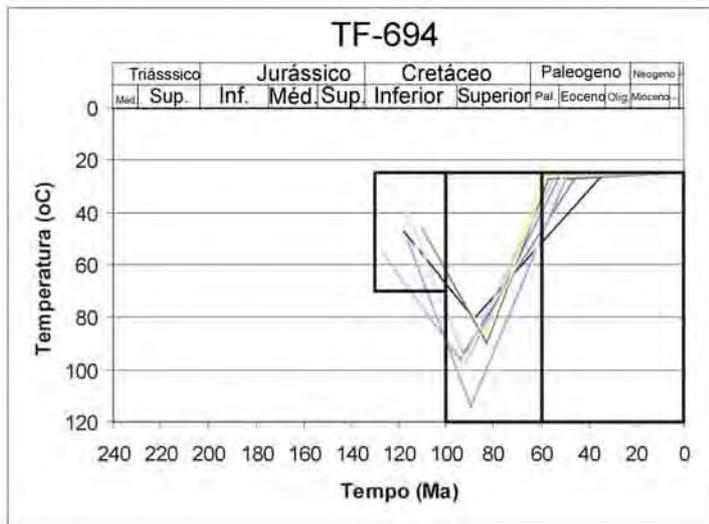
**Tabela 2:** Intervalo de tempo e de temperatura para cada caixa de Monte Carlo de cada amostra

Cabe ressaltar que a escolha dos intervalos de temperatura para a primeira caixa de cada amostra, na maioria foram estabelecidos para temperaturas inferiores à 70°C, ou ainda, foram restringidas à estes intervalos, devido a premissa que uma rocha sedimentar necessariamente deve apresentar uma história inicial de aquecimento. Isso se deve ao próprio processo de formação deste tipo de rocha, ou seja, o transporte e sedimentação se processam em temperatura ambiente, e somente após a sedimentação e soterramento o pacote sedimentar pode apresentar aquecimento.

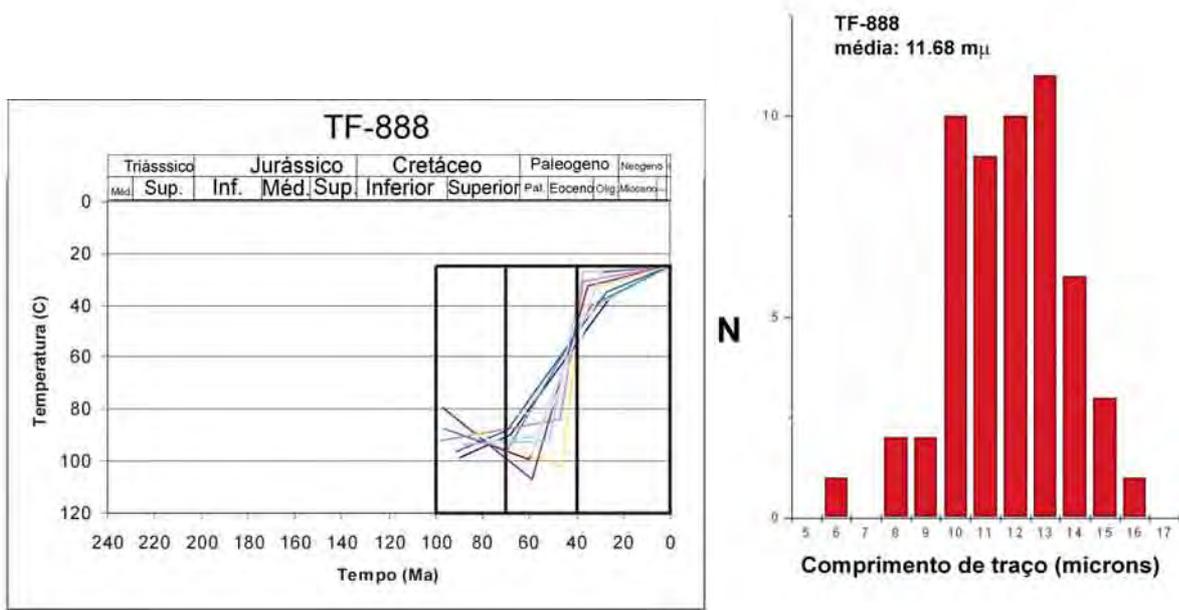
Abaixo, na figura 21, encontram-se representados os gráficos de historia térmica e seus respectivos histogramas de comprimento.



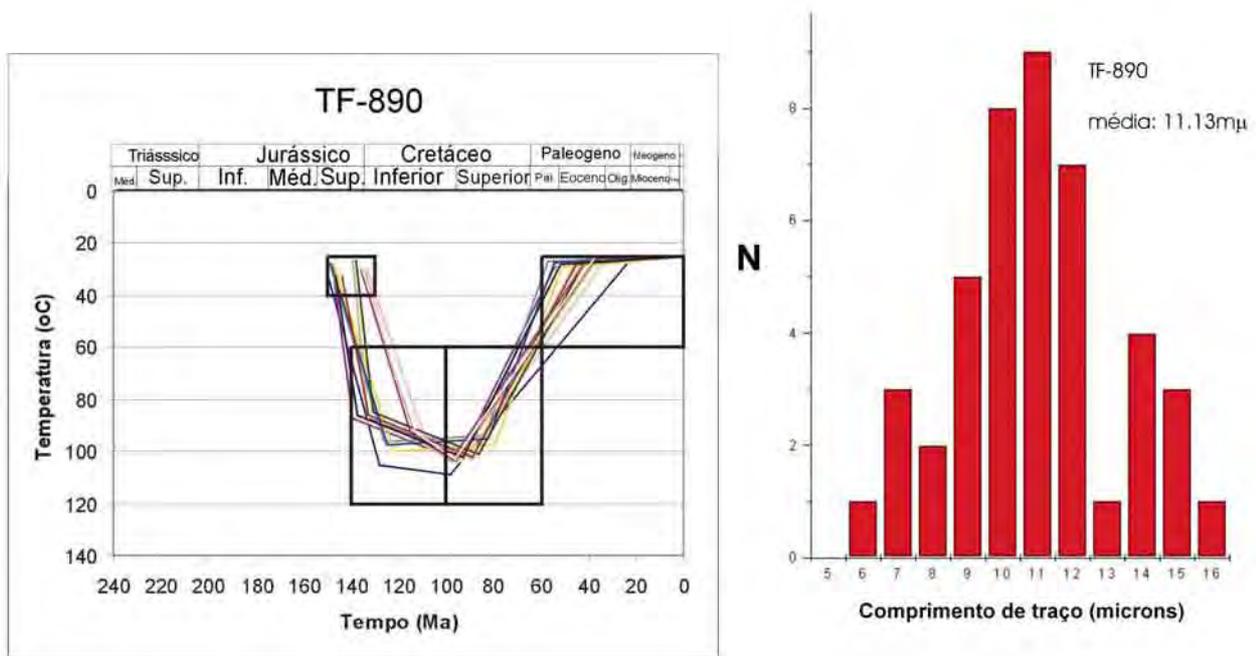
**Figura 21a:** Histograma de comprimento de traços e historia térmica da amostra TF-641



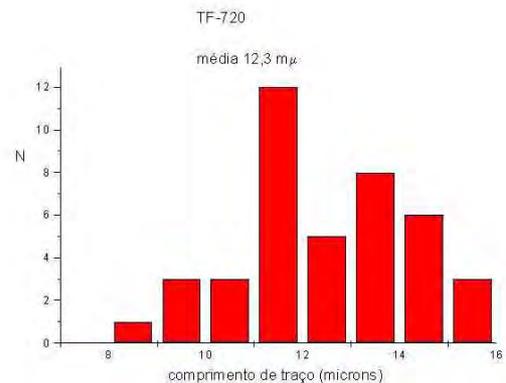
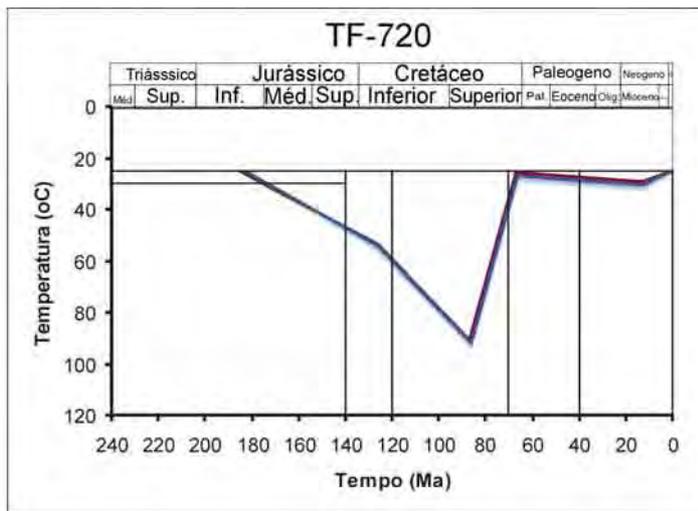
**Figura 21b:** Histograma de comprimento de traços e historia térmica da amostra TF-694



**Figura 21c:** Histograma de comprimento de traços e história térmica da amostra TF-888



**Figura 21d:** Histograma de comprimento de traços e história térmica da amostra TF-890



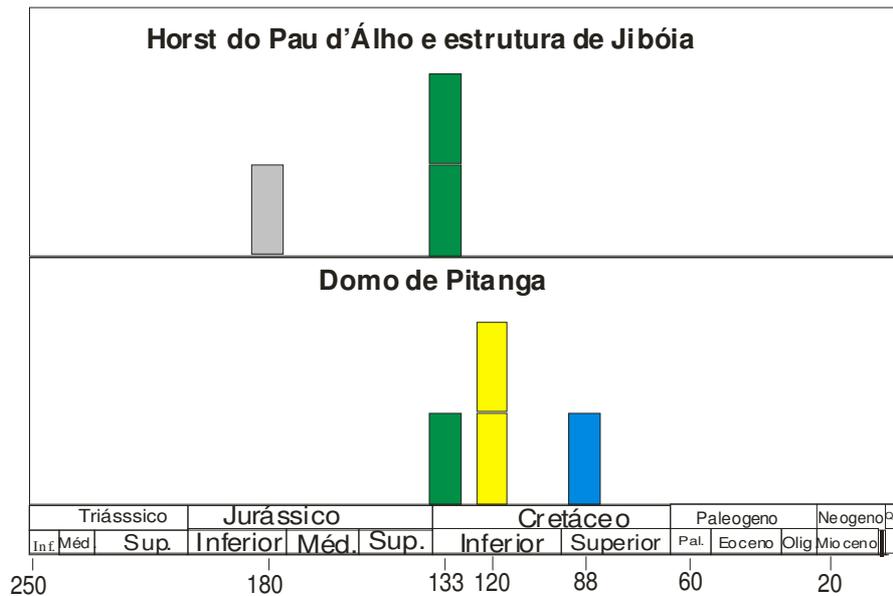
**Figura 21e:** Histograma de comprimento de traços e história térmica da amostra TF-720 (*Horst Pau d'Álho*)

## QUADRO TERMOCRONOLÓGICO DAS ESTRUTURAS ESTUDADAS

Antes de se relacionar os dados obtidos com os processos tectônicos ocorridos no âmbito local e conseqüente posicionamento no âmbito regional, optou-se em compor um quadro termocronológico dos altos estruturais, através da integração dos dados, indicando eventos térmicos chaves. Por enquanto, somente o processo geológico “Magmatismo Serra Geral” será levado em conta, dado a sua grande freqüência de ocorrência na forma de diques na área dos altos estruturais, e por suas datações (Ar/Ar principalmente) serem mais um marco térmico quantificado. Desta maneira, pretende-se facilitar as interpretações e correlações que serão feitas mais à frente.

Para a composição de um quadro termocronológico da área de estudo, através dos resultados de traços de fissão, é aconselhável tomar-se de uma ordem de análise dos tipos de resultados, ou seja, começando com as idades, depois com os histogramas de comprimento de traços e por último as histórias térmicas. Como pode ser visto, pela metodologia descrita no anexo 1, essa ordem é conveniente devido às idades serem o resultado mais confiável, pelo motivo de não depender de extrapolações matemáticas e ajustes à conjuntos de dados obtidos em escala de laboratório, como acontece com os resultados de histórias térmicas.

Buscando facilitar as interpretações, as idades foram separadas por estrutura, e representadas em um diagrama conforme figura 22. As idades obtidas no *Horst* do Pau d'Álho e na estrutura de Jibóia serão interpretadas em conjunto dadas à semelhança entre as estruturas.



**Figura 22:** Diagrama mostrando a disposição das idades no tempo geológico. Cada retângulo representa uma amostra. Cada cor representa um evento térmico, conforme discutido no texto.

Como pode ser observado no diagrama da figura 22, para o Domo de Pitanga, as idades obtidas podem ser agrupadas, a grosso modo, segundo 3 valores, 133 Ma, 120 Ma e 88 Ma, destacados respectivamente pelas cores verde, amarela e azul. É lógico que os erros das idades como está mostrado na tabela 1, não permite esta separação entre as idades, porém, como será visto mais a frente, geologicamente esta separação procede e os valores obtidos são sugestivos como sendo o reflexo da evolução geológica regional. Os grupos representados pela cor verde podem ser interpretados como o primeiro evento de resfriamento. O retângulo verde trata-se de uma amostra localizada na borda do domo, em nível estratigráfico mais raso (Fm. Iratí). Já os retângulos amarelos representam amostras localizadas no centro do domo, em posicionamento mais profundo (Gr. Itararé) na coluna estratigráfica. Levando-se em conta um cenário anterior à formação do domo, estes pontos estariam mais profundos que aquele localizado na Fm. iratí. Portanto a idade de  $132 \pm 13$  Ma obtida na borda da estrutura, pode indicar um resfriamento extremamente rápido ligado ao resfriamento dos corpos de diabásio, visto que a idade é praticamente a idade do magmatismo, já as idades de  $118 \pm 10$  Ma e  $110 \pm 13$  Ma, pode estar indicando um segundo resfriamento, restrito ao interior do domo, registrado devido a posição estratigráfica inferior.

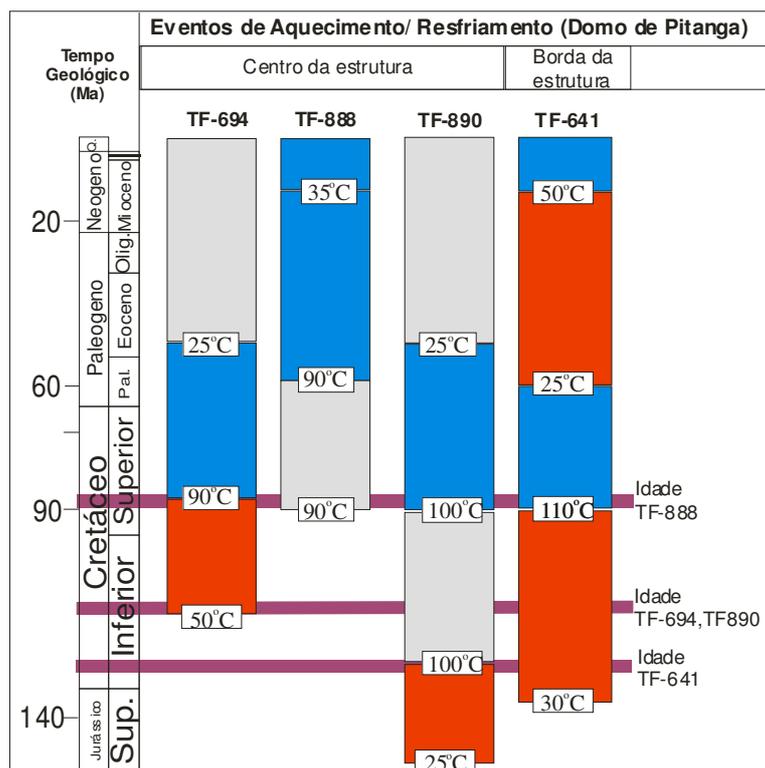
O grupo representado pela cor azul no diagrama sinaliza um terceiro evento de resfriamento, marcado pela idade de  $88 \pm 8$  Ma obtida no centro da estrutura.

Para as estruturas do Pau d'Álho e Jibóia, dois eventos de resfriamento podem ser interpretados pelas idades, sendo eles em 179 Ma, (cor cinza no diagrama) representada por

uma amostra localizada no bloco baixo da estrutura do Pau d'Álho, porém próximo a um corpo de diabásio do topo da Serra do Pau d'Álho (ver figura 18). Já o evento em torno de 133 Ma seria relacionado, como no Domo de Pitanga, ao resfriamento dos corpos de diabásio formados pelo magmatismo Serra Geral, já que este grupo é representado por duas amostras de dois diques de diabásio de idade de  $137\pm 11$  e  $135\pm 11$ , localizadas respectivamente nas estruturas do Pau d'Álho e Jibóia. Estas idades por si só representam um momento de resfriamento rápido, visto que as idades Ar/Ar obtidas para o magmatismo fica em torno de 133 Ma. Idades muito próximas, entre dois geotermômetros de temperatura muito diferente, como é o caso do Ar/Ar ( $300^{\circ}\text{C}$ ) e o traços de fissão ( $120^{\circ}\text{C}$ ), indicam um resfriamento muito rápido entre estas duas temperaturas, mostrando a idade do corpo e, portanto, a perda de calor para as encaixantes, sem implicação tectônica.

A partir do momento que se passa a considerar também os histogramas de comprimento de traços (Figuras 21a, b, c, d, e), é possível sugerir que todas as amostras analisadas sofreram um aquecimento substancial, dada as médias de traços confinados estarem mostrando valores muito baixos, variando de 10.65 até 12.5  $\text{m}\mu$  (tabela 1), sendo que, todas elas, com exceção da amostra TF-694, apresentam uma parcela de traços menores que 9  $\text{m}\mu$ .

Tendo em vista os elementos acima, pode-se agora integrar estes com as histórias térmicas das amostras analisadas. No diagrama da figura 23, encontram-se representados os intervalos médios de aquecimento ou resfriamento das histórias térmicas de cada amostra que foram mostradas na figura 20, tendo também representada a temperatura do ponto de inflexão das curvas. Também estão representados os grupos de idades descritos na figura 22.



**Figura 23:** Representação dos intervalos de tempo de resfriamento (quadros azuis), aquecimento (quadros vermelhos), ou estabilidade térmica (quadros cinzas), definidos com base nas histórias térmicas. As idades corrigidas das amostras também estão representadas na figura pelas linhas roxas. Os valores de temperatura destacados representam a temperatura no momento de inflexão das curvas de história térmica.

Como pode ser observado no diagrama da figura 23, e nas histórias térmicas das figuras 21a-e, as idades obtidas são concordantes com os pontos médios de inflexão das histórias térmicas. A partir deste panorama, é possível sugerir uma evolução térmica para o Domo de Pitanga como um todo.

No geral, as análises de traços de fissão no Domo de Pitanga permitiram o registro térmico desde o Jurássico Superior, apesar da idade mais antiga ser de 132 Ma. Isso se deve, como já foi discutido, à amostra TF-890 sugerir uma história herdada anterior ao último evento térmico importante da bacia, relacionado ao magmatismo Serra Geral. Esta amostra apresenta idade de  $110 \pm 8$  Ma, porém, o valor do  $\chi^2$  para as idades indica heterogeneidade entre os grãos, e o histograma de comprimento apresenta uma elevada frequência de traços curtos (ver figura 20d), ou seja, menores que 10  $\mu$ m. Desta maneira, esta amostra é a única que apresenta a evolução térmica no Jurássico Superior na área do Domo de Pitanga, indicando um aquecimento desde ~160 Ma, atingindo pico de temperatura em torno de 130 Ma.

As amostras TF-694 e TF-641 (ver figura 23, 21a e 21b) apresentam o início da história térmica em temperaturas próximas da temperatura ambiente, com início em suas

idades, 132 Ma e 118 Ma respectivamente, indicando um possível resfriamento rápido entre estas duas idades (Cretáceo Inferior). Após este resfriamento, um novo aquecimento é registrado pelas histórias térmicas das amostras TF-641 e TF-694, e uma estabilidade térmica em torno de 100°C na amostra TF-890, atingindo pico de temperatura no Cretáceo Superior. Esta época conta com a idade da amostra TF-888, marcando um resfriamento, registrado também nas histórias térmicas das amostras TF-641, TF-694 e TF-890, prosseguindo até o início do Paleoceno ao atingir a temperatura ambiente (ver figura 23 e 21a, b, d).

Durante este resfriamento, registrado entre 85 e 60 Ma nas amostras TF-641, TF-694 e TF-890, a amostra TF-888 (figura 23 e 21c) permaneceu sob temperatura constante de cerca de 100°C, ou seja, dentro da zona de *annealing* parcial. Ela passa a mostrar um resfriamento somente a partir de 60 Ma, podendo ser interpretado como o terceiro evento de resfriamento, que atingiu temperatura próxima da ambiente em 15 Ma. Na seqüência, a história térmica mostra uma continuação do resfriamento até a temperatura ambiente ser atingida em 0 Ma, com uma taxa de resfriamento menor. Este resfriamento a partir dos 15 Ma pode ser interpretado simplesmente como sendo uma continuação do período de resfriamento anterior, em consequência do método não fornecer resolução em temperaturas muito baixas, devido estar na zona de estabilidade total dos traços na apatita, mas também coincide com um período de erosão recente, culminando no relevo atual.

Para as estruturas de Pau d'Álho e Jibóia, a integração das história térmica com as idades está representado no diagrama da figura 24.

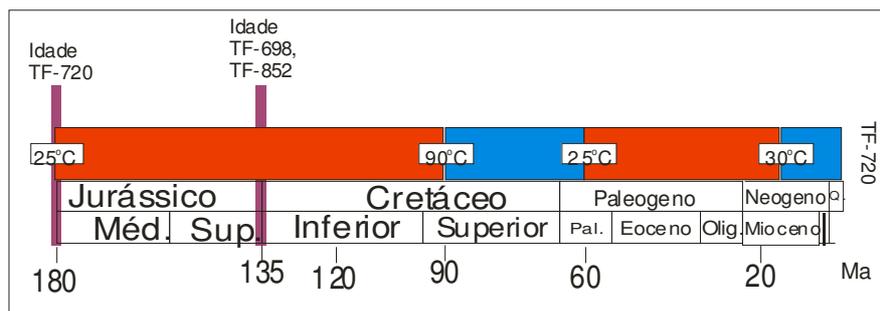


Figura 24: Intervalos de tempo da história térmica obtida para a região das estruturas do Pau d'Álho e Jibóia. Os valores destacados nos retângulos brancos indicam a temperatura correspondente à cada inflexão da curva da história térmica. Estão representadas também as idades obtidas.

Como mostra a figura acima, aparentemente as idades das amostras de diabásio (TF-698 e TF-852) não apresentam relação com a história térmica da amostra TF-720. Porém, levando-se em conta que o período relativamente longo do primeiro evento de aquecimento, e um intervalo extremamente curto de aquecimento pela intrusão dos corpos de diabásio, a

história térmica não estaria registrando este pico de aquecimento, ou estaria sendo mascarado pelo pico de aquecimento em torno de 90 Ma, ou seja, resultando em um aquecimento contínuo. O fato é que o magmatismo, dado as suas proporções (ver descrição na geologia local), provocou um aquecimento generalizado na região, porém com um resfriamento extremamente rápido. Este resfriamento rápido é observado quando se leva em consideração a relação entre as idades de traços de fissão obtidas nos corpos de diabásio, com a idade do magmatismo. Porém, o pico de temperatura alcançado somente no início do Cretáceo Superior mostra a maior importância deste momento em relação ao dos 130 Ma.

Posteriormente ao momento em que o pico de temperatura de 90°C foi alcançado no início do Cretáceo Superior, seguiu-se um resfriamento atingindo a temperatura ambiente em 60 Ma. O aquecimento que se segue até aproximadamente 15 Ma pode ser um artifício criado pela modelagem, podendo se tratar apenas de um período com uma estabilidade térmica em valores ambientes desde os 60 Ma até hoje.

Os dados obtidos para as estruturas estudadas deixam claro que a influência térmica durante o tempo geológico foi maior no Domo de Pitanga, tendo em vista as idades mais recentes obtidas para o centro da estrutura. Este panorama está sugerindo também a tendência da estrutura atuar como área preferencial para a ocorrência de anomalias térmicas durante a história geológica. Dentre os eventos ocorridos, o resfriamento compreendido durante todo o Cretáceo Superior foi o mais importante, dado a influência deste em ambas as estruturas.

### **Interpretação Geológica dos Dados Obtidos.**

A respeito dos eventos térmicos obtidos a partir da análise de traços de fissão, é possível verificar uma estreita relação temporal dos processos geológicos ocorridos localmente com os eventos regionais da borda leste da Bacia do Paraná como também da plataforma cristalina do sudeste. Esta relação de ligação do tectonismo gerador dos altos estruturais estudados, com o contexto tectônico da bacia, fica evidente, já que estes fazem parte de grandes alinhamentos estruturais que, como já foi visto, são grandes responsáveis na estruturação da bacia, tanto durante a geração dos pacotes como a deformação pós sedimentação.

Quanto a representatividade da amostragem, localização das amostras em cada alto estrutural estudado, geralmente muito próximo a conjuntos de falhas (como pode ser visto no mapa da figura 19, e de forma mais detalhada no anexo 3) é um fator importante que tem que ser levado em conta. Planos de falhas podem atuar como elementos que possibilitam a

migração de fluidos, principalmente durante uma reativação, que dependendo do regime de esforços, as falhas podem atuar distensivamente, ou então rompendo um possível preenchimento mineral. Desta forma a ação térmica nas amostras coletadas podem estar sendo acentuada, principalmente pelo fato de uma paragenese hidrotermal ter sido descrita na região do Domo de Pitanga (Bernardes, 2005), que segundo o autor, a maior frequência de falhas e fraturas na região do domo, facilitou a migração dos fluidos mineralizantes.

Temporalmente os resultados de traços de fissão obtidos alcançam o Jurássico Inferior, porém mostram maior resolução, na detecção dos processos ocorridos a partir do limite Juro-Cretáceo até o Mioceno, dado as características do método.

### **Domo de Pitanga**

De maneira geral foi possível detectar uma forte influência térmica do magmatismo Serra Geral no Cretáceo inferior, cuja influência em área pode ter sido estendida por uma atividade hidrotermal descrita na região para esta época, relacionada ao final do evento magmático (Sant'Anna *et al*, 2004). Segundo os autores, a datação por K/Ar de minerais hidrotermais presentes em unidades Permianas da bacia, mostraram idades que remontam ao magmatismo Serra Geral. Da mesma maneira, Bernardes (2005) descreve uma paragénesse hidrotermal nas rochas da Fm Corumbataí, na Região de Rio Claro, atribuindo estas reações químicas à atuação de calor, com temperaturas mínimas na faixa de 70-90°C. Porém este autor não faz estudos geocronológicos para os eventos de hidrotermalismo.

O magmatismo se manifestou na área do domo de Pitanga, através da colocação de vários diques que contribuem na sua estruturação. Gallagher et al (1995) também registrou através de traços de fissão idades que remontam ao magmatismo em áreas próximas a corpos de diabásio formados pelo magmatismo Serra Geral. O conjunto de processos que deram origem ao magmatismo, resultou em uma história de aquecimento a partir de 160 Ma que culminou em uma tectônica que reativou de forma distensiva as falhas existentes na região, permitindo a colocação de vários diques de diabásio. O resfriamento que se sucedeu ao magmatismo foi extremamente rápido, fazendo com que a idade da amostra TF-641 (ver figura 23) apresente idade de 132 Ma remontando ao ápice do magmatismo (134 Ma, por Ar/Ar obtido por Araújo 2003 em dique no Domo de Anhembi próximo a cidade de Botucatu), sugerindo que este resfriamento seja resultado da perda de calor dos corpos de diabásio que se encontram na região do domo. Desta maneira, o processo tectônico

relacionado ao magmatismo, parece não estar atrelado a esse resfriamento e sim à momentos antecedentes à formação dos diques, tendo em vista o preenchimento de importantes falhas que configuram a estruturação do domo (Sousa, 2002), podendo ser interpretado como o primeiro processo responsável pela formação do domo a partir do Juro-Cretáceo.

Após os eventos relacionados ao magmatismo Serra Geral, as idades obtidas no centro da estrutura, TF-694 e TF-890, (ver mapa da figura 19), de 118 e 110 Ma respectivamente, estão indicando um resfriamento com possível soerguimento associado, mostrando uma semelhança temporal com o primeiro pulso de soerguimento da serra da Mantiqueira, segundo estudos de Tello Saenz *et al* (2003) também com traços de fissão. Este evento na Serra da Mantiqueira, pode ter sido propagado para dentro da borda da bacia através dos alinhamentos estruturais presentes. Não somente esta época é marcada pela tectônica na Serra da Mantiqueira, mas também pela própria abertura do Oceano Atlântico, que se comportou diacronicamente, apresentando uma terceira fase de propagação do rifte nesta idade (Bueno, 2004).

Durante o final do Cretáceo inferior, os dados mostram uma época de aquecimento, culminando em um pico de temperatura no início do Cretáceo superior, seguido de um resfriamento rápido até valores de temperatura próximos ao da superfície, no início do Paleoceno, registrado pelas histórias térmicas das amostras TF-641, TF-694 e TF-890 (ver figura 23, 21a, 21b e 21d). Este intervalo coincide exatamente com o intervalo de deposição do Grupo Bauru, sugerindo que este resfriamento pode estar relacionado à uma reativação provocada pelo soerguimento da borda da bacia do Paraná juntamente com o Planalto Atlântico, registrado como um segundo período de soerguimento da Serra da Mantiqueira, segundo Tello Saenz *et al* (2003), e pelos primeiros pulsos de soerguimento na Serra do Mar (Hackspacher *et al*, 2003b). Este processo de soerguimento da borda leste da bacia estaria contribuindo para a geração de espaço de acomodação para os sedimentos do Grupo Bauru e Caiuá através da elevação do nível de base no seu interior, corroborando com os autores Fernandes & Coimbra (1996) e Fernandes (1998). Fernandes (1998), em seu trabalho, aponta a borda leste e nordeste como principais áreas fontes para os sedimentos na porção oriental do Grupo Bauru, baseado em estudo sistemáticos de análise de paleocorrentes, confirmando um relevo elevado para a área de estudo na época (ver figura 26). A configuração da borda leste da Bacia do Paraná como uma região de soerguimento também é corroborada por Soares *et al* (1996) que chegou à conclusão que o alinhamento PT3 (alinhamento Jacutinga) atuou como alto estrutural no Cretáceo Superior. É importante lembrar também que esta foi a época da principal fase de magmatismo alcalino, ocorrido em grande parte na borda da bacia, inclusive

com algumas ocorrências dentro da bacia. Sendo assim, o Grupo Bauru seria o pacote sedimentar correlativo do ciclo erosivo decorrente deste evento tectônico. De acordo com as evidências geológicas e principalmente, corroborado pelos dados de traços de fissão, esta linha de evolução proposta inicialmente por Fernandes & Coimbra (1996) e defendido por Fernandes (1998), parece ser melhor alternativa ao que foi proposto por Soares (1991) que atribui o início da sedimentação do Grupo Bauru para os 115 Ma, desvinculando a formação da Bacia Bauru dos processos diretos de resfriamento das vulcânicas da Fm. Serra Geral, pelo menos para a porção oriental.

Neste contexto tectônico regional, o evento ocorrido no Cretáceo Superior parece ter sido o principal evento de formação do Domo de Pitanga, dado a magnitude do evento térmico detectado, e dos processos geológicos ocorridos em âmbito regional.

Na seqüência, o resfriamento obtido com início em torno dos 60 Ma, registrado na amostra TF-888 (figura 23, e 21c) pode estar ligado a uma reativação relacionada com um novo soerguimento da borda leste da bacia do Paraná que provocou, segundo Fernandes (1998), uma inversão da “Bacia Bauru” propiciando a erosão da borda das suas unidades, como também o avanço da erosão nas unidades Paleozóicas da Bacia do Paraná, culminando na formação da depressão periférica (ver figura 26). Esta época também está relacionada a uma reativação tectônica no embasamento (Ribeiro *et al* 2005). O atual limite do Grupo Bauru com os derrames do Serra Geral, podem estar relacionados com uma compartimentação estrutural gerada pelo alinhamento Rio Tietê e outros (figura 25), reativado neste período. Localmente, com base nos dados térmicos, o evento ocorrido neste momento indica ser também bastante expressivo na formação do domo.

Com relação à processos deposicionais, este período de resfriamento no Paleoceno pode ter como depósito correlativo os sedimentos da Fm Itaqueri. Como já foi discutido anteriormente, apesar de todas as controvérsias existentes quanto à época de formação desta unidade, Riccomini (1995) conclui que a Fm. Itaqueri que se encontra depositada sobre os basaltos da Fm Serra Geral e em parte sobre os arenitos da Fm Botucatu (figura 25), foi depositada entre o Paleoceno eo Eoceno, estando, portanto, dentro do contexto do ciclo erosivo Sul Americano de King (1956).

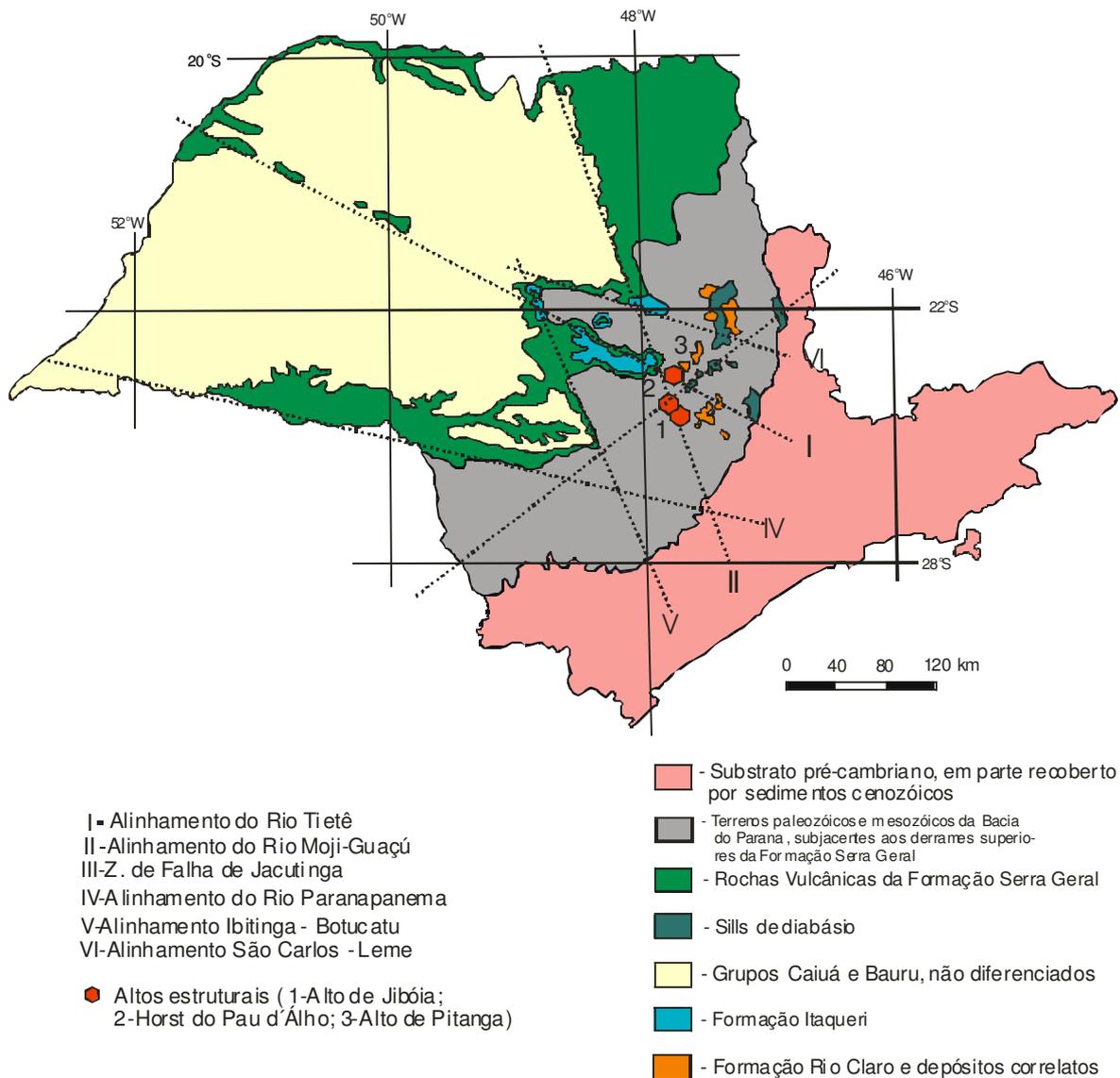


Figura 25: Mapa geológico simplificado do Estado de São Paulo. Notar a coincidência dos limites do Grupo Bauru com os alinhamentos estruturais (Modificado de Riccomini, 1995).

Nos últimos 15 Ma, o evento tectônico ocorrido na área do Domo de Pitanga parece ser mais brando, mostrando ser mais localizado, resultando no último pulso de soerguimento do domo. Segundo Melo (1995), a deposição da Formação Rio Claro, hoje preservada na região do município homônimo, foi desencadeada por um soerguimento final do domo no Mioceno, gerando um alto topográfico que funcionou como barreira ao sistema fluvial vigente na época, propiciando o início da sedimentação. O resfriamento mostrado pela história térmica nos últimos 15 Ma pode estar relacionado com este soerguimento final do domo, cujo relevo alto formado propiciou a posterior erosão e entalhe do Rio Corumbataí no centro da estrutura. De acordo com Melo (1995) a deposição da Formação Rio Claro não deve ter ocorrido em

épocas muito mais antigas que esta devido às medidas de paleocorrentes no pacote sedimentar indicarem direções semelhantes ao sistema fluvial atual da área.

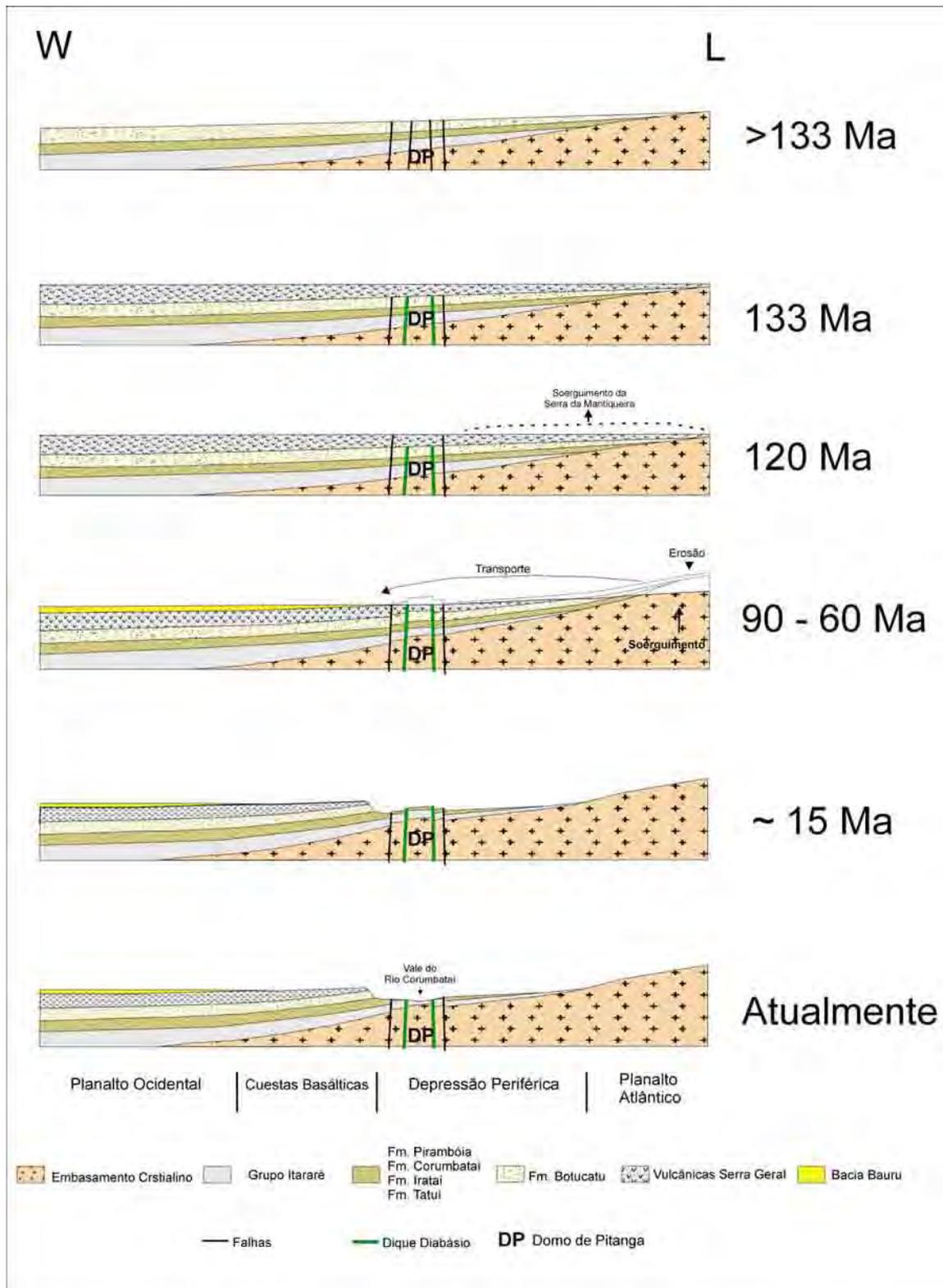


Figura 26: Esquema fora de escala mostrando os diversos estágios evolutivos discutidos para a área de estudo.

## **Horst do Pau d'Álho e Jibóia**

Para a região do *Horst* Pau d'Álho e Jibóia, a evolução térmica começa a ser detectada em 179 Ma. Nesta época, segundo Thomaz Filho *et al* (1976), aplicando técnica Rb/Sr, na datação de rochas sedimentares, detectaram um evento de homogeneização isotópica ocorrida entre 170Ma e 180Ma, afetando todo o pacote da bacia. Este evento segundo Milani (1997) deve ter sido responsável por um aquecimento litosférico, o que culminou em uma peneplanização nesta época através de intensa abrasão eólica que deu origem aos sedimentos do paleodeserto Botucatu. A idade da amostra TF-720 estaria registrando o resfriamento deste evento.

Um aquecimento lento e gradual seguiu desde 179 Ma até cerca de 85 Ma, dos 25 até os 90 °C, segundo a história térmica da amostra TF-720. A taxa de aquecimento neste período permanece quase que constante, sem se alterar no momento do magmatismo Serra Geral em torno dos 133 Ma. Porém, este quadro de aquecimento é revertido a partir de 85 Ma, onde período de resfriamento instala-se, levando a temperatura da história térmica até valores de temperaturas ambiente, em 60 Ma. Do mesmo modo que foi discutido para o Domo de Pitanga, este resfriamento registrado no Cretáceo Superior pode ser relacionado com o soerguimento da borda leste e do planalto cristalino e conseqüente elevação do nível de base no interior da bacia propiciando a sedimentação das unidades do Grupo Bauru.

Pelo que parece, o momento da intrusão dos diques de diabásio que limitam as estruturas do Pau d'Álho e Jibóia não atuou significamente na história térmica obtida, provavelmente em conseqüência do resfriamento muito rápido dos corpos, registrados pelas idades das amostras de diabásio TF-698 e TF-852 que mostraram valores iguais ao magmatismo.

O reaquecimento iniciado aos 60 Ma no domínio da estrutura, atingindo pico de 30°C em 15 Ma, depois o resfriamento até a temperatura ambiente em 0 Ma pode se tratar, na verdade, de uma estabilidade térmica em valores próximos aos da superfície. Isso se deve a particularidades do método e das propriedades de annealing dos traços, que levam à maior incerteza da história térmica em temperaturas baixas. Desta maneira, os eventos tanto tectônicos como erosivos que se sucederam, não provocou alteração térmica significante no âmbito das estruturas do Pau d'Álho e Jibóia. Os depósitos recentes indiferenciados, presentes na região segundo Sousa (2002), podem ser o registro sedimentar correlativo à esse “pseudo resfriamento” ocorrido nos últimos 15 Ma registrado pela amostra TF-720.

Fica claro também na área destas estruturas, que a influência térmica provocada pelos eventos que culminaram no soerguimento da borda da bacia foi o mais importante termicamente, porém, para a estruturação dos *Horst* do Pau d'Álho e Jibóia, este evento parece não ter tido grande influência como teve o evento que gerou o magmatismo Serra Geral, dado a relação da estruturação dos altos com os diques de diabásio presentes.

### **Considerações sobre Soerguimento e Erosão**

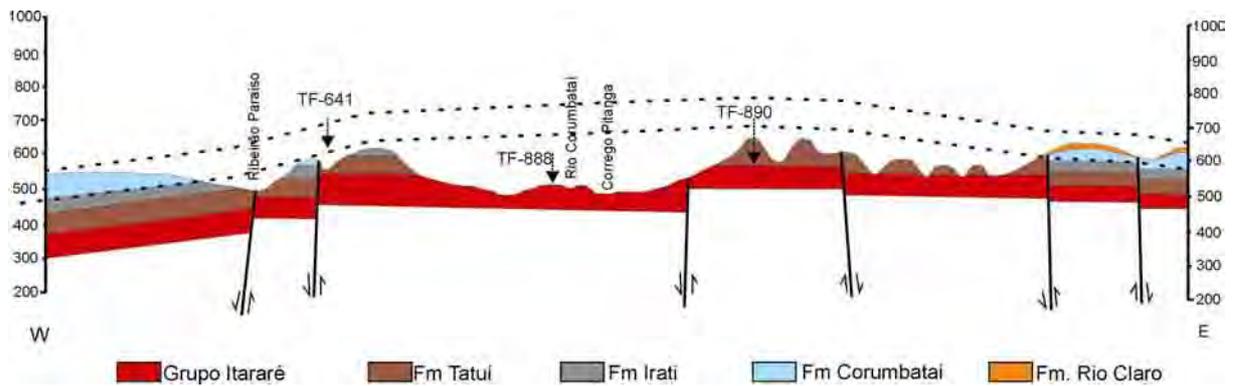
O método de traços de fissão tem se mostrado uma importante ferramenta para quantificar soerguimento e erosão. Com base nos dados apresentados foi calculado o total denudado para cada intervalo de resfriamento, de acordo com Raab *et al* (2002). Segundo os autores, o total denudado pode ser calculado levando-se em conta a temperatura inicial (modelada) do resfriamento em questão, a temperatura ambiente e o gradiente geotérmico. Desta forma a expressão matemática é a seguinte:

$$D = \frac{T_m - T_s}{G}$$

Na expressão acima  $D$  é o total denudado,  $T_m$  é a temperatura modelada,  $T_s$  a temperatura na superfície e  $G$  o gradiente geotérmico.

Foi levado em conta para os cálculos o diagrama da figura 23 para a obtenção dos valores de temperatura e os intervalos de tempo. Utilizou-se o gradiente geotérmico de 34°C/Km (Gomes & Hamza, 2004), e os intervalos de tempo entre 90 e 0 Ma por ser o principal intervalo de evolução do domo. Desta forma foi obtido 1800 m para o intervalo de 90-0 Ma.

Na figura 27 está representado um perfil Leste – Oeste do Domo de Pitanga segundo Sousa (2002).



**Figura 27:** Perfil E-W do Domo de Pitanga modificado de Sousa (2002), mostrando as projeções das continuações dos contatos superior e inferior da Fm Corumbataí. As amostras localizadas não pertencem à linha do perfil e estão localizadas à Norte da linha.

De acordo com o perfil, a estrutura apresentou cerca de 200 m de rejeito total entre o bloco mais soerguido e a borda oeste da estrutura, podendo ser considerado como um soerguimento local, restrito à estrutura. Pode-se observar também que entre o topo da Fm Corumbataí no bloco mais alto e o leito do Rio Corumbataí a área apresenta também cerca de 250m de erosão. Outro valor importante de ser levado em conta é a diferença entre o topo do relevo das cuestas (média de 900 m) e o leito do Rio Corumbataí, que totalizam cerca de 450 m de desnível.

Desta forma, se levarmos em conta a somatória de 450m de desnível entre o leito do Rio Corumbataí e o topo das cuestas basálticas, um valor de 650m de erosão é obtido.

Sendo assim, uma diferença de 1150m de erosão é obtido entre o valor calculado com base no traço de fissão e o observado com base no relevo da área e no rejeito total das falhas da estrutura. Este valor de 1150m, teoricamente estaria relacionado com uma coluna erodida de uma coluna de material que estaria sobreposta ao nível do topo das cuestas basálticas.

Esta espessura de material que o suposto depósito deveria ter, pelo que os estudos estratigráficos relativos à Bacia Bauru indicam, é incompatível, já que os depósitos deveriam ter ainda 1150m de espessura além do que se encontra preservado hoje. A bacia Bauru se instalou numa época onde a oscilação do nível de base por subsidência e ou soerguimento da borda da Bacia do Paraná não foi muito expressivo a ponto de possibilitar a deposição de tal espessura de sedimentos.

Portanto, o aquecimento que atingiu o pico de temperatura em aproximadamente 90 Ma, sugere uma contribuição crustal, que pode ter como uma das conseqüências os processos hidrotermais descritos por Bernardes (2005) na área do Domo de Pitanga.

## **Correlação dos resultados com a formação de superfícies de erosão**

Como foi visto anteriormente, trabalhos de King (1956), Martonne (1947), Mello (1995) entre outros, indicam que os diversos níveis do relevo na borda leste da Bacia do Paraná estão nivelando superfícies de erosão, ou que são áreas preservadas destas superfícies.

Como eventos tectônicos ou tectonotérmicos, que resultam em soerguimentos e formação de estruturas, atuam como agente endógeno no desencadeamento de ciclos erosivos e formação de superfícies de aplainamento ou erosão, é possível fazer uma relação de histórias térmicas com a formação destas superfícies.

O intervalo de tempo de formação das superfícies de erosão de King (1956) tem relação muito boa com os intervalos de aquecimento e resfriamento das histórias térmicas obtidas, além da possibilidade de correlacionar depósitos da bacia como sendo cronocorrelatos.

Segundo a classificação temporal de King (1956) é possível correlacionar a paleosuperfície Pós-Gondwanica (Cretáceo Superior), Sul Americana (Paleógeno) e Velhas (Neogeno), com eventos nas histórias térmicas de, respectivamente, resfriamento, aquecimento e resfriamento que estão apresentando os mesmos intervalos (ver tabela 3). Quanto ao depósito correlativo podemos relacionar a porção oriental do Grupo Bauru com a superfície Pós Gondwanica, à Sul Americana os depósitos da Fm Itaqueri (segundo Riccomini 1995) e ao Velhas os depósitos da Fm. Rio Claro.

Com os resultados obtidos para a região de estudo, podemos dizer que as histórias térmicas estão registrando com maior precisão a formação de paleosuperfícies nos intervalos de 90-60 Ma, mostrando uma estabilização da temperatura na história térmica da amostra TF-888 e de 30-0 Ma com estabilização da temperatura nas histórias de todas as amostras. Estes intervalos seriam relacionáveis ao ciclo Sul Americano e Velhas respectivamente. Estabilidades térmicas nas histórias, segundo Gunnell (2000) representam a resposta ao processo de formação de paleosuperfícies de aplainamento.

## **Relação dos Dados Térmicos Obtidos com a Formação de Acumulações Subcomerciais de Hidrocarbonetos**

Historicamente, a região do Domo de Pitanga, assim como outros domos do mesmo estilo estrutural, foram alvo de pesquisas visando a prospecção de hidrocarbonetos, dado o grande teor de matéria orgânica dos folhelhos da Fm. Irati e à ocorrência de rochas, principalmente de arenitos, portando óleo.

Estudos criteriosos de caracterização geoquímica da matéria orgânica dos folhelhos da Fm. Irati, e do grau de maturação desta matéria orgânica, desenvolvidos por Santos Neto (1993), permitiu a esse autor tecer várias considerações sobre a maturação do óleo contido na Fm Irati e nos corpos de arenito sotopostos na coluna estratigráfica da bacia, na região de São Pedro-SP. Segundo o autor a maturação ocorrida nos folhelhos da Fm. Irati não teria relação com o aquecimento decorrente da subsidência e soterramento desta unidade, tendo em vista que este aquecimento não foi suficiente para atingir a janela de geração destes hidrocarbonetos. Considerando-se estes fatores, o autor leva em conta a contribuição térmica desvinculada dos processos de subsidência e soterramento, ou seja, ele leva em conta principalmente o calor gerado pelo magmatismo Serra Geral.

Estas considerações vão de encontro aos resultados obtidos neste trabalho, que como já foi discutido, o interior do Domo de Pitanga mostra uma tendência em gerar anomalias térmicas em relação ao seu entorno, em épocas de aquecimento litosférico.

Este panorama proposto, corrobora as considerações de Artur & Soares (2002) quanto a favorabilidade de estruturas como o Domo de Pitanga e alinhamentos estruturais como os estudados neste trabalho, na geração e acumulação de hidrocarbonetos na bacia do Paraná.

Levando-se em conta estes fatores e os resultados de traços de fissão, pode-se sugerir, de acordo com os dados obtidos, que não somente as alterações térmicas provocadas pelo magmatismo Serra Geral, mas também o evento térmico do Cretáceo Superior pode ter contribuído para a maturação das ocorrências de hidrocarbonetos e betume. Ou também, a tectônica relacionada a este evento, como já foi discutido anteriormente, tenha influenciado na migração do óleo formado.

Cenário semelhante pode ser atribuído às ocorrências asfálticas relacionadas com o Domo de Anhembi, estudada por Araújo (2003), localizado a leste da área de estudo, próximo ao município de Anhembi - SP

Alem do evento do Cretáceo Superior, os dados ainda registraram uma tectônica no Paleógeno, não reconhecido nos trabalhos realizados sobre o tema, porém sugerindo uma

influência no sistema petrolífero local. Poderia atribuir à este evento uma associação com a migração do óleo e ou gás produzido, ainda remanescente nas estruturas, favorecendo uma possível exudação e perda do óleo ou gás.

## CONCLUSÕES

Neste trabalho foi possível constatar a eficiência da aplicação do método de traços de fissão em apatitas em rochas sedimentares de uma bacia sedimentar Fanerozoica. Isso implicou na modelagem de uma evolução térmica a partir do Juro-Cretáceo que está relacionada com eventos tectônicos e tectono-magmáticos que geraram estruturas deformadoras das diversas unidades da bacia, bem como influenciaram na formação de depósitos posteriores ao magmatismo. Os eventos térmicos detectados, mostraram estreita relação temporal com a evolução conhecida neste período, relacionado à borda leste da bacia, bem como às porções vizinhas do embasamento cristalino.

A escolha criteriosa de áreas alvo para a aplicação do método, que estejam associadas a feições maiores, torna possível a interpretação dos eventos ocorridos localmente e possibilitando a extrapolação regional. Este é o caso das estruturas estudadas neste trabalho, pertencentes aos alinhamentos Rio Tietê, Mogi Guaçu e Jacutinga (PT3)

No caso da borda leste da Bacia do Paraná foi possível detectar os eventos principais ocorridos após o magmatismo Serra Geral que tiveram amplitude térmica suficiente para ser registrado pelas histórias térmicas.

O principal evento ocorrido após o magmatismo Eocretácico foi o resfriamento registrado no Neocretáceo. Este evento térmico possui estreita relação temporal com a reativação que a Plataforma Sul Americana sofreu nesta época. Neste período, também ocorreram diversas manifestações alcalinas tanto no embasamento circundante à bacia no Estado de São Paulo e Minas Gérias, como no interior da bacia. Neste caso, os dados de traços de fissão mostraram uma influência marcante deste período tectônico na estruturação da borda da bacia, corroborando com Fernandes (1998) e outros autores que advogam que a borda da bacia apresentou soerguimento nesta época. Localmente, este indica ser o principal período de estruturação dos altos estudados.

No paleoceno também foi detectado uma reativação, porém de menor intensidade, também corroborando temporalmente com eventos de reativações de falhas no embasamento cristalino adjacente à borda leste da bacia, determinado inclusive por traços de fissão (Ribeiro

*et al*, 2005). Este evento foi detectado somente no centro do domo de Pitanga através da história térmica da amostra TF-694, mostrando uma maior susceptibilidade da estrutura a anomalias térmicas.

A reativação descrita neste trabalho para o Mioceno, não ficou muito evidente segundo os resultados obtidos, ou seja, é um período que segundo vários autores apresenta indícios de atividade tectônica no âmbito das estruturas estudadas, mas não foi detectado com clareza pelos dados. Possivelmente esta falta de resolução para este período esteja relacionado a um estágio mais avançado no processo erosivo que deu origem à Depressão Periférica, e o nível crustal amostrado já estava muito raso nesta época.

Conclui-se neste trabalho que estas são as principais épocas de formação dos altos estruturais estudados. É claro que os processos tectônicos que culminaram no magmatismo Serra Geral também exerceu importante influência na formação das estruturas, principalmente se for levado em conta a disposição dos diques de diabásio preenchendo falhas e, principalmente nos altos do Pau d'Álho e Jibóia, onde estão delimitando os blocos altos.

Estas reativações locais podem ser estendidas para os alinhamentos estruturais aos quais os altos estruturais estão inseridos, que é o caso do Alinhamento do Rio Tietê, do Rio Mogi Guaçu e de Jacutinga, sendo que o último é o prolongamento da zona de falha de Jacutinga presente no embasamento aflorante à leste e coincidente com o alinhamento PT3 de Soares (1991). Neste contexto, é possível observar o efeito contrário, ou seja, a tectônica regional influenciando na área das estruturas estudadas e conseqüentemente na borda leste da bacia.

Nesta linha de raciocínio, observou-se a confirmação do quadro de evolução tectônica proposto desde Almeida (1967) para o Meso-Cenozóico do sudeste Brasileiro, envolvendo as Serras da Mantiqueira e do Mar, com conseqüente sedimentação nas Bacias do Paraná e Santos. A figura 10 resume esta evolução proposta por Almeida e mostra uma estreita relação com o quadro evolutivo proposto neste trabalho para a região dos altos estruturais (figura 26), ou seja, borda leste da bacia. Sendo assim, as análises realizadas mostraram como a tectônica regional influenciou no interior da bacia, resultando na estruturação dos altos estudados.

Finalmente a tabela 3 mostra a relação da evolução térmica descrita neste trabalho para a borda leste da Bacia do Paraná registrada nos altos estruturais estudados, com os eventos geológicos locais e regionais da Bacia do Paraná e o embasamento cristalino adjacente à borda leste da bacia.

De uma forma complementar ao trabalho, foi possível observar uma relação, tanto regional como local, de momentos de reativações de estruturas e eventos de soerguimentos,

com épocas de erosão e deposição de pacotes sedimentares, já que aqueles atuam como agentes endógenos de formação de relevo, conseqüentemente favorecendo a atuação de processos erosivos e formação de depósitos sedimentares. Na tabela 3 fica claro a relação temporal entre ciclos erosivos, como os propostos por King (1956) e a formação de depósitos sedimentares como o Grupo Bauru.

Também de forma complementar é possível concluir com base nos dados, que os eventos térmicos obtidos para a área de estudo, tenha estreita relação com a maturação das ocorrências subcomerciais de óleo em áreas no entorno do Domo de Pitanga. Foi possível observar que o pico de temperatura obtido no Neo Cretáceo tenha desempenhado papel importante na formação e distribuição das ocorrências de betume. A influência desta época tanto pode estar relacionada com um segundo momento de maturação, bem como tenha influenciado na migração destes hidrocarbonetos. Desta forma, a geração do óleo presente na região, possui muito mais afinidade com um aquecimento causado pela tectônica litosférica, do que pelo processo de soterramento da unidade geradora.

## **BIBLIOGRAFIA**

ALMEIDA, F. F. M. – 1964 - Fundamentos Geológicos do relevo paulista. Bol. IGG, São Paulo, n. 41, 169 263p.

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, F. F. M. – 1976 – The System of Continental Rifts Bordering th Santos Basin, Brazil. In: Anais da Academia Brasileira de Ciências, 48 (Suplemento), p. 15-26

ALMEIDA, F. F. M. – 1980 - Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S. A., 187 p.

ALMEIDA, F. F. M. – 1981 - Síntese sobre a Tectônica da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba. Atas... São Paulo: SBG, v. 1, p. 1-20.

ALMEIDA, F. F. M. – 1981 - Província Tocantins: Setor Sudoeste. In: F. F. M. de ALMEIDA, Y. HASUI (coord.) O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Blücher, p. 265-281

ARAÚJO, C. C. – 2003 – Gênese das Ocorrências de Arenito Asfáltico da Borda leste da Bacia do Paraná, SP. 135p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências/ USP.

ARTUR, P. C. & SOARES, P. C. – 2002 – Paleoestruturas e Petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. In: Revista Brasileira de Geociências 32(4): 433-448

ASSINE, M. L., SOARES, P. C. – 1995 -Interação flúvio-eólica na Formação Pirambóia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 4., 1995, Águas de São Pedro. Boletim... Águas de São Pedro: SBG, p.65.

ASSINE, M. L.; PIRANHA, J. M.; CARNEIRO, C. D. R. – 2004 – Os Paleodesertos Pirambóia e Botucatu. In: 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. p. 77-92

BARBOSA, O.; ALMEIDA, F. F. M. – 1949 – A Série Tubarão na Bacia do Rio Tietê, Estado de S. Paulo. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Monografia 19, 94p.

BATISTA, M. J. – 2002 - Caracterização Estrutural do Alto de Jibóia, Região Central do Estado de São Paulo. 73f. Trabalho de Formatura em Geologia - Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista - Rio Claro.

BERNARDES, E. S. – 2005 – Diagenese da Formação Corumbataí na Mina Partezani, Rio Claro – SP. 127p. Tese (Doutorado em Geociências) – IGCE/UNESP – Rio Claro

BJÖRNBERG, A. J. S.; LANDIM, P. M. B. Contribuição ao Estudo da Formação Rio Claro (Neocenozóico). Boletim Sociedade Brasileira de Geologia, cidade, v. 15, n.4, p. 43-67.

BRIGHETTI, J. M. P. – 1994 – Faciologia dos sedimentos da Formação Pirambóia na Região de Rio Claro (SP). Rio Claro, IGCE/UNESP, Dissertação de Mestrado, 124p.

BUENO, G. V – 2004 – Diacronismo de Eventos no Rifte Sul-Atlântico. In: Boletim de Geociências da Petrobrás. V. 12, Nº2, p. 203-229.

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.

CAETANO-CHANG, M. R.; WU, F. T. – 1995 - As Formações Pirambóia e Botucatu no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 4., 1995. Águas de São Pedro. Boletim... Águas de São Pedro: SBG. p.64.

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

CASTRO, P. R. M. – 1973 - Contribuição ao Estudo da Estrutura do Pau d'álho (Piracicaba, SP). 87 p. Tese (Doutorado em Ciências) – Faculdade de Engenharia de Limeira, Universidade, Campinas.

COIMBRA, A. M.; BRANDT NETO, M.; COUTINHO, J. M. V. – 1981 - Silicificação dos Arenitos da Formação Bauru no Estado de São Paulo. In: A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES, SÃO PAULO. Coletânea de Trabalhos e Debates. São Paulo, SBG, p. 103-115.

CORDANI U. G.; BRITO NEVES B. B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A., CUNHA F. M. B. – 1984 – Estudo preliminar de integração do Pré – Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, Petrobrás (CENPES/SINTEP), 70p (Série Ciência-Técnica-Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo. Publ. nº 15)

DAEMON, R. F & FRANÇA, A. B. – 1993 – Sedimentos do Westfaliano (Carbonífero Médio) na Formação Lagoa Azul, Grupo Itararé. In: Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 1, Rio Claro, 1993. Resumos... Rio Claro: UNESP, p. 36

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. In: Computers & Geosciences. 28, p 3-12.

EYLES, C. H.; EYLES, N.; FRANÇA, A. B. – 1993 – Glaciation and Tectonics in an Active intracratonic basin: the Late Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. In: Sedimentology, Oxford, v. 40, p. 1-25

FASSBINDER E. – 1990 – Análise Estrutural da folha da Lancinha, Estado do Paraná. São Paulo, IGc-USP, Dissertação (Mestrado em Geociências) 165p.

FERNANDES, A. J.; AMARAL, G. – 2002 - Cenozoic Tectonic Events at the Border of the Paraná Basin, São Paulo, Brazil. In: Journal of South American Earth Sciences, 14 (2002). pp. 911-931.

FERNANDES, L. A. & COIMBRA, A. M. – 1996 – A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 68, N<sup>o</sup> 2, p. 195-205

FERNANDES, L. A. – 1998 – Estratigrafia e Evolução Geológica da Parte Oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). Tese (Doutorado em Geociências) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo 216p.

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.

FULFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M. V.; VIANNA, R. B. – 1982 - Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências. São Paulo, v. 12, n.4, p. 590-610, 1982.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. – 1995 - Denudation, Fission Track Analysis and Long-Term Evolution os Passive Margin Topography: Application to the Southeast Brazilian Margin. In: Journal of South American Earth Scienes, vol. 8, no 1, pp. 65-77.

GOMES, A. J. L.; HAMZA, V. – 2004 - Mapeamento de Gradientes Geotérmicos no Estado de São Paulo. In: I Simpósio Regional de Geofísica da Sociedade Brasileira de Geofísica. São Paulo. Anais...CD-Rom.

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.

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 Sphene. Chemical Geology, Isotopic Geosciences Sector. v.58, 1-22

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

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. E., DUDDY, I. R., LASLETT, G. M., HEGARTY, K. A., GLEADOW, A. J. W., LOVERING, J. F. – 1989 – Thermal Annealing of Fission Tracks in Apatite: 4.

Quantitative Modelling Techniques and Extension to Geological Timescale. In: Chemical Geology (Isotopic Geoscience Sector) 79, p. 155 - 182

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  $\lambda_f$  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.

GUNNELL, Y. – 2000 – Apatite fission track thermochronology: an overview of its potential and limitations in geomorphology – Basin Research (2000) 12, 115-132

HACKSPACHER, P. C.; FETTER, A. H.; EBERT, H. D.; VALDECER, A.; JANASI, V. A.; DANTAS, E. L.; OLIVEIRA, M. A. F.; BRAGA, I. – 2003a – Magmatismo Cálcio-alcalino a ca 660-640 Ma no Domínio Socorro: Registros de Convergência pré-colisional na aglutinação do Gondwana Ocidental. Revista IG (Universidade de São Paulo), Série Científica, 85-96.

HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, L. F. B.; RIBEIRO, M. C. S.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; TELLO SAENZ, C. A – 2003b - A origem da Serra do Mar: Termocronologia por Traços de Fissão em Apatita – IX SNET ( Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos) Boletim de Resumos, p 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 Break-up of South American Platform in Southeastern Brazil: Tectonothermal and Denudation Histories. In: Gondwana Research, v. 7, no 1, pp. 91-101.

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.

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 Apatite Fission Track Dating Using Length-based Age Corrections and Neutron Fluence Measurements by Natural Thorium thin Films and natural U-doped Glasses Calibrated Through Natural Uranium Thin Films. In: Chemical Geology 187, p. 201-211

- JUEZ-LARRÉ, J.; ANDRIESSEN, P. A. M. – 2002 - Post Late Paleozoic Tectonism in the Southern Catalan Coastal Ranges (NE Spain), Assessed by apatite Fission Track Analysis. In: *Tectonophysics* 349 (2002). pp. 113-129.
- KING, L. C. – 1956 - A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, V. 18, n 2, 1956, p 147-265.
- LANDIM, P. M. B. – 1967 - O Grupo Passa Dois (P) na Bacia do Rio Corumbataí (SP). Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Filosofia de Ciências e Letras, Rio Claro.
- LANDIM, P. M. B.; SOARES, P. C.; GAMA JR., E. – 1980 - Estratigrafia do nordeste da Bacia do Rio Paraná. Rio Claro: IPT/UNESP, 45p. (Curso de Especialização).
- 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.
- LEONARDI, G.; OLIVEIRA, F. H. – 1990 – A Revision of the and Jurassic Tetrapod Footprints of Argentina an a new Approach on the Age an Meaning of the Botucatu Formation Footprints (Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 20, p.216-229
- LUTZ, T.M. & OMAR, G. – 1991 - An inverse method of modeling thermal histories from apatite Fission-Track data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 104, 181–195.
- MARQUES, A.; ZANOTTO, O. A.; FRANÇA, A. B.; ASTOLFI, M. A. M.; PAULA, O. B. de - 1993 – Compartimentação Tectônica da Bacia do Paraná. Petrobrás – Núcleo de Exploração da Bacia do Paraná, Curitiba, 87 p. (Rel. Int.)
- MARTONNE, E. – 1943 - Problemas Morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. *Revista Brasileira de Geografia*, v.5, n. 4, 1943 p. 523-550
- MANTOVANI, M. S. M. & BRITO NEVES, B. B. – 2005 – The Paranapanema Lithospheric Block: It's Importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) Supercontinent Theories. In: *Gondwana Research*, v. 8, N° 3, p. 303-315
- MELO, M. S. – 1995 - A Formação Rio Claro e Depósitos Associados - Sedimentação Neocenozóica na Depressão Periférica Paulista. 144p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- 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. – 2004 – Comentários Sobre a Origem e a Evolução Tectônica da Bacia do Paraná. In: *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. – ed. Beca – p265-291.

MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ FILHO, A.; MILANI, E. J.; CESERO, P. – 2002 – Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in Northeastern Brazil, *J. South American Earth Sci.*, 15: 183-198

NARDY, A. J. R. et al. – 1999 - Aspectos Geológicos e Estratigráficos das Rochas Vulcânicas Ácidas do Membro Chapecó. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., 1999, São Pedro. Resumos... São Pedro: SBG, p.68.

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

PAULIPETRO. Consórcio CESP-IPT. (GID). 1982. Mapa Geológico-Estrutural da Bacia do Paraná. IPT, São Paulo. (Publicação no 1217).

PENTEADO, M. M. – 1976 – Geomorfologia do setor centro-ocidental da Depressão Periférica Paulista. São Paulo, IGEOG/USP. 86p. (Série Teses e Monografias, 22).

PERINOTTO, J. A. J. - 1987 - Análise estratigráfica da sequência portadora de carvão na região de Cerquilha (SP). Folhas. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

PIMENTEL, M. M.; HARDY, J.; FUCK, R. A. – 2004 – O Embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: *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 – p 354-368.*

IPT. – 1981 - Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo, V. 1, IPT

QUINTAS, M. C. L.; MANTOVANI, M. S. M.; ZALÁN, P. V. - 1997 – Contribuição para o Estudo da Evolução Mecânica da Bacia do Paraná – *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 11 (1/2); 48-73.

QUINTAS, M. C. – 1995 – O embasamento da Bacia do Paraná: Reconstrução Geofísica de seu Arcabouço. São Paulo, IAG-USP, Tese de Doutorado, 253p.

RIBEIRO, L. F. B. - 2003 - Morfotectônica da Região Centro-leste do Estado de São Paulo e Áreas Adjacentes de Minas Gerais: Termocronologia & Paleotensões. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

RIBEIRO, L. F. B.; HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, M. C. S.; HADLER NETO, J. C.; TELLO, S. C. A.; IUNES, P. J.; FRANCO, A. O. B.; GODOY, D. F. – 2005 - Thermotectonic and Fault Dynamic Analysis of Precambrian Basement and Tectonic with the Paraná Basin. In: *Radiation Measurements*. 39 p. 669-673

RICOMINI, C. – 1992 - Estilos Estruturais da Região do Domo de Pitanga, Bacia do Paraná, SP. In: .....DPE/IG/USP

RICCOMINI, C. – 1995 - Tectonismo Gerador e Deformador dos Depósitos Sedimentares Pós-Gondvânicos da Porção Centro-oriental do Estado de São Paulo e Áreas Vizinhas. 100 p. (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

RICCOMINI, C.; ALMEIDA, R. P.; TURRA, B. B.; CHAMANI, M A. C.; FAIRCHILD, T. R.; HACHIRO, J – 2005 – Reativação de falha do Embasamento Causa Sismicidade no Permianotriássico da Bacia do Paraná. In: X SNET (Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos) Boletim de Resumos Expandidos, Curitiba, SBG-Núcleo Paraná, 18-20.

ROHN, R. A. – 2001 – A Estratigrafia da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de Acordo com furos de Sondagens entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR). In: J. H. G. Melo & G. J. S. Terra, (eds). Correlação de Sequências Paleozóicas Sul Americanas, Ciência-Técnica-Petróleo, Rio de Janeiro, n. 20: 209-218

ROSTIROLA, S. R.; ASSINE, M. L.; FERNANDES, L. A. ARTUR. P. C. - 2000 - Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - O exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. Revista Brasileira de Geociências, v. 30, n. 4, p. 639-648.

SAAD, A. R. – 1977 - Estratigrafia do Sub-grupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo. 1977. 107 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SANT'ANNA, L. G.; CLAUER, N.; CORDANI, U. G.; RICCOMINI, C.; VELÁZQUEZ, V. F. – 2004 - Datação K/Ar e Geoquímica de ETR em Argilominerais Diagenéticos de Unidades Permianas da Bacia do Paraná. In: Bol. Res. "Simpósio 40 Anos de Geocronologia no Brasil". São Paulo. CPgeo/IGC – USP, São Paulo. 45p.

SHERER, C. M. S. – 2000 – Eolian Dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in Southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, 137 p.63-84

SCHNEIDER, R. L.; MUHLMAN, H.; TOMMAZI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. – 1974 - Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia. v. 1, p. 41-65.

SLOSS, L. L. – 1963 – Sequences in the Cratonic Interior of North América. In: *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, v. 74, p. 93-114

SOARES, P. C. – 1972 - Arenito Botucatu e Pirambóia no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém. Resumos... Belém: SBG, 1972.

SOARES, P. C. – 1973 - O Mesozóico Gonduânico no Estado de São Paulo. 152 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro.

SOARES, P. C. – 1991 - Tectônica Sinsedimentar Cíclica na Bacia do Paraná – Controles. Tese (Concurso ao cargo de professor titular) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.

SOARES, P. C.; ROSTIROLLA, S. P.; FERREIRA, F. J. F.; STEVANATO, R. – 1996 - O Alto Estrutural Pitanga -Quatiguá- Jacutinga na Bacia do Paraná: Uma estrutura Litoférica. In: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia – Anais, V. 5.

SOUSA, M. O. L. – 2002 - Evolução Tectônica Dos Altos Estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d'Álho e Jibóia - Centro do Estado de São Paulo. 2002. 206 f. Tese (Doutorado em

Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

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.; GAUCHER, C.; PAIM, P. S. G.; FONSECA, M. M.; PARENTE, C. V. P.; SILVA FILHO, W. F.; ALMEIDA, A. R. – 2004 – Bacias do Estágio da Transição da Plataforma Sul-Americana. In: 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. p.487-536

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.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; - 1976 – Aplicação do método Rb/Sr na datação do rochas sedimentares argilosas da Bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, 1976. Anais... Ouro Preto: Sociedade Brasileira de Geologia, v.2 p. 290-302

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

WAGNER, G. – 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.

WASHBURNE, C. W. - 1939 - Geologia do Petróleo do Estado de São Paulo. 200f. Ministério da Agricultura. Departamento Nacional da Produção Mineral.

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, Department of Physics, Univ. Toronto, Toronto (unpublished).

ZAINE, J. E. – 1994 - Geologia da Formação Rio Claro na Folha de Rio Claro (SP). 90 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

ZALÁN, P.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. P. – 1987 - Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba. Atas ....Curitiba: SBG. 441 p.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; MARQUES, A.; ALTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. - 1990 – Bacia do Paraná. In: Origem e Evolução de Bacias Sedimentares – Gabaglia, G. P. R. & Milani, E. J. – Petrobrás, p. 135-168.

ZALÁN, P. – 2004 - Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: 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 - p594-613.

ZANARDO, A. – 2003 – Pesquisa Geológica e de matérias-primas Cerâmicas do Centro Nordeste do Estado de São Paulo e vizinhanças: Sistematização Crítica da Produção Técnico-Científica. 283p. Tese (Livre-Docência) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

## ANEXO 1

### METODOLOGIA DE TRACOS DE FISSÃO EM APATITAS

#### Fundamentos do Método

O método de termocronologia por traços de fissão é fundamentado na propriedade que o isótopo de  $^{238}\text{U}$ , 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.

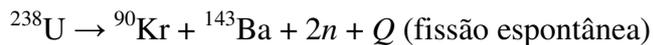
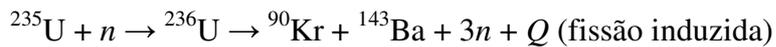
Ao se fissionar, o átomo de  $^{238}\text{U}$  se quebra em duas partículas liberando um grande montante de energia cinética através do lançamento dos dois átomos filhos em direções opostas. Os átomos filhos interagem eletricamente com os átomos do mineral criando um estreito rasto de desarranjo no retículo 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  $120^{\circ}\text{C}$  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  $^{238}\text{U}$  é possível de ser conhecido através da quantidade de  $^{235}\text{U}$  que, na natureza, mantém uma relação constante com o  $^{238}\text{U}$ . Utilizando-se deste princípio, procede-se a irradiação da amostra estuda para a indução da fissão dos átomos de  $^{235}\text{U}$ , cuja densidade de traços leva à quantidade deste isótopo, que por sua vez, leva à quantidade de  $^{238}\text{U}$  presente no mineral.

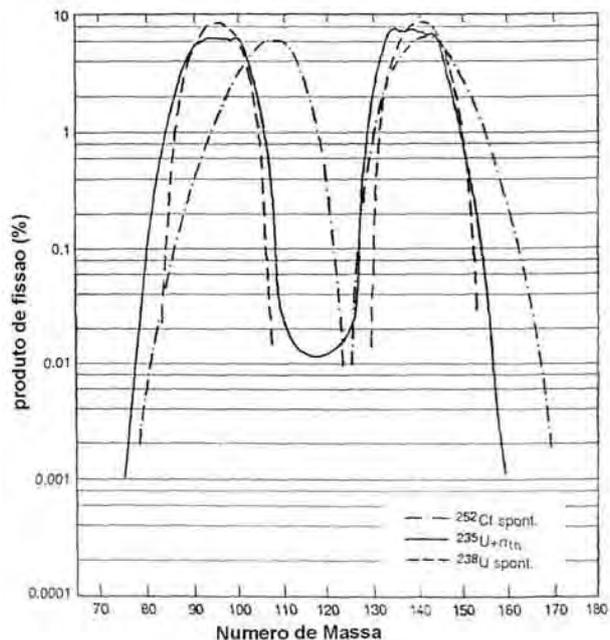
Desta forma torna-se possível a datação de eventos térmicos em que os cristais estudados, e por sua vez, a rocha e o substrato geológico que os continha sofreram através da determinação experimental das densidades de traços fósseis e induzidos, elementos fundamentais para a datação, como será mostrado no decorrer deste item.

## 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 28 mostra as curvas de distribuição de massa dos fragmentos de fissão produzidos pelas reações do  ${}^{235}\text{U}$ ,  ${}^{238}\text{U}$  e  ${}^{252}\text{Cf}$ , onde é possível observar a massa atômica mais comum dos fragmentos de fissão.



**Figura 28 :** Curvas de distribuição dos fragmentos de fissão (modificado de Wagner & Van den Houte, 1992)

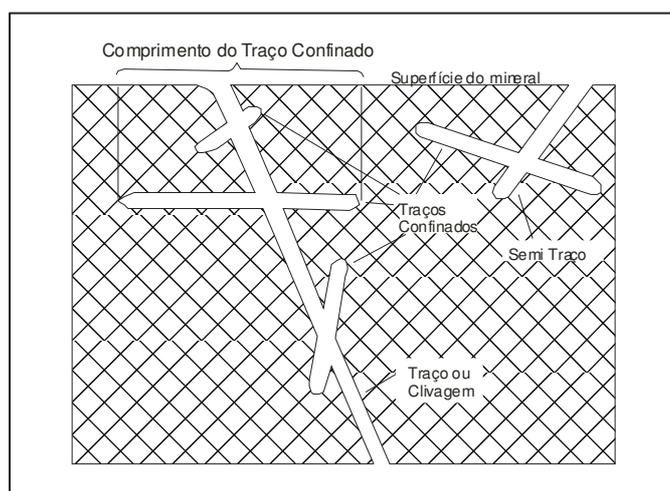
Fleischer *et al.* (1975) através de seus experimentos, formularam o modelo chamado de *íon explosion spike* para descrever a formação dos traços. Este modelo leva em conta o número de íons formados por unidade de distância ao longo da trajetória da partícula em movimento. De acordo com este modelo, 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 29).



**Figura 29:** Processo de formação do traço de fissão (modificado de Wagner & Van den Haute, 1992)

## Revelação dos traços

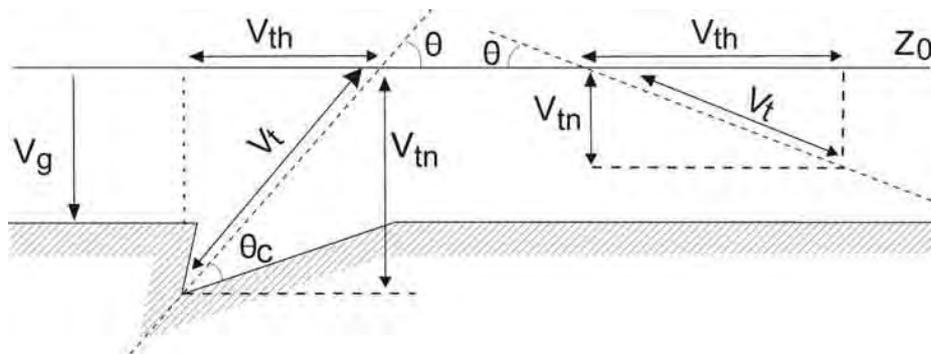
Devido à largura extremamente pequena do traço de fissão (da ordem de poucos nm), sua observação direta só é possível através de um microscópio de transmissão eletrônica (TEM) (segundo Wagner *et al.* 1992), porém para que a observação em um microscópio óptico seja possível, é necessário utilizar uma 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  $\text{HNO}_3$ ). 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 30). 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: 30** 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  $\theta_c$ . 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 31)



**Figura 31:** 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  $\theta_c$ .

### Densidade de traços

Como foi 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 homoganeamente distribuídos no volume do sólido;

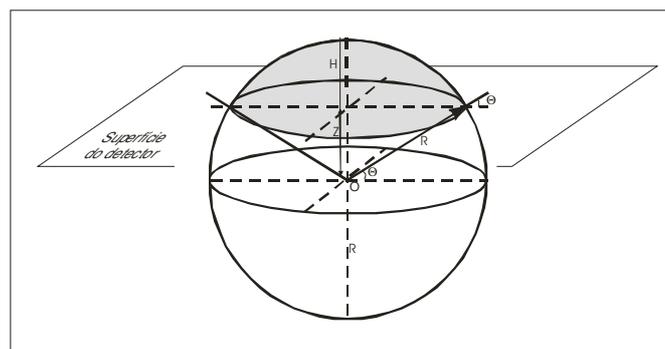
- todos os traços no sólido têm comprimentos iguais e o átomo fissionado ocupa o centro de cada traço

- 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.

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. Somente os materiais amorfos se apresentam mais próximos destas afirmações.

Dando início aos cálculos, se  $N_f$  representa o número de átomos fissionados por unidade de volume, o número de átomos situados dentro de uma superfície polida de espessura  $dz$  é dado por  $N_f dz$ . Quando esta superfície está situada a uma distância  $z$  ( $\leq R$ ) da superfície original do mineral, somente os traços que fazem ângulo  $\geq \arcsin z/R$  irão cortar esta superfície. Assim, se tomarmos uma esfera como local provável onde um átomo que se encontra situado no centro pode gerar um traço (figura 32), 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

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



**Figura 32:** 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  $2\pi R h / 2\pi R^2$ , 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  $\rho_l$  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  $1/2$  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

$$P(z) = (1 - \sin \theta) = 1 - z/R$$

para os traços originados em uma distância z entre  $R \sin \theta_c$  e R a partir da superfície, e

$$P(z) = 1 - \sin \theta_c$$

para os traços originados em uma distância z entre 0 e  $R \sin \theta$ .

Finalmente a densidade dos traços atacados é dada por

$$\rho_0 = [(1 - z/R)gN_f dz] + [(1 - \sin \theta_c)gN_f dz]$$

que se integrarmos temos

$$\rho_0 = g2N_f \left[ \int_0^{R \sin \theta_c} (1 - \sin \theta_c) dz + \int_{R \sin \theta_c}^R (1 - z/R) dz \right]$$

que avançando o calculo temos

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

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

### **Método de datação por traços de fissão**

#### **Equação fundamental da idade.**

Em principio, 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  $\alpha$ .

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  $\lambda$  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.

### 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  $^{238}\text{U}$ . Este isótopo não somente decai por fissão, como também por emissão  $\alpha$  para  $^{234}\text{Th}$ , que é o início da seqüência de decaimento do U até o elemento estável  $^{206}\text{U}$ . Portanto a constante de decaimento total  $\lambda$  é a soma das constantes de decaimento por fissão espontânea ( $\lambda_f$ ), e por decaimento por emissão  $\alpha$  ( $\lambda_\alpha$ ). Pode-se considerar-se também que o decaimento por fissão ocorre segundo uma proporção fixa, em relação ao decaimento por emissão de partícula  $\alpha$ . Portanto podemos relacionar estas constantes segundo a razão  $\lambda_f/\lambda_\alpha$ . 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  $^{238}\text{U}$  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  $\rho_s$  representa a densidade de traços fósseis,  $\varepsilon_s$  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  $\rho_i$  representa a densidade de traços induzidos,  $^{235}C$  representa a proporção de  $^{235}U$  na natureza em relação ao U total,  $\varepsilon_i$  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  $\Phi$  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  $\sigma_0$  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

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

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.

### **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

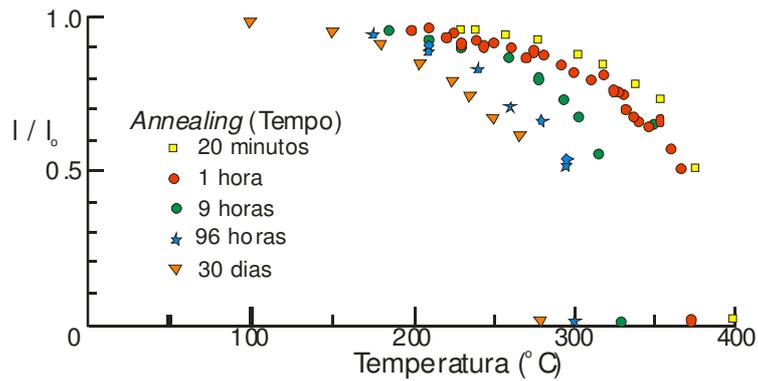
temperatura abaixo da qual, os produtos do decaimento radioativo (neste caso, os traços de fissão) eram efetivamente retidos. As estimativas para a retenção dos traços de fissão em apatitas indicam uma temperatura entre 75 e 125°C para taxas de resfriamento entre 1 e 100°C/Ma. Hoje em dia as temperaturas 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.

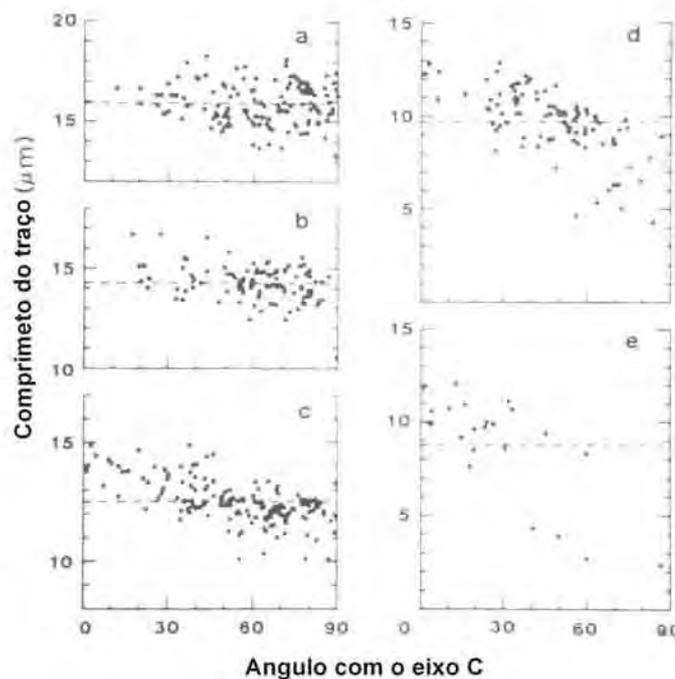
A análise das amostras que passaram por respectivos intervalos de tempo e temperatura constante, mostrou uma distribuição dos traços confinados com médias progressivamente menores de acordo com intervalo de tempo e temperatura de aquecimentos maiores. Este resultado também mostrou comportamento diferente 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 33.



**Figura 33:** 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 34.



**Figura 34:** 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.

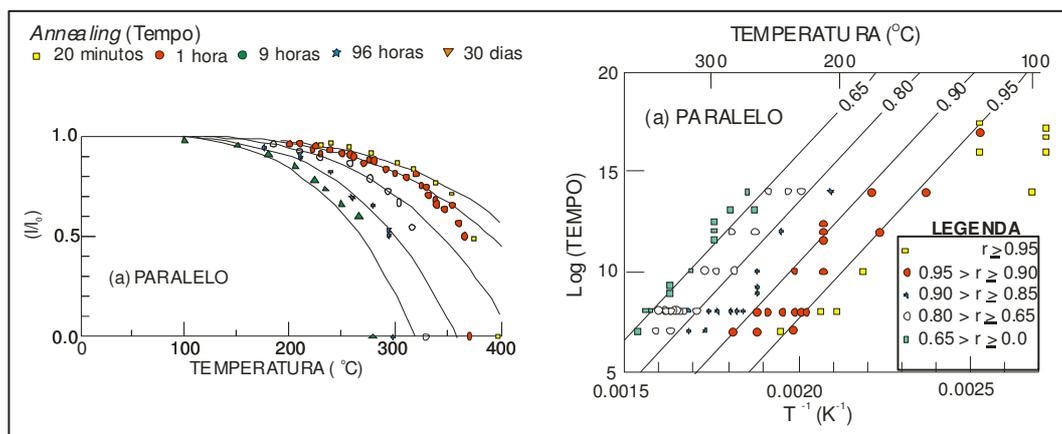
### Descrição matemática do *annealing* dos traços de fissão em apatitas.

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<sub>0</sub>*), *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 35.

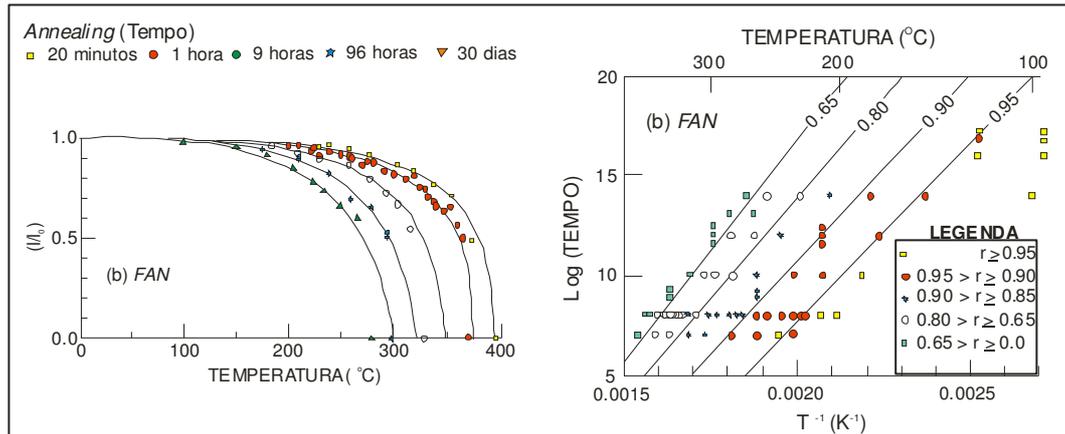


**Figura 35:** Dados de Green *et al* (1986) representados em um gráfico de isócronas e no gráfico paralelo de Arrhenius

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 36).



**Figura 36:** 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 33 e 34 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.

### História térmica

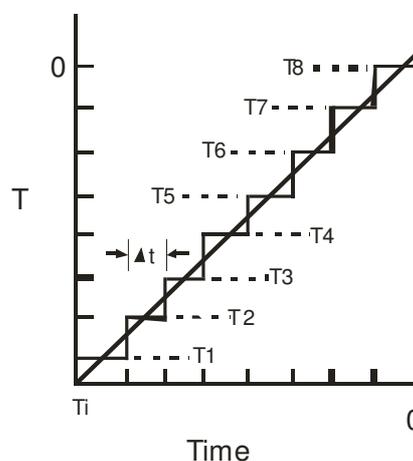
Como foi visto anteriormente, o grau de encurtamento de um traço de fissão é determinado em função da temperatura e do tempo que o cristal esteve submetido na natureza. Tempos maiores ou menores, assim como temperaturas maiores ou menores, irão determinar uma distribuição particular de comprimentos de 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,  $\Delta t_n$ , com temperatura constante,  $T_i$ . A figura 37 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 37:** Divisão de uma história térmica em intervalos de tempo, cada qual sob temperatura constante

Na figura 37 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

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

obtém-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  $\Delta t_2$ , 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.

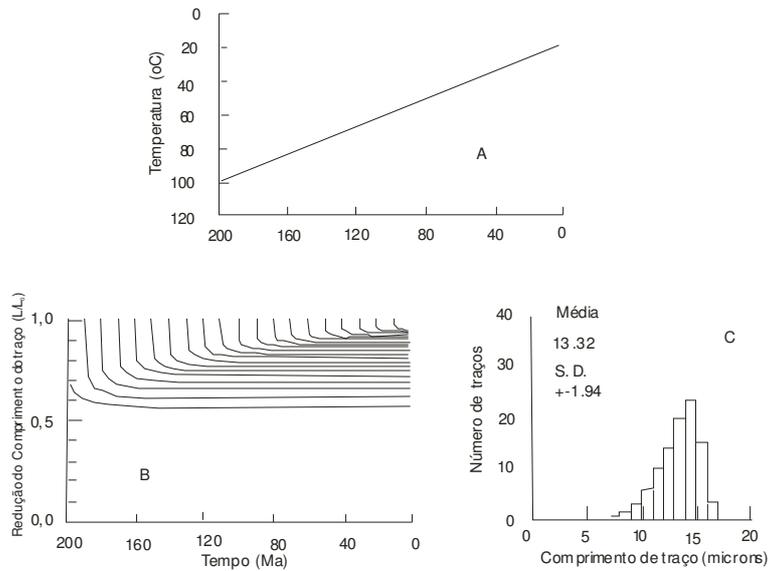
Desta maneira, para os próximos intervalos, são calculados os valores r de cada população de traços, aplicando as fórmulas acima sucessivamente para cada intervalo, sendo que em cada intervalo de tempo é gerado uma nova população de traços.

O valor de r no final da seqüência 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 38 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 38:** 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)

### Idade Corrigida

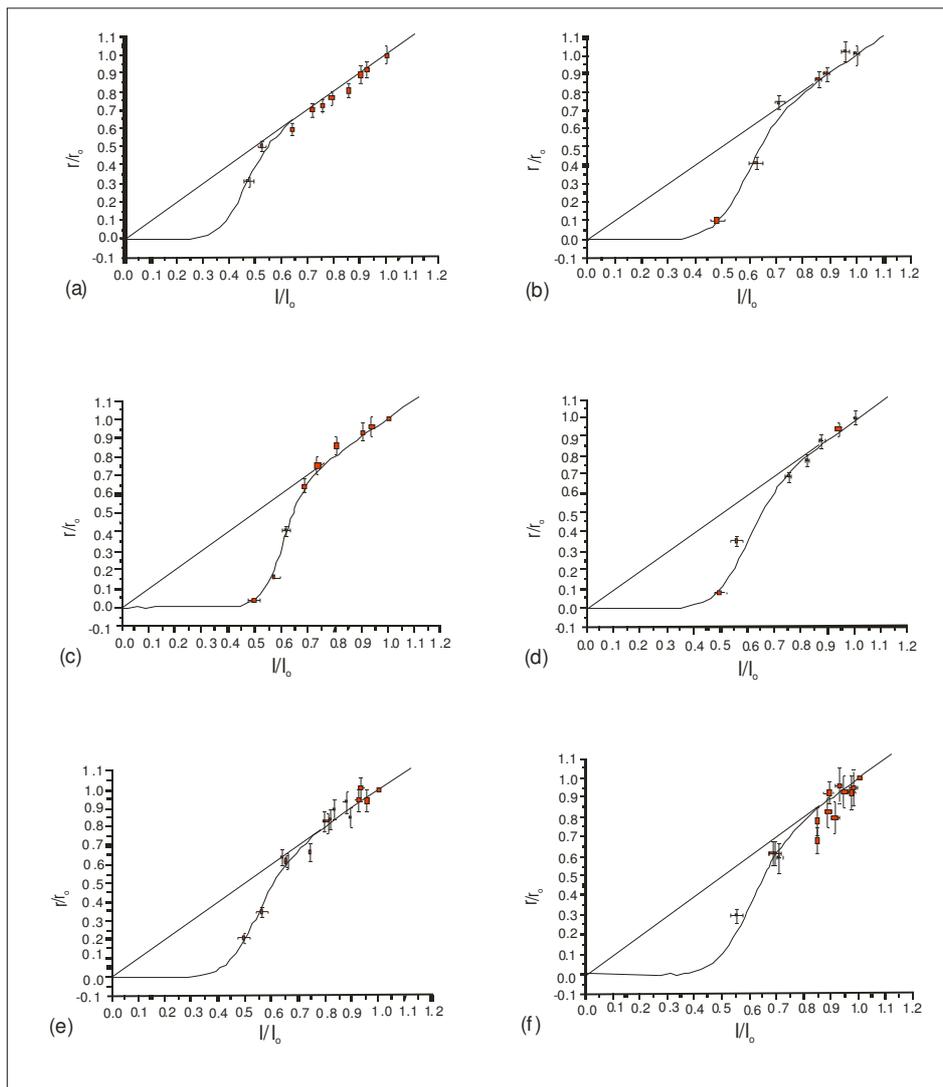
Como já foi visto anteriormente, o traço latente gerado pela fissão espontânea do  $U^{238}$  tende a sofrer encurtamento com a ação da temperatura e, dependendo do tempo de atuação, pode chegar a ser apagado completamente. Assim, a idade aparente calculada para uma determinada amostra pode não ser a 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:

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

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 39 mostra graficamente o ajuste da curva aos dados experimentais para algumas amostras de apatitas.



**Figura 39:** 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:

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

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.

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

**Tabela 5:** Parâmetros para cada tipo de apatita estudada em Guedes *et al* (2004)

### **Métodos de Calibração da Idade**

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

O método da calibração  $\zeta$  consiste no cálculo de um fator de correção,  $\zeta$  (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  $^{235}\text{U}$  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  $^{235}\text{U}$

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.

### **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  $\rho_U^V$  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,  $\varepsilon^V$  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  $^{235}\text{U}$ , 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* ( $1 \text{ barn} = 10^{-24} \text{ cm}^2$ ).

No caso da utilização da irradiação para datação de traços de fissão, somente a indução do  $^{235}\text{U}$  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 neutrons térmicos do  $^{235}\text{U}$  é muito maior comparado à seção de choque do  $^{238}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$  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).

Desta maneira, a utilização da calibração absoluta é confiável hoje em dia e sua grande vantagem é que é independente de outros fatores externos, como a utilização de amostras padrão, a qual implica em considerações geológicas relativas à amostra padrão, fugindo da exclusiva dependência de fatores da amostra que está sendo datada.

## Calibração $\zeta$ (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  $\lambda_f$  e da fluência de nêutrons  $\Phi$ , devido as incertezas relacionadas a determinação destes números. A constante  $\lambda_f$  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  $^{235}\text{U}$  (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  $31.4 \pm 0.6$ . Além da apatita Durango, outro padrão frequentemente usado é a amostra Fish Canyon Tuff, com idade independente de  $27.8 \pm 0.7$  Ma

O procedimento para determinação do fator  $\zeta$  consiste em irradiar uma amostra de Durango juntamente com um vidro dopado com  $^{235}\text{U}$  ( 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  $\rho_d$  é a densidade de traços induzidos contados no detector externo do vidro dosímetro.

Finalmente o cálculo da idade utilizando-se a calibração  $\zeta$  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-se 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  $\zeta$ . Portanto o ideal é cada laboratório, e ainda, cada observador ter o seu próprio valor de constante  $\zeta$  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. Neste caso, além de se obter uma razão  $(\rho_s/\rho_i)_{std}$ , não há a necessidade da utilização de um vidro dopado com U, como pode ser demonstrado abaixo.

Se substituirmos a expressão do cálculo de  $\zeta$  na equação da idade temos:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + \lambda \left[ \frac{\exp(\lambda t_{std}) - 1}{\lambda (\rho_s / \rho_i)_{std} \rho_d} \right] (\rho_s / \rho_i) \rho_d \right\}$$

se desenvolvermos esta expressão, tem-se:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ \left[ \frac{(\rho_s / \rho_i)}{(\rho_s / \rho_i)_{std}} \right] [\exp(\lambda t_{std}) - 1] + 1 \right\}$$

Como pode ser visto, o emprego da calibração  $\zeta$ , 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.

## MÉTODOS EXPERIMENTAIS

### Determinação da Curva de Ataque Químico

A curva de ataque químico é utilizada para determinar o tempo e/ou a temperatura de ataque químico para a revelação dos traços, tanto na apatita como na mica (detector), de forma que se tenha a máxima eficiência da revelação dos traços. Além disso, a boa determinação dos parâmetros de ataque químico irá influenciar também no aumento da eficiência da análise microscópica, já que os traços quando bem revelados facilitam o seu reconhecimento.

O procedimento consiste em, após fixada a concentração do agente químico escolhido para o ataque (geralmente  $\text{HNO}_3$  para a apatita e  $\text{HF}$  para a mica) e a temperatura, submeter o mineral à sucessivos ataques com intervalos de tempo pequenos e entre cada um proceder a contagem dos traços em cerca de 100 pontos diferentes do mineral. A média de densidade obtida para cada intervalo de tempo é representada em um gráfico de densidade X tempo de ataque, e onde a curva gerada se estabilizar segundo o eixo dos valores de densidade corresponderá o tempo ideal de ataque químico.

Vale lembrar que este tempo ideal de ataque pode ser acrescido por mais um intervalo de tempo a fim de melhorar a eficiência de observação. Porém este acréscimo deve ser definido com cautela para que não cause um superataque dos traços e acabe por prejudicar a observação.

### Método de Análise da População

Este método baseia-se na análise microscópica de uma população de no mínimo 100 grãos de apatitas fósseis (sem a irradiação no reator) e 100 grãos de apatitas induzidas. A porção da amostra que é encaminhada ao reator é submetida a um *annealing* total prévio em um forno durante 4 horas sob temperatura de  $400^\circ\text{C}$ . A somatória dos traços de todos os grãos analisados, tanto da amostra induzida como da fósil, são utilizadas para o cálculo da densidade. Em outras palavras, as densidades fósil e induzida são obtidas segundo a equação:

$$\rho = \frac{(\sum \rho / N)}{AK}$$

onde  $\rho_t$  é a densidade média da amostra fóssil ou induzida,  $\rho$  é a quantidade de traços contados em uma área do retículo do microscópio para cada grão (a área de análise deve ser constante para todos os grãos),  $N$  é o total de grãos analisados,  $A$  é o tamanho do campo escolhido do retículo da ocular do microscópio e  $K$  é o valor em  $\text{cm}^2$  de cada unidade de campo do retículo da ocular. O valor  $K$  é particular de cada microscópio e do aumento utilizado.

### **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

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

$$t_{amostra} = \frac{\sum \left( \frac{t_{gr\tilde{a}o}}{(\sigma_{gr\tilde{a}o})^2} \right)}{\sum \frac{1}{(\sigma_{gr\tilde{a}o})^2}} : \text{para a idade m\u00e9dia ponderada pelos erros da idade de cada gr\u00e3o};$$

$$\rho_{raz\tilde{a}o} = \frac{\sum \rho_s}{\sum \rho_i} : \text{raz\u00e3o da somat\u00f3ria das densidades f\u00f3sseis pela somat\u00f3ria das densidades induzida.}$$

Nas equa\u00e7\u00f5es acima  $t_{amostra}$  \u00e9 a idade final da amostra,  $t_{gr\tilde{a}o}$  \u00e9 a idade de cada gr\u00e3o obtida pela equa\u00e7\u00e3o da idade apresentada anteriormente,  $n$  \u00e9 o n\u00famero de gr\u00e3os analisados e  $\sigma_{gr\tilde{a}o}$  \u00e9 o erro da idade de cada gr\u00e3o. Entre estes casos a forma mais conveniente de calcular a idade \u00e9 atrav\u00e9s da m\u00e9dia ponderada pelos erros, este m\u00e9todo faz com que os gr\u00e3os que apresentam menor erro exer\u00e7am maior peso na m\u00e9dia, contribuindo para um menor erro final.

Para facilitar estes c\u00e1lculos existem v\u00e1rios *softwares* espec\u00edficos que, al\u00e9m da idade, eles fornecem resultados estat\u00edsticos e constroem v\u00e1rios gr\u00e1ficos de interesse para a representa\u00e7\u00e3o dos dados.

O m\u00e9todo do detector externo, portanto, permite a utiliza\u00e7\u00e3o de um n\u00famero de gr\u00e3os bem menor que no m\u00e9todo da popula\u00e7\u00e3o (no caso de amostras de rochas \u00edgneas), porem a principal vantagem deste m\u00e9todo \u00e9 a possibilidade da an\u00e1lise de amostras sedimentares, onde a data\u00e7\u00e3o gr\u00e3o a gr\u00e3o se torna imprescind\u00edvel. Isto \u00e9 facilmente explic\u00e1vel pelo fato de os gr\u00e3os sedimentares de apatita poderem ser provenientes de mais de uma fonte, e apresentar idades herdadas da rocha matriz, caso n\u00e3o tenha sofrido aquecimento suficiente para provocar o *annealing* total dos tra\u00e7os. Esta caracter\u00edstica da margem a uma an\u00e1lise espec\u00edfica para rochas sedimentares, relacionado com proveni\u00eancia de sedimentos, processo de exuma\u00e7\u00e3o da rocha fonte e idade m\u00e1xima de sedimenta\u00e7\u00e3o.

### **Prepara\u00e7\u00e3o de Amostras**

A prepara\u00e7\u00e3o das amostras \u00e9 um ponto crucial do trabalho, necessitando um cuidado especial no momento de processar, pois \u00e9 esse processo que determina o sucesso em obten\u00e7\u00e3o de gr\u00e3os de apatita suficientes e de qualidade para uma boa an\u00e1lise. Para este trabalho foi a etapa mais importante, tendo em vista a dificuldade de obten\u00e7\u00e3o de gr\u00e3os das rochas

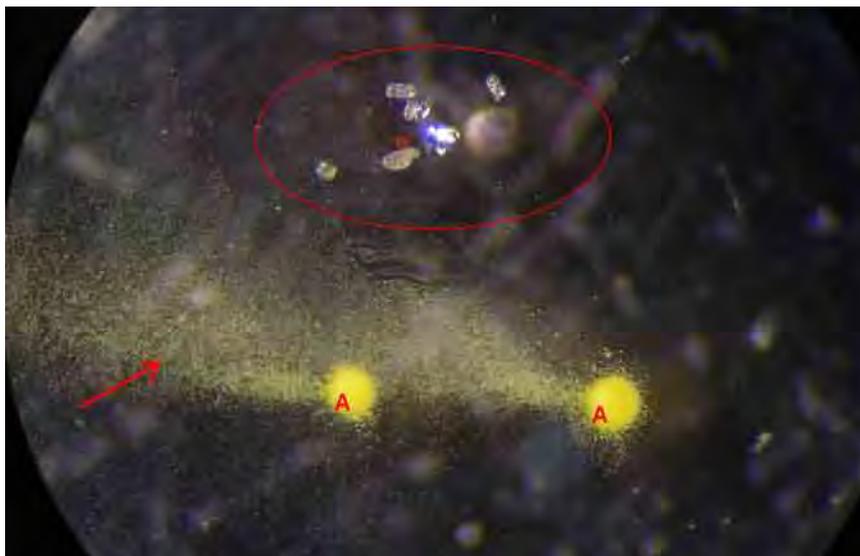
amostradas e o teor relativamente baixo de urânio nas amostras de diabásio analisadas, sendo necessário inclusive duas irradiações seguidas para a geração de traços induzidos suficientes para análise.

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 (ver foto 6) . 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.



**Foto 6:** 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 N° 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  $\text{HNO}_3$ , com 10% de ácido 60%, sob temperatura controlada de  $20^\circ\text{C}$  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 superataque 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<sub>3</sub>), 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 <sup>235</sup>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.

**ANEXO 2: TABELA DE PONTOS (DESCRIÇÃO DE CAMPO)**

Amostra	Localização Geográfica	Coordenadas UTM	Altitude (m)	Litologia
TF-641	Pedreira de Calcário próximo a Ipeúna. O ponto localiza-se no flanco NO do Domo de Pitanga, em uma zona de falhas de direção NW	221.168, 7518.375, 23K		Calcário com intercalcações de Folhelho (Fm. Irati)
TF-642	Bairro Paraisolândia – Junta a ponte sobre o Ribeirão Fregadoli – SW do Domo de Pitanga (bloco baixo)	220.926, 7505.855, 23K	504	Dique de diabásio preenchendo falha (Fm Serra Geral)
TF-643	Afloramento na margem da rodovia SP – 191, próximo ao declive conhecido localmente como “arranca chapéu”. Importante zona de falha relacionado ao limite oeste do Domo de Pitanga	221.215, 7498.764, 23K	508	Siltito róseo da Fm Corumbataí
TF-644	Alto da Serra da Floresta (SE do Horst do Pau d’Alho)	211.752, 7478.480, 23K	610	Diabásio alterado preenchendo falha na Fm Pirambóia. A falha trunca os arenitos da Fm Pirambóia com os siltitos da Fm. Corumbataí.
TF-645	Descida da Serra da Floresta. Borda leste do Horst do Pau d’Alho	212.472, 7478.232, 23K	590	Diabásio alterado coletado em um pequeno afloramento de 0,5m de altura por cerca de 3 a 4m de extensão no interior de um vale. A homogeneidade indica tratar-se de corpo ígneo, aparentando ser um sill.
TF-715	Leito da Ferrovia, área urbana de Rio Claro. Norte do Domo de Pitanga, fora dos blocos soerguidos.	234.208, 7517.836, 23K	587	Nível arenoso e argiloso da Fm Rio Claro. Os níveis arenosos apresentam cerca de 1m de espessura, cor amarela e com estratificações cruzadas, intercaladas por níveis argilosos de 10 a 30 cm com estratificação plano paralela e cor rosa esbranquiçada.
TF-716	Leito do Córrego da Servidão. Localizado à NNE do Domo de Pitanga, fora dos blocos soerguidos	234.420, 7516.673, 23K	570	Diabásio (blocos soltos no leito do rio)
TF-720	Norte da Serra do Pau d’Alho. NE do Horst do Pau d’Alho	211.146, 7483.710, 23K	468	Arenito apresentando estratificação cruzada com um nível laterítico e concreções espalhadas. (Fm. Prambóia)
TF-721	Base da Serra da Fortaleza. Oeste do Horst do Pau d’Alho, fora da estrutura.	204.822, 7480.068, 23K	553	Blocos soltos de Diabásio, provavelmente rolados do topo da serra, onde se encontra mapeado um sill de diabásio (Sousa, 2002)
TF-722	Norte do Horst de Pau d’Alho. O corpo amostrado limita o bloco alto mais alto da estrutura à NE	208.442, 7481.750, 23K	722	A rocha amostrada trata-se de um dique de diabásio, apresentando amídalas e vesículas. O corpo apresenta uma zona brechada com cerca de 10 cm de largura e orientação N38W, subvertical.

TF-723	Serra do Pau d'Álho	210.576, 7482.147, 23K	552	Diabásio alterado, Trata-se de um corpo na forma de sill capeando o topo da serra. Apresenta fraturas de Resfriamento
TF-724	Norte da estrutura de Jibóia, tratando-se de um dos blocos altos centrais da estrutura	213.520, 7473.480, 23K	554	Siltito arenoso de cor creme, com laminação cruzada, com granodecrescência ascendente e apresentando gretas de contração. Rocha pertencente à Fm. Corumbataí.
TF-725	Estrada Piracicaba – Anhumas. Trata-se de um dique que se estende balizando à SW tanto o Horst do Pau d'Álho quanto a estrutura de Jibóia.	213.177, 7474. 239, 23K	544	Dique de diabásio vesicular.
TF-726	Estrada Piracicaba-Anhumas. A amostra se encontra fora da zona estruturada do	211.665, 7472.231, 23K	567	Siltito róseo. Fm Corumbataí
TF-692	Centro do Domo de Pitanga	227.352, 7507.647, 23K	485	Arenito maciço ocre. Gr. Itararé
TF-693	Leito Ribeirão Tamanduá. Centro do Domo de Pitanga	224.566, 7500.387, 23K	452	Siltito Fm. Tatuí
TF-694	Fazenda São Joaquim. Base da borda leste do Domo de Pitanga	225.480, 7502.579	472	Arenito. Gr. Itararé
TF-695	Borda Centro-leste do Domo de Pitanga	228.589, 7505.601	597	Argilito apresentando nódulos de sílica. Fm. Irati.
TF-696	Afluente do Rio Corumbataí. Flanco NE do Domo de Pitanga	230.836, 7510.292, 23K	496	Arenito mal selecionado de cor roxa e contendo cristais micáceos em abundância
TF-697	Pedreira Partezani (Distrito de Assistência – Rio Claro). Borda leste do Domo de Pitanga	234.335, 7508.454, 23K	519	Folhelho betuminoso intercalado por calcário, há presença de cristais de calcita e pirita. Fm. Irati – Mb Assistência
TF-698	Falha limite à SW da estrutura de Jibóia.	215.419, 7470.734, 23K	527	Dique de diabásio. Sobressai ao relevo da área formando uma pequena serra alinhada segundo NW
TF-699	Sul da estrutura de Jibóia	219.774, 7469, 23K	591	Arenito Fm Pirambóia
D-14	Borda leste da estrutura de Jibóia (fora do domo)	225.094, 7463.076, 23K	555	Argilito esverdeado, contendo alguns nódulos de sílex, provavelmente pertencente à Fm Tatuí
TF-845	Reamostragem da amostra TF-722			
TF-852	Reamostragem da amostra TF-725			
TF-888	Parte central do Domo de Pitanga	226.153, 7505.542	502	Arenito Gr. Itararé
TF-890	Parte central do Domo de Pitanga	228.791, 7509.433, 23K	563	Arenito grosso, apresentando estratificações cruzadas. Gr. Itararé

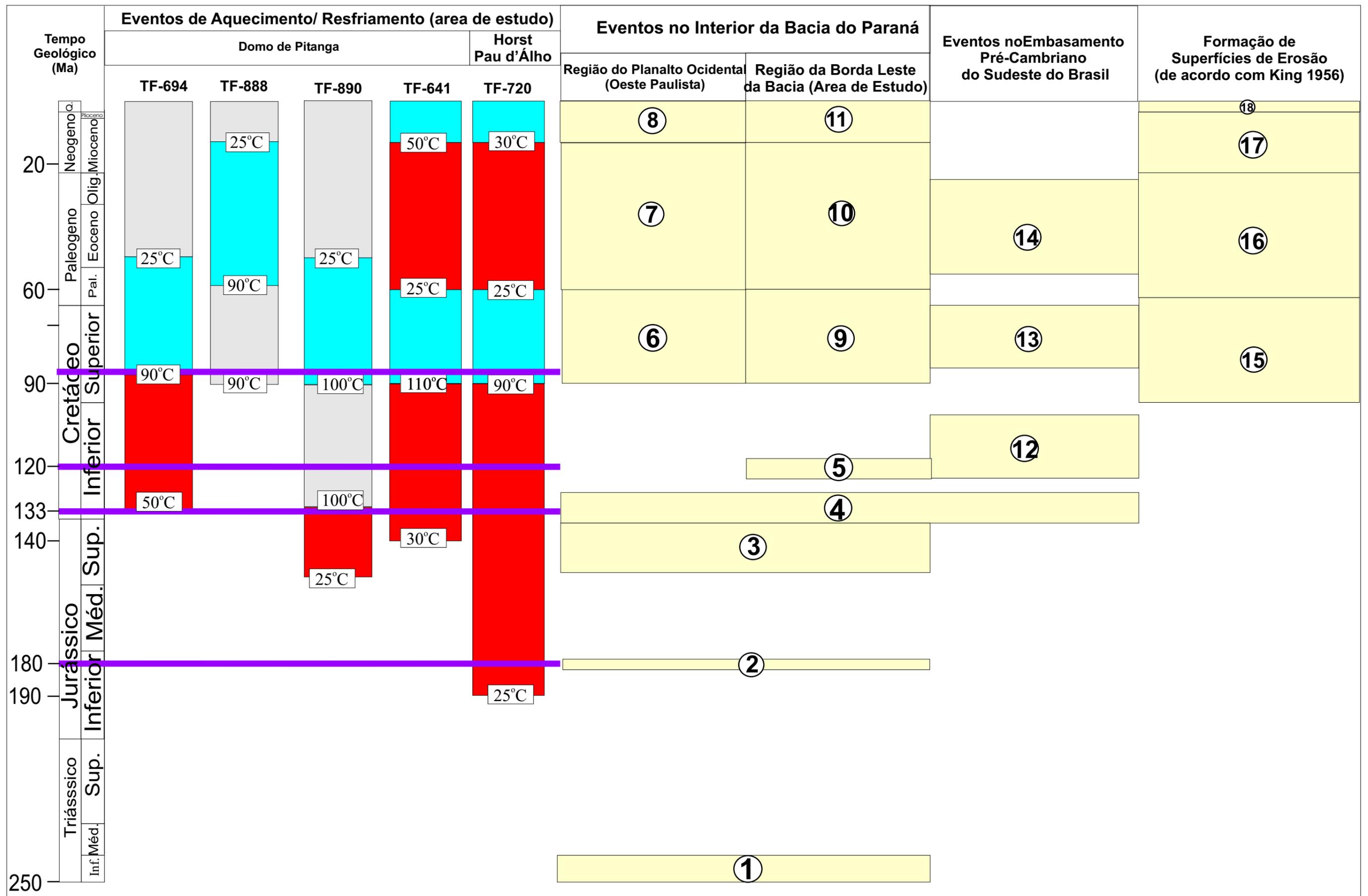


Tabela 3: Quadro resumo da associação dos dados de traços de fissão com os eventos regionais da bacia e embasamento adjacente Ver correspondência dos eventos na tabela 4

1	Época final da sedimentação da sequência Gondwana I (Fm Pirambóia) - Milani <i>et al</i> (1998)
2	Época de homogeneização isotópica em toda a bacia (Thomaz Filho, 1976)
3	Sedimentação da sequência Gondwana III (Fm Botucatu) - Milani <i>et al</i> (1998)
4	Magmatismo Serra Geral – Turner <i>et al</i> (1994)
5	Possível pulso de soerguimento do domo de Pitanga
6	Deposição do Grupo Bauru – Fernandes (1998)
7	Inversão da Bacia Bauru, compartimentada pelos alinhamentos que controlam a erosão da borda do pacote sedimentar - Fernandes (1998). Deposição da Fm Itaqueri – Riccomini (1995)
8	Pacotes sedimentares recentes
9	Soerguimento e erosão da borda da bacia (Fernandes & Coimbra, 1996; Fernandes, 1998) e principal época de formação dos altos estruturais
10	Soerguimento e erosão culminando na formação da depressão periférica. Pulso de soerguimento do Domo de Pitanga.
11	Soerguimento do Domo de Pitanga, Sedimentação da Fm Rio Claro, entalhe do Rio Corumbataí. – Melo (1995)
12	Soerguimento da Serra da Mantiqueira - Tello Saenz <i>et al</i> (2003)
13	Primeiro pulso de soerguimento da Serra do Mar - Hackspacher <i>et al</i> (2003). Principal fase de magmatismo alcalino
14	Segundo e principal pulso de soerguimento da Serra do Mar - Tello Saenz <i>et al</i> (2003)
15	Superfície Pós Gondwana. Intervalo de tempo segundo King (1956)
16	Superfície Sul Americana. Intervalo de tempo segundo King (1956)
17	Superfície Velhas, com intervalo de tempo segundo King (1956); Superfície Neogênica, com intervalo de tempo segundo Martonne (1943)
18	Superfície Paraguçu. Intervalo de tempo segundo King (1956)

**Tabela 4:** Correspondência dos eventos destacados na tabela 3