

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
CAMPUS DE RIO CLARO

**MORFOTECTÔNICA DA REGIÃO CENTRO – LESTE DO ESTADO DE SÃO
PAULO E ÁREAS ADJACENTES DE MINAS GERAIS:
TERMOCRONOLOGIA & PALEOTENSÕES**

Luiz Felipe Brandini Ribeiro

Orientador: **Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher**

Tese de Doutorado apresentada junto ao
Programa de Pós – Graduação em Geociências
Área de Concentração em Geologia Regional

Rio Claro (SP)

2003

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher – IGCE/UNESP - Orientador

Prof. Dr. Julio César Hadler Neto – DCRC/UNICAMP

Dr. Cláudio Coelho de Lima – CEMPES/DEXPGEOF - PETROBRAS

Profa. Dra. Iandara Alves Mendes – IGCE/UNESP

Prof. Dr. Norberto Morales – IGCE/UNESP

Rio Claro : 12 de Dezembro de 2003

Resultado: Aprovado com unanimidade

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, mestre e, sobretudo amigo Peter Christian Hackspacher, que me acompanhou por todos estes anos, desde a Iniciação Científica até o Doutorado; obrigado por seu incentivo de sempre.

Meus agradecimentos de coração por aquela que me acompanhou durante todas as fases deste trabalho, Marli Carina Siqueira Ribeiro.

Ao Prof. Dr. Julio César Hadler Neto e equipe pelo inestimável auxílio na datação pelo método de Traços de Fissão em Apatitas.

Aos Drs. Sandro Guedes, Carlos Alberto Tello Saenz; Pedro José Iunes por todas as sugestões e discussões efetuadas durante este trabalho.

A professora Iandara Alves Mendes, pela sua grande colaboração na correção e revisão do manuscrito.

Ao Prof. Dr. Hans Dirk Ebert por sua contribuição neste trabalho.

Ao pessoal da famosa “salinha”, Fulvia, Alexandre, Juninho, Ana (ao Ano também - Marcelo), Daniel, Daniele (Bichete) e ao pessoal que aparece esporadicamente (Pepita).

Aos meus pais João Ribeiro Junior e Domingas Ignês Brandini Ribeiro e a minha “Tia” Lúcia Correa da Silva, pelo apoio e colaboração nos momentos difíceis.

Aos meus amigos guardas (seguranças) da UNESP.

Aos motoristas, Edson bala, Casa Grande, Boquita, Marcão.

Aos meus amigos que vieram e foram da faculdade e também aqueles da cidade (que são inúmeros!).

E.....Para todas aquelas pessoas que eu esqueci de pôr aqui.

*A Suprema Glória da criação está
em suas Infinitas Diversidades
em Infinitas Combinações*

Base da Filosofia, Vulcana.

*O mais importante é compreender que temos
muito a ganhar se abordarmos os problemas
com a mente aberta e com enfoque
Interdisciplinar, como o preferido pelos gregos.*

*Hale, J.R.; de Bôer, J.Z.; Chanton, J.P.; Spiller, H.A.
(Um Arqueólogo, Geólogo, Químico e Toxicólogo respectivamente)*

RESUMO

O embasamento cristalino precambriano no sudeste do Brasil registra uma história tectônica fanerozóica que compreende uma série de reativações tectônicas caracterizadas por soerguimentos, subsidências e reativações de falhas. Para quantificar, datar e associar estas reativações com os eventos tectônicos regionais foram realizadas análises de caráter multidisciplinar, que consistem em reconhecimento de superfície erosivas, bem como delimitação e reconhecimento de depósitos correlativos. Com o intuito de reconhecer e quantificar feições de caráter rúptil, foi realizada análise dinâmica de falhas que inclui paleotensões e reconhecimento da rugosidade de clastos. A interação destas metodologias necessitou de uma associação temporal dos eventos, para isto foi feita datações pelo método Ar/Ar em material de falha e traços de fissão em apatitas próximo a falhas.

Os resultados do campo de esforços com a geomorfologia permitiram definir cinco domínios morfoestruturais principais, onde foram registrados antigos eventos tectônicos recorrentes ao longo do Fanerozóico. Estes domínios foram denominados de acordo com o reconhecimento geográfico já proposto para a área, assim temos: A serra de São Roque, O Planalto de Jundiá, Mantiqueira Ocidental e Depressão de Cambuí e Planalto de Campos do Jordão.

Os episódios tectônicos associados a estes domínios estão relacionados a soerguimentos e nos domínios Serra de São Roque e Planalto de Jundiá a geração e deformação de materiais de falha (pseudotaquilitos). Estes soerguimentos preservaram paleosuperfícies erosivas em cotas mais altas, que são indicativas de antigos ciclos de erosão, estas são observadas, principalmente nos domínios Mantiqueira Ocidental e Planalto de Campos do Jordão.

Uma análise comparativa entre os eventos tectônicos e ao campo de esforço regional; os episódios de soerguimento e erosão registrados na área foram relacionados com os sucessivos eventos de subsidência e conseqüente deposição de unidades sedimentares separadas por grandes discordâncias, denominadas superseqüências, mostrando a correlação entre o soerguimento do cristalino com os episódios de subsidência da Bacia do Paraná no período compreendido entre o Ordoviciano ao Cretáceo. Durante o Neoceno os episódios de soerguimento e conseqüente erosão originaram os depósitos

terciários, os quais foram reconhecidos e mapeados no Planalto de Jundiaí (Unidades Tanque, Jaguari, e Bragança) e os depósitos da Bacia de Taubaté, que são correlatos aos episódios tectônicos registrados no Domínio Planalto de Campos do Jordão.

Uma análise integrada entre os domínios demonstrou que a área foi palco de diversos episódios recorrentes desde o Paleozóico, associados aos fenômenos de variação termal e de esforços decorrentes de uma complexa associação entre os eventos de soerguimentos, denudação e deposição que condicionaram o relevo atual.

Palavras-chave: Traços de Fissão, Subsidência, Denudação, Pseudotaquilites, Epirogênese.

ABSTRACT

The Precambrian crystalline basement of southeast Brazil is characterized by series of faults and shear zones that developed during the end of the Neoproterozoic during the Brasiliano orogeny. Tectonic reactivations of these older basement structures occurred at various times during the Phanerozoic, resulting in additional fault movements, uplift and subsidence. To quantify, date and to associate these reactivations with specific tectonic events, a multidisciplinary study was done, involving relief analysis, paleostress analysis, and structural analysis of faults, apatite fission track methods and Ar/Ar dating.

The results show that the study area consists of five main domains, which record different episodes of uplift and reactivation of faults. These faults were brittle in character and resulted in multiple generations of pseudotachylytes.

Based on fission track data obtained during this study, it is clear that the uplift of basement rocks in southeast Brazil was intimately related to the subsidence and deposition in the Paraná basin. The evolution of this basin seems to have been strongly influenced by compressive and extensional events that developed during the subduction of Panthalassan plate under the southwestern Gondwana margin. These pulses are recorded as important unconformities in the stratigraphic framework of the Paraná basin and the elucidation of the uplift and denudation histories of the basement shield is crucial to the understanding these tectonics effects.

Key Words: Fission Tracks, Paleostress, Denudation, Pseudotachylytes, Epeirogenesis.

Caderno de Anotações – Figuras:

Capítulo - 1

Figura 1: Limites de localização da área de Pesquisa

Capítulo 2

Figura 2: Fluxograma mostrando o desenvolvimento do trabalho

Figura 3: Análise Topomorfológica: reconhecimento do topo e dos fundos de vale.

Figura 4: Feições de reconhecimento do sentido do movimento de uma falha; a) Fraturas de Riedel; b) Fraturas de tensão paralelas às estrias; c) Ressaltos deixados pelo movimento da falha formando as estrias; d) Fibras minerais e minerais mais resistentes formando as estrias e mostrando o sentido do movimento (Modificado de PETIT, 1987).

Figura 5: Esquema dos diedros retos de compressão e extensão em uma região afetada por falha (Legenda: PF = plano de falha, S = estrias, m = mergulho real da falha, PA = plano auxiliar, I = pólo do plano auxiliar)

Figura 6: Exemplos de cronologia relativa entre dois sets de juntas; a) Juntas do conjunto b, cortam juntas do conjunto a. b) perfil horizontal de rugosidade dos conjuntos a (mais antigas) e b (mais jovens – mais rugosas); c) Exemplo de juntas de extensão reativadas como falhas transcorrentes, durante um evento tectônico tardio (Modificado de BERGERAT *et al.*, 1992).

Figura 7: Exemplo da comparação entre geometria de juntas e sistemas de falhas, 1- (a)= sistemas de juntas de movimento normal, (b) = Sistema de falhas conjugadas, (San Raphael – UTAH); 2 – (a) = sistema de juntas com movimento cisalhante, (b) = sistemas de falhas reversas (Colorado); Setas em branco indicam áreas prováveis de conter os tensores de tração (σ_3) e compressão (σ_1); setas em áreas pretas calculadas de tração (σ_3) e compressão (σ_1), estrela indica tensor de compressão vertical (σ_1), triângulo amarelo indica tensor de tração vertical (σ_3) (Modificado de BERGERAT *et al.*, 1992).

Figura 8: Bloco diagrama ilustrando os diferentes tipos de estruturas de superfície de juntas (modificado de AMMEN, 1995)

Figura 9: Detalhe mostrando um clasto (em plano) e os parâmetros de cálculo da rugosidade.

Figura 10: Índice de rugosidade para diferentes formas de clastos para análise visual, utilizado para rochas sedimentares WADELL (1932) e adaptado por LIN (1999).

Figura – 11: Esquema mostrando área de coleta de amostras do pseudotaquilito na região de Bragança Paulista – SP (Fernão Dias, lado direito da pista, sentido Belo Horizonte).

Figura 12: Distribuição dos traços de fissão em um cristal de apatita (Modificado de MIZUSAKI *et al.*, 1994).

Figura 13: Exemplo de gráfico, idade versus elevação; A inflexão pronunciada à aproximadamente 2100 m (ruptura de declive), marca a quebra a 79 Ma (modificado de RAAB, 2001).

Figura 14: Histórias térmicas derivadas das 3 amostras do topo da figura 23 (modificado de RAAB, 2001).

Figura 15: Gradiente paleogeotérmico derivado da modelagem (regressão pelos mínimos quadrados) térmica dos pontos da figura 24 (modificado de RAAB, 2001)

Tabelas

Tabela 1: Classes altimétricas utilizadas

Capítulo – 3:

Figura 16: Principais unidades tectônicas da parte nordeste da Província Mantiqueira (modificado de CORDANI *et. al.*, 2000)

Figura 17 – Localização do domínio da faixa alto Rio Grande (CPRM 1999)

Figura 18: Modelos tectônicos e idades dos diferentes corpos granitóides encontrados na área de estudo (modificado de TÖPFNER, 1996)

Figura 19: Principais unidades tectônicas da América do Sul e da África (Modificado de BIGARELLA, 1973)

Figura 20: Subsidência da Bacia do Paraná por meio de análise de Backstripping (Modificado de QUINTAS, *et al.*, 1997)

Figura 21: Subsidência da Bacia do Paraná em diversas épocas, baseado em estudos termomecânico da Bacia do Paraná (modificado de QUINTAS, *et al.*, 1997).

Figura 22: Contexto Geotectônico Fanerozóico da margem sul do Gondwana, um sítio de persistente convergência entre o paleocontinente e o assoalho do Panthalassa. (Modificado de MILANI & RAMOS, 1998).

Figura - 23: Datação K/Ar do magmatismo básico e alcalino e sua relação com o tempo geológico (Modificado de THOMAZ FILHO, 2000).

Figura 24: Evolução Tectônica esquemática das margens continentais do Brasil oriental e da África Ocidental (Modificado de CESERO & PONTE, 1997)

Figura 25: Principais alinhamentos da Bacia do Paraná no estado de São Paulo (Modificado de RICCOMINI, 1997).

Figura 26: Principal modelo de origem da Serra do Mar. ($U_r + U_i$) Isostasia flexural; (U_i) Soerguimento posterior e isostasia (Modificado de THOMAS & SUMMERFIELD, 1981)

Tabelas

Tabela – 2: Resumo das principais características sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná, obtidas por diversos autores.

Tabela 3: Estágios de evolução da margem continental (Modificada de ASMUS 1975)

Tabela 4: Fases de evolução tectônica registrada na Bacia do Paraná, no Rift Continental do Sudeste do Brasil e no cristalino.

Capítulo 4:

Figura 27: Histórias térmicas obtidas para a região da Serra do Mar e Serra da Mantiqueira (Modificado de TELLO *et. al.*, 2003).

Tabela 5: Principais eventos tectônicos e feições do relevo

Capítulo 5

Figura 28: Componentes de uma zona de falha: a) núcleo; b) zona intermediária; c) protólito Modificado de CAINE *et al.*, (1996).

Figura 29: Distribuição dos diferentes tipos de material de falha com a profundidade da crosta ao longo de uma zona de cisalhamento transcorrente principal. O cataclasito e o Pseudotaquilito formam – se em níveis mais rasos; o milonito – e o pseudotaquilito cíclico em um nível mais profundo e os milonitos propriamente ditos, em nível mais profundo. Regimes de deformação são mostrados a esquerda (modificado de PASSCHIER *et al.*, 1993).

Figura 30: Modelo conceitual mostrando a superfície de geração (A) e o veio de injeção do pseudotaquilito (B) (Modificado de SWANSON, 1989).

Figura 31: Mapa de localização dos corpos de pseudotaquilito na região de Bragança Paulista e Sorocaba – SP.

Figura 32: Detalhe da figura 31 mostrando a localização dos pseudotaquilitos e das rochas cataclásticas na região de Bragança Paulista juntamente com os gráficos de paleotensões

Figura 33: Esboço da lâmina da foto - 7 mostrando dois estágios de injeção entre o ultracataclasito foliado (A) e o cataclasito com o pseudotaquilito (B) e ambos estão falhados por um episódio posterior. No detalhe a amostra da lâmina da foto – 7.

Figura 34: Classificação de estruturas dos pseudotaquilitos e a sua evolução tectônica. (Modificado de TECHMER *et al.*, 1992).

Figura - 35: Resultados obtidos pela análise de Ar/Ar (ver capítulo 6).

Figura 36: Detalhe da figura 31 mostrando a localização dos pseudotaquilitos e das rochas cataclásticas na região de Sorocaba juntamente com os gráficos de paleotensões

Figura 37: Esboço mostrando as zonas cataclásticas distribuídas em rede na lâmina.

Figura 38: Divisão em domínios geomorfológicos do estado de São Paulo, (Modificado de IPT, 1981).

Figura 39: Divisão em domínios a partir da divisão geomorfológica de ALMEIDA (1964) (Figura 38) e análises de paleotensões *in situ*

Figura – 40: Estereogramas representando a fase TR – 0.

Figura 41: Estereogramas representando a fase TR -1

Figura 42a: Mapa mostrando o controle da drenagem associado ao soerguimento inicial da abertura continental (Modificado de COX, 1989).

Figura 42b: Estereogramas representando a fase “TR – 2”.

Figura 43 : Estereogramas representando o episódio TR – 3.

Figura 44: Estereogramas associados ao evento no Cretáceo Superior “TR – 4”

Figura 45a: Mapa representando a quebra de relevo do domínio Borda de Bacia, controlando e preservando os sedimentos neoceno-zóicos próximos a Serra do Japi.

Figura 45b: Estereogramas associados ao evento “TR –5”.

Figura 46a: Estereogramas mostrando os eixos de tensão do episódio TR 6.

Figura 46b: Falhas do evento TR –6, na unidade sedimentar Jaguari.

Figura 46c : - Falhas do evento TR – 6, na unidade sedimentar Tanque.

Figura 47: Estereogramas de falhas que afetam depósitos quaternários.

Figura 48: Estereogramas representativos do evento TR – 8.

Fotos

Foto 1: Dique quartzo – feldspático deslocado por falha, afloramento M –183, Rodovia Fernão Dias, entrada para a variante de Bragança Paulista lado direito sentido Belo Horizonte.

Foto 2: Microfotografia mostrando duas superfícies de geração com pseudotaquilito associado a ultracataclasito, note a orientação dos clastos na matriz (seta vermelha), e a formação de novos minerais associados ao feldspato (epídoto, sericita) (seta azul). Abertura de 20X, nicóis cruzados.

Foto 3: Microfotografia mostrando quartzo recristalizado (seta preta) e biotita deformada (seta azul), notar também a formação de bandas de deformação no plagioclásio (seta vermelha), A – luz refletida, B - Nicóis cruzados, aumento 20X.

Foto 4: Detalhe de Pseudotaquilito recobrimdo um plano de falha com estrias. (ponto 186 – condomínio Fernão Dias – Bairro do Tanque – Atibaia – SP)

Foto 5: Detalhe do afloramento da rodovia Fernão Dias, Bolsão de Pseudotaquilito (esquerda da foto); A = seta mostra uma falha preenchida por pseudotaquilito (superfície de geração); a letra “B” mostra um veio de injeção. Rodovia Fernão Dias – lado direito da pista sentido Bragança Paulista.

Foto 6: Matakão mostrando três tipos de material de falha, A) à esquerda da foto, bolsão de pseudotaquilito maciço, separado de B por uma falha (superfície de geração); B) ao centro da foto, ultracataclasito, pouco foliado, com contato difuso com C; C) à direita da foto, cataclasito + pseudotaquilito, note os clastos de feldspato potássico preservados. Matakão solto na Rodovia Fernão Dias lado direito da pista, sentido Belo Horizonte – entrada para a variante que liga a Bragança Paulista.

Foto 7a: Microfotografia mostrando veios de injeção intercalados por falhas paralelas e clastos de cataclasito. Note que estes veios estão falhados (seta azul), provavelmente por um evento posterior (Ponto – M182, M -181).

Foto 7b: Microfotografia mostrando veios de injeção intercalados por falhas paralelas e clastos de cataclasito. Note que estes veios estão falhados (seta azul), provavelmente por um evento posterior (Ponto – M182, M -181).

Foto 8: Microfotografia mostrando estrutura do tipo *pull – apart* do Pseudotaquilito (seta vermelha) e sua associação com o ultracataclasito (seta azul) (ponto M –182).

Foto 9: Microfotografia de um bolsão de pseudotaquilito (seta azul) associado com ultracataclasito foliado (ponto M –182).

Foto 10: - Cataclasito com matriz de pseudotaquilito; vestígio de devitificação (seta azul)

Foto 11: Zona cataclástica associada com a superfície de geração dos pseudotaquilitos. Veios de pseudotaquilitos (seta) (Amostra 91).

Foto 12: Zona cataclástica associada à falhas; A = zona principal (maior deformação); B = Zona externa menor deformação; notar os minerais gerados pela deformação (epídoto) (Amostra 92).

Tabelas

Tabela 6: Classificação das rochas encontradas em falha (modificado de SIBSON, 1977).

Tabela – 7: Idades obtidas pelos métodos Ar/Ar e traço de fissão para a amostra M –183 (Ribeiro, 1996).

Tabela – 8: Resumo das características do material de falha encontrados na área de Bragança Paulista.

Tabela – 9: Resumo das características do material de falha encontrados na área de Sorocaba e Itu.

Tabela 10: Relações dos domínios com os episódios registrados pela paleotensão.

Tabela – 11: Resumo dos regimes tectônicos encontrados na área.

Tabela – 12: comparação com os resultados obtidos na análise de juntas com o regime de tensões do World Stress Map.

Capítulo 6

Figura 49a: Diagramas isocrônicos obtidos pelo método $\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{40}$

Figura 49b: Gráfico da figura 49a modificado indicando o intervalo de reativação e perda de Argônio.

Figura 50: As três zonas de estabilidade dos traços de fissão
(modificado de OMAR *et.al.*, 1989)

Figura 51: Curvas tempo – temperatura para diferentes casos de história térmica. Em A temos uma diminuição da temperatura (105°C até 40°C) relacionada a um soerguimento

rápido, seguindo de um equilíbrio parcial entre erosão e soerguimento (formando superfícies erosivas GUNNEL, (1998); Em B o resfriamento gradual indicaria soerguimento com contribuição da denudação; Em C existe uma história mostrando um soerguimento inicial (tectônico?) seguido de um período de estabilidade, formando uma superfície erosiva e novamente um soerguimento tectônico e novamente uma superfície (esta história estaria relacionada a relevos policíclicos ou em patamares de antigos escudos); O exemplo D caracteriza – se de um episódio de aquecimento pretérito até os 60°C e estaria relacionado a um soerguimento brusco (tectônico) com alçamento das isothermas, seguido de denudação, depois seguiria com um recuo gradual das isothermas relacionado a um soerguimento isostático somado com denudação lenta e constante (Modificado de GLEADOW *et al.*, 1988)).

Figura 52: Desenvolvimento de margens passivas, como proposto por GILCHRIST *et.al.*, (1994)

Figura 53: História Térmica aceita para o Grupo “A”

Figuras 54: Discordâncias erosivas registradas nas bacias marginais note a discordância, próximo ao Oligoceno.

Figura 55: Mapa topográfico atual mostrando a região sudeste brasileira mostrando os pontos de captura de drenagem (pontos onde os rios mudaram de direção devido ao soerguimento de um dos flancos da Serra do Mar) (setas roxas). A mudança do suprimento de sedimentos para as Bacias de Campos e Santos, gerando as discordâncias, foi resultado do soerguimento da Serra do Mar (KARNER *et al.*, 1999).

Figura 56a: Coluna aloestratigráfica mostrando a unidade sedimentar Tanque.

Figura 56b: Coluna aloestratigráfica mostrando a unidade sedimentar Bragança Paulista

Figura 56c: Coluna aloestratigráfica mostrando a unidade sedimentar Jaguari

Figura 57: História Térmica aceita para a amostra M-44

Figura 58: História térmica aceita para o Grupo “B”

Figura 59: História térmica aceita para o grupo “C”

Figura 60: Perfil mostrando a atuação de processos erosivos e a delimitação da falha entre os grupos B e C.

Figura 61: História térmica aceita para a amostra M-231.

Figura 62: Perfil mostrando a resistência a erosão do corpo máfico M-231.

Figura 63: História Térmica aceita para o Grupo “D”

Figura 64: Modelo Hipotético simulando a evolução dos diques alcalinos e o soerguimento da Mantiqueira.

Figura 65: História Térmica aceita para a amostra M – 92

TABELAS

Tabela 13: Resultados das idades obtidas pelo método dos traços de fissão (minha dissertação de mestrado) e datações obtidas pelo método do Ar^{39}/Ar^{40} .

Tabela 14 – Idades obtidas em cada domínio e sua relação com os principais eventos tectônicos e eras geológicas (Escala do Tempo Geológica – Geological Society of América - 1999).

Tabela 15 – Resultado obtido para cada amostra

Tabela – 16: Média dos resultados obtidos

Tabela 17: Síntese dos eventos tectônicos ocorridos no cristalino e nas Bacias do Paraná e Costeiras com os resultados das histórias térmicas para cada grupo.

Capítulo 7

Figura 66: Gráfico de integração dos resultados termocronológicos, estruturais e tectônicos regionais.

Figura 67: Atividade tectônica, em relação ao tempo, dos três principais grupos de lineamentos que afetaram a Bacia do Paraná (Compilado de ZALAN *et al*, 1990).

Figura: 68 – Esquema modificado da figura 24, evolução tectônica esquemática das margens continentais do Brasil oriental e África Ocidental modificado de QUINTAS et al., (1997)

Capítulo 8

Tabela –18: Comparação dos resultados obtidos com a tectônica registradas na Bacia do Paraná, Bacia de Taubaté e de Santos.

1 - INTRODUÇÃO

Os mecanismos que regem a tectônica ressurgente no setor a oeste da Serra da Mantiqueira (Figura 1) são ainda controversos e muito pouco compreendidos. Entretanto, o fato de situar – se no interior do continente não significa necessariamente uma condição permanente e imutável. Os reflexos tectônicos regionais estão fortemente relacionados com os processos de soerguimentos, subsidências e reativações de falhas que interagem por sua vez no controle deposicional, na erosão e na preservação de antigas superfícies e formas de relevo.

Contudo os vestígios da tectônica ressurgente, devido à sobreposição de estruturas, originadas em diversas épocas e sua constante modificação aos fatores climáticos, fica de difícil reconhecimento. Em vista disso, procurou – se encontrar uma área de estudo no qual permitisse uma delimitação geológica e geomorfológica representativa. Permitindo reconhecer e separar o maior número de estruturas ao longo do tempo. A partir deste reconhecimento foi adotada varias metodologias que permitiram o reconhecimento das diversas fases tectônicas ao longo do tempo geológico.

Por meio do reconhecimento de falhas e juntas, descrição do material de falha, além da análise dinâmica de paleotensões, foi feita a análise estrutural e dinâmica da área. A análise geomorfológica indicou os principais eventos erosivos e deposicionais. Estas metodologias possibilitaram que a área foi palco de reativações de falhamentos associados a soerguimentos e erosão. Este modelo foi somado a metodologia dos traços de fissão em apatitas que veio como ferramenta de auxilio para registrar temporalmente a tectônica, indicando também, de forma relativa, as relações com os fenômenos erosivos.

A área escolhida para este trabalho foi à região centro – leste do estado de São Paulo e adjacências de Minas Gerais (Figura – 1).

Os vários passos deste trabalho foram divididos em capítulos de revisão geológica, e geomorfológica; segue-se o capítulo das metodologias utilizadas e, por fim, os capítulos 5 e 6 que são aqueles relacionados aos resultados tectônicos e termocronológicos.

No capítulo 8 foi realizada a integração dos resultados que mostraram que a evolução ao longo do tempo geológico da topografia da região centro leste do estado de São Paulo, obedece a uma interação complexa de fenômenos tectônicos e denudacionais. Os quais foram relacionados com os ciclos de subsidência e deposição da Bacia do Paraná.

A proposta deste trabalho foi procurar evidências de vestígios de fenômenos tectônicos ressurgentes que atuaram na região sudeste brasileira, por meio da associação de diversos parâmetros geológicos, geomorfológicos e termocronológicos. Estas metodologias

foram utilizadas na determinação de idades e na quantificação dos processos epirogênicos e denudacionais atuantes durante o Fanerozóico que afetaram áreas pré – cambrianas da região sudeste brasileira.

A área de estudo foi escolhida por conter grande variação geológica e por estar entre dois domínios tectônicos (a Bacia do Paraná e a Serra da Mantiqueira/Faixa Ribeira) com grande variação na amplitude altimétrica, onde foram aplicadas análises estruturais e de paleotensões, estudos geomorfológicos de relevo, drenagem e depósitos correlatos.

1.2 – OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho foi à caracterização da tectônica geradora e deformadora das rochas cristalinas responsáveis pelos soerguimentos e reativação de falhamentos e a sua evolução geomorfológica. Utilizando metodologias de análise estrutural, como o reconhecimento dos tipos de falha e juntas, classificação do material de falha e análise da mecânica do contínuo destas falhas (paleotensões). Utilizando metodologias de classificação do relevo, como o reconhecimento de paleosuperfícies e depósitos correlativos. Por fim, utilizando técnicas termocronológicas baseado na análise de traços de fissão em apatitas e datação pelo método Ar/Ar. Estas metodologias foram integradas na forma de gráficos representativos e em mapas temáticos de forma interdisciplinar.

A caracterização do arcabouço tectônico do embasamento cristalino permitirá estabelecer vínculos com o arcabouço tectônico regional, principalmente a relação com os episódios tectonosedimentares da Bacia do Paraná.

1.3 - LOCALIZAÇÃO

A área estudada compreende aproximadamente 7.000 km² e está localizada entre as cidades de Pouso Alegre, MG (em sua parte nordeste); Jundiaí, SP (em sua parte sudeste), Sorocaba, SP (em sua parte sudoeste) e Campinas, SP (em sua parte noroeste) (Figura 1).

Segundo ALMEIDA (1964) e o IPT (1981), a área encontra-se dentro de quatro grandes compartimentos geomorfológicos: a Serra da Mantiqueira Ocidental, o Planalto de Campos do Jordão, o Planalto de Jundiaí e a Serrania de São Roque.

2 – MÉTODOS & PROCEDIMENTOS

Neste trabalho foram utilizadas metodologias fundamentadas em métodos estruturais conhecidos de cinemática e mecânica do contínuo, técnicas baseadas em estudos morfoestratigráficos e aloestratigráficos e técnicas termocronológicas de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ e análises de traços de fissão em apatitas (ATFA), visando à interação entre estas metodologias.

O fluxograma que indica a seqüência das atividades vinculadas ao desenvolvimento do trabalho compõe a figura 2.



Figura 2: Fluxograma mostrando o desenvolvimento do trabalho

2.1 - PESQUISA BIBLIOGRÁFICA E CARTOGRÁFICA

Um amplo levantamento bibliográfico inicial foi realizado para estabelecer um suporte conceitual das metodologias utilizadas, tais como traços de fissão (bases e conceitos), geomorfologia (morfoestratigrafia e epirogênese) e análise de paleotensões (mecânica do contínuo);

De acordo com os resultados obtidos, foi necessário fazer um novo levantamento de caráter teórico – metodológico específico aos temas tratados aos objetivos deste trabalho.

Alguns resultados de datação e paleotensão foram compilados respectivamente dos trabalhos de TELLO, (2000) e RIBEIRO, (1996), os mesmos encontram citados no texto.

As bases cartográficas e geológicas utilizadas foram às folhas do Convênio UNESP/DAEE (Folhas Campinas, Guaratinguetá, Santos e São Paulo) na escala 1:250 000 e Projeto Integração Geológica e Metalogenética da região sudeste brasileira (CPRM, 1999) na escala 1:250 000.

2.2 - TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos realizados no campo foram para a coleta de medidas estruturais e de amostras para a datação e lâminas.

As medidas estruturais consistiram no registro de direção do rumo de planos de falhas, atitudes de estrias e seu sentido do movimento, além do reconhecimento do material de falha. Durante a coleta das amostras foram reconhecidos, o tipo de rocha, sua possível idade estratigráfica, a intensidade de fraturamento e falhamento, a altitude e a sua localização geográfica.

Na coleta de amostras para a datação por traços de fissão teve-se o cuidado de coletar as amostras próximo à zona de falhas rúpteis e distante delas, sempre anotando dados geológicos, como tipo de rocha e geomorfológicos, como forma de relevo, tipo de vertente, foi também obtidos a localização geográfica através da utilização de GPS e altímetro.

2.3 – ANÁLISE DA ESTRUTURA DO RELEVO

A abordagem metodológica adotada no estudo morfoestrutural aqui realizado foi fundamentada em reconhecimentos de campo e gabinete, caracterizando as formas do relevo, sua morfoestratigrafia e quando possível o reconhecimento dos depósitos correlativos, sejam eles terciários ou quaternários, o que possibilitou uma melhor interpretação da tectônica epirogênética.

O modelo de estudo aplicado neste trabalho está fundamentado na compartimentação em blocos com características altitudinais semelhantes (altitude) e formas de relevo, dando ênfase no reconhecimento de material sedimentar sobre estes blocos. Esta metodologia está baseada nos trabalhos de SOARES & LANDIM; (1975) que postulam que as unidades

sedimentares depositadas acima de superfícies de cimeira são evidências de antigas superfícies de erosão. A análise tectônica da morfologia baseou - se nos trabalhos de TWINDALE (1970) que através de análise topográficas e o padrão da morfogênese do relevo possibilita o reconhecimento de formas de relevo tectônicas, SUMMERFIELD (1991, 2000) que coloca que as formas dos relevos expressam um amplo espectro de feições topográficas, que podem ser empregadas como indicadores de magnitude, taxa ou medida de tempo dos fenômenos tectônicos e oscilações climáticas através do tempo geológico. Cabe destacar aqui os trabalhos de JONES, (1999); JOLIVET *et al*, (2000); BURBANK & ANDERSON (1999); BURBANK (2002), que relacionam a tectônica, as formas de relevo e a denudação com traços de fissão, para explicar a atuação de processos tectônicos no desenvolvimento morfodinâmico de uma área (ver capítulo 6).

A metodologia utilizada para o estudo da forma e estrutura do relevo e seus processos foi à análise **topomorfológica** utilizada e desenvolvida pelo Laboratório de Geomorfologia do DEPLAN/IGCE/UNESP (Figura 3) que utiliza o estudo da forma com a análise dos depósitos correlatos. O reconhecimento final destas morfologias serviu de base para as análises por traços de fissão (ver capítulos 6 e 7), onde pode -se correlacionar as formas de relevo e depósitos reconhecidos na área juntamente com os resultados de aquecimento e esfriamento das histórias térmicas (capítulos 6 e 7).

2.3.1 - Classificação dos Topos:

Esta análise foi baseada na delimitação de faixas altimétricas selecionadas a partir de depósitos de superfície (obtidos em pesquisa bibliográfica especificamente em PENALVA, 1971; QUEIROZ NETO, 1974; QUEIROZ NETO & CASTRO, 1974; MODENESI, 1974; FÚLFARO & SUGUIO, 1974; SOARES & LANDIM, 1975; FÚLFARO *et al*, 1985; BISTRICHI, (2000)); e suas formas de relevo, com base nas cartas topográficas Campinas, Guaratinguetá, São Paulo e Santos, em escalas de 1:250. 000, onde foram adotadas as seguintes classes altimétricas, (com base no IPT, 1981):

CLASSES ALTIMÉTRICAS	CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS
600 metros	Superfícies situadas nos arredores de Itu caracterizadas por superfícies planas associadas aos vales do rio Tiête e vales associados às falhas de Campinas e Jundiuvira onde depositam sedimentos terciários. Borda da Bacia do Paraná.
600 – 900 metros	Vales dos principais rios, onde ainda estão preservadas as maiores dos depósitos terciários correlativos as superfícies estudadas. Morros e morrotes com a presença de <i>Boulders</i> , indicativos de exumação lenta desta área.
900 – 1400 metros	Principais superfícies, por vezes niveladas com presença de depósitos eluviais e de lateritas, sugerindo depósitos associados a um soerguimento lento e possivelmente cíclico e a uma denudação lenta e constante.
1400 – 1800m	Superfícies com solos litólicos em sua maioria nivelada, mas também originando áreas com comprimento de onda do relevo muito curta o que indicaria soerguimento rápido.

Tabela 1: Classes altimétricas utilizadas

Esta análise diferencia da hipsométrica, pois não foram consideradas todas as classes altimétricas, somente aquelas relacionadas com grandes superfícies aplainadas por degradação (no topo) e aggradação (na base), ou seja, somente aquelas factíveis de uma explicação do relevo e seus depósitos correlativos.

A extração das curvas de nível foi efetuada com papel *Tercron*[®] sobre cartas topográficas do IBGE, com o auxílio da Doutoranda Marli Carina Siqueira Ribeiro na mapoteca do Departamento de Petrologia e Metalogenia do IGCE/UNESP. O resultado final em conjunto com as histórias térmicas e idades estão representados no Mapa Termomorfológico (No anexo um).

2.3.2 - Análise das unidades sedimentares:

Com o intuito de reconhecer os depósitos correlativos às superfícies erosivas foram reconhecidos diversos depósitos segundo metodologia aloestratigráfica, com algumas

simplificações. Os critérios de reconhecimento foram baseados em metodologias de reconhecimento e classificação de unidades sedimentares propostas por BIGARELLA & MOUSINHO, (1965); FRYE & WILLMAN, (1962) e na aloestratigrafia largamente utilizada por MELLO, (1997), onde foram reconhecidas unidades sedimentares neocenoicas; procurando enfatizar a sua litologia e reconhecer as discordâncias tanto erosivas, como estruturais.

As feições interpretadas através dos mapeamentos em cartas topográficas 1:50 000 foram submetidas a reconhecimentos de campo, em afloramentos expostos. O levantamento litoestratigráfico foi realizado somente após a escolha das localidades ao longo de estradas e de alguns vales fluviais mais acessíveis. A técnica utilizada para os levantamentos estratigráficos, litológicos e estruturais consistiu na definição dos diversos afloramentos com o auxílio de uma trena para a referência, reconhecimento fotográfico e posterior desenho da seção exposta, como proposto por MCCLAY (1997).

Além dos procedimentos descritos anteriormente buscou – se a identificação dos atributos litológicos (composicionais quando possível) reconhecendo a sua cor, descontinuidades entre camadas e principalmente fraturamento. As estruturas sedimentares foram reconhecidas quando possível. Após a identificação das características encontradas nos sedimentos, estes foram diretamente relacionadas a processos denudacionais e tectônicos geradores e controladores, não realizando nenhuma interpretação estratigráfica ou paleoambiental, por não fazer parte do escopo do presente trabalho, sendo que este tipo de abordagem já foi realizado por autores como PENALVA (1971) e BISTRICHI (2001).

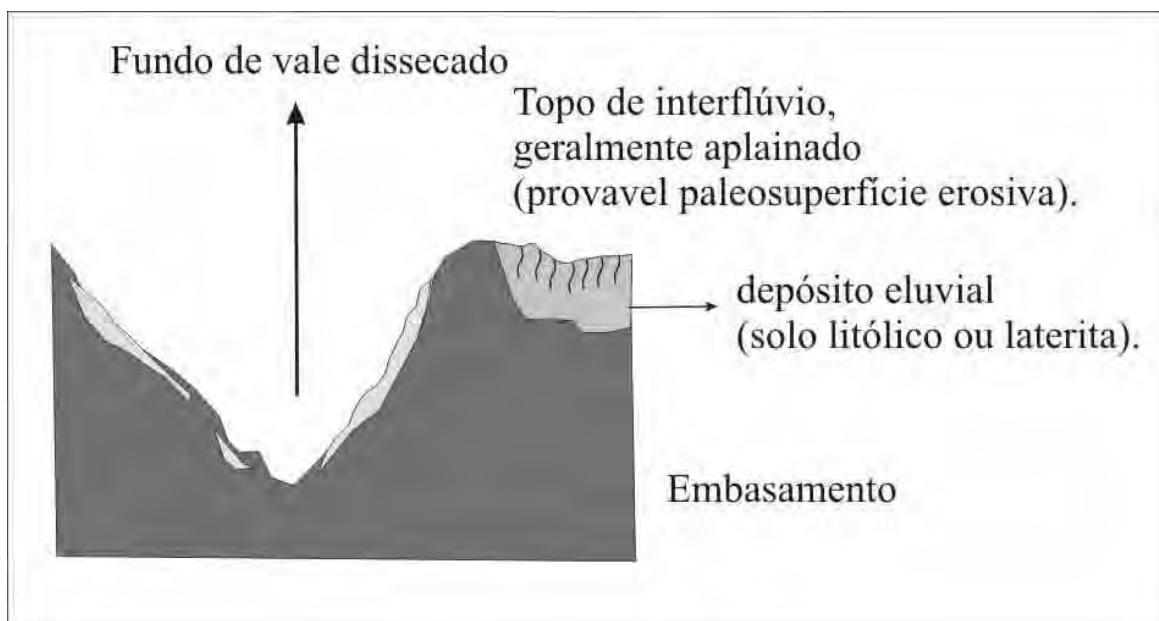


Figura 3: Análise Topomorfológica: reconhecimento do topo (provável superfície erosiva) e dos fundos de vale.

2.4 – MÉTODOS DE ANÁLISE CINEMÁTICA DO CAMPO DE TENSÕES *IN SITU*

2.4.1 – Análise de paleotensão

Introdução:

O trabalho clássico de ANDERSON (1951) foi o primeiro a relacionar geometria de falha e cinemática das direções de tensão. Hoje em dia vários métodos e teorias têm sido propostas para determinar os tensores de tensão tectônicos através da população de falhas ou resultados dos mecanismos focais de terremoto. As maiores destas análises cinemáticas foram denominadas por MARRET & ALLMENDINGER (1990) de métodos dinâmicos. Estes métodos podem ser classificados como, numéricos, gráficos ou mistos de acordo com a forma de cálculo e a sua representação gráfica.

Bons exemplos de métodos que utilizam técnicas numéricas podem ser encontrados em (CAREY & BRUNIER, 1974; RECHES, 1987; CHOI, 1991, 1995; CHOI *et. al* 1996); os modelos que utilizam técnicas gráficas são encontrados em (ARTHAUD, 1969; ANGELIER e MECHLER, 1977; RECHES, 1983; LISLE, 1987; ANGELIER, 1990, 1994) e os modelos que utilizam a associação de técnicas numéricas e gráficas (CHOI, 1991, 1995, 1996; MARRET & ALLMENDINGER, 1990, 1991; CLADOUHOS & ALLMENDINGER, 1993; SALVINI, 1999; REITER & ACS, 2001).

Os resultados de tais métodos consistem na determinação dos principais eixos de tensão σ_1 , σ_2 , σ_3 (sendo $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) e a tensão diferencial, $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$, utilizando o rumo do plano de falha, a atitude da estria e o seu sentido de movimento (destal, sinistral, normal e inversa), além de um bom reconhecimento da distribuição da falha e suas juntas e fraturamentos associados, como proposto por ANGELIER (1994).

Utilizando estes parâmetros foram utilizados certos critérios de reconhecimento estrutural em campo, para evitar medidas errôneas, devido a grande complexidade causada por sucessivas reativações de falhas que, modificam e rotacionam os indicadores cinemáticos. Para isto foi necessário estabelecer uma ordem cronológica dos eventos, através do reconhecimento da litologia afetada pela falha, o tipo de falhamento, indicadores cinemáticos e idades relativas (estratigráficas) e as obtidas de amostras datadas por traços de fissão.

Para o reconhecimento das estrias foram utilizadas as metodologias baseadas em PETIT (1987), ALLMENDINGER (1999) e MARRET & ALLMENDINGER (1991), estas foram reconhecidas a partir de fraturas e juntas associadas ao falhamento e microfraturas

formando o padrão de Riedel, como mostra na (Figura 4a, b); por “relevos” deixados pelo deslocamento da falha (Figura 4c) ou por fibras minerais (Figura 4d), sempre utilizando os critérios de MEANS (1987) e PETIT (1987). Os elementos estruturais reconhecidos em campo foram tratados através de técnicas de análise cinemática de paleotensões, com os programas *FAULTKINWIN 1. 1*, (ALLMENDINGER, 2001) que utiliza o método P/T (pressão e tensão) que consiste em uma variação do método de ANGELIER & MECHLER (1977) e tem o objetivo principal de caracterizar os regimes de esforços vigentes na geração das respectivas feições, este método possui a característica de fazer sua representação em áreas de probabilidade de conter o tensor de máxima compressão (σ_1) ou de extensão máxima (σ_3), representando assim em termos de probabilidade.

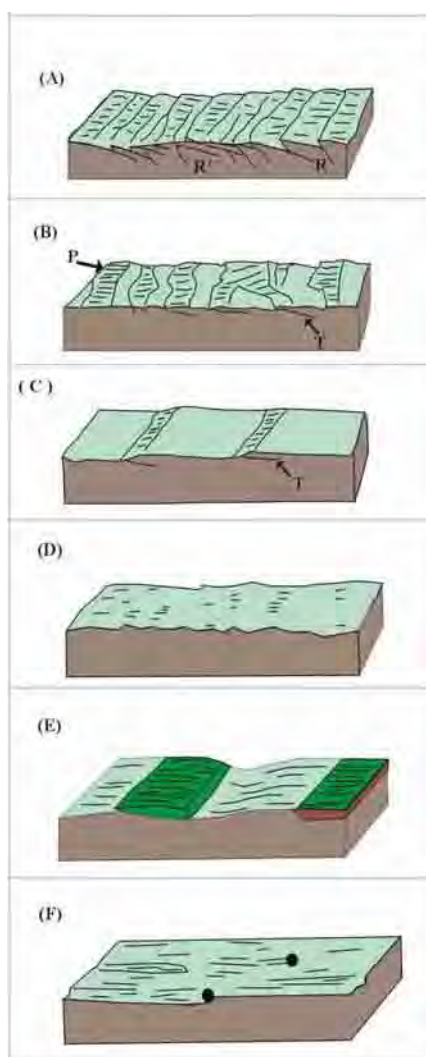


Figura 4: Feições de reconhecimento do sentido do movimento de uma falha; **a)** Fraturas de Riedel; **b)** Fraturas de tensão paralelas às estrias; **c)** Ressaltos deixados pelo movimento da falha formando as estrias; **d)** Fibras minerais formando as estrias e mostrando o sentido do movimento; **f)** minerais mais resistentes mostrando o sentido do movimento (Modificado de PETIT, 1987).

O método diedros retos consiste em uma versão gráfica da metodologia de ANGELIER & MECHLER (1977) com correções de ordem mecânica e estatística propostas por ANGELIER (1994). Este método utiliza um plano auxiliar, perpendicular ao plano de falha e que contém a estria Plano de movimento de ARTHAUD (1969). O diedro contém os eixos de compressão (P) e o de extensão (T), situados a 60° e 30° das estrias, respectivamente. Estes valores correspondem a um valor teórico aproximado do ângulo de atrito interno da rocha igual a 30° ($2\phi = 60^\circ$). O pólo de este plano auxiliar corresponde ao eixo intermediário (I). Ao se tratar uma população de falhas, considera-se que o máximo estatístico dos eixos P/T deve corresponder, respectivamente, a σ_1 e σ_3 estando σ_2 a 90° dos outros eixos (Figura 5).

Os resultados são impressos em diagramas Schimidt - Lambert, na semi-esfera inferior, onde são mostrados os tensores de maior compressão σ_1 ou P, e os tensores menor compressão ou de extensão σ_3 ou T. O tensor médio σ_2 está a 90° dos outros dois.

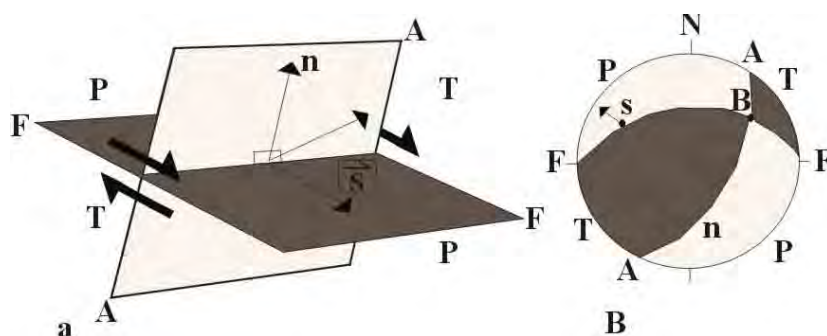


Figura 5: Esquema dos diedros retos de compressão e extensão em uma região afetada por falha (Legenda: PF = plano de falha, S = estrias, m = mergulho real da falha, P = plano auxiliar, I = pólo do plano auxiliar)

2.4.2 - Metodologia de reconhecimento de paleotensores através de juntas:

Em todo bloco rochoso ocorre a formação de juntas, formadas como uma consequência da deformação dútil na crosta terrestre ENGELDER (1987); ou esfriamento POLLARD & AYDIN (1988), elas são indicadoras do campo de tensões vigentes durante a época de sua formação, e podem ser utilizadas para inferir a orientação do campo de tensões

regional ao longo de sua evolução temporal e espacial ENGELDER & GEISER (1980). Sabe-se que elas são controladas pelo campo de tensões atuante durante sua formação, como discutido para juntas ortogonais em BAI & GROSS (1999); famílias de juntas DYER (1988); OLSON & POLLARD (1989), microjuntas e microfalhas HANCOCK & ENGELDER (1989).

Para a análise das famílias de juntas deve – se ter muito cuidado, pois diferenças em seu espaçamento mudam a orientação do campo de tensões em 90°, como foi discutido por BAI & POLLARD (2000); BAI *et al.*, (2000, 2002); portanto um grande número de juntas e a análise detalhada de sua distribuição se fazem necessário para encontrar o campo de paleotensões.

Neste trabalho foi utilizado o termo “juntas” para toda fratura em que não foi reconhecido um movimento entre as suas paredes, como foi proposto por FRIEDMAN (1975). Também foram considerados diversos critérios cronológicos, propostos por DYER (1988); BERGERAT *et al.*, (1992); BAI *et al.*, (2002) em que:

- a) Relação geométrica entre conjuntos de juntas: consiste em estudar as relações “X” ou “T” entre juntas, sendo que os tensores de compressão e extensão estão no ângulo agudo e obtuso destes padrões de juntas (Figura 6a);
- b) Rugosidade e dispersão de azimutes: comumente, ao longo de duas ou mais conjuntos de juntas, o plano da mais antiga apresenta superfícies lisas e a mais jovem mostra superfície rugosa (Figura 6b, BARTON, 1984 *apud* BERGERAT *et al.*, (1992));
- c) Relações geométricas com monoclinais: a análise das relações angulares entre as juntas e o estrato pode determinar a idade de diferentes conjuntos de juntas, relativamente a diferentes estágios de flexuração;
- d) Correlação entre juntas e falhas: três tipos de cronologia podem ser estabelecidos: (1) a reativação de uma família ou *trend* de juntas em falhas durante um evento tectônico tardio (juntas neoformadas) (Figura 6c), (2) uma geometria similar entre um conjunto de juntas cisalhantes híbridas e um conjunto de falhas (Figura 7), (3) a correlação entre *trends* de juntas de extensão e eixos de paleotensão calculados pela análise de deslocamento de falhas em uma área;
- e) Critério estratigráfico: um sistema de juntas que afeta uma camada estratigráfica, e nunca é encontrada a uma camada acima dela (em rochas similares);
- f) As juntas ortogonais rotacionam o campo de tensões em 90°;

- g) Análise fractográfica: as feições da superfície das juntas, como fraturas *en echelon* e estruturas plumosas são indicadores cinemáticos paralelos ao eixo de maior compressão σ_1 (Figura 8).

Com isto foram coletadas cerca de 4000 juntas, nos quais foram utilizados 12 afloramentos modelo, onde as juntas foram classificadas e definidas a direção de paleotensão. As juntas encontradas estão sumarizadas na tabela – 2.

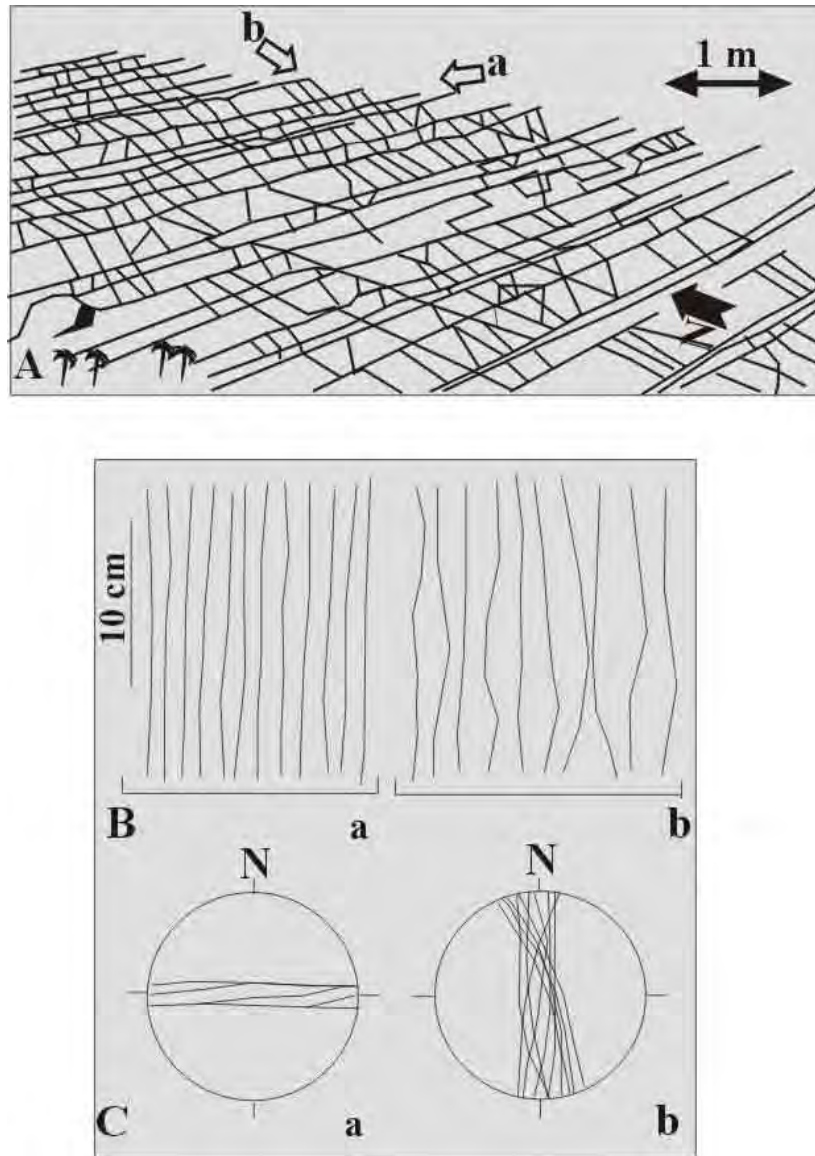


Figura 6: Exemplos de cronologia relativa entre dois sets de juntas; a) Juntas do conjunto b, cortam juntas do conjunto a. b) perfil horizontal de rugosidade dos conjuntos a (mais antigas)

e b (mais jovens – mais rugosas); c) Exemplo de juntas de extensão reativadas como falhas transcorrentes, durante um evento tectônico tardio (Modificado de BERGERAT *et al.*, 1992).

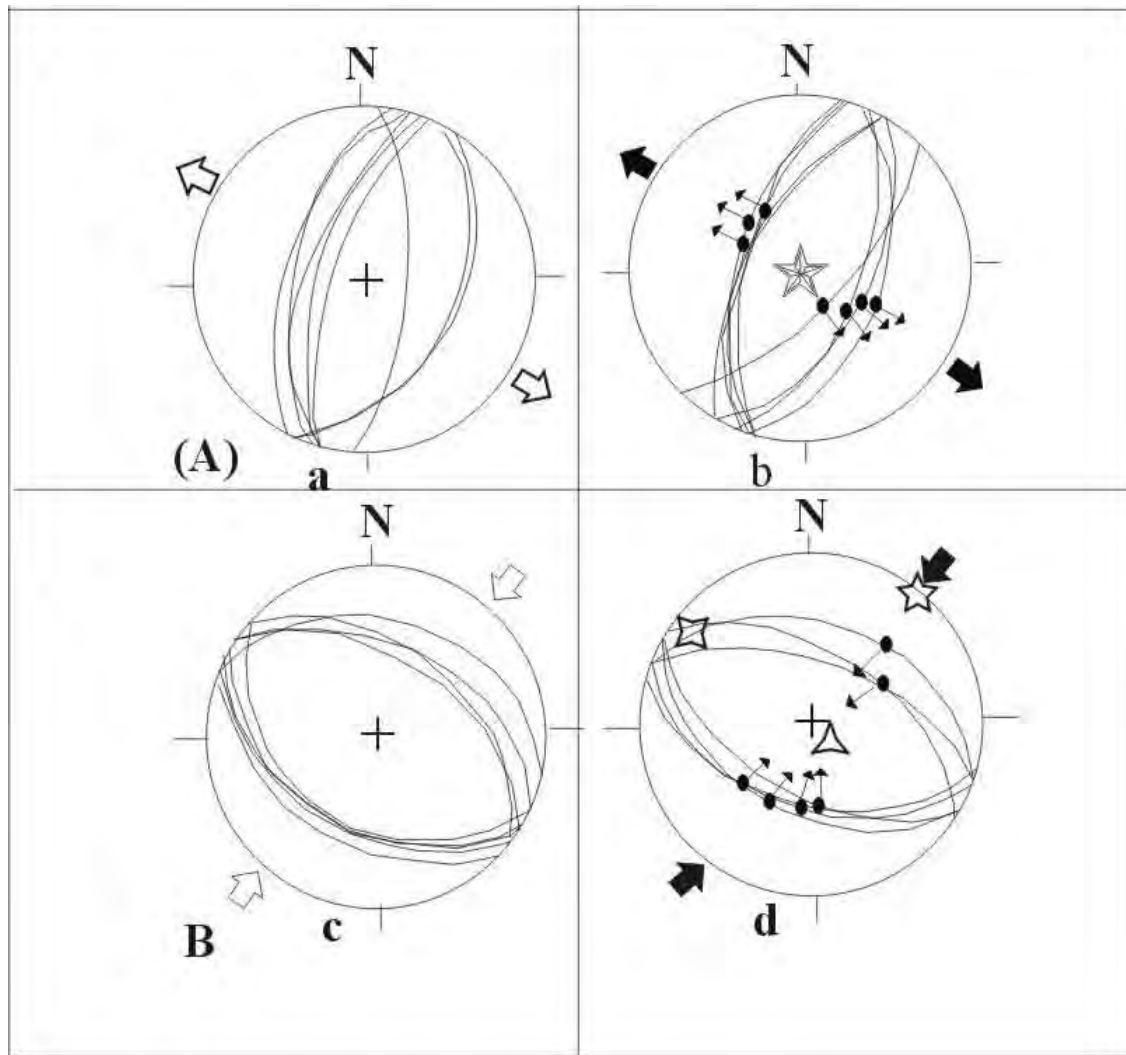


Figura 7: Exemplo da comparação entre geometria de juntas e sistemas de falhas, (A) (a) sistemas de juntas de movimento normal, (A) b) = Sistema de falhas conjugadas, (San Raphael – UTAH)

B – a) = sistema de juntas com movimento cisalhante, (b) = sistemas de falhas reversas (Colorado);

Setas em branco indicam áreas prováveis de conter os tensores de tração (σ_3) e compressão (σ_1); setas em áreas pretas calculadas de tração (σ_3) e compressão (σ_1), estrela indica tensor de compressão vertical (σ_1), triângulo amarelo indica tensor de tração vertical (σ_3) (Modificado de BERGERAT *et al.*, 1992).

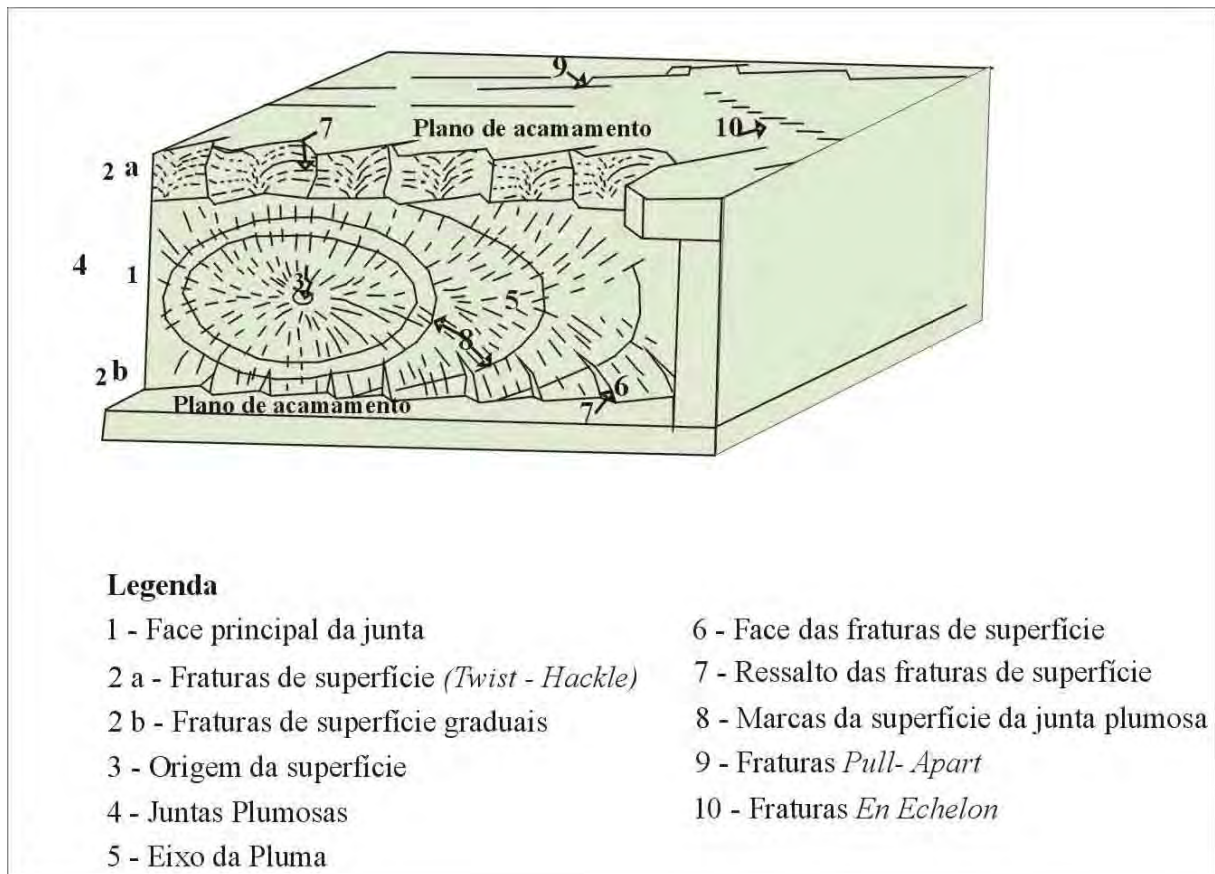


Figura 8: Bloco diagrama ilustrando os diferentes tipos de estruturas de superfície de juntas (modificado de AMMEN, 1995)

2.4.6 - QUANTIFICAÇÃO E DATAÇÃO DO MATERIAL DE FALHA

Índice de Rugosidade dos clastos em rochas cataclásticas e pseudotaquilitos

O índice de rugosidade (Rd) dos clastos contidos em rochas de falha, é indicativo da origem friccional por cataclase intensa (*Crushing*) ou por fusão friccional (*Melting*) (LIN, 1999).

Princípio do método

A forma das partículas sólidas ou clastos é utilizada como indicador do processo de transporte em sedimentologia (WADELL, 1932) e no processo de deformação em rochas de falha (LIN, 1991 *apud* LIN, 1999). Para avaliar quantitativamente a forma dos clastos, foram medidas as rugosidades dos clastos. Rugosidade (Rd) é definida por WADELL (1932) em um plano (Figura 9) como:

$$Rd = \Sigma(r_i/R)/n \quad (1)$$

Onde:

r_i = é o raio do círculo inscrito da curvatura do ressalto;

R = é o raio máximo inscrito no plano de medida;

n = é o número de ressaltos em cada plano do clasto.

Pode – se também analisar o índice de rugosidade pela análise visual (Figura 10), mas o erro é maior. O valor máximo da rugosidade é 1.5, resultados >0.45 são consideradas rochas originadas por fusão friccional, resultados < 0.45 são consideradas rochas originadas por cataclase intensa.

As medidas de rugosidade foram conduzidas sobre microfotografias das amostras utilizando a equação 1, em aproximadamente 16 – 20 clastos por amostra e também utilizando a análise visual da Figura 10. Os resultados estão representados no Anexo – 2 (parte 3) sob a forma de histogramas.

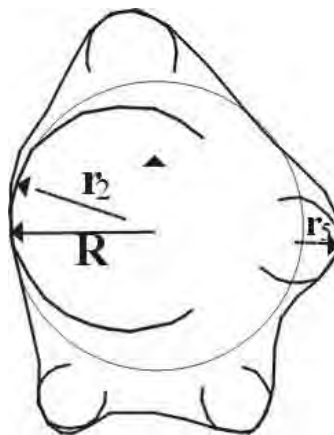


Figura 9: Detalhe mostrando um clasto (em plano) e os parâmetros de cálculo da rugosidade.

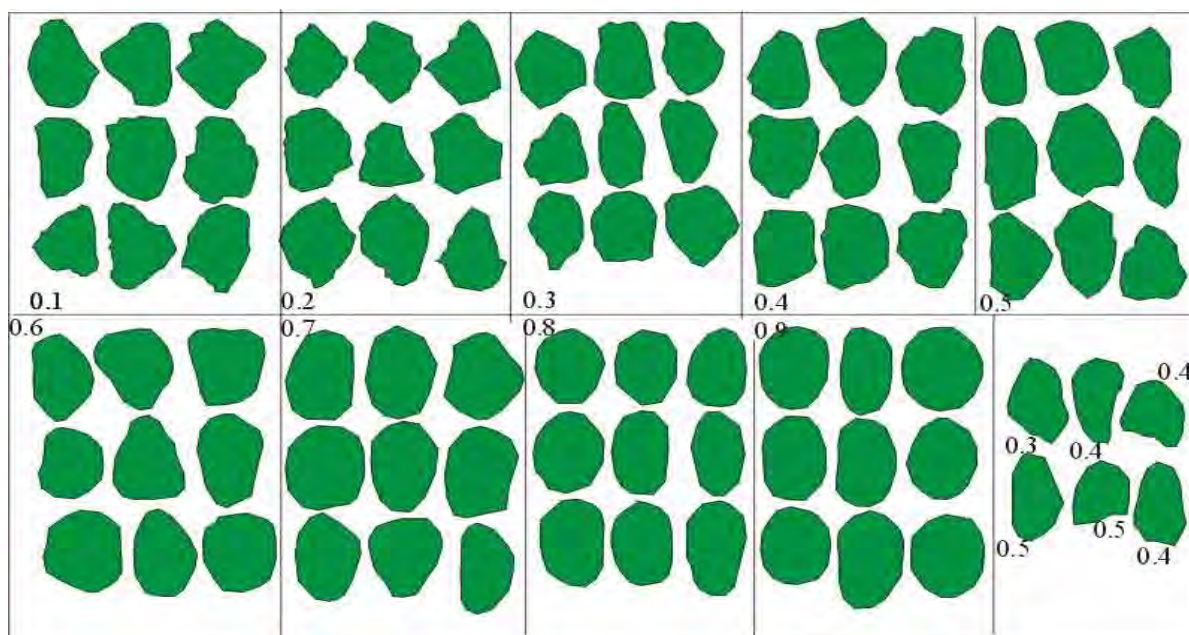


Figura 10: Índice de rugosidade para diferentes formas de clastos para análise visual, utilizado para rochas sedimentares WADELL (1932) e adaptado por LIN (1999).

2.4.7 - DATAÇÃO DE PSEUDOTAQUILITO PELO MÉTODO TERMOCRONOLÓGICO $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Com o intuito de obter a evolução termal da evolução do pseudotaquilito, foram datadas amostras de rochas cataclásticas contendo pseudotaquilitos (Figura 11). O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ possui temperatura de fechamento em torno de 300°C e a metodologia dos traços de fissão possui temperatura de apagamento (*annealing*) em torno de 120°C, além de que as suas histórias térmicas possuem registros entre 120°C e 60°C. Portanto a comparação entre as duas metodologias indicaria a evolução do resfriamento dos pseudotaquilitos. Sendo assim, uma amostra de material de falha constituída por 98% de pseudotaquilito foi analisada no Laboratório de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ do Massachusetts Institute of Technology - MIT/USA.

As amostras de pseudotaquilitos foram obtidas por RIBEIRO, (1996) e comparadas com os resultados do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Tratamento da amostra

As amostras foram coletadas em zonas cataclásticas contendo pseudotaquilitos (Figura 11). O pseudotaquilito foi separado e enviado ao Laboratório de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Massachusetts Institute of Technology - MIT/USA, onde foi moída em uma granulação fina, para determinar a sua mineralogia e se não há presença de alteração e nem minerais secundários que podem

comprometer a amostra. Posteriormente foi separado até o tamanho de -80 a $+200$ Mesh. Uma grama desta fração foi lavada em 20% de ácido nítrico e em 5% de ácido hidrofúorídrico (para remover alterações e minerais secundários encontrados). As análises $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foram feitas em duas amostras utilizando técnicas padrão com análises feitas em grãos isolados de 0.5 a 1 milímetro através do bombardeio de raios laser. A representação foi feita através de diagramas isocrônicos com erros calculados utilizando 2σ , a interpretação dos resultados está no capítulo 6.

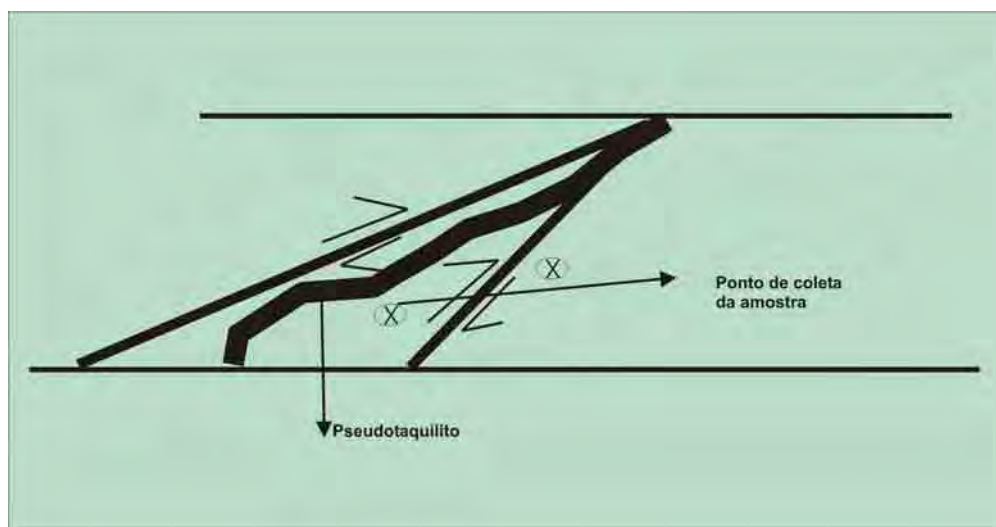
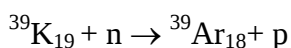


Figura 11: Esquema mostrando área de coleta de amostras do pseudotaquítilo na região de Bragança Paulista – SP (Fernão Dias, lado direito da pista, sentido Belo Horizonte).

A metodologia analítica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ é bastante semelhante a do K/Ar convencional. A principal diferença reside em não se ter a necessidade de se obter medidas de K na amostra em estudo. As determinações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ são efetuadas dosando-se o ^{40}Ar radiogênico resultante da desintegração do ^{40}K ao longo da vida da amostra e o ^{39}Ar produzido artificialmente a partir do ^{39}K por irradiação em um reator nuclear com nêutrons rápidos. A reação nuclear (n, p) resultante pode ser expressa conforme:



Ou mais simplesmente: $^{39}\text{K}_{19} (n, p) ^{39}\text{Ar}_{18}$

O ^{39}Ar é instável e decai para ^{39}K através de uma emissão β^- , porém com uma meia vida de 265 anos, suficiente longa para não requerer nenhuma correção devido ao decaimento

radioativo. A quantidade de ^{39}Ar pode ser determinada através da contagem das partículas β^- desintegradas com o auxílio de um espectrômetro β , ou pela razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (MERRIUE 1965 *apud* KAWASHITA & TORQUATO, 1993) através de um espectrômetro de fonte gasosa. No reator ao bombardeamos a amostra com nêutrons, são formados outros isótopos (^{39}K e ^{42}Ca) por isto deve-se realizar correções para descontar estes isótopos.

A quantidade de ^{39}Ar derivada do ^{39}K ($^{39}\text{Ar}_\text{K}$), formada durante a irradiação de uma amostra, pode ser calculada através da equação:

$$^{39}\text{Ar} = ^{39}\text{K} \Delta T \int \varphi(\varepsilon) \sigma(\varepsilon) d\varepsilon \quad (1)$$

Onde:

^{39}Ar = número de átomos de ^{39}Ar formados durante a irradiação;

^{39}K = número inicial de átomos de ^{39}K na amostra;

ΔT = tempo de irradiação;

$\varphi(\varepsilon)$ = fluxo de nêutrons rápidos com energia E;

$\sigma(\varepsilon)$ = seção de choque para energia E (probabilidade de um átomo de ^{39}K absorver nêutrons de energia E).

A integração é efetuada em todo o espectro de energia dos nêutrons incidentes.

A irradiação não afeta o teor de ^{40}Ar (radiogênico) já existente, assim, a quantidade de átomos dessa espécie que existe na amostra devido ao decaimento natural do ^{40}K , durante o período de tempo que se passou desde o evento a datar e hoje é:

$$^{40}\text{Ar} = \frac{\lambda_e}{\lambda} ^{40}\text{K} (e^{\lambda f} - 1) \quad (2)$$

Onde λ_e é a constante de decaimento do ^{40}K por captura eletrônica e λ é a constante total de desintegração do ^{40}K .

Combinando as duas equações anteriores, a razão $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ é dada por:

$$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} = \frac{\lambda_e}{\lambda} \frac{^{40}\text{K}}{^{39}\text{K}} \frac{1}{\Delta T} \frac{e^{\lambda f} - 1}{\int \varphi(\varepsilon) \sigma(\varepsilon) d\varepsilon} \quad (3)$$

Porém esta é uma equação impossível de ser calculada com precisão devido a falta do conhecimento exato dos parâmetros contidos na integração, ou seja, sessão de choque e espectro de energia dos nêutrons incidentes. Mas se definirmos um novo parâmetro (J) igual a:

$$J = \frac{\lambda}{\lambda_e} \frac{{}^{39}\text{K}}{{}^{40}\text{K}} \Delta T \int \varphi(\varepsilon) \sigma(\varepsilon) d\varepsilon \quad (4)$$

e se o substituirmos na equação anterior, passamos a ter:

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} = \frac{e^{\lambda f} - 1}{J} \quad (5) \quad \text{Logo: } J = \frac{e^{\lambda f} - 1}{{}^{40}\text{Ar} / {}^{39}\text{Ar}} \quad (6)$$

Assim se tivermos uma amostra padrão (monitor) de idade bem conhecida, o valor de J é facilmente determinado. Normalmente são colocadas várias amostras monitoras dentro do recipiente a ser irradiado, pelo fato do parâmetro J ser função do espectro de energia do fluxo de nêutrons o qual não é uniforme. Conhecendo – se a variação do parâmetro J dentro do recipiente, o valor de cada amostra pode ser calculado. As idades das amostras são então calculadas a partir de:

$$T = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + J \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right) \right]$$

2.5 - ANÁLISE DE TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITAS (ATFA)

Para a determinação da idade da tectônica responsável pelos falhamentos encontrados, ou a sua reativação pela atuação de soerguimentos de origem tectônica e finalmente por episódios de denudação que obliteraram falhamentos, foram realizadas datações e análises de histórias térmicas de várias amostras da região em estudo através da ATFA.

A metodologia utilizada aqui se baseia nos trabalhos de FLEISCHER *et. al.*, (1975) e modificada por HADLER (1995), TELLO (1994, 1998, 2000) e IUNES (1999).

2.5.1 - FUNDAMENTOS TEÓRICOS DO MÉTODO

O método de datação por traços de fissão se baseia na análise de defeitos ou “traços” causados pela fissão espontânea do ^{238}U (Figura 12), o isótopo mais abundante do urânio natural, que tem meia vida de fissão espontânea de $8,2 \times 10^{15}$ anos. Quando este evento ocorre, os fragmentos de fissão, partículas pesadas altamente carregadas, se afastam em direções opostas, liberando ≈ 170 Mev de energia dentro da estrutura do mineral, ionizando e deslocando os átomos que se encontram nas vizinhanças de suas trajetórias. Os átomos ionizados se afastam devido à repulsão coulombiana, dando origem a uma zona desarranjada denominada **traço latente**. Se o mineral é atacado quimicamente, o traço latente é amplificado de modo que pode ser analisado ao microscópio óptico.

Estudos efetuados na década de 60 demonstraram que uma característica importante dos traços de fissão é a sua sensibilidade a tratamentos térmicos (BIGAZZI, 1967; WAGNER, 1968), ou seja, o traço latente que resulta da fissão espontânea é um fenômeno reversível. A partir de tratamentos térmicos de uma certa intensidade, a rede cristalina dos minerais pode se reorganizar na região do traço latente, o que pode levar ao “apagamento” (ou *annealing*) total do mesmo. Se a temperatura não for tão intensa esse apagamento pode dar-se apenas parcialmente.

Os traços latentes (Figura 12) são produzidos a uma taxa constante no mineral durante sua história geológica. No caso da apatita, eles são totalmente apagados quando a rocha hospedeira deste mineral sofreu temperaturas maiores do que 120°C , que é o limite superior da chamada zona de *annealing* parcial da apatita.

Esta temperatura só aparece na isoterma de aproximadamente 3 km de profundidade (HAMZA *et al.*, 1989). Com base nisto, as datações obtidas pela análise de traços de fissão em apatitas (ATFA), indicam a passagem da rocha por esta isoterma.

Cálculo da Idade

Para o cálculo da idade pelo método dos traços de fissão (MTF), utiliza-se o método das populações, onde cada amostra é dividida em duas partes. Uma contém informação sobre a idade do mineral, através dos traços de fissão espontânea do ^{238}U (os traços “fósseis”) e a outra, após um aquecimento conveniente onde todos os traços fósseis são apagados, é irradiada com nêutrons térmicos num reator nuclear, induzindo-se assim, em princípio, fissões do ^{235}U . A determinação da idade através da razão entre a equação dos traços fósseis e a dos

induzidos evita as medidas de parâmetros trabalhosos como a quantidade de urânio contida no mineral e o fator de eficiência deste procedimento. Este método de datação foi proposto por FLEISCHER, PRICE & WALKER no início dos anos 60 (FLEISCHER, PRICE & WALKER, 1975). A idade do mineral (T) pode ser obtida após as duas partes do mineral terem sido tratadas adequadamente (montadas sobre resina, polidas e atacadas quimicamente, no caso da apatita, coletada em grãos) e observadas ao microscópio óptico para a contagem das densidades superficiais de traços fósseis e induzidos, ρ_s e ρ_i , respectivamente:

$$T = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{\lambda \sigma_0 \phi_0}{\lambda_f \eta} \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right) \right] \quad (1)$$

Onde,

λ é a constante de decaimento total do ^{238}U

σ_0 é a seção de choque do ^{235}U para fissão por nêutrons térmicos

λ_f é a constante de decaimento por fissão espontânea do ^{238}U

ϕ_0 é a fluência de nêutrons térmicos

η é a razão entre a concentração isotópica do ^{235}U e a do ^{238}U

Desde o início da década passada a utilização da calibração Zeta foi aconselhada para a dosimetria de nêutrons em quase todos os procedimentos adotados dentro do MTF (HURFORD, 1990). Uma exceção era a datação de apatitas com o método das populações. Por outro lado, no final da mesma década, o próprio HURFORD (1998) deixava claro achar oportuno que problemas metodológicos do MTF voltassem a ser discutido. Por outro lado, IUNES (1999) mostrou que a apatita de Durango, um dos padrões de idade utilizado dentro do MTF, apresenta uma razão Th/U de aproximadamente 30, o que significa que há cerca de 11% de fissões espúrias, induzidas pelo ^{232}Th , numa posição de irradiação que pode ser considerada boa, ou seja, com razão cádmio para ouro igual a 6. Assim, para levar em conta também o conteúdo de Th dos minerais e o fato de que posições de irradiação nem sempre têm contribuição desprezível de nêutrons epitérmicos, um procedimento abrangente que pode ser adotado refere-se a uma dosimetria de nêutrons absoluta, baseada na utilização de filmes finos de urânio e tório naturais (IUNES, 1999; BIGAZZI *et al.*, 1999; BIGAZZI *et al.*, 2000), levando a uma modificação da Equação 1:

$$T = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{(\rho_S / \rho_I)}{(\varepsilon^{238} / \varepsilon_I)} \left(\frac{\lambda}{\lambda_F} \right) \left(\frac{R_M}{C_{238}} \right) \right] \quad (2)$$

Onde,

C_{238} é a concentração isotópica do U-238

$\lambda_F = (8.35 \pm 0.24) \times 10^{-17}$ é valor compatível com esta dosimetria (Guedes *et al.*, 2000).

ε (ε^{238}) é um fator de eficiência que representa a razão entre o número de traços de fissão induzida (espontânea), observados por unidade de superfície, e o número de fissões induzidas (espontâneas), ocorridas dentro do mineral, por unidade de volume.

R_M é a probabilidade total, por átomo alvo de U, de indução de fissão durante a irradiação com nêutrons.

E também temos que:

$$R_M = R_U + \left(\frac{N_{Th}}{N_U} \right) R_{Th} \quad (3)$$

Onde,

$R_{U(Th)}$ é a probabilidade, por átomo alvo, de indução de fissão em U e Th durante a irradiação com nêutrons, respectivamente.

$N_{U(Th)}$ é a quantidade, por unidade de volume, de urânio e tório no mineral, respectivamente.

$R_{U(Th)}$ pode ser medido, acoplando-se filmes finos de U (Th) ao mineral durante as irradiações. R_U pode também ser medido, alternativamente, através de vidros carregados com urânio (CN 1; CN 2; CN 5 da Corning e IRMM-540, Universidade de Gent, Bélgica) que tenham sido previamente calibrados contra filmes finos de urânio ou contra dosímetros de folhas, como Au.

Havendo informação segura, i.e., medidas diretas e/ou inferência geológica, de que a razão Th/U das amostras de apatita é baixa (menor que 3), pode-se desprezar o segundo termo do lado direito da Equação 3, se a razão cádmio para ouro da posição de irradiação estiver entre 3,5 e 6. Nesse caso, então, torna-se desnecessário o uso de filmes de tório.

A idade obtida através da Equação 2 é a idade aparente do mineral (T_{ap}), se o fator $\varepsilon^{238}/\varepsilon$ da Equação 2 é tomado como 1, o que significa que os traços fósseis não sofreram *annealing*. No caso da idade corrigida (T_{corr}), $\varepsilon^{238}/\varepsilon$ é calculado através de uma curva de correção. Neste trabalho, emprega-se o método da correção por tamanho (STORZER &

WAGNER, 1969), que é baseada em medidas dos comprimentos dos traços. Este método consiste na comparação do tamanho médio dos traços de fissão fósseis com o tamanho médio dos traços induzidos. Do grau de redução do tamanho dos traços, a densidade superficial original pode ser obtida usando-se a correlação experimentalmente estabelecida entre redução de densidade superficial e redução do tamanho devido ao *annealing*. Tais curvas são denominadas curvas de correção pelo tamanho (TELLO, 1998). Desta forma, as idades obtidas (idades corrigidas) compensam os efeitos do tempo de permanência do mineral na Zona de Annealing Parcial (ZAP), o que acaba levando a uma idade menor do que a real, que é a idade aparente.

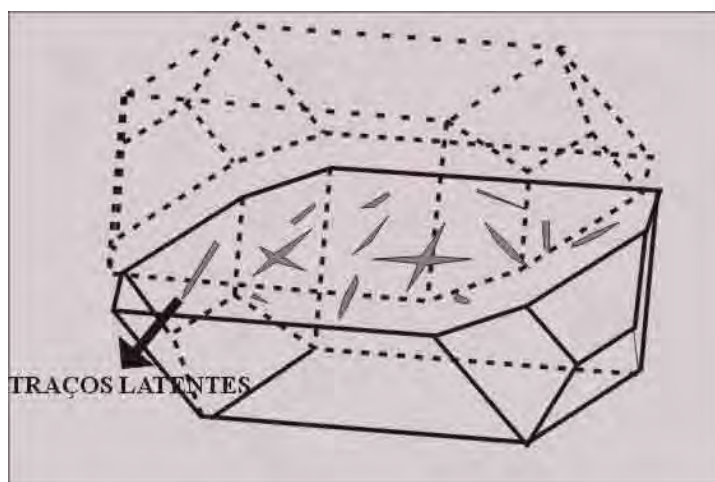


Figura 12: Distribuição dos traços de fissão em um cristal de apatita (Modificado de MIZUSAKI *et al.*, 1994).

2.5.2 - UTILIZAÇÃO DO MÉTODO DOS TRAÇOS DE FISSÃO PARA A RECONSTRUÇÃO DE HISTÓRIAS TÉRMICAS

As histórias térmicas obtidas pela análise dos traços de fissão em apatitas podem ser modeladas através de um modelo que é basicamente empírico e que foi desenvolvido por pesquisadores australianos (GREEN *et al.*, 1986; LASLETT *et al.*, 1987; DUDDY *et al.*, 1988), sendo reformulado com melhores representações gráficas, por LUTZ & OMAR (1991). A metodologia que se utiliza aqui se baseia nestes artigos, contendo, no entanto, algumas modificações realizadas por HADLER *et al.* (1993) e TELLO (1994). Estas modificações foram:

- Utilização de software desenvolvido no Grupo de Cronologia da Unicamp;
- Procedimento de, em geral, não se buscar histórias térmicas de amostras individuais, mas de grupos de amostras que apresentam características geológicas comuns (dados

tectônicos “in situ” (falhas), tipo de rocha hospedeira da apatita, geomorfologia da região em estudo, idade das amostras etc.).

As histórias térmicas foram obtidas usando-se caixas de simulação de Monte Carlo, que são áreas, onde se delimitam a ocorrência aleatória de pontos simulados nas histórias térmicas. Estes pontos são unidos por segmentos de reta e formam curvas dentro de um gráfico tempo versus temperatura. Para construir uma história térmica é um conjunto de semi-retas que unem os pontos sorteados em cada caixa. Somente o ponto escolhido na última caixa é fixo ($t = 0$ e $T = 25^{\circ}\text{C}$), pois ele representa as condições atuais. Esta história térmica gera um valor de idade aparente e um histograma de comprimentos de traços de fissão, os quais são então comparados com os valores experimentais correspondentes. Uma dada história térmica é aceita se ela preenche duas condições: a idade aparente calculada cai dentro do intervalo definido por seu valor experimental mais ou menos 2 desvios sigma e se o histograma de comprimentos calculado e o experimental são compatíveis dentro do teste do χ^2 . Repetindo-se este procedimento entre 500 a 2000 vezes, por amostra, é usual, pelo menos no início do processo, que algumas amostras tenham histórias térmicas aceitas e outras não. A história aceita tem sua importância dada por servir de guia para que na próxima etapa do processo se possam diminuir as áreas das caixas de Monte Carlo ou para nova subdivisão destas caixas. Em geral, uma história térmica comum a um grupo de amostras com características geológicas comuns tem sido obtida na grande maioria dos casos (AMARAL *et al.*, 1995; AMARAL *et al.*, 1997). Embora informações geológicas tenham sido utilizadas nas várias etapas deste processo, é preciso, ainda, se buscar uma interpretação da história obtida, ou seja, estudar se as informações que ela contém possuem significado geológico.

2.5.3 – APLICAÇÃO DA ANÁLISE DE TRAÇOS DE FISSÃO NO ESTUDO DA TECTÔNICA & DENUDAÇÃO

O método de datação por traços de fissão data a passagem dos minerais pelas isothermas de $110 - 120^{\circ}\text{C}$. Para o território brasileiro, esta se localiza em média a 4 Km de profundidade, por isso aplicável para auxiliar na determinação de processos de soerguimento e de denudação. Contudo, alguns cuidados devem ser tomados ao interpretar tais idades, já que os resultados não fornecem a idade dos processos formadores da topografia, e sim do resfriamento que houve com o soerguimento do maciço rochoso. Assim as idades determinadas por traços de fissão representam idades de quando as rochas foram soerguidas.

O que causa o resfriamento é a denudação, a tectônica responsável pelo soerguimento, se houve, será mais antiga (NETTO, 1999).

Pela análise das histórias térmicas é possível quantificar este esfriamento (soerguimento), descobrindo a que temperatura estava à rocha a determinada idade geológica, permitindo assim fazer um mapa de isotemperaturas, esta metodologia pode ser feita em conjunto com as idades, como proposto por RAAB *et al* (2002).

Em alguns casos, como a Serra da Mantiqueira, foi preciso utilizar uma ferramenta adicional com o objetivo de encontrar a reativação de falhas (ver capítulo 6). Esta ferramenta foi utilizada para encontrar o total denudado e correlacionar com o falhamento normal reconhecido na área. A metodologia adotada aqui basea-se nos trabalhos de RAAB *et al*, (2002) que parte da relação entre a temperatura atual, a paleotemperatura e o grau geotérmico atual. A temperatura da superfície foi considerada em 25°C, o grau geotérmico foi considerado o atual (32°C) e a paleotemperatura foi modelada partindo do princípio no qual, se a amostra soerguesse e não tivesse erosão. Portanto em um gráfico de idades com a elevação topográfica atual (Figura 13), as amostras teriam praticamente a mesma idade em altitudes diferentes.

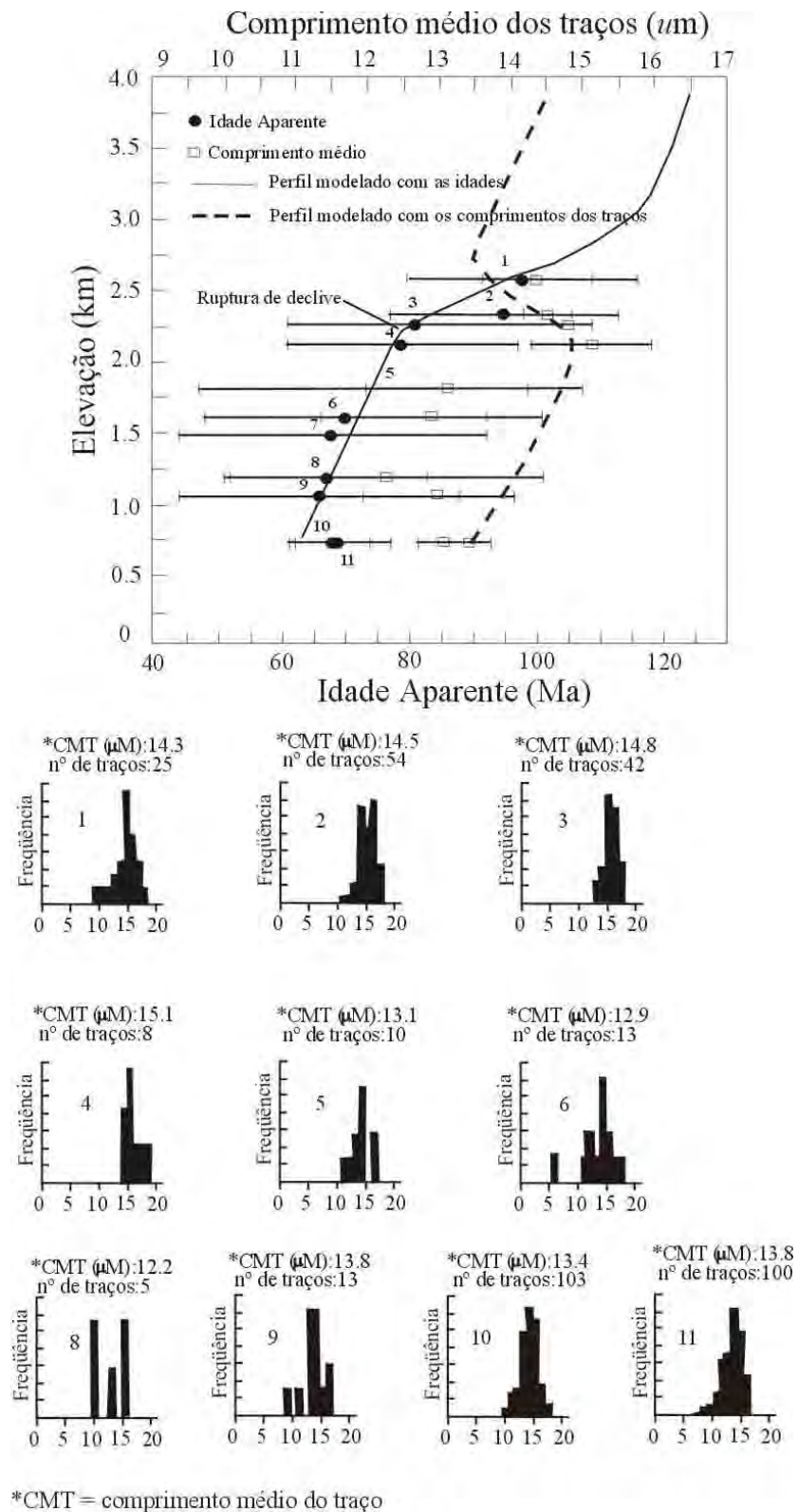


Figura 13: Exemplo de gráfico, idade versus elevação; A inflexão pronunciada à aproximadamente 2100 m (ruptura de declive), marca a quebra a 79 Ma (modificado de RAAB, 2001).

Como podemos observar na figura 13, os pontos acima de 2100m, são amostras que somente sofreram soerguimento, passando rápido pela zona de *annealing* (apagamento) parcial. Observando as histórias térmicas destes pontos a temperatura do começo da passagem pela zona de annealing parcial obtemos a paleotemperatura da amostra, como é mostrado na Figura 14.

Para obter a paleotemperatura das outras amostras, plotamos os resultados da Figura 14, em um gráfico de temperatura versus altitude (Figura 15) e pelo método de regressão linear, obtemos uma reta no qual mostra os resultados obtidos para as outras amostras da região (Figura 15).

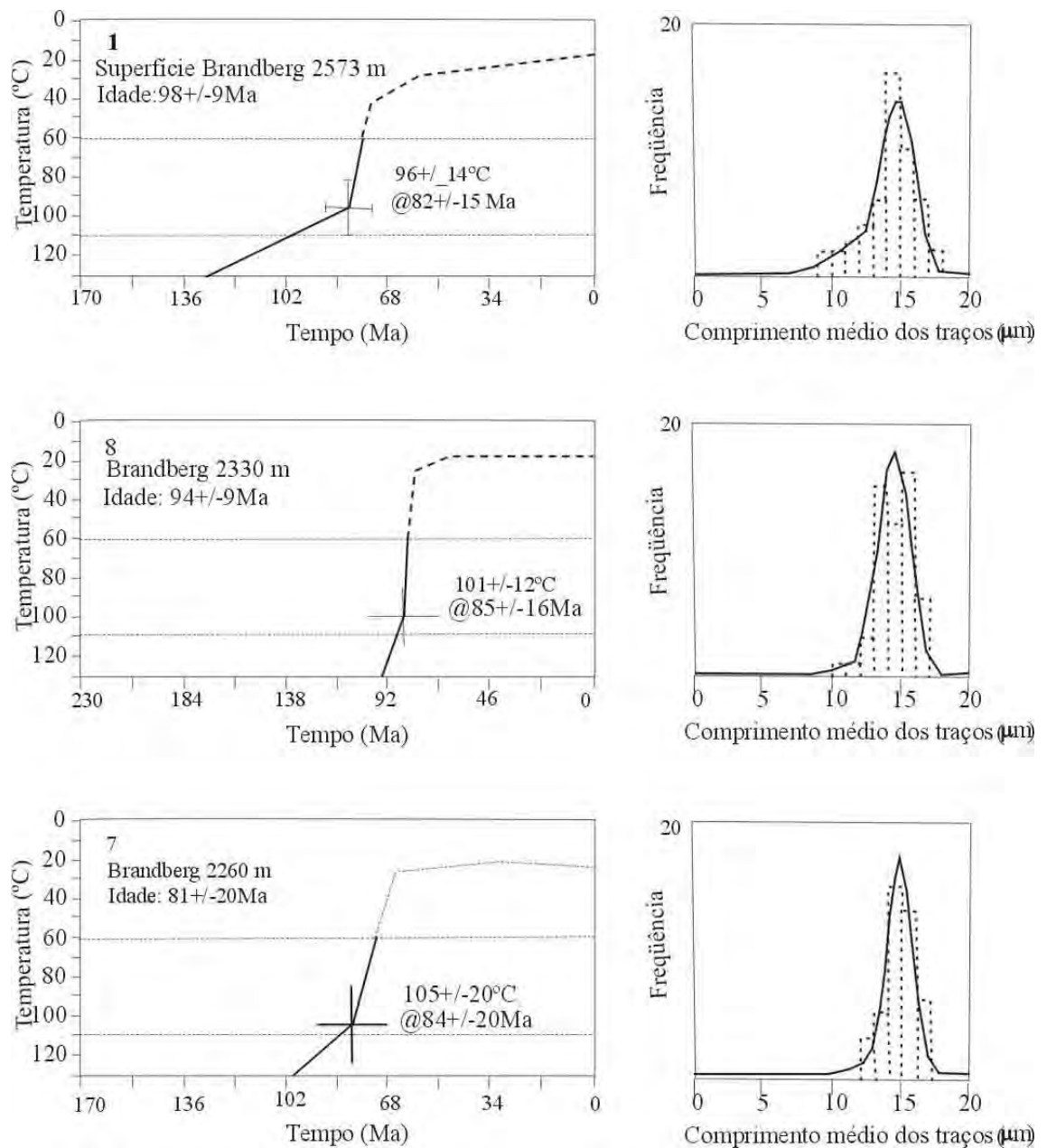


Figura 14: Histórias térmicas derivadas das 3 amostras do topo da figura 23 (modificado de RAAB, 2001).

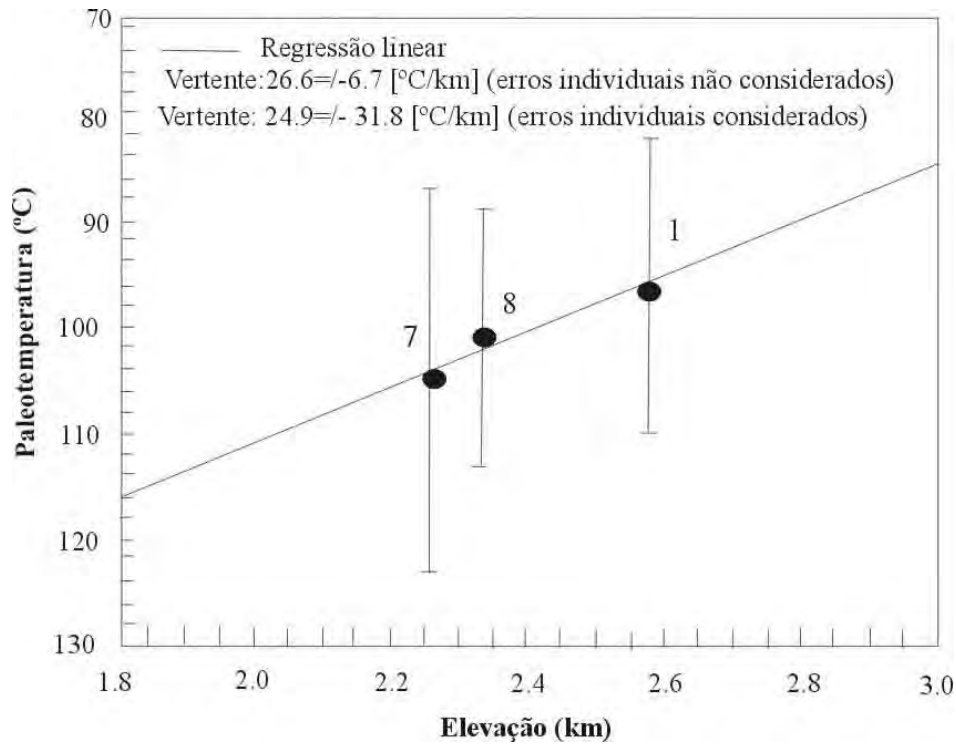


Figura 15: Gradiente paleogeotérmico derivado da modelagem (regressão pelos mínimos quadrados) térmica dos pontos da figura 24 (modificado de RAAB, 2001)

Assim com os dados obtidos para cada amostra podemos encontrar o total denudado, utilizando a equação:

$$D = \left(\frac{T - T_0}{G} \right) \quad (1)$$

Onde:

D = é a seção denudada (Km), T = a paleotemperatura modelada (° C); T_0 = é a temperatura da superfície (°C) e G = o gradiente geotérmico (°C/Km).

Assim podemos obter a seção denudada total de toda a região do trabalho, porém pela fraca distribuição de pontos, foi realizado um perfil que corta toda a área onde é mostrado o total denudado de toda a área.

3.0 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 - INTRODUÇÃO

A área insere-se na Província tectônica Mantiqueira setor central (ALMEIDA, *et al* 1976; CORDANI *et. al.*, 2000) (Figura 16). Esta província é formada por rochas do embasamento de diferentes idades, incluindo gnaisses de alto grau do Complexo Amparo de idade Arqueana, assembléias de arco magmático e unidades vulcano - sedimentares do Mesoproterozóico ao Neoproterozóico, no contexto da aglutinação do oeste do Gondwana. É formada por unidades mesoproterozóico a neoproterozóicas dos Grupos São Roque e Serra do Itaberaba, assim como inúmeros corpos granitóides do fim do Proterozóico ao Paleozóico. Além destas rochas, ocorrem, de forma restrita, unidades cambro - ordovicianas representadas por seqüências metassedimentares das formações Pouso-Alegre e Pico do Itapeva, unidades mesozóicas (diques de rochas básicas, alcalinas e rochas ultrabásicas); e sedimentos neoceno-zóicos em microbacias restritas. Neste contexto tectônico que se enquadra à área de estudo desta tese, serão descritas as unidades litoestratigráficas regionais (ver Mapa – 1em anexo).

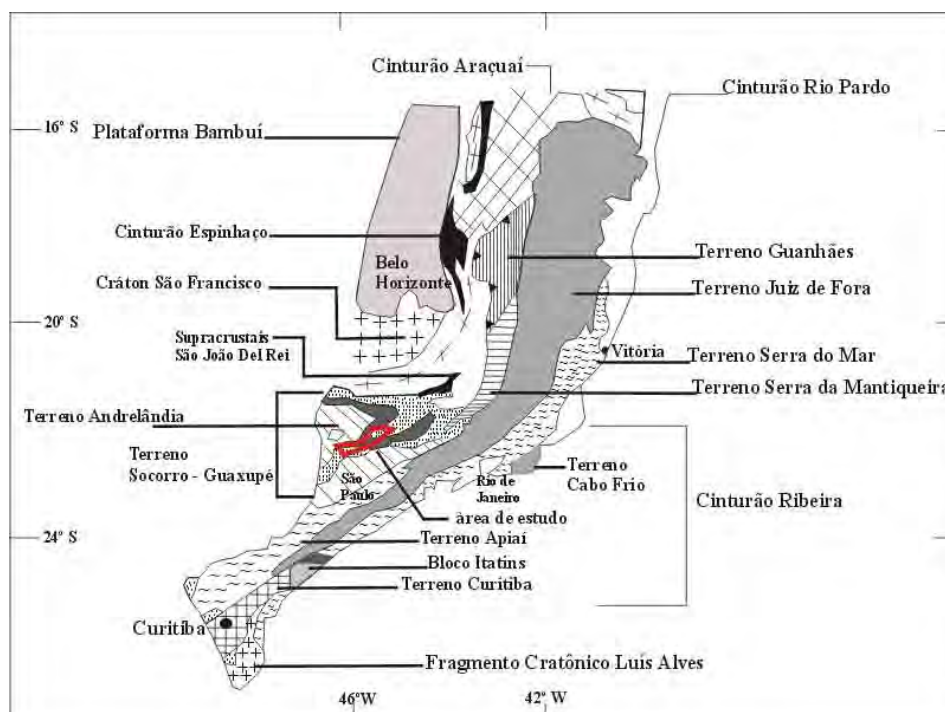


Figura 16: Principais unidades tectônicas da parte nordeste da Província Mantiqueira (modificado de CORDANI *et. al.*, 2000)

3.2 – PRÉ-CAMBRIANO

Na região de interesse deste trabalho, a província Mantiqueira é constituída por rochas pré-cambrianas e fanerozóicas. Estas rochas apresentam grande complexidade, resultante da superposição de eventos geológicos. Este fato levou vários autores a subdividirem o pré-cambriano em áreas com histórias geológicas diferentes (HASUI & SADOWSKI, 1976; HASUI *et. al.*, 1981, entre outros). Mais recentemente e utilizando o mesmo critério, o CPRM – Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 1999) reconheceu o pré – cambriano como vários domínios tectônicos, entre eles Faixa Alto Rio Grande (FARG), Domínio Socorro - Guaxupé, e a Faixa Ribeira, que é subdividida nos domínios Embu e São Roque (ver Mapa – 1). Estes domínios possuem características litoestruturais, metamórficas e geocronológicas distintas, sendo separados por expressivas descontinuidades tectônicas (que constituem de Zonas de cisalhamento transcorrentes ou de empurrão reativadas durante o Fanerozóico) e com expressivas e distintas assinaturas geofísicas. A conformação destes domínios pré-cambrianos segue a proposição de CAVALCANTE *et. al.*, (1979), com adaptações apresentadas por CAMPOS NETO *et. al.*, 1990 e CAMPOS NETO (2000) (Figura 17).

Uma característica da geologia da região em foco é o expressivo magmatismo ácido/intermediário neoproterozóico responsável pela geração de um grande número de corpos granitóides observados em todos os domínios tectônicos (CPRM, 1999) (ver Mapa – 1 em anexo).

3.3 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

3.3.1 - Domínio da Faixa Alto Rio Grande

A Faixa Alto Rio Grande (FARG) (figura 17) foi definida por HASUI & OLIVEIRA (1984) como uma faixa composta por rochas metassedimentares dos Grupos São João Del Rei e Andrelândia, marginal ao cráton do São Francisco. Para CAMPOS NETO (1991), a FARG seria uma entidade geotectônica de idade mesoproterozóica, que englobaria também fragmentos Arqueanos e paleoproterozóicos, internamente retrabalhados durante o evento Brasileiro.

Na área deste trabalho, o domínio da Faixa Alto Rio Grande aflora como uma faixa de orientação ENE – WSW na parte norte (ver Mapa – 1 em anexo), próximo à região de Pouso Alegre e a norte de Bragança Paulista, limitado por empurrões que posicionaram os terrenos infracrustais do domínio Socorro – Guaxupé sobre a FARG. Nesta região os metassedimentos

aflorantes no âmbito da FARG estão agrupados no Complexo Itapira. Ocorrem também rochas ortoderivadas, mais antigas referidas pelo Complexo Amparo, São Gonçalo do Sapucaí e aos gnaisses Heliadora, estes dois últimos não aflorantes na área e, portanto não foram plotados no mapa geológico.

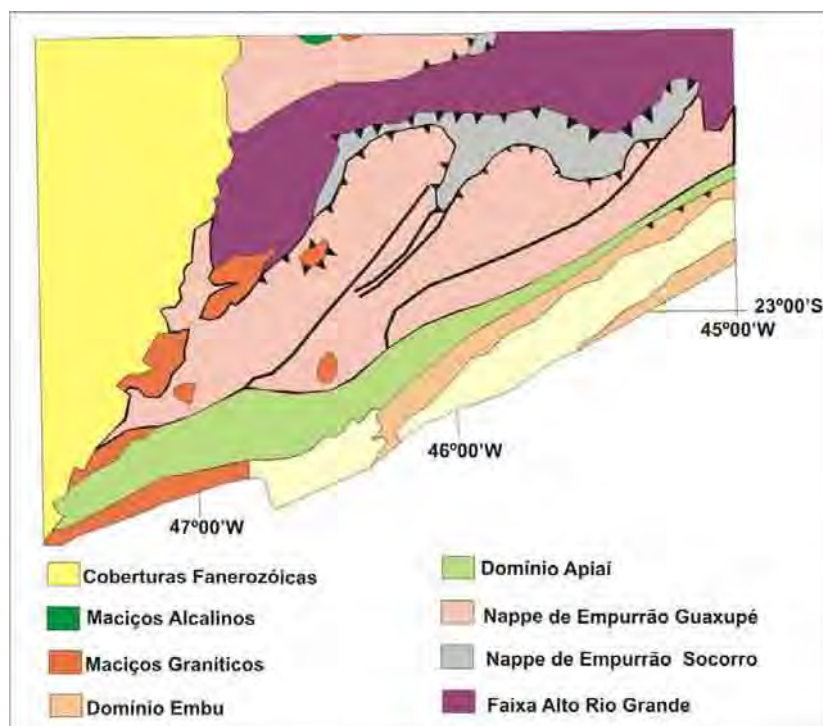


Figura 17 – Localização do domínio da faixa alto Rio Grande (Campos Neto, 1990 *apud* CPRM 1999)

3.3.2 - COMPLEXO AMPARO

É o conjunto de rochas mais antigas deste domínio tectônico, sendo inclusive reconhecidas idades Paleoproterozóicas e Arqueanas no âmbito do mesmo. Datações realizadas pelo método U/Pb forneceram idades transamazônicas. WERNICK & ARTUR (1983) e ARTUR & WERNICK (1984) enfatizam que o Complexo Amparo seria uma unidade infracrustal antiga essencialmente ortoderivada; sobre esta assembléia ortognaissica – migmatítica é reconhecida à ação de um evento orogênico paleoproterozóico, a julgar pelas idades Rb/Sr obtidas, apontando para o intervalo 2.2 e 1.9 Ga (ARTUR, 1988) e 2.5Ga (TASSINARI, 1988). De acordo com as datações realizadas pelo método U/Pb, estes forneceram idade transamazônica, porém núcleos arqueanos ocorrem dispersos no complexo e foram interpretados como embasamento pré-Amparo por (FETTER *et. al.*, 2001).

Sua composição litológica caracteriza-se predominantemente por (granada) hornblenda biotita tonalitos a granodioritos gnáissicos, localmente migmatizados, com leucossoma trondjemítico a granítico. Subordinadamente ocorrem núcleos de rochas máficas e ultramáficas metamorfizadas e migmatizadas, e ortognaisses calco-alcalinos (WERNICK, 1978, 1990). CAVALCANTE *et. al.*, (1979) chamavam atenção para a presença nesta unidade de litotipos similares aos encontrados nas unidades Andrelândia e Itapira, propondo para o conjunto a designação de Complexo Amparo.

O Complexo Amparo aparece na região norte/nordeste da área, a sudoeste de Pouso Alegre até próximo a Campinas, ocorrendo sob forma de corpos alongados, paralelos às principais zonas de cisalhamento (Ouro fino) (ver Mapa – 1 em anexo).

3.3.3 - COMPLEXO ITAPIRA

O complexo Itapira foi definido por EBERT (1971) para um conjunto de rochas situadas nos arredores da cidade homônima. São constituídos por paragneisses e micaxistos, com intercalações de muscovita quartzitos, rochas calciossilicáticas, anfibolitos e metagrauvacas (CPRM, 1999). Subordinadamente ocorrem pequenas lentes de gneissos, que sugerem atividades vulcano-exalativas (VERÍSSIMO, 1991) associados às zonas de cisalhamento ocorrem faixas de muscovitas gnaisses quartzosos, com intercalações de micaxistos e quartzitos, como observado em Santa Rita do Sapucaí (CPRM, 1999).

CAMPOS NETO (1991) denomina esse conjunto de sistema deposicional Itapira e o interpreta como derivado da deposição de sedimentos oriundos de rochas magmáticas ácidas e de antigos depósitos psamíticos. A associação em campo do Itapira com as seqüências metapsamíticas e metapelíticas (Andrelândia), permite atribuir o Itapira a uma idade mesoproterozóica. Este complexo ocorre através de uma faixa de rochas metassedimentares com sedimentação proterozóica e deformada pela Orogênese Brasileira (HACKSPACHER, 2000). Este complexo ocorre na região centro-nordeste da área, próximo às cidades de Bragança Paulista, Piracaia, Campo Limpo Paulista e Jundiaí (Mapa – 1 em anexo).

3.3.4 - GRUPO SERRA DE ITABERABA

Este Grupo constitui de uma seqüência vulcano – sedimentar, com metamorfismo da fácies xisto verde a anfibolito alto (JULIANI & BELJAVISKI, 1995); sendo individualizada do Grupo São Roque por JULIANI *et. al.*, (1986) e dividida por JULIANI (1993) em 3

formações: Morro da Pedra Preta, Nhanguçu e Pirucaia. A primeira basal é constituída por metabasitos e xistos diversos, com rochas metavulcanoclásticas, cálcio – silicáticas, formações ferríferas e metaígneas. A Formação Nhanguçu, sobreposta à anterior, é formada por rochas clasto – químicas e metassedimentos. A Formação Pirucaia é formada por quartzitos compostos de metaárcoseos finos, mícaceos com intercalações de biotita xistos, metassiltitos feldspáticos e rochas calciossilicáticas, com intercalações conglomeráticas e rochas carbonáticas e calciossilicáticas, formação ferrífera e metacherts (CPRM, 1999; JULIANI, *et. al.*, 2000). Sua idade é considerada por JULIANI *et. al.* (2000) de 1,4 G.A.

Este grupo localiza-se na parte centro-sul da área (Mapa 1 em anexo) entre as Zonas de Cisalhamento de Jundiuvira, ao noroeste, e Jaguari – Monteiro Lobato à sudeste, geralmente tido como embasamento do Grupo São Roque, sendo individualizado do Grupo São Roque por JULIANI e outros (1986).

3.4 – GRUPO SÃO ROQUE

O grupo São Roque foi primeiramente definido por HASUI *et. al.*, (1969) como composto por uma seqüência metassedimentar de baixo grau metamórfico, tais como filitos e xistos e metabasitos. BERGMAN (1988) classificou o grupo como constituído de rochas metassedimentares predominantemente pelíticas e psamíticas, com intercalações carbonáticas e intrusivas básicas e prováveis extrusivas e vulcanoclásticas máficas e félsicas associadas, ocorrendo também micaxistos, metaárcoseos e xistos e uma camada inferior caracterizada por rochas calciossilicáticas, lentes metadolomitos estromatolítico, metaandesitos e metabasaltos com estruturas almofadada (*pillows*) e brechas (Mapa 1 em anexo).

Este grupo no conceito de JULIANI & BELJAVISKI (1995), corresponde a uma seqüência predominantemente sedimentar plataformar rasa, com vulcanismo restrito. Estas rochas foram submetidas a um metamorfismo de fácies xisto verde de baixa pressão, localmente alcançando grau metamórfico alto devido à presença de granitos intrusivos.

Datações efetuadas pelo método U/Pb em zircão (TASSINARI, 1988) resultaram em idades de 1800 Ma para os metariolitos, sendo interpretada pelo autor, como o início da sedimentação. Outra datação obtida pelo método Rb/Sr pelo mesmo autor representaria a idade de um evento de metamorfismo acompanhado de granitogênese.

HACKSPACHER *et. al.*, (2000) fizeram uma reconstrução paleogeográfica de parte do Cinturão Ribeira e sugeriram que os grupos São Roque e Açungui representam seqüências

extensionais depositadas em torno de 620 Ma em bacias retroarco durante a fase sin-colisional da Orogenia Brasileira.

3.4.1 – ROCHAS GRANITÓIDES DO DOMÍNIO SÃO ROQUE

Diversos corpos granitóides neoproterozóicos, originários de uma tectônica de escape lateral que ocorreu durante a colisão Brasileira/Panafricana entre os cratons do São Francisco e do Congo (CAMPOS NETO & FIGUEIREDO, 1995; HACKSPACHER *et. al.*, 1997), apresentam uma história evolutiva complexa que inclui uma fase magmática mais jovem dentro de fases mais antigas. Esta história evolutiva do plutonismo destes corpos foi datada pela metodologia U/Pb e registra episódios de magmatismo inicial, colisão continental, transpressão, soerguimento e colapso (TÖPFNER, 1996).

Os granitos deste domínio são caracteristicamente do tipo S, representados por muscovita – biotita granitos cinza claros a cinza rosados, porfiríticos e granitos a duas micas equigranulares miloníticos. As datações obtidas pelos métodos K/Ar, Rb/Sr e U/Pb em granitóides intrudidos neste domínio, revelaram idades entre 495 a 710Ma (TASSINARI, 1988) (Mapa 1 em anexo, Figura 18).

Estes granitos constituem o complexo granítico de Itu; o granito São Roque, Itaquí e o Sorocaba. A estreita vinculação entre complexos granitóides múltiplos, compostos, plurisseriais com as expressivas zonas de cisalhamento transcorrentes sugerem que a sua arquitetura resulta da coalescência de sucessivos impulsos magmáticos, drenados de câmaras coletoras cuja ascensão se faz por propagação de diques e seu alojamento ocorra em espaços do tipo “pull - apart” gerados ao longo das Zonas de cisalhamento (WERNICK *et. al.*, 1994 b).

3.4.2 - COMPLEXO GRANÍTICO DE ITU

Este complexo é enquadrado no campo dos granitos pós - colisionais, mantendo contatos tectônicos e intrusivos com as encaixantes (TÖPFNER, 1996; GALEMBECK, 1997). Situa -se no extremo sudoeste da área de estudo, constituindo uma soleira local à montante do rio Jundiá (Mapa-1 em anexo). Segundo HACKSPACHER *et. al.*, (1996), o alojamento desta intrusão deu-se no Neoproterozóico, representando o início de uma fase de extensão crustal associada à estruturação da futura bacia sedimentar do Paraná. Possui idades em torno de $582,6 \pm 6,4$ Ma (U/Pb) e 583 ± 20 Ma (Rb/Sr), dentro de um regime pós colisional

associado a zonas de cisalhamento transcorrentes de Jundiuvira e Doninha (TÖPFNER, 1996) (Figura - 18).

3.4.3 - GRANITO ITAQUI

O complexo granitóide Itaqui associa-se a falha transcorrente de Taxaquara que possui forma de gota (com a extremidade espessada a oeste) com direção geral WNW – ESSE e desenvolve localmente, nas rochas encaixantes tênue borda de metamorfismo de contato (WERNICK *et. al.*, 1994a). Este corpo ocorre ao sul da área (Mapa – 1 em anexo).

O granito Itaqui apresenta características estruturais/deformacionais específicas e que a sucessão temporal das unidades magmáticas e suas características tectônicas coadunam-se com um alojamento transpressivo, concordando com TÖPFNER (1996), sob regime de colisão continente-continente que passa sucessivamente para transcorrente e transtrativo (Figura 18).

3.4.4 - GRANITO SÃO ROQUE

Este corpo está vinculado à zona de cisalhamento de Taxaquara (Mapa – 1 em anexo). Este corpo, segundo (WERNICK *et. al.*, 1994b), possui uma arquitetura formada pela coalescência de sucessivos impulsos magmáticos devido a flutuações da pressão na câmara injetora e conseqüente fracionamento magmático por fluxo e compressão.

FERREIRA & WERNICK (1997) estudando o granito São Roque discutem grandes similaridades texturais e mineralógicas com o Granito Itaqui, constatam ainda, que cada unidade magmática do Granito Itaqui apresenta características estruturais/deformacionais específicas e que a sucessão temporal das unidades magmáticas e suas características tectônicas coadunam-se com um alojamento transpressivo, concordando com TÖPFNER (1996), sob regime de colisão continente-continente que passa sucessivamente para transcorrente e transtrativo

3.4.5 - GRANITO SOROCABA

GODOY & FIGUEIREDO (1991) descrevem o granito Sorocaba como sendo um corpo alongado sin a pós-tectônico. Sua composição é granodiorítica, monzogranítica e sienítica. Seu ambiente geotectônico pode ser definido como de caráter calcio-alcalino sin a

pós-orogênico, formado em um ambiente pós colisional, com um nível de colocação epizonal (inferior a 10 km) (Mapa –1 em anexo).

3.5 - DOMÍNIO SOCORRO – GUAXUPÉ

Este domínio compreende principalmente terrenos infracrustais alóctones, associados a granitóides neoproterozóicos, cavalgados sobre os terrenos da FARG. Esta feição crustal foi denominada por CAMPOS NETO (2000) de Terreno Socorro – Guaxupé. Na área de estudo este domínio é representado pelos complexos Piracaia, Paraisópolis e por rochas ígneas denominadas Socorro I e II, Piracaia e Morungaba (Mapa – 1 em anexo).

3.5.1 - COMPLEXO PARAISÓPOLIS

O complexo Paraisópolis foi definido por CAVALCANTE *et. al.*, (1979) e ocupa a parte leste da área de estudo. É caracterizado por faixas tectônicas de rochas granulíticas intercaladas em ortognaisses migmatíticos. A área constitui de núcleos relativamente preservados da deformação direcional intensa, sendo composto por ortognaisses migmatíticos de composição tonalítica trondjemítica e granodiorítica (Associação do tipo TTG), com intercalações de biotita gnaisses, rochas máficas, ultramáficas e metamórficas e metassedimentos e gnaisses de natureza charnockítica e enderbítica (CPRM, 1999).

3.5.2 - COMPLEXO PIRACAIA

O complexo Piracaia, segundo CAMPOS NETO (2000) aflora em uma extensa faixa de direção NE (Mapa – 1 em anexo). É formado por rochas ortoderivadas e supracrustais metamorfisadas no grau médio a alto, podendo gerar anatexia, como atesta o caráter migmatíticos de algumas rochas. Os litotipos que compõem este domínio são xistos e gnaisses biotíticos localmente com minerais aluminosos; muscovita quartzitos, rochas calco-silicáticas, mármore, gneiss e ortognaisses. Admite-se que o ciclo Brasileiro foi responsável pela última migmatização e deformação destas rochas, a julgar pelas idades Rb/Sr de 650 Ma obtidas em migmatitos localizado próximo a cidade de Atibaia (TASSINARI, 1988) a sudeste da área deste trabalho (Mapa –1 em anexo).

Neste complexo existem rochas granitóides associadas, como anfibólitos, monzonitos, granodioritos e dioritos classificadas como Suíte Piracaia (ARTUR *et. al.*, 1991).

TROMPETTE (1994) classifica como um granito sin - tectônico, constituído de dioritos a quartzo – sienitos, monzonitos e monzodioritos.

Este granito ocorre à leste da área de estudo (Mapa –1 em anexo) próximo à cidade de Joanópolis onde, apresenta –se muito foliado, devido pela presença da zona de cisalhamento de Piracaia.

3.5.3 - COMPLEXO GRANITÓIDE SOCORRO

Este complexo foi definido primeiramente por ARTUR *et. al.*, (1991), onde estes se apresentam sob a forma de corpos heterogeneamente deformados, com estruturas variando de isotrópica a milonitos ou gnáissica. São granitóides peraluminosos do tipo S e sienogranitos e granodioritos do tipo I, originariamente de magmas que incorporaram materiais do manto (TROMPETTE, 1994). São formados por um regime tectônico continente – continente, com idades em torno de 629 Ma (U/Pb) e 625 Ma (Rb/Sr) (TÖPFNER, 1996) (Figura 18).

Segundo CAMPOS NETO (2000) aparecem na área duas suítes principais: a suíte Salmão e a suíte Bragança Paulista. A suíte salmão é formada por (horblenda) biotita granitos e a suíte Bragança representada por horblenda biotita sienogranitos a monzogranitos e quartzo sienitos; ambas situadas próximas às falhas de Extrema e Camanducaia (Mapa –1). Nestas rochas são encontrados os pseudotaquilitos, cataclasitos e outras rochas de falha estudados neste trabalho. Estas rochas se originaram durante o Triássico com reativações tectônicas durante os períodos Jurássico, Cretáceo e Terciário (RIBEIRO *et. al.*, 1999; RIBEIRO *et. al.*, 2003a, b) (ver capítulo 5).

EBERT *et. al.*, (1996) subdividiram este complexo em duas associações de fácies: a associação Socorro I e Socorro II. A Socorro I caracteriza –se por rochas granodioríticas a monzoníticas com horblenda e biotita, textura preferencialmente porfirítica com marcantes estruturas de fluxo magmático. Sua idade foi determinada pelos mesmos autores, por meio do método U/Pb em zircão 615Ma na fácies Bragança Paulista (porfirítica). A associação Socorro II é caracterizada por rochas de composição granodiorítica a sienítica, comumente equigranular. Com idades U/Pb de 595Ma na fácies Serra do Lopo (porções equigranulares) São comuns enclaves da associação Socorro I dentro do Socorro II.

Este Complexo ocorre predominantemente na porção norte – nordeste da área e sustenta as Serras de Anhumas, Lopo e Mantiqueira e o morrote de Guaripocaba (Figura 18 – Mapa – 1 em anexo).

3.5.4 - COMPLEXO GRANÍTICO MORUNGABA

Este complexo granítico aparece como uma faixa, próximo à cidade de Campinas até próximo a Jundiaí (Mapa 1 – Anexo 1), perfazendo praticamente toda a área de estudo. É formado de granitóides róseos, granodioritos diversos, alasquitos com presença de diques de granitos pórfiros e alguns lamprófiros. Segundo VLACH (1993) o magmatismo Morungaba possui idades entre 590 e 610 (± 10) Ma, reunindo quatro associações principais, agrupadas em diversas unidades estratigráficas, a saber: 1) associação cálcio – alcalina (Complexo Ouro – Verde e Pluton Jaguari); 2) alcalina – Potássica com predomínio de monzogranitos (Plutons Meridional, Oriental e Itatiba); 3) Associação de monzogranitos fracamente peraluminosos (Pluton Areia Branca e ocorrências meridionais e 4) Associação de rochas dioríticas (quartzo – dioritos e monzodioritos potássicos com afinidades lamprofíricas) (VLACH & ULBRICH, 1994).

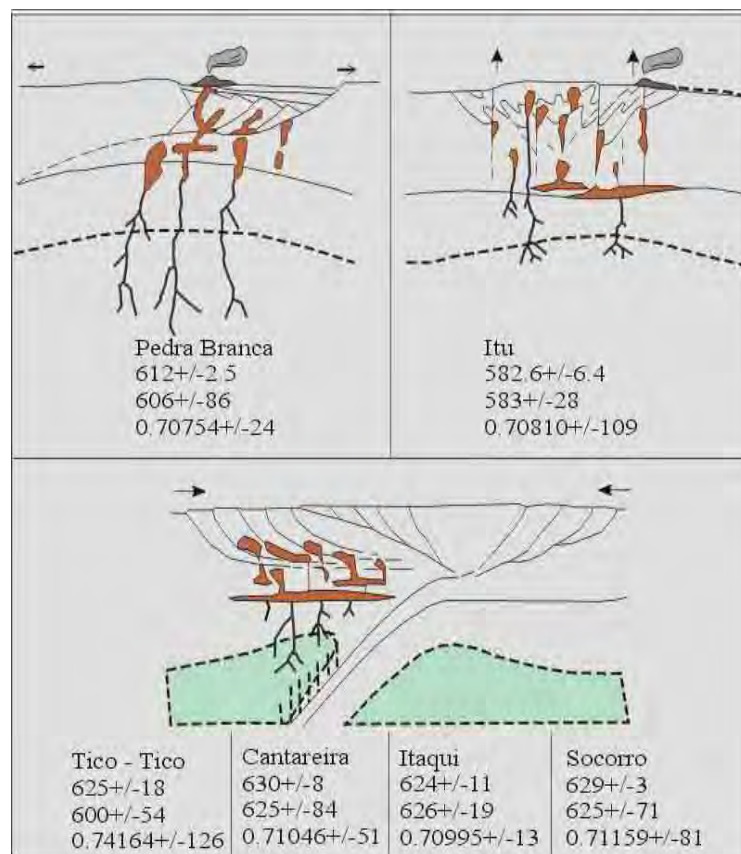


Figura 18: Modelos tectônicos e idades dos diferentes corpos granitóides encontrados na área de estudo (modificado de TÖPFNER, 1996).

3.6–UNIDADES EOPALEOZOÍCAS

São representados na área pelas Formações Pousos Alegre, no extremo norte da área, e a Formação Pico do Itapeva no extremo leste da área (fora da área). São metassedimentos imaturos, anquimetamórficos, preenchendo pequenas bacias alongadas na direção NE-SW, associados às zonas de cisalhamento. Este fato, associado à presença de registros deformacionais e metamórficos ocorridos ao final do ciclo Brasileiro (Cambro – Ordoviciano) permite interpreta-las como bacias do tipo *pull - apart* (RICCOMINI, 1993). A Formação Pousos Alegre é formada por metaconglomerados polimiticos, metassiltitos calcíferos com níveis conglomeráticos, metarenitos e metaárcoseos (CPRM, 1999).

A Formação Pico do Itapeva é composta por metaconglomerados polimiticos, que passam distalmente a metarenitos arcoseanos conglomeráticos e para metassiltitos e metalamitos. Esta Bacia possui idade neoproterozóica – cambriana (RICCOMINI, 1993).

Estas formações são correlacionáveis às Formações Eleutério em Minas Gerais, e ao Grupo Castro no Paraná, este último com fraco caráter molássico (ALMEIDA & HASUI, 1994; TEIXEIRA, 1995).

No extremo oeste da área, próximo as cidades de Itu e Sorocaba ocorrem depósitos do Grupo Tubarão (Subgrupo Itararé) (CPRM, 1999), ocorrendo sobre o embasamento cristalino, no qual os gelos esculpiram algumas feições típicas, como pavimento estriado e *roche moutonée* (GUTMANS, 1946; ALMEIDA, 1948; AMARAL, 1965), além de vales glaciais na região de Jundiá (MARTIN *et al.*, 1959; NEVES, 1999). Devido à diversidade de ambientes presentes a época da deposição, existe enorme e complexa variedade de tipos litológicos que passam uns aos outros, lateral ou verticalmente gradual ou bruscamente, havendo escassez de horizonte –chave bem definidos e de grande extensão regional, pelo que as divisões e correlações propostas para o Subgrupo Itararé não tem sido consensuais (SOUZA FILHO, 1986). Os tipos litológicos predominantes são arenitos, diamictitos, conglomerados, siltitos, argilas e folhelhos. De ocorrência mais restrita apresentam – se ritimitos e cálcareos em parte silicificados. Os arenitos passam a siltitos, diamictitos ou lamitos, lateral ou verticalmente. São atribuídos aos mais diversos ambientes de sedimentação. Diamictitos são freqüentes, de várias origens, relacionados a ambiente glacial, apresentando feições do tipo deslizamento e ressedimentação, escoamento laminar, ablação por liquefação do gelo, entre outras. Lamitos associados a siltitos finos e resultantes da decantação de lama em bacias de água parada, são relativamente comuns no grupo. Ritimitos apresentam – se como finas camadas de lamitos

cinza – escuros, alternados com siltitos claros; são glácio – marinhos ou glácio lacustres, estes podendo constituir verdadeiros varvitos (FERNANDES *et al.*, 1987).

Há no Subgrupo Itararé abundância de restos e impressões de plantas, peixes, crustáceos, etc. Estudos palinomórficos (DAEMON & QUADROS, 1970) acusaram idades entre o Stephaniano e Kunguriano (260 – 227Ma) para esta unidade.

Na área este grupo está assentado sobre uma paleosuperfície erosiva nivelada a 600m ver mapa termomorfológico em anexo.

3.7 - ROCHAS ÍGNEAS MESOZÓICAS & CENOZÓICAS

São representadas por diques de diabásio distribuídos pela área da Serra da Mantiqueira e Planalto de Jundiá (manifestações isoladas) relacionados à Formação Serra Geral, com origem aos episódios da fragmentação do Gondwana e datados em $(131 \pm 1 \text{ Ma})$ RENNE (1997). Algumas idades mais antigas do que 130 Ma são relacionadas com eventos magmáticos precursores a abertura continental e idades mais novas do que 120 Ma, são relacionadas a erros nas datações K/Ar e Ar/Ar, devido à perda de Argônio (PACCA & MONTES - LAUAR 1997). É interessante destacar o trabalho de síntese de SGARBI (1996) de revisão das várias datações e dos métodos do basalto Serra Geral. O trabalho realizado por GALLAGHER *et. al*, (1995) destaca as idades obtidas em torno de 130Ma pelo método dos traços de fissão em apatitas.

Outra ocorrência é representada pelo maciço alcalino – básico - ultrabásico de Ponte Nova de formato elipsoidal, ocupando cerca de 8 Km^2 , próximo à divisa interestadual São Paulo/Minas Gerais, na região denominada Ponte Nova (amostra M – 231 – Mapa – 2 – anexo 1) formado por piroxenitos, olivina piroxenitos e olivina gabros, cortado por diques de lamprófiros, tinguaítos e fonólitos (CPRM, 1999), sendo estes compostos por monchiquitos, olivina –sodalitito, nefelinito - tefritico, fonolito traquítico, ankaramito (olivina – basalto de base vítrea) e fonolito (CAVALCANTE *et. al*, 1977). Uma amostra foi datada pelo método K/Ar (Convênio CPRM – IGUSP/GEOCRON), onde se obteve uma idade de $86 \pm 10 \text{ Ma}$.

No nordeste da área de estudo, próximo aos municípios de Cambuí, Estiva e Santo Antônio do Pinhal (MG) (Mapa – 1), ocorrem diques alcalinos com espessuras centimétricas a métricas, subverticais e orientados para NW e NNW, primeiramente descritos por (MACHADO JR., 1994), próximos à depressão de Cambuí. São compostos por tinguaítos com fenocristais de nefelina, shonkinitos - pórfiro e lamprófiros (Monchiquitos) (MELCHER

& MELCHER, 1972). Estes foram datados neste trabalho pelo método de traços de fissão em apatitas (amostras M - 1, M - 33, Domínio D, ver capítulo 6).

3.8- DEPÓSITOS SEDIMENTARES NEOCENOZÓICOS

As ocorrências de depósitos neoceno-zóicos têm sido relatadas desde os trabalhos de ALMEIDA & BARBOSA (1953), porém um estudo mais sistemático e elaborado de tais formações se deu com os trabalhos de BJÖNBERG (1965); SOARES & LANDIM (1976) e PENALVA (1971). Recentemente BISTRICHI (2001), abordou o tema estudando depósitos na região de Bragança Paulista e Piracaia sob a luz da estratigrafia de seqüências.

3.8.1 - SEDIMENTOS NEOCENOZÓICOS EM MICROBACIAS RESTRITAS

Estes tipos de sedimentos ocorrem em pequenas bacias, terraços ou “armadilhas”, principalmente dentro do cristalino. Estas armadilhas estruturais são geradas por reativações de descontinuidades preexistentes, gerando bacias do tipo *pull - apart*, *hemi - graben* e depósitos em rampas de antigos terraços elevados e segundo BISTRICHI (2001) preservados por controle litoestrutural neotectônico.

Alguns destes depósitos são vestígios de pequenas bacias, hoje erodidas, muitas vezes demarcadas por discordâncias erosivas e estruturais (PENALVA, 1971; FÚLFARO *et. al.*, 1985). Existem outros sedimentos depositados em colinas amplas ou em morrotes dissecados, sempre associados à drenagem atual e a processos de barramento de drenagem com assoreamento a montante (FÚLFARO *et. al.*, 1985).

Autores como FREITAS (1951), ALMEIDA (1955) e principalmente HASUI e outros (1969) admitem uma fase tafrogênica na qual desenvolveram-se condições propícias à sedimentação flúvio - lacustrina de sedimentos neoceno-zóicos por todo o estado. HASUI (1973) reconhece que a existência de diferentes litologias e diversos graus de erodibilidades são também responsáveis por muitas ocorrências destes sedimentos. FUCK (1975) concorda com estes dados e faz uma revisão dos sedimentos neoceno-zóicos, mas dá ênfase nos sedimentos permocarboníferos da região de Jundiaí. Segundo FUCK (1975) estes sedimentos são representados como depósitos incipientemente consolidados, pobres em estruturas sedimentares, caracterizados por uma rápida variação litológica e na maioria das vezes com um baixo grau de seleção; exibindo no contato com as rochas subjacentes, um conglomerado

basal variando desde uma pequena linha de seixos até cascalheira de vários metros de espessura.

PONÇANO (1981) argumenta que a maior parte destas pequenas ocorrências, supostamente terciárias ou até mesmo quaternárias, corresponde a períodos de alargamento dos vales, gerados por intensa remoção de detritos e formação de terraços e pedimentos em sincronismo com os estágios glaciais. A litologia destas pequenas formações é abordada por MELO & PONÇANO (1983), que também chama a atenção para a imprecisão da idade destas camadas devido à falta de um estudo sistemático.

CHRISTOFOLETTI & QUEIROZ NETO (1966) admitem que a origem destes sedimentos é pedimentar, entretanto FÚLFARO & SUGUIO (1968), BJÖRNBERG (1969) e MELO (1995) admitem condicionamento tectônico para tais sedimentações. Segundo BJÖRNBERG & LANDIM (1966) estes sedimentos devem ser correlacionados com a Formação Rio Claro.

FÚLFARO *et al* (1985) estudaram os sedimentos da região entre Bragança Paulista e Atibaia (SP), mais precisamente no bairro do Tanque e nos arredores de Atibaia (próximo à Rodovia Fernão Dias), descrevendo precisamente a unidade “Tanque”, composta de siltitos, argilitos, folhelhos fossilíferos, e assumem um paleoambiente de planície de inundação com leques aluviais e através da sua seqüência estratigráfica interpretaram que a região sofreu soerguimento.

Além das unidades sedimentares referenciadas, foi realizado através de reconhecimento preliminar do pacote sedimentar de vários outros depósitos. Foram caracterizados assim 4 tipos de unidades informais, ver mapa termomorfológico e colunas estratigráficas em anexo:

- a) Unidade “TANQUE” = Esta unidade caracteriza-se basicamente por dois pacotes de sedimentos separados por discordâncias erosivas; o primeiro formado por sedimentos fluviais associados a corridas de detritos e o segundo constituído por sedimentos de corridas de detritos, já descrita por FÚLFARO *et. al.*, (1985) (ver capítulo 6);
- b) Unidade “BRAGANÇA” = depósitos irregulares, com espessura entre dois e cinco metros, exibindo camadas que lembram a Formação Itaquaquecetuba (Bacia de Taubaté) (ver capítulo 6);
- c) Unidade “JAGUARI” = Esta é outra unidade aloestratigráfica muito singular, constituída de corridas de detrito associadas à planície de inundação que ocorre próximo a Serra da Mantiqueira, entre os municípios de Vargem e Joanópolis. Apresenta-se associada a vários falhamentos normais e transcorrente (ver capítulo 7)

- d) Unidade “JUNDIAÍ” = Esta é constituída de depósitos de corrida de detritos com linhas de seixo associadas ou não com depósitos fluviais. Ocorrem ao longo da base das Serra do Japi, difere da unidade JAGUARI pela presença de linhas de seixo. Muitas delas foram mapeadas e delimitadas por NEVES (1999).

3.8.2 - COBERTURAS QUATERNÁRIAS

Existem na área solos com ocorrências restritas servindo como horizonte guia para uma datação relativa de episódios neotectônicos. Sua gênese também é de grande importância em nível de processos geomorfológicos. Estes solos possuem origem em climas semi-áridos e são indicativos de ciclos erosivos (superfícies de erosão) que em sua maioria foram soerguidos.

Caracterizam –se por depósitos acima de muitas superfícies de erosão já mapeadas onde predomina o latossolo vermelho-amarelo húmico, apresentando horizonte A de coloração escura até pelo menos 1 m de profundidade, horizonte este repousando sobre B latossólico ou óxico (SOARES & LANDIM, 1976; QUEIROZ NETO & CASTRO, 1977). Outro tipo de solo encontrado na área é o cambisol, associado em sua maioria a corridas de detritos não muito antigas (QUEIROZ NETO, 1974; BIGARELLA *et. al.*, 1996).

3.8.3- ALUVIÕES ATUAIS OU PRÉ-ATUAIS

Estes ocorrem preferencialmente no nordeste do Estado de São Paulo. Os sedimentos são parcialmente consolidados e exibem estratificação plano-paralela, com granulação de areia média com abundante matriz argilosa. Sua distribuição pode ser indicativa de soerguimentos recentes (DEFFONTAINES & CHOROWICZ, 1991). Podemos observar no mapa 1 a sua distribuição e o seu controle através de acúmulos anômalos, na região de Campinas bordejando os vales dos rios Atibaia e Jaguari (ver capítulo 6, 7).

3.9 - CONSOLIDAÇÃO DA PLATAFORMA

O estudo da evolução tectônica regional ajuda-nos a compreender as recentes relações entre a dinâmica geológica e os processos geomorfológicos e exige uma certa subdivisão do assunto por motivos práticos. Este capítulo está dividido em 4 partes: Tectônica Pré-Cambriana, Tectônica Paleozóica, Tectônica Meso - Cenozóica e Tectônica Recente. A primeira e a segunda parte fornecem os principais eventos formadores do embasamento cristalino e a formação da Bacia do Paraná, bem como as zonas de cisalhamento, reativadas posteriormente. A terceira e quarta partes enfatizam os principais eventos tectono - magmáticos relacionados à abertura continental e a episódios tectono - sedimentares relacionados ou não a estes eventos, enfatizando as atividades recorrentes das falhas e a sua configuração no relevo. No entanto existem superposições deliberadas e as distinções são uma questão não da teoria, mas de pura conveniência para maior compreensão do texto.

3.9.1 - TECTÔNICA PRÉ - CAMBRIANA

O avanço do conhecimento da geocronologia no Sudeste Brasileiro na última década, principalmente através das metodologias de U/Pb e Sm/Nd, permitiu identificar a maioria dos eventos metamórficos e plutônicos, além de reconhecer melhor a evolução da tectônica pré - cambriana da área em questão.

A região compreendida entre a Bacia do Paraná e a plataforma continental do sudeste paulista, como visto anteriormente, é composto de rochas metamórficas pré-cambrianas, cuja maioria pertence ao setor central da Província Mantiqueira (CORDANI *et. al.*, 2000) (Figura 16).

A geodinâmica que envolveu a interação de massas continentais dos cratons São Francisco, Congo e Kalahari, como também dos fragmentos cratônico Rio de La Plata e Luiz Alves (Figuras 19), isso concomitantemente com o desaparecimento do Oceano Adamastor (BRITO NEVES *et. al.*, 1999). Esta geodinâmica está caracterizada por um sistema orogênico controlado por zonas de cisalhamento transcorrentes orientadas a NE, que marcam a borda dos diferentes terrenos que colidiram sucessivamente ao sul do craton do São Francisco e próximo ao craton do Paraná, onde está situada a bacia homônima.

Estas zonas de cisalhamento compreendem zonas dúcteis de baixo ângulo de mergulho, associada a um metamorfismo na fácies anfibolito, alcançando localmente fusão parcial, promovendo uma migmatização intensa e generalizada (TROMPETTE, 1994).

Esta tectônica tangencial representaria o início do Cinturão Ribeira com uma subducção para oeste, através da colisão entre os cráton do São Francisco, Congo e Paraná (TROMPETTE, 1994) (Figura 19).

Na área em estudo, CAMPOS NETO & FIGUEIREDO (1995) propuseram que o cinturão Ribeira está subdividido em Orogenia Brasileira (670 a 600 Ma) e Orogenia Rio Doce (590 a 480 Ma). CAMPOS NETO & FIGUEIREDO (1995) e DANTAS *et. al.*, (1999) propuseram a existência de uma bacia retroarco neoproterozóica originada após a tectônica de baixo ângulo, onde ocorreu uma intensa tectônica de escape relacionada com as zonas de cisalhamento transcorrente sob regime transpressivo associada a granitogênese sub - alcalina.

Estas feições tectônicas citadas acima foram responsáveis pela configuração em blocos e pela alternância de altos e baixos graus metamórficos nas seqüências metassedimentares dentro do Cinturão Ribeira (HACKSPACHER & GODOY, 1999).

Estes cinturões de cisalhamento transcorrentes são marcados por extensos lineamentos que compõem as zonas de cisalhamento (ZC) transcorrentes em toda a região sudeste. Entre estes cinturões temos: Campo do Meio de direção EW (CAVALCANTE *et. al.*, 1979; MORALES *et. al.*, 1991); ZC Rio Paraíba do Sul (ENE - WSW), no segmento sul (entre São Paulo e Paraná) e NNE -SSW na parte norte (Rio de Janeiro) (EBERT *et. al.*, 1993). A ZC Rio Paraíba do Sul (BRAUN, 1972), também denominada zona de cisalhamento São Paulo (HASUI *et. al.*, 1982), é a mais expressiva e secciona mais estruturas, constituindo-se de uma rede de zonas transcorrentes dextrais dúcteis (e.g., Além Paraíba, Paraíba do Sul, Cubatão, Jundiuvira, Taxaquara, Ouro Fino, Jacutinga, Camanducaia, Três Corações, Lancinha, Ribeira, Morro Agudo e Extrema), que recortam os estados de Espírito Santo, Rio de Janeiro, Minas Gerais, São Paulo e Paraná, sendo estas constituídas por rochas miloníticas de médio a alto ângulo, contendo lineações horizontais oblíquas (HACKSPACHER *et. al.*, 1991; EBERT *et. al.*, 1993) (Mapa 1, em anexo).

No interior do continente, como um epílogo para a Orogenia Brasileira, existiram processos transtensionais relacionados a granitogênese e uma tectônica de escape (tectônica do tipo Itu) ao longo dos maiores cinturões de cisalhamento (BRITO NEVES, *et. al.*, 1998; HACKSPACHER & GODOY, 1999).

3.9.2 - TECTÔNICA PALEOZÓICA

Em unidades pré - cambrianas, durante o início do Paleozóico, apareceram ao longo de várias zonas de cisalhamento brasileiras, cinturões transpressionais. Um deles identificado por CAMPOS NETO (1991) na porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande, exposto entre os segmentos setentrional e meridional da *Nappe* de empurrão Socorro - Guaxupé, com caráter transcorrente dextral que determinaram domínios de compressão e de tração, associadas à tectônica de escape da Faixa Ribeira..

A existência de tais domínios transtracionais teria propiciado a abertura de bacias do tipo *pull- apart* de pequenas dimensões e pouco subsidentes. Tardiamente ao evento tectônico principal depositaram os sedimentos molassóides, originando as Formações Eleutério (a NW – fora da área de estudo), Pouso Alegre (no extremo norte da área, próximo a cidade homônima) e Pico do Itapeva (no leste da área próximo a Campos do Jordão). A estruturação destas bacias para TEIXEIRA & PETRI (1993) e CAMPOS NETO & FIGUEIREDO (1995) deve ter ocorrido no período de máximo soerguimento da faixa, no final da Orogênese Brasileira, há cerca de 520 Ma a 470 Ma, e o início da clivagem ardosiana que afetou estas bacias durante a Orogenia Rio Doce (590 - 480 Ma), quando a *Nappe* de empurrão Socorro - Guaxupé cavalgou sobre os terrenos da faixa atingindo a borda sudoeste do Cráton de São Francisco, com transporte (e compressão) para NW (CAMPOS NETO, 1999). Posteriormente esforços compressivos orientados de E - W para NE teriam causado deformações dúcteis e rúpteis do empilhamento tectônico, gerando amplos dobramentos N -S, conformando estruturas em domos e bacias e reativações verticais em caráter rúptil nas zonas transcorrentes que rebaixaram o bloco norte em relação ao sul, justapondo ao mesmo nível o Terreno da *Nappe* e da Faixa Alto Rio Grande (CAMPOS NETO, 1999).

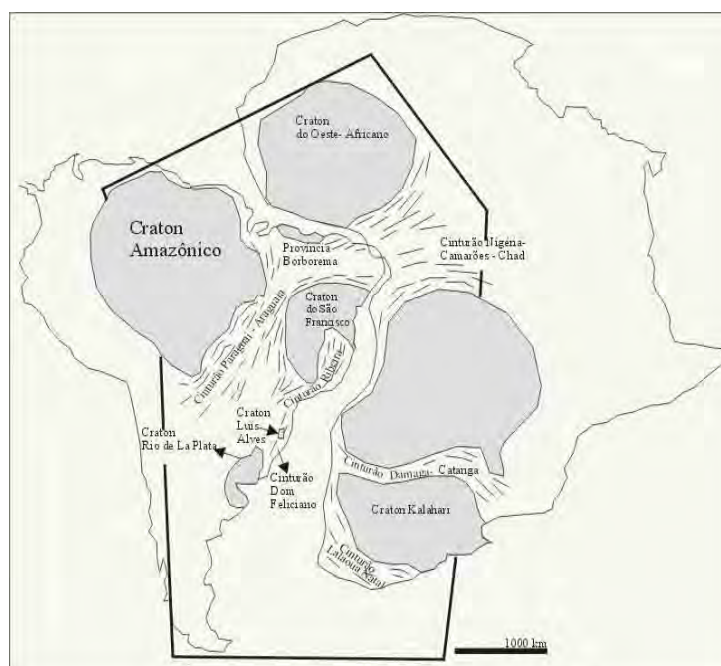


Figura 19: Principais unidades tectônicas da América do Sul e da África (Modificado de BIGARELLA, 1973).

3.9.3 – ORIGEM E EVOLUÇÃO DA BACIA DO PARANÁ

Com o término dos processos de agregação continental do Gondwana, no fim do Proterozóico Superior, instalou-se uma série de processos tafrogênicos que geraram a subsidência de enormes regiões do megacontinente recém formado, ensejando o aparecimento de extensas depressões causadas por zonas de fraqueza com direções NE - SW onde mais tarde com reativações de falhas, surgiria a Bacia do Paraná (FÚLFARO *et al.*, 1982). Seu mecanismo de embaciamento deu-se por uma subsidência térmica, resultante do resfriamento de áreas que antes estavam aquecidas durante a Orogenia Brasileira/Pan Africana (MILANI & THOMAZ FILHO, 2000).

Existem várias hipóteses sobre a origem e evolução da Bacia Sedimentar do Paraná. Neste trabalho destacamos três delas que mostram relações termotectônicas com as áreas cristalinas de suas margens. Uma comparação com os diversos modelos pode ser observada na Tabela – 3.

FÚLFARO *et al.* (1982) propuseram, através de modelos adotados na plataforma russa, que a Bacia do Paraná foi desenvolvida sobre um embasamento cratonizado no Eo – Paleozóico e controlada por zonas de fraqueza NW – SE, condicionada por aulacógenos (riftes), que também influenciaram os ciclos mais antigos de sedimentação no Devoniano e início do Permo – Carbonífero (Tabela – 3). A reaglutinação das placas e sua sutura para a formação do Pangea, no Carbonífero deram início a um soerguimento no interior das placas, afetando profundamente a sedimentação ocorrida anteriormente. Intenso diastrofismo afeta essa sedimentação devoniana devido, principalmente, à remanência de seu caráter tectônico, falhando toda a coluna sedimentar do Grupo Paraná e provocando erosão de parte da sua coluna sedimentar. Nesta parte da coluna estratigráfica existe um hiato, nos sedimentos do Carbonífero Inferior, com um novo ciclo de sedimentação iniciando – se no Carbonífero Superior (Estefeniano).

No Carbonífero Superior Permiano, ao final da deposição dos sedimentos da Formação Itararé existe ainda uma movimentação tectônica na bacia, adquirindo a partir desta época, um caráter de Sinéclise. Na transição Permo – Triássica, a compartimentação da Bacia do Paraná acentua-se fortemente. O alçamento de faixas ativas nessa época (Figura – 20), entre elas a dos Andes meridionais, causa severas restrições às bacias Gondwânicas, entre as quais a Bacia do Paraná, com a forte mudança do nível de base regional. Estes fenômenos

associados a um agravamento das condições climáticas depositam – se as Formações Pirambóia e Botucatu devido a total aridez que se instala na região provocando intensa deposição eólica.

Durante o Triássico/Jurássico, o soerguimento crustal culminou em uma grande área dômica que foi o início do Arco de Ponta Grossa (FÚLFARO, 1975).

O Juro – Cretáceo, o intenso vulcanismo, extravasado pelas antigas fraturas dos riftes aulacogênicos do embasamento, constituem as zonas preferenciais dos enxames de diques da Bacia. No Cretáceo Superior formam – se zonas de fratura na margem continental e subsidência da Bacia de Santos com conseqüente deslocamento da área dômica para o sul, que permite a deposição de evaporitos associados a sedimentos clásticos. Essas associações sugerem que a margem continental, em suas bordas, eram escarpadas, permitindo a formação de uma rede de drenagem que fluísse para o interior continental (como proposto por ASMUS, 1981). No interior do continente na Bacia Bauru, como resposta a esse processo, encontramos a deposição de conglomerados associados a depósitos de caliche, representando uma fácies mais proximal, enquanto a deposição das formações Caiuá e Santo Anastácio corresponderia a uma fácil mais distal.

A hipótese sobre a origem e evolução da Bacia do Paraná levantada por QUINTAS *et al.*, (1997) elaborada por meio de estudos geofísicos (termomecânicos e *backstripping*) realizado em diversos poços da Bacia do Paraná (Figura – 20). Estes autores propuseram uma modelagem termomecânica da bacia, a partir de curvas de subsidência. Esta modelagem verificou-se a existência de três eventos distensivos principais para a bacia (Figura 21 – Tabela 3): o primeiro, ocorrido há aproximadamente 440Ma, que foi responsável pela deposição das seqüências Siluriana e Devoniana. As características deposicionais destas seqüências indicariam um progressivo processo “convergente”, representado pelo mar restrito, e pela subida do Arco de Assunção durante o Eodevoniano. Diante deste cenário, o sítio das maiores atenuações atribuídas ao evento 1 poderia ser interpretado como um aulacógeno ordovício – siluriano endentado em uma margem passiva, desenvolvida sobre o núcleo cratônico preconizado por CORDANI *et al.*, (1984). No Devoniano, com o início de um processo convergente, estabelecido pela subducção de uma placa juvenil sob a placa mais velha, haveria o desenvolvimento do Arco de Assunção e a restrição do mar devoniano. O processo convergente culminaria com o fechamento do proto – Pacífico e geraria soerguimento e o desenvolvimento do grande hiato do Carbonífero Inferior (ZALÁN *et al.*, 1990).

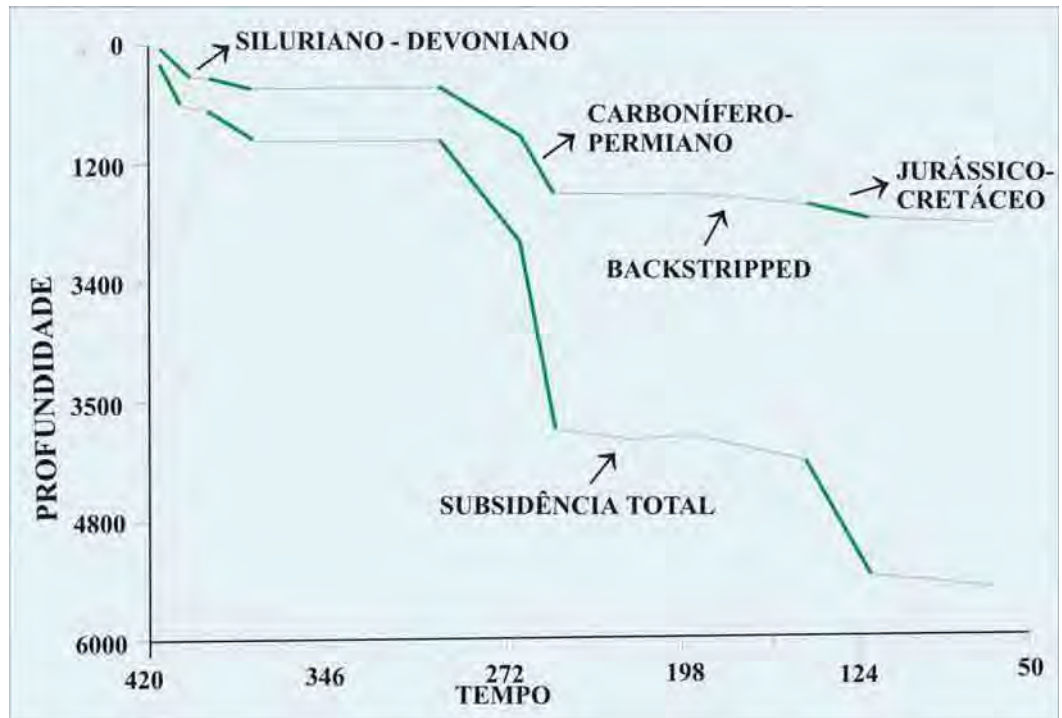


Figura 20: Subsidência da Bacia do Paraná por meio de análise de Backstripping (Modificado de QUINTAS, *et al.*, 1997)

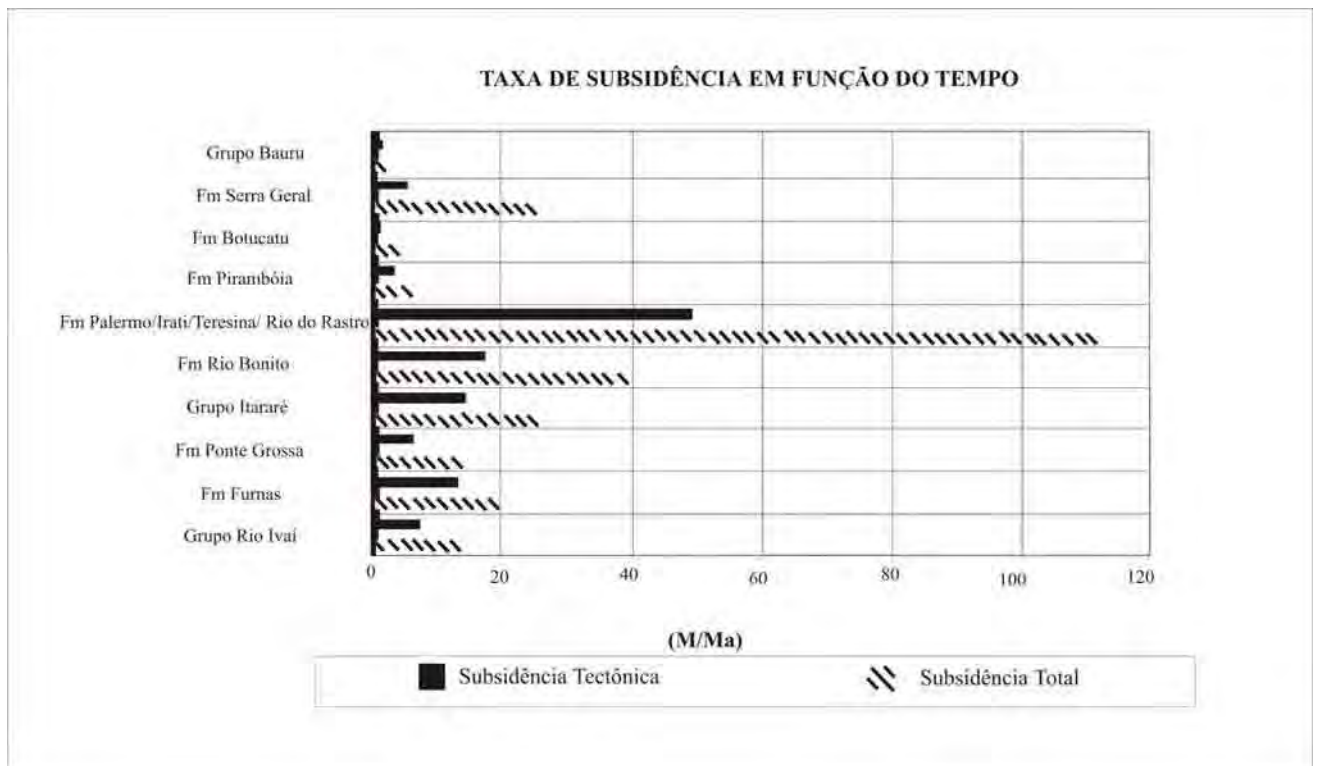


Figura 21: Subsidiência da Bacia do Paraná em diversas épocas, baseado em estudos termomecânico da Bacia do Paraná (modificado de QUINTAS, *et al*, 1997).

O segundo evento teve início dentro do intervalo de tempo da discordância Neodevoniana/ Eocarbonífera, com o resfriamento da zona de colisão, cessando por volta de 296Ma (Carbonífero Superior) com o início da sedimentação marinha do Grupo Itararé, que marcaria a reativação da zona de subducção, criando, possivelmente um ambiente de distensão retro-arco, dominado por falhamentos normais e subsidência. Trata-se do período em que a maior área da bacia foi afetada e quando ocorreram as maiores taxas de subsidência. O arrefecimento destes esforços cessaria a subsidência e, conseqüentemente, o preenchimento da Bacia por depósitos lacustres, fluviais e eólicos (ZALÁN *et al*, 1990) (Tabela – 3).

Finalmente o terceiro evento, onde o domeamento causado pela anomalia térmica que deu origem às vulcânicas da formação Serra Geral aproximadamente há 144Ma (TURNER *et al.*, 1994) produziu, nos arcos de Ponta Grossa e do Rio Grande, novos falhamentos em adição àqueles reativados do “segundo evento”, sendo que os maiores volumes dos magmas eruptados concentraram – se nas áreas de menor resistência (margens dos blocos tectônicos adjacentes). Cabe lembrar que o processo físico ocorrido neste último é diferente dos anteriores, tanto no mecanismo de formação como na duração do evento, devido à presença da pluma de Tristão da Cunha e conseqüente anomalia térmica (TURNER *et al.*, 1994; MANTOVANI, 1996), que gerou os basaltos continentais eruptados na ocasião desse terceiro evento. O soerguimento de toda a área devida ‘a anomalia térmica induziu tensões que reativaram antigas falhas e criaram novos esforços com conseqüentes deformações e/ou condutos por onde ascendeu o magma eruptado (Tabela – 3).

O desenvolvimento da Bacia do Paraná, segundo MILANI (1997) e MILANI & RAMOS (1998), deve ser considerado sob um quadro geotectônico mais amplo, pertinente ao Gondwana sul – ocidental. A Bacia implantou-se sobre uma crosta consolidada pelos eventos do Ciclo Brasileiro, próximo a ela progrediram cinturões colisionais ativos junto à margem meridional do paleocontinente. Esta geodinâmica imprimiu um padrão regional de tensões compressivas de marcante influência sobre a evolução da bacia. A implantação da Bacia do Paraná aconteceu no Neordoviciano, devido à colisão do terreno Precordilheirano contra o Gondwana e a acomodação dos esforços da Orogenia Oclóyica na região cratônica, induzindo a subsidência inicial da bacia do Paraná na forma da reativação de descontinuidades transtensivas de direção SW – NE em seu substrato (Tabela – 3).

Segundo MILANI (1997) a Bacia do Paraná é dividida em seis Supersequências: Rio Ivaí (Ordoviciano – Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero – Triássico Inferior), Gondwana II (Meso a Triássico Superior), Gondwana III (Jurássico – Cretáceo Inferior) e Bauru (Cretáceo Superior). As três primeiras correspondem a ciclos transgressivos Paleozóicos e as demais são representadas por pacotes de sedimentos continentais e rochas ígneas associadas. As seqüências constituem o registro preservado de sucessivas fases de acumulação sedimentar que se intercalaram a períodos de erosão em grande escala. Cada unidade possui uma evolução condicionada por fatores restritos em termos de clima e condições tectônicas. A Supersequência Rio Ivaí relaciona-se à implantação da bacia, e a geometria de sua área, com depocentros alongados de orientação geral NE – SW que sugere um controle por algum tipo de mecanismo de rifteamento. A Supersequência Paraná acumulou – se durante um afogamento marinho das áreas cratônicas do Gondwana, as demais possuem um quadro tectônico – sedimentar mais complexo.

De acordo com os parâmetros paleogeográficos, admite-se a existência de regiões elevadas à leste (no lado africano) e a oeste existiu mares abertos voltados para o proto – Pacífico (Panthalassa). Segundo BIGARELLA (1973), durante o Ordoviciano Superior a plataforma do Saara teria sofrido um alçamento, e a partir deste evento, iniciou-se um intenso processo de denudação, o que teria originado os sedimentos das unidades Rio Ivaí, Vila Maria, Furnas e Ponta Grossa sob a ação de transgressões marinhas; estas representam respostas diretas da elevação global do nível do mar resultante da fusão das geleiras, na medida em que o continente Gondwânico afastava – se do pólo sul (Figura 22)

Durante o fim do Devoniano até o Neocarbonífero foi depositada a Supersequência Gondwana - I, em condições de bacia intracratônica e relacionada a um episódio tectônico de subsidência da Bacia (MILANI, 1997). É interessante destacar que FÚLFARO *et. al.*, (1982) mostraram a existência da formação de falhas, brechas intraformacionais e diastremas, reativadas e geradas durante esta época. ZÁLAN *et. al.*, *op. cit* discutem que durante o início do Permiano a Bacia do Paraná não sofreu influência significativa de falhas, sugerindo que a bacia passou por uma fase de aquiescência tectônica marcante, consistindo em uma ampla plataforma estável coberta por um mar epicontinental em fase regressiva.

Durante o Carbonífero, com a aglutinação das placas tectônicas na faixa que viria a ser formado os Andes, a Bacia do Paraná sofre uma segunda fase de subsidência (Permo - Carbonífero), que começou logo depois que a Bacia do Paraná deixou o pólo sul e as geleiras continentais começaram a derreter em um ambiente periglacial (CAPUTO & CROWELL, 1985). Provavelmente esta segunda fase de subsidência tenha sido causada como resposta

flexural pela sobrecarga das massas de gelo e/ou por uma tectônica distensional, possível reflexo de nova fase de estiramento crustal (ZÁLAN *et al.*, 1990). É interessante notar que os depósitos do Grupo Itararé são afetados por grandes falhamentos normais, além de seus sedimentos refletirem grande instabilidade tectônica durante a época de sua deposição. Segundo ZÁLAN *et al.*, (1990) esta unidade apresenta olistostromas, fácies de deslizamentos e variações faciológicas laterais abruptas, indicativas de tectonismo recorrente.

No fim do Permiano e início do Triássico ocorre à deposição da Supersequência Gondwana - II, período este em que toda a região sudeste sofreu os efeitos da propagação de tensões compressoriais intraplaca, verificada durante a Orogenia *La Ventana* (RAMOS, 1988; MILANI & RAMOS, 1998), quando ocorreu a sutura da Patagônia à América do Sul (Figura 8). Esta orogenia gerou uma tensão principal máxima de sul para norte que condicionou a reativação de diversas falhas e lineamentos dentro da Bacia do Paraná, principalmente os lineamentos NE (SOARES, 1991). Estes lineamentos possuem grande relação com as atividades recorrentes de falhas dentro do cristalino, como já proposto por RIBEIRO *et al.*, (2003b).



Legenda

- 1 Bolívia
- 2 Precordilheira - Paganzo
- 3 Sauce Grande - Sierras Australes
- 4 Cabo/Karoo

■ Bacia do Paraná

➡ Relação de Convergência

Figura 22: Contexto Geotectônico Fanerozóico da margem sul do Gondwana, um sítio de persistente convergência entre o paleocontinente e o assoalho do Panthalassa. (Modificado de MILANI & RAMOS, 1998).

IDADE	FÚLFARO et al., 1982	QUINTAS et al., 1997	MILANI, 1997 e MILANI & RAMOS, 1998.
TERCIÁRIO	Soerguimento da margem continental. Formação das Bacias do Sistema de Rift da Serra do Mar		
CRETACEO	Soerguimento e reativação de antigos lineamentos Domeamento e Subsidiências isoladas deposição da Fm. Bauru.	Terceiro evento distensivo. Origem das vulcânicas da Formação Serra Geral.	Magmatismo básico afundamento flexural da Bacia – Deposição da Supersequência Bauru.
JURÁSSICO	Soerguimento crustal Reativação de Antigas linhas de fraqueza causando a compartimentação do norte da Bacia do Paraná.	Reativações nos Arcos de Ponta Grossa e Rio Grande	Ruptura do Gondwana, soerguimento no cristalino e subsidência na bacia Supersequência Gondwana III.
TRIÁSSICO	Alçamento do Andes Meridionais – Mudança no nível de base regional. Depositam as formações Pirambóia e Botucatu. Formação do Arco de Ponta grossa	Segundo Evento Distensivo. Preenchimento por depósitos lacustres e eólicos.	Sutura da Patagônia a América do Sul – Orogenia La Ventana – Supersequência Gondwana II.
PERMIANO	Formação do Pangea Soerguimento Grande erosão (hiato na coluna sedimentar)	Fechamento do Proto – (Pacífico) Início da sedimentação marinha do Grupo Itararé –	Subsidência causada por uma resposta flexural das massas de gelo Supersequência Gondwana I
CARBONÍFERO			
DEVONIANO	Levantamento do Arco de Assunção reativação dos aulacógenos. - Deposição da seqüência Devoniana	Alçamento do Arco de Assunção deposição das seqüências Siluriana e Devoniana	Afogamento Marinho das áreas cratônicas do Gondwana e Supersequência Paraná
SILURIANO		Primeiro evento distensivo Origem da Bacia do Paraná	Reativação de depocentros alojados SW – NE (transtensão e Subsidência) Supersequência Rio Ivaí
ORDOVICIANO	Formação de Aulacógeno (Grabens) com direção preferencial NW – SE.		

Tabela – 2: Resumo das principais características sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná, obtidas por diversos autores.

3.9.4 - TECTÔNICA MESOZÓICA

Dentro do contexto da evolução tectônica aqui postulada, a compartimentação da Bacia do Paraná e do cristalino adjacente acentua – se fortemente a partir do Triássico – Jurássico. Com efeito, é conhecida uma série de evidências que sugerem a atuação de um tectonismo recorrente que culminou com a fragmentação do Gondwana durante o Jurássico e mais fortemente no Cretáceo (CONCEIÇÃO *et. al.*, 1988; HASUI *et. al.*, 1989; CESERO, 1997; GARLAND, *et. al.*, 1996; RIBEIRO, 2003a, b). Estas evidências que marcam a atividade recorrente podem ser assim resumidas:

- a) *No início do Mesozóico (Triássico), a plataforma Afro-brasileira apresentava-se recoberta, em grande parte, por sedimentos continentais fluviais e eólicos depositados em condições de grande estabilidade climática (exemplo as Formações Pirambóia/Rosário do Sul e Botucatu), porém um alçamento epirogenético contínuo deu origem a formação de uma antéclise, estendendo – se da Plataforma de São Francisco (Brasil) ao maciço de Chaillu (África). Este alçamento está relacionado com a erosão posterior da delgada da capa de sedimentos neopaleozóicos e paleozóicos, expôs o embasamento em vasta área, principalmente ao redor do Arco de Ponta Grossa (HASUI *et. al.*, 1989; CESERO, *et. al.*, 1997), (Tabela – 3);*
- b) *Expulsão do mar da Bacia do Paraná no Permo/Triássico (HASUI, *et. al.*, 1989);*
- c) *Os principais eventos ígneos de natureza básica e alcalina, com início a 240Ma e reativações a 180Ma, 140Ma e 90Ma. O evento do Neocomiano (140 – 120Ma) é o mais intenso e está associado aos processos de abertura continental, sendo a sua maior atividade em 131±1 (GARLAND *et. al.*, 1996; THOMAZ FILHO, *et. al.*, 2000) (Figura – 23);*

No período Jurássico, houve um alívio de tensões nas áreas soerguidas do continente Gondwana durante o período Triássico, originando a formação de uma Bacia sedimentar alongada, de direção N-S, denominada de “depressão

Afro-Brasileira” (CESERO et. al., 1997). Sua origem pode estar relacionada devido aos efeitos de adelgaçamento da crosta (FREUND, 1967; CESERO et. al., 1997;) associados por falhamentos longitudinais que originaram os pseudotaquilitos (RIBEIRO, 1996; RIBEIRO et. al, 2003a, b). Este evento em regiões intraplaca estaria associado a um extenso soerguimento, evidenciado pela remogeneização isotópica dos sedimentos da Bacia do Paraná, fruto de um evento tectono – térmico por volta de 190 Ma (THOMAZ FILHO et. al., 1976; VIEIRA, 1980) e também nas histórias térmicas da amostra M – 44 (capítulo – 6), mostrando um aquecimento lento relacionado à elevação de isotermas, devido a soerguimentos e entrada de magmas basálticos (Figura 23).

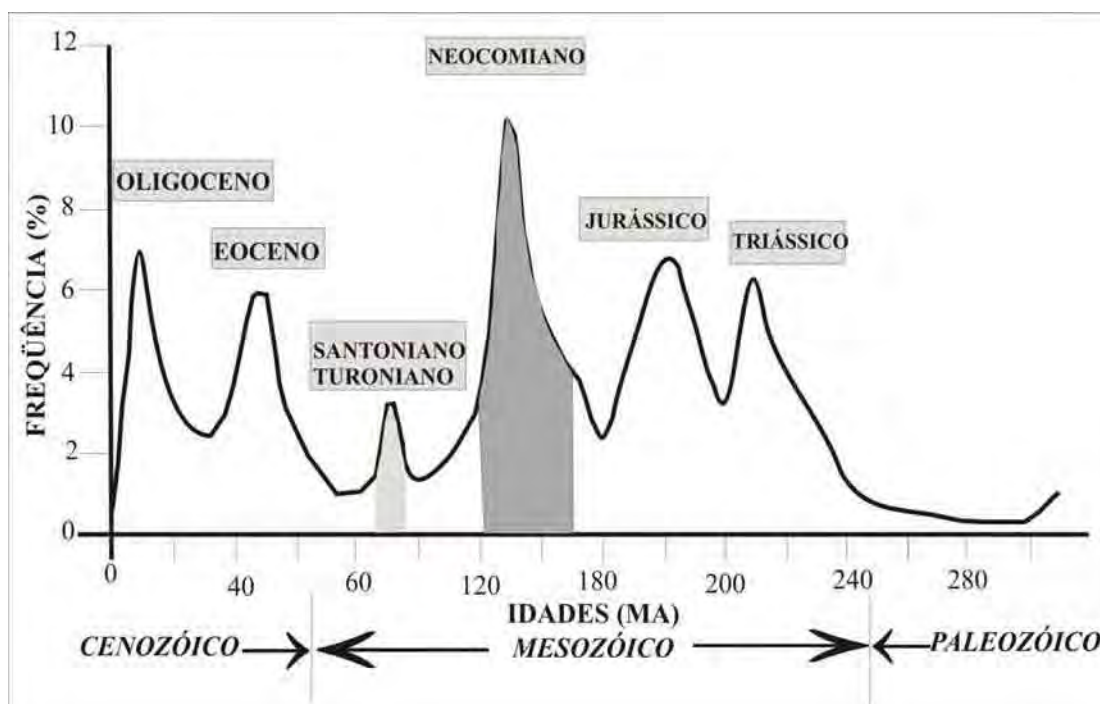


Figura 23: Datação K/Ar do magmatismo básico e alcalino e sua relação com o tempo geológico (Modificado de THOMAZ FILHO, 2000).

Em resumo, podemos concordar com o trabalho de CONCEIÇÃO *et. al.*, (1988) que propuseram que o rifteamento da Plataforma Sul – Americana, a partir do Triássico, processou – se através de dois ciclos: o primeiro entre 225 a 160 Ma, considerado um evento Sul – Atlântico inicial (Figura 24), que teria sido responsável pela abertura da porção meridional do continente, estendendo até o platô das Malvinas até a região atual da Bacia de Pelotas. Este ciclo foi responsável pela reativação de falhas e geração de pseudotaquilitos na região de Bragança Paulista e Sorocaba (RIBEIRO, 1996; RIBEIRO, *et. al.*, 2003a, b), e sucessivos soerguimentos (ver capítulo 6). O segundo ciclo (160 a 115 Ma), denominado de

“Evento Sul – Atlântiano” por SCHOBENHAUS *et. al.*, (1984), sofreu processo de rifteamento na costa leste na altura do platô de São Paulo até o norte, atingindo a Bacia de Sergipe e Alagoas.

ASMUS (1975) resumiu o desenvolvimento da margem continental brasileira, reconhecendo os estágios pré - rifte, rifte, proto-oceânico e oceânico que descreveremos a seguir na (Tabela 4), com atualizações de diversos autores.

Idades	Estágios Tectônicos	Eventos Tectônicos
0 – 65 Ma Terciário	Oceânico	Sedimentação marinha de plataforma rasa e costeira e marinha franca com reativações localizadas
65 – 100 Ma Cretáceo Superior	Oceânico	Formação da Bacia Bauru, intrusão de corpos alcalinos e soerguimentos e subsidências.
100 Ma – 140 Ma Cretáceo Inferior	Proto-oceânico	Soerguimento e espessamento crustal, sedimentação evaporítica e abertura continental
141 – 200 Ma Jurássico	Rifte	Falhamento normal, abatimento e vulcanismo com sedimentação flúvio - lacustrina
200 – 251 Ma Triássico	Pré -rifte	Soerguimento crustal, bacias periféricas intracratônicas, sedimentação continental flúvio lacustrina

Tabela 3: Estágios de evolução da margem continental (Modificada de ASMUS 1975)

3.9.5 - ESTÁGIO PRÉ – RIFTE

As informações estruturais e estratigráficas do Triássico – Jurássico permitem delinear áreas com epirogênese positiva nos sítios hoje ocupados pelas bacias de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo. Estas áreas elevadas atuaram como áreas fonte de sedimentos para as bacias interiores adjacentes, como por exemplo, a Bacia do Paraná. Acredita-se que os soerguimentos do Arco de Ponta Grossa e Sul – Riograndense estejam ligados a este período. Estudos obtidos por traços de fissão em apatitas constatarem as reativações relacionadas ao soerguimento a aproximadamente 230 Ma (POUPEAU *et. al.*, 1985), análises efetuadas por BORBA *et. al.*, (2002) em granitóides também do Escudo Sul - Riograndense, resultaram em

idades em torno de 250 – 270 Ma; na região do Planalto de Jundiá, próximo a cidade de São Paulo, RIBEIRO *et. al.*, (2003a, b) registraram idades em torno de 207 a 148 Ma, que possuem relação com a reativação de falhas e formação de pseudotaquilitos, juntamente com os soerguimentos.

3.9.6 - BACIA DO PARANÁ

Na Bacia do Paraná as reativações de falhas ocorreram ao longo de zonas de instabilidade tectônica que são a continuação de antigas zonas de cisalhamento abaixo da Bacia e reativada em subsuperfície. Estas zonas de instabilidade consistem em sua maioria em alinhamentos estruturais, magnéticos ou gravimétricos (RICCOMINI, 1995); representadas por feições associadas a faixas de fraturamento e pequenas falhas descontínuas, raramente vinculadas a diques. Elas revelam uma longa história de atividade tectônica com grande ascensão de isothermas sob estas estruturas (SOARES *et. al.*, 1996).

Durante o Triássico a estrutura parece ter condicionado a deposição eólica e aluvial a noroeste do eixo da estrutura. Além destas estruturas a área é afetada por descontinuidades com sentido noroeste caracterizadas por altos estruturais delimitados por falhas normais e raras falhas inversas, também por altos topográficos com presença de diques e soleiras de diabásio. Estas estruturas são reativações em caráter rúptil das falhas de Jundiuvira, Doninha, Jacutinga, etc.

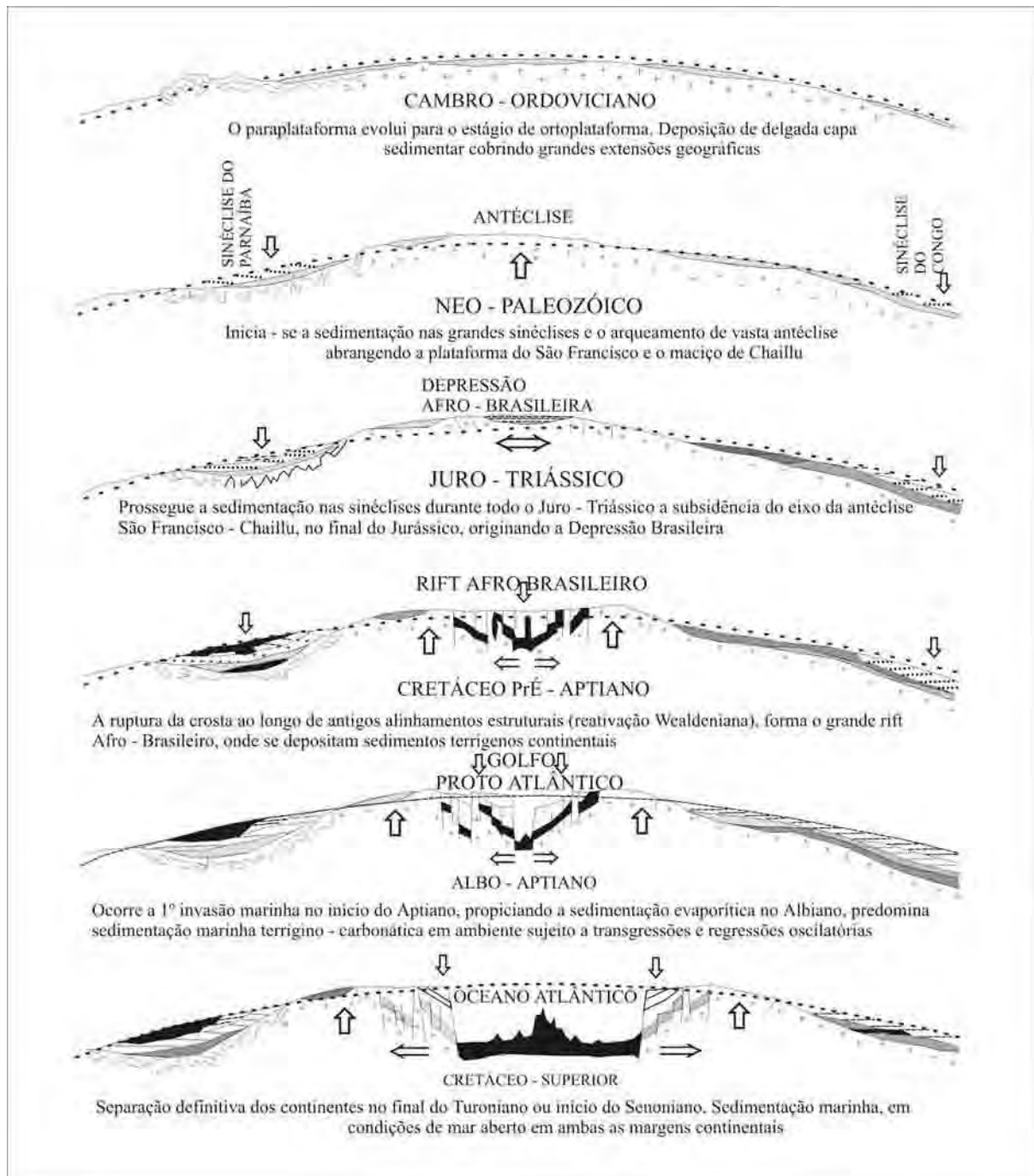


Figura 24: Evolução Tectônica esquemática das margens continentais do Brasil oriental e da África Ocidental (Modificado de CESERO & PONTE, 1997)

3.9.7 - ESTÁGIO RIFTE

Este estágio é caracterizado por ruptura da Plataforma Sul – Americana, gerando ao longo das atuais costas leste brasileira e oeste africana um sistema de riftes que capturaram a drenagem existente, dando origem a um conjunto de lagos interligados, onde se desenvolveram as atuais bacias marginais de Colorado e Salado na Argentina; Cuanza, do Congo e do Gabão na África; Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo, no Brasil (CESERO *et. al.*, 1997; DAVISON, 1999). Nesta mesma época, a resistência oferecida pelo Craton do São Francisco e Congo, provavelmente atenuou a evolução do rifte e propiciou as grandes manifestações vulcânicas representadas pelos basaltos Serra Geral (Bacia do Paraná) e Kaoko (Namíbia) (SIDER & MICHELL, 1976) (Tabela – 4) (Figura 24).

Segundo PIGEON (1985) a litosfera tornou-se espessa, gerando uma forte distorção térmica marcada pela existência de um *hot spot*. Esta anomalia originou perturbações no balanço térmico, criando soerguimentos epirogênicos (domos). As evidências da atuação deste *hot spot* na região do Atlântico Sul foram demonstradas pela presença de derrames basálticos nas seqüências *sin-rift* das bacias costeiras (Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo) (Figura 54 capítulo 6), como também na referida Província Paraná-Etendeka. Por outro lado, WHITE & MACKENZIE (1989) descreveram um modelo de rifteamento em que a extensão desencadeia o magmatismo em áreas de altas temperaturas do manto devido à descompressão ascendente do manto astenoférico. Já MOLINA & USSAMI (1999) através de estudos de anomalia do geóide na região sul – sudeste do Brasil mostraram que o vulcanismo da província Paraná – Etendeka não está relacionado ao processo de pluma, pelo menos em seu estágio inicial, mostraram que ocorreram reativações térmicas devido à extensão litosférica e em tempos diferentes a época da abertura continental e ao longo de segmentos separados das margens continentais, portanto leva-se a crer que o *hot spot* seja totalmente independente das plumas mantélicas no Cretáceo Inferior. Outra evidência que corrobora esta hipótese, são os derrames de basalto em condições subaéreas, mostrando que estas áreas encontravam – se soerguidas na época do rifteamento (COX, 1989) (Figura 42a capítulo 5), estes derrames preservariam a paleosuperfícies, reconhecida por KING (1956) como superfície Gondwana (Paleosuperfície pré rifte).

Datações por traços de fissão em apatitas também indicaram soerguimentos, iniciados durante a abertura oceânica, que estão relacionados à origem da Serra da Mantiqueira com histórias térmicas iniciadas a 40 °C (1,3 Km de profundidade) e idades corrigidas em torno de de

121±7 M.a. (GUEDES *et. al.*, 2000 a,b; TELLO, *et. al.*, 2003a,b), Estes dados são corroborados por BROWN *et. al.*, (1990) no lado do oeste Africano e VIGNOL – LELARGE *et. al.* (1994) no Arco de Ponta Grossa.

3.9.8 - BACIA DO PARANÁ

*No âmbito da Bacia do Paraná, durante o estagio rifte verificaram – se extensos enxames de diques de diabásio nas direções NW e NE, que a cortam nas regiões ao norte, centro e sul do Arco de Ponta Grossa (HASUI *et. al.*, 1989). Para estes sistemas de diques, advogam – se condições tectônicas tracionais. COBBOLD *et. al.*, (2001) sugerem que o sistema tracional NW-SE teria se originado no processo rifte na Bacia de Santos e no enxame de diques da Serra do Mar, enquanto que as trações NE – SW seriam as responsáveis pelos enxames de diques do Arco de Ponta Grossa. A atuação conjunta destes dois sistemas reativou antigas linhas de fraqueza e causaram a compartimentação da área norte da Bacia do Paraná, em um mosaico tectônico de grabens, com altos localizados, mergulhando regionalmente para o interior da Bacia. Desse modo, é provável que os altos estruturais identificados, (Anhembí, Ártemis, Assistência, Sarutaiá, Piratininga, Agudos, Quatingá, Pau D’alho entre outros), tenham sido alçados, durante este estágio, em função da intensa movimentação crustal que caracterizou esta fase. (Tabela – 4) (Figura 25).*

3.9.9 - ESTÁGIO PROTO-OCEÂNICO

Para a origem da Serra do Mar existem duas hipóteses: a primeira hipótese inicialmente proposta por WEISSEL & KARNER (1989), coloca que a Serra do Mar é um remanescente erosional de um flanco do rifte inicial que deu origem ao Atlântico Sul, onde este foi soerguido pelo recuo (*rebound*) flexural isostático causado pelo descarregamento mecânico durante a contínua denudação e erosão lateral e sedimentação, o que induziu um soerguimento constante.

Estes mesmos autores afirmam que, com exceção do espessamento magmático, os processos termiais ou dinâmicos não levam a um soerguimento permanente dos flancos. No caso de um flanco suportado termalmente, o soerguimento diminui com o tempo à medida que a litosfera distendida recupera o seu equilíbrio térmico, enquanto que o soerguimento dinâmico cessa o fim da distensão (Figura 23). Esta última hipótese é corroborada pelos trabalhos de GILCHRIST & SUMMERFIELD, (1990); GALLAGHER & BROWN, (1999) BROWN *et. al.*, (2000).

A segunda hipótese e mais recente foi proposta por PIGEON (1985), quando as litosferas continental e oceânica estão em contato (o que ocorre na margem leste brasileira) existe uma forte distorção térmica marcada por uma subsidência generalizada das bacias marginais. Esta anomalia origina perturbações no balanço térmico e isostático, criando soerguimentos epirogênicos positivos e termais (denominados de convexidades marginais) (Figura 9). Esta hipótese foi aprimorada por análises de traços de fissão (GUEDES *et. al.*, 2000a, b; TELLO *et. al.*, 2003a, b; HACKSPACHER *et. al.*, 2003b). Mais recentemente, através de estudos geológicos, geomorfológicos e por traços de fissão, a Serra do Mar se originou no Cretáceo Superior (82 ± 5 Ma), com evidências de sobrelevação durante o Oligoceno (RIBEIRO, 2003) (Figura 23).

As áreas que foram afetadas durante o estágio rifte no interior do continente brasileiro foram regiões de ocorrência do vulcanismo Serra Geral e a seqüência de diques do Arco de Ponta Grossa. As falhas foram reativadas nas direções E - W, NE - SW e NW - SE na Bacia do Paraná e E -W e NE - SW no Sistema de Rifts da Serra do Mar (NÜRNBERG & MÜLLER, 1991).

No interior continental africano foram reativados durante a abertura, o Rifte de Gongola na Nigéria; Rifte Yola na zona de empurrão de *Benue Trough* que consiste em uma série de bacias dispostas *en echelon*. O vulcanismo associado a esta época ocorreu na Namíbia e na Província de Etendeka (NÜRNBERG & MÜLLER, 1991) (Figura 21).

Durante a segunda fase da reativação Wealdeniana (estágio pré-oceânico e Oceânico – Tabela 3), no intervalo entre o Senoniano e o Eoceno, ocorreu nova manifestação de magmatismo alcalino tipo central (THOMAZ FILHO *et. al.*, 2000), representado por várias intrusões expostas na região sudeste, sendo que as mais jovens se localizam no estado do Rio de Janeiro.

A ocorrência de lava ankaramítica, datada do Eoceno Superior, intercalada nos sedimentos da Bacia de Volta Redonda (RICCOMINI *et. al.*, 1983), atesta a contemporaneidade do início da formação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro, com as últimas manifestações do magmatismo alcalino (ALMEIDA, 1983). Foi nesta época que ocorreu também a formação da depressão do Paraíba do Sul e a posterior deformação da superfície erosional Sul-americana (Japi) (KING, 1956; ALMEIDA, 1976).

3.9.10 - BACIA DO PARANÁ

Na Bacia do Paraná os derrames de lavas toleíticas (ALMEIDA, 1986; NÜRNBERG & MÜLLER, 1991; ALMEIDA *et. al.*, 1996) constituíram a mais expressiva manifestação diastrófica já registrada em uma bacia cratônica após o cambro - ordoviciano. Este vulcanismo deu-se entre 147 e 119 Ma, com um pico de maior intensidade a 131 Ma (RENNE *et. al.*, 1996) (Tabela 3).

As intrusões de rochas alcalinas por sua vez apresentaram-se em duas fases, sendo uma mais antiga pós -aptiana (basaltos toleíticos) e a segunda mais nova Eocênica - Oligocênica (rochas alcalinas propriamente ditas) (THOMAS FILHO, 2000). As rochas pós-aptianas foram em parte contemporâneas à deposição do Grupo Bauru (ALMEIDA, 1986) e a Eocênica – Oligocênica foram contemporâneas ao soerguimento de toda a plataforma.

Algumas rochas alcalinas possuem sua origem devida à influência da subsidência da Bacia do Paraná, outras devidas às intrusões dentro de alinhamentos (falhas) reativadas, como o corpo de Ipanema (RIBEIRO *et. al.*, 2001); mas as maiorias das intrusões podem estar vinculadas ao fim da tectônica Wealdeniana, como é evidenciado pelo alinhamento magmático de Cabo Frio (ALMEIDA, 1991).

Uma atividade posterior registrada na Bacia do Paraná está evidenciada por sismos, controle deposicional e reativações de falhas, ao longo de zonas de instabilidade tectônica e antigos falhamentos em subsuperfície. Estas zonas de instabilidade consistem em sua maioria de alinhamentos estruturais, magnéticos ou gravimétricos (RICCOMINI, 1995), como os alinhamentos do Rio Paranapanema, Tietê, Guapiara e Jacutinga – Pitanga - Quatinguá, entre outros (SOARES, 1991; RICCOMINI, 1997; ROSTIROLLA *et. al.*, 2000) (Figura 25). Durante o magmatismo do Eocretáceo, os eixos destas estruturas foram sítio de grandes intrusões na forma de soleiras. No ciclo sedimentar cretáceo estas estruturas controlaram a sedimentação do Grupo Bauru apenas no bloco noroeste da Bacia do Paraná (SOARES, 1991; SOARES *et. al.*, 1996). Esta faixa possui ainda, reativações tardias devidas ao elevado gradiente geotérmico presente ao longo das estruturas.

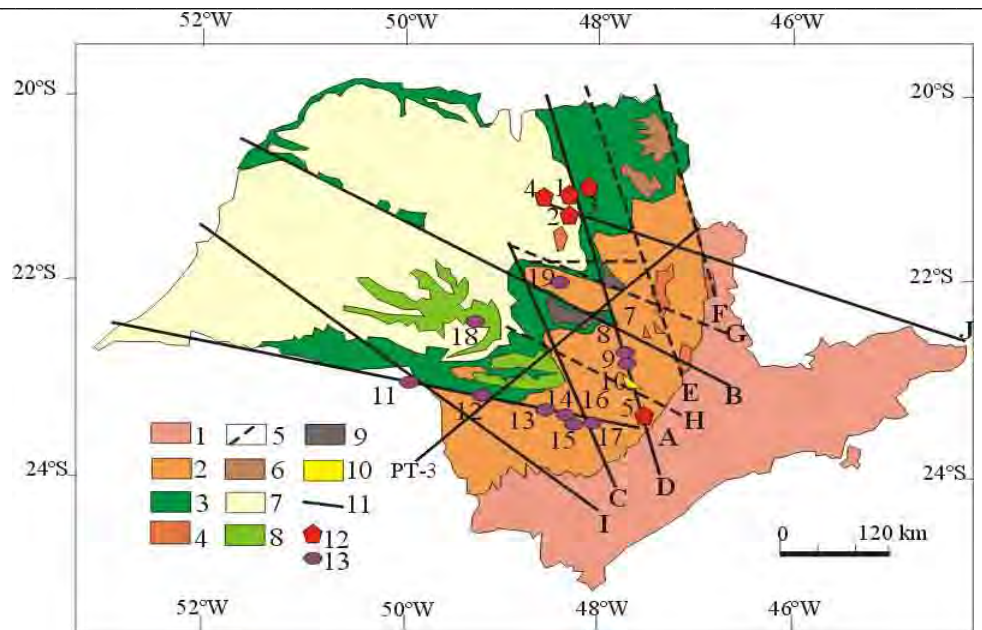


Figura 25: Principais alinhamentos da Bacia do Paraná no estado de São Paulo (Modificado de RICCOMINI, 1997).

Legenda: 1) Substrato pré -cambriano, 2) Terrenos Paleozóicos e Mesozóicos da Bacia do Paraná; 3) Rochas vulcânicas da Formação Serra Geral; 4) Sills de Diabásio; 5) Contato aproximado entre 4 e 5; 6) Depósitos rudáceos da região de Franca – Pedregulho; 7) Grupos Caiuá e Bauru; 8) Formação Marília (Grupo Bauru); 9) Formação Itaqueri; 10) Formação Rio Claro e Depósitos Correlatos; 11) Alinhamentos estruturais A- Alinhamento do rio Paranapanema; B – Alinhamento Estrutural do Tietê; C – Alinhamento de Ibitinga – Botucatu; D – Alinhamento do rio Mogi – Guaçu; E – Alinhamento Ribeirão Preto – Campinas; F – Alinhamento Rifaina – São João da Boa Vista; G – Alinhamento São Carlos – Leme; H – Alinhamento Barra Bonita – Itú; I – Alinhamento de Guapiara, PT 3 – Alinhamento de Jacutinga; 12 – Manifestações Alcalinas (1 – Taiúva; 2 – Aparecida do Monte Alto; 3 – Jaboticabal; 4 – Piranji; 5 – Ipanema/ Araçoiaba da Serra); 13 – Altos Estruturais (6 – Domo de Anhembi – Piapara; 7 – Estrutura de Pitanga; 8 – Domo de Artemis; 9 – Horst do Pau D’ Alho; 10 – Domo de Jibóia; 11 – Domo de Jacarezinho; 12 – Domo da Neblina; 13 – Domo de Jacu; 14 – Estrutura Dômica Carlota Prenz; 15 – Domo do Rio Grande; 16 – Domo de Jacutinga; 17 – Domo de Guarda; 18 – Estrutura de Piratininga; 19 – Domo de Jacaré – Guaçu.

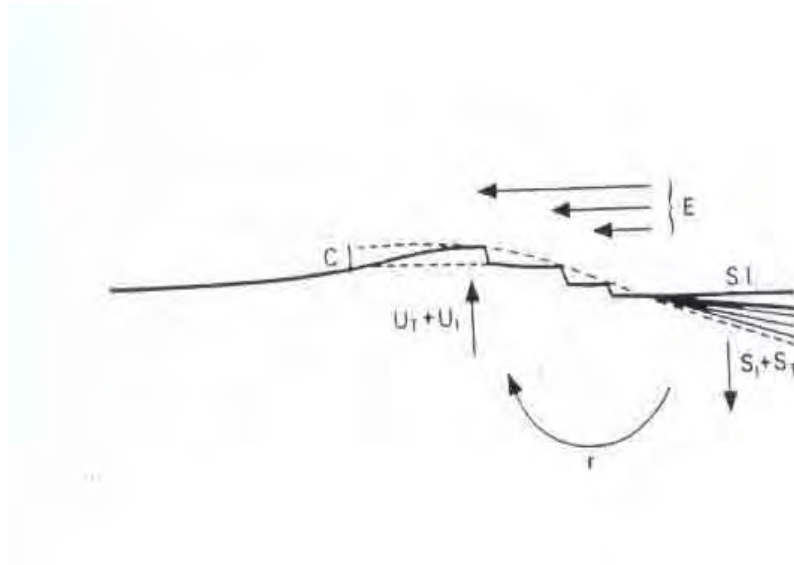


Figura 26: Principal modelo de origem da Serra do Mar. ($U_r + U_i$) Isostasia flexural; (U_i) Soerguimento posterior e isostasia (Modificado de THOMAS & SUMMERFIELD, 1981).

3.9.11 - NEOTECTÔNICA

O termo neotectônica foi introduzido por OBRUCHEV (1948), designa “os movimentos tectônicos recentes ocorridos no fim do Terciário e início do Quaternário, os quais tomaram um papel decisivo na formação da topografia contemporânea”. HASUI (1990) propõe que o quadro neotectônico do Brasil se insere em um cenário de uma placa litosférica em movimento para WNW, com movimentos epirogenéticos positivos e, menos expressivamente, negativos. A expressão estrutural da movimentação da placa se dá eminentemente por falhas, cuja atividade é de caráter ressurgente, condicionada por antigas zonas de cisalhamento e suturas ligadas à estruturação de primeira ordem, a mais antiga da crosta. As falhas são predominantemente transcorrentes, porém outros tipos podem aparecer em função do ângulo entre as feições reativadas e das tensões locais. Já a sua movimentação epirogenética, eventualmente pode se manifestar por falhamentos normais.

Este episódio tectônico corresponde à tectônica do Oligoceno até o recente, ou seja, desde os movimentos sísmicos instantâneos até aqueles de idade superior a 10^7 anos, caracterizado por feições estruturais pouco marcadas e feições sutis do relevo (INQUA, 1978 *apud* SAADI, 1993).

Através de estudos estruturais chegou-se à conclusão de que o regime de tensão neotectônico regional envolve eixo de tensão de máxima de compressão (σ_1) em torno de NW-SE/horizontal, eixo de tensão mínima, ou de máxima extensão, (σ_3) em torno de NE -

SW/horizontal e eixo de tensão intermediário (σ_2) em vertical. Isto significa que o regime tectônico vigente é do tipo transcorrente, com um binário em torno de EW (SAADI *et. al.*, 1991; SAADI, 1993).

RICCOMINI (1989) estudando o Rift Continental do Sudeste do Brasil (área compreendida entre as Bacias de Resende, Taubaté e São Paulo entre outras) definiu 4 episódios tectonosedimentares que afetaram principalmente a Bacia de Taubaté (Tabela 4). Estes episódios consistem de uma tectônica distensiva de direção NNW - SSE que reativa falhas lítricas com caimento para o Oceano Atlântico. A segunda fase tectônica, provavelmente de idade oligocênica, afetou os sedimentos do Grupo Taubaté e é caracterizada por uma fase de transcorrência sinistral de direção E-W, com extensão NW-SE e, localmente, compressão NE - SW. No Pleistoceno a área sofre a atuação de um binário E-W de transcorrência dextral, com compressão NW-SE. A última fase tectônica corresponde a um regime distensivo com direção NW-SE que afeta depósitos holocênicos.

Segundo SALVADOR (1994) & SALVADOR e RICCOMINI (1995), estudando a área do alto estrutural de Queluz (SP), feição tectônica positiva que separa as bacias de Taubaté e Resende, reconheceram uma quinta fase tectônica, cujos campos de esforços obtidos indicam um regime compressivo de direção E-W que perduraria até hoje (Tabela 4).

Na área de estudo, principalmente na Serra da Mantiqueira, existem muitos trabalhos, destacando entre eles o de RICCOMINI & MODENESI (1997), que se referem à falhas que afetam depósitos característicos da superfície Altos Campos. HIRUMA (1999) reconhece 3 fases neotectônicas, correspondentes às três últimas fases descritas por SALVADOR (1994) no Planalto de Campos do Jordão. RIBEIRO & SIQUEIRA (1999) mostraram relações entre falhas transcorrentes e inversas com paleotensões cretáceas de σ_1 =NE e σ_3 =NW relacionadas com o soerguimento da Serra da Mantiqueira e falhas inversas com σ_1 =NW e σ_3 =NE relacionadas a depósitos de cimeira com lateritas e anomalias de relevo na região de Extrema (MG).

Outro trabalho que merece destaque é o de FÚLFARO e colaboradores (1985) que estudando sedimentos terciários na região de Atibaia (Planalto de Jundiaí), concluíram que esta área teria sofrido 3 ciclos de pulsação tectônica. Estes ciclos estariam associados ao levantamento da margem continental atlântica.

- 1) O primeiro corresponderia a um soerguimento tectônico no Oligoceno que teria originado o início da deposição por fluxo de detritos da Unidade Tanque. Este episódio também está registrado nas histórias térmicas obtidas neste trabalho (capítulo 6);

- 2) O segundo ciclo, pliocênico ter-se-ia depositado por leques aluviais sem continuidade lateral com reativação de falhas normais encontradas nos sedimentos, possivelmente originando os sedimentos e cambissolos da unidade Jaguari por corridas de detrito. As análises de paleotensões registraram este episódio (capítulo 5);
- 3) O terceiro ciclo, pleistocênico, corresponderia à implantação do sistema fluvial atual de caráter meandrante, seguido de um soerguimento contínuo e lento. Também registrados pelas análises de paleotensões (capítulo 5).

3.9.12 - BACIA DO PARANÁ

Para PENTEADO (1968), a atividade tectônica na área da Bacia do Paraná seria necessariamente pós - Bauru, sendo caracterizada por dois pulsos tectônicos distintos: um pulso tectônico ocorrendo no Terciário Superior; que gerou falhamentos nos sedimentos da Formação Itaqueri que colocou em cotas altimétricas mais elevadas as vizinhanças da Serra da Canastra, próximo ao município de Franca, sugerindo um soerguimento nesta área, e um pulso tectônico em épocas pleistocênicas que está evidenciado no relevo em áreas próximo a cuesta com contínuo soerguimento (pedimentos falhados e leques de fluxo de detritos).

Trabalhos recentes (SOARES & LANDIM, 1975; LADEIRA & SANTOS, 1996, 2003; RICCOMINI, 1995) confirmam estes resultados, que estão sumarizados na (Tabela 4).

IDADE	BACIA DO PARANÁ	EMBASAMENTO CRISTALINO	RIFT CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL	AUTORES
Pleistoceno	Soerguimentos	Soerguimento contínuo e lento	Compressivo EW	Salvador, 1994; Hiruma, 1999.
			Transcorrência destrai	
			Regime distensivo com extensão NW – SE	
Plioceno	Compressão NE/SW Falhas na Formação Itaqueri	Falhas normais Deformação afetando as Bacias Terciárias	Transcorrência Sinistral	Ricomini, 1989; Fúlfaro <i>et al.</i> , 1985
Mioceno		-----	Fms. Itaquaquecetuba e Pindamonhangaba	Fernandes da Silva, 1998.
Oligoceno	-----	Soerguimento Início da deposição da unidade Tanque	Transcorrência EW co extensão NW – SE e localmente compressão NE – SW Grupo Taubaté	Ricomini, 1989; Ribeiro <i>et al</i> , 2003a.b. Ribeiro, 2003.
Eoceno	-----	Soerguimento	Extensão NNW – SSE	
Paleoceno	Extensão NNW/SSE	-----	Formação da Depressão	Ricomini, 1989; Ribeiro, 2003.
Cretáceo Superior	Superseqüência Bauru	Rochas Cataclásticas	-----	Milani, 1997; Ribeiro <i>et al</i> , 2003a.b.
Cretáceo Inferior	Supersequência Gondwana III	Reativação dos Pseudotaquilitos	-----	Ribeiro <i>et al</i> , 2003a.b.
Jurássico Superior	Soerguimento dômico	Soerguimento dômico	-----	Cox, 1992.
Jurássico Inferior	-----	-----	-----	
Triássico Superior	Supersequência Gondwana II	Formação dos Pseudotaquilitos	-----	Milani, 1997; Ribeiro <i>et al</i> , 2003a.b.
Triássico Inferior	Orogenia La Ventana		-----	Ramos, 1988
Permiano	Superseqüência Gondwana I Soerguimento Tectônico	Soerguimento e Reativação termotectônica	-----	Milani & Ramos, 1999; Milani, 1999.

Tabela 4: Fases de evolução tectônica registrada na Bacia do Paraná, no Rift Continental do Sudeste do Brasil e no cristalino.

4.0 – SIGNIFICADO TERMOTECTÔNICO DA TOPOGRAFIA DO SUDESTE DO BRASIL

A tectônica continental, em um sentido mais amplo, é o estudo da resposta espacial e temporal da litosfera continental à aplicação de cargas geológicas (KARNER, 1990). Uma carga pode ser representada por qualquer transferência de massa, como por exemplo, à erosão e a subsequente deposição de sedimentos e o estiramento da litosfera em regimes distensionais.

WEISSEL & KARNER (1989) propuseram um mecanismo capaz de causar o soerguimento permanente dos flancos de um rift por meio de um retorno (*rebound*) flexural isostático da litosfera causado pelo descarregamento mecânico originado durante o evento distensivo. As litosferas, como as rochas, mostram a existência de um componente elástico linear que permite à rocha retornar ao seu estado indeformado após a retirada da carga, isto se não houver uma deformação permanente nesta. Este componente elástico é denominado de rigidez flexural (D), ou seja, ela apresenta a capacidade de retornar à sua configuração anterior quando sofre descarregamento erosional, mesmo que sofra uma deformação anelástica regional (GUNN, 1948 *apud* KARNER, 1990). Tal evento ocorre porque a remoção de uma carga superficial resulta em um desequilíbrio de forças, despertando assim os mecanismos de reajuste isostáticos (AZEVEDO JUNIOR, 1991).

A paisagem da região centro – leste do estado de São Paulo, é marcada por um relevo montanhoso com compartimentos topograficamente deprimidos, que são produtos inequívocos da atuação de processos tectônicos relacionados a uma complexa história evolutiva fanerozóica da margem continental. Os processos denudacionais envolvidos foram, por sua vez, responsáveis pela destruição de muitas das feições tectônicas.

3.1 - SOERGUIMENTO DA REGIÃO SUDESTE

Em trabalhos integrando geomorfologia, estratigrafia (bacias costeiras) e dados estruturais, KARNER & DRISCOLL (1999) mostraram que a região sudeste foi palco de soerguimentos epirogênicos. Um exemplo clássico desta topografia soerguida é o extenso planalto presente no sudeste do Brasil. Esta região planáltica tem o

comprimento de 1500 – 2000 Km e uma variação da amplitude do relevo entre 500 – 2700m em relação ao nível do mar (Planalto Atlântico).

Os planaltos, segundo MCGETCHIN (1980 *apud* AZEVEDO JR, 1991) são relativamente jovens, pelo fato de ainda se encontrarem preservados, porém estudos mais recentes mostram, que feições do relevo podem se preservar se a taxa de soerguimento for maior que a de erosão, ou se antigas superfícies onde ocorreram intensa deposição, estão hoje em dia em soerguimento (LOWRY & SMITH, 1994; GALLAGHER *et. al.*, 1995, entre outros)

MACKENZIE (1984) discute que o soerguimento epirogenético de vastas áreas continentais pode se dar como uma resposta isostática ao espessamento crustal devido à intrusão de grandes espessuras de magma básico na porção inferior da crosta continental, o qual ele denominou de *underplating*. O espessamento crustal seria formado por uma pluma que causaria anomalias térmicas devido à entrada de magma em subsuperfície. Este processo culminaria com um afinamento da litosfera e um conseqüente rifteamento (MACKENZIE, 1984; WEISSEL & KARNER, 1989). O rifteamento seria o início do processo que culminaria com a abertura do Oceano Atlântico Sul.

Este processo de intrusão de materiais ígneos básicos levou WHITE & MACKENZIE (1989) a acreditarem que a abertura do Atlântico Sul é um bom exemplo de separação continental que ocorreu sobre uma pluma do manto e descrevem um modelo de rifteamento em que a extensão desencadeia o magmatismo em áreas de altas temperaturas devido à descompressão ascendente do manto astenosférico. O *hot spot* responsável pela elevação das temperaturas do manto gerou grandes quantidades de magma e com a migração das placas formou -se as cadeias vulcânicas do Rio Grande e Walvis, estando atualmente sob a ilha de Tristão da Cunha, que é ainda vulcanicamente ativa. Porém para MOLINA & USSAMI (1999) por meio de análises gravimétricas e de anomalia do geóide chegaram à conclusão que, o vulcanismo da província Paraná – Etendeka não é relacionados a um processo de pluma, pelo menos em seu estágio inicial, mostrando que ocorreu reativação térmica devido à extensão litosférica e abertura continental, em tempos diferentes e ao longo de segmentos separados das margens continentais, portanto leva-se a crer que os derrames de basalto foram gerados em condições subaéreas, comprovando que estas áreas encontravam – se soerguidas na época do rifteamento, como aventado por (COX 1989), preservando algumas

paleosuperfícies. Estas poderiam ser correlatas à superfície Gondwana reconhecida por KING (1956).

3.2 - A FORMAÇÃO DO PLANALTO ATLÂNTICO E SERRA DO MAR

A ocorrência de um amplo soerguimento epirogenético na região sul – sudeste brasileira e seus vestígios atuais é admitida por vários autores, entre eles destaca – se o de SOARES & LANDIM (1976) que mostram depósitos sedimentares correlatos a superfícies erosivas e por meio de estudos geoestatísticos calcularam a taxa de soerguimento de parte da região sudeste; FÚLFARO (1982) acredita que a porção mais soerguida da Bacia do Paraná foi à região do Arco de Ponta Grossa. Segundo ZALAN *et. al.*, (1990), esta importante feição teria uma idade mesozóica, já que as isópacas das unidades litoestratigráficas paleozóicas da Bacia do Paraná são interceptadas e interrompidas erosionalmente pelo Arco de Ponta Grossa; a tendência positiva desta feição estaria associada com o soerguimento térmico da região da protobacia de Santos durante o início do Cretáceo, anteriormente registrado por (VIGNÔL – LELARGE *et. al.*, 1994), sofrendo posteriormente deformações (limite Cretáceo/ Terciário) que foram caracterizadas por falhamentos normais o que teriam exercido um controle sobre a acumulação hidrodinâmica (Aqüífero Guarani) nas formações mesozóicas do Pirambóia e Botucatu, como demonstrado por STRUGALE *et. al.*, (2003a, b).

O Arco de Ponta Grossa caracteriza – se por um alto estrutural e topográfico que controla a drenagem da região até hoje, como também, formou um estilo morfoestrutural composto de um bloco central mais soerguido, ladeado por blocos rebatidos separado pelos alinhamentos estruturais – magnéticos Rio Alonzo e São Jerônimo-Curiúva (FERREIRA, 1982) (Tabela 4).

Analizando as feições topográficas da Serra do Mar (WEISSEL, 1990; WEISSEL & KARNER, 1989; GALLAGHER *et. al.*, 1995) acreditam que tais feições foram originadas na época do rifteamento, devido a um soerguimento flexural de flanco de rift (Figura 26). Com o decorrer do tempo geológico, instala –se um front erosional que progride em direção ao continente, que acarreta um recuo ou migração de escarpa. Com o rejuvenescimento da topografia na época do rifteamento, um novo regime erosional é iniciado, com a atuação de processos degradacionais nas áreas continentais, fornecendo detritos que vão sendo acumulados nas bacias marginais. A forma de atuação dos processos erosionais adquire, assim, extrema importância na análise do

preenchimento sedimentar das bacias marginais. Estudos geomorfológicos realizados por ALMEIDA & CARNEIRO (1998) corroboram esta hipótese e admitem que as ilhas oceânicas são vestígios da antiga Serra do Mar que recuou pela erosão constante.

Por outro lado, estudos mais recentes utilizando análise de traços de fissão em apatitas, no Planalto Atlântico e Serra do Mar GUEDES *et. al.*, (2000a, b); TELLO *et. al.*, (2003a) e somente na Serra do Mar HADLER *et al.*, (2001); HACKSPACHER *et al.*, (2003b); TELLO *et. al.*, (2003b), enfatizam que a Serra do Mar surgiu no final do Cretáceo por volta de 80Ma, seguido de um soerguimento até o Oligoceno (30Ma), precedido por um soerguimento tectônico com ascensão das isothermas (soerguimento tectônico) até o Mioceno (20Ma). A presença de discordâncias (períodos de erosão ou não deposição) nas Bacias de Santos e Campos enfatizam esta hipótese (DAVISON, 1999; RIBEIRO *et. al.*, 2003). Outra evidência registrada é relacionada a sobrelevação da Serra do Mar, no Oligoceno, que estaria relacionado à inversão do curso do rio Paraíba do sul na região conhecida como “Cotovelo de Guararema” (AB’SABER, 1957; AB’SABER, 2003), com o conseqüente desligamento das drenagens do Tietê e do Paraíba (KARNER & DRISKOLL, 1999). Esta hipótese é confirmada pela seqüência estratigráfica da Bacia de Santos (DAVISON, 1999).

3.3 - A ORIGEM DA SERRA DA MANTIQUEIRA

A Serra da Mantiqueira situa-se entre o planalto do Alto Rio Grande e a depressão da Bacia de Taubaté. Constitui-se de uma montanha tectonicamente elevada, de estrutura geológica complexa, apresentando-se muito dissecada a partir de duas superfícies de aplainamento (ou erosivas) que nivelam seus cimos a cerca de 900 a 1000 m de altitude, como a superfície Japi de ALMEIDA, (1964) ou Sul – Americana de KING, (1953) e outra ao redor de 1700 a 2000m, que FREITAS (1951), e ALMEIDA (1964), consideram como resultado da deformação tectônica da superfície Japi ou Sul – Americana (soerguimento?) e MODENESI - GAUTTIERI, (1984, 2000) denomina “Altos Campos”, esta superfície foi reconhecida neste trabalho, como uma superfície sobrelevada (ver Mapa-2 Termomorfológico, anexo 1).

Outra característica da Serra da Mantiqueira que evidencia soerguimento, provavelmente durante o Quaternário, são os vales suspensos (SAADI, 1993), a presença de lateritas aluminoferruginosas encontradas acima de 1800m e restos de latossolos retrabalhados de vertente no nível topográfico de 1800-1820m, indicando,

segundo MODENESI - GAUTTIERI, (1984, 2000) resquícios de um manto ferralítico, provavelmente formado sob condições e processos vigentes anteriores à acentuação do soerguimento do planalto de Campos do Jordão, no alto da Serra da Mantiqueira.

No interior do continente, datações recentes obtidas pela metodologia por traços de fissão em apatitas, indicaram que o soerguimento marginal de flancos de rift iniciado durante a abertura oceânica deu origem a Serra da Mantiqueira (GUEDES *et. al.*, 2000 a, b; TELLO *et al.*, 2003), e não a Serra do Mar como era conhecido por muitos autores. Os resultados forneceram ainda evidências que a Serra da Mantiqueira poderia ser dividida em dois blocos: a Mantiqueira “alta” e Mantiqueira “baixa”, a primeira com a origem no Cretáceo Inferior e a segunda no Cretáceo Superior (GUEDES *et. al.*, 2000 a, b; TELLO *et. al.*, 2003 a, b;) (Tabela - 4).

As amostras coletadas na Serra da Mantiqueira forneceram idades e histórias térmicas em torno de 121 ± 7 Ma a uma temperatura de 50°C , indicando que a amostra se encontrava a aproximadamente 1,5 Km de profundidade, ou seja, esta seria a idade de formação da Serra. Brown *et. al.* (1990) encontraram as mesmas evidências no lado leste africano de aquecimento por volta de 124 ± 4 Ma, corroborando com o fato da origem durante a abertura do Oceano Atlântico Sul (GUEDES *et. al.*, 2000 a, b; TELLO *et. al.*, 2003 a, b).

Amostras coletadas na Serra da Mantiqueira “baixa” mostram idades em torno de 60Ma, com reativações de sobre elevação até o Mioceno (ascensão de isothermas) seguido de erosão até os tempos atuais (GUEDES *et. al.* 2000 a, b; TELLO *et. al.*, 2003 a, b;) (Figura 27). Amostras coletadas neste trabalho permitiram realizar outras interpretações para a Serra da Mantiqueira, indicando que os dois blocos da Serra, nada mais é que evidências de falhamentos normais seguidos de denudação. (ver capítulo 6 e 7).

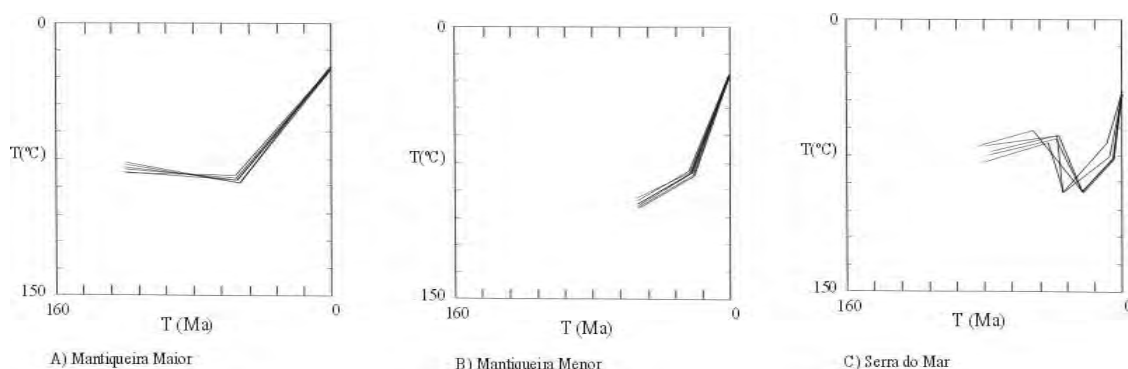


Figura 27: Histórias térmicas obtidas para a região da Serra do Mar e Serra da Mantiqueira (Modificado de TELLO *et. al.*, 2003).

3.4 - PLANALTO DE JUNDIAÍ

O Planalto Atlântico mais precisamente o sub – setor Planalto de Jundiaí situa-se na interface entre as zonas do Planalto de Ibiúna e a Serrania de São Roque (IPT, 1981), possuindo uma zona de transição entre um relevo de colinas amplas para um relevo de morrotes, com declividades médias a altas superiores a 15% e amplitudes locais inferiores a 100 m. Os morrotes são alongados e paralelos ou espigões de topos alongados, achatados ou arredondados, com vertentes ravinadas com perfil retilíneo a convexo, drenagem de média a alta densidade em padrão paralelo a treliça (domínio de fraturas e falhas). Neste domínio ocorre uma zona de serras com relevo de morros de topos achatados e mar de morros (mais restrito), onde preservam – se vestígios da superfície Sul – Americana (ALMEIDA, 1964). Os topos são extensos e as vertentes com perfis retilíneos e convexos, drenagem de média a alta densidade com padrão variável, desde sub - dendrítica, em treliça, retangular até sub - paralela, vales fechados e abertos, localmente com planícies aluviais interiores e restritas (IPT, 1981), estes padrões de drenagem são indicativos de controle estrutural e soerguimento como proposto por DEFFONTAINNES & CHOROWICZ, (1991).

A região do planalto de Jundiaí mostrou-se como área estável somente sendo afetada por grandes ciclos erosivos (Sul – Americana, Velhas) (ALMEIDA, 1964). Para SOARES & LANDIM (1976) a região esteve soerguendo desde o Terciário Superior, preservando pequenas unidades sedimentares e rebaixando níveis de base locais. Cabe destacar que estes autores detectaram um soerguimento na região da Serra do Japi, que foram corroboradas por recentes datações por traço de fissão, (FRANCO *et. al.*, 2001, 2003; TELLO *et. al.*, 2003b; RIBEIRO *et. al.*, 2003b) que registraram o início da Serra do Japi como sendo durante o Triássico com reativações (soerguimentos) durante o Cretáceo (Tabela - 5)

As contribuições tectônicas capazes de gerar movimentos ascensionais na região, tais como os processos de flexura litosférica devido à sobrecarga exercida pelas bacias marginais, o descarregamento mecânico da litosfera causado pela erosão e o soerguimento flexural dos flancos de rift, constituíram os episódios que modelaram o relevo que, segundo AZEVEDO JR. (1991) ocorreram todos eles, em uma litosfera que apresentava uma elevada rigidez flexural.

De acordo com os modelos evolutivos apresentados anteriormente (Tabela 5), a Serra da Mantiqueira seria uma feição relativamente antiga, formada durante os

processos de abertura continental e teria sofrido recuo erosional de escarpa. A Serra do Mar e a Serra da Mantiqueira em seu nível mais inferior teriam se formado somente no final do Cretáceo. O planalto de Jundiá preservaria feições ainda mais antigas (Serra do Japi) referentes ao período Triássico. Trabalhos recentes confirmam estes dados e correlacionam com taxas de erosão em toda a região sudeste (KARNER & DRISCOLL, 1999; HACKSPACHER, et al., 2004).

Tectônica Regional	Característica geomorfológica	Deformação
Reativações Neotectônicas	Sobreelevação da Serra da Mantiqueira	Sobreposição de colúvios Falhas em depósitos sedimentares
Magmatismo Alcalino	Abertura da bacia de Taubaté Sobreelevação da Serra da Mantiqueira Sobreelevação da Serra do Mar	Soerguimento da Plataforma (Eoceno - Oligoceno)
Magmatismo básico	Formação da Serra do Mar	
Ruptura continental	Formação da Serra da Mantiqueira e reativação do Arco de Ponta Grossa	σ_1 – NW (no arco de Ponta Grossa).
Soerguimento dômico	Reativação de falhas no Planalto de Jundiá	σ_1 – NS (no continente)
Pré rifte	Formação da Serra do Japi e do Arco de Ponta Grossa	σ_1 – NW (no arco de Ponta Grossa).

Tabela 5: Principais eventos tectônicos e feições do relevo.

5.0 – ANÁLISE CINEMÁTICA FANEROZÓICA

5.1 - INTRODUÇÃO

O campo de tensões na Plataforma Sul - Americana deriva da interação mecânica das placas tectônicas e ao campo gerado por suas forças volumétricas, ou seja, as tensões gravitacionais. Estas tensões são classificadas por ZOBACK (1992) em tensões originadas por grandes movimentos na crosta terrestre e com grande área de influência, classificada como de primeira ordem. Por outro lado às tensões de segunda ordem, de influência restrita e atingindo níveis da crosta mais rasos, são originadas por movimentos isostáticos causados por grandes anomalias geomórficas, principalmente montanhas, grandes bacias de drenagem e bacias Intracratônicas, estes fenômenos tectônicos modificam as tensões superficiais ou tensões horizontais máximas (Sh_{max}) de acordo com a sua intensidade (ZOBACK, 1992).

Para o estudo das tensões de segunda ordem, foi feita análise cinemática por meio da análise e reconhecimento das juntas e pela interpretação dos paleotensores em rochas de idade conhecida, seja através de rochas já datadas, seja através da tectônica que deformou estas rochas inferindo uma idade relativa. Isto nos permitiu concluir que existe uma distribuição da tensão de diferentes idades, ou seja, existem registros de atividades tectônicas recorrentes de caráter rúptil durante o Fanerozóico.

Cabe destacar aqui que existem também soerguimentos devido a grandes falhamentos normais e raros inversos que, também modificam o sentido do tensor horizontal SH_{max} . Este soerguimento também está associado a uma isostasia flexural, porém com desenvolvimento local. A denudação relacionada a esta isostasia foi denominada por BURBANK & ANDERSON (2001) de “denudação tectônica”.

O reconhecimento do material produzido pelas falhas, como os pseudotaquilitos, cataclasitos e brechas, permitem o reconhecimento de reativações (HIGGINS, 1971; SIBSON, 1975; RANALLI, 2000; RUBIM & ALMEIDA, 2003), quantificar a deformação produzida (SIBSON, 1975, 1980, 1994; CELLO *et al.*, 2001), estimar paleotemperaturas e a profundidade de formação da falha (SIBSON, 1977; ALLEN, 1979; FABBRI, 2000; O'HARA & ALLEN, 2003), quantificar a passagem de fluidos (SIBSON, 1994, 2000; CAINE *et al.*, 1996; EVANS *et al.*, 1997; CELLO *et al.*, 2001) e quantificar a origem por fusão ou por cisalhamento intenso (SPRAY, 1989; LIN, 1999; FABBRI, 2000) (ver capítulo 2).

Desta maneira a análise de paleotensões, o reconhecimento do material de falha e a análise de juntas contribuíram para datar e quantificar os mecanismos tectônicos relacionados aos soerguimentos e reativações de falhas. Posteriormente, com as análises de traços de fissão em apatitas (capítulo - 6) foi possível situar estes eventos tectônicos ao longo do tempo.

Este capítulo está organizado a partir da análise quantitativa e qualitativa do material de falha (pseudotaquilitos e cataclasitos). A segunda parte trata das paleotensões obtidas e sua relação com os eventos regionais.

5.2 – ANÁLISE DO MATERIAL DE FALHA

5.2.1 - GENERALIDADES

Em condições rasas da crosta a deformação ocorre predominantemente por fraturamento. Este é o domínio da deformação rúptil ou sismogênica de SIBSON, (1977, 1980), onde ocorre o movimento em superfícies de falhas a taxas sísmicas de deformação de vários milímetros a metros por segundo, alternado por longos períodos de quietude e de crescimento lento de pressão.

As falhas são freqüentemente parte de uma complexa interconexão de redes estruturais, porém é possível identificar um seguimento simples desta rede pela distinção de seus componentes. Nos trabalhos realizados por CHESTER & LOGAN, (1986) e CAINE *et al.*, (1996) identificou-se a zona de falha em 3 partes principais (Figura 28 – Tabela – 6).

1 – Núcleo da falha, correspondendo a uma zona tabular, geralmente descontínua, onde são acumulados os efeitos mecânicos do deslocamento. No núcleo são incluídos os pseudotaquilitos, ultracataclasitos e, segundo TANAKA (1992), os cataclasitos coesivos foliados, devido a reativações posteriores. É considerada uma zona de baixa permeabilidade e barreira da difusão de fluidos;

2 – Zona Intermediária consiste de rochas fraturadas, incluindo diferentes tipos de rocha cataclasitos não coesivos, cataclasitos foliados (TANAKA, 1992) e microbrechas. Possui uma grande mobilidade de fluidos, geralmente com sentido de fluxo paralelo a direção do plano. A permeabilidade estrutural do fraturamento é 10^4 vezes mais alta do que no núcleo (EVANS *et al.*, 1997);

3 – Protólito são zonas de falha onde o índice de fraturamento é menor, é caracterizado por brechas e raros cataclasitos; sua permeabilidade é igual à rocha encaixante.

No núcleo e na zona intermediária, existem três tipos básicos de rochas de falha, as brechas, os cataclasitos e os pseudotaquilitos (Tabela – 6), que são alvo deste estudo.

A brecha se forma pela cominuição da rocha, porém com pouca quantidade de matriz e clastos grandes, onde é possível reconhecer fases de deformação (RUBIM & ALMEIDA, 2003); o cataclasito desenvolve-se por brechação intensa de rochas intactas, geralmente com acesso abundante de fluidos, sendo gerados pela formação de fraturas de Riedel, principalmente as do tipo “P”, “R” e “R’” na forma em *echelon* (SWANSON, 1988, STREIT & COX, 2002), geralmente o cataclasito é gerado somente em níveis rasos da crosta (Figura 29).

O pseudotaquilito forma – se por fusão ao longo de um plano de falha, devido ao calor gerado por deslizamento friccional (PHILLPOTTS, 1964; SIBSON, 1977; ALLEN, 1979; MADDOCK, 1983; MAGLOUGHLIN, 1992; LIN, 1994 entre outros) ou em alguns casos por cataclase intensa, onde ocorre apenas um desgaste do material até uma granulação mais fina (WENK, 1978; MAGLOUGHLIN, 1992; LIN *et al.*, 1998 *apud* LIN, 1999). O processo de fusão ocorre a temperaturas maiores do que 1000°C em uma zona de poucos milímetros de espessura chamada de “superfície de geração” (Figura 30). Em algumas partes da fusão podem preencher falhas ramificadas subordinadas, que se espalham a partir da superfície de geração, denominadas de “veios de injeção” (Figura 30) (Foto – 7b). Posteriormente o pequeno volume de fusão formado neste processo sofre um resfriamento rapidamente para a temperatura da rocha hospedeira, como resultado a fusão congela formando um material de granulação muito fina ou vítrea que ocorre ao longo dos planos de falha e veios de injeção ramificada. A maioria dos pseudotaquilitos originada por cataclase intensa possui coloração cinza, em sua maioria e se distribuem na forma de redes complexas (*complex networks*) (SWANSON, 1988).

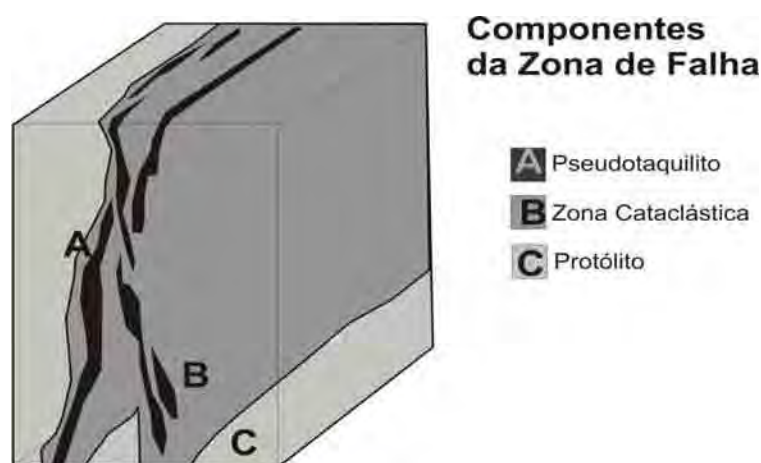


Figura 28: Componentes de uma zona de falha: a) núcleo; b) zona intermediária; c) protólito modificado de CAINE *et al.*, (1996).

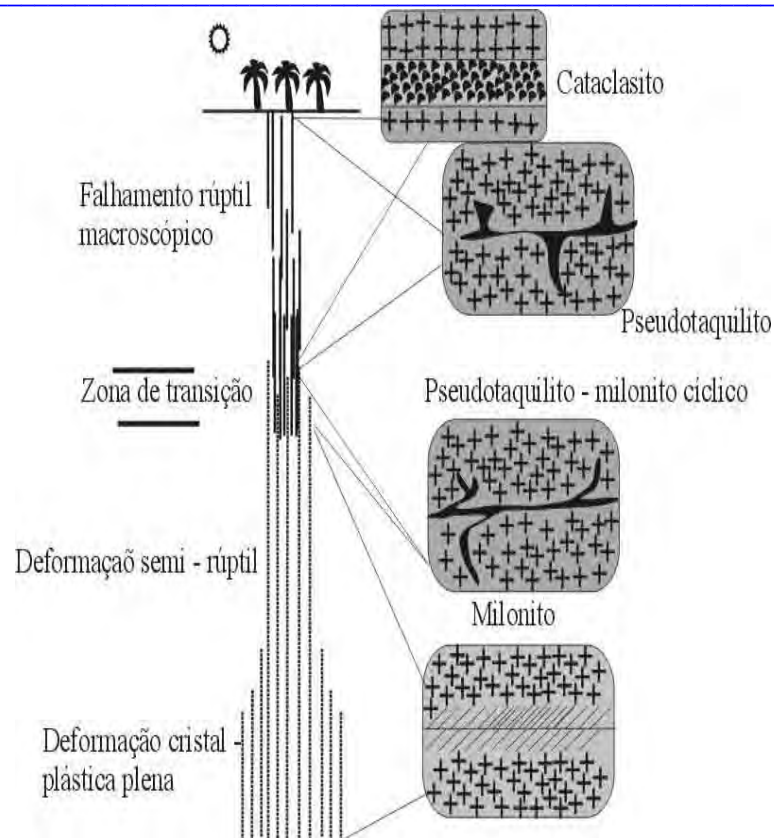


Figura 29: Distribuição dos diferentes tipos de material de falha com a profundidade da crosta ao longo de uma zona de cisalhamento transcorrente principal. O cataclasito e o Pseudotaquilito formam – se em níveis mais rasos; o milonito – e o pseudotaquilito cíclico em um nível mais profundo e os milonitos propriamente ditos, em nível mais profundo. Regimes de deformação são mostrados a esquerda (modificado de PASSCHIER *et al.*, 1993).

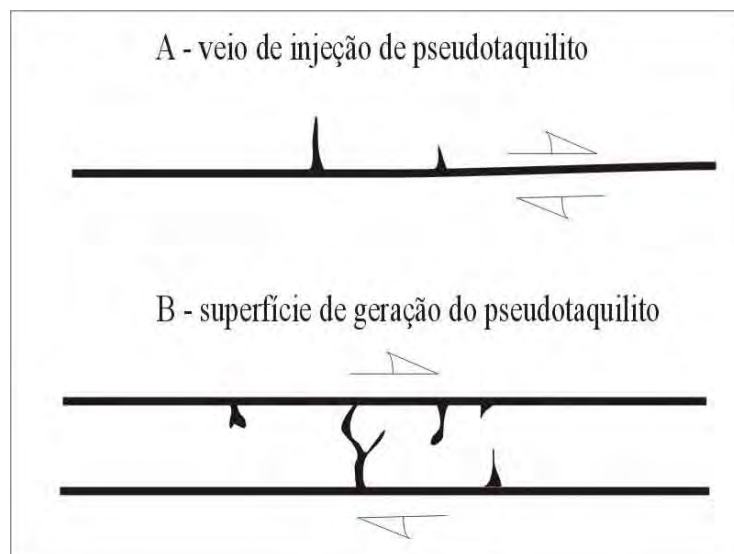


Figura 30: Modelo conceitual mostrando a superfície de geração (A) e o veio de injeção do pseudotaquilito (B) (Modificado de SWANSON, 1989).

ROCHAS	TEXTURA/ESTRUTURA
ROCHAS NÃO COESIVAS	
Brechas de Falha	Fragmentos constituem > 30% da rocha total
Farinha de Falha	Fragmentos constituem < 30% da rocha total
ROCHAS COESIVAS	
Pseudotaquilitos	Vítreas / com devitrificação
Brecha e Microbrechas	0-10% de matriz
Protocataclasito	10-50% de matriz
Cataclasito	50 –90% de matriz
Ultracataclasito	90 –100% de matriz

Tabela 6: Classificação das rochas encontradas em falha (modificado de SIBSON, 1977).

5.2.2 - ROCHAS ENCONTRADAS NA ÁREA

Neste trabalho foram encontradas duas regiões de ocorrência de pseudotaquilitos associados a cataclasitos. Estas regiões são caracterizadas por singularidades estruturais, como interação entre zonas de cisalhamento e reativações de caráter rúptil.

A área em que a zona de cisalhamento de Extrema (ZCE) e a zona de cisalhamento de Camanducaia (ZCC) interceptam -se, entre as cidades de Bragança Paulista e Atibaia, temos a ocorrência de associações entre cataclasitos e pseudotaquilitos, gerando estruturas rúpteis aparentemente complexas (Figura 31).

Outra área com a ocorrência de pseudotaquilitos é a região de Sorocaba, próximo às zonas de cisalhamento de Jundiuvira (ZCJ) e a zona de cisalhamento da Doninha (ZCD) (Figura 31).

5.2.3 – REGIÃO DE BRAGANÇA PAULISTA

Na área de Bragança Paulista e Atibaia nas proximidades do Bairro do Tanque (Figura 32), ocorre uma faixa de rochas cataclásticas e de pseudotaquilitos com estruturação complexa.

Nos limites entre os municípios de Bragança Paulista e Itatiba, ao longo da zona de cisalhamento de Extrema e Camanducaia (Figura 32), ocorrem cataclasitos coesivos associados a pseudotaquilitos que cortam granitos pertencentes ao complexo Socorro.

As formas de relevo associadas a estas rochas constituem em morros e morrotes altamente dissecados e alinhados ao longo das principais zonas de cisalhamento (ZCE, ZCC).

As principais ocorrências estão na Fernão Dias próximo a Bragança Paulista (entrada para a variante), próxima ao Posto Policial; Ao longo da Fernão Dias dentro do condomínio Bragança, ambos ao longo da falha de Extrema. Na falha de Camanducaia ocorre na Pedreira do DAEE, também próximo a Fernão Dias no bairro do Tanque.

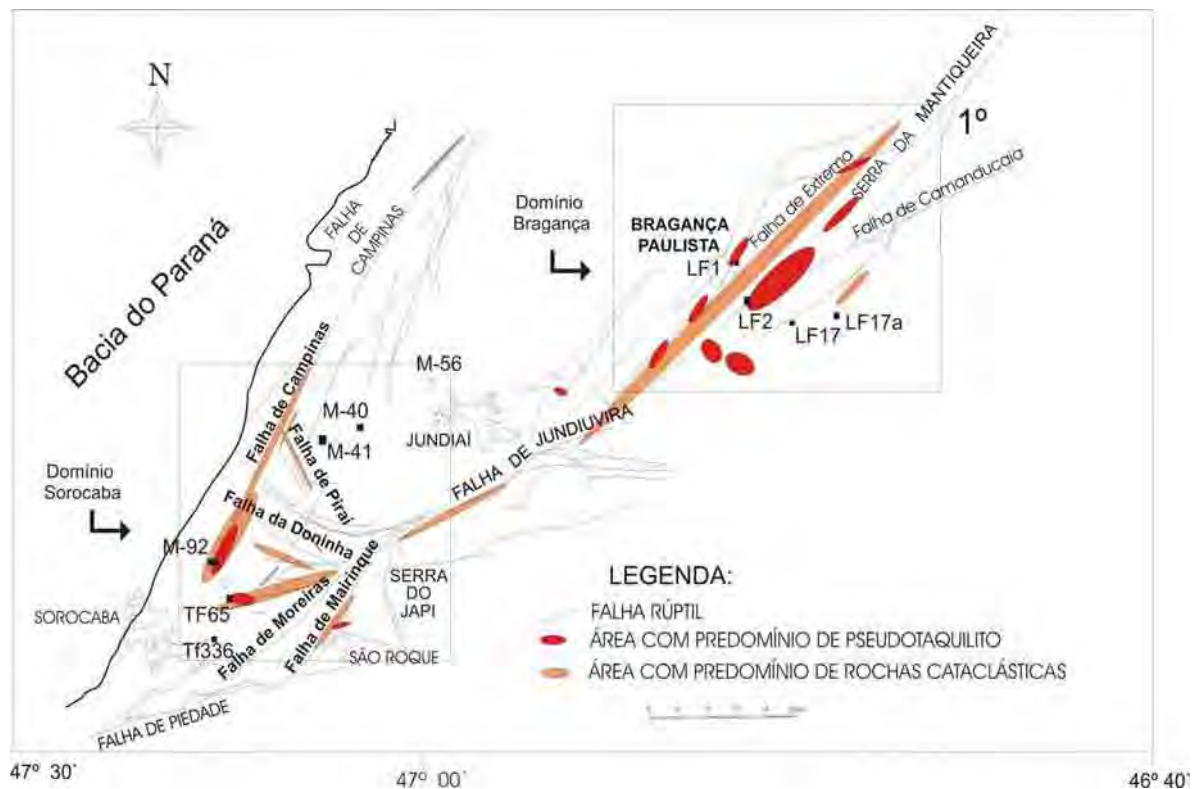


Figura 31: Mapa de localização dos corpos de pseudotaquilito na região de Bragança Paulista e Sorocaba – SP.

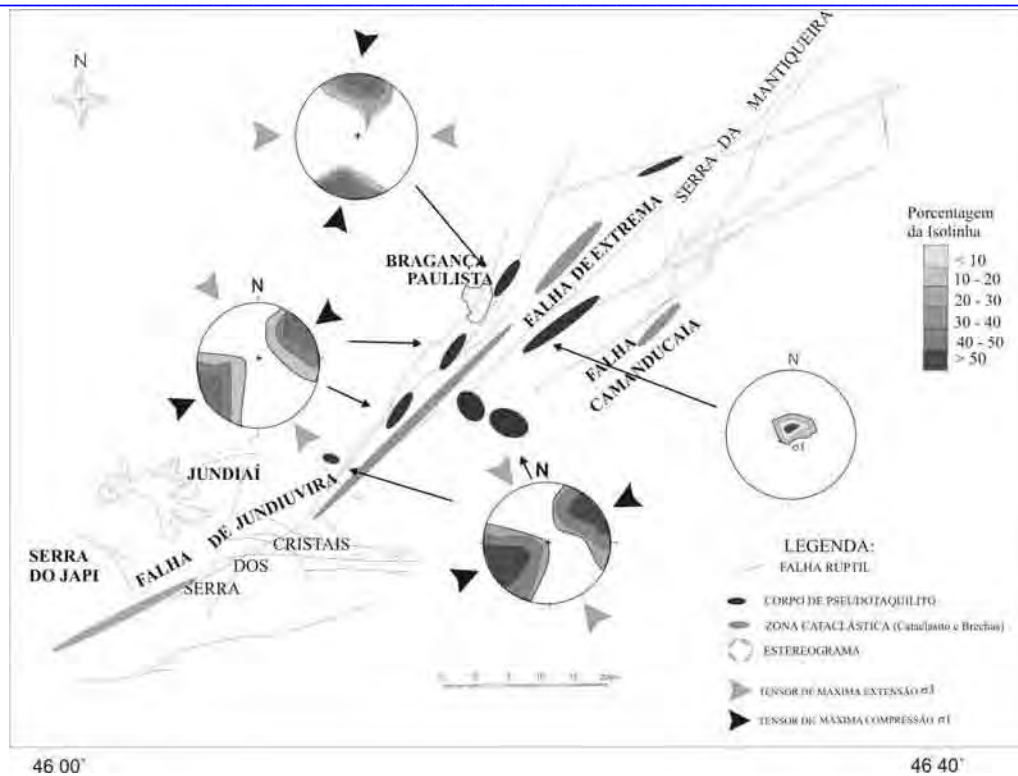


Figura 32: Detalhe da figura 31 mostrando a localização dos pseudotaquilitos e das rochas cataclásticas na região de Bragança Paulista juntamente com os gráficos de paleotensões.

5.2.5 - DIQUES E VEIOS ÍGNEOS

Os afloramentos estudados são cortados por diques de aplitos com constituição quartzo – feldspática e 1 – a 5cm de espessura (Foto-1), apresentando microfraturas e brechas, com direções preferenciais NE e EW.

Os diques básicos em sua maioria apresentam –se subhorizontais, cortando os pseudotaquilitos com contato brusco.



Foto 1: Dique quartzo – feldspático deslocado por falha, afloramento M –183, Rodovia Fernão Dias, entrada para a variante de Bragança Paulista lado direito sentido Belo Horizonte.

5.2.6 - ROCHAS CATACLÁSTICAS

Os materiais de falha encontrados na área de estudo, estão classificados em pseudotaquilitos, cataclasitos não – foliados (protocataclasito) e cataclasitos foliados apresentando uma ampla variação na proporção relativa do pseudotaquilitos e do cataclasito ao longo da zona de cisalhamento de Extrema.

O cataclasito é uma rocha marrom escura com matriz predominando em relação aos clastos (50% – 90%), com foliação incipiente caracterizada pela orientação de clastos (4 a 8 cm) de feldspato potássico e pequenos pedaços da rocha, sua matriz é fina apresentando camadas de intensa catáclase com grande cominuição dos clastos (reduzindo – se até a 1 a 2cm).

MICROESTRUTURAS (CATACLASITOS)

Em lâmina delgada mostra – se pequenos “filmes” ou camadas de ultracataclasito intercalado com cataclasito sugerindo uma reativação da falha (Foto – 2). Nos cataclasitos podem ser observados grãos de feldspatos fraturados e os grãos de quartzo recristalizados, com ocorrência de bandas de reação, formando vários tipos de minerais secundários (entre eles o epídoto, a ilmenita, o rutilo, entre outros). Em lâmina, o ultracataclasito possui uma

orientação dos clastos formando uma foliação, que muitas vezes pode ser confundido com ultramilonito, segundo a classificação de PASSCHIER & TROW (1995), é uma foliação espaçada, paralela, com um volume de clivagem de 60%, com microlithons constituídos por quartzo/feldspatos fraturados (cataclasito) e índice de rugosidade de 0.5. (Foto – 2) (Tabela – 8).

As rochas cataclásticas não foliadas constituem os protocataclasitos e as brechas (com proporção de matriz < 10%) e os ultracataclasitos (com proporção de matriz > 90%). A maioria dos clastos é derivada do granito da rocha encaixante, porém existem casos em que são provenientes dos diques quartzo-feldspáticos (aplitos). Conforme ocorre a passagem do cataclasito para o ultracataclasito, inicia-se a diminuição geral no tamanho do clasto e um aumento relativo de sua rugosidade. Esta evolução reflete, segundo FABBRI *et al.*, (2000), um importante aumento na catáclase, sendo que o resultado consiste do microfraturamento e microbrechação dos cristais de quartzo e feldspato, com deslocamento e rotação intergranular gerando transferência de massa difusiva que é indicada por fraturas negras (seta – foto 2, Figura 28), às vezes stylolíticas.

Por sua vez, os protocataclasitos situam-se a uma distância de aproximadamente 10cm da superfície de geração do pseudotaquilito (zona de falha), com um fraturamento menos desenvolvido, com recristalização do quartzo, formação de bandas de cisalhamento nos feldspatos (Seta – Foto – 3, Figura 29) e intensa deformação da biotita, demonstrada pela extensão ondulante (Tabela 8).

PSEUDOTAQUILITOS

Os pseudotaquilitos localizados na área de estudo distribuem-se principalmente nas zonas de falha de Extrema e de Camanducaia são formados de fundidos negros a cinza escuros que desenvolveram-se na superfície da falha (superfície de geração) (Foto – 4) e em fraturas ou juntas associadas (veios de injeção) (Foto – 5). A ocorrência dos pseudotaquilitos sempre se associa aos cataclasitos e ultracataclasitos (Foto – 6) e raramente com os protocataclasitos e brechas. São constituídos por um material vítreo (que em sua maior parte sofreu devitrificação) de cor cinza esbranquiçado a negro, apresentando clastos de feldspatos potássicos centimétricos. Sua distribuição, tanto em lâmina como em afloramento consiste estruturalmente de pequenos “diques anastomosados” ou em pequenos aglomerados (bolsões), que na classificação de TECHMER *et al.*, (1992) é denominado de estrutura *network e pull – apart* respectivamente (Foto 7- 8 – Figura 34).



Foto 2: Fotomicrografia mostrando duas superfícies de geração com pseudotaquilito associado a ultracataclasito, note a orientação dos clastos na matriz (seta vermelha), e a formação de novos minerais associados ao feldspato (epídoto, sericita) (seta azul). Abertura de 20X, nicóis cruzados.

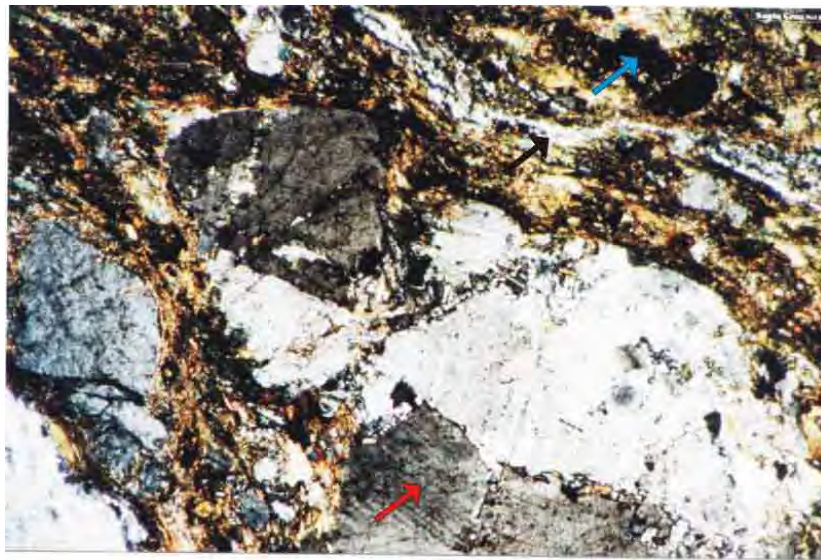


Foto 3: Fotomicrografia mostrando quartzo recristalizado (seta preta) e biotita deformada (seta azul), notar também a formação de bandas de deformação no plagioclásio (seta vermelha), B - Nicóis cruzados, aumento 20X.



Foto 4: Detalhe de Pseudotaquilite recobrindo um plano de falha com estrias. (ponto 186 – condomínio Fernão Dias – Bairro do Tanque – Atibaia – SP)

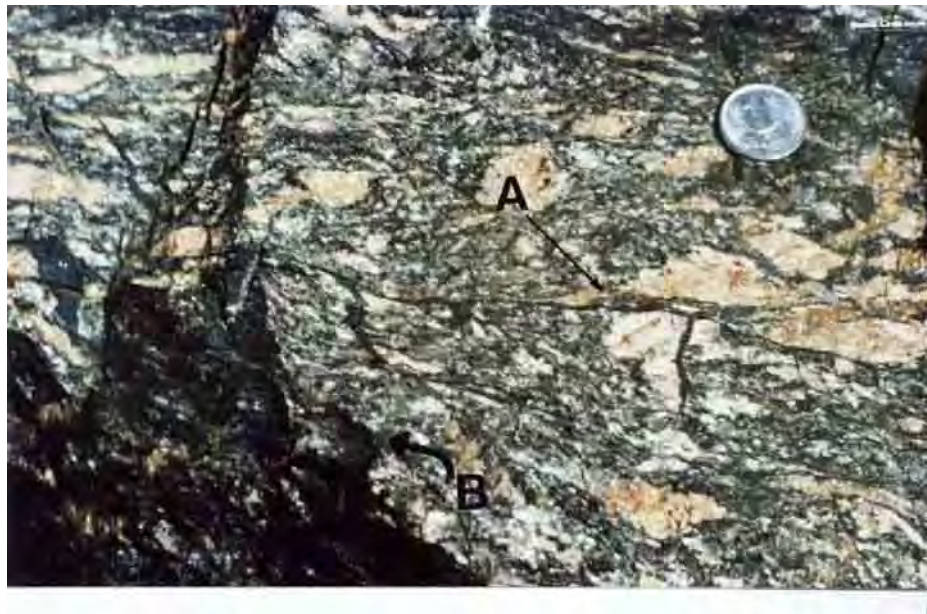


Foto 5: Detalhe do afloramento da rodovia Fernão Dias, Bolsão de Pseudotaquilite (esquerda da foto); A = seta mostra uma falha preenchida por pseudotaquilite (superfície de geração); a letra “B” mostra um veio de injeção. Rodovia Fernão Dias – lado direito da pista sentido Bragança Paulista.

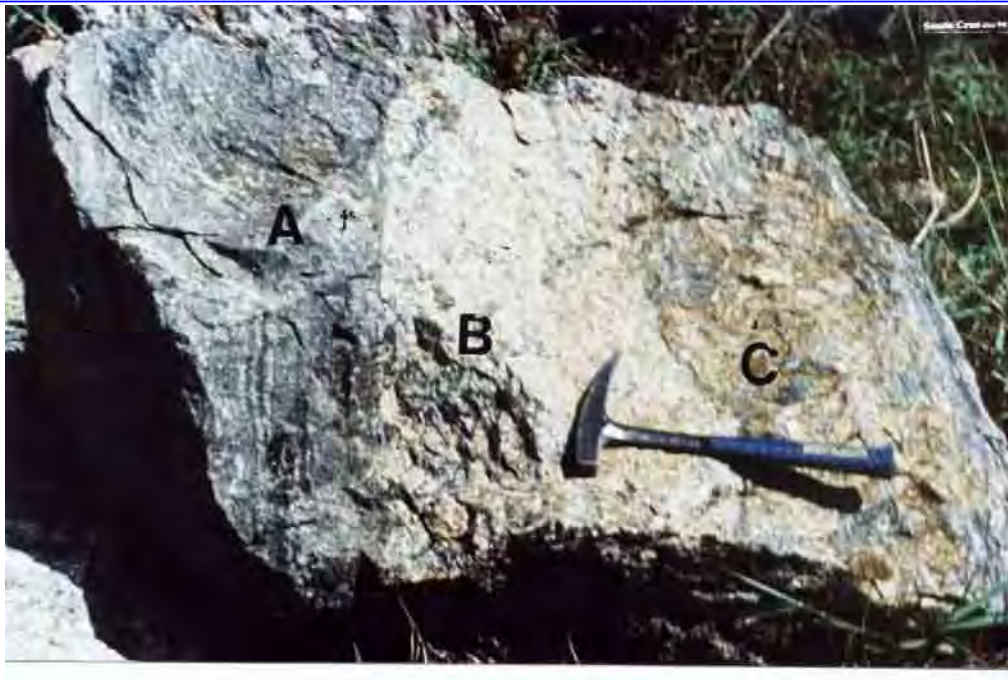


Foto 6: Matakão mostrando três tipos de material de falha, A) à esquerda da foto, bolsão de pseudotaquilito maciço, separado de B por uma falha (superfície de geração); B) ao centro da foto, ultracataclasito, pouco foliado, com contato difuso com C; C) à direita da foto, cataclasito + pseudotaquilito, note os clastos de feldspato potássico preservados. Matakão solto na Rodovia Fernão Dias lado direito da pista, sentido Belo Horizonte – entrada para a variante que liga a Bragança Paulista.



Foto 7a: Fotomicrografia mostrando veios de injeção intercalados por falhas paralelas e clastos de cataclasito. Note que estes veios estão falhados (seta azul), provavelmente por um evento posterior (Ponto – M182, M -181).



Foto 7b: Fotomicrografia mostrando veios de injeção intercalados por falhas paralelas e clastos de cataclasito. Note que estes veios estão falhados (seta azul), provavelmente por um evento posterior (Ponto – M182, M -181).

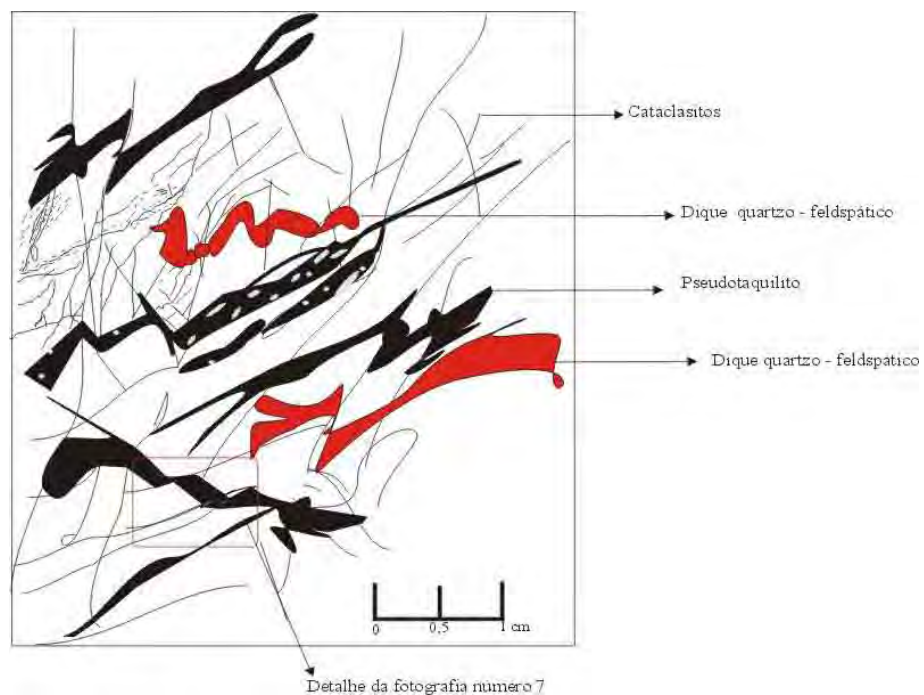


Figura 33: Esboço da lâmina da foto - 7 mostrando dois estágios de injeção entre o ultracataclasito foliado (A) e o cataclasito com o pseudotaquilito (B) e ambos estão falhados por um episódio posterior. No detalhe a amostra da lâmina da foto – 7.

Microestruturas

Em lâmina as estruturas *network* apresentam superfícies de geração que cortam a rocha encaixante em várias direções, este padrão em rede evidencia que a rocha sofreu diversas reativações a altas temperaturas (TECHMER *et al.*, 1992). Cabe notar que o

pseudotaquilito que exibe este tipo de estrutura esta associada a cataclasitos não foliados e a protocataclasitos (Foto – 7a - Figura 30), indicativo de que o pseudotaquilito não possui relação com o cataclasito, provavelmente sendo posterior (SIBSON, 1975; MAGLOUGHLIN, 1992).

A estrutura do tipo *pull – apart*, como mostra a Foto – 8, caracteriza-se por um bolsão de pseudotaquilitos, formados por clastos de feldspato potássico e associado a ultracataclasitos foliados (Foto – 9) e a cataclasitos, evidenciando uma deformação progressiva associada a um aumento extremo de temperatura dentro da superfície de geração, o que origina o formato em bolsões sendo este geralmente formado em grandes profundidades (TECHMER, *et al.*, 1992) (Tabela – 8).

Outra microestrutura que merece destaque é a presença de falhas de caráter rúptil presentes nestas rochas que deformam e até mesmo chegam a deslocar as superfícies de geração do pseudotaquilito, como pode ser visualizado nas Fotos – 7a, b e 8, fato este indicativo de reativações posteriores (Tabela – 8).

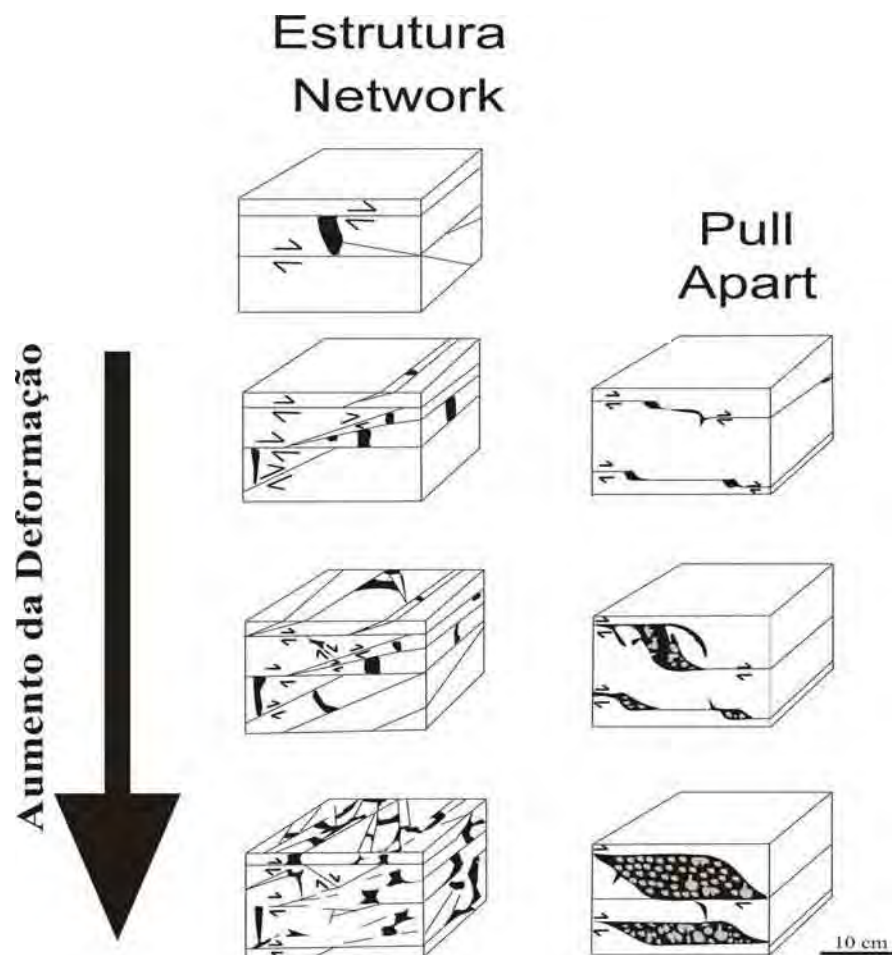


Figura 34: Classificação de estruturas dos pseudotaquilitos e a sua evolução tectônica. (Modificado de TECHMER *et al.*, 1992).

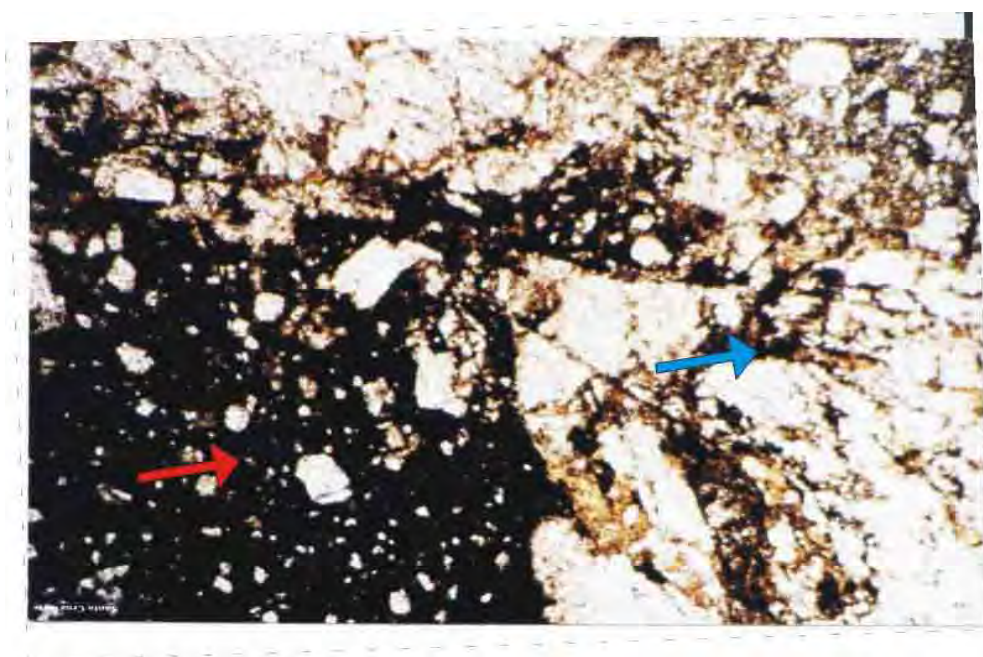


Foto 8: Fotomicrografia mostrando estrutura do tipo *pull – apart* do Pseudotaquilito (seta vermelha) e sua associação com o ultracataclasito (seta azul) (ponto M –182).

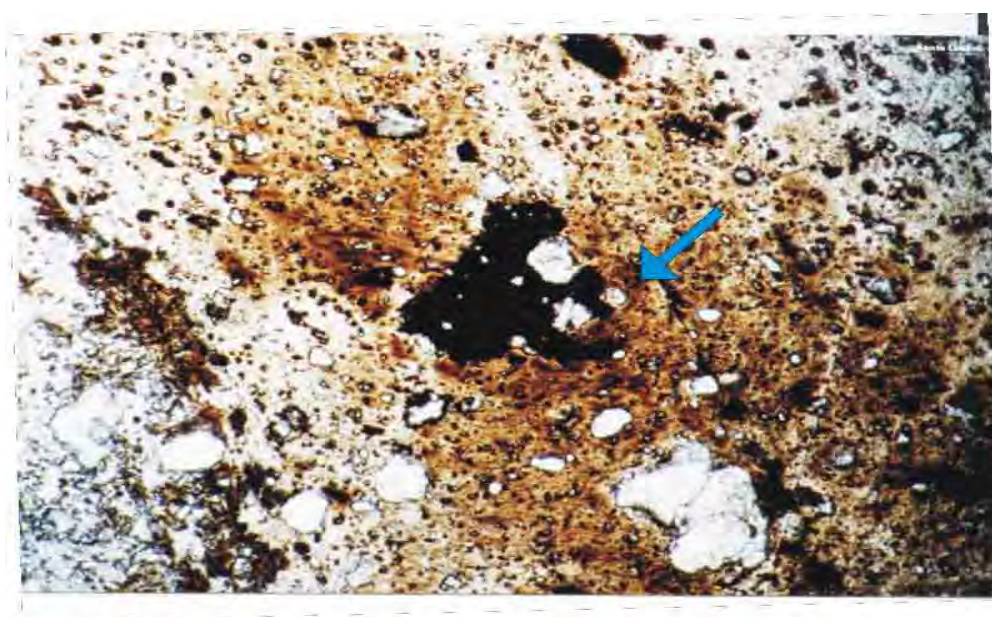


Foto 9: Fotomicrografia de um bolsão de pseudotaquilito (seta azul) associado com ultracataclasito foliado (ponto M –182).

5.2.4 – ANÁLISE ESTRUTURAL

A análise estrutural permitiu reconhecer falhas normais, transcorrentes e juntas neoformadas em caráter normal e transcorrente e subordinadamente (cerca de 15% do total de falhas) as falhas inversas. Os resultados das paleotensões realizados na área foram divididos em quatro setores (Figura 31) (Tabela – 8):

- a) No setor (A), foram encontradas em falhas destrais (NW) e subordinadamente em falhas sinistrais (EW). As direções médias do tensor de máxima compressão (σ_1), para (NS\horizontal) e o tensor de máxima extensão (σ_3) (EW e vertical), em alguns pontos.
- b) No setor (B), falhas (NW) destrais, (NE) sinistrais e falhas normais (NE e NNE), o paleotensor de máxima compressão (σ_1) obteve direções (ENE/Subvertical) e em alguns locais vertical (Transtensão?) e o tensor de máxima extensão (σ_3) (NW\horizontal).
- c) No setor (C) falhas transcorrentes (NS) destrais o paleotensor de máxima compressão (σ_1) resultou em direções (NE/horizontal), e o tensor de máxima extensão (σ_3) (NW\subvertical).
- d) No setor (D) em falhas transcorrentes (NS e NE) destrais o paleotensor de máxima compressão (σ_1) resultou em direções (NE/horizontal), e o tensor de máxima extensão (σ_3) (NW\horizontal), neste setor a ocorrência de falhas são raras.

Cada setor estudado possui diversos tipos de pseudotaquilitos, todas as fases sismotectônicas estão representadas, com exceção do setor “D” onde somente aparece pseudotaquilitos da 3ª fase, ou seja, pseudotaquilitos de origem cataclástica.

5.2.5 – DATAÇÃO

O pseudotaquilito desta região foi datado através da metodologia Ar/Ar (Tabela – 7) pela Análise de Traços de Fissão em Apatitas (ATFA), estes por RIBEIRO (1996). Os resultados obtidos pelo método Ar/Ar resultaram em uma idade de 535 ± 90 Ma (com uma perda de Ar de 79%?), esta idade registrou um episódio tectônico logo após a formação da rocha encaixante (~600Ma) sugerindo uma reativação paleossísmica em uma profundidade

de 15 Km. Analisando os resultados obtidos pelo método Ar/Ar podemos observar que houve sucessivas fases de perda do Ar, estas perdas poderiam estar relacionadas com episódios de reativações da zona de falha ou sucessivos episódios de soerguimento (Figura 35).

Os resultados obtidos pelo método dos traços de fissão resultaram em idades em torno de 220 Ma (Tabela 7), coletadas em zonas de falhas, mostrando a idade da reativação destas falhas, pois o calor friccional apagou os traços deixados na zona cataclástica e ultracataclástica, local onde foram coletadas as amostras estudadas por (RIBEIRO, 1996). De acordo com as idades obtidas e a interpretação das histórias térmicas (capítulo 6), foi possível registrar um resfriamento lento interpretado como um período de exumação nas amostras estudadas (RIBEIRO, 1996).

Método	Amostra	Características
Ar/Ar	569 ± 18 (<i>plateau</i>)	Melhor <i>plateau</i>
Traço de Fissão	$220 \text{ Ma} \pm 20$	Datado com Durango apatita

Tabela 7: Idades obtidas pelos métodos Ar/Ar e traço de fissão para a amostra M –183 (Ribeiro, 1996).

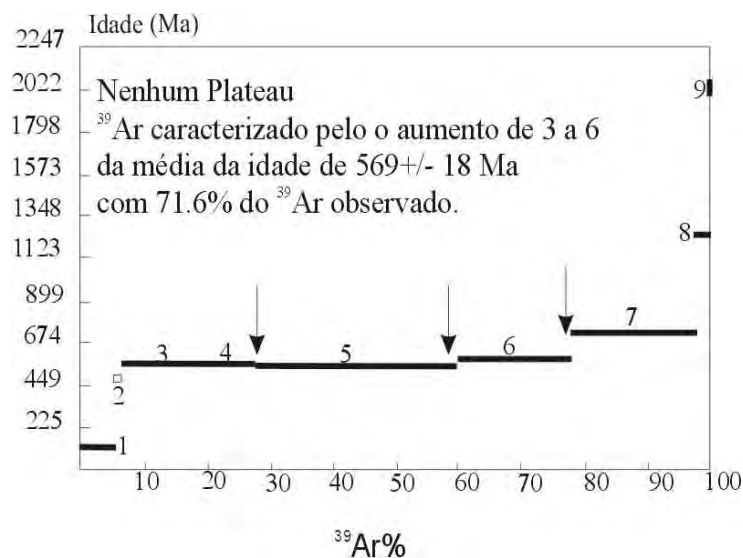


Figura - 35: Resultados obtidos pela análise de Ar/Ar (ver capítulo 6).

5.2.7 - SUCESSÃO DE EVENTOS TECTÔNICOS

De acordo com as análises realizadas anteriormente e os estudos feitos por ALLEN, (1979); MADDOCK, (1983); SPRAY, (1989); MAGLOUGHLIN, (1992); TECHMER *et al.*,

(1992) SWANSON, (1992); DUNNE e HANCOCK, (1994); LIN, (1994); FABBRI *et al.*, (2000); RUBIN & ALMEIDA, (2003), O'HARA & ALLEN, (2003) podemos concluir que os materiais de falha indicam sucessivas reativações paleossísmicas durante o Fanerozóico. As rochas cataclásticas são caracterizadas por ultracataclasito foliado e protocataclasito e cataclasito não foliado (Tabela – 8). Isto indica que a formação do ultracataclasito foliado está associada aos pseudotaquilitos que se formaram em grandes profundidades por exibirem feições mais plásticas. Já o cataclasito não foliado foi originado a profundidades menores. O protocataclasito e as brechas demonstram reativações recentes a níveis crustais rasos (Fotos – 3, 6 e Figura 29).

Os pseudotaquilitos registraram três eventos de injeção (sismotectônicos), sendo o primeiro estágio com evidências de estruturas rúptil/dúctil, onde o estado de alta temperatura associado à intensa fricção aumenta a concentração de calor em áreas mais fraturadas propiciando a formação de grandes acúmulos de pseudotaquilito associado a ultracataclasito foliado (SPRAY, 1992; TANAKA, 1992) (estrutura do tipo *pull – apart* e R_d entre 0,3 e 1) (Fotos – 7, 8 e Figura 34).

Os pseudotaquilitos do segundo evento possuem estruturas do tipo *network* (Fase D da figura 34), mostrando um padrão intensamente deformado, provavelmente representante de sucessivas reativações e com presença de ultracataclasitos, mostrando evidência de um episódio sísmico intenso e de diversas profundidades, a maioria dos planos de falhas pré-existentes experimentaram uma injeção forçada de material fundido ($R_d = 0,7$) aumentando assim a temperatura até o estado de fusão da rocha encaixante e reativando a zona cataclástica associada transformando cataclasitos e protocataclasitos em ultracataclasitos foliados (Fotos – 2, 6 e Figura 33) (O'HARA & ALLEN, 2003; RIBEIRO *et al.*, 2003b).

No terceiro estágio o pseudotaquilito possui também estrutura do tipo *network* do tipo B e está associado a cataclasito e a protocataclasito possuindo *microlithons* onde os minerais são facilmente reconhecíveis, além de $R_d \leq 0,4$, sugerindo reativações bem próximas à superfície (baixa temperatura) e geradas por fricção intensa e não por fusão (Tabela – 8). Esta estrutura de pseudotaquilito possui muito dos seus veios de injeção falhados e deslocados por falhas e fraturas, através de falhas transcorrentes e normais, sugerindo ainda uma reativação posterior que afetou os pseudotaquilitos (Fotos – 4, 7 e figura 33) (Tabela – 8).

Amostra	Direção do paleotensor σ_1 / σ_3	Atitude dos falhamentos	Índice de Rugosidade	brecha	cataclasito	pseudotaquilito
M –181	NE – NW	Destral NS	0.5	Não	cataclasito	Em Bolsão Em Rede
M –182	ENE e vert NW e vert.	NW Destrals Normal Inversas EW	0.6	Não	Coesivo foliado	Em Bolsão
M –183	NS – EW	Destral NS e N	0.9	Sim	coesivo ultracataclasito	Em bolsão Em Rede
M –184	NS e vert. EW	Destrals NW	0.7	Não	coesivo ultracataclasito	Em Bolsão
M – 185	NE – NW e vertical	Destral NS e Inversas NW	0.32	Sim	coesivo	Em Rede
M – 186	NE e vert. NW	Normal e NW sinistral	0.54	Não	cataclasito	Em Rede
M – 187	NE e vert. NW	Normal e NW sinistral	0.89	Não	cataclasito	Em Rede
M – 188	NS e vert. EW	Normal e NW sinistral	0.34	Sim	cataclasito	Em Rede
M – 189	NNW e vert. NNE	Destral NW e Normal	0.54	Sim	cataclasito	Em Rede

Tabela 8: Resumo das características do material de falha encontrados na área de Bragança Paulista.

5.2.8 – REGIÃO DE SOROCABA e ITU

Nas proximidades do município de Sorocaba, associado às falhas de Doninha, Jundiuvira e Campinas (Figura 36), ocorrem cataclasitos com pseudotaquilitos que cortam os granitos Sorocaba e Itu que não estão refletindo na geomorfologia, sendo esta dominada pelos granitos. Uma exceção é a falha de Campinas que ao longo de sua extensão possui uma grande depressão bordejando a Bacia do Paraná, originando uma quebra de relevo bem evidenciada descrita por (BJONRBERG, *et al.* 1973) (Figura 36). As rochas que ocorrem

nesta área são constituídas por cataclasitos com associações raras de pseudotaquilitos (Foto – 10)

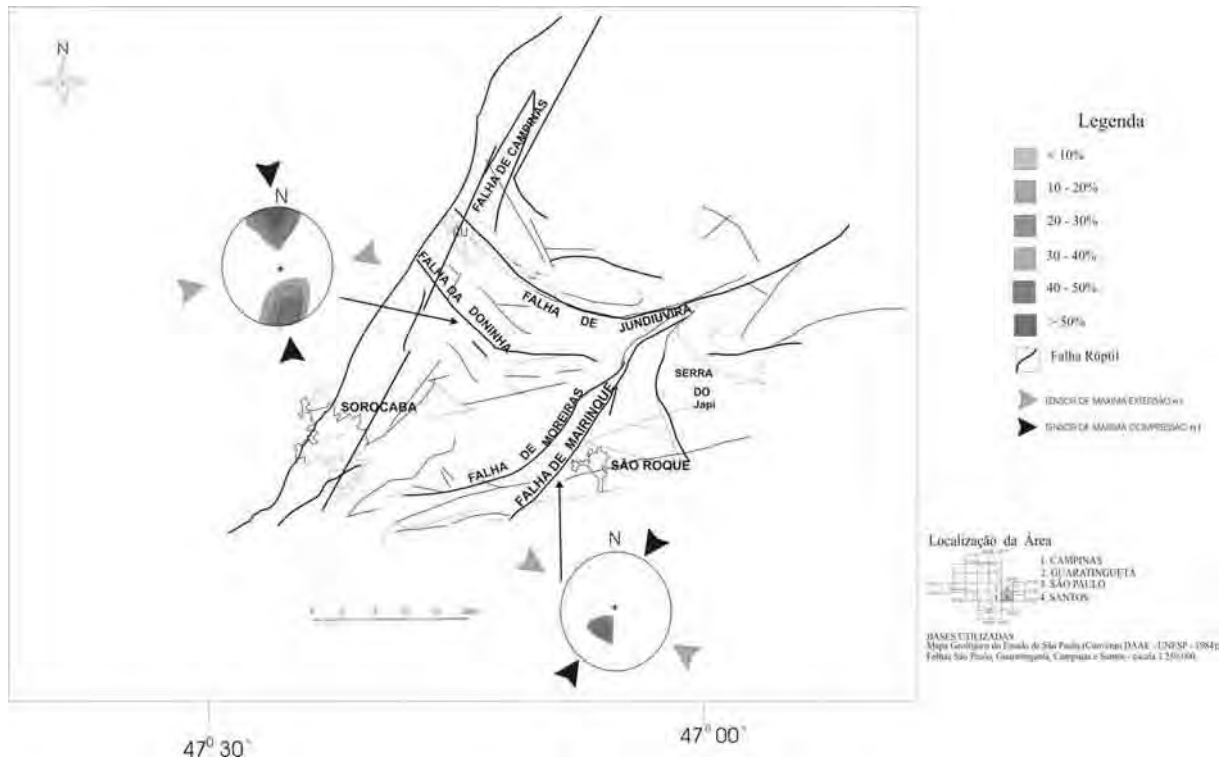


Figura 36: Detalhe da figura 31 mostrando a localização dos pseudotaquilitos e das rochas cataclásticas na região de Sorocaba juntamente com os gráficos de paleotensões.

5.2.9 – AFLORAMENTO - CARACTERÍSTICAS GERAIS

Rochas Cataclásticas

As rochas cataclásticas encontradas são constituídas por cataclasito com pseudotaquilito associado, originados por fricção intensa e parcialmente e as vezes totalmente devitrificados. Estas rochas ocorrem dentro ou próximo às zonas de cisalhamento de Jundiuvira, Doninha reativadas como falhas normais e transcorrentes e também no prolongamento da falha de Campinas (Figura 36). O relevo da área é constituído de morros e morrotes alongados (IPT, 1981) e as rochas encaixantes são os granitos de Itu e Sorocaba e rochas do Grupo São Roque.

Microestruturas

No prolongamento da Zona de Falha de Campinas, na região de Itu e Sorocaba (Figura 37 a) ocorrem cataclasitos e ultracataclasito, com matriz constituída de pseudotaquilito. Os

parâmetros quantitativos e qualitativos (índice de rugosidade ≥ 0.4 , estrutura e textura) indicam origem por elevada temperatura e cataclase intensa (Foto - 10) (Tabela 9).

As falhas que ocorrem dentro ou próximo das zonas de cisalhamento de Jundiuvira e Doninha contêm pseudotaquilitos associados a cataclasitos e milonitos. Estes pseudotaquilitos ocorrem na forma de bolsões centimétricos (pseudotaquilito do tipo *pull – apart*) e com pequenos clastos dentro das zonas cataclásticas (Foto – 11 – setas azuis). Estas zonas cataclásticas distribuem -se na forma de redes distribuídas por toda a rocha, mais ou menos seguindo a zona de cisalhamento de Doninha entre outras (Figura 37). Estas zonas cataclásticas possuem espessura milimétrica a centimétrica (0.3mm até 20cm) e extensão centimétrica a decamétrica (1.5cm a 0.45cm). Constitui – se principalmente de 2 partes (Fotos 11 e 12 e Figura 37):

- a) A mais interna e mais deformada, com espessura milimétrica, foliada e por vezes com veios de injeção e bolsões de pseudotaquilitos, que seguem paralelo a superfície de geração do pseudotaquilitos (plano de falha);
- b) A zona mais externa com espessura centimétrica, geralmente visível a olho nu, caracterizado por minerais deformados, quebrados e com presença de novos minerais (sericita, epídoto, etc.).

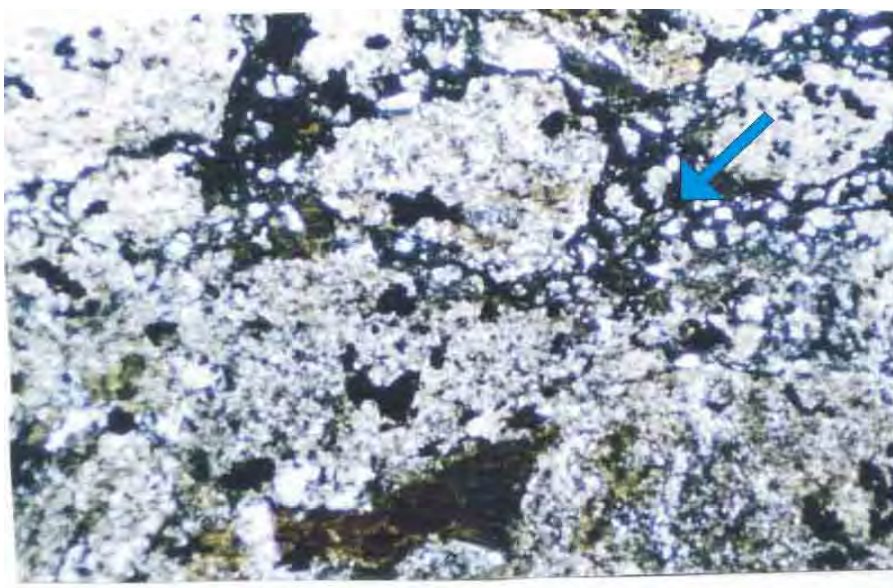


Foto 10: - Cataclasito com matriz de pseudotaquilito; vestígio de devitrificação (seta azul).

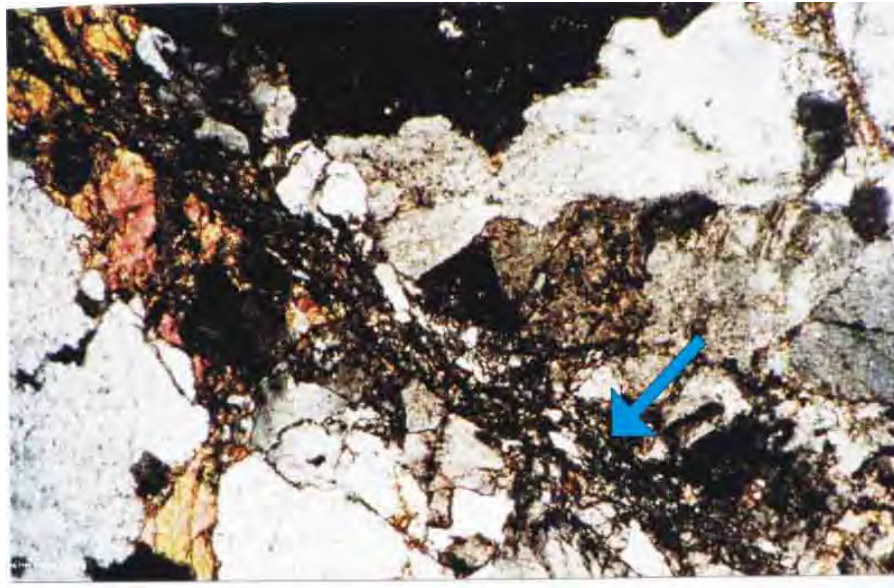


Foto 11: Zona cataclástica associada com a superfície de geração dos pseudotaquilitos. Veios de pseudotaquilitos (seta) (Amostra 91).

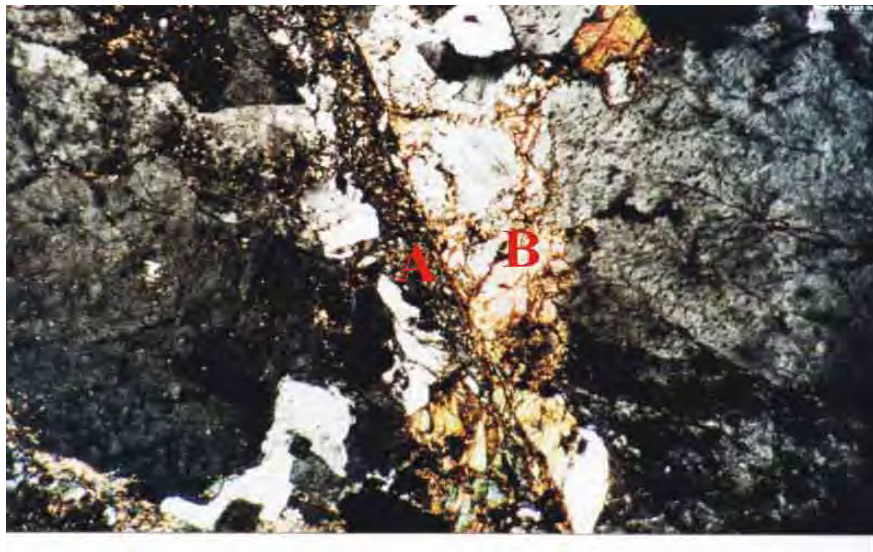


Foto 12: Zona cataclástica associada à falhas; A = zona principal (maior deformação); B = Zona externa menor deformação; notar os minerais gerados pela deformação (epídoto) (Amostra 92).

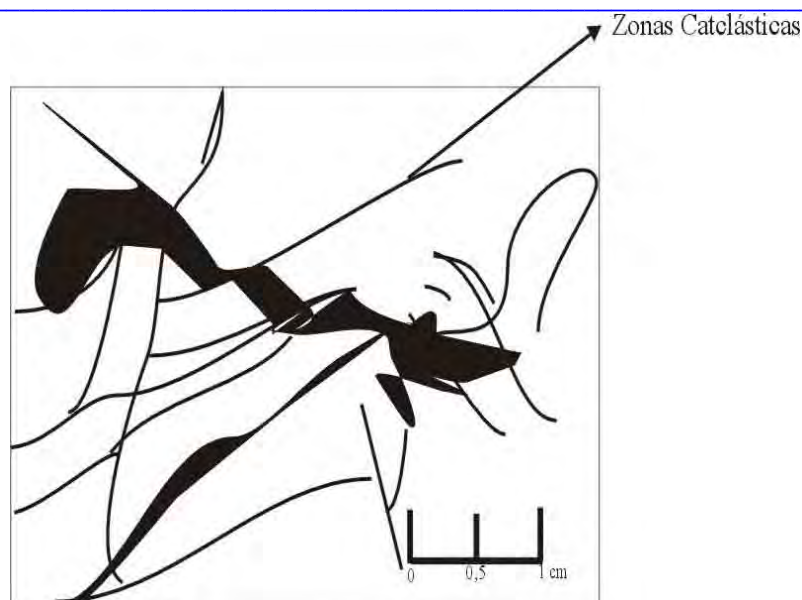


Figura 37: Esboço mostrando as zonas cataclásticas distribuídas em rede na lâmina.

5.2.10 – ANÁLISE ESTRUTURAL

As estruturas associadas à Zona de Falha de Campinas (Figura 36), constituem – se de falhas transcorrentes destrais com direções (NW e EW), apresentando um tensor de maior compressão (σ_1) orientado para (NS\horizontal) e o tensor de maior extensão (σ_3) (EW\horizontal) (Tabela 9).

As estruturas associadas à falha de Jundiuvira e Doninha (Figura 36), caracterizam –se de falhas transcorrentes destrais (NW) e falhas normais (NW e NNW), seu tensor de máxima compressão (σ_1) orienta – se para (ENE ou vertical) e seu tensor de máxima extensão (σ_3) para (NW) (Tabela 9).

As estruturas associadas à falha de Moreiras e Mairinque (Figura 36), caracterizam – se de falhas transcorrentes sinistrais (NNE e EW) e falhas normais (NW), seu tensor de máxima compressão (σ_1) orienta – se para (NE) e seu tensor de máxima extensão (σ_3) para (NW) (Tabela 9).

5.2.11 - DATAÇÃO

Estas amostras foram datadas através do método dos Traços de Fissão (amostra M – 92) com idades obtidas de $139\text{Ma} \pm 12$ (idade aparente) e 192 ± 19 Ma (idade corrigida). Suas histórias térmicas mostram um aquecimento até 120 Ma e seguido de um resfriamento lento até aos dias atuais.

Estes resultados mostram uma atividade tectônica de ascensão durante o Jurássico inferior provavelmente associada ao primeiro evento de injeção (sismotectônico) que também afetou os pseudotaquilitos da região de Bragança Paulista (RIBEIRO *et al.*, 2003b). No capítulo 6 relativo a termocronologia será discutido estes resultados.

Suas reativações no Cretáceo Inferior podem estar associadas ao segundo evento sismotectônico encontrado na área e relacionado à abertura do Atlântico Sul (RIBEIRO *et al.*, 2003b).

5.2.12 – SUCESSÃO DE EVENTOS TECTÔNICOS

As rochas encontradas na interseção da zona de falha de Campinas com as zonas de falha de Jundiuvira e Doninha, entre outras, são constituídas por cataclasitos com pseudotaquilitos, associados ao primeiro evento de injeção do pseudotaquilito (sismotectônico), já registrado em Bragança Paulista e conseqüentemente marcante na área. Estas rochas são características de uma profundidade comparável ao início da zona sismogênica de SIBSON (1977) (Figura 29), mostrando feições de cataclase e fusão intensa, que formaram os bolsões (padrão do tipo pull apart tipo B e/ou C como podemos ver na foto – 10). Cabe destacar que este pseudotaquilito possui evidências de devitrificação, ou seja, sua estrutura permaneceu por um longo tempo “soterrada” o que causou uma cristalização parcial do pseudotaquilito (PHILPOTTS, 1964).

O segundo evento de injeção do pseudotaquilito ocorreu próximo à superfície (final da zona sismogênica de SIBSON, 1977) (Figura 29). Esta é caracterizada por feições de caráter essencialmente rúptil de origem cataclástica. Estes resultados foram confirmados pela presença de epidoto próximo a estas estruturas (Tabela 9).

As análises qualitativas realizadas neste trabalho permitiram classificar os diversos tipos de pseudotaquilitos e cataclasitos, esta análise associada com análises quantitativas (índice de rugosidade dos clastos e microlithons) permitindo descobrir a origem por cataclase intensa ou por fusão, e conseqüentemente a sua profundidade de geração.

Amostra	Direção do paleotensor σ_1 / σ_3	Atitude dos falhamentos	Índice de Rugosidade	Brech a	cataclasito	pseudotaquilito
M – 92	NS – EW e vertical (raras)	Destrais NW e NNW e inversas EW	0.6	Não	Cataclasito Coesivo ultracataclasito foliado	Em Rede e em bolsão
M – 40	ENE e vert NW	NW Destrais Normais	0.3	Sim	Cataclasito foliado	Em ribbons (bolsão)
M – 41	NE – NW	Destrais NS e Sinistrais EW	0.5	Sim	cataclasito	Em Rede
M – 56	NE – NW	Destrais NS	0.5	Não	coesivo	Em Rede
M – 57	NNW e vert. NE	Destrais NW e Normais	0.6	Sim	coesivo	Em Bolsão e em Rede

Tabela 9: Resumo das características do material de falha encontrados na área de Sorocaba e Itu.

5.3 – PALEOTENSÕES

5.3.1 – INTRODUÇÃO

A falha é gerada ou reativada obedecendo ao campo de tensões vigente. Seguindo esta premissa, podemos datar um evento tectônico recorrente, utilizando as paleotensões. Contudo falhamentos de diversas épocas podem sobrepor em um mesmo maciço ou as suas relações temporais entre diferentes eventos tectônicos sendo que estes podem estar relacionadas tanto a fases tectônicas distintas, quanto a rearranjos locais no campo de esforços. Para resolver este problema, foram delimitados diversos maciços rochosos falhados, reconhecendo sua idade, através de reconhecimento da geologia e da termocronologia por traços de fissão (capítulo 6).

Para facilitar a compreensão e a classificação dos episódios tectônicos registrados, os afloramentos escolhidos foram distribuídos dentro de domínios geomorfológicos distintos. Estes domínios foram definidos pelo IPT (1981) (Figura 38) e foram delimitados devido as suas características geomorfológicas distintas. Além destes domínios, já propostos pelo IPT

(1981), neste trabalho foi delimitado o domínio Cambuí, que possui características geomorfológicas e geológicas distintas, denominada aqui de “Depressão de Cambuí” já descrita por MACHADO JR. (1995).

Os tensores obtidos em cada domínio registraram várias mudanças do campo de tensões, indicando diversos episódios tectônicos em diversas épocas. As datações destes eventos foram realizadas através de reconhecimento de sua idade de formação, estruturas sobrepostas, reconhecimento do material de falha, comparação com outras metodologias de paleotensão (Ex: análise de nascentes – ver capítulo 5.4) e pela datação por métodos isotópicos (Ar/Ar) e pelo método dos traços de fissão (RIBEIRO, 1996 e idades obtidas neste trabalho) (ver capítulo 4). A deformação obtida pela paleotensão resultante foi distribuída em domínios estruturais caracterizados pela predominância de um determinado regime de tensões, como por exemplo, transtensão, transcorrente, transpressão, e sobreposto aos domínios geomorfológicos discutido acima. O reconhecimento destes episódios tectônicos ao longo do tempo geológico não foi igual para toda a área, algumas regiões não foram afetadas ou foram obliteradas por episódios posteriores. Para facilitar o levantamento de dados estruturais para a paleotensão foram delimitados cinco domínios morfoestruturais, a partir do mapa geomorfológico do IPT (1981) (Figura 39), onde cada domínio morfológico pode estar relacionado com uma evolução tectônica e climática da paisagem.

- a) Domínio Serra da Mantiqueira Ocidental (I);
- b) Domínio Planalto de Campos do Jordão (II);
- c) Domínio Depressão de Cambuí (III);
- d) Domínio Planalto de Jundiaí (subdivisão do Planalto Atlântico) (IV);
- e) Domínio Serrania de São Roque (subdivisão do Planalto Atlântico) (V).

Estes domínios registraram cerca de oito regimes tectônicos rúpteis, possivelmente vinculados a uma história tectônica Meso – Cenozóica. Os episódios mais antigos estão associados a eventos sísmicos como a formação de cataclastos e pseudotaquilitos (capítulo – 5.1) e os mais recentes estão associados a soerguimentos com reativações de antigas falhas e evidências no relevo e em discordâncias de depósitos recentes, colúvios sobrepostos, juntas neoformadas, relações geométricas angulares entre as diferentes famílias de estruturas e sobreposição de estrias em um mesmo plano de falha, como já relatadas por diversos autores (RICCOMINI, 1989; RIBEIRO, 1996; SILVA, 1998; RIBEIRO *et al.*, 2003a, b; SALVADOR & RICCOMINI, 1995; MODENESI – GAUTIERI, 2000; HIRUMA *et al.*, 2001, entre outros). Este ao ser relacionado com a idade das rochas pode – se obter uma idade relativa do episódio tectônico que foi responsável pela sua origem.

A aplicação do método gráfico para obter os tensores do campo de paleoesforços (ver detalhes do método no capítulo 2) permitiu o reconhecimento de oito regimes de esforços ao longo da área de estudo, as tensões obtidas aqui possuem extrema correlação com o movimento das placas e a tectônica intraplaca meso – cenozóica.



Figura 38: Divisão em domínios geomorfológicos do estado de São Paulo, (Modificado de IPT, 1981).

Figura 39: Divisão em domínios a partir da divisão geomorfológica de IPT (1981) (Figura 38)

5.3.2 – A RELAÇÃO ENTRE TERMOCRONOLOGIA E PALEOTENSÃO

A identificação da orientação do campo de tensões é importante para avaliar o padrão mecânico do maciço rochoso. A sua comparação com o estado de tensões em grandes episódios tectônicos nos permite obter a idade relativa da orientação do paleotensor medido.

A metodologia dos traços de fissão em apatitas pode indicar episódios pretéritos de soerguimento, tanto tectônicos como isostáticos estes soerguimentos estão por sua vez relacionados à reativação de falhas (RIBEIRO *et al.*, 2003a, b). Portanto estes resultados termocronológicos estão indiretamente associados à reativação das falhas. Do mesmo modo, o soerguimento afeta também as tensões superficiais horizontais (Sh_{max}) (ZOBACK, 1992), modificando sua distribuição pelo movimento ascensional.

Nas análises por traços de fissão em apatitas, as amostras indicam a passagem do maciço pela isoterma de 120°C, que por sua vez encontra-se a uma profundidade de 4Km em média (levando em conta o grau geotérmico atual de 32°C). Portanto a idade “traço de fissão” desta amostra está no fim da zona sismogênica de SIBSON, (1977), onde as maiorias das falhas rúpteis se formam. Portanto, em falhas neotectônicas, a idade traço de fissão pode estar extremamente relacionada ao tempo de origem das mesmas.

Para uma análise mais precisa do evento tectônico, a atuação conjunta de análise de paleotensões com diversos métodos de traços de fissão e/ou com outros métodos isotópicos permitem estabelecer a velocidade de exumação e de erosão de um maciço rochoso (MARGARET & ENGLAND, 2001; STEENKEN *et al.*, 2002). Porém neste trabalho somente dispomos de paleotensões e datações por traços de fissão.

5.3.3 – DETERMINAÇÃO DOS TENSORES DE TENSÃO TECTÔNICOS

Falhas

O reconhecimento do rumo e mergulho das falhas e estrias, bem como o seu sentido de movimento, teve o objetivo de descobrir a tensão vigente durante a sua geração ou reativação. Assim procuramos utilizar a metodologia proposta por ANGELIER & MECHLER (1977), atualizada e discutida por ANGELIER (1994), e utilizamos os softwares *FAULTKIN 1.2* e *TECTONICSFP* em conjunto elaborados por MARRET & ALMMENDINGER, (1990); REITER & ACS, (2001). Foram utilizados métodos de análise inversos como o de ANGELIER (1984, 1990, 1994) que consiste no cálculo estatístico do tensor de paleotensão para uma família de falhas e estrias, para identificar a atitude do eixo principal de tensão (tensão máxima e intermediária).

Juntas

Além das falhas, as juntas também podem ser um ótimo indicador de paleotensão, pois obedecem ao campo de tensões vigente BAI *et al.*, (2000, 2002). Com o intuito de reconhecer e classificar várias discontinuidades relacionadas às juntas e fraturas reativadas ou não e obter o seu paleotensor foram utilizadas as metodologias propostas por (DUNNE & HANCOCK 1994); BERGERAT *et. al.*, (1992); BAHAT e RABINOVITCH (2000) e VANDYCKE & BERGERAT, (2001). Foram reconhecidos, primeiramente, os principais tipos de famílias de juntas, bem como o tipo de discontinuidade, tais como: juntas de extensão, cisalhantes, neoformadas e outras. Foram utilizados métodos de análise inversos como o de BERGERAT (1985, 1987), que consiste no melhor ajustamento do tensor de paleotensão para um dado número de fraturas para identificar a atitude do eixo principal de tensão (tensão máxima e intermediária). A Tabela 13, mostra a relação das juntas cisalhantes encontradas e sua relação com algumas das principais falhas e orientações do S_{Hmax} . No Anexo 2 está representada a roseta de cada família de junta encontrada.

Com isto foi possível encontrar o regime de paleoesforços, onde existiam pouco ou nenhum dado de falha.

5.3.4 - REGIMES TECTÔNICOS

As grandes variedades de distribuição de direções dos tensores permitiram o reconhecimento de nove regimes tectônicos de esforços que atuaram na região deste trabalho. Sendo que cada regime corresponde a um intervalo de tempo onde predominava um campo de tensão distinto. Cada evento tectônico foi datado pela sua idade estratigráfica pelas associações com eventos tectônicos e, quando possível, datados pelo método dos traços de fissão e Ar/Ar (anexo 2 – item 4).

Assim, o quadro tectônico para a evolução rúptil da região está resumido na Tabela 10 e consiste em:

a) Distensivo com σ_1 = NNE\VERTICAL e σ_3 = NNW/HORIZONTAL e falhas Normais σ_1 = VERTICAL e σ_3 = NE/HORIZONTAL (TR –0) (Ordoviciano ao Devoniano).

Este evento caracteriza-se por falhas normais e transcorrentes associadas de caráter destrai e normal (Figura 40) é nesta direção que predomina as antigas zonas de cisalhamento e a direção principal das cristas nos domínios Serrania de São Roque e, Planalto de Jundiá e Mantiqueira Ocidental.

Este regime denominado, aqui de: TR - 0 pode estar relacionado com a geração de pseudotaquilitos mais profundos com feições dúcteis – rúpteis na região de Bragança Paulista (pseudotaquilitos originados por fusão da rocha). Foram registrados alguns pseudotaquilitos da região entre Sorocaba e Campinas no prolongamento da Falha de Moreiras ao cruzar a falha de Jundiuvira (Figura 32).

Algumas falhas normais encontradas na Bacia de Pouso Alegre também registraram esta direção do campo de esforços.

Na Bacia do Paraná, a tectônica correspondente a este episódio foram às orogenias Oclóyica e Pré-cordilheirana que correspondem aos fenômenos de aglutinação do Gondwana e que foram responsáveis pela origem da Bacia do Paraná durante o início do Ordoviciano até o início do Devoniano, como relatado por RAMOS, (1988); MILANI & RAMOS, (1998). No capítulo 3 existe uma revisão sobre esta tectônica.

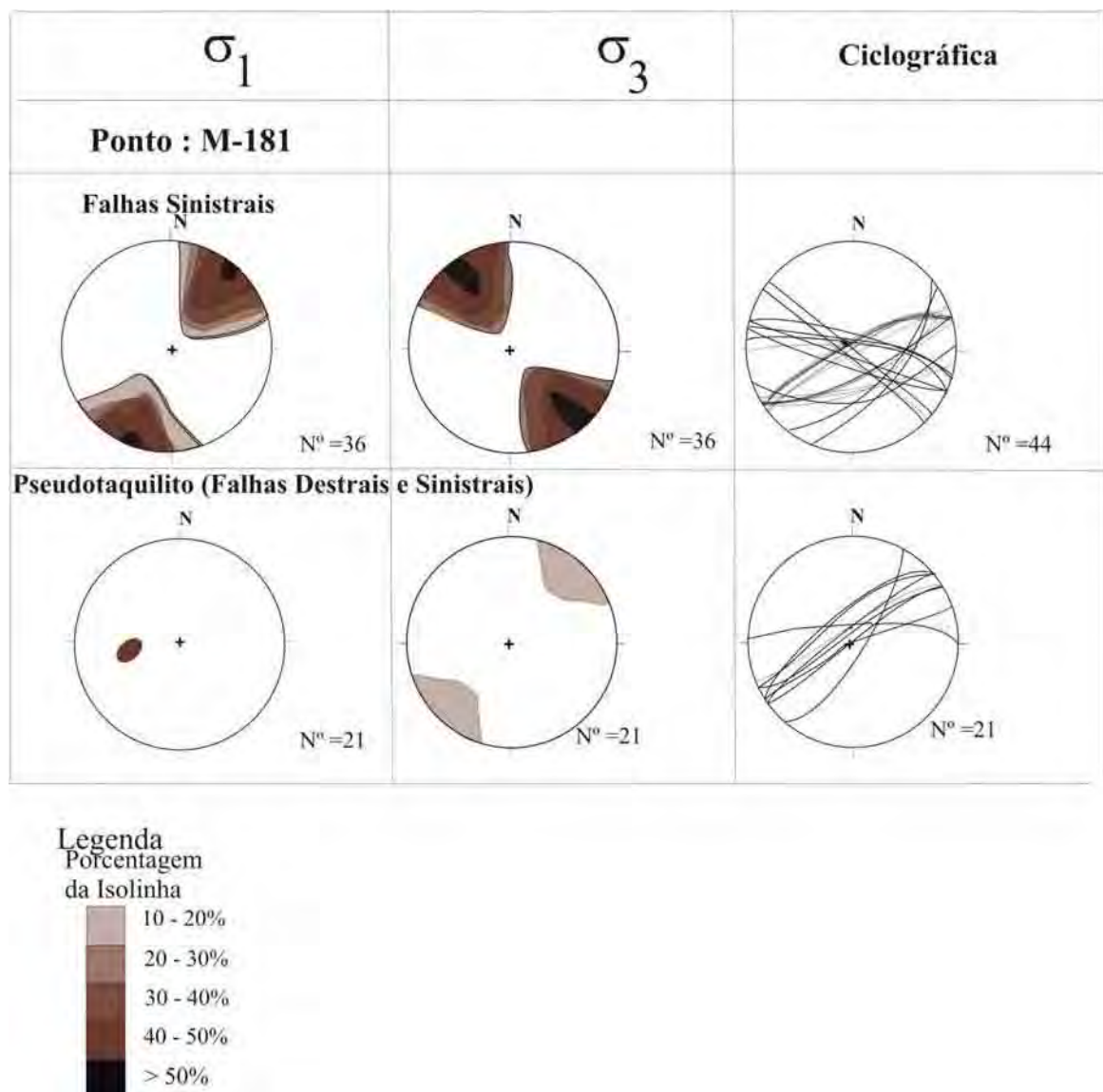


Figura 40: Estereogramas representando a fase TR – 0.

b) Transcorrência Destral com σ_1 = NW/HORIZONTAL e σ_3 = NNE/HORIZONTAL com contribuição de falhas transcorrentes Destrals com e falhas Normais σ_1 = VERTICAL e σ_3 = NS/HORIZONTAL (TR -1) (Permo - Carbonífero).

Este evento caracteriza-se por falhas normais e transcorrentes associadas de caráter destral (Figura 41) é nesta direção que predomina as antigas zonas de cisalhamento paralelas a direção principal das cristas nos domínios Serrania de São Roque e, Planalto de Jundiá e Mantiqueira Ocidental.

Este regime denominado, aqui de: TR -1 está relacionado com uma intensa subsidência da Bacia do Paraná e soerguimento do cristalino, como proposto por QUINTAS, *et al.*(1997).

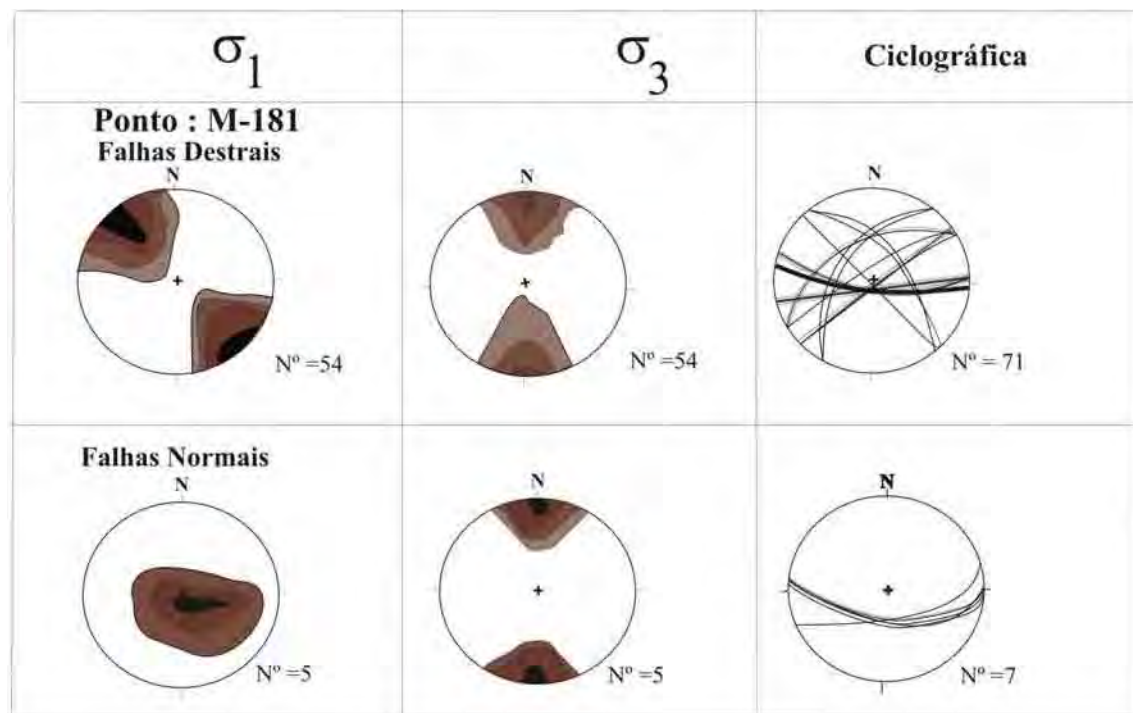


Figura 41: Estereogramas representando a fase TR -1

c) **Transcorrência com σ_1 = NE/HORIZONTAL e σ_3 = NW/horizontal (TR-2)** (Triássico ao Jurássico médio)

O segundo evento está representado por falhamentos transcorrentes destrais e sinistrais (Figura 42b) associados aos fenômenos do início do Soerguimento da proto - Serra do Japi e falhamentos associados ao primeiro evento sismotectônico de origem dos pseudotaquilitos e a uma possível reativação da falha de Jundiuvira e Doninha próximo ao município de Sorocaba, que também originou os pseudotaquilitos.

As maiores das falhas foram datadas com a metodologia de traços de fissão (resultados também obtidos nas histórias térmicas M - 92). A tectônica predominante nesta época está associada com o início dos eventos de soerguimento que culminaram com a abertura continental e aos processos que controlaram a drenagem para oeste (COX, 1989), (Figura 42a). O Arco de Ponta Grossa iniciou seu soerguimento durante esta época, elevando e controlando a sedimentação das formações Pirambóia e Botucatu. Na Bacia do Paraná ROSTIROLLA *et al.*, 2000 e ROSTIROLLA *et al.*, 2002 correlacionaram tal estruturação com a colisão do bloco Patagônico com o Gondwana, na orogenia Sanrafaélica que deu origem as Sierras Austrais, no sudeste da Argentina, e a faixa do Cabo na África do Sul. STRUGALE *et al.*, 2003 registrou falhas inversas e transcorrentes que obedecem este mesmo campo de esforços na Serra do Cadeado no noroeste paranaense.

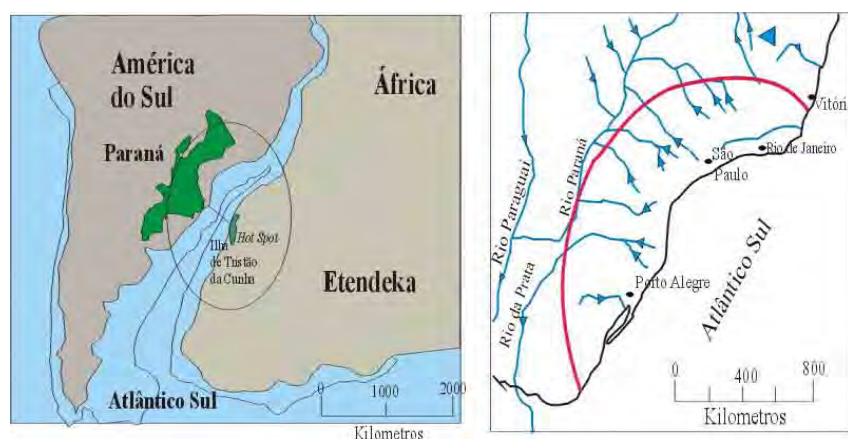
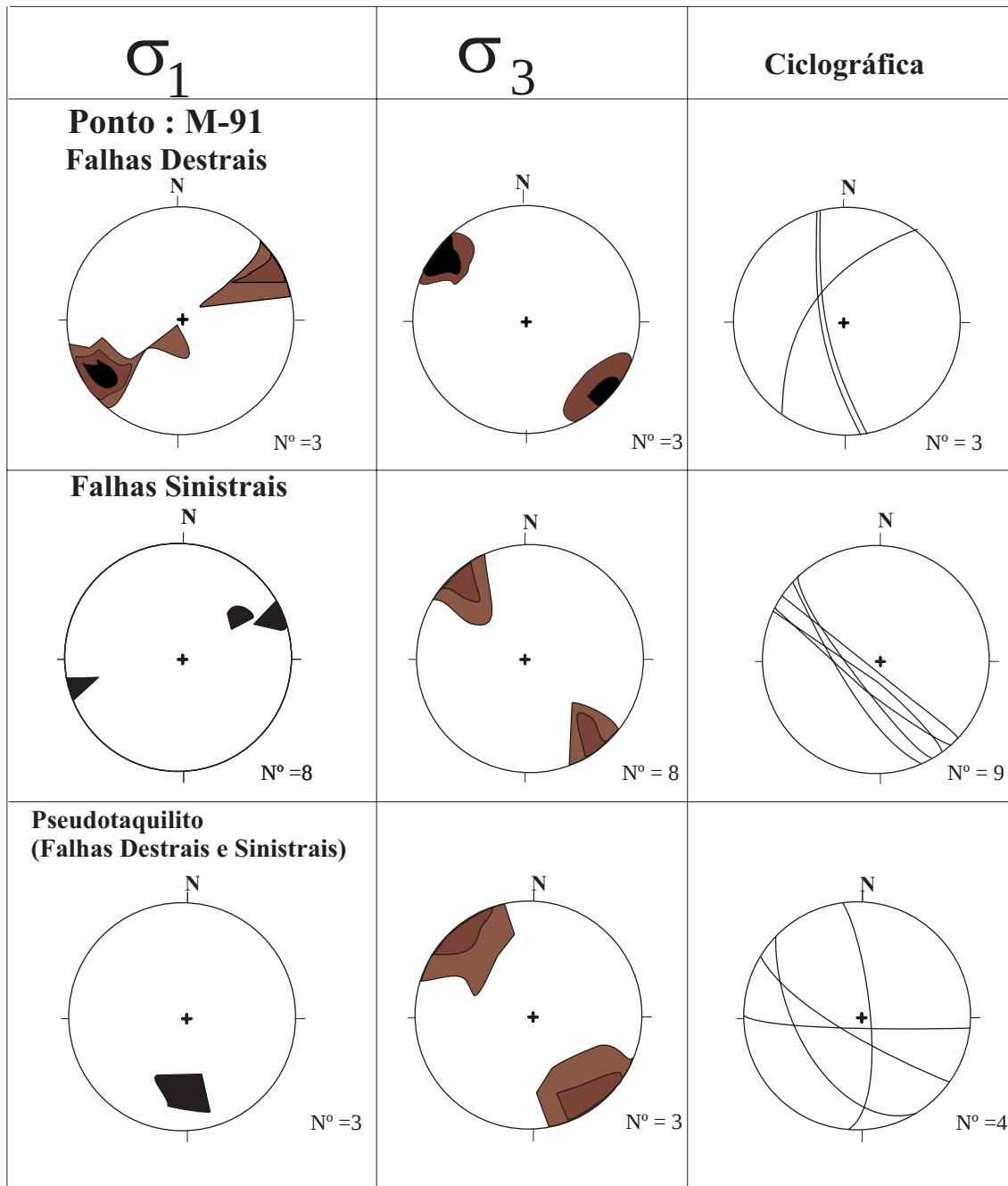


Figura 42a: Mapa mostrando o controle da drenagem associado ao soerguimento inicial da abertura continental (Modificado de COX, 1989).



Legenda

Porcentagem
da Isolinha

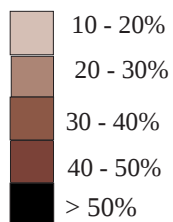
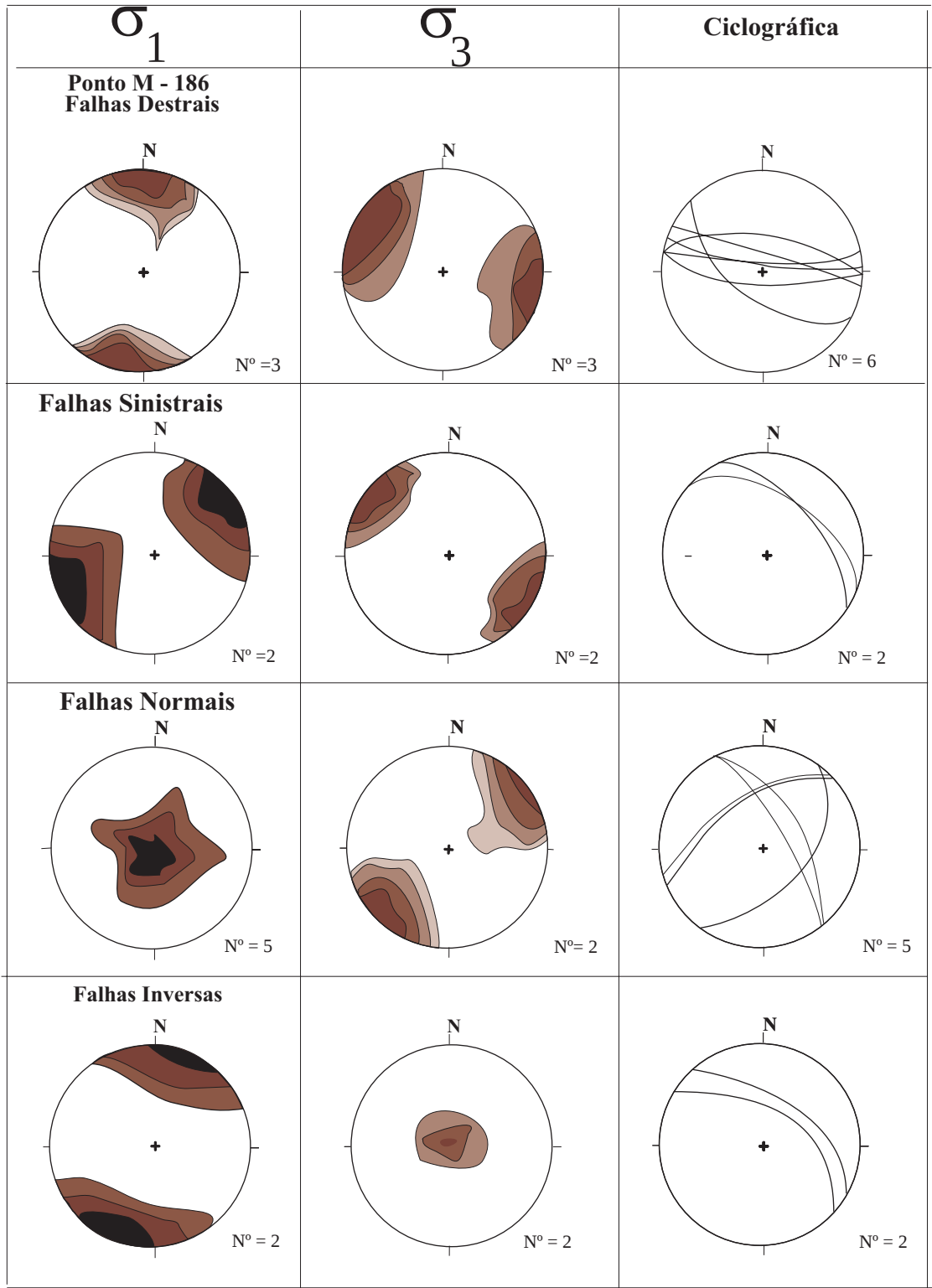


Figura 42b: Estereogramas representando a fase TR - 2

d) Transtração σ_1 = NNE/SUBVERTICAL e σ_3 = NNW (TR-3) (Jurássico médio ao Cretáceo Inferior).

Dentro da cronologia relativa aqui estabelecida, este evento caracteriza-se por falhas transcorrentes sinistrais NW e destrais NNW (Figura 43). Falhas normais e raras inversas associadas (reativação local) com a segunda fase de formação sismotectônica, relacionado aos pseudotaquilitos e cataclasitos de Bragança Paulista e Sorocaba através da reativação das falhas de Campinas e Jundiuvira (subcapítulo 5.2).

A tectônica predominante nesta época está associada com o evento de soerguimento plataformar que culminou com a ruptura do Gondwana e aos processos que deram origem a Serra da Mantiqueira (TELLO *et al.*, 2003) e controlaram a drenagem para oeste como propõe COX, (1989) (Figura 42a). Nesta época ocorre um dos processos de subsidência da Bacia do Paraná, onde posteriormente depositou a Supersequência Gondwana III de MILANI (1997). A história térmica das amostras coletadas nos domínios “Serra da Mantiqueira Ocidental”, “Planalto de Jundiá” e “Serrania de São Roque” registraram episódios tectonotermiais durante esta época (Tabela – 10).



Legenda

Porcentagem
da Isolinha

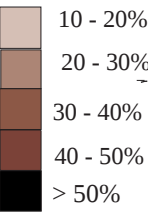


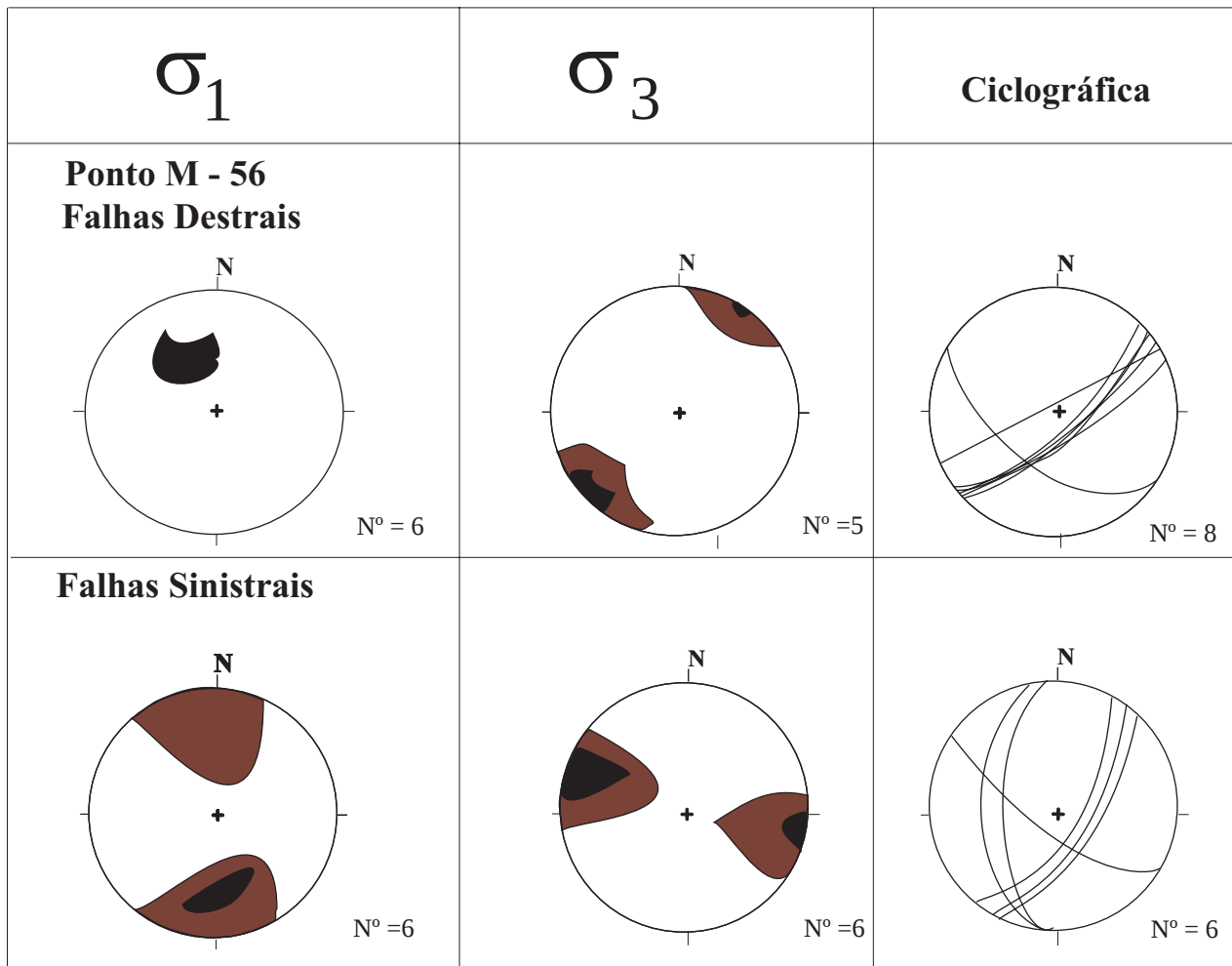
Figura 43: Estereogramas representando a fase TR - 3

e) Distensivo com o σ_1 = NNE e VERTICAL E σ_3 = NNE e SUBHORIZONTAL (TR - 4) (Cretáceo Superior).

Este evento compreende o conjunto de falhas transcorrentes de direções variando de NE, NNE e raras NNW (Figura 44) e falhas normais NNE e NW (não registradas na figura, por não conterem estrias). Suas paleotensões denotam orientações relativas a abertura continental (σ_1 = NNE transcorrentes e σ_1 =vertical normais). Este episódio foi registrado em todos os domínios, exceto no domínio da “Depressão de Cambuí”.

Este evento poderia estar relacionado com o soerguimento do Planalto de Jundiá e da Serra da Mantiqueira, pois neste período que marcou o auge do magmatismo básico do Serra Geral, possibilitando um crescimento isostático do cristalino e uma conseqüente subsidência da Bacia do Paraná, como registrado por evidências geofísicas (Análise de Backstripping) por QUINTAS *et al.*, (1997). Esta subsidência gerou a depressão onde no Cretáceo Superior foi o sítio da Supersequência Bauru na concepção de MILANI (1997) (Tabela 10).

Foi durante esta época que surgiu a Serra do Mar (~80Ma), datada por traços de fissão e pela análise da coluna estratigráfica da Bacia de Santos (TELLO *et al.*, 2003; DAVISON, 1999). E teve o início da captura do rio Paraíba do Sul denominada de Cotovelo de Guararema, controlando a drenagem do rio Tiête para NW.



Legenda

Porcentagem
da Isolinha

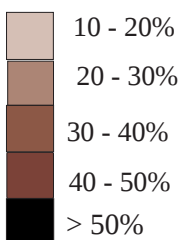


Figura 44: Estereogramas representando a fase TR - 4

f) **Transcorrência** $\sigma_1 = \text{NS/HORIZONTAL}$ e $\sigma_3 = \text{EW/HORIZONTAL}$ com pequena contribuição de falhas inversas (TR-5) (Eoceno)

O quinto evento compreende o conjunto constituído predominantemente por falhas transcorrentes destrais e subordinadamente inversas (Figura 45a). Este evento associa-se com a tectônica que originou a Depressão de Cambuí, e a intrusão de seus diques de caráter alcalinos (lamprófiros). Esta tectônica está vinculada com o primeiro magmatismo alcalino que afetou a Plataforma Sul – Americana (ver Figura – 7).

No domínio “Serrania de São Roque” está associado à formação de uma quebra de relevo (ruptura de nível), que parece ser uma reativação tardia da Falha de Campinas, estando perturbada por falhamentos. Esta reativação possibilitou condições de erosão vigorosa que, segundo BJÖNRBERG & GANDOLFI (1973) foi exumadora de matacões que recobriram as encostas montanhosas da região, bem como contribuiu para a geração de corredeiras e cachoeiras entre as cidades de Itu e Indaiatuba (Figura 45a). As datações na região da Depressão de Cambuí e as histórias térmicas de toda a área registraram um episódio de aquecimento, principalmente durante o Eoceno/Oligoceno, possivelmente associado a uma tectônica de soerguimento. As bacias Cretáceas e Terciárias continentais e marginais apresentam uma discordância neste intervalo de tempo, corroborando com um possível evento de erosão ou não deposição (soerguimento) de toda a plataforma (MELLO, 1997).

Este evento foi registrado em todos os domínios, principalmente em depósitos sedimentares falhados e controlados por falhas transcorrentes destrais (HASUI *et al.*, 1975); BISTRICHI (2001).

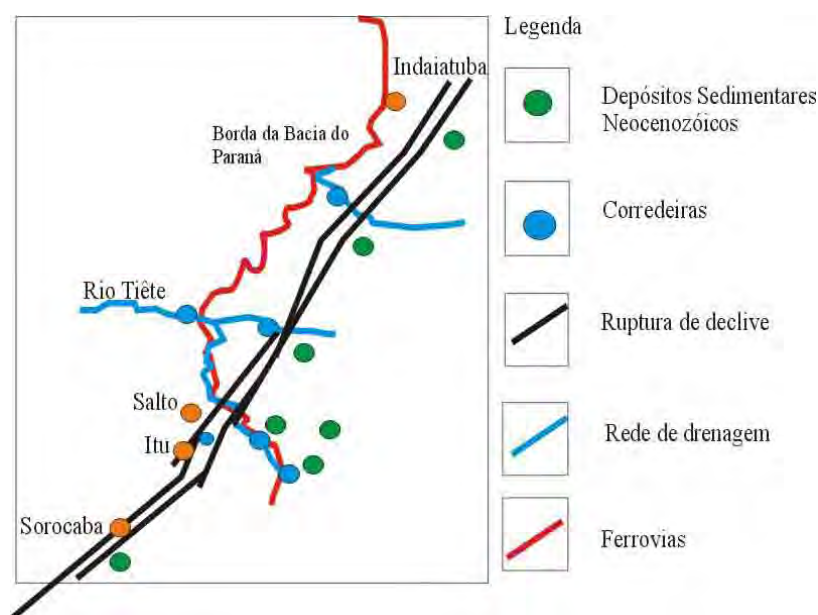
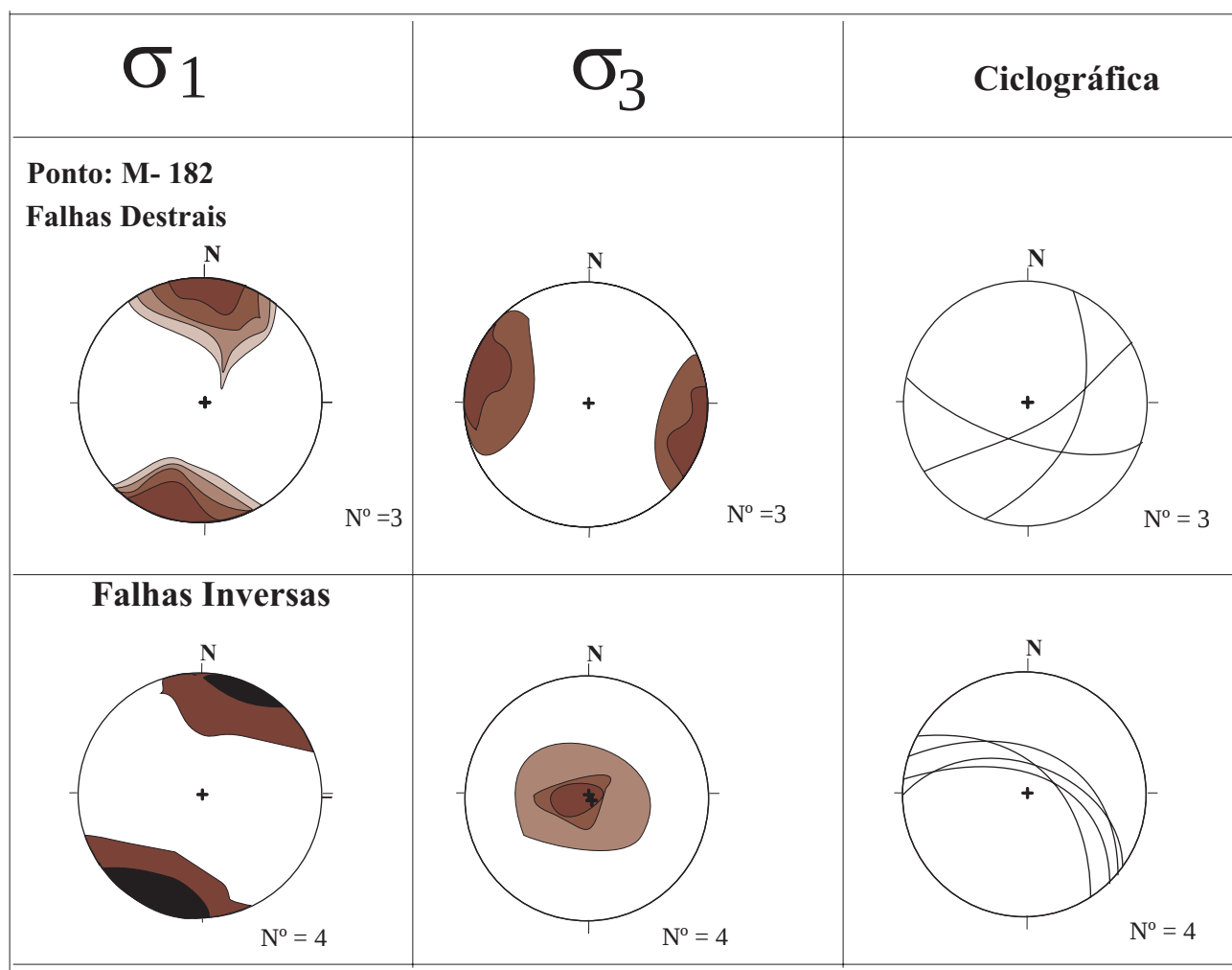


Figura 45a: Mapa representando a quebra de relevo do domínio Borda de Bacia, controlando e preservando os sedimentos neoceno-zóicos próximos a Serra do Japi.



Legenda

Porcentagem
da Isolinha

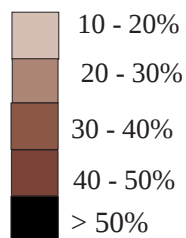


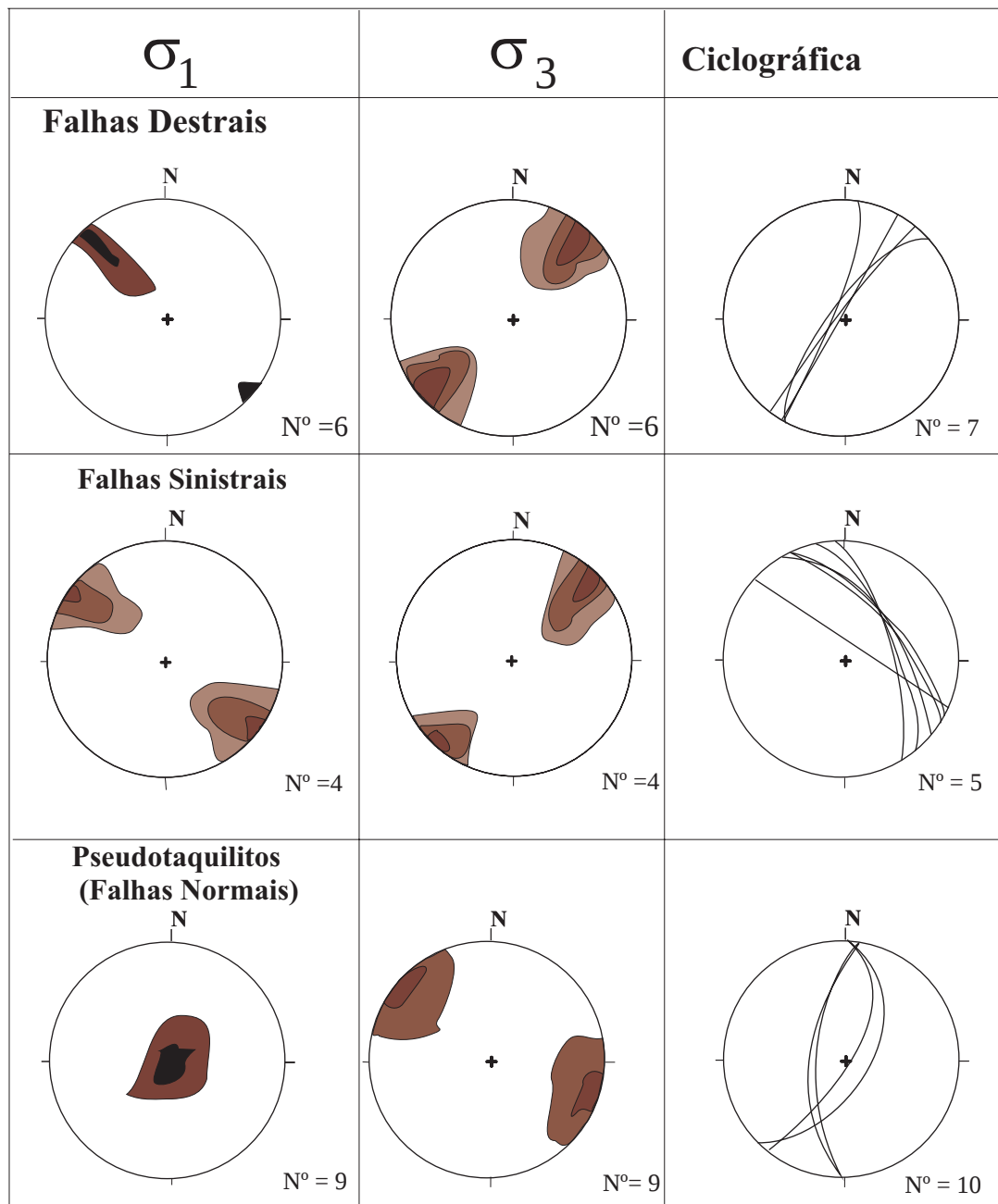
Figura 45b: Estereogramas representando a fase TR - 5

g) Transtração com σ_1 = NW/subvertical e Vertical e σ_3 = NNE (TR- 6) (Eoceno/Oligoceno).

Este evento caracteriza-se por falhas transcorrentes destrais NW e NE e subordinadamente ENE e falhas sinistrais NW. Cabe destacar, que foram encontrados afloramentos pseudotaquilitos afetados por falhas normais e transcorrentes com direções NE a NNE e depósitos cenozóicos restritos, afetados por falhas transcorrentes e normais (também com direções NNE). Os depósitos também mostraram uma série de fraturas e juntas, com fraturamento nas direções EW e NW, sendo estas representadas na Tabela 13. (Figura 46 a, b, c). Os depósitos possuem falhas visíveis somente nos sedimentos acastanhados e areno - argilosos às vezes com estrias bem marcadas na argila e sobre camadas de manganês.

Este evento é considerado de transtração devido à combinação de falhas transcorrentes e normais, tanto nos sedimentos como em rochas ígneas, estando relacionado com um alçamento de toda a plataforma, alçamento este registrado nas bacias sedimentares cenozóicas continentais e costeiras como uma discordância (Ex: Bacias de Gongo Soco, Santos, Campos, entre outras), descritas em MELLO (1997) e DAVISON (1999). Esta época também é marcada pelo segundo evento magmático alcalino (Figura 23), estando este relacionado com episódios de soerguimento (THOMAS FILHO *et al.*, 2000).

Os resultados aqui obtidos corroboram com as interpretações obtidas na Bacia de Taubaté por RICCOMINI, (1989) para a datação da deposição da Formação Resende.



Legenda

Porcentagem
da Isolinha

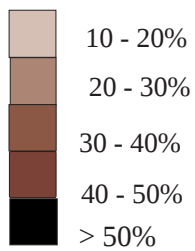


Figura 46a: Estereogramas representando a fase TR - 6

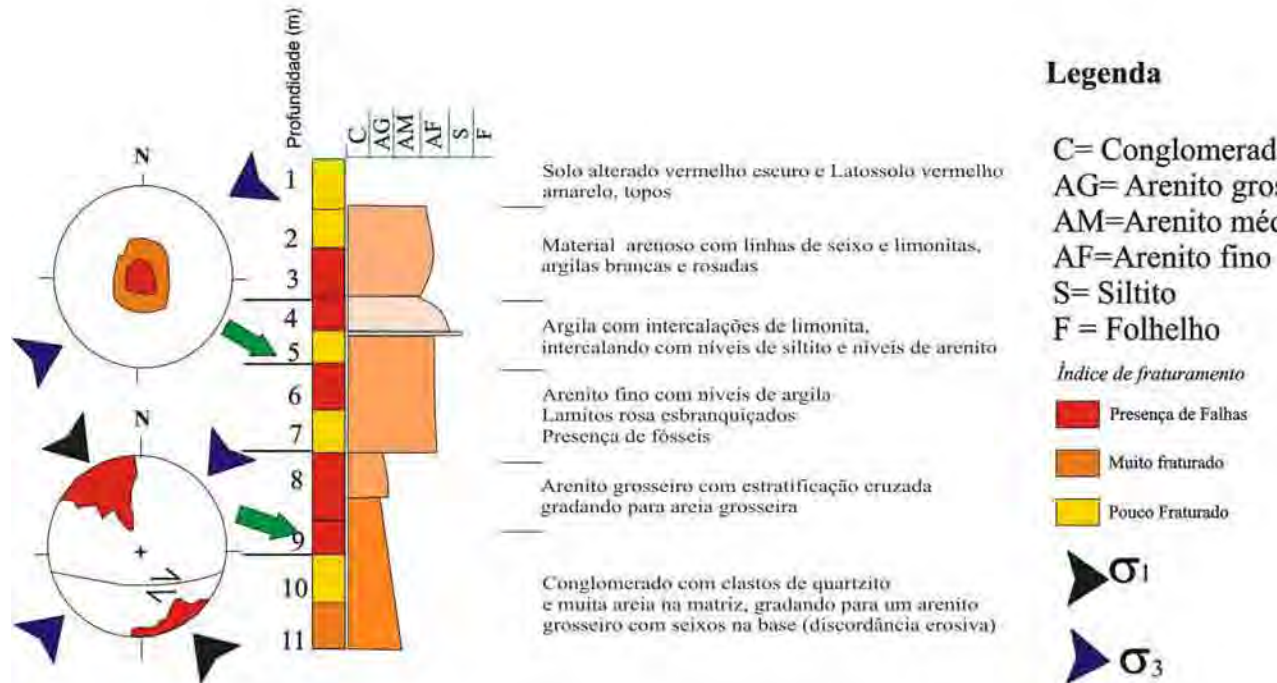


Figura 46 b: Falhas do evento TR - 6, na unidade sedimentar Jaguarí

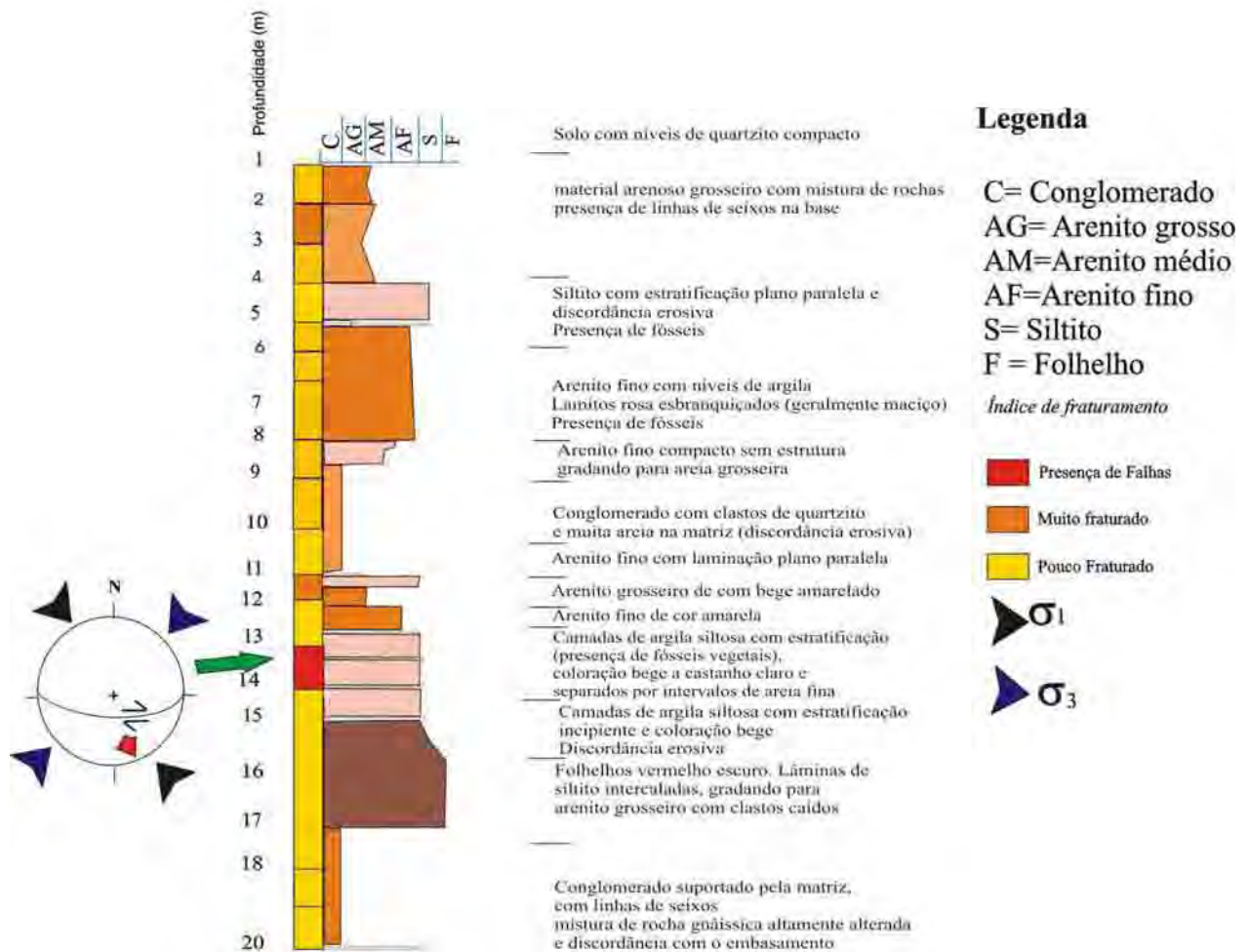


Figura 46 c: Falhas do evento TR - 6, na unidade sedimentar Tanque

h) Transcorrência Sinistral σ_1 = NW/HORIZONTAL σ_3 = NE (TR- 7) (Neogeno).

Este evento possui falhas transcorrentes com sentido NW que cortam saprolitos e sedimentos na região da Serra da Mantiqueira e próximo a Bragança Paulista e Sorocaba, podendo ser reativações tardias, possivelmente neotectônicas. Em todos os domínios existem evidências de fraturamentos neste tipo de material (Figura 47). Estes dados estão de acordo com paleotensões encontradas por RICCOMINI (1989) na Bacia de Taubaté e por SILVA (1998) na região de Sorocaba e Piedade.

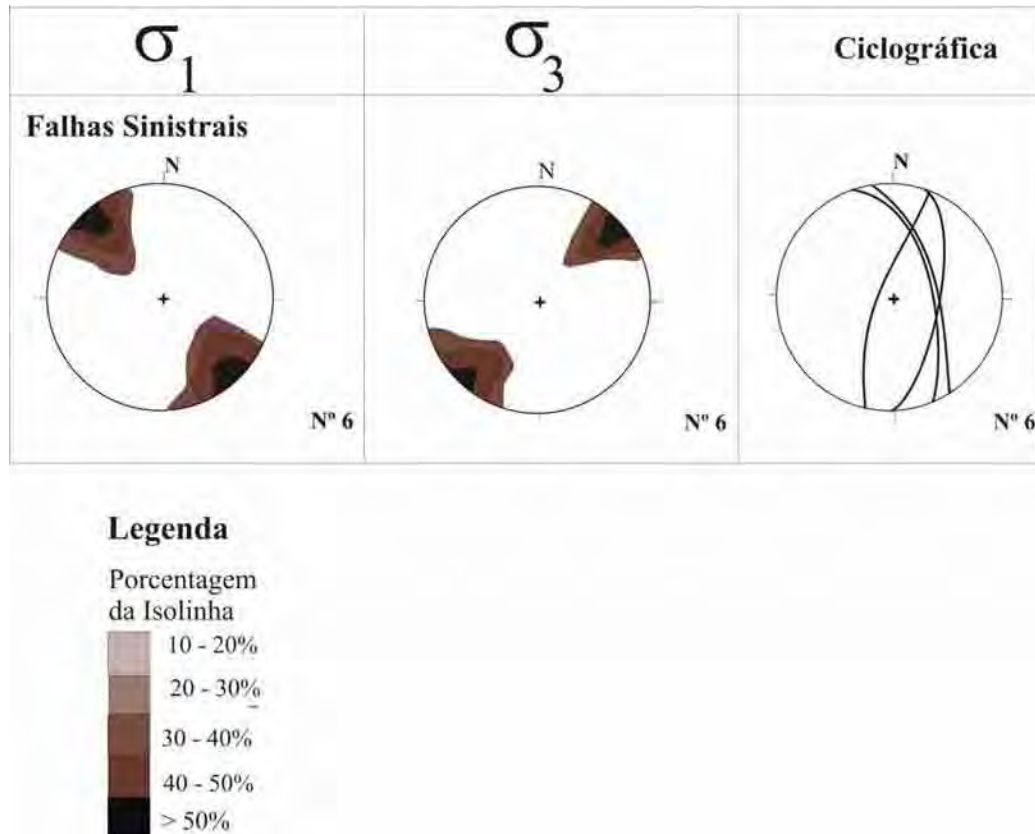


Figura 47: Estereogramas de falhas que afetam depósitos quaternários

i) **Falhas inversas e transcorrentes** $\sigma_1 = \text{NE}$ $\sigma_3 = \text{NW}$ e $\sigma_1 = \text{EW}$ $\sigma_3 = \text{Vertical}$; (TR-8) (Holoceno).

Temos a presença de falhas inversas com direções NS e transcorrentes destrais NNE (Figura 48), que cortam sedimentos localizados no planalto de Campos do Jordão. No domínio da Serrania de São Roque foram também encontrados paleoesforços em aluviões e colúvios nas encostas da Serra do Japi.

Estudos regionais em Bacias no Sudeste Brasileiro MELO *et al.*, (1985); RICCOMINI (1989) e trabalhos locais como (HIRUMA *et al.*, (2001); SILVA (1998); FERNANDES (1997) e SALVADOR & RICCOMINI (1995) assinalaram deformações tectônicas durante o Plio – Pleistoceno e reconheceram falhamentos afetando colúvios no Planalto de Campos do Jordão, Campinas, Sorocaba e na Bacia de Taubaté.

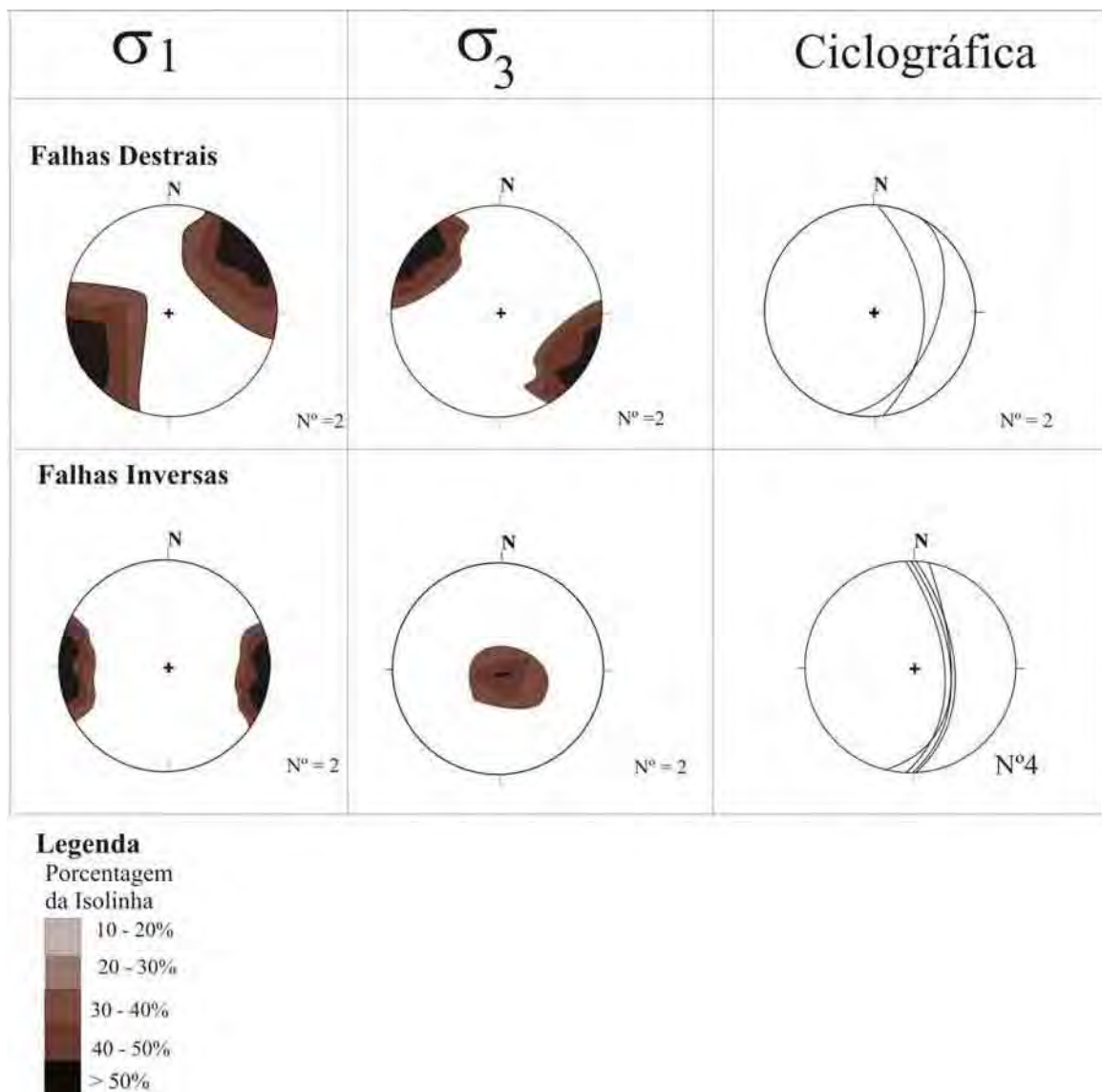


Figura 48: Estereogramas representativos do evento TR – 8

CRONOLOGIA	GEOLOGIA ESTRUTURAL	TECTÔNICA	
Holoceno (Compressivo?)	Falhas inversas e Falhas sinistrais de direção afetando diques alcalinos sedimentos, colúvios e aluviões e o corpo máfico M – 231.	Compressão EW Registrado no alto de Queluz (salvador & Riccomini, 1995)	TR –8
Mioceno Transcorrência Sinistral	Falhas transcorrentes sinistrais, corrobora com a tectônica obtida por Riccomini (1989).	Deformação na bacia de Taubaté	TR -7
Oligoceno Transtração	Falhas Transcorrentes destrais e sinistrais que afetam depósitos sedimentares	Hiato nas bacias continentais e Oceânicas	TR –6
Eoceno Transcorrência	Falhas transcorrentes destrais e inversas associadas.	Deposição da Formação Resende	TR -5
Cretáceo Superior (Distensivo)	Falhas transcorrentes destrais e Sinistrais	Abertura continental	TR - 4
Jurássico (Transtração)	Falhas transcorrentes sinistrais e destrais, normais e inversas associadas a soerguimentos e a terceira fase sismotectônica de injeção dos pseudotaquilitos de Bragança Paulista – SP	Ínicio da reativação Wealdeniana	TR –3
Triássico/Jurássico (Transcorrência)	Falhas transcorrentes Destrals e Sinistrais associadas à segunda fase sismotectônica de injeção dos pseudotaquilitos de Bragança Paulista e Sorocaba – SP	Reativação Sismotectônica dos Pseudotaquilitos	TR –2
Permo/Carbonífero Distensivo	Falhas normais e transcorrentes e destrais. Deposição da Supersequência Paraná	Soerguimentos no Cristalino tectônica na Bacia do Paraná	TR -1
Ordoviciano Devoniano Distensivo	Formação da Bacia do Paraná	Choque da placa da Patagônia Orogenia Oclóyica e Pré – Cordilheirana	TR -0

Tabela 10: Relações dos domínios com os episódios registrados pela paleotensão

DOMÍNIO	REGIME TECTÔNICO ENCONTRADO
SERRA DA MANTIQUEIRA OCIDENTAL	TR -0 TR -1 - TR - 3 - TR - 4 - TR - 5 - TR - 6 - TR - 7
PLANALTO DE CAMPOS DO JORDÃO	TR -3 - TR - 4 - TR - 5 - TR -7 - TR -8
DEPRESSÃO DE CAMBUÍ	TR - 5 - TR - 6
PLANALTO DE JUNDIAÍ	TR -0 TR -1 - TR - 2 - TR - 3 - TR -4 - TR - 5 -- TR - 6 - TR - 7
SERRANIA DE SÃO ROQUE	TR -0 TR - 2 - TR - 3 - TR -4 - TR - 5 - TR - 6 - TR - 7

Tabela – 11: Resumo dos regimes tectônicos encontrados na área.

5.3.5 – DISCUSSÕES

Os resultados permitiram afirmar que cada domínio foi afetado ou foi preservado por uma intensidade diferenciada de efeitos rúpteis, sendo que no Planalto de Jundiaí existem mais efeitos rúpteis registrados, enquanto que no Planalto de Campos do Jordão e na Depressão de Cambuí os efeitos são poucos e mais recentes (neotectônica).

A maioria dos resultados obtida corrobora com a bibliografia pesquisada durante a elaboração deste trabalho. As metodologias de análise de paleotensões mostraram – se eficazes dentro de uma análise em conjunto realizada em várias escalas.

As análises de juntas (ver Tabela 12) mostraram boa concordância com o método de paleotensão em falhas, o que significa que as tensões que originaram as falhas pode ter reativado as famílias de juntas. Porém ainda é preciso avaliar bem a análise de paleotensões em juntas e fraturas.

Domínios e direção média do Paleotensor	MANTIQUEIRA OCIDENTAL	PLANALTO DE CAMPOS DO JORDÃO	DEPRESSÃO DE CAMBUÍ	PLANALTO DE JUNDIAÍ	SERRANIA DE SÃO ROQUE
Superfície de Juntas BERGERAT <i>et al.</i> , 1992	EW, NE, NS	EW, NE e NS	NS, NW e EW	NW, NE, EW e NNE	EW, NW
WORLD STRESS MAP ZOBACK & ZOBACK (1995)	EW e NW	EW e NW	EW e NW	EW	EW

Tabela 12: comparação com os resultados obtidos na análise de juntas com o regime de tensões do World Stress Map.

6 – ANÁLISE TERMOCRONOLÓGICA

6.1 - INTRODUÇÃO

Como foi assinalado no capítulo 2, o método $\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{40}$ depende da reação nuclear $\text{K}^{39}(\text{n}, \text{p})\text{Ar}^{39}$, com a vantagem principal de transformar um isótopo de potássio em um isótopo do argônio, o que permite a medição simultânea dos dois isótopos (Ar^{39} e Ar^{40} radiogênico), por espectrometria de massa. Além disso, existe a certeza de que todo o Ar^{39} medido provém da irradiação do material, visto que tal isótopo não é encontrado na natureza (BERNAT *et al.*, 1975). Estas características fazem do método $\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{40}$ um método termocronológico mais preciso do que o K/Ar convencional.

Este método permite estabelecer a datação em temperaturas ao redor de 250°C o que mostra uma boa ferramenta para registrar a origem dos pseudotaquilitos a profundidades entre 8 a 10Km. Para isso foi datada uma amostra de pseudotaquilito da região de Bragança Paulista e correlacionada com datações de traços de fissão já obtidas no mestrado de RIBEIRO (1996).

O método dos traços de fissão em apatita é uma abordagem termocronológica relativamente recente, desenvolvida na década de 80. Têm sido utilizados em diversos campos da pesquisa geológica. O enfoque desta análise foi realizado para obter resultados que fortalecessem as evidências de uma tectônica ressurgente, completando assim, as análises cinemáticas e estruturais vistas nos capítulos antecedentes.

Os resultados obtidos neste capítulo fornecem subsídios para uma análise aprimorada da evolução tectônica / denudacional da área de estudo.

6.1.2 – ANÁLISES DO MÉTODO Ar/Ar EM PSEUDOTAQUILITOS

As amostras de pseudotaquilito possuem características de reativações tectônicas sucessivas (ver capítulo 5), com o intuito de datar a origem dos pseudotaquilitos ou pelo menos registrar estas reativações, foi datada uma amostra de pseudotaquilito da região de Bragança Paulista (Figura 49a, b e Tabela 13). Foi também utilizada uma amostra datada pelo método dos traços de fissão obtida na dissertação de mestrado de RIBEIRO (1996) coletada no mesmo local da amostra datada pelo método $\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{40}$ (Tabela 13).

Os resultados da análise conjunta entre as duas metodologias indicaram que os pseudotaquilitos se formaram no final do Cambriano (data mais provável, com perda de 27%

de argônio) e sofreu uma primeira reativação durante o Triássico, época também registrada pelo método dos traços de fissão. (Tabela 13).

Método	Amostra	Perda de Ar	Características
Ar/Ar	569 ± 18 (<i>plateau</i>)	27%	Melhor plateau
Traço de Fissão	$220\text{Ma} \pm 20$	-	Datado com Durango apatita RIBEIRO, (1996).

Tabela 13: Resultados das idades obtidas pelo método dos traços de fissão (minha dissertação de mestrado) e datações obtidas pelo método do $\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{40}$.

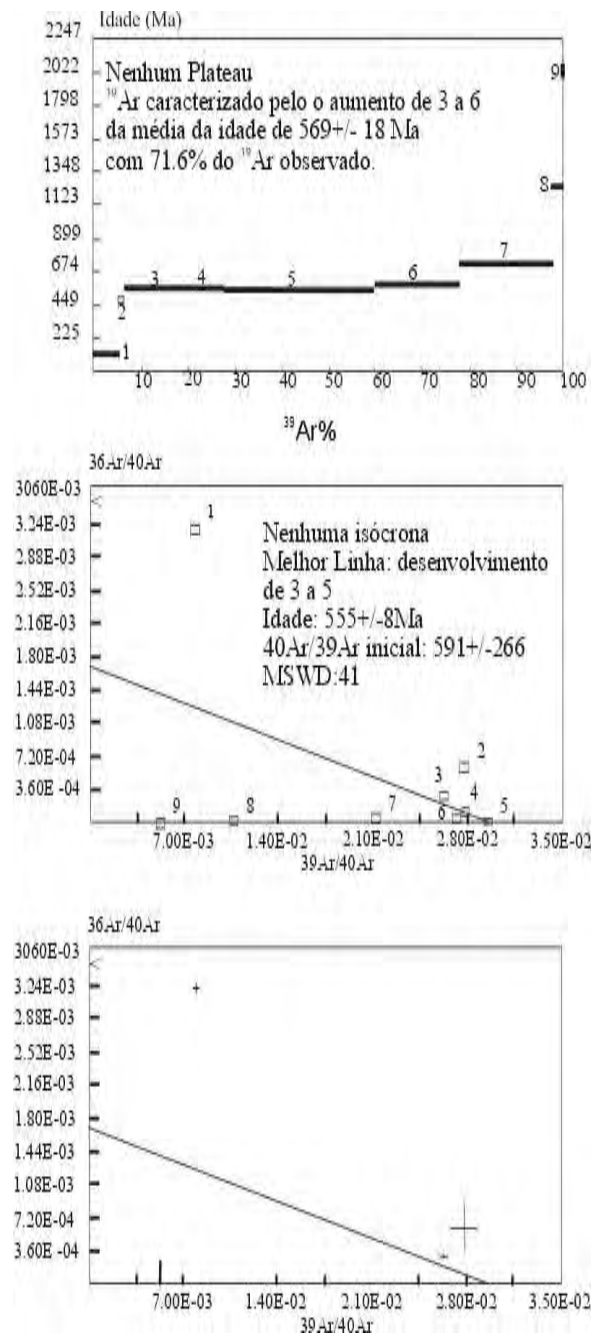


Figura 49a: Diagramas isocrônicos obtidos pelo método $\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{40}$.

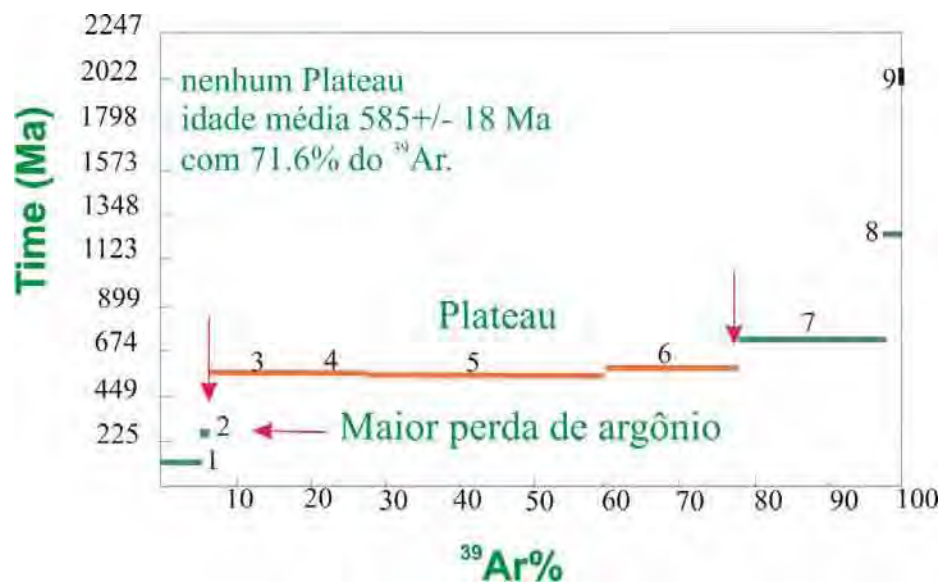


Figura 49b: Gráfico da figura 49a modificado indicando o intervalo de reativação e perda de Argônio.

6.1.3 ANÁLISES DE TRAÇOS DE FISSÃO

A história da evolução da paisagem reflete uma longa e complexa história tectônica de reativações de antigas estruturas, soerguimentos tectônicos e isostáticos, variações no clima locais e regionais. Estes efeitos provocam variações térmicas nas rochas, tanto de aquecimento como esfriamento. Estas variações podem ser estudadas através da termocronometria de baixas temperaturas, como ressonância paramagnética de spin, (U - Th)/He (CROWHURST *et al.*, 2002) e traços de fissão. Este último foi aplicado neste trabalho, pois através dele podemos modelar histórias térmicas que corroboram com episódios de soerguimento, denudação e reativação de estruturas, dentro de um grande intervalo do tempo geológico.

A análise de traços de fissão (ATF) baseia-se em uma técnica de datação bem estabelecida (ver capítulo 2) em que a retenção do sinal do decaimento radioativo é sensível a temperaturas dentro de um ambiente geológico. O método de datação se baseia sobre a acumulação de linhas microscópicas originadas em uma área desarranjada por destruição

radioativa, denominadas Traços de Fissão, contida em minerais que contém urânio, como a apatita.

Em geral, a mais antiga das amostras possui um grande número de traços que podem ser observados. Entretanto, sobre escalas do tempo geológicas, os traços de fissão são estáveis somente a temperaturas relativamente baixas ($<120^{\circ}\text{C}$). Quando as temperaturas aumentam, os traços de fissão gradualmente diminuem e, eventualmente desaparecem, devido ao apagamento (*annealing*) da zona desarranjada. Para a apatita, o apagamento inicia-se na isoterma de $110^{\circ}\text{C} - 120^{\circ}\text{C}$, que está localizada a aproximadamente 4Km de profundidade. Neste intervalo de 3 a 4 km de profundidade existem três zonas de estabilidade relativa aos traços de fissão (Figura 50), onde eles têm um comportamento relativo:

- i) Zona de apagamento (*annealing*) total (ZAT): área abaixo da isoterma de 120°C , onde os traços são formados e apagados;
- ii) Zona de apagamento (*annealing*) parcial (ZAP): região intermediária entre 120°C e 70°C , onde os traços tanto se acumulam como são apagados; e
- iii) Zona de estabilidade total (ZET): região acima de 70°C , onde todos os traços são preservados.

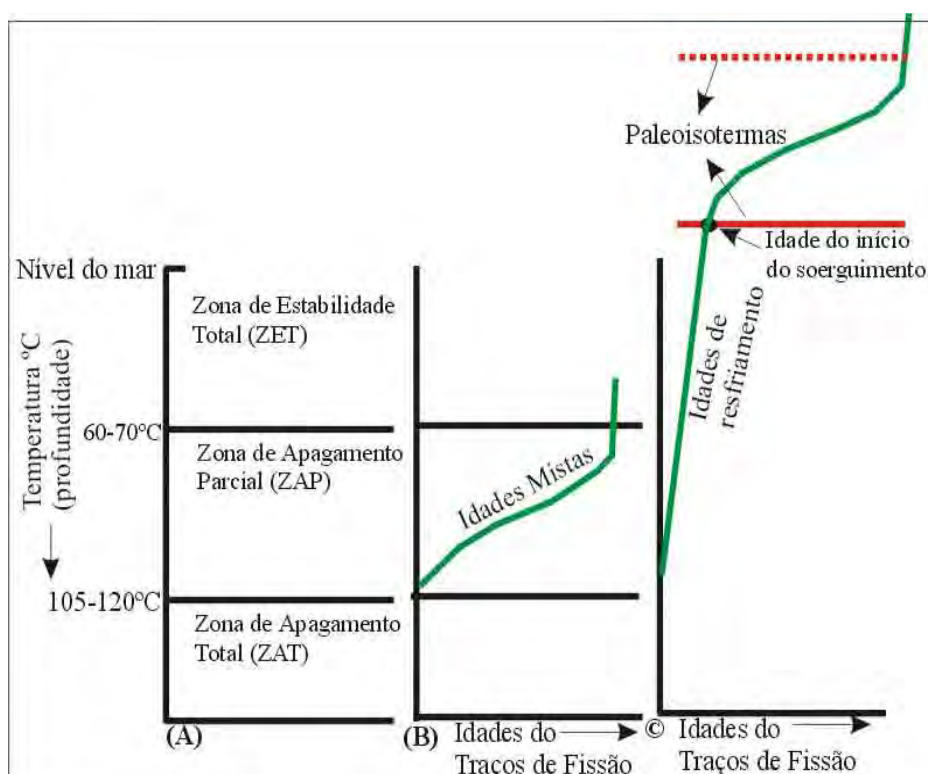


Figura 50: As três zonas de estabilidade dos traços de fissão
(modificado de OMAR *et.al.*, 1989)

As apatitas que permaneceram nestas zonas de estabilidade por grandes períodos geológicos, registram diferentes padrões de idade. Por exemplo, apatitas que ficaram na ZET preservarão idades mais antigas, enquanto as apatitas que ficaram por muito tempo na ZAP registrarão idades progressivamente mais jovens. Com isso as datações feitas pelo método dos traços de fissão podem indicar eventos de resfriamento e de aquecimento. Para compensar o fenômeno de apagamento (*annealing*) e corrigir os efeitos da ZAP foram feitas correções na idade, a partir de medidas realizadas em traços confinados (TELLO, 1998) utilizando metodologia da correção pelo tamanho (veja capítulo 2 para maiores detalhes).

Além da datação do episódio térmico, a idade aparente dos traços de fissão e a distribuição dos comprimentos dos traços são analisadas conjuntamente para reconstruir a história térmica desde a temperatura em que os traços são completamente apagados (ZAT) até a temperatura da superfície (ZET), registrando assim a evolução termal da amostra, além de ser utilizada para distinguir os diversos episódios de soerguimento, denudação e subsidência (Figura 51).

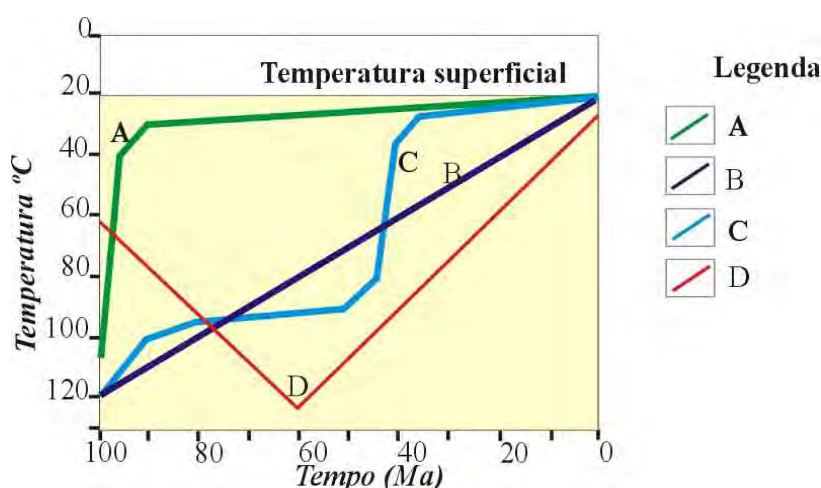


Figura 51: Curvas tempo – temperatura para diferentes casos de história térmica. Em A temos uma diminuição da temperatura (105°C até 40°C) relacionada a um soerguimento rápido, seguindo de um equilíbrio parcial entre erosão e soerguimento (formando superfícies erosivas GUNNEL, (1998); Em B o resfriamento gradual indicaria soerguimento com contribuição da denudação; Em C existe uma história mostrando um soerguimento inicial (tectônico?) seguido de um período de estabilidade, formando uma superfície erosiva e novamente um soerguimento tectônico e novamente uma superfície (esta história estaria relacionada a relevos policíclicos ou em patamares de antigos escudos); O exemplo D caracteriza – se de um episódio de aquecimento pretérito até os 60°C e estaria relacionado a um soerguimento brusco (tectônico) com alçamento das isothermas, seguido de denudação, depois seguiria com um recuo gradual das isothermas relacionado a um soerguimento isostático somado com denudação lenta e constante (Modificado de GLEADOW *et al.*, 1988)).

6.1.4 - DENUDAÇÃO & SOERGUIMENTO

Os parâmetros dos traços de fissão mudam conforme a profundidade, primariamente controlados por resfriamento devido à denudação da superfície terrestre e/ou por mudanças no regime termal (alçamento e deformação de isothermas) que podem ser um reflexo de movimentos tectônicos.

Os modelos geodinâmicos que tem considerado a formação de topografias de margem passiva (do tipo Atlântico), utilizando a relação soerguimento versus denudação (WEISSEL & KARNER, 1989; GILCHRIST & SUMMERFIELD, 1990); relacionam que após o soerguimento tectônico (geralmente de flancos de rift), segue-se um resfriamento interpretado como uma denudação lateral e vertical (idades mais novas); uma deposição de sedimentos e soerguimento devido à compensação isostática (idades mais antigas) (Figura 52).

Entretanto deve – se levar em conta de que a topografia e a velocidade entre a erosão vertical e lateral afetam a forma das isothermas, pois a topografia influencia a forma das isothermas durante a denudação em relevos com alta amplitude (Altitude) e pequeno comprimento de onda. Na interpretação de histórias de denudação derivadas de traços de fissão, estas relações implicam que a taxa de denudação de terrenos pode ser substancialmente superestimada (STÜWE *et al.*, 1994 e STÜWE & HINTERMÜLLER 2000). Algumas vezes episódios térmicos de aquecimento rápido ou esfriamento rápido, em histórias térmicas, podem ser interpretados como uma deformação das isothermas (ascensão ou recuo) provocada por tectonismo. Da mesma forma aquecimento lento ou esfriamento lento pode ser interpretado como episódios de denudação. RIBEIRO *et al.*, (2003c) aplicaram este modelo em diques alcalinos da Serra da Mantiqueira relacionando com a evolução da mesma. Cabe destacar aqui, que o esfriamento de corpos intrusivos, falhas e fluxo de fluidos quentes podem afetar as idades.

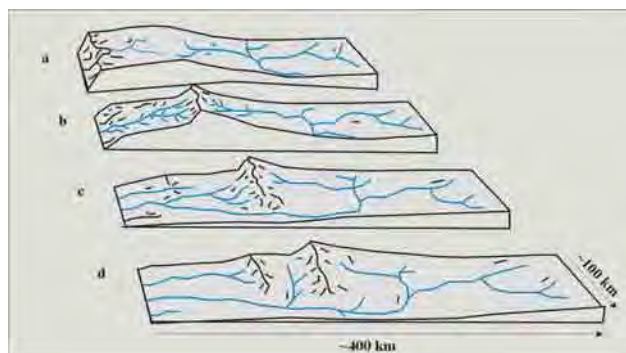


Figura 52: Desenvolvimento de margens passivas, como proposto por GILCHRIST *et.al.*, (1994)

6.2 – CRONOLOGIA DA TECTÔNICA RÚPTIL

As idades corrigidas obtidas pelo método dos traços de fissão na área de estudo permitiram definir reativações de fases de resfriamento associadas a tectonismo (soerguimento e/ou reativação de falhas) durante diversas eras geológicas, associadas a eventos tectônicos (tabela - 13). Estas são: Paleozóico (477 ± 95 Ma.), Triássico Inferior (193 ± 19 Ma.), Cretáceo médio (124 a 120 Ma.), Limite Cretáceo-Terciário (80 a 60 Ma.) e Terciário médio (36 a 28 Ma.).

Estes resultados corroboram com trabalhos recentes efetuados na área por (RIBEIRO, 1996; GUEDES *et al.*, 2000a, b; HACKSPACHER *et al.*, 2002, 2004; TELLO, *et al.*, 2003; RIBEIRO *et al.*, 2003a, b, c, d). Para áreas geologicamente e geomorfologicamente compatíveis, testes de χ^2 foram realizados nestas amostras, definindo grupos estatisticamente compatíveis (Tabela 16 a, b) nos mesmos domínios morfoestruturais anteriormente registrados (capítulo 5). Assim temos:

- a) Grupo A: Domínio Planalto de Jundiaí;
- b) Grupo B: Domínio Mantiqueira Ocidental;
- c) Grupo C: Domínio da depressão de Cambuí (diques alcalinos);
- d) Grupo D: Domínio Planalto de Campos do Jordão; e
- e) Amostras individuais (no domínio Planalto de Jundiaí, Domínio Serrania de São Roque e Domínio Planalto de Campos do Jordão).

ERA GEOLÓGICA	IDADE CORRIGIDA T.F.	EVENTO TECTÔNICO
Terciário (Eoceno – Oligoceno)	(36 a 28 Ma)	Final do magmatismo alcalino, soerguimento da plataforma
Cretáceo superior – Terciário	(80 a 60 Ma)	Magmatismo alcalino, Origem da Serra do Mar
Cretáceo inferior	(124 a 120 Ma)	Ruptura do Gondwana
Triássico –Jurássico	(193 ± 19 Ma)	Início do soerguimento que culminou com a abertura continental
Devoniano – Ordoviciano	(477 ± 95 Ma)	Orogenia Oclóyica

Tabela 14 – Idades obtidas em cada domínio e sua relação com os principais eventos tectônicos e eras geológicas (Escala do Tempo Geológica – Geological Society of America - 1999).

6.2.1 - AMOSTRAS TRATADAS EM GRUPO

Foram obtidas idades de 15 amostras distribuídas pelos 5 domínios morfoestruturais (ver capítulo 5), as histórias térmicas obtidas foram tratadas em conjunto (ver tabela 16 e 17– Mapa 2 -Termomorfológico no anexo 1).

As idades médias obtidas no domínio do Planalto de Jundiá registraram que o episódio de fragmentação do Gondwana foi marcante em todo este domínio, com possível relação com os soerguimentos do Maciço de Morungaba e a preservação de depósitos sedimentares (Bacias do Tanque, Jaguari e Bragança Paulista – ver anexo 2).

No domínio da Mantiqueira Ocidental, as idades registraram o final do soerguimento inicial da própria Serra que iniciou a 120 Ma, como proposto por diversos trabalhos (HACKSPACHER *et al.*, 1999; GUEDES, *et al.*, 2000a, b; TELLO, *et al.*, 2003).

No domínio do Planalto de Campos do Jordão foram registradas idades relativas ao Paleoceno; estas idades podem estar associadas ao ciclo Sul – Americano responsável pela formação da superfície de erosão de mesmo nome. A superfície Altos Campos pode ser esta mesma superfície soerguida como já proposto por diversos autores (FREITAS, 1951; ALMEIDA, 1964).

Finalmente no domínio da Depressão de Cambuí registraram - se idades no intervalo Eoceno/Oligoceno, que podem estar associados à intrusão dos diques alcalinos a profundidades menores da crosta, pois nesta época existem registros de episódios de soerguimento por toda a plataforma. No continente as maiorias das Bacias Paleozóicas e Terciárias registraram um hiato durante esta época. No registro sedimentar das Bacias de Campos e Santos existe uma discordância, também durante esta época. Estes registros podem estar associados a um episódio de soerguimento de toda a plataforma, como proposto por KARNER *et al.*, (1994).

6.2.2 – AMOSTRAS INDIVIDUAIS

As amostras que não foram tratadas em conjunto resultaram em idades relacionadas a eventos localizados (Tabela – 14 e 15).

A amostra M – 92 está associada à evolução da Serra do Japi e foi coletada dentro da zona cataclásada onde existem pseudotaquilitos e ultracataclásitos, do alinhamento de Campinas. As origens de tais feições podem ser correlacionadas a zona sismogênica proposta por SIBSON (1977), situada à 4km, onde podemos concluir que a idade está relacionada ao

primeiro evento sismotectônico de injeção de pseudotaquilitos (RIBEIRO *et al.*, 2003b) e a sua relação com soerguimento da Serra do Japi durante o Triássico/Jurássico.

A amostra M – 56 foi coletada em uma pedreira próxima ao município de Valinhos, (ver Anexo 1 – Item 3), sua idade está relacionada a uma possível reativação da falha de Valinhos e a conseqüente exumação do maciço de Morungaba com uma evolução concomitante a Serra da Mantiqueira (TELLO, *et al.*, 2003).

A amostra M – 231 é um corpo alcalino/básico e ultrabásico de Ponte Nova. Este maciço possui estrutura dômica, maciço (resistente à erosão), composto por rochas sieníticas, fonolíticas, cortado por diques básicos e alcalinos (CPRM, 1999). A idade de traços de fissão está relacionada ao primeiro episódio do magmatismo alcalino, quando o corpo se alojou a profundidades menores.

A amostra M – 44 possui idade muito antiga, e está relacionada com os processos de exumação da região Sudeste durante o Ordoviciano ao Carbonífero, provavelmente causada por reflexos de episódios tectônicos compressivos que afetaram todo o Gondwana sul – ocidental, gerado pelas orogenias Oclóyica e Pré – Cordilheirana. Estas também foram responsáveis pelos fenômenos tectônicos que afetaram o início da Bacia do Paraná (RAMOS, 1988; HACKSPACHER *et al*, 2003).

Domínio	Amostra	$R_U \times 10^{-9}$	L_S / L_I	$\varepsilon_{238} / \varepsilon$	ρ_S / ρ_I	Tap (Ma)	Tcorr (Ma)
Planalto de Jundiá Grupo – A	M – 40	5.281 ($\pm 3\%$)	0.75 ($\pm 1.7\%$)	0.67 ($\pm 10\%$)	1.21 ($\pm 10.7\%$)	77 $\pm$ 9 ($\pm 11\%$)	114 $\pm$ 1 ($\pm 11\%$)
	M – 41	5.281 ($\pm 3\%$)	0.72 ($\pm 3.7\%$)	0.64 ($\pm 10\%$)	0.87 ($\pm 24\%$)	55 $\pm$ 14 ($\pm 25\%$)	142 $\pm$ 18 ($\pm 27\%$)
	M – 44	5.281 ($\pm 3\%$)	0.74 ($\pm 1.8\%$)	0.65 ($\pm 10\%$)	4.07 ($\pm 7\%$)	254 $\pm$ 20 ($\pm 8\%$)	387 $\pm$ 50 ($\pm 13\%$)
Mantiqueira Ocidental Grupo – B	M – 7	5.382 ($\pm 3\%$)	0.78 ($\pm 1.5\%$)	0.72 ($\pm 10\%$)	0.96 ($\pm 10.5\%$)	62 $\pm$ 7 ($\pm 11\%$)	89 $\pm$ 10 ($\pm 15\%$)
	M – 6	3.371 ($\pm 4\%$)	0.79 ($\pm 1.6\%$)	0.74 ($\pm 10\%$)	1.97 ($\pm 9.7\%$)	79 $\pm$ 9 ($\pm 11\%$)	107 $\pm$ 13 ($\pm 15\%$)
	M – 4	3.371 ($\pm 4\%$)	0.76 ($\pm 1.8\%$)	0.70 ($\pm 10\%$)	2.20 ($\pm 7\%$)	80 $\pm$ 9 ($\pm 8\%$)	115 $\pm$ 13 ($\pm 13\%$)
	M – 5	3.371 ($\pm 4\%$)	0.76 ($\pm 1.6\%$)	0.70 ($\pm 10\%$)	1.99 ($\pm 10\%$)	88 $\pm$ 7 ($\pm 11\%$)	126 $\pm$ 11 ($\pm 15\%$)
Planalto de Campos do Jordão Grupo – C	M – 220	3.371 ($\pm 4\%$)	0.82 ($\pm 1.4\%$)	0.77 ($\pm 10\%$)	1.05 ($\pm 7.5\%$)	43 $\pm$ 4 ($\pm 8.9\%$)	55 $\pm$ 5 ($\pm 13\%$)
	M – 230	3.371 ($\pm 4\%$)	0.82 ($\pm 1.2\%$)	0.77 ($\pm 10\%$)	1.12 ($\pm 7.5\%$)	45 $\pm$ 5 ($\pm 9\%$)	59 $\pm$ 6 ($\pm 13\%$)
	M – 3	3.371 ($\pm 4\%$)	0.78 ($\pm 1.4\%$)	0.72 ($\pm 4\%$)	1.22 ($\pm 12.5\%$)	49 $\pm$ 6 ($\pm 13\%$)	69 $\pm$ 10 ($\pm 14\%$)
Depressão de Cambuí Grupo – D	M – 33	5.281 ($\pm 3\%$)	0.73 ($\pm 1.6\%$)	0.64 ($\pm 10\%$)	0.39 ($\pm 13.6\%$)	25 $\pm$ 4 ($\pm 14\%$)	39 $\pm$ 6 ($\pm 17\%$)
	M – 1	5.382 ($\pm 3\%$)	0.75 ($\pm 1.4\%$)	0.67 ($\pm 10\%$)	0.33 ($\pm 10.3\%$)	22 $\pm$ 2 ($\pm 11\%$)	32 $\pm$ 4 ($\pm 15\%$)
Serrania de São Roque Sem grupo	M – 56	($\pm 4\%$)	($\pm 1.3\%$)	($\pm 10\%$)	($\pm 8\%$)	75 $\pm$ 6 ($\pm 11\%$)	124 $\pm$ 12 ($\pm 11\%$)
Serrania de São Roque Sem grupo	M – 92	($\pm 3.5\%$)	($\pm 1.8\%$)	($\pm 10\%$)	($\pm 12.9\%$)	139 $\pm$ 12 ($\pm 11\%$)	193 $\pm$ 19 ($\pm 10\%$)
Planalto Campos do Jordão Sem Grupo	M – 231	3.371 ($\pm 4\%$)	0.85 ($\pm 1.3\%$)	0.80 ($\pm 10\%$)	1.329 ($\pm 8.0\%$)	54 $\pm$ 5 ($\pm 9.4\%$)	67 $\pm$ 7 ($\pm 14\%$)
Serrania de São Roque Sem grupo	M – 233						
		Amostra datada por Ar/Ar					

Tabela 15 – Resultado obtido para cada amostra

Área	Valores médios		Teste do χ^2			
	$T_{ap} \pm 1\sigma$ (Ma)	$T_{corr} \pm 1\sigma$ (Ma)	Idade aparente (T_{ap})		Idade corrigida (T_{corr})	
			χ^2_v	$P(\chi^2_v)$	χ^2_v	$P(\chi^2_v)$
Grupo A	85 $\pm$ 7	125 $\pm$ 11	2.3526	0.15	1.509	0.20
Grupo B	77 $\pm$ 4	109 $\pm$ 6	2.407	0.06	1.976	0.15
Grupo C	45 $\pm$ 3	58 $\pm$ 4	0.6944 ($v=3$)	≈ 0.70	1.598 ($v=3$)	≈ 0.45
Grupo D	23 $\pm$ 2	34 $\pm$ 3	0.45 ($v=2$)	≈ 0.50	0.944 ($v=2$)	≈ 0.30

Tabela – 16: Média dos resultados obtidos

6.3 – HISTÓRIAS TÉRMICAS

A distribuição do comprimento e a da idade traço de fissão (idade aparente) podem ser combinados para a construção de diagramas de tempo versus temperatura. Estes gráficos possuem grande importância para os estudos de exumação das rochas, seja esta realizada por denudação (resfriamento lento) ou tectônica (resfriamento rápido) como ambas (histórias mistas).

As amostras foram tratadas em grupos de mesmas características geológicas – geomorfológicas, com isto foi possível obter uma história térmica igual para toda a região.

- a) Grupo A = Domínio Morfoestrutural do Planalto de Jundiaí;
- b) Grupo B = Domínio Morfoestrutural da Mantiqueira Ocidental;
- c) Grupo C = Domínio Morfoestrutural do Planalto de Campos do Jordão;
- d) Grupo D = Domínio Morfoestrutural da Depressão de Cambuí.

Cabe destacar aqui, que o domínio morfoestrutural “Serrania de São Roque” não foi tratada em grupo, pois apenas para uma amostra se obteve história térmica.

6.3.1 - DOMÍNIO PLANALTO DE JUNDIAÍ: GRUPO – A

As amostras datadas neste domínio foram agrupadas por suas características geológicas - geomorfológicas similares (Figura 53). A interpretação da história térmica mostrada na (Figura 53) começa dentro da zona de annealing parcial (ZAP), registrando um aquecimento contínuo até o Eoceno/Oligoceno (45 à 30Ma) segue - se um resfriamento rápido acentuado até o Mioceno onde a temperatura se estabiliza na temperatura ambiente.

As análises indicam que o planalto de Jundiaí registrou eventos tectono - magmáticos durante o Cretáceo devido aos episódios de ruptura do Gondwana. O aquecimento lento registrado posteriormente estaria relacionado com processos denudacionais que afetaram todo o Planalto de Jundiaí, onde a isoterma de 120°C não se modificou. A partir do Eoceno/Oligoceno a história térmica (HT) registra um resfriamento brusco representado pelo soerguimento que atingiu toda a plataforma e está registrado como uma discordância erosiva ou não deposicional marcante nas bacias continentais (MELLO, 1997) e nas bacias marginais (DAVISON, 1999) como podemos observar nas Figuras 54 e 55.

Estes soerguimentos registrados mostram que estas áreas serviram de áreas fonte para os depósitos sedimentares de origem aluvial e de corrida de detritos terciários acompanhando os principais rios (depósitos correlatos) (Atibaia, Jaguari, Jundiaí) (PENALVA, 1973;

HASUI, 1990; FÚLFARO *et al*, 1985; RIBEIRO, 1996; NEVES, 1999; BISTRICHI, 2000). Como as bacias do Tanque reconhecida por FÚLFARO *et al.*, (1985) e Bragança Paulista e Jaguari (reconhecidas neste trabalho) que mostram em suas seqüências vestígios de tectonismo e soerguimento (Figura 56 a,b, c).

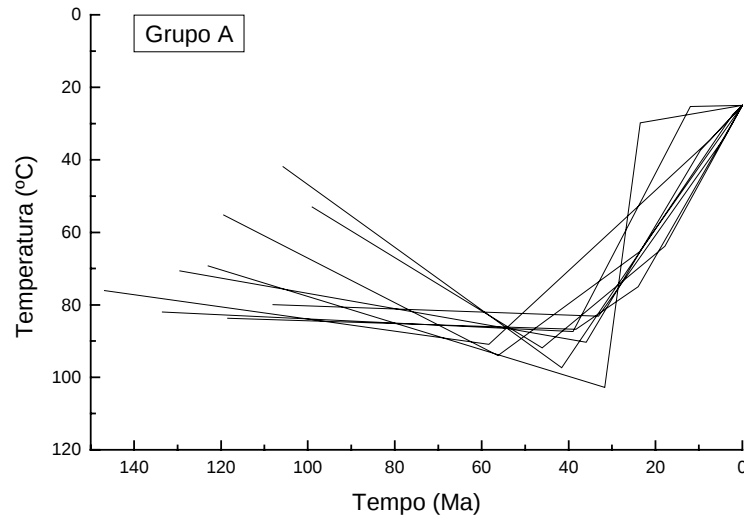


Figura 53: História Térmica aceita para o Grupo “A”

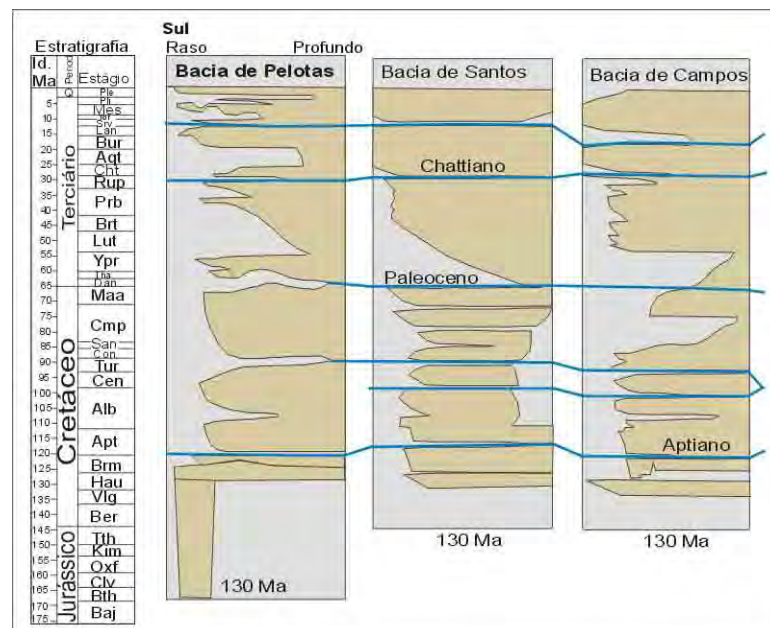


Figura 54: Discordâncias erosivas registradas nas bacias marginais notem a discordância, próximo ao Oligoceno.

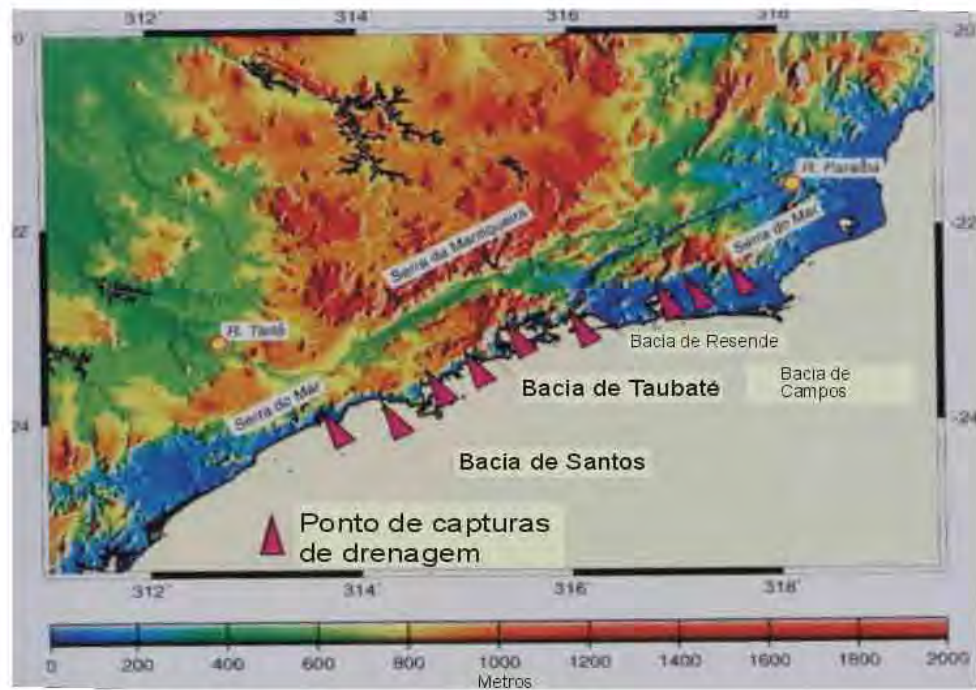


Figura 55 : Mapa topográfico atual mostrando a região sudeste brasileira mostrando os pontos de captura de drenagem (pontos onde os rios mudaram de direção devido ao soerguimento de um dos flancos da Serra do Mar) (setas roxas). A mudança do suprimento de sedimentos para as Bacias de Campos e Santos, gerando as discordâncias, foi resultado do soerguimento da Serra do Mar (KARNER et al., 1999).

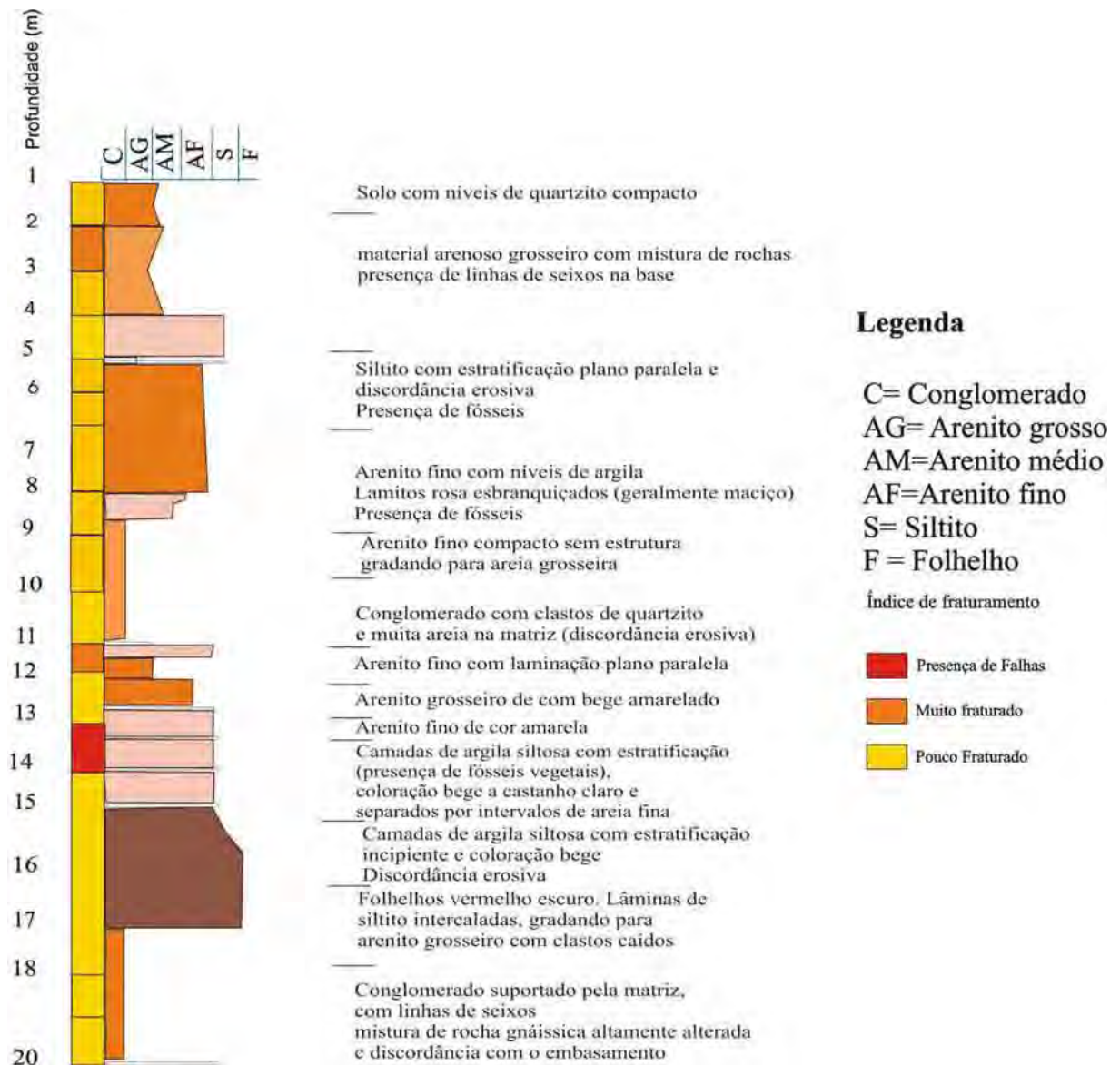


Figura 56a: Coluna aloestratigráfica mostrando a unidade sedimentar Tanque.

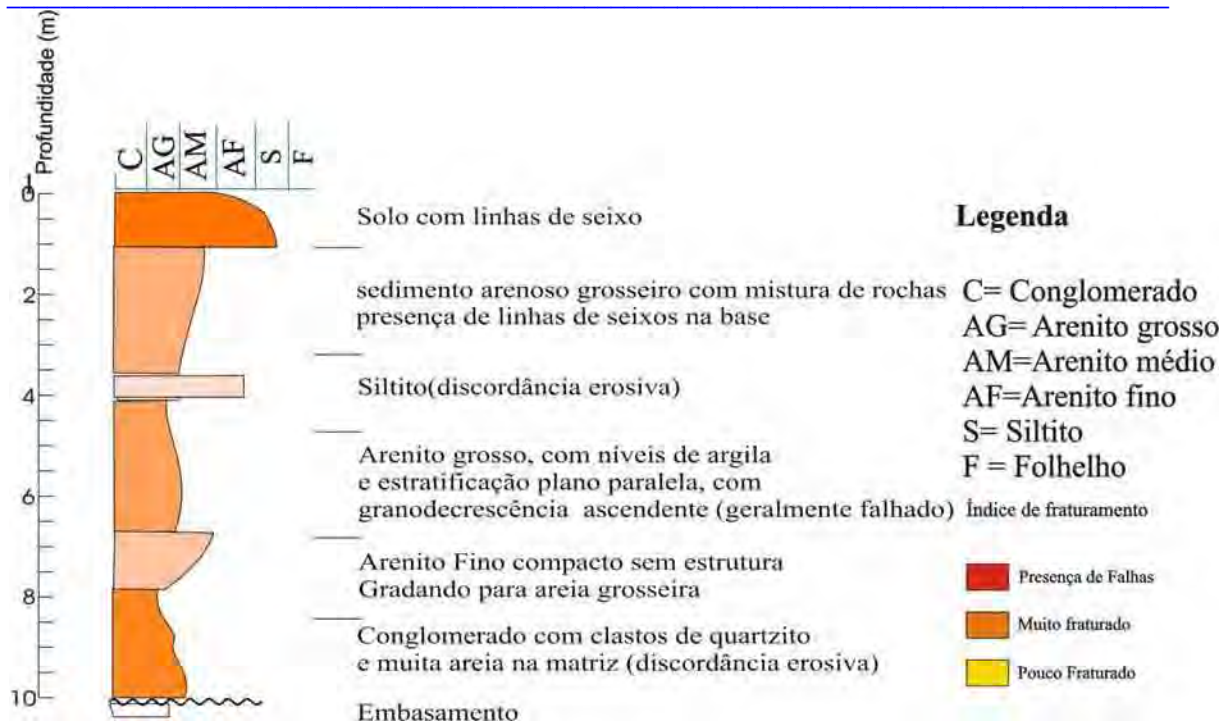


Figura 56b: Coluna aloestratigráfica mostrando a unidade sedimentar Bragança Paulista

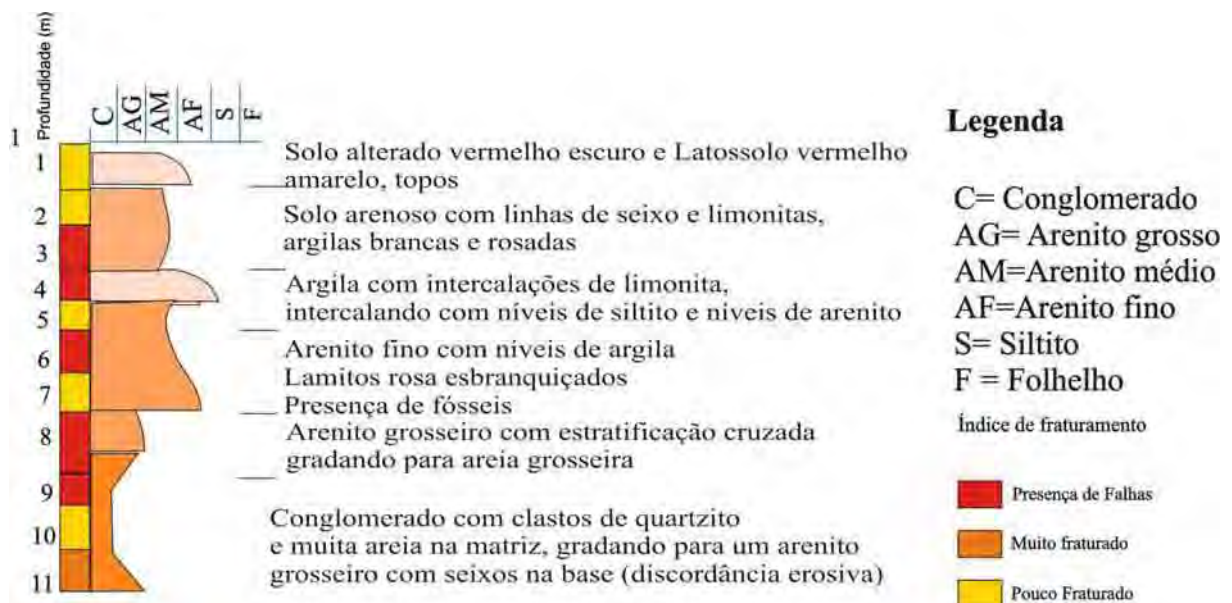


Figura 56c: Coluna aloestratigráfica mostrando a unidade sedimentar Jaguarí

Neste domínio foi analisada uma história térmica de uma amostra individual, (M-44 – Figura 57), que possui idade corrigida do Ordoviciano - Devoniano, estando associada com uma reativação da ZC de Jundiuvira. Sua história térmica mostra um aquecimento lento do Ordoviciano até o Triássico, que pode estar relacionado com os reflexos dos soerguimentos que afetaram o Gondwana sul – ocidental durante esta época, como o ciclo Famatiniano e o ciclo Gondwânico, representado por pulsos compressivos originados pelas orogenias Chanica

& Sanrafaélica e finalizado há 242Ma (Triássico inferior) (RAMOS, 1988; MILANI & RAMOS, 1998). Estas orogenias foram responsáveis pela deposição da Supersequências Gondwana I, proposta por MILANI (1997).

Analisando a história térmica temos um aquecimento rápido durante o Triássico perdurando até o final do Jurássico que está relacionado a episódios de soerguimento de áreas do embasamento e conseqüente subsidência da Bacia do Paraná (BORBA *et al*, 2002; RIBEIRO *et al.*, 2003). Estes episódios ocorridos durante o Triássico estão associados ao início da segunda maior subsidência da Bacia do Paraná, denominada de Gondwana II (MILANI, 1997) associada ao evento tectônico compressivo denominado de orogenia *La Ventana*, como descrito por RAMOS (1988) e MILANI & RAMOS (1998).

O episódio do Cretáceo Inferior está associado aos fenômenos tectônicos da ruptura do Gondwana e abertura do Atlântico Sul, seguido de um resfriamento lento até os dias de hoje e a quarta e última subsidência da Bacia do Paraná (Tabela - 18). A história prossegue com um resfriamento lento até os dias atuais, onde registra uma exumação total destas rochas. (Figura 57).

Cabe destacar que datações realizadas com o método Ar/Ar em pseudotaquilitos deste domínio mostraram idades correlatas com esta amostra. Apesar de não existir *plateau* no espectro da amostra, esta deve – se estar provavelmente associada a sua origem em altas temperaturas e a constante perda de argônio. A idade obtida destas análises indicou uma reativação que pode ser relacionada à primeira injeção dos pseudotaquilitos.

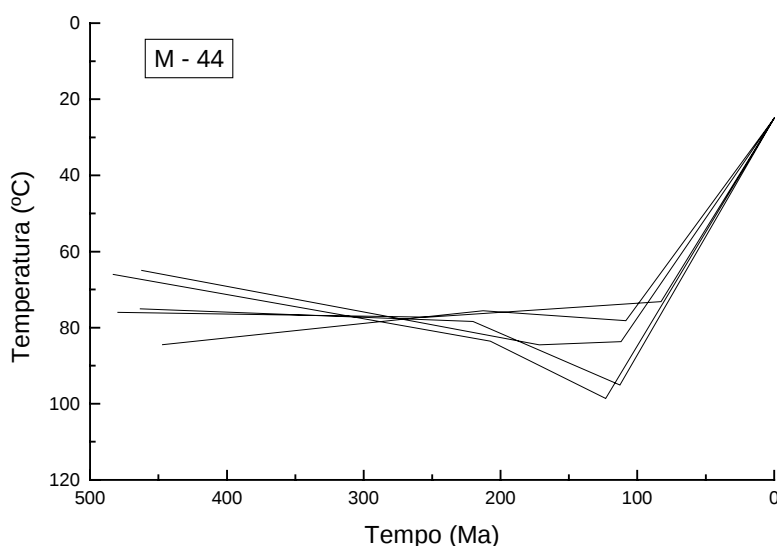


Figura 57: História Térmica aceita para a amostra M-44

6.3.2 - DOMÍNIO MANTIQUEIRA OCIDENTAL – GRUPO “B”

As idades corrigidas do Grupo “B” resultaram em uma reativação durante o Cretáceo Inferior, mais precisamente entre o Aptiano e o Albiano (109 ± 6 Ma), coincidindo com os episódios tectônicos relacionados à abertura do Atlântico Sul. (Tabela – 16 e 17). As histórias térmicas aceitas para este grupo (Figura 58) registram um aquecimento contínuo até o Terciário (Eoceno – 45Ma) à 95°C, seguido de um resfriamento lento até 10Ma, e um resfriamento acelerado até os dias atuais (Figura 58). Isto indica que as isothermas da região foram influenciadas por episódios tectono -magnéticos relacionados com a atuação de falhas em bloco, sob regime transpressional (COBBOLD *et al.*, 2001) e efeitos térmicos da atuação da pluma de Tristão da cunha (THOMAZ FILHO *et al.*, 2000).

Posteriormente seguiu - se um episódio de denudação associado a um soerguimento lento (isostático), relacionado ao ciclo de erosão “Velhas” (KING, 1956). A partir do Mioceno a história térmica registra um resfriamento rápido, caracterizado por um soerguimento tectônico, registrado em discordâncias nas seqüências estratigráficas das Bacias sedimentares marginais do Brasil (DAVISON 1999) (Figura 54). Estes episódios mostrados corroboram com observações relatadas na Serra da Mantiqueira por (TELLO *et al.*, 2003), através de resultados por traços de fissão.

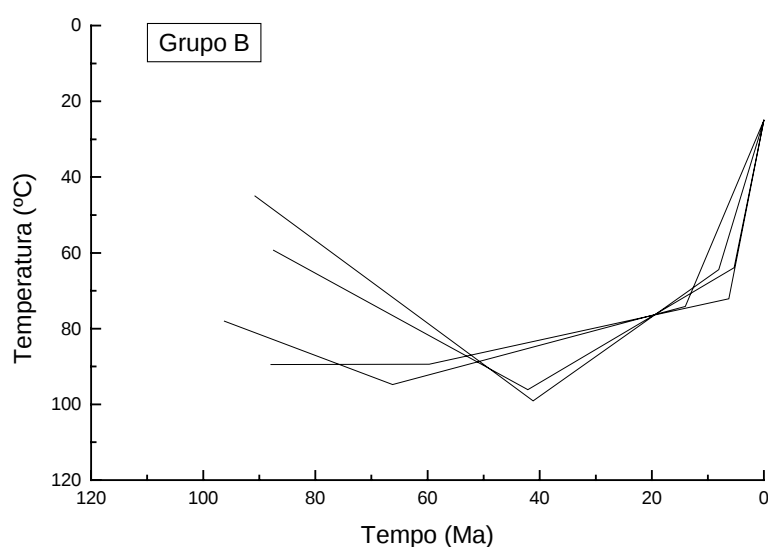


Figura 58: História térmica aceita para o Grupo “B”

6.3.3 – DOMÍNIO CAMPOS DO JORDÃO– GRUPO “C”

A análise da história térmica para este grupo (Figura 59), nos mostra um aquecimento do Eoceno até o final do Oligoceno, seguido de um resfriamento lento até o Plioceno seguido por sua vez de um resfriamento rápido até os dias de atuais. Estes dados mostraram estar relacionada ao evento epirogênico ascensional de toda a plataforma. Tal episódio foi responsável pela elevação da Serra do Mar (TELLO *et al.*, 2003), originando capturas fluviais que dificultaram a deposição de sedimentos para as Bacias de Campos e Santos (KARNER & DRISCOLL, 1999), originando por sua vez as discordâncias registradas durante esta época (Figura 54). Posteriormente apresenta um resfriamento contínuo durante o Mioceno estando este relacionado com ciclo de erosão “Velhas”, como no grupo “B”, este ciclo provavelmente afetou toda a Serra da Mantiqueira, corroborando com os dados obtidos por HACKSPACHER *et al.*, (2004). O resfriamento registrado durante o Plioceno possivelmente está relacionado com o soerguimento e erosão que preservou e modelou a paleosuperfície dos “Altos Campos” e a geração dos colúvios sobrepostos e falhados da região do planalto de Campos do Jordão propostos por (MODENESI, 1988a, b; MODENESI – GAUTIERI *et al.*, 2000).

Analisando a história térmica do grupo C com a do grupo B, podemos observar que os 3 episódios registrados correspondem à reativação da falha do Paiol Grande, tal falhamento separa os dois domínios da Mantiqueira Ocidental (Grupo B) e o Domínio Morfoestrutural do Planalto de Campos do Jordão (Grupo C). A diferença topográfica e a presença da Falha do Paiol Grande indicam a atuação de tectonismo recorrente de caráter normal entre estes dois domínios. A figura 60 mostra que o bloco alto, representado pelo grupo B, registra idades mais velhas e o bloco baixo, representado pelo grupo C, idades mais novas. A partir destes resultados podemos propor que:

- a) O Grupo B foi o bloco alto e o Grupo C o bloco baixo, de uma falha normal que foi reativada;
- b) A falha sofreu uma reativação recorrente durante o Cretáceo e o Terciário Superior (Oligoceno), pois as idades do grupo C somente registram a partir de 60Ma e as histórias térmicas dos dois grupos registram reativações no Oligoceno.
- c) Esta tectônica pode ter sido reativada durante o Quaternário, como discutido por HIRUMA *et al.*, (2001) encontraram reativações de falhas na região de Campos do Jordão.
- d) Este tipo de vestígio de falhamento normal é denominado por BURBANK & ANDERSON (1999) e BURBANK (2002) de “denudação tectônica”.
- e) O grupo B (bloco alto) está em constante soerguimento, pois o cálculo do total denudado foi menor do que para o grupo C (Figura 60).

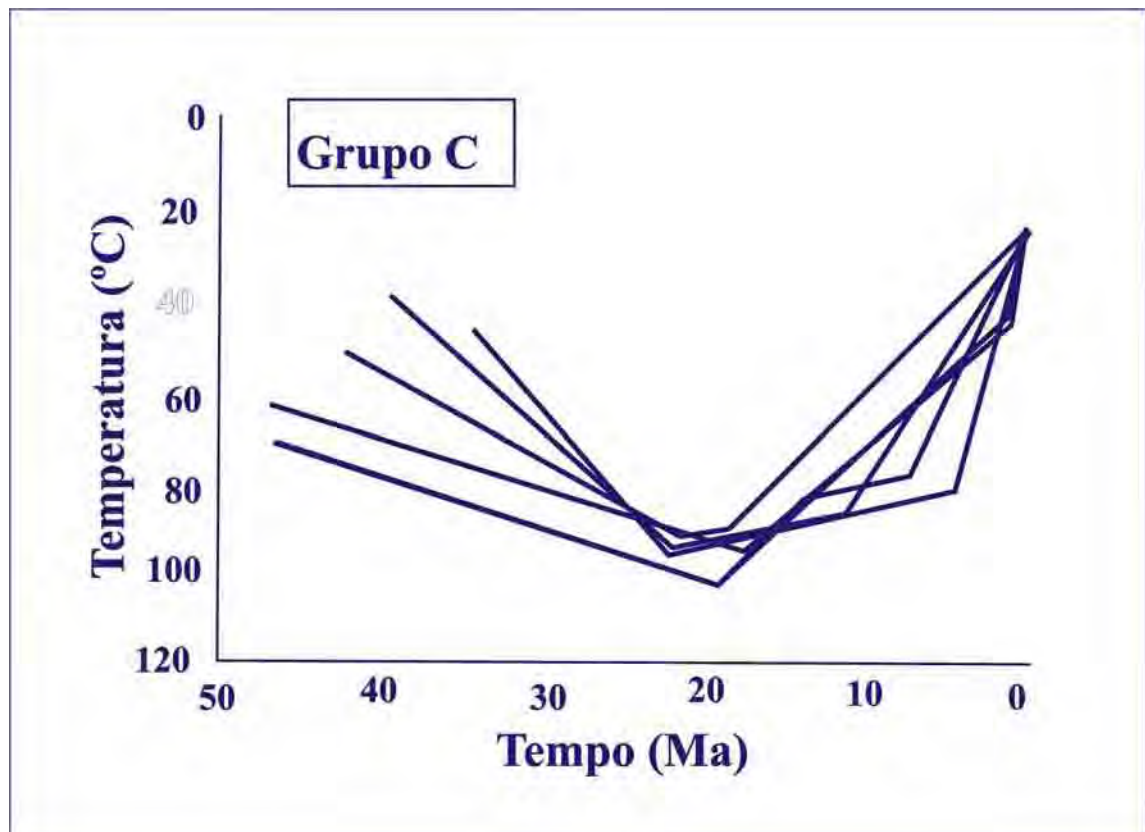


Figura 59: História térmica aceita para o grupo “C”

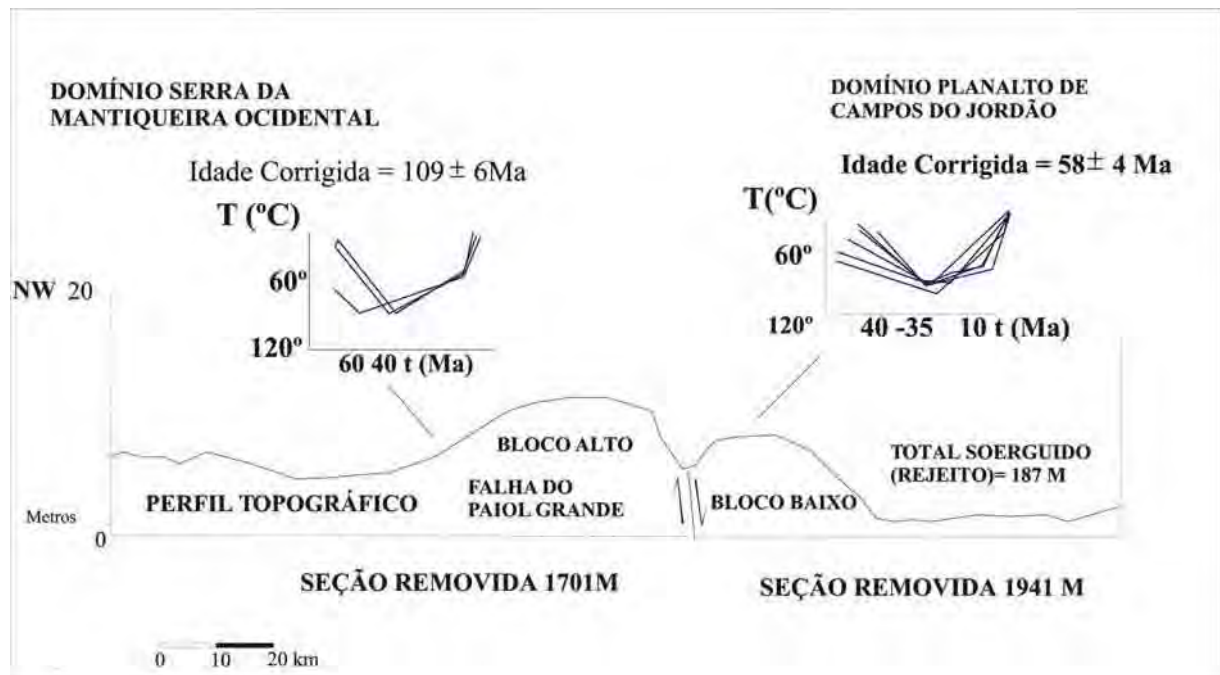


Figura 60: Perfil mostrando a atuação de processos erosivos e a delimitação da falha entre os grupos B e C.

Neste domínio existe ainda uma amostra com história térmica bem peculiar, pois se trata do corpo alcalino - básico e ultrabásico de Ponte Nova (CPRM, 1999) (provavelmente constituída de gabro), com uma estrutura dômica, com aproximadamente 40m de altura. Suas idades corrigidas mostram a época de intrusão, entre o Cretáceo Superior e o início do Terciário (67 Ma) (Figuras 55 e 60).

Suas histórias térmicas mostram um resfriamento gradual até 30 Ma e uma estabilização até os dias atuais. De acordo com as características litológicas do corpo sabe-se que o mesmo é resistente à erosão. Esta evolução termal está associada ao resfriamento do corpo, seguido de uma possível resistência à erosão (Figura 61).

A origem deste corpo ultramáfico possui estreita relação com os diques orientados para NE, denominados de enxame de diques da Serra do Mar e Mantiqueira, possivelmente associados a uma reativação terciária de antigos lineamentos causados pela passagem da pluma abaixo do continente (PACCA & MONTES LAUAR, 1997). A partir de 30 Ma este corpo manteve-se com temperatura estável, devido a sua suscetibilidade térmica (alta para este tipo de rocha), como demonstra a análise do histograma, com grande quantidade de traços que não sofreram apagamento (*annealing*) estando sujeito apenas à denudação regional (Figura 62).

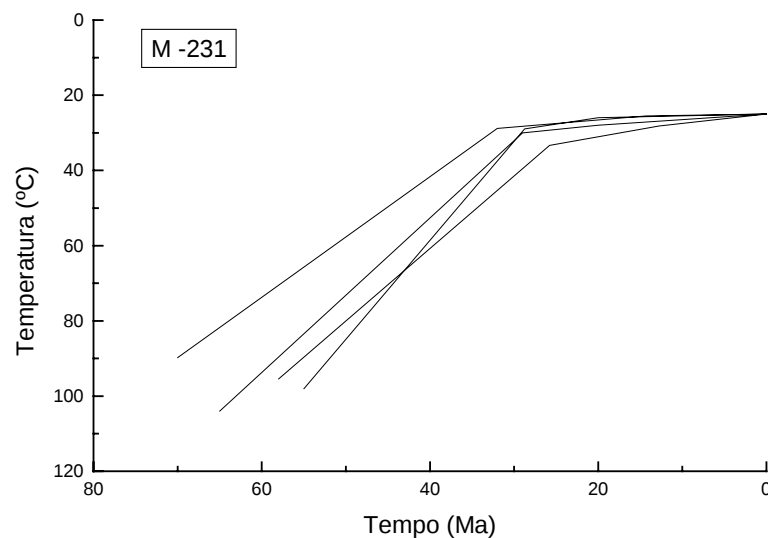


Figura 61: História térmica aceita para a amostra M-231.

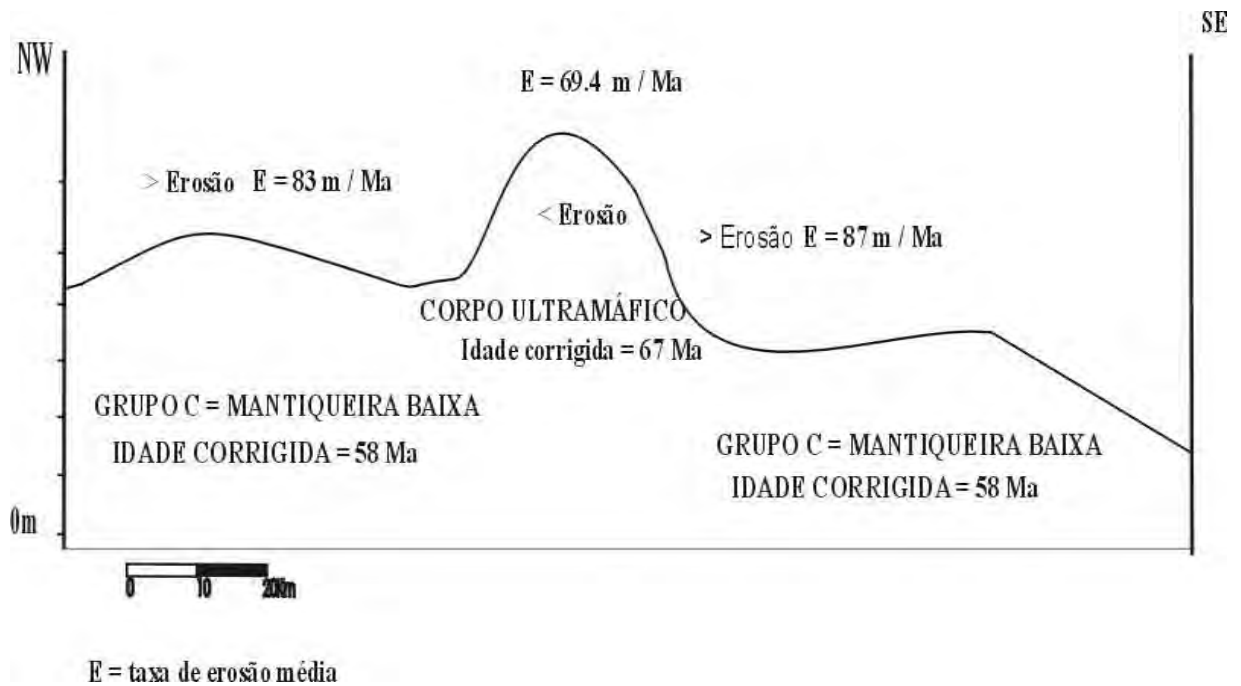


Figura 62: Perfil mostrando a resistência à erosão do corpo máfico M-231.

6.3.4 - DOMÍNIO DEPRESSÃO DE CAMBUÍ – GRUPO D

Para este domínio foi obtida idade corrigida em torno de 34 Ma (ver tabela - 15), as rochas coletadas para datação são formadas por rochas alcalinas (lamprófiros) e gnaisses próximo a Bacia Cambuí.

As modelagens das histórias térmicas (Figura 63), indicaram uma diminuição acentuada da temperatura de 100°C para 80°C, no qual poderíamos levantar a hipótese de soerguimento tectônico, seguindo - se um aquecimento progressivo de 70°C para 95°C do Eoceno até o Mioceno, associado com a ascensão das isothermas. A partir do Mioceno até o Plioceno temos um novo resfriamento, associado a episódios denudacionais, seguido de um resfriamento rápido e continuo os dias atuais.

As interpretações dos resultados de traços de fissão constataram que durante o Terciário, a Serra da Mantiqueira foi palco de diversas reativações tectonotermiais que permitiram o alojamento dos diques alcalinos aproximadamente a 3km de profundidade.

Observando as temperaturas iniciais da (Figura 63), temos uma diminuição brusca da temperatura relacionada com um soerguimento rápido que atingiu a Serra da Mantiqueira e conseqüentemente afetaram os diques alcalinos (Figura 64). Este soerguimento tectônico

estaria relacionado com os processos que culminaram com a abertura do Rift Continental do Sudeste do Brasil, responsável pela origem da depressão inicial que, posteriormente veio a constituir as bacias de Taubaté e Resende (RICCOMINI, 1989) e associado ao último evento do magmatismo alcalino (THOMAS FILHO *et al.*, 2000).

Os registros de aquecimento nas histórias térmicas estariam associados com o alçamento das isothermas, este correlacionado com o soerguimento intenso e gradual da Serra da Mantiqueira, o que conseqüentemente acabou gerando um aquecimento em decorrência da elevação da isoterma a profundidades menores (STÜWE & HINTERMÜLLER, 2000) (Figura 64). O soerguimento fez com que os diques alcalinos se alojassem a profundidades menores, sofrendo a atuação dos processos desencadeados pela exumação.

Os episódios registrados no intervalo Mioceno/Plioceno estão relacionados com o alçamento lento do relevo, fenômeno este registrado nas discordâncias das Bacias sedimentares continentais (MELLO, 1997). Este alçamento lento fez com que os processos erosivos atuassem ao longo das encostas, gerando um descarregamento litostático (denudação) e posterior soerguimento (Isostasia flexural), causando o recuo (afundamento) das isothermas (STÜWE & HINTERMÜLLER, 2000). Os depósitos terciários que recobrem os sedimentos das Bacias de Taubaté e Resende e os processos de elevação da soleira de Queluz (SALVADOR, & RICCOMINI, 1995) (RIBEIRO *et al.*, 2003c), seriam processos correlatos aos eventos termais registrados nas histórias térmicas. Estes processos continuam até os dias atuais com maior intensidade, como podemos observar também nos domínios B e C.

Estas relações tectonotermiais entre as isothermas com as idades de traços de fissão contribuíram para a compreensão da evolução dos diques encontrados e sua história tectônica com os episódios térmicos de exumação da Plataforma Sul-americana.

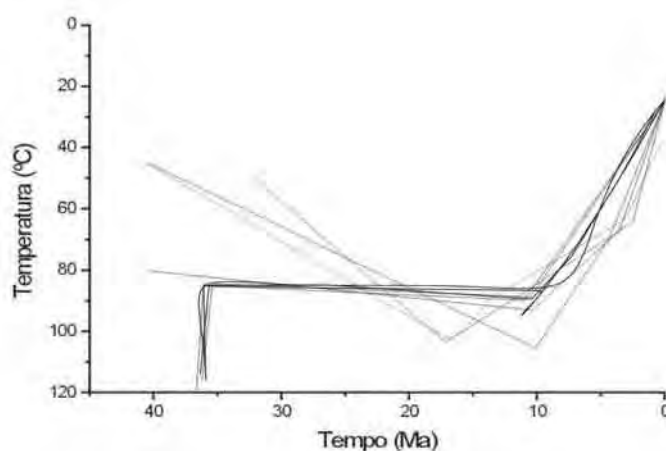


Figura 63: História Térmica aceita para o Grupo “D”

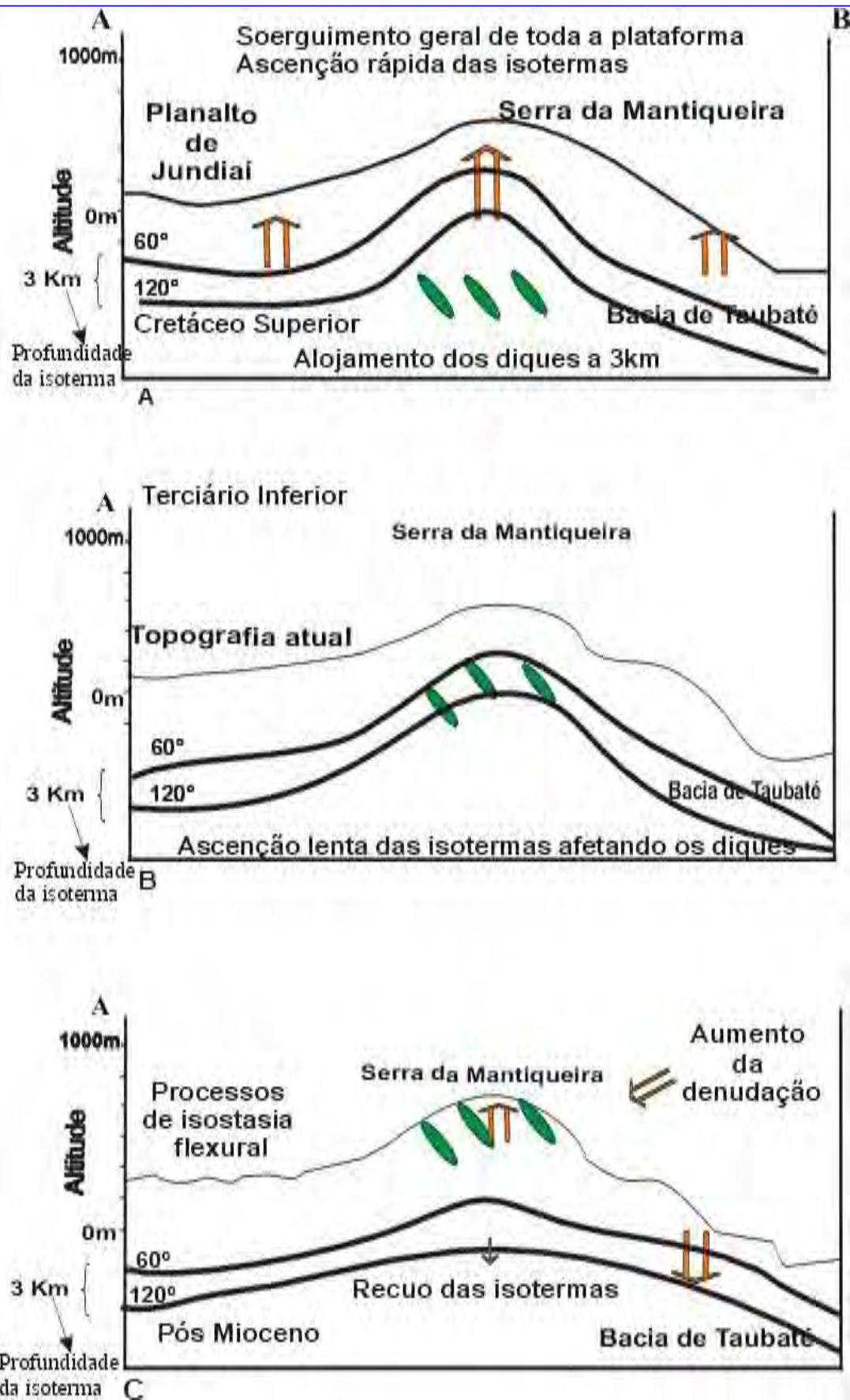


Figura 64: Modelo Hipotético simulando a evolução dos diques alcalinos e o soerguimento da Mantiqueira.

6.3.5 - DOMÍNIO SERRANIA DE SÃO ROQUE

Para este domínio foi encontrada apenas uma história térmica (M-92). Sua idade corrigida indicou uma reativação durante o Jurássico (193 Ma), provavelmente associado ao episódio tectônico Transtensional que originou a segunda subsidência da Bacia do Paraná (Orogenia Chanica) (RAMOS, 1988; MILANI & RAMOS, 1998).

A sua história térmica (Figura 65) seria dada por um aquecimento até 125 Ma, seguido de um resfriamento abrupto até os dias atuais. Esta história indica um soerguimento até o Cretáceo, relacionado pelo soerguimento da isoterma, associado ao evento tectônico de soerguimento inicial que deu origem à separação dos continentes. O esfriamento registrado estaria relacionado com os processos de soerguimento e erosão ocorridos durante o Terciário.

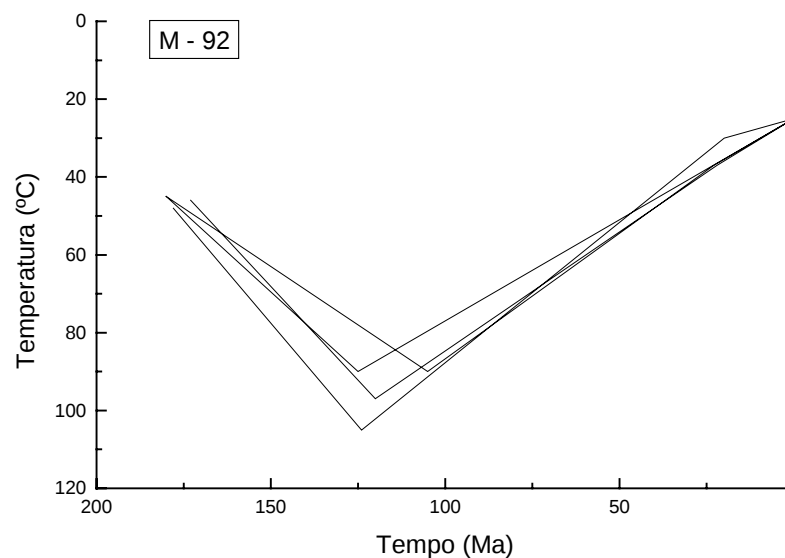


Figura 65: História Térmica aceita para a amostra M – 92

6.4- DISCUSSÕES

Como podemos observar na tabela abaixo, os eventos mais fortes registrados foram no Cretáceo durante a ruptura do Gondwana Sul – Ocidental e durante o intervalo Eoceno/Oligoceno, quando ocorreu um soerguimento Plataformar, registrado em hiatos nas bacias continentais e costeiras.

Com relação com os eventos tectono –sedimentares da Bacia do Paraná podemos observar uma estreita relação entre os soerguimentos da área cristalina e os episódios de subsidência da Bacia, onde foram depositadas as Supersequências estudadas por MILANI

(1997), como já proposto por *POUPEAU et al.*, (1985); *BORBA et al.*, (2002) e *RIBEIRO et al.*, (2003b).

A tabela - 17 abaixo resume os eventos registrados pelas histórias térmicas e pelas idades da análise de traços de fissão, completando a tabela 15.

Período	Eventos de escala continental	Superseqüências Tectono sedimentares de Milani (1997)	Bacias Costeiras (Hiatos)	Histórias térmicas Grupo A	Histórias térmicas Grupo B	Histórias térmicas Grupo C	Histórias térmicas Grupo D	Histórias térmicas Serrania de São Roque	
Ts	Soerguimento associado a dinâmica Andina		Tortoniano Mioceno	Esfriamento rápido associado ao alçamento tectônico	Esfriamento rápido alçamento tectônico	Esfriamento rápido alçamento tectônico	Esfriamento lento Atuação em equilíbrio entre soerguimento e erosão	Esfriamento lento e contínuo associado à denudação em equilíbrio com o soerguimento	
Ti	Soerguimento da Plataforma (Eoceno – Oligoceno)		Chatiniano (Oligoceno)			Esfriamento lento associado erosão			Aquecimento rápido Associado a soerguimento tectônico
			Daniano						
Ks	Magmatismo alcalino Formação da Serra do Mar Final do magmatismo o Serra Geral	Bauru	Cenomaniano	Aquecimento rápido Provavelmente relacionado com a atuação de plumas	Aquecimento rápido Provavelmente relacionado com a atuação de plumas	Sem dados	Esfriamento rápido Relacionado a tectônica		
Ki	Ruptura do Gondwana Formação da Serra da Mantiqueira		Discordância Aptiniano	Reativação dos pseudotaquilitos			Sem dados		Sem dados
		Gondwana III	Basalto	Aquecimento rápido Associado a soerguimento e o magmatismo					
Js	Magmatismo básico		Sem dados	Aquecimento rápido Associado a soerguimento e o magmatismo	Sem dados	Sem dados	Sem dados	Formação dos pseudotaquilitos	
Ji	Soerguimento dômico						Sem dados		
Trs		Gondwana II			Formação dos pseudotaquilitos	Sem dados	Sem dados	Sem dados	
Tri	Orogenia <i>LaVentana</i>		Sem dados	Aquecimento lento Associado a soerguimento	Sem dados	Sem dados	Sem dados	Sem dados	
P		Gondwana I		Sem dados					
O	Orogenias Chanica e Sanrafaélica								

Tabela 17: Síntese dos eventos tectônicos ocorridos no cristalino e nas Bacias do Paraná e Costeiras com os resultados das histórias térmicas para cada grupo.

7.0 – CORRELAÇÃO DOS DADOS

Neste trabalho reconhecemos que a evolução do cristalino resultou de uma complexa interação entre os processos tectônicos, epirogenéticos e denudacionais, e que para reconhecimento da tectônica ressurgente e a sua relação com a formação do relevo é necessário à interação entre diversas metodologias. Este capítulo busca a integração dos resultados obtidos pelas análises estruturais e termocronológicas.

Os resultados foram integrados no gráfico da Figura 66, e as interpretações foram feitas primeiras para cada domínio e depois uma análise conjunta dos resultados.

7.1 - DOMÍNIO PLANALTO DE JUNDIAÍ – GRUPO A

Este domínio registra as idades mais antigas (Figura 66) relacionadas às orogêneses que afetaram o continente Gondwana e foram responsáveis pela origem da depressão que originou a Bacia do Paraná. Outras idades registradas neste domínio estão intrinsecamente relacionadas com episódios do magmatismo básico relacionado aos eventos de ruptura continental e abertura do Atlântico Sul (ver capítulo 6).

É interessante destacar aqui que as análises das histórias térmicas indicaram um aquecimento contínuo do Neocomiano (Cretáceo) ao Eoceno (Terciário) associado a um episódio de soerguimento relacionado inicialmente a um episódio de transtensão (TR -3) até um episódio de transcorrência (TR -5) este vinculado à geração dos pseudotaquilitos e também ao magmatismo basáltico e alcalino. Este soerguimento perduraria até o Oligoceno gerando um aprofundamento do nível de base local, o que preservou as unidades sedimentares aloestratigráficas ali depositadas durante esta época, denominados neste trabalho de unidades Tanque, Jaguari e Bragança Paulista (ver capítulo 6). Estes depósitos são correlativos as superfícies mapeadas no domínio Mantiqueira Ocidental (ver mapa termomorfológico). Porém devido à ausência de uma barreira tectônica e os intensos e diversos pulsos de soerguimento da região do Planalto de Jundiaí e Serra da Mantiqueira, teve – se à origem de um padrão de drenagem exorreica e orientada para oeste, o que acabaria gerando a evacuação da maioria dos detritos de pedimentação e pediplanização para a Bacia do Paraná.

A partir do Oligoceno ocorre um soerguimento (esfriamento rápido) que estaria relacionado ao processo de soerguimento de toda a plataforma, em ambiente transtrativo (TR - 6). O último episódio tectônico registrado por SALVADOR & RICCOMINI (1995) não foi marcado nos depósitos terciários reconhecidos na área.

As idades obtidas pelo método Ar/Ar registraram idades muito próximas à rocha encaixante (Figura 49a, b) e podem estar associadas a um soerguimento ou a uma reativação em alta profundidade (10 km), a segunda hipótese é a mais provável, pois a rocha já se encontraria na zona sismogênica ou rúptil da crosta, sendo que os cataclasitos coesivos e pseudotaquilitos podem se formar a grandes profundidades, devido a reativações rúptil dúctil (SWANSON, 1992). Contudo por meio da análise da figura 49b, podemos observar que durante o Triássico inferior registrou – se grande perda de Ar. Esta perda pode estar relacionada com atividade tectônica de alta temperatura. Estas análises foram comparadas com outras coletadas próximo aos pseudotaquilitos e datadas pelo método dos traços de fissão que registraram a mesma idade (Tabela 13), podemos então chegar à conclusão de que houve uma reativação tectônica rúptil durante este período.

7.2 - DOMÍNIO SERRA DA MANTIQUEIRA OCIDENTAL – GRUPO B

As idades deste domínio são indicativas do surgimento da Serra da Mantiqueira durante o início do Cretáceo sob regime transtrativo (Tabela 10). As evidências de início da formação da Serra da Mantiqueira estão registradas nas histórias térmicas (Figura 66). A Serra da Mantiqueira registra um soerguimento rápido até o início do Eoceno sob um regime tectônico de distensão ligado à abertura continental com a ascensão das isotermas e mais tarde sob um regime de transcorrência por onde sofreu a ascensão do magmatismo alcalino, muito intenso neste período.

As análises das histórias térmicas e o reconhecimento e delimitação de paleosuperfícies (ver mapa termomorfológico em anexo) mostram que durante o final do Cretáceo até o Mioceno ocorre um soerguimento lento na porção norte da Serra da Mantiqueira, próximo à cidade de Pouso Alegre. Já na porção sul durante esta época podemos observar uma paleosuperfície de cota mais alta, onde, segundo GUNNELL *et al* (2003) ocorre uma estabilidade entre a taxa de soerguimento e a taxa de erosão (observe o

plateau na história térmica), estas paleosuperfícies podem ser relacionadas à superfície Sul – Americana soerguida.

Evidências sobre atuação deste ciclo são as extensas paleosuperfícies e planaltos intermontanos encontrados na Serra da Mantiqueira, como o de Itajubá, os quais com o contínuo soerguimento da Serra da Mantiqueira, estes foram destruídos deixando o relevo com feições escalonadas. Este ciclo gerou sedimentos que depositaram – se nas áreas rebaixadas do Planalto de Jundiá e formaram a porção basal dos sedimentos ali depositados, como é o caso das unidades sedimentares aloestratigráficas, denominadas neste trabalho, de Jaguari e Bragança Paulista (ver capítulo 6 e Mapa Termomorfológico – em anexo). Alguns destes corpos de sedimentos também foram reconhecidos ao longo dos principais rios por PENALVA, (1971) e estudados por BISTRICHI, (2001) através de palinologia e estratigrafia de seqüências.

No Mioceno a região foi palco de um novo soerguimento tectônico relacionado a múltiplas reativações de descontinuidades relacionadas a um binário transcorrente sinistral EW, com expressivas movimentações ao longo de estruturas de direção WNW e EW responsáveis pelo soerguimento da Serra da Mantiqueira. SALVADOR (1994) registrou reativações para WNW que seriam responsáveis pelo soerguimento da soleira de Queluz, promovendo a erosão dos sedimentos da Formação Resende durante o Neogeno. Desta maneira vemos que existem dois episódios de soerguimento, o primeiro, estando associado com a ascensão das isothermas e também relacionado com o magmatismo alcalino e o segundo “mais frio”, no Mioceno relacionado com uma atividade tectônica que afetou toda a plataforma.

7.3 - DOMÍNIO DO PLANALTO DE CAMPOS DO JORDÃO – GRUPO C

Este domínio possui idades associadas a um soerguimento no Terciário Inferior e estão relacionadas aos eventos tectono - magmáticos alcalinos (Figura 66), associado a pequenos soerguimentos e geração de falhas (TR – 4, TR - 5). Em relação ao domínio da Serra da Mantiqueira Ocidental, as suas idades inferiores indicam a atuação de falhamentos normais, transcorrentes e raros inversos (Grupo C) (Figura 61), a atuação destes

falhamentos inversos e de uma denudação tectônica foram geradas pela reativação da falha de Senador Amaral (Mapa Geológico anexo - 1).

As histórias térmicas indicam um aquecimento até o Oligoceno indicativos de um soerguimento com posterior denudação estando relacionado ao ciclo Sul – Americano e com formação de paleosuperfícies (ver mapa Termomorfológico) e provável deposição de sedimentos na Bacia de Taubaté. Estas paleosuperfícies estão preservadas, pois durante o Oligoceno até início do Mioceno este domínio sofre um soerguimento rápido de origem tectônica e posteriormente do Mioceno até os dias atuais existe um equilíbrio entre o soerguimento e a erosão, o que poderia resultar um novo ciclo de erosão. (Tabela 16). MODENESI-GAUTTIERI (2000) e HIRUMA *et al.*, (2002), através de análises estruturais e depósitos de colúvio sobrepostos sugerem pequenos episódios de soerguimento lento e reativação de falhas (TR –8).

7.4 - DOMÍNIO DEPRESSÃO DE CAMBUÍ – GRUPO D

Este domínio registra idades em torno do limite Eoceno/Oligoceno (Figura 66) relacionado com o soerguimento de toda a plataforma e geração de falhas que afetaram os diques alcalinos encontrados na área (TR – 6), sendo este soerguimento registrado em discordâncias nas bacias continentais e nas bacias marginais de Campos, Santos e Pelotas (Figura 54 e Tabela 16), sendo também correspondente ao segundo evento tectono - magmático alcalino (Figura 66) com registros na região de Poços de Caldas (FRANCO 2003; GODOY, 2003). Sua história térmica está associada a um evento de soerguimento rápido associado a um regime de transtensão e deformados por falhamentos normais e transcorrentes relacionado ao intervalo rúptil TR -7, que afetou toda a Serra da Mantiqueira e foi o possível evento que deu origem a depressão de Cambuí. Na Bacia de Taubaté RICCOMINI (1989) reconhece um evento tectônico transcorrente sinistral que corrobora estes dados e SALVADOR (1994) discute o alçamento da soleira de Queluz também nesta época.

As histórias térmicas registraram um lento soerguimento associado com a ascensão das isothermas até o Mioceno (Figura 65 e Tabela 16) onde existe registro de um novo

episódio de soerguimento tectônico registrado nas bacias marginais (Figura 55) (KARNER *et al.*, 1999).

7.5 - DOMÍNIO DA SERRANIA DE SÃO ROQUE – AMOSTRA M – 92

Esta amostra possui idades Jurássicas (Tabela 16) relacionadas a um episódio de geração do pseudotaquilito e aos efeitos de soerguimento de toda a plataforma, pois foi o início do soerguimento dômico que afetou toda a região (ver capítulo 3). Suas histórias térmicas registram um aquecimento até o Cretáceo, sugerindo também efeitos do soerguimento ocorrido antes da abertura oceânica (ver capítulo 2 e 3), segue – se um soerguimento lento dado pelos efeitos dos eventos TR – 6 e TR – 7 associado à erosão constante do ciclo Sul – Americano que afetou toda esta região.

Cabe destacar aqui, que este domínio como o Planalto de Jundiá foram afetados por diversos eventos rúpteis desde o Triássico/Jurássico até hoje e que a área sofreu influência de todos os eventos tectono - magmáticos como podemos ver no gráfico da figura 66.

7.5 - CORPO ALCALINO – BÁSICO – ULTRABÁSICO DE PONTE NOVA – AMOSTRA M – 231

Este corpo registrou idades traços de fissão relacionadas ao intervalo Cretáceo/Terciário (Turoniano), como o domínio do planalto de Campos do Jordão, onde está inserido (Figura 66 e Tabela 16), o que sugere que esta idade é a idade de exumação do corpo na superfície. Sua história térmica registra um resfriamento lento até o Oligoceno associado ao soerguimento plataformar discutido anteriormente em relação ao Planalto de Campos do Jordão, onde está inserido, o que elevaria o corpo a sua atual posição (cerca de 800m), seguida de uma estabilização da história térmica associada a um episódio de equilíbrio entre a resistência à erosão e o soerguimento. As falhas registradas relacionadas aos episódios (TR –6) e (TR –7) provavelmente possuem relações com a exumação do corpo (Tabela 10).

7.6 - RELAÇÕES ENTRE OS ESFORÇOS e AS DIREÇÕES DE JUNTAS

O trabalho de compilação do estado atual de tensões desenvolvido em escala global por (ZOBACK *et al.*, 1992), o *World Stress Map Project* lançou bases para um novo paradigma concernente as tensões atuais. Segundo este estudo, na maioria das áreas continentais, as tensões atuais são compressivas, com a orientação da tensão horizontal máxima Sh_{max} dispondo-se paralela à direção de movimentação absoluta das placas litosféricas. Deste modo em grande parte das regiões intraplaca prevalecem regimes tectônicos compressionais, regimes de falha reversa ou de falhas transcorrentes.

Com base nos resultados do referido projeto, verifica-se que hoje os regimes distensivos são quase exceções, apenas nas regiões de topografia mais elevada foram medidas tensões *in situ*, que caracterizam um regime distensivo (falha normal).

Sendo assim, os tensores obtidos pelas análises de juntas e as direções preferenciais dos sistemas de juntas (Tabela – 12) possuem boa concordância com os resultados obtidos pela direção do Sh_{max} de ZOBACK *et al.*, (1992), com raras exceções, como a Depressão de Cambuí que podem obedecer a tensores locais. Com isto podemos concluir que as famílias de juntas encontradas em cada domínio são controladas pelas tensões atuais.

Figura 66: Gráfico de integração dos resultados termocronológicos, estruturais e tectônicos regionais.

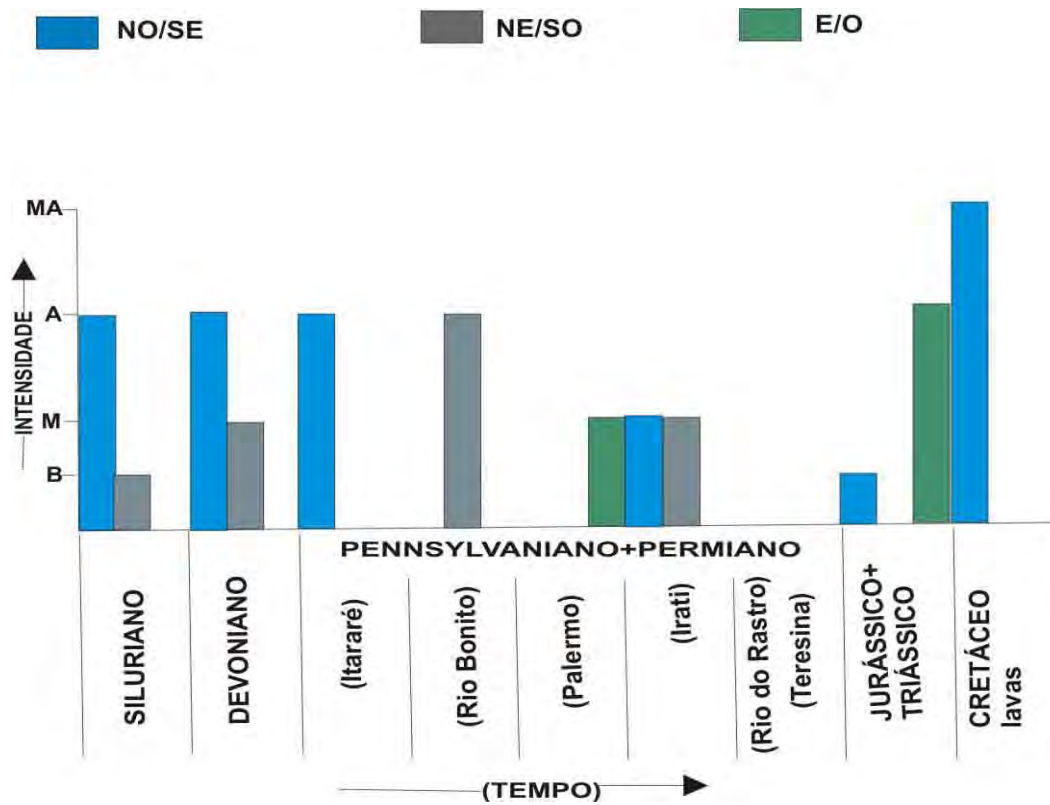


Figura 67: Atividade tectônica, em relação ao tempo, dos três principais grupos de lineamentos que afetaram a Bacia do Paraná (Compilado de ZALAN *et al*, 1990).

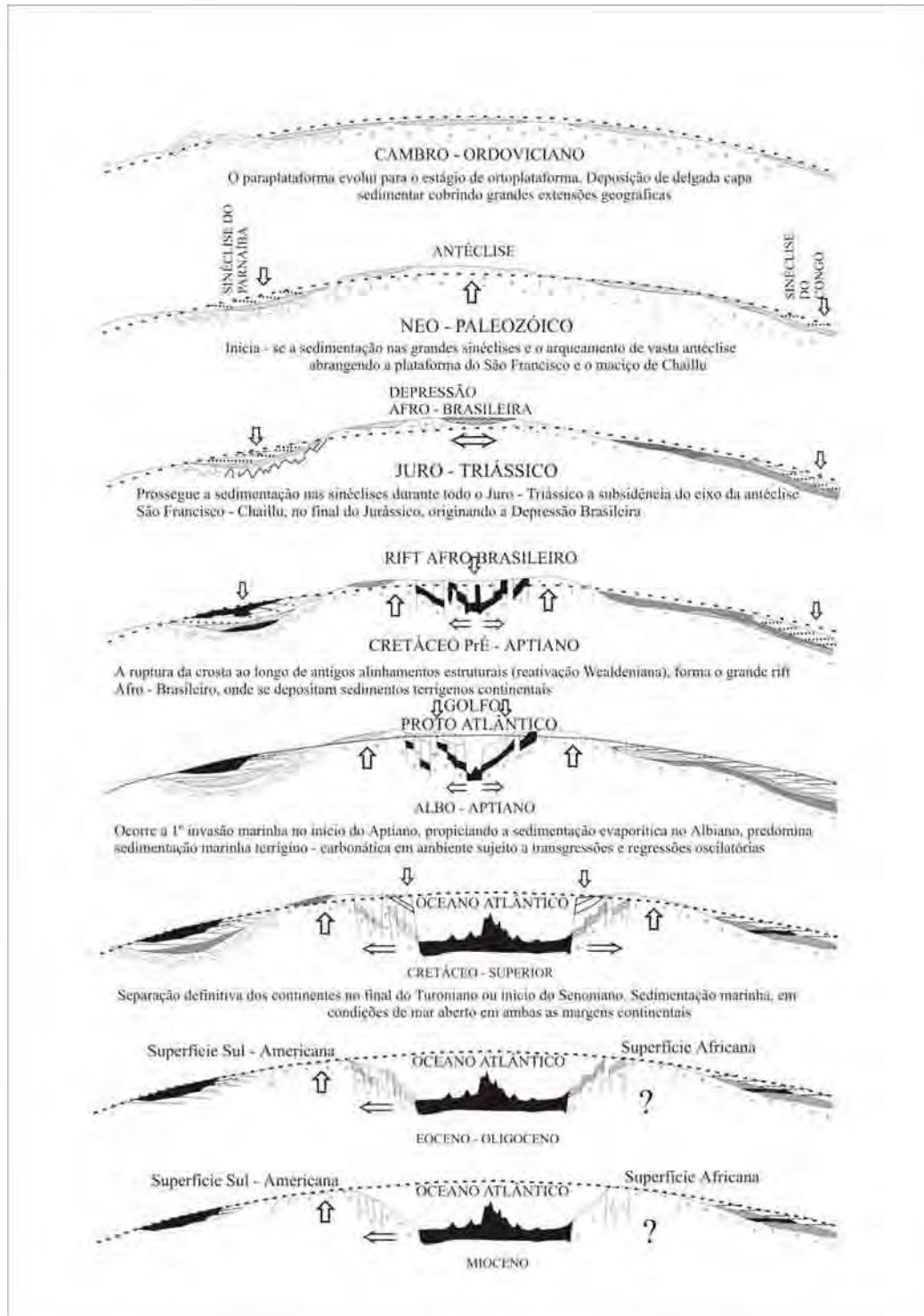


Figura 68 : Esquema modificado da figura 24, evolução tectônica esquemática das margens continentais do Brasil oriental e África Ocidental modificado de QUINTAS *et al.*, (1997).

8.0 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

A integração de diversas metodologias permitiu reavaliar e quantificar teorias e modelos já propostos de evolução tectônica ocorridas durante o Fanerozoico.

A presença de um tectonismo ressurgente na região compreendida entre a Bacia do Paraná (BP) e a Serra da Mantiqueira, já é de conhecimento de longa data por diversos autores (FREITAS, 1951; ALMEIDA, 1964, 1971; RICCOMINI, 1989; HIRUMA, 1999; entre outros), contudo os estudos tectônicos destes autores descreviam e sugeririam que os efeitos da tectônica afetavam toda a plataforma igualmente, ou seja, a tectônica de soerguimento afetava todo o planalto atlântico, o planalto de Jundiaí e a serra da Mantiqueira, igualmente.

Os resultados obtidos neste trabalho indicaram que os efeitos do tectonismo ressurgente para cada domínio morfoestrutural registraram feições estruturais, morfoestruturais e litológicos diferentes (ver tabelas 10, 13, 16, 17 e figuras 66 e 67).

Um modelo de evolução tectônica foi proposta através dos resultados obtidos, sua síntese pode ser vista na tabela 17:

No Paleozóico Inferior, o cristalino foi palco de diversos episódios distensivos concordando com os fenômenos ocorridos no cristalino com a geração de pseudotaquilito e a reativação de falhas normais e transcorrentes. No final do Paleozóico, durante o Permo – Carbonífero a Bacia do Paraná (BP) sofre uma subsidência e a conseqüente deposição da Supersequência Gondwana I., proposta por MILANI (1997). No cristalino, as análises termocronológicas e estruturais registraram episódios de soerguimento associado a falhamentos normais.

Durante o início do Mesozóico (Triássico), período em que a placa da Patagônia colide ao Gondwana a Bacia do Paraná estava sob a vigência de regime tectônico compressivo sofrendo diversos soerguimentos e reativações nos lineamentos de direção NE (ROSTIROLLA *et al.*, 2000). Já no Triássico Superior, a BP apresentava – se em regime de subsidência, têm – se neste período a deposição da Supersequência Gondwana II.

No cristalino sob um regime tectônico transcorrente, caracterizado por reativação de falhamentos transcorrentes que originaram episódios sísmicos intensos, ocorrendo à primeira injeção dos pseudotaquilitos formando estruturas em rede (*network*).

No Jurássico e início do Cretáceo com os fenômenos de ruptura continental inicia-se um intenso magmatismo básico e intermediário em toda a região sudeste. Na Bacia do Paraná temos um contínuo processo de subsidência, gerado pelo peso do material ígneo e uma constante compactação das camadas sedimentares. Evidências deste fenômeno de subsidência foi registrado por análises de *Backstripping* realizado por QUINTAS *et al.*, (1997). A depressão resultante desta subsidência iria ser preenchida no Cretáceo pela Supersequência GONDWANA III.

No cristalino a intrusão magmática básica está registrada nas histórias térmicas obtidas dos domínios do “Planalto de Jundiaí” e “Serrania de São Roque” (ver mapa Termomorfológico) em um ambiente de reativação de falhas transcorrentes e normais sob regime de transtensão.

No Cretáceo Superior a Bacia do Paraná sofre intensa subsidência, devido à influência não só do magmatismo básico, mas também do magmatismo alcalino, como os maciços de Ipanema e os diques de Jaboticabal. Na borda da bacia temos os maciços de Poços de Caldas, Arco do Paranaíba, Catalão, Salitre e outros de menor expressão. Os lineamentos NW e EW como o de São Jerônimo Curiúva ao sul e Tietê foram reativados originando depressões, juntamente com soerguimentos nas bordas da Bacia, como no Arco do Paranaíba e a Flexura de Goiânia. Estas estruturas são responsáveis pelo controle e origem dos sedimentos basais da Supersequência Bauru (Formações Caiuá e Santo Anastácio) (FÚLFARO *et al.*, 1982). Foi neste período que surgiram os altos estruturais de Piratininga, Ártemis, Assistência e Pau D’Alho, entre outros (SAAD, 1983; SOARES, 1991; SOARES *et al.*, 1996).

Já no cristalino registra-se um aquecimento rápido associado à atuação de plumas mantélicas relacionadas ao magmatismo alcalino, estas foram registradas no Planalto de Jundiaí e na Serra da Mantiqueira associado à elevação das isotermas e intenso soerguimento.

Os diques localizados próximos à Depressão de Cambuí foram alçados por soerguimento sob um regime distensivo que gerou falhamentos normais com formação de pequenas depressões. Estas originaram a depressão de Cambuí, na localidade de mesmo nome.

Neste período ocorre o último registro de injeção dos pseudotaquilitos, mostrando que nesta época houve também intensa reativação de falhas.

Nas bacias costeiras, principalmente na Bacia de Santos há a presença de discordâncias durante o Aptiniano e também no Cenomaniano, representando os períodos de não deposição (soerguimento) ou erosão. A hipótese de formação por transgressão ou regressão é descartada devido à falta de uma correlação global ou até mesmo regional em relação às outras bacias da margem brasileira (DAVISON, 1999).

No Terciário Inferior (Paleoceno/Eoceno) a BP sofre um soerguimento intenso que também é registrado nas histórias térmicas obtidas no cristalino, com exceção da Serra da Mantiqueira onde temos apenas o registro de episódios de intensa erosão. É neste período que as idades de traços de fissão indicam um soerguimento do “Planalto de Campos do Jordão”, porém suas histórias mostram uma reativação da falha do Paiol Grande em caráter normal. Esta tectônica pode também estar relacionada como a origem da depressão do vale do Paraíba aonde viria a se depositar a Bacia de Taubaté.

As bacias costeiras registram discordâncias durante o Damiano e Chatiniano, sugerindo o soerguimento das áreas continentais adjacentes, corroborando com os dados acima.

No Terciário Superior (Mioceno) a BP sofre um novo soerguimento relacionado aos episódios da dinâmica Andina (LIMA, 1999) sob um regime tectônico transtrativo. No cristalino entre Planalto de Jundiá e Serra da Mantiqueira, registra – se um soerguimento rápido (esfriamento) sob um regime tectônico transcorrente, com predominância de falhas sinistrais e inversas e raras destrais e normais. Na Bacia de Taubaté ocorreram reativações de falhas e juntas de direção WNW que teriam gerado zonas transpressionais que modificaram a forma original do Rift Continental do Sudeste do Brasil e foram responsáveis pelo soerguimento da soleira de Queluz (SALVADOR 1994). Estes resultados mostram que a partir do Mioceno a reativação de falhas propiciou uma série de soerguimentos localizados (tectônica em blocos) que originaram armadilhas tectônicas e preservaram depósitos aloestratigraficos (unidade Tanque) na região do Planalto de Jundiá. As paleosuperfícies reconhecidas na Serra da Mantiqueira foram soerguidas e escalonadas nesta época (ver mapa Termomorfológico).

No Holoceno foram registrados falhamentos inversos e transcorrentes sinistrais afetando depósitos terciários, colúvios e diques alcalinos. Vários autores descrevem falhamentos inversos e constroem modelos de um novo regime de esforços (SALVADOR, 1994, HIRUMA et al., 1999; FACCINCANI, 2001, 2003), entre outros.

É interessante destacar que as reativações em alinhamentos reconhecidos na Bacia do Paraná possuem registros de seu prolongamento dentro do cristalino, porém soerguimentos no cristalino são reativados como subsidências na bacia. Em relação à bacia de Santos, os soerguimentos no cristalino são marcados por discordâncias no pacote sedimentar (Tabela 17). Estes resultados mostraram as diferenças na reologia dos diversos domínios em diferentes épocas, comprovando uma atuação complexa da tectônica ressurgente.

Período	Bacia de Taubaté	Bacia do Paraná	Bacias Costeiras (Hiatos)	Histórias térmicas Grupo A	Histórias térmicas Grupo B	Histórias térmicas Grupo C	Histórias térmicas Grupo D	Histórias térmicas Serrania de São Roque
Ts	Formação da soleira de Queluz	Soerguimento associado a dinâmica Andina	Tortoniano Mioceno	Esfriamento rápido associado a alçamento tectônico	Esfriamento rápido alçamento tectônico	Esfriament o rápido alçamento tectônico	Esfriamento lento Atuação em equilíbrio entre soerguimento e erosão	Esfriamento lento e contínuo associado à denudação em equilíbrio com o soerguimento
					Esfriament o lento associado à erosão			
Ti	Formação da Bacia Ambiente Distensivo	Sem dados	Chatiniano (Oligoceno)		Esfriamento lento associado erosão	Aquecimen to rápido Associado a soerguimen to tectônico	Aquecimento lento Associado a soerguimento	
			Daniano					
Ks	Sem dados	Bauru	Cenomaniano	Aquecimento rápido Provavelmente relacionado com a atuação de plumas	Aqueciment o rápido Provavelme nte relacionado com a atuação de plumas	Sem dados	Esfriamento rápido Relacionado a tectônica	
Ki	Sem dados	Magmatismo básico	Discordância Aptiniano	Reativação dos pseudotaquilitos			Sem dados	Sem dados
		Gondwana III	Basalto	Aquecimento rápido Associado a soerguimento e o magmatismo	Sem dados	Sem dados		
Js	Sem dados		Sem dados		Sem dados	Sem dados	Sem dados	
Ji		Soerguimento dômico						
Trs	Sem dados	Gondwana II	Sem dados	Formação dos pseudotaquilitos	Sem dados	Sem dados	Sem dados	
Tri		Orogenia LaVentana		Aquecimento lento Associado a soerguimento				
P	Sem dados	Gondwana I	Sem dados		Sem dados		Sem dados	
O		Orogenias Chanica e Sanrafaélica						

Tabela 18: Comparação dos resultados obtidos com a tectônica registradas na Bacia do Paraná, Bacia de Taubaté e de Santos.

9.0 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB’SABER, A.N. O Problema das conexões Antigas e da separação da drenagem do Paraíba e Tietê. **Boletim Paulista de Geografia**. São Paulo, n.26, jul.1957, pp.38 – 49, 1957.
- AB’SABER, A. N. **Os Domínios de Natureza no Brasil: Potencialidades Paisagísticas**. Ateliê Editorial, ISBN 85-7480-099-6, 160p. 2003.
- ALLEN, A. R. Mechanism of frictional fusion in fault zones. **Journal of structural Geology**, v.1, n.3:p. 231 –243, 1979.
- ALLMENDINGER, R.W. Transparências e notas de aula de geologia estrutural – Cornell University – www.cornell/structuralgeology/allmendinger.1999.
- ALLMENDINGER, R.W. Fautkinwin 1.1 – a program for analysing fault slip data for windows™ computers based on compatible with fautkin™ for macintosh computers – version 1.1. – www.cornell/structuralgeology/allmendinger 1999- 2002.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Fundamentos geológicos do relevo Paulista. **Boletim do Instituto Geográfico e Geológico**, São Paulo: v.41, 169-263. 1964
- ALMEIDA, F.F.M. de et al. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande – PA, **Atas...**Campina Grande/SBG/NE, 1977. p. 63 – 391.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Relações Tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma sul-americana. **Revista Brasileira de Geociências**, v.13, n.3.p.139-158, 1983.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Distribuição regional e Relações Tectônicas do magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil, **Revista Brasileira de Geociências**, v.16, n.4, p.325-349, 1986.
- ALMEIDA, F.F.M. de; CARNEIRO, C. Dal Ré. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v.28, n.2, p.135 –150, 1998.

-
- ALMEIDA, F.F.M. de; CARNEIRO, C. Dal Ré; MIZUSAKI, A.M.P. Correlação do magmatismo das Bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, n.3, p.125 –138, 1996.
- AMADOR, E. da SILVA. Considerações sobre as fases de sedimentação dos depósitos continentais Pleistocênicos In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Balneário de Camburiu - SC. **Anais...** Balneário de Camburiu, Santa Catarina, 1980, v.1, p.530-541.
- AMARAL, G.; BORN, H.; HADLER, J.C.; IUNES, P.J.; KAWASHITA, K.; MACHADO JR., D.L.; OLIVEIRA, E.P.; PAULO, S.R. e TELLO, S.C.A.. Fission track analysis of some Brazilian apatites. **Radiation Measurements**, v.25, p. 499 – 502, 1995.
- AMARAL, G.; BORN, H.; HADLER, J.C.; IUNES, P.J.; KAWASHITA, K.; MACHADO JR., D.L.; OLIVEIRA, E.P.; PAULO, S.R. e TELLO, S.C.A. Fission track analysis of apatites from São Francisco Craton and Mesozoic alkaline-carbonatite complexes from central and southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. v.10, n.3 – 4, p. 285 -294. 1997
- AMMEN, M.S. **Fractography: fracture topography as a tool in fracture mechanics and stress analysis**. Geological Society, Special Publication, 1995, 18cm, 240p.
- ANDERSON, E.M.. **The dynamics of faulting**. Oliver & Boyd, Edinburgh, 206 p., 1951.
- ANGELIER, J. Tectonic analysis of fault slip data sets. **Journal of Geophysical Research**. v. 89, n.B7: 5835-5848, 1984.
- ANGELIER, J. Inverse of field data in fault tectonics to obtain the regional stress III – A new rapid direct inversion method by analytical means – **Geophysical Journal International**. v. 103 nº 2, p. 363 – 396, 1990.
- ANGELIER, J. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: **Continental Deformation**, ed. Pergamon Press: England, 1994. Cap. 4, p.53 - 100.

- ANGELIER, J. & MECHLER, P. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. - **Bulletin de la Société Géologique de France** v.19, n.1, p.309-318, 1977.
- ARTHAUD, F. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement d'allongement et intermédiaires d'une population de failles. **Bulletin Société Géologique de France**, v.11: 729 – 737, 1969.
- ARTUR, A.C. **Evolução policíclica da infra - estrutura da porção sul do estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do estado de São Paulo**. 1988. 231 f. Tese (Doutorado em Petrologia) apresentada no IG-USP, 231p.
- ARTUR, A.C., EBERT, H.D.; WERNICK, E. Magmatismo e Tectônica no complexo Socorro (SP/MG) In: Simpósio regional de Geologia. 2, 1991, São Paulo, **Atas ...** São Paulo: SBG (Núcleo de São Paulo e Rio de Janeiro), 1991, p. 105 – 112.
- ASMUS, H.E. Controle estrutural da deposição mesozóica nas bacias da margem continental brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v.5 n.3: 160 -175.
- ASMUS, H.E. & FERRARI, A L. **Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil**. In: Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Projeto REMAC 4, Petrobrás, p. 75-88. 1978.
- ASSAMEUR, D.M. & MARESCHAL, J.C. Stress induced by topography and crustal density heterogeneities implication for the seismicity of southeastern Canada. **Tectonophysics**, p. 179-192, 1995.
- ASSUMPÇÃO, M. The regional stress field in South America. **Journal of Geophysical Research**, v.97: 11889 – 11903, 1992.
- AZEVEDO JR., M. F. de. **Integração entre o preenchimento sedimentar cenozóico das bacias de Campos e Santos e a evolução tectônica e geomorfológica das áreas continentais adjacentes**. 1991.160 f. Dissertação (Mestrado em Geologia)- Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto - Minas Gerais.

- BAHAT, D. & RABINOVITCH, A. . New fractographic aspects of natural and artificial fractures in chalks from the upper Galilee, Israel, and experimental fracture in persplex. **Journal Structural Geology**, v. 22, 1427 – 1435, 2000.
- BAI, T. & GROSS, M.R. Theoretical cross joint geometries and their classification. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, 1163 – 1177, 1999.
- BAI, T., MAERTEN, L. GROSS, M.R.; AYDIN, A. . Orthogonal corss joints: do they imply a regional stress rotation? **Journal Structural Geology**, v. 24, 77 – 88, 2002.
- BAI, T., & POLLARD, D.D. Fracture spacing in layered rocks: a new explanation based on the stress transition. **Journal of Structural Geology**, v.22, 43 – 57, 2000.
- BAI, T. POLLARD, D.D.; GROSS, M.R. Mechanical prediction of fracture aperture in layere rocks. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, 707 – 721, 2000.
- BERGERAT, F. **Déformation cassante et champs de contraintes tertiares dans la plate – forme européenne**. Thèse ´Detat Mém. **Sci. Terr.** Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 85 – 87, 301 p., 1985.
- BERGERAT, F. Stress fields in the european pltfom at time of Africa – Eurasia collision. **Tectonics**, v.6: 99 – 132, 1987.
- BERGERAT, F.; BOUROZ-WEIL, C. & ANGELIER, J. Palaeostresses inferred from macrofractures, Colorado Plateau, western U.S.A. **Tectonophysics**, v.206, p. 219-243, 1992.
- BERGMANN, M. **Caracterização estratigráfica e estrutural da seqüência vulcano sedimentar do grupo São Roque, região de Pirapora do Bom Jesus (SP)**, 1988, 164f. Dissertação (Mestrado em geologia geral) – Instituto geológico – USP.
- BIGARELLA, J.J. & AB`SABER, A.N. Palaeogeographic and features of the southern Brazilian Devonian in: NAIRN, A.E.M. **Problems in Palaeoclimatology**. London, Interscience, 293-303, 1964.

- BIGARELLA, J.J. & MOUSINHO, M.R. Significado Paleogeográfico e Paleoclimático dos depósitos Rudáceos. **Boletim Paranaense de Geografia**, n.16-17, p.7-16, 1965.
- BIGARELLA, J.J. Paleocurrents and the problem of continental drift. **Geologisches Rundschau**, Stuttgart, n.2, v.62, p. 447 – 477
- BIGAZZI, G. Length of fission tracks age of muscovite samples. **Earth Planetary Sciences Letters**, n. 3, p.313- 318, 1967.
- BIGAZZI, G., GUEDES, S., HADLER N., J.C., IUNES, P.J., ODONE, M., Osorio, A . M., PAULO, S.R.& ZUÑIGA, A. Potentialities and practical limitations of absolute neutron dosimetry using thin films of uranium and thorium applied to the fission track dating. **Radiation Measurements**, v. 31, p. 651 – 656, 1999.
- BIGAZZI, G., GUEDES, S., HADLER N., J.C., IUNES, P.J., PAULO, S.R. & TELLO S., C. A. Application of neutron dosimetry by natural uranium and thorium thin films in fission tracks dating. In: **Book of extend abstracts of 9th International Conference on Fission Track Dating and Termocronology**. Lorne, Austrália, 2000. p. 33 – 35.
- BISTRICHI, C. R. **Análise estratigráfica e geomorfológica do cenozóico da região de Atibaia-Bragança Paulista, Estado de São Paulo**. Tese de doutorado, IGCE, Unesp, Rio Claro, 184p. 2001.
- BJÖRNBERG, A.J.S. & GANDOLFI, N. Nota sobre ruptura de declive e evidências de falhamento entre Sorocaba e Campinas, SP. **Notícia Geomorfológica**, Campinas: v.13, n.25, p. 81-87.
- BJÖRNBERG, A.J.S. 1969. **Contribuição ao Estudo do Cenozóico Paulista: Tectônica e Sedimentologia**. 1969. 120f. Tese (Livre-Docência em Geologia), São Carlos/USP.
- BORBA, A.W.; VIGNOL –LELARGE, M.L.M.; MISUZAKI, A.M.P. Uplift and Denudation of the Caçapava do Sul Granitoids (Southern Brazil) during late Paleozoic and Mesozoic constraints from apatite fission track data. **Journal of South America Earth Sciences**, v.15, p.683 –692, 2002.

- BRAUN, O. Contribuição a geomorfologia do Brasil central. **Revista Brasileira de Geografia**, v.32, n.3.p. 3 - 34.
- BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; FUCK, R.A . From Rodinia to western Gondwana: an approach to the Brazilian – Pan African cycle and orogenic collage. **Episodes – Special Issue on Geology in South America for the 31st International Geological Congress, Brazil 2000**, v. 22 n°3, 155 – 166, 1999.
- BRITO NEVES, B.B. de; ALMEIDA, F.F.M. de & DAL RÉ CARNEIRO, C. Origin and evolution of the South American Platform. **Journal of African Earth Sciences**, GONDWANA 10: *Event Stratigraphy of Gondwana (abstracts)*, p.37 –38, 1998.
- BROWN, R.W.; GALLAGHER, K.; GLEADOW, A . J.W. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America In: M. A . Summerfield (ed.) **Geomorphology and Global Tectonics**, John Wiley & Sons, Chichester, pp. 255- 281.
- BROWN, A.; KAMINENI CHOUDARI, D. & DEREK MARTIN, C. In situ stress compared to structures in Lac du Bonnet Batholith, Manitoba, Canada. **Tectonophysics**, v.186, p.151-162, 1990.
- BROWN, R.W.; RUST, D.J.; SUMMERFIELD, M.A.; GLEADOW, A.J.W.; De WIT, M.C.J. An early Cretaceous phase of accelerated uplift on the southwestern margin of Africa: evidence from apatite fission track analysis and the offshore sedimentary record. **Nuclear Tracks Radiation Measurements**, v.17, p.339-350, 1990.
- BROWN , R.W.; SUMMERFIELD, M.A.; GLEADOW, A.J.W. a quantitative assessment of the effects of magmatism on the thermal history of the Karoo sedimentary sequence. **Journal of African Earth Science**, v.18, p. 227-243, 1994.
- BROWN, R.W.; GALLAGHER, K.; GLEADOW, A.J.W.; Summerfield, M.A. Morphotectonic evolution of the South Atlantic Margins of Africa and South America. In: Summerfield, M.A. (ed.) **Geomorphology and Global Tectonics**. Wiley, Chichester, 250p., 1998.

- BURBANK, D.W. & ANDERSON, R.S. 1999. **Tectonic Geomorphology**. Edit. Blackwell Science, 274p.
- BURBANK, D.W. Rates of erosion and their implications for exhumation. **Mineralogical Magazine**, v. 66, n.1, p.25 – 52, 2002.
- CAINE, J.S.; EVANS, J.P.; FORSTER, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. **Geology**, v.11, 1025 –1028, 1996.
- CAMPOS NETO, M.C. da. **A porção ocidental da faixa Alto Rio Grande – ensaio de evolução tectônica**. São Paulo, IG/USP, 1991, Tese de doutorado 210f.
- CAMPOS NETO, M. C. da. Orogenic systems from southernwestern gondwana na approach to Brasiliano – Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. IN: CORDANI, U.G. *et. al.*, (edited) **Tectonic Evolution of South America**. 1^a. ed. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000, cap 12, p. 335-365.
- CAMPOS NETO, M.C. **Extensão sul do sistema orogênico Tocantins no contexto geodinâmico da aglutinação do gondwana**, 1999, 70f. Livre docência, Instituto geológico - USP.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. The Rio Doce orogeny, southeastern Brazil. **Journal of South American earth sciences**, v.8, n.2, p.143-162, 1995.
- CAMPOS NETO, M.C; FIGUEIREDO, M.C.H.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R. Os granitóides da região de Bragança Paulista, S.P. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33 1984, **Anais...** Rio de janeiro, n.6, 1984, p.2854-2862.
- CAPUTO, M.V. & CROWELL, J.C. Migration of glacial centers across Gondwana during paleozoic era. **Geol. Society of America Bulletin**, v. 96, p. 1020 – 1036, 1985.
- CAREY, E & BRUNIER, B. Analyse théorique et numérique d' modèle mécanique élémentaire appliqué à l'études d'une population de failles. **Comptes Rendus de L'Academie des Sciences de Paris**, v. 279, 891 – 894, 1974.

- CAVALCANTE, J.C. (Coord.). 1979. **Projeto Sapucaí - SP/RJ/MG** Publicação CPRM, (229 Série Geologia 4, Seção Geológica, 2), Relatório final, 1979, 229p.
- CELLO, G.; TONDI, E.; MICARELLI, L.; INVERNIZZI, C. Fault zone fabrics and geofluid properties as indicators of rock deformation modes. **Journal of Geodynamics**, v.32, 543 –565, 2001.
- CESERO, P. & PONTE, F.C. Análise comparativa da paleogeologia dos litorais Atlântico brasileiro e africano, Boletim de Geociência da Petrobrás, Rio de Janeiro, v.1, n.1/2, p. 1 -18, 1997.
- CHESTER, F.M. & LOGAN, J.M. Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl fault, California. **Journal of Structural Geology**, v.9, 621 – 634, 1986.
- CHOI, P.Y. Method for determining the stress tensor using fault slip data. **Journal of Geological Society of Korea**, v. 27, p. 383 – 393, 1991.
- CHOI, P.Y. Aspects of stress inversion methods in fault tectonic analysis. **Annales Tectonicae**, n.9, p.22-28, 1995.
- CHOI, P.Y. et al., Des structures de cisaillement à la loi de friction: une homothetic du tenseur naturel des contraintes en tectonique cassante, **Comptes Rendus academie scientifique, paris**, n.322, série Iia, p.149 – 154, 1996.
- CHRISTOFOLETTI, A. & OKA-FIORI, C. O uso da densidade de rios como elemento para caracterizar as formações superficiais. **Notícia Geomorfológica**, v. 20, **39-40**, p.73-85, 1980.
- COBBOLD, P.R.; MEISLING, K.E.; MOUNT, V.S. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. AAPG Bulletin, v.85, **11**, 1925 – 1944, 2001.
- CONCEIÇÃO, J.C.J; ZALAN, P.V.; WOLLFF, S. Mecanismo de evolução e cronologia do rifte sul – atlântico. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.2, p.255 – 265.

- CORDANI, U.G. 1980. **Interpretação de dados geocronológicos: 1º parte: Fundamentos de Interpretação geocronológicos.** – Texto de curso. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, 1980, Balneário de Camboriú –SC, **Boletim...** Balneário de Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia núcleo RS/SC, 1980, **6**, 63p.
- CORDANI, H.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A ; CUNHA, F.M.B. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **Ciência-Técnica-Petróleo.** PETROBRÁS, Seção Exploração de Petróleo n.15, p. 1-7, 1984.
- CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A., **Tectonic Evolution of South América**, Rio de Janeiro: in-fólio Produção Editorial, 2000, 854p., 29.7cm. (31 International Geological Congress – Publicação Especial).
- COX, R.T. The role of mantle plume in the development of continental drainage patterns, **Nature**, n.342, p.21-28, 1989.
- CPRM (1999). Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil: Folha Santos, Guaratinguetá, Ilha Grande, Campinas, escala 1: 250.000. Projeto de Integração geológica – serviço Geológico do Brasil – Superintendência Regional de São Paulo.
- CROWHURST, P.V.; GREEN, P.F.; KAMP, P.J.J. Integrated (U – Th)/He apatite and Fission Track thermochronology as combined thermal history tools for hydrocarbon exploration: an example from the Taranaki Basin. New Zealand Petroleum Conference Proceedings, 24 – 27 February, 451 – 463, 2002.
- DAEMON, R.F. & QUADROS, L.P. Bioestratigrafia do neopaleozóico da Bacia do Paraná In: Congresso Brasileiro de Geologia, 24, Brasília, 1970, **Anais...** Brasília: SBG, 1970, p.359 – 412.

- DANTAS, E. et al., Characterization of the generating sources of continental crust of the Ribeira belt through isotope of Nd in the State of São Paulo, SE of Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON Isotope Geology, 2, 1999, Villa Carlos Paz: **Actas...** 1999, Córdoba, IGRM, p.192 –195.
- DAVISON, I. Tectonics and hydrocarbon distribution along the Brazilian South Atlantic margin In: CAMERON, N.R.; BATE, R.H.; CLURE, V.S. (editors) The Oil and Gas habitats of the South Atlantic, 1999, **Geological Society Special Publication** v.153, 133 -151, 1999.
- DEBAT,P.; CLAUDE SOULA, J.; KUBIN,L. & VIDAL, J.L. Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneiss and pegmatites from occitania, Southern France. **Lithos**, v.11, n.2, p.133-145, 1978.
- DEFFONTAINES, B. & CHOROWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: application to the structural analysis of the Zaire basin. **Tectonophysics**, v.194, 237 – 263, 1991.
- DEGRAFF, J.M. & AYDIN, A. Surface morphology of columnar joints and its significance to mechanics and direction of joint growth. **Geological Society of America Bulletin**, v.99, p.605-617, 1987.
- DUDDY, I.R. et. al., (1988). Thermal annealing of fission tracks in apatite 3. Variable temperature behaviour, Chem. Geol. (Isto. Geosci. Sect.) v.73, 25 – 38 pp.
- DUNNE, W.M. & HANCOCK, P.L. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In: **Continental Deformation** (HANCOCK, P.L. ed.) Oxford, Pergamon, 1994, cap.5, p.101-120.
- DYER, R. Using joint interactions to estimate paleostress ratios. **Tectonophysics**, v.232, p.243-253, 1988.

- EBERT, H.D.; CHEMALE Jr., F.; BABINSKI, M.; ARTUR, A.C. & VAN SCHMUS, W.R. Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the transpressive Rio Paraíba do Sul shear belt, SE Brazil. -**Tectonics**, v.15, n.2: p.688-699, 1996.
- EBERT, H.D; NEVES, M.A; HASUI, Y.; SZATMARI, P.; AIRES, J.R. Evolução dos cinturões de cisalhamento entre os blocos São Paulo, Vitória e Brasília através da tectônica colisional oblíqua – uma modelagem física In: Simpósio Nacional de estudos tectônicos, 4, 1993, **Anais...** Minas Gerais, SBG/MG. Boletim12, p.254 -258, 1993.
- ENGELDER, T & GEISER, P. On the use of regional joint sets as trajectories of paleostress fields during the development of the Appalachian Plateau, New York. **Journal of Geophysical Research**, v.85, p.6319 – 6341, 1980.
- ETCHEBEHERE, M.L.C. 1999. **Aloestratigrafia: Aplicação no Alto Vale do Rio do Peixe, SP**, 1999, 43p.Tema I de Qualificação (exame de doutorado em geologia regional) – Tradução de parte do código Norte Americano de Nomenclatura Estratigráfica (NACSN, 1983) referente às unidades aloestratigráficas, inédito – IGCE/UNESP, Rio Claro.
- EVANS, J.P.; FOSTER, C.B.; GODDARD, J.V. Permeability of fault-related rocks and implications for hydraulic structure of fault zones. **Journal of structural geology**, v.19, n.11, 1393 – 1404, 1997.
- FABBRI, O; AIMING, L.; TOKUSHIGE, H. Coeval formation of cataclasite and pseudotachylite in a Miocene forearc granodiorite, southern Kyushu, Japan, 2000, **Journal of Structural Geology**, v.22, 1015 – 1025, 2000.
- FACCINCANI, E.M.; MORALES, N.; BORGES, M.S. Aspectos estruturais e neotectônicos das coberturas superficiais da depressão periférica: região de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba –S.P. In: Simpósio de estudos tectônicos, 8, **Anais...**SBG/NE, Pernambuco, p. 311-314, 2001.

- FERNANDES, A.C.S.; CARVALHO, I.D.S.; GUIMARÃES NETTO, R. Comentários sobre os traços fósseis do paleolago de Itu (SP) In: Simpósio regional de Geologia, 6, Rio Claro, 1987, Atas... Rio Claro: SBG, 1987, v.1, p.297 –312.
- FERNANDES, A. J. Tectônica cenozóica na borda leste da Bacia do Paraná entre Campinas e Mogi –Guaçu, SP. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6, 1997, Pirenópolis – GO, **Anais...**Pirenópolis – GO, 1997, p.128-130.
- FERREIRA, F.J.F. **Alinhamentos estruturais – magnéticos da região centro –ocidental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico**, São Paulo, IPT, IPT – Publicação nº1217, p.143-166, 1982
- FERREIRA, C.J. & WERNICK, E. Evolução magmática de granitóides poli-intrusivos associados com zonas de cisalhamento: complexo Itaqui, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5. 1997, Penedo – Itatiaia –RJ **Atas...** Penedo – RJ, 1997, p.147-149.
- FERREIRA, M.F.M. **Geomorfologia e análise morfotectônica do alto vale do Sapucaí – Pouso Alegre – MG.**2001.274f. Tese de Doutorado em Geociências e Meio Ambiente – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro – São Paulo.
- FLEISCHER, R. L.& PRICE, P.B. Charged particle tracks in glass. **Journal of Applied Physics**, 34, 2903 – 2904, 1963.
- FLEISCHER, R.L.; PRICE, P.B. & WALKER, R.M. **Nuclear Tracks in Solids**. Berkeley: University of California Press,1975, 605p. 21cm.
- FRANCIS, P.W. The pseudotachylite problem. **Comments Earth Sciences., Geophysical**, n.3, p.35-53,1972.
- FRANCO, A.O.B.; **RIBEIRO, L.F.B.**; HACKSPACHER, P.C.; CODAZZI, F.; HADLER NETO, J.C.; GUEDES, S.S. TELLO, C.A.2001. **Contribuição à termotectônica fanerozóica da região de Sorocaba/SP: traços de fissão em apatitas – VII Simpósio de geologia do sudeste (Rio de Janeiro – RJ) – 27/11 a 1/12 de 2001:** 65.

- FRANCO, A.O.B.; HACKSPACHER, P.C.; HADLER NETO, J.C.; RIBEIRO, L.F.B.; GUEDES, S.; IUNES, P.J.; S, TELLO, C.A.. Termotectônica fanerozóica da região de Sorocaba/SSP, através de traços de fissão em apatitas: considerações preliminares. In: Congresso Brasileiro de Geologia – A Geologia e o Homem., 41 (Pernambuco – PE) Anais... Pernambuco – PE.,358: 2002.
- FRANCO, A.O.B. Termocronologia por traços de fissão no maciço de Poços de Caldas e adjacências - área Sul. 60fs; Trabalho de conclusão de do curso de geologia da UNESP de Rio Claro, 2003.
- FREITAS, R.O. de. Relevos policíclicos na tectônica do Escudo Brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, n.7, p.3-19, 1951a.
- FREITAS, R.O. de. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. Boletim da Faculdade de ciências e letras USP, v.6, p. 120, 1951b.
- FRYE, J. C. & WILLMAN, H. B. Morphostratigraphic units and Pleistocene stratigraphy. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.60, p.777-786, 1962.
- FUCK, G.F. **Estudos mineralógicos e tecnológicos dos depósitos argilosos permocarboníferos do município de Jundiaí – SP.** 1975. 138f.Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar) - instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – USP.
- FÚLFARO, V.J.& SUGUIO, K. O Cenozóico Paulista: Gênese e Idade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, **Anais..** 1974, p.91 –100.
- FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANA, R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná In: **Geologia da Bacia do Paraná: reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos.** (São Paulo): Consórcio CESP/IPT, PAULIPETRO, 1982, cap.1: 75-115.
- FÚLFARO, V.J.; OLIVEIRA, M.A.F.; MORALES, N.; SOUZA FILHO, E.E. 1985. Evolução Cenozóica da região de Atibaia, SP. - SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5; 1985, São Paulo, **Atas...**São Paulo - SBG/SP, 1985 p. 315-321.

- GALEMBECK, T.M.B. **O complexo múltiplo centrado e plurisserial de Itu (SP)**, 1998, 374f. Tese (doutorado em geologia regional) apresentada no instituto de geociências e ciências exatas da UNESP/Rio Claro.
- GALLAGHER, K. & BROWN, R. The Mesozoic denudation history of the atlantic margins of southern Africa and Southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation. In: CAMERON, N.R.; BATE, R.H.; CLURE, V.S. (eds.) *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London, Special Publications, v.153, 41 – 53, 1999.
- GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C.J. e MANTOVANI, M.S.M. Denudation, Fission Track analysis and long term evolution of passive margin topography : application to the southeast Brazilian margin. **Journal of South American Earth Sciences**, v.8. n.1, p.65 – 77, 1995.
- GARLAND, F.; TURNER, S.; HAWKESWORTH, C. Shifts in the source of the Parana basalts through time. *Lithos*. V.37, p.223-243, 1996.
- GLEADOW, A.J.W.; DUDDY, I.R.; GREEN, P.F.; LVERING, J. F. Confined fission track lengths in apatite a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contribution of mineralogy and petrology*, v.94, p. 405 -415, 1986.
- GILCHRIST, A.R. & SUMMERFIELD, M.A. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted – margin upwarps. **Nature**, v.346, 739 – 742.1990.
- GILCHRIST, A . R. & SUMMERFIELD, M. A . Tectonics models of pasive margin evolution and their implications for theories of long – term landscape development. IN: Kirkby, M.J. (eds.) **Process Models and Theoretical Geomorphology**, Wiley, Chichester, p. 55 –84, 1994.
- GILCHRIST, A.R., KOOI, H. & BEAUMONT, C. Post – gondwana geomrphic evolution of southwestern Africa: implications for the controls on landscape development from observations and numerical experiments. **Journal Geophysical Research**, v. 99, nº b6, 12211 – 12228, 1994.

- GLEADOW, A.J.W. & DUDDY, I.R. A natural long-term track annealing experiment for apatite: **Nuclear Tracks**, v.5, p. 69-174, 1981.
- GLEADOW, A.J.W.; DUDDY, I.R.; GREEN, P.F.; LOVERING, J.F. Confined fission track lengths in apatite. A diagnostic tool for thermal history analysis. **Contributions of Mineralogy and Petrology**, v. 94, 405 –415, 1986.
- GODOY, D.F. Termocronologia por traços de fissão no maciço de Poços de Caldas e adjacências – área Norte. Trabalho de conclusão do curso de geologia da UNESP de Rio Claro, 46f. 2003.
- GODOY, A.M. & FIGUEIREDO, M.C. H. de 1991. Caracterização faciológica e petrográfica do maciço granitóide Sorocaba (S.P.). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2. 1991, São Paulo, **Atas...** São Paulo, SBG/SP, 1991, p.131-138.
- GREEN, P.F., DUDDY, I.R., GLEADOW, A . J. W. , TINGATE, P.R. AND LASLETT, G.M. (1986) Thermal annealing of fission tracks in apatite, 1. A qualitative description. *Chem. Geol. (Isto. Geosci. Sect.)*, 59, pp. 237 – 253.
- GROCOTT, J. The relationships between Precambrian shear belts and modern fault systems. **Journal of Geological society of London**, v. 133, p.257 – 261, 1977.
- GUEDES, S.; HACKSPACHER, P.C.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; PAULO, S.R.; RIBEIRO, L.F.B.; S. TELLO, C.A. 2000. Recognition of Cretaceous, Paleocene and Plio – Pleistocene activities, through AFTA, in precambrian areas of the southeast Brazil: Association with the south atlantic ocean opening. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON FISSION TRACK DATING E GEOLOGICAL THERMOCHRONOLOGY, 9 2000a, Australia, **book of abstracts...** Australia, 2000a, p.139-141.
- GUEDES, S.; HACKSPACHER, P.C.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; PAULO, S.R.; RIBEIRO, L.F.B.; S. TELLO, C.A. Constraints on the evolution and thermal history of the continental platform of southeast Brazil, São Paulo State, using apatite fission track analysis (AFTA), **Revista Brasileira de Geociências**, especial congresso, p.107 –109, 2000b.

- GUNNEL, Y.; GALLAGHER, K.; CARTER, A.; WIDDOWSON, M.; HURFORD, A.J. Denudation history of the continental margin of western peninsular India since the early Mesozoic – reconciling apatite fission track data with geomorphology. *Earth and Planetary Science Letters*, v.215, p. 187 – 201, 2003.
- GUTMANS, M. Estrias glaciais no estado de São Paulo In: Congresso Pan – Americano de Engenharia de Minas e Geologia, Rio de Janeiro, Anais..., Rio de Janeiro, p. 12 – 14, 1946.
- HACKSPACHER, P.C. & GODOY, A.M. Vertical displacement during late – collisional escape tectonics (Brazilian orogeny) in the Ribeira belt, São Paulo State, Brazil. *Journal of African Earth Science*, v.29, p. 25 -32.
- HACKSPACHER, P.C; OLIVEIRA, M. A; HASUI, Y.; EBERT, H.D. Bloco granulítico de Cristina (MG), exemplo de alçamento crustal síncrono ao sistema de cisalhamento Monte Sião / Jundiuvira. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, 1991, Rio Claro, **Boletim de Resumos...**, Rio Claro – SP, 1991, p. 54-57.
- HACKSPACHER, P.C.; OLIVEIRA, M.A.F. de e GODOY, A.M. 1992. Geologia dos Grupos Serra do Itaberaba/São Roque na Folha Cabreúva, SP, 1.50.000. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 37 (São Paulo), **Resumos Expandidos...**, SBG/SP, v.2:124-125.
- HACKSPACHER, P.C.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.; PAULO, S.R; RIBEIRO, L.F.B. & TELLO,C. Temporal location of low intensity and short duration of thermal events using apatite fission track analysis. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1, 1997, Campos do Jordão – SP, **Abstracts...** Campos do Jordão –SP, 1997, p.131 –133.
- HACKSPACHER, P.C; **RIBEIRO, L.F.B.**; RIBEIRO, M.C.S.; FETTER,A.H.; HADLER NETO,J.C.; S. TELLO, C.E.; DANTAS, E.L. 2004. ***Consolidation and break –up of the South American platform in southeastern Brazil: tectonothermal and denudation histories. Gondwana Research –nº1, p. 91 -101, 2004.***

- HADLER NETO, J.C. Obtaining of thermal histories for sets of geologically compatible localities by using apatite fission track analysis. **Revista de Física aplicada e instrumentação**, v.10, p.1-10, 1995.
- HADLER N., J.C., IUNES, P.J., PALO, S.R. AND TELLO S., C.A . (2000) The study of apatite fission tracks annealing: Experimental measurements of density and lenght in basal and randomly oriented faces. In: Book of extend abstracts of 9th International Conference on Fission Track Dating and Termocronology. Lorne, Australia, pp. 143 - 145.
- HADLER J.C.N. S.R. PAULO, P. J. IUNES, C.A. TELLO S., M. L. BALESTRIERI, G. BIGAZZI, E. A.C. CURVO, P. HACKSPACHER. (2001) A PC compatible Brazilian software for obtaining thermal histories using apatite fission track analysis. **Radiation Measurements**, 34: 149-154.
- HADLER J.C.N. P. J. IUNES, S.R. PAULO, C.A. TELLO S. Thermal history of Cooper – bearing rocks form Caribe mine, Brazil: preliminary results from fission track analysis. In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 3, **Abstract**, vol. 2, p. 845-850, 1993.
- HAMZA *et. al.* **Mapas geotermiais do Brasil**. Relatório interno do instituto de pesquisas Tecnológicas, 1988, (nº27.069), 70p.
- HANCOCK, P.L. Determing contemporary stress directions from neotectoonic joint systems **Philosophical Transactions of Royal Society of London**, a 337, p.29-40,1991.
- HANCOCK, P.L. & ENGELDER, T. Neotectonic Joints. **Geological Society of American Bulletin**, v.101, p.1197-1208, 1989.
- HASUI, Y. **Tectônica da área das Folhas de São Roque e Pilar do sul**. 1973, 120f..Tese (Concurso de livre Docente em Geologia) no Departamento de Geologia Geral do Instituto de Geociências, USP, São Paulo.
- HASUI,Y.; CARNEIRO, C.R.; COIMBRA, A.M. The Ribeira fold belt. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.5, nº14, p. 257 – 266, 1975.

- HASUI, Y. & SADOWSKI, G.R. Evolução geológica do pré – cambriano na região sudeste do estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 6, 180 – 200, 1976.
- HASUI, Y., ALMEIDA, F.F.M.; MIOTO, J.A . MELO, M.S. Geologia, Tectônica, Geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna, São Paulo, IPT, 149 p. (Série Monografias nº 7). 1982.
- HASUI, Y., HARALYI, N.L.E.; MIOTO, J.A . ; SAAD, A . R.; CAMPANHA, N. A . ; HAMZA, V.M.; GALLI, V. A . ; FRANGIPANI, A . ; PULEGHINI FILHO, P. Compartimentação estrutural e evolução tectônica do estado de São Paulo. **Instituto de Pesquisas Tecnológicas do estado de São Paulo, S. A .** (Relatório IPT nº27, 394), 1989.
- HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: *Workshop neotectônica continental cenozóica do sudeste brasileiro, 1*, 1990, Belo Horizonte - MG, **Boletim...** Belo Horizonte - SBG/MG, 1990, n.11, p.1-31.
- HASUI, Y e OLIVEIRA, M. A . F. (1984). **Província Mantiqueira, setor central**. IN: O Pré – Cambriano do Brasil, eds. Almeida, F.F.M. e Hasui, Y. Edgard Blücher Ltda, São Paulo, 378pp.
- HASUI, Y., PENALVA, F. & HENNIES, W.F. (1969) – Geologia do Grupo São Roque. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23, 1969, São Paulo, **Anais...**, São Paulo, 1969, p.101-134.
- HIGGINS, M.N. 1971. Cataclastic Rocks – **Geological Survey Professional Paper 687** – United states Government, printing Office, Washington, 1971. 97 p.
- HIRUMA, S.T. **Neotectônica no planalto de Campos do Jordão, SP.**,1999, 102f. Dissertação (Mestrado em geologia sedimentar) apresentada no instituto de geociências – USP.

- HIRUMA,S.T. RICCOMINI, C., MODENESI, M.C. Neotectônica no planalto de Campos do Jordão, SP: Primeira aproximação. Anais da Academia Brasileira de ciências, v. 69, p. 442.
- HIRUMA,S.T. RICCOMINI, C., MODENESI – GAUTIERI, M.C. Neotectônica no planalto de Campos do Jordão, SP. Revista Brasileira de Geociências,nº31,3,p.375-384,2001.
- HOLBROOK, J. & SCHUMM, S.A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, v.305, p.287-306, 1999.
- HURFORD, A.J. Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcomission on Geochronology, **Nuclear Tracks Radiation Measurements**, v.11, p.329 – 333, 1990.
- HURFORD, A . J. Zeta: The ultimate solution to fission track analysis calibration or just na interim measure in: advances in fission track geochronology. In Peter Van Den Haute anda F. de Corte (eds.), Kluwer Academic/Publishers, Dordecht, 19 – 32, 1998.
- IPT (Instituto de Pesquisas Tecnológicas do estado de São Paulo) – Mapa Geomorfológico do estado de São Paulo (IPT). Vol. I, 94pp. 1981.
- IPT (Instituto de Pesquisas Tecnológicas do estado de São Paulo) – Mapa Geomorfológico do estado de São Paulo. Vol .II, 1981.
- IUNES, P.J. **Utilização da dosimetria de nêutrons através de filmes finos de urânio e de tório naturais na datação de minerais com o método dos traços de fissão**,1999, 111f. Tese (Doutorado em física) apresentada no instituto de física GLEB WATAGHIN – UNICAMP/Campinas.
- JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; SCHORSCHER, H.D. Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados. Grupo Serra do Itaberaba na região de São Roque -SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24. 1986, Goiânia – GO, **Anais...** Goiânia – GO, 1986, p.730-747.

- JULIANE,C. *Geologia, Petrogênese e aspectos metalogenéticos dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque, nas regiões das serras de Itaberaba e Pedra Branca, a NE da cidade de São Paulo*. Instituto de Geociências, USP, 803p. Tese de Doutorado.
- JULIANI, C. & BELJAVSKIS, P. Revisão da litoestratigrafia da Faixa São Roque / Serra do Itaberaba (SP). **Revista do Instituto Geológico – USP** (São Paulo), v.16, n.2, p.33-58, 1995.
- JOLIVET, M.; BRUNEL, M.; SEWARD, D.; XU, Z; YANG, J.; ROGER, F.; TAAPPONNIER, P.; MALAVIEILLE, J; ARNAUD, N.; WU, C. Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan plateau: fission – track constraints. *Tectonophysics*, v.343, 111- 134, 2001.
- JONES, D.K.C. Evolution models of the tertiary evolutionary geomorphology of southern England, with special reference to the Chalklands. In: Smith, b.j.; Whalley, W.B.; Warke, P.A . (eds) *Uplift, erosion and stability: perspectives on long – term landscape development*. Geological Society, London Special Publications, nº162, p. 1 – 23, 1999.
- KARNER, G.D. The thermal and mechanical response of the continental lithosphere to compressional and extensional forces: implications for the development of sedimentary basins. *Lamont Doherty Geol. Observ. Inter. Report*, 1990.
- KARNER, G.D. & DRISCOLL, N.W., WEISSEL,J.K. Response of the lithosphere to in – plane force variations. **Earth and Planetary Sciences Letters**, 114, 397-416,1992.
- KARNER, G.D. & DRISCOLL, N.W. Tectonic and stratigraphic development of the west African and eastern Brazilian margins: insights from quantitative basin modelling In: CAMERON, N.R.; BATE, R.H.; CLURE, V.S. (editors) *The Oil and Gas habitats of the South Atlantic*, 1999, **Geological Society Special Publication** v.153, 11 – 40, 1999.
- KARNER, G.D.; OMAR,G.; USSAMI, N.; ALKMIN, F.F. Tectonic significance of the topography of southeastern Brazil. **Tectonics**, v.49, 1999.

- KARNER, G.D.; USSAMI, N. e ALKMIN, F.F. Tectonic significance of the topography of southeastern Brazil: Speculations and implications. **Revista da Escola de Minas, REM**, Ouro Preto,v.47, **1**, 118-19, 1994.
- KEULEN, N.T.; STUEVITS, H.; HEILBRONNER, R. Microstructures and grain size distribution of naturally and experimentally deformed poliphase cataclasites – some preliminary results. Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics, 1, st Malo, France, **Book of Abstracts**, p.93, 2003.
- KOHLBECK, B. & SCHEIDDEGER, A E. On the theory of evaluation of joint orientation measurements. **Rock Mechanics**, v.9, 9-25.1977.
- KING, L.C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v.18, **2**, 147-265, 1956.
- LADEIRA, F.S.B.& SANTOS, M. Ferricrete terciária falhada na serra de São Pedro (SP): indicação de movimentação neotectônica. **Geociências**, São Paulo, v.15, **2**, 445-453, 1996
- LASLETT,G.M., et. al.; (1982). Bias in measurements of fission – track length distributions. **Nuclear Tracks**, 6: 79 – 85.
- LIMA, C.C. Expression topographique et structurale de la compression generalize au centre de la plaque sud – americaine. L’Universitê de Rennes, I. These de doctorat, 350f, 1999.
- LIN, A.Glassy pseudotachylytes from Fuyum fault zone, northwest China. **Journal of structural Geology**, v.16, 71 – 83, 1994.
- LIN, A. Roundness of clasts in Pseudotachylytes and cataclastic rocks as na indicator of frictional melting. **Journal of Structural Geology**, v.21,p. 473 – 478, 1999.
- LIN, A. & SHIMAMOTO, T. Selective melting processes as inferred from experimentally generated pseudotachylytes. **Journal of Asian Earth Sciences**, v.16, p. 533 -545.

- LISLE, R.J. Paleostress analysis from sheared dike sets. Geological Society of America Bulletin, v.101, p. 968-972, 1989.
- LISLE, R.J. The statistical analysis of orthogonal orientation data. **Journal of Geology**, v. 97, p. 360-364, 1989.
- LOWRY, A. R. & SMITH, R.B. Flexural rigidity of the basin and range – Colorado Plateau – rocky mountain transition from coherence analysis of gravity and topography. Journal of Geophysical research, v.99, nº10- Special section Tectonics and Topography, part 3, 20123-20140,1994.
- LUTZ, T.M. AND OMAR G. An inverse method of modeling thermal histories from apatite fission – track data. **Earth and Planetary Science Letters**, v.104, p.181-195, 1991.
- MACHADO JÚNIOR D. de L. Controle tectônico da depressão de Cambuí (MG). In: Simpósio de Geologia do sudeste, 4, 1995, Águas de São Pedro, **Boletim...Águas de São Pedro - SBG – SP/RJ/ES**, p.118.1995.
- MACCLAY,K.R. The mapping of geological structures. Geological Society of London Handbook – Open University Press, 161 p., 1987.
- MACKENZIE, D.P. A possible mechanism for epeirogenic uplift. **Nature**, 307: 616 – 618, 1984.
- MADDOCK, R.H. Melt origin of fault – generated Pseudotachylytes demonstrated by textures. **Geology** v.11, 105 –108, 1983.
- MAGALHÃES, F.B. & HASUI, Y. Campo de Tensão. Parte I – aspectos Gerais. **Geociências**, São Paulo v.18, 1, p.69-83, 1999.
- MAGLOUGHLIN, J.F. Microstructural and chemical changes associated with cataclasis and friction melting at shallow crustal levels: the cataclase – pseudotachylyte connection. In: MAGLOUGHLIN, J.F. & SPRAY, J.G. (Editors), *Frictional Melting Process and Products in Geologic Materials*. **Tectonophysics**, v.204, 243 – 260, 1992.

- MANTOVANI, M.S.M. Parana flood basalts. The LIP Reader, Newsletter, n.7, p.5-7. <http://www.utexas.edu/utig/ig/lips>, 1996.
- MARRET, R. & ALLMENDINGER, R.W. Kinematic analysis of fault – slip data. *Journal Structural Geology*, 12, 973-986, 1990
- MARRET, R. & ALLMENDINGER, R.W. Estimates of strain due to brittle faulting sampling of fault populations. **Journal Structural Geology**, vol. 13, nº6, 735-738, 1991.
- MARTONNE, E.de. Problèmes morphologiques du Brésil tropical atlantique – *Annales de Géographie*, v. 49, nº277, p.1-27 e nº278/279, p.106 -129. – Tradução: *Revista Brasileira de Geografia*, R.J., v. 5, nº4, p. 523 – 550 e v.6, nº2, p. 155 -198, 1943/1944.
- MCCLAY, K.R. the mapping of geological structures. London/New York: Open university press/ Halsted Press, 1987, 161p.
- MCKENZIE, D.P. A possible mechanism for epeirogenic uplift. *Nature*, v.307, p. 616 -618.
- MEANS, W.D. A newly recognized type of slickenside striation. **Journal of Structural Geology**, 9, 585-590, 1987.
- MELCHER, G.C. & MELCHER, B.A. Novas ocorrências de rochas alcalinas no estado de São Paulo. In: Com, Brás, Geol., 26, Belém, PA, 1972, Sb, NN. Resumo das comunicações, sessões técnicas, 21- 217, 1972.
- MELO, M.S., RICCOMINI, C. HASUI, Y., ALMEIDA, F.F.M, de, COIMBRA, M. Geologia e evolução dos sistemas de bacias tectogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(3): 193 – 201, 1985.
- MELO, M.S., PONÇANO, W.L. Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozóicos no estado de São Paulo, São Paulo, IPT, 74p. (Série Monografias nº 9), 1983.
- MELLO, C.L. Sedimentação e Tectônica cenozóica no médio vale do Rio doce (MG, sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos, USP – IG – Tese de Doutorado – Pós graduação em geologia sedimentar, 275p., 1997.

- MELTON, F.A. Aerial Photographs and Structural Geology. **Journal of Geology**, v.67, p.351-370, 1959.
- MILANI, E.J. Evolução tectono – estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul – Ocidental, Universidade Federal do rio Grande do Sul, Tese de doutoramento, 255f. 2vol.,1997.
- MILANI, E.J. E RAMOS, V.. Orogenias paleozóicas no domínio sul –ocidental do gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná, **Revista Brasileira de Geociências**, v.28, 4, p.473 – 484, 1998.
- MIZUSAKI, A . M.P. , NETTO, A . POPPEAU, G.Geocronologia por traços de fissão nuclear: estudo termo – tectônico do Domo de Igreja, Bacia de Sergipe – Alagoas, RJ. Petribrás/Cenpes/Divex, Relatório Interni, 69p.
- MODENESI, M.C. Contribuição à geomorfologia da região de Itu – Salto: estudo das formações superficiais, São Paulo, USP, IG, 99p. (Série Teses e Monografias, 10), 1975.
- MODENESI, M.C. Significado dos depósitos correlativos Quaternários em Campos do Jordão – São Paulo implicações paleoclimáticas e paleoecológicas – Governo do estado d São Paulo – instituto Geológico, **Boletim 7**, p.152.1988a.
- MODENESI, M.C. quaternary mass movements in a tropical plateau (Campos do Jordão, São Paulo, Brazil). **Zeitschrift für Geomorphologie**, v.32, 4, p.425 – 440, 1988b.
- MODENESI – GAUTTIERI, M.C. Hillslope deposits and the quaternary evolution of the altos – campos – Serra da Mantiqueira from Campos do Jordão to the Itatiaia massif. **Revista Brasileira de Geociências**, v.30 nº3, p. 504 – 510, 2000.
- MODENESI – GAUTTIERI, M.C.; HIRUMA, S.T.; RICCOMINI, C. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastrn Brazil. **Geomorphology**, v.43, p.257 – 271, 2002.

- MOLINA, E.C. & USSAMI, N. The geoid in southeastern Brazil and adjacent regions: new constraints on density distribution and thermal state of the lithosphere., *Journal of Geodynamics*, v.28, p.357 – 374, 1999.
- MOORE, M.A. & ENGLAND, P.C. On the inference of denudation rates from cooling ages of minerals. *Earth and Planetary Science Letters*, v.1185, p.265 – 284, 2001.
- MORAES, A . *Mecânica do contínuo para a geologia estrutural*. Petrobrás – Cenpes – Fabrica de Livros, 88p., 2000.
- MORAIS NETO, J.M. **As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a Gênese da antéclise da Borborema.**, 1999, 170f. Dissertação (Mestrado em Geociências), Escola de Minas de Ouro Preto.
- MORALES, N., ZANARDO, A . SIMÕES, L.S.A . GODOY, A . M. A zona de cisalhamento Campo do Meio na região de Fortaleza de Minas e Alpinópolis, sul de Minas Gerais. In: *Simp. Nac. Estudos tectônicos*, 3, Rio Claro, Boletim , Unesp/SBG, p. 34-36, 1991.
- NACSN (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature). North American Stratigraphic Code. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.67, p.841-875, 1983.
- NEVES, M.A . *Evolução cenozóica da região de Jundiaí (SP)*. Dissertação de mestrado apresentada ao IGCE/UNESP, 140 p., 1999.
- NÓBREGA, C.A. A mecânica de fratura e a tectônica: Conceitos Fundamentais. In: *Simpósio nacional de estudos tectônicos*, 3, 1991, Rio Claro. **Boletim de resumos...**, Rio Claro, SP, 1991, p.154 –155.
- NÜRNBERG, D. & MÜLLER, R.D. The tectonic evolution of the South Atlantic from late Jurassic to present. **Tectonophysics**, v.191, p.27-53, 1991.
- O'HARA, K.D. & ALLEN, J.L. 2003. Depth of frictional melting in the crust: testing a pseudotachylite geothermometer. **1º Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics**, st Malo, France, *Book of Abstracts*, p.119, 2003.

- OLSON, J.E & POLLARD, D.D. Inferring paleostresses from natural fracture patterns: A new Method. **Geology**, 17, 345-348.
- PACCA, G. & MONTES LAUAR, C.R. Possível correlação de episódios magmáticos da Bacia do Paraná do Jurássico ao Cretáceo Superior in: Simpósio de Geologia do Sudeste, 5 Atas..., Penedo – Itatiaia – Rio de Janeiro, p. 83 -85, 1997.
- PASSCHIER, C.W.; MYERS, J.S. e KRÖNER, A. **Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau**. Edusp, 188p. 1993.
- PASSCHIER, C.W. & TROW, R.A.J. **Microtectonics**. Berlim Springer Verlag, 1996, 289p.
- PENALVA, F. Sedimentos Neocenozóicos dos rios Jundiaí, Atibaia e Jaguari. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 18, 1969, Poço de Caldas, MG. **Anais...** Poço de Caldas, MG, 1969, p.45-48.
- PENALVA, F. Sedimentos Neocenozóicos nos vales dos rios Jundiaí, Atibaia e Jaguari. - **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, v.46, p.107-138, 1971.
- PENTEADO, M.M. Implicações tectônicas na gênese das cuestas da bacia de Rio Claro (SP). *Noticia Geomorfológica*, Campinas, nº8, v. 15, p. 19-41, 1968.
- PETIT, J.P. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 597-608, 1987.
- PHILPOTTS, A.R. Origin of pseudotachylytes. **American Journal of Sciences**, v.259, p. 542 -550, 1964
- PIGEON, P. Les relieves majeurs de l atlantique sud et des continents bordiers em Angola et na Bresil: vers la notion de relieves thermiques. *Geociências*, v. 4, p. 77 – 86, 1985.
- PLUMB, R.; ENGELDER, T. & SBAR, M. Near-surface in situ stress. 2. A comparison with stress directions inferred from earthquakes, joints and topography near Blue Mountain Lake, New York. **Journal of Geophysical Research**, v.89, n.B11, p.9333-9349, 1984a.

- PLUMB, R.; ENGELDER, T. & YALE, D. Near-surface in situ stress. 3. Correlation with microcrack fabric within the New Hampshire granites. **Journal of Geophysical Research**, v.89, n.B11, p.9350-9364, 1984b.
- POLLARD, D.D. & AYDIN, A. Progress in understanding jointing over the past century. Geological Society of America Bulletin 100, 1181 – 1204., 1988.
- PONÇANO, W.L. et al. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo: escala 1:500.000**, São Paulo, IPT 2 - Publicação 1183 (série Monografias 5), 1981, 41p.
- POUPEAU, G.; SOLIANI JR., E.; KAWASHITA, K.; BAITELLI, R.; BERBERT, M.; CÉSAR, M.F.. Um perfil Geocronológico (K/ar – Traço de fissão) leste – oeste no escudo Sul – Rio Grandense. In: *Simpósio Sul – Brasileiro de Geologia*, 2, Florianópolis, **Anais...**1985, Florianópolis, SBG, p.308 – 321, 1985
- PRICE, P.B. and WALKER, R.M. 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and age of minerals. **Journal of Geophysical Research**. v.68, p.4847-4862, 1963.
- QUEIROZ NETO, J. P. Solos e paleossolos dos estado de São Paulo e suas interpretações paleogeográficas. In: Cong. Brás. De Geologia, 28, Anais ..., 173 – 181,1974.
- QUEIROZ NETO, J. P. & CASTRO, S.S. Formações superficiais e latossolo vermelho amarelo húmico na área de Bragança Paulista, estado de São Paulo, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1974, São Paulo - SP **Anais...**São Paulo – SP, 1974, p.65 – 83.
- QUINTAS, M.C.L.; MANTOVANI, M.S.M.; ZÁLAN, P.V. Contribuição para o estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, 11 (1/2), 48 –73, 1997.
- RAAB, M.J. (2001) The geomorphic response of the passive continental margin of northern Namibia to Gondwana break – up and global scale tectonics. Doctoral Thesis, Universität zu Göttingen, Göttingen, 253p.

- RAAB, M.J., BROWN, R.W., GALLAGHER, K., CARTER, A., WEBER, K. Late Cretaceous reactivation of major crustal shear zones in northern Namibia: constraints from apatite fission track analysis. *Tectonophysics* (349): 75 – 92.
- RAMOS. V. Late Proterozoic – Early Paleozoic of South America: a collisional history. **Episodes**, v.11: 168-174, 1988.
- RAMOS, V.A . , JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., MPODOZIS, C.; KAY, J.M.; CORTES, J.M.; PALMA,M. Paleozoic terranes of the central Argentine – Chilean Andes. **Tectonics**, 5(6): 855-880, 1986.
- RANALLI, G. Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation. *Journal of Geodynamics*, v.30, 3-15, 2000.
- REBAÏ, S. ; PHILIP, H.; TABOADA, A. Modern Tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales - **Geophysical journal int.** v.110, p.106 – 140, 1992.
- RECHES, Z. Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield criterion. *Tectonics*, 6, 849-861, 1987.
- RENNE, P.R.; DECKART, K.; ERNESTO, M; FÉRAUD, G.; PICCIRILLO, E.M. Age of the Ponta Grossa dike swarm (BRAZIL), and implications to Parana flood volcanism. **Earth and Planetary Science Letters**, v.144, p.199-211, 1996.
- REITER, F. & ACS, P. TectonicsFP – acomputer software for structural geology – Institut für geologie und paläontologie, universität Insbruck, versão 1.6.10, 2001.
- RIBEIRO, L.F.B.; HACKSPACHER, P.C.; HASUI, Y.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J. e TELLO, C.A. 1995. Datação pelo método dos traços de fissão de apatitas presentes em falhas na região de Bragança Paulista (SP). In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, 1995. Gramado – RS, **Anais...**Gramado – RS, 1995 p.391-393.

- RIBEIRO, L.F.B. **Tectônica ressurgente da borda sul da Serra da Mantiqueira: geologia estrutural e datações por traços de fissão.** 1996 a. 200f. Dissertação (Mestrado em geologia regional) Instituto de Geociências e Ciências Exatas da *UNESP - Rio Claro*.
- RIBEIRO, L.F.B. Tectonismo fanerozóico na Serra da Mantiqueira, região de Bragança Paulista: através de geocronologia por traço de fissão e de paleotensões. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996 b. (Salvador –BA). **Anais..** (Salvador –BA), 1996 b. v.1, p.429-431.
- RIBEIRO, L.F.B. Elaboração do mapa de tensões atuais através da análise morfotectônica (análise de nascentes) – SNET SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 8, 2001, Recife – PE. **Anais...**Recife – PE, 2001, p.343 -345.
- RIBEIRO, L.F.B & SIQUEIRA, M.C. Morfotectônica de parte nordeste de São Paulo e sudeste de Minas Gerais (Serra da Mantiqueira) In: VIII Simpósio Brasileiro de Geografia Aplicada- Uso múltiplo dos recursos naturais: conflitos e soluções, Belo Horizonte – MG, **Anais...** 1999, Belo Horizonte – MG, p. 340-341, 1999.
- RIBEIRO, L.F.B.; HACKSPACHER, P.C.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; S. TELLO, C.A. and PAULO, S.R. Phanerozoic brittle tectonic in the South American continental platform, southeast Brazil: Apatite fission track analysis of faulted rocks. **Revista Brasileira de Geociências**, no prelo. 2003a.
- RIBEIRO, L.F.B.; HACKSPACHER, P.C.; HADLER NETO, J.C.; GUEDES, S.; S. TELLO, C.A; IUNES, P.J. and FRANCO, A.O.B. Reativação meso - cenozóica de áreas pré cambrianas a nordeste da Bacia do Paraná: análise de traços de fissão em apatitas. **Revista Brasileira de Geociências**, no prelo. 2003b.
- RIBEIRO, L.F.B.; HACKSPACHER, P.C.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; S. TELLO, C.A. Considerações sobre a reativação pós – Cretácea na Serra da Mantiqueira através da Termocronologia por traços de fissão em diques alcalinos. Simpósio Nacional de Estudos tectônicos, 9 e International Symposium on Tectonics, 3, 2003c, Búzios – RJ, **Boletim de Resumos**, Búzios – RJ, 2003c, p.327-329.

- RIBEIRO, L.F.B; HACKSPACHER, P.C.; HADLER NETO, J.C.; S, TELLO, C.A.**
Relações entre eventos termotectônicos sucessivos registrados em áreas cristalinas do Planalto Atlântico e a evolução geodinâmica do Gondwana – Sul – Ocidental.
Simpósio de Geologia do Sudeste, 8, São Pedro – SP, **Boletim de Resumos**, 2003d, 85.
- RIBEIRO, M.C.S. *História Tectônica e Exumação das Serras da Bocaina e Mantiqueira, SP/RJ*. Dissertação de Mestrado apresentada no Instituto de Geociências e Ciências Exatas/Unesp, p.124, 2003.
- RICCOMINI, C., MELO, M.S., ALMEIDA, F.F.M.; MIOTO,J.A; HASUI,Y..Sbre a ocorrência de um derrame de ankaramito na bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias trafo gênicas continentais do sudeste brasileiro. In: Simpósio Regional de Geologia, 4, São Paulo, Resumos, São Paulo, 1983, SBG, NSP/RJ,p.23-24,1983.
- RICCOMINI, C.. **O Rift continental do sudeste do Brasil**, 1989. Tese (Doutorado em geologia sedimentar) apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo: 190p.
- RICCOMINI, C. **Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondwânicos da porção centro – oriental do estado de São Paulo e áreas vizinhas**, 1995. Livre – Docência apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo: 99p.
- RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n.2, p.153 – 162, 1997.
- RICCOMINI,C.Relações tectônicas do magmatismo basáltico eocretáceo da Bacia do Paraná: implicações para os reservatórios das formações Pirambóia e Botucatu. In: 9º Simpósio Nacional de estudos Tectônicos, Búzios, RJ, Boletim de resumos, Búzios, RJ, 2003, p. 313-315,2003.

- RICCOMINI, C. Origem e evolução e inversão da bacia de Itapeva, neoproterozóico – cambriano, São Paulo, Brasil. In: Dinamige – facultad de Agronomia – Simpósio Internacional Del Neoproterozóico – Cambrico de la cuenca Del Parta, 1. la Paloma – Minas (Uruguai). Resumenes extensos, 1 (16).
- ROSTIROLLA, S.P.; ASSINE, M.L.; FERNANDES, L.A. e ARTUR, P.C. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – O exemplo do alto estrutural de Quatiguá – **Revista Brasileira de Geociências Edição do 31º Congresso Internacional de Geologia**, v.30, n.3, p.565-567, 2000.
- ROSTIROLLA, S.P.; MANCINI, F.; RIGOTI, A.; KRAAFT, R.P. Structural styles of intracratonic reactivation of the Perimbó Fault Zzone, Paraná Basin, Brazil. *Submitted to the Journal of South American Earth Sciences, June 2002.*
- RUBIM, I.N. & ALMEIDA, J. Petrografia de Brechas Tectônicas – Um Modelo de Descrição e Classificação. **9º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e 3º International Symposium on Tectonics**, *Boletim de Resumos*, p. 149 – 152, 2003.
- SAAD, A.R. Estrutura geológica de Piratininga: seu significado e implicações na tectônica mesozóica da bacia do Paraná – Tese de doutorado, IG – USP, 193f, 1983.
- SAADI, A. *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais*. Belo Horizonte, Tese para o provimento do cargo de professor titular apresentada ao departamento de Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, 285p.
- SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. - **Geonomos**, v.1, n.1: p. 1-15, 1993.
- SAADI, A. ; QUINTÃO, N.H.; VALADÃO, R.C. 1989. Novos depósitos neocenoicos no leste de Minas Gerais. IN: Simpósio de Geologia do Sudeste, 1, Rio de Janeiro, 1989. Anais... Rio de Janeiro, SBG/RJ – SP, p. 101 –102.
- SAADI, A. 1990 Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais. Belo Horizonte, IGC/UFMG. Tese de Professor Titular, 285 p.

- SALVADOR, E.D. **Análise neotectônica da região do vale do rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ), São Paulo**, 1994.. Dissertação (mestrado em geologia geral) apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo: 129p.
- SALVADOR, E.D. & RICCOMINI, C. Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, v.25 n.3, p.51-164, 1995.
- SALVINI, F., BILLI, A . WISE, D.U. Strike – slip faults propagation cleavage in carbonates rocks. The mattinata faults zone, southern Appenines, Italy. **Journal Structural Geology**, 21, 1731 – 1747.
- SANTOS,M. & LADEIRA,F.S.B. Perfis lateríticos falhados na Serra de Itaqueri: novas evidências de atividade neotectônica. In: Simpósio Nacional de estudos Tectônicos, 9, Boletim de Resumos, Búzios, Rio de Janeiro, 267-268,2003.
- SANTOS, R.P. & BONHOMME, M.G. Datação K/Ar de argilas associadas às mineralizações e aos processos diagenéticos, em relação com a história da abertura do Oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, v.23, n.1: p.61 – 67, 1993.
- SCHEIDEGGER, A.E. Tectonic predisign of mass movements, with examples from the Chinese Himalaya. **Geomorphology**, v.26, p. 37-46, 1998.
- SCHEIDEGGER, A.E. Surface joints systems, tectonic stress and geomophology: a reconciliation of conflicting observations – **Geomorphology**, v.38,p.213 – 219, 2001.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; HASMUS, H.E. (COORDENADORES). **Mapa Geológico do Brasil e da área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais, escala 1:2.500.000,.** - Brasília DNPM, 1981, 4 folhas, 400p.
- SGARBI, G.N.C. General aspects of the São Bento Group, Parana Basin. A bibliographic research. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 4, 1996, Rio Claro – SP, **Boletim de Resumos...** – Rio Claro – SP, 1996, UNESP-SBG: 239-245.

- SIBSON, R.H.. Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting. **Geophysical journal of Research Astronomy Society**, v.43, p.775 – 794,1975.
- SIBSON, R.H. Fault rocks and fault mechanisms. - **Journal of Geological Society of London**, v.133: p. 191-213, 1977.
- SIBSON, R.H. Power dissipation and stress levels on faults in the upper crust. *Journal of Geophysical Research*, v.85, 6239 – 6247, 1980.
- SIBSON, R.H. Crustal stress, faulting and fluid flow. In: PARNELL, J. (Ed.), *Geofluids: Origin. Migration and Evolution of fluids in Sedimentary Basins*, Geological society Special Publications, 78, 69 – 84, 1994.
- SIBSON, R.H. Fluids involvement in normal faulting. In: CELLO, G.& TONDI, E. (eds.). *The Resolution og Geological analysis and models for Eartquake faulting studies*, *Journal of Geodynamics*, 29, 3 –5. 2000.
- SILVA, P.C.F.Tectônica rúptil da região entre Pilar do Sul e Votorantim, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, nº4, p. 485-494,1998.
- SILVA, P.C.F. Considerações sobre a tectônica rúptil na região entre Votorantim e Salto de Pirapora, SP. *SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 6 , 1997, Pirenopolis – GO, *Atas...*Pirenopolis – GO, 1997, p.139 – 142.
- SOARES, P.C.& LANDIM, P.M.B. Cenozoic deposits in south central Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 48 (suplemento) p. 313-324,1975.
- SOARES, P.C. **Tectônica sin –sedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles**. 1991. 148f, UFPR, Curitiba Tese de professor Titular,
- SOARES, P.C. & LANDIM, P.M.B. Comparison between the tectonic evolution of the intracratonic and marginal basins in South Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 76 (Suplemento), p.313 – 324, 1976.

- SOARES, P.C. Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná. CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, 1988, Curitiba – PR. **Anais...** Curitiba – PR, 1988, v.1, p.63-79.
- SOARES, P.C.; ROSTIROLLA, S.P.; FERREIRA, F.J.F. & STEVANATO, R.. O Alto Estrutural Pitanga-Quatiguá-Jacutinga na Bacia do Paraná: Uma estrutura litosférica. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. 1996. Salvador – Ba, **Anais...**Salvador – BA, Simpósios – Tectônica e Sedimentação nas Bacias Sul – Americanas. 1996, v.5 p. 411-414.
- SOUZA FILHO, E.E. de. Mapeamento Faciológico do Subgrupo Itararé na quadrícula de Campinas (SP), Dissertação de Mestrado – IG/USP, 1986, 121p.
- SPRAY, J.G. Friction phenomena in rock: an introduction. *Journal of Structural Geology*, v. 11, n°7, p. 783-785, 1989.
- SPRAY, J.G. A physical basis for the frictional melting of some rock-forming minerals. **Tectonophysics**, v.204, p. 205-221, 1992.
- STEENKEN, A. SIEGESMUND, S., HEINNRICH, T. FÜGENCHUH, B. Cooling and exhumation of the Rieserferner pluton (eastern Alps, Italy/Austria). *International Journal of Earth Sciences- Geologische Rundschau*, v.91, 799-817, 2002.
- STEWART, I.S. and HANCOCK, P.L. (1994). Neotectonics. IN: *Continental Deformation* (ed. Hancock, P.L.) Pergamon, Oxford, p: 370-409.
- STORZER, D. & WAGNER, G. A . Corection of termally lowered fission track ages of tektites, *Earth Planetary Sciences Letters*, 5, 463 – 468, 1969.
- STREIT, J.E. & COX, S.F. Evolution of fracture networks in shear zones: insights from see-through experiments on biphenyl aggregates. **Journal of Structural Geology**, v. 24, p. 107- 122, 2002.

- STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S.P.; BARTOSZECK, M.K.; MANCINI, F. Deformação penecontemporânea na formação Rio do Rasto (Permiano Superior a Triássico inferior da Bacia do Paraná) na Serra do Cadeado, Estado do Paraná. SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9 e INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 3, 2003. Búzios – RJ, **Boletim de Resumos**, Búzios, SBG RJ/ES, 371 – 374, 2003.
- STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S.P.; MANCINI, F.; TRZASKOS – LIPSKI, B; FIGUEIRA, I.F.R. Evolução estrutural do arco de ponta grossa no cretáceo a partir da análise de estruturas rúpteis no grupo São Bento (Bacia do Paraná), SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9 e INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 3, 2003. Búzios – RJ, **Boletim de Resumos**, Búzios, SBG RJ/ES, 320 -323, 2003.
- STÜWE, K.; WHITE, L.; BROWN, R. The influence of eroding topography on steady – state isotherms. Application to fission track analysis. **Earth and Planetary Sciences Letters**, v. 124, 63 –74, 1994.
- STÜWE, K & HINTERMÜLLER, M. Topography and isotherms revisited: the influence of laterally migrating drainage divides. **Earth and Planetary Science Letters**, v.184, 287 – 303, 2000.
- STÜWE, K. Geodynamics of the Lithosphere: An Introduction. Springer-Verlag, Berlim, ISBN 3-540-41726-5, 449p. 2002.
- SUMMERFIELD, M. A. (1991). Global geomorphology. New York, Longman Scientific and Technical, 537pp.
- SUMMERFIELD, M . A. (2000) ed. Geomorphology and Global Tectonics. John Wiley & Sons. 360 pp.
- SWANSON, M.T. Fault structure, wear mechanisms and rupture processes in pseudotachylyte generation. **Tectonophysics**, v. 204. p. 223-242, 1992.
- SWANSON, M.T. Pseudotachylyte bearing strike – slip duplex structures in the Foster brittle zone, S. Maine. *Journal of Structural Geology*, v. 10, p. 813- 828, 1988.

- TANAKA, H. Cataclastic lineations. **Journal of structural Geology**. v.. 14, n.10, p.1239 – 1252, 1992.
- TASSINARI, C.G. As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção SE do estado de São Paulo e sua evolução crustal. São Paulo- IG/USP- Tese de Doutorado, 336p. 1988.
- TEIXEIRA, A.L. **Ambientes geradores dos sedimentos da Bacia Eleutério**. 1995, 122f.. Dissertação (Mestrado em geologia sedimentar), Instituto de Geociências – USP.
- TEIXEIRA, A.L & PETRI, S. Evolução sedimentar e tectônica da bacia Eleutério. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 4, Águas de São Pedro (SP), SBG – NSP/RJ/SE, Boletim de Resumos, p. 52,1995.
- TELLO S., C. A., OSORIO A., A. M. , HADLER N., J.C., HACKSPACHER, P.C, IUNES, P.J., GUEDES S., RIBEIRO B., L.F. AND PAULO S.R. Termocronologia da Plataforma Sulamericana do Estado de São Paulo através de Traços de Fissão em Apatita. Simpósio Iternacional de Geologia Isotópica, 2003, no prelo.
- TELLO, S.C.A.. **Termocronologia de algumas regiões brasileiras através da análise de traços de fissão em apatitas**, 1994. 103f..Dissertação (Mestrado em Física aplicada) apresentada no instituto de física GLEB WATAGHIN – UNICAMP/Campinas.
- TELLO, S.C.A.. **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**. 1998, 111f., Tese (doutorado em física) apresentada no instituto de física GLEB WATAGHIN – UNICAMP/Campinas.
- TELLO, S.C.A. **Aplicação de um novo modelo de annealing de traços de fissão em apatita no estudo da morfotectônica Fanerozóica da plataforma sul-americana**, 2000. 35f. Relatório Final de Projeto de Pós Doutorado. (inédito).

- TELLO, S.C.A.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER, J.C.; IUNES, P.J.; GUEDES, S O.; RIBEIRO, L.F.B.; PAULO, S.R. Recognition of Cretaceous, Paleocene and Neogene tectonic reactivation through apatite fission track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the south Atlantic Ocean. **Journal of South American Earth Sciences** – v.15: p.765 - 774, 2003.
- TELLO, S.C.A; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J; GUEDES, O.S.; HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, L.F.B.; PAULO, S.R.; OSORIO, A. M. 2003. **Termochronology of the south american platform in the state of São Paulo, through apatite fission tracks.** South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador – BA - BRASIL – *Book of short papers* – 124 – 127, 2003b.
- THOMAS, M.F. & SUMMERFIELD, M. A . 1987. Long- term landform development: editorial introduction. In: Gardiner, V. (eds.) *International Geomorphology*. John Wiley & Sons, part II, p. 927 – 933.
- THOMAS. D.S.G. & ALLISON, R.J. *Landscape sensitivity*. John Wiley & Sons LTD, 253p, 1993.
- THOMAZ FILHO, A.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1976. Aplicação do método Rb/Sr na datação de rochas sedimentares argilosas na Bacia do Paraná In: CONG. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, **Anais...** São Paulo, SBG, v..4, p.2289-302.
- THOMAZ FILHO, A.; MIZUSAKI, AM.P.; MILANI, E.J.; CESERO, P. 2000. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa break up. **Revista Brasileira de Geociências**, 30 (1): 17 – 19.
- TÖPFNER, C. *Brasiliano – granitoides in den bundestagen São Paulo und Minas Gerais, Brasilien. Eine Vergleichende Studie*. Tese de Doutorado, Universidade de Munique, Münchner Geologische Hefte A 17, 258 p, 1996.
- TROMPETTE, R. et al., (1993). Amalgamação do continente Gondwana no Panafricano – Brasileiro e o papel da geometria do CSF na arquitetura da Faixa Ribeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 23 (3), 187 – 193.

- TROMPETTE, R.. **Geology of western Gondwana (2000 – 500 Ma): Pan – African – Brazilian Aggregation of South America and Africa**. A.A. BALKEMA PUBLISHERS/ Rotterdam (Netherlands) Brookfield (USA) 1994:350p.
- TUCKER & SLINGERLAND, Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study – **Journal of Geophysical Research**, v.99, n.B6, p.12.229 – 12.243, 1994.
- TULLIS, J. & YUND, R.A. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: Mechanisms and Microstructures – **Geology**, v.15, p.606-609, 1987.
- TURNER, S.; REGELOUS,M.;KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. 1994. Magmatism and continental break – up in the South Atlantic: High precision Ar/Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, v.121: p.333 – 348.
- TWIDALE, C.R. (1971). Structural landforms: Landforms associated with granitic rocks, faults and folded strata. Vol. 5. The Mit Press. 247 pp.
- TWIDALE, C.R. On the survival of paleoforms. *American Journal of science*, v. 276, p. 77-94,1976.
- TWIDALE, C.R. & CAMPBELL, A . Fractures: a double edged sword a note on fracture density and its importance. *Zeitschrift für Geomorphologie*, v. 37, 4, p. 459-475,1993.
- VANDYCKE, S. & BERGERAT, F. Brittle tectonic structures and palaeostress analysis in the Isle of Wight, Wessex basin, southern U.K., **Journal of Structural Geology**, v.23, p. 393 – 406, 2001.
- VERÍSSIMO, C.V. **Evolução geológica dos corpos de protomínério e mineralizações de mangânes associadas - porção Leste de São Paulo e sul de Minas Gerais**. 1991. 161f. Dissertação (Mestrado em geologia regional) apresentada no IGCE/ UNESP - Rio Claro.
- VIGNÖL – LELARGE, M.L.M, SOLIANI JR. POPPEAU, G. Datação pelos traços de fissão do domínio meridional da Serra do mar (Arco de Ponta Grossa – Brasil). In: Cong. Brás, de Geol. 308, Balneário Camboriú, SC, SBG (SP/RJ/SC/RS), Camboriú – SC, p. 379-380, 1994.

- VLACH, S.R.E. Geologia e petrologia dos granitóides de Morungaba, SP. Tese de Doutorado, IG – USP, São Paulo, 414 p.
- VALCH, S.R.E. & ULBRICH, H.H.G.J.. Fugacidade de espécies voláteis e evolução de magmas graníticos: Inferências a partir dos equilíbrios entre fases minerais máficas para o magmatismo Morungaba e ocorrências associadas ao cinturão Itu, São Paulo. In: Cong. Brás. De Geol., 38, SBG, 145 – 146, 1994.
- VIEIRA, P.C. Hipótese sobre a origem da depressão periférica paulista, Revista do Instituto Geológico, v.3, nº2, p. 61 -67, 1982.
- WADELL. H. A. Volume, shape and roundness of rock paricles. Journal of Geology, 40, p. 1074 – 1106, 1932.
- WAGNER, G. A . 1968. Fission Track dating of apatites. Earth Planetary Sciences Letters, 5: 463 – 468.
- WEISSEL, J.K. & KARNER,G.D. Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, p.13.919 – 13.950, 1989.
- WEISSEL, J.K. Long – term erosional development of rifted continental margins: toward a uantitaive understanding . In: Pcific Rim Congress, Australia, p. 63 – 70, 1990.
- WENK. H.R. Are pseudotachylites products of fracture or fusion?. **Geology**, v. 6, p. 507 – 511, 1978.
- WERNICK, E. **A Geologia na Região de Amparo - Leste do Estado de São Paulo**, 1967, 235f. Tese (Doutorado em geologia) - F.F.C.L. de Rio Claro,.
- WERNICK, E. A geologia do Maciço Granítico de Morungaba, leste do estado de São Paulo. Escola de engenharia de São Carlos. **Boletim Geologia** v.16, p.110, 1972.

- WERNICK, E.. Zoneamento Magmático Regional de Granitóides Brasileiros no Sudeste/Sul do Brasil. In: CONG. BRASILEIRO DE GEOL., 32. 1990, **Atas...** SBG, 1990, v..2, p. 1668 - 1683.
- WERNICK, E. & ARTUR, A.C. Regenerações sucessivas de terrenos arqueanos no leste do estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. In: Simp. Reg. De Geol., 4, São paulo, 1983, **Atas...**, são Paulo, SBG/NSP, p. 17-31, 1983.
- WERNICK, E., FERREIRA, C.L.; H6ORMANN, P.K. Fracionamento magmático em câmaras coletoras: uma abordagem através dos ciclos magmáticos do complexo granitóide Itaqui, SP. Cong. Brás. Geol. 38, Balneário de Camboriú, SBG/SP/RJ/Sc/RS, 141-143, 1994 b.
- WHITE, S.H. Fault zone reactivation: Kinematics and mechanisms. **Philosophical Transactions of the royal society of London**, Série A, v.317, p.81-97, 1986.
- WHITE, R. & MACKENZIE, D.P. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal Geophysical research*, v. 94, p. 7685 – 7729, 1989.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANNOTO, O A . 1987. Tectonic and sedimentation in the Parana Basin. SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO, 3, Curitiba – PR, **Anais...** Curitiba – PR , SBG, p. 30-33.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A ; ASTOLFI, M.A M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANNOTO, O A .. Bacia do Paraná. In: GABAGLIA, G.P.R. & MILANI, E.J. (Coords.), **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. PETROBRAS, 1991, Rio de Janeiro, p.135-168, 1990.
- ZECK, H.P.. Cataclastites, hemiclastites, holoclastites, blasto-dito e myloblastitos cataclastic rocks – **American Journal of Science**, v.274, p.1064-1073, 1974.
- ZOBACK, ML. First – and second – order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project. *Journal Geophysical Research*, 97: 11703 – 11728 , 1992.

ANEXOS

Anexo – 1

Mapa Geológico da área de estudo (Modificado de CPRM, 1999).

Mapa Termomorfológico.