

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA "JÚLIO DE MESQUITA FILHO" Campus de Presidente Prudente

# CRONOGEOMORFOLOGIA DO RELEVO DA CIDADE DE MARÍLIA ATRAVÉS DO MÉTODO DE TRAÇOS DE FISSÃO - MTF

Caio Augusto Marques dos Santos

Presidente Prudente 2014



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA "JÚLIO DE MESQUITA FILHO" Campus de Presidente Prudente

2

# CRONOGEOMORFOLOGIA DO RELEVO DA CIDADE DE MARÍLIA ATRAVÉS DO MÉTODO DE TRAÇOS DE FISSÃO - MTF

Caio Augusto Marques dos Santos

Tese de Doutorado apresentada ao Conselho do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Faculdade de Ciências e Tecnologia. Orientador: Prof. Dr. João Osvaldo Rodrigues Nunes Co-orientador: Prof. Dr. Carlos Alberto Tello Saenz

Presidente Prudente 2014

Dedico esse trabalho à minha família... Meu Pai Valdemir, Minha mãe Regina e Meu irmão Vinícius Dedico também a meu orientador e amigo... João Osvaldo.

E companheira...

Érika

# AGRADECIMENTOS

Ao meu pai, minha mãe e ao meu irmão. Meu muito obrigado pela estrutura familiar baseada no amor, no carinho e na confiança.

Ao meu orientador e amigo Prof. Dr. João Osvaldo Rodrigues Nunes. Meu muito obrigado pelos mais de 10 anos de convívio. Este trabalho é fruto do aprendizado e confiança ao longo desses anos.

Ao meu co-orientador e mais novo amigo Prof. Dr. Carlos Alberto Tello Saenz. Meu muito obrigado pela confiança em me receber no seu grupo de pesquisa e topar essa empreitada.

À minha companheira Érika. Meu muito obrigado por esses anos de amor e tudo que resulta dele.

À família Balão Mágico. Meu muito obrigado a todos: Luizão, Diogão-Toddy, Paulinho, Duber-Coração, Julião-Adriana, Pedrones-Sabrina e Da Pontinha-Lu com quem tive o prazer e a honra de conviver em um lar. A amizade de vocês foi muito importante para esse trabalho e tem sido importante para a vida.

Ao amigo Júlio. Meu muito obrigado pela amizade e horas de debate.

Ao amigo Marcus (Zecs). Meu muito obrigado pela amizade e companheirismo.

Aos amigos do Laboratório de Solos. Meu muito obrigado a cada um que passou por lá nesses mais de 10 anos de trabalho.

Aos amigos do grupo de pesquisa Detran. Meu muito obrigado ao João (melhor do mundo), ao Luizão (china), a Rosana, a Nathália, ao Wagner (Lao), ao Airton e ao Eduardo, pela amizade, pelas risadas, pelo aprendizado e paciência com o geógrafo estranho no ninho.

Ao amigo Airton. Meu muito obrigado pela atenção e aprendizados ao longo desses anos.

Ao amigo Wagner (Lao). Meu muito obrigado por toda atenção e paciência em me ensinar os caminhos do mundo dos Traços de Fissão. Sabe o quanto sou grato a você.

À amiga Rosana. Meu muito obrigado pela atenção e paciência na minha jornada pelo novo mundo dos Traços de Fissão.

Aos amigos de sempre de Marília. Meu muito obrigado ao Willião, ao Benette, ao Tilico, ao André e Fernando pela amizade de anos.

Aos Professores Alessandro Batezelli, Francisco Ladeira e Eduardo Curvo e a Professora Isabel Moroz. Meu muito obrigado pelas contribuições para o trabalho e para o debate.

Ao pessoal da Seção de Pós-Graduação. Muito obrigado por toda atenção dada.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP). Meu muito obrigado pelo apoio financeiro.

MUITO OBRIGADO A TODOS!

Epígrafe

"Ser amigo certo e fiel é demonstrar uma verdadeira virtude, glória de nossa natureza humana. Nenhum homem, jovem ou velho, pode ter mais honra do que se considerar realmente um amigo de alguém e ser digno da confiança total dessa pessoa".

## RESUMO

O Planalto Residual de Marília é uma morfoescultura localizada no Planalto Ocidental Paulista e na morfoestrutura da Bacia Sedimentar do Paraná. Ele possui como substrato rochoso os arenitos da Formação Marília (Grupo Bauru - Cretáceo Superior). Com o objetivo de verificar o papel e a importância da tectônica para sua gênese e evolução, realizou-se a datação de 110 grãos de zircão e 59 de apatita via Método Traços de Fissão-MTF. Ele se baseia em análises termocronológicas, fundamentado no estudo quantitativo de perturbações no retículo cristalino desses minerais provocados pela fissão espontânea do núcleo do isótopo <sup>238</sup>U, que ocorre durante o tempo geológico. Os resultados obtidos em zircão tiveram intervalo de idade que variou de 640 até 70 Ma. Nas apatitas a variação foi de 489 a 71 Ma. Esses intervalos grandes de idades foram atribuídos a várias procedências de rochas-fontes de sedimentos para o substrato rochoso do planalto. Ao analisar os espectros de idades dos dois minerais, agrupou-os em três conjuntos, aos quais se associaram eventos termotectônicos: idades superiores a 470 Ma - colisões brasilianas; idades entre 470 e 200 Ma - orogenias paleozóicas; e inferiores a 200 Ma - Reativação Wealdeniana. Dessa forma, exclui-se dos fatores genéticos e evolutivos para o Planalto Residual de Marília eventos termo-tectônicos com intensidades superiores a 120°C e que perdurassem, no mínimo, 1 Ma.

**Palavras-chaves:** Planalto Residual de Marília; Traços de Fissão; Zircão; Apatita; Proveniência; Geomorfologia

## ABSTRACT

The Marília Residual Plateau is a morfosculpture located in Paulista Western Plateau and in morfostructure of the Paraná Sedimentary Basin. It has as rock substratum the sandstones of Marília Formation (Bauru Group - Late Cretaceous). In order to check the role and importance of tectonics to its genesis and evolution, it was done the dating of 110 grains of zircon and 59 of apatite by Fission Track Method - MTF. This method is based on thermal-chronological analyzes, grounded on the quantitative study of disturbances at the crystal lattice of these minerals caused by the spontaneous fission of the nucleus of <sup>238</sup>U isotope, which occurs along geological time. The results obtained for zircon had ages break between 640 to 70 Ma. In apatite the variation was from 489 to 71 Ma. These large ranges of age were attributed to several origins of source rocks that provide the sediments to rock substratum of plateau. By analyzing the age spectrum of these two minerals, they were grouped into three sets, associated with thermo-tectonic events: ages over 470 Ma - brasiliano collision; ages between 470 and 200 Ma - paleozoic orogenies; and under than 200 Ma - Wealdeniana Reactivation. Therefore, is excluded from the genetic and evolutionary factors for Marilia Residual Plateau thermotectonic events with intensities over 120 °C and that had persist at least 1 Ma.

**Palavras-chaves:** Marília Residual Plateau; Fission Track; Zircon; Apatite; Provenance; Geomorphology.

### I- Lista de figuras

Figura 1. Mapa de localização do município de Marília-SP. A 21 cidade é limitada e circundada pelas vertentes escarpadas do Planalto Residual de Marília. Figura 2. Modelo de formação do traço latente (DIAS, 2008). 29 Figura 3. Comparação entre os tamanhos dos traços em zircão 29 após 4 e 8 horas de ataque guímico, respectivamente, em aumento de 150x. Figura 4. Demonstração em terreno hipotético das zonas de 31 formação e annealing de traços de fissão em apatita e zircão. Figura 5. Mapa de localização dos pontos de coleta de amostras. 33 Figura 6. Fracionador e conjunto de peneiras com as 34 respectivas aberturas (SILVA, 2012). Figura 7. Mesa vibratória utilizada na separação por densidade 35 dos grãos. Figura 8. Frantz. Equipamento utilizado na separação magnética dos grãos. (1) Local onde se colocam as amostras. A parte do 36 aparelho circulado de amarelo é responsável pela criação do campo eletromagnético. (2) Local onde caem os sedimentos magnéticos. (3) Local onde caem os sedimentos não magnéticos. Figura 9. Materiais utilizados no processo de separação dos 37 minerais por líquido denso. Procedimento Figura 10. de separação dos minerais 38 manualmente. Em destague o estereo-microscópio e a separação dos grãos reconhecidos com uma ponta fina. 39 Figura 11. Montagem dos grãos de zircão. Figura 12. Processo de fixação dos grãos de zircão ao teflon. (1) As placas de metal colocadas na chapa térmica a 330°C. A da direita contem os minerais e a outra que é colocada por cima para auxiliar na incrustação do grãos. (2) O teflon é posicionado 40 verticalmente próximo aos grãos. (3) Com a temperatura da chapa a base do teflon começa a ser derretida, com isso, lentamente, ele cai sobre os minerais. Posteriormente se coloca a outra placa de metal por cima e se prensa o teflon. Figura 13. Molde de silicone onde se faz a montagem em matriz

Figura 13. Molde de silicone onde se faz a montagem em matriz dos grãos e onde se coloca a mistura de resina epóxi e catalisador (1). Após secagem formaram-se os pequenos 41 quadrados endurecidos com os minerais incrustados (2). Grãos incrustados vistos no microscópio ótico em um aumento de 40x (3).

Figura 14. Lixamento dos grãos de zircão e apatita. 42

**Figura 15**. Materiais e sequência utilizada no ataque químico do zircão. (1) Aqueceu-se a Mufla até 225 °C. (2) Inseriu-se o recipiente com a mistura em estado sólido até se tornar líquido por completo. (3) e (4) Colocou-se o Teflon com os grãos voltados para baixo. Retornou-se o recipiente com o Teflon para a Mufla durante o período conveniente até que cada amostra revelasse os traços dos tamanhos desejados.

Figura 16. Desenho ilustrativo dos equimentos utilizados no ataque químico da apatita. (1) Água a 20°C no banho termostático. (2) Béquer com água e peso no fundo para que não flutua. (3) Mistura de água destilada e ácido nítrico para a imersão da resina com os grãos de apatita.

Figura 17. Ilustração das fases de lixamento, polimento e ataque químico para revelação de traços de fissão (figura extraída de aula preparada por JELINEK, 2011).

**Figura 18**. Esquema do Método do Detector Externo (DIAS, 45 2008).

Figura 19. Comparação entre traços de fissão espontâneo do <sup>238</sup>U e traços de fissão induzidos do <sup>235</sup>U. Do lado esquerdo da imagem estão os traços em grãos de minerais e do direito os traços em mica (figura extraída de aula preparada por JELINEK, 2011).

Figura 20. Montagem para irradiação das amostras (DIAS, 47 2008).

Figura 21. Preparação das amostras para datação via MTF. A mica é posicionada como espelho dos grãos (figura extraída de 47 aula preparada por JELINEK, 2011).

Figura 22. Mapa geológico simplificado da Bacia Sedimentar do Paraná com o contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino e principais estruturas anticlinais (arcos), tais como APG (Arco de Ponta Grossa), Arco do Rio Grande e Arco de Assunción (MILANI e RAMOS, 1998).

Figura 23. Contexto geotectônico fanerozóico da margem sul do Gondwana, um sítio de persistente convergência entre o paleocontinente e o assoalho oceânico do Panthalassa (MILANI e RAMOS, 1998). Números de 1 a 3 correspondem às áreas de referência utilizadas na análise de subsidência da faixa Gondwanides.

43

44

10

46

53

Figura 24. Arcabouço estrutural básico da Bacia do Paraná (ZALÁN et al. 1991). Das diversas estruturas apontadas, chamase a atenção para os seguintes: 1- Arco do Alto Paranaíba; 8-54 Arco de Ponta Grossa: 14- Sinclinal de Torres: 15- Arco do Rio Grande; 16- Zona de falha do Transbrasiliano; 30- Arco de Assunção. Figura 25. Distribuição das unidades do Grupo Bauru e Caiuá 56 (BATEZELLI, 1998). Figura 26. Principais elementos estruturais da Bacia do Paraná 58 no Estado de São Paulo (ETCHEBEHERE et al. 2004). Figura 27. Modelo de evolução da Bacia Bauru comparada com a 61 Bacia de Santos (FERNANDES, 1992). Modelo esquemático Figura 28. mostrando a evolução 63 tectonoestratigráfica porção NE da Bacia Bauru (BATEZELLI, 2003). Figura 29. Modelo esquemático da origem e evolução das bacias 64 Caiuá e Bauru (BATEZELLI, 2010). Figura 30. Mapa Geológico da área de estudo (BATEZELLI, 68 1998). Figura 31. Distribuição paleofisiográfica do ambiente gerador das rochas da Formação Araçatuba (BATEZELLI, 1998). A figura 72 ajuda a ilustrar também as fontes de sedimentos da Formação Marília através dos sistemas de legues aluviais. Figura 32. Recorte do Planalto Residual de Marília do Mapa 76

Geomorfológico do Estado de São Paulo (ROSS e MOROZ, 1996). **Figura 33.** Mapa geomorfológico da cidade de Marília-SP (SANTOS, 2006). As áreas em marrom correspondem ao compartimento dos topos das colinas. As áreas em amarelo, ao domínio das vertentes das colinas que se encerram nas escarpas festonadas (linhas hachuradas).

**Figura 34**. Vista frontal para uma escarpa abrupta do Planalto Residual na cidade de Marília. Nota-se a ocupação urbana no compartimento de topo.

**Figura 35**. Ocupação urbana ao longo do trecho de vertente se 79 encerrando em uma escarpa abrupta.

Figura 36. Mapa de declividades do município de Marília-SP 80 (SANTOS, 2009).

**Figura 37**. Mapa hipsométrico do município de Marília-SP 80 (SANTOS, 2009).

**Figura 38**. Influências estruturais para a gênese e evolução do 82 Planalto Residual de Marília (Compilado de GODOY, 2006).

Figura 39. Grandes sistemas de drenagem influenciados pelos 83 alinhamentos estruturais. A: Principais alinhamentos estruturais da Bacia do Paraná (Modificado de RICCOMINI, 1995 apud GODOY, 2006). B: Alinhamentos estruturais Guapiara (1), Paranapanema (2) e Tietê (3).

Figura 40. Mapa de lineamentos e falhas (SOARES, *et al.* 1982). 84 Figura 41. Modelo de limite de blocos estruturais. O feixe de lineamentos em superfície corresponde a descontinuidades que 85 se estendem desde o embasamento cristalino (ETCHEBEHERE et al, 2007).

Figura 42. Modelo numérico de terreno do Estado de São Paulo 86 (CPRM, 2006).

Figura 43. Organização da drenagem em estrutura concordante 87 horizontal, com início da incisão do talvegue (CASSETI, 2001).

Figura 44. Evolução do entalhamento dos talvegues por 88 imposição tectônica (efeitos epirogenéticos). (CASSETI, 2001).

Figura 45. Fundo de vale em berço resultado do entalhamento linear em uma das bordas do Planalto Residual de Marília. Ao longo das vertentes é possível identificar os terraços fluviais. As letras correspondem aos antigos níveis do curso d'água (SANTOS, 2006).

Figura 46. Destaques visuais de algumas das diferentes fácies Marília, compõem Formação seus distintos gue a e 89 comportamentos frente aos processos erosivos. Afloramento localizado em rodovia vicinal para o distrito de Avencas.

Figura 47. Recuo Paralelo das vertentes por desagregação 90 mecânica (clima seco), com conseguente soerguimento de nível de base (CASSETI, 2001).

Figura 48. Desagragação mecânica de fragmentos de rocha 91 contribuindo com o recuo paralelo das vertentes escarpadas.

Figura 49. Fundo de vale em "V". A tendência de evolução do relevo seria a abertura do vale (nível de base) e a incisão do talvegue seria remontante, ou seja, em direção a malha urbana circundante. Observa-se a camada resistente pronunciada (SANTOS, 2009). As linhas vermelha e amarela indicam a escarpa pronunciada e a distância entre as bordas das escarpas respectivamente.

12

89

Figura 50. Fundo de vale de fundo chato. Evolução do relevo se verifica pelo distanciamento das bordas e a camada resistente se suavizando (SANTOS, 2009). As linhas vermelha e amarela indicam a suavização da escarpa e a distância entre as bordas das escarpas respectivamente.

Morfologia tabuliforme atual evidenciando os Figura 51. 93 principais elementos resultantes da evolução das estruturas concordantes. (CASSETI, 2001).

Figura 52. Depósitos coluviais com a presença de Stone lines localizado em trecho de alta vertente nas intermediações da cidade de Echaporã, constituídas por seixos de calcita, calcedônia e sílex.

Figura 53. Mapa de lineamentos e delimitação dos principais setores estruturais (caracterizados por conjuntos específicos de famílias de lineamentos) na bacia do Rio do Peixe. Os 97 estereogramas indicam as tendências de assimetrias de drenagem para cada setor, conforme a técnica de Cox (1994). (ETCHEBEHERE, 2004).

Figura 54. Histogramas e quadro comparativo das idades obtidas a partir da datação por traços de fissão. Os pontos 102 PCRC, PBCP 1 e PBCP 2 referem-se somente a grãos de zircão. Os grãos de apatita são referentes dos mesmos três pontos de coleta.

Figura 55. Histogramas distribuídos espacialmente pelos pontos 103 de coleta.

Figura 56. Histograma geral de 110 grãos de zircão em 104 comparação com 59 grãos de apatita.

Figura 57. O megacontinente Gondwana, com suas porções 106 oriental e ocidental (HASUI, 2010).

Figura 58. Os continentes (crátons) e oceanos do Neoproterozóico no Brasil. Estão indicados os principais microcontinentes ou maciços, que foram mais ou menos afetados 107 pelos processos tectônicos e térmicos do Ciclo Brasiliano e incorporados nos sistemas orogênicos Borborema, Mantiqueira e Tocantins (HASUI, 2010).

Figura 59. Centro-sul do Brasil com o posicionamento atual dos 110 antigos limites dos crátons e da Bacia Bauru. Fonte: Coutinho (2008) apud Hasui (2010) modificado.

Figura 60. Centro-sul do Brasil com a localização dos eventos 115 tectônicos decorridos da Reativação Wealdeniana.

92

94

### II- Lista de tabelas

Tabela 1. Pontos de coleta das amostras de rocha com32coordenadas e altitude.

### III- Lista de quadros

Quadro 1. Síntese das relações entre componentes tectônicos e<br/>climáticos para gênese e evolução do Planalto Residual de Marília.99Quadro 2. Eventos de convergência e colisão no Brasiliano I<br/>(900-700 Ma), Brasiliano II (670-530 Ma) e Brasiliano III108(580-490 Ma) (HASUI, 2010).108Quadro 3. Resumo das interpretações dos resultados117

alcançados.

# Sumário

RESUMO	07
ABSTRACT	08
I- Lista de figuras	09
II- Lista de tabelas	14
III- Lista de quadros	14
Introdução e justificativa	18
Hipótese e objetivos	24
Procedimentos metodológicos	25
CAPÍTULO 1 - O Método Traços de Fissão-MTF: aspectos teóricos e técnico-operacionais	28
CAPÍTULO 2 - Da morfoestrutura da Bacia Sedimentar do Paraná ao substrato rochoso do Planalto Residual de Marília	50
CAPÍTULO 3 - Gênese e evolução do Planalto Residual de Marília	75
CAPÍTULO 4 - Do Neoproterozóico ao Cretáceo: a história dos zircões e apatitas do Planalto Residual de Marília	100
Considerações finais	118
Apêndices	121
Referências bibliográficas	124

# Índice

Marília

RESUMO					
ABSTRACT					
I- Lista de figuras					
II- Lista de tabelas					
III- Lista de quadros					
Introdução e justificativa					
Hipótese e objetivos					
Procedimentos metodológicos					
CAPÍTULO 1 - O Método Traços de Fissão-MTF: aspectos teóricos e técnico-operacionais					
1. Aspectos teóricos do MTF	28				
2. Procedimentos técnicos-operacionais	32				
2.1. Trabalhos de campo e coleta das amostras	32				
2.2. Separação dos minerais	33				
2.3. Montagem dos grãos	38				
2.3.1. Montagem dos grãos de zircão					
2.3.2. Montagem dos grãos de apatita					
2.4. Lixamento e polimento	41				
2.5. Ataque químico					
2.5.1. Ataque químico do zircão	43				
2.5.2. Ataque químico da apatita	44				
2.6. Irradiação					
2.7. Contagem dos traços e obtenção das idades	47				
CAPÍTULO 2 - Da morfoestrutura da Bacia Sedimentar					

do Paraná ao substrato rochoso do Planalto Residual de

1. Bacia Sedimentar do Paraná				
1.1. Aspectos gerais	50			
1.2. Aspectos evolutivos	52			
2. Bacia Bauru	56			
2.1. Aspectos gerais	56			
2.2. Aspectos estratigráficos	57			
2.3. Evolução paleoambiental	60			
3. Formação Marília	66			
3.1. Aspectos paleoambientais, paleogeográficos e a cimentação carbonática	69			
CAPÍTULO 3 - Gênese e evolução do Planalto Residual de Marília	75			
1. Aspectos geomorfológicos gerais	75			
2. Gênese e evolução geomorfológica	81			
2.1. A contribuição evolutiva da neotectônica	95			
CAPÍTULO 4 - Do Neoproterozóico ao Cretáceo: a história dos zircões e apatitas do Planalto Residual de Marília	100			
1. Análise dos resultados	101			
1.1. Idades superiores a 470 Ma	105			
1.2. Idades entre 470 e 200 Ma	111			
1.3. Idades inferiores a 200 Ma	113			
Considerações finais	118			
Apêndices				
Referências bibliográficas				

# Introdução e justificativa

4,56 bilhões de anos! Esta é a idade da Terra mais aceita atualmente. Porém, desde que se iniciaram as primeiras tentativas em determinar sua idade, os números mudaram, acompanhando a evolução das ciências e das técnicas de datação.

Desde seu surgimento na Terra, o ser humano tem procurado formas de contar o tempo, ordenar fatos e acontecimentos. Elaborações essencialmente humanas, as diversas formas e objetivos de se delimitar e ordenar o tempo foram culturalmente edificadas.

As diversas ciências trabalham com a mesma noção de tempo convencionada através da história, porém, com unidades de tempo distintas. Divididas em ciências naturais e sociais, suas temporalidades ramificaramse, usualmente, seguindo direções opostas: a escala de tempo longo e a de tempo curto, respectivamente.

É com o atual debate acerca da questão ambiental que se vem argumentando a necessidade da união das ciências, da não dissociação homem-natureza que a sociedade criou, e foi acompanhada pelas escalas de tempo.

A ciência geográfica é um dos ramos científicos que reflete essa separação e toda repercussão teórica que ela enseja. Dividida em Geografia Humana e Geografia Física, desde sua institucionalização como ciência, vem demandando para superar a divisão que carrega consigo.

É indiscutível o fato de a natureza e a sociedade possuírem temporalidades e ritmos diferentes, contudo, no mesmo sentido, desde que o ser humano surgiu, as temporalidades se combinam, interagem e, por vezes, confundem-se.

Em geomorfologia tem-se utilizado os conceitos de morfogênese e morfodinâmica para as dimensões temporais e espaciais. Suertegaray e Nunes (2001) os aplicaram para tratar do recorte temporal de formação de grandes estruturas do relevo (tempo da morfogênese ou tempo geológico) e da velocidade de transformação das paisagens, seja pela ação antrópica ou ação da natureza (tempo da morfodinâmica ou histórico).

Normalmente, as formas de datação são agrupadas em dois grupos de escalas de tempo: absoluta e relativa. Empregar uma ou outra depende dos objetivos da determinação do tempo. O tempo absoluto se refere à precisão, ou seja, quando o evento aconteceu. Usualmente utilizase de técnicas de datação relacionadas ao decaimento radioativo entre isótopos pai-filho. Por outro lado, o tempo relativo refere-se ao ordenamento de eventos no decorrer do tempo, tendo como um exemplo de técnica, a estratigrafia.

De acordo com Carneiro *et al.* (2005, p. 7) "na moderna Geologia aplicam-se os dois tipos de escalas (absoluta e relativa), dentro das mais variadas ordens de grandeza, com a finalidade de se reconstruir a história do planeta".

A datação também está vinculada aos diferentes níveis de precisão a serem obtidos. Vários são os ramos das ciências que trabalham com ordenação e determinação de fatos no tempo. Suas necessidades de precisão variam desde intervalos de anos, meses e dias, até a ordem de 10<sup>-9</sup> segundos, como no caso de alguns fenômenos físicos nucleares (CARNEIRO *et al.*, 2005).

A investigação e estudo de acontecimentos do passado são realizados a partir de "pistas" que foram deixadas, sejam pelos seres humanos mais antigos, objeto de estudo da História, sejam pela natureza, registradas em rochas, objeto da Geologia (CARNEIRO *et al.*, 2005).

Três são as vias para o estudo do tempo em Geologia: as estratigráficas, as paleontológicos e as geocronológicas.

Nessa tese apresenta-se uma via geocronológica, os traços de fissão, desde seus aspectos teóricos até os procedimentos técnicooperacionais utilizados.

Para Carneiro *et al.* (2005), a escolha da técnica de datação da qual se valer depende do material que se intenta datar (rocha ou mineral), das características geológicas da região onde a amostragem foi realizada e da presença tanto do isótopo-pai como do isótopo-filho constituindo um sistema fechado.

Dessa maneira, buscando-se compreender a gênese e evolução do Planalto Residual de Marília, tem-se a cidade de homônima, localizada no Centro-Oeste do Estado de São Paulo (Figura 1), como principal sítio urbano assentada sobre as formas de relevo do Planalto Residual de Marília (ROSS e MOROZ, 1996).

Este planalto é uma sub-unidade do Planalto Ocidental Paulista localizado na morfoestrutura da Bacia Sedimentar do Paraná. Suas formas de relevo foram moldadas sobre os arenitos da Formação Marília, do Grupo Bauru (Cretáceo Superior).

De acordo com Araújo Filho e Ab'Saber (1969) o Planalto constitui-se como um fragmento representativo dos altiplanos centroocidentais do território paulista, colocado além do reverso imediato da cuesta arenito-basáltica regional (Serra de Botucatu e suas ramificações).



**Figura 1**. Mapa de localização do município de Marília-SP. A cidade é limitada e circundada pelas vertentes escarpadas do Planalto Residual de Marília.

Seu tipo de relevo predominante é o tabuliforme, típico de centro de bacias sedimentares. Caracteriza-se por camadas sedimentares horizontais, ou sub-horizontais, que correspondem a chapadas, chapadões e tabuleiros que lembram a presença de mesa, uma extensão de mesa ou tabuleiros mantidos por camadas basálticas ou sedimentos mais resistentes (CASSETI, 2001).

Os processos de esculturação mais atuais, relacionados às alternâncias climáticas ocorridas no período geológico do Quaternário, foram os responsáveis por gerar, na cidade de Marília, um relevo configurado por um grande compartimento de topo (divisor de águas da Bacia Hidrográfica dos Rios do Peixe e Aguapeí) com morfologias aplainadas e de colinas amplas suavemente onduladas. Interligado a ele há topos secundários de menor extensão formados por colinas de mesmas formas. O domínio das vertentes, com formas retilíneas, concâvas e convexas, tem suas declividades, de modo geral, aumentadas conforme se aproximam das vertentes escarpadas, delimitadoras do nível de cimeira do Planalto Residual de Marília.

Desta maneira, o planalto é uma área de dispersão de drenagem. Os córregos que nascem nas cabeceiras dos espigões fluem pelas mais diversas direções, recortando em alguns casos a malha urbana e desaguando nas escarpas até alcançarem os rios maiores que drenam a região ao entorno do município, sendo os principais, dentre estes, o Rio do Peixe e Aguapeí.

No seu nível rebaixado, há vales intraescarpas com desníveis que chegam a 100 metros em relação à ruptura de declive. Estes vales são formados por colinas amplas a médias com formas suavemente onduladas a onduladas.

É de fácil percepção, quando se percorre as ruas e avenidas da cidade de Marília, ou até mesmo por fotografias aéreas e imagens de satélite, que, pelas características geomorfológicas, seu desenho urbano, em virtude também de outras variáveis, foi influenciado pelo relevo típico.

O interesse em se estudar as formas de relevo sobre as quais se localiza a cidade de Marília advém pelas suas formas peculiares, quando comparadas com seu entorno imediato e o restante do Oeste Paulista.

Tal cidade tem sido objeto de estudo deste autor desde 2006, quando, primeiramente, elaborou-se o mapa geomorfológico do seu perímetro urbano através da utilização de aproximandamente 170 pares de fotografias aéreas, na escala 1:8.000.

Na continuidade dos trabalhos realizados, na dissertação de mestrado realizada em 2009, pesquisou-se a adequação, do ponto de vista da morfologia do relevo, do projeto da prefeitura municipal de implementação do sistema de afastamento e tratamento de esgoto, a ser composto por três estações.

Assim, na presente tese de doutorado, partiu-se para uma análise restrita às dinâmicas da natureza, tendo no Método Traços de Fissão - MTF, o auxílio para a identificação e reconhecimento dos eventos termo-tectônicos ocorridos nas áreas-fonte de sedimentos para as rochas que sustentam essa morfoescultura.

# Hipótese e objetivos

O delineamento da hipótese desta tese de doutorado advém de um controle estrutural de origem tectônica, manifestado pelo substrato rochoso (Formação Marília) do Planalto Residual de Marília, porém, com raízes em camadas litológicas mais profundas da Bacia Sedimentar do Paraná, o qual teria influenciado, sobremaneira, a gênese e evolução do Planalto Residual de Marília.

Tendo como finalidade a comprovação da existência de eventos tectônicos sin e pós deposicionais da Formação Marília na área do Planalto Residual de Marília por meio do MTF, traçou-se como objetivo principal desta tese verificar o papel da tectônica e a sua importância para gênese e evolução do Planalto Residual de Marília.

Para atingi-lo, aponta-se os seguintes objetivos específicos:

- Identificar os processos morfogenéticos responsáveis pela evolução do relevo do Planalto Residual de Marília;

- Datar, através do Método Traço de Fissão, os minerais apatita e zircão, obtidos de amostras de rochas areníticas da Formação Marília. A idade corrigida corresponde ao último evento térmico, o qual apagou por completo os registros de traços nos minerais, permitindo, assim, a identificação de possíveis atividades tectônicas;

- Identificar eventos termo-tectônicos nas áreas-fontes de sedimentos para a Formação Marília;

- Elaborar um quadro-síntese que demonstre as relações entre os processos morfogenéticos responsáveis pela evolução do Planalto Residual de Marília.

### Procedimentos metodológicos

Visando cumprir os objetivos propostos no trabalho, utilizouse, fundamentalmente, dois procedimentos metodológicos. O primeiro compreendeu revisão bibliográfica acerca dos temas abordados. O segundo, mais ligado aos aspectos operacionais do Método Traços de Fissão, referiuse às etapas técnicas de preparação das amostras para extração e análise dos resultados, e será abordado em capítulo específico.

O caminho trilhado pelas leituras percorreu, inicialmente, temas atrelados ao Planalto Residual de Marília. Procurou-se revisar assuntos relacionados à resistência litológica da Formação Marília, com objetivo de melhor compreender os motivos de seu destaque na paisagem do Planalto Ocidental Paulista.

Essas primeiras leituras instigaram a compreender as fontes dos sedimentos que compõem as rochas, cujo objetivo foi o melhor entendimento do diferencial de cimentação entre rochas sedimentares do mesmo grupo, o Grupo Bauru.

Desse anseio pelas fontes, surgiram nas revisões os alinhamentos estruturais e os lineamentos. Percebeu-se que eles haviam, de alguma forma, influenciado as deposições dos sedimentos. Passou-se, então, a buscar as suas origens de formação.

As leituras passaram, portanto, a abordar temas relacionados à gênese da Bacia Sedimentar do Paraná, Bacia Bauru e da Formação Serra Geral. Observou-se que as formações dos alinhamentos e lineamentos estavam atreladas a condicionamentos estruturais do embasamento cristalino da Bacia do Paraná.

Assim, ao analisar o caminho percorrido pelas revisões bibliográficas, percebe-se tratar-se do inverso da forma como se estruturou este trabalho: Bacia Sedimentar do Paraná, Bacia Bauru, Formação Marília e Planalto Residual de Marília. Tem-se claro, portanto, que a pesquisa bibliográfica refletiu o raciocínio de indagações e observações de fatos em leituras precedentes. Vale ressaltar que essa relação entre estruturação do raciocíonio e estrutura do trabalho não foi premeditada, mas sim observada no decorrer da redação.

A revisão bibliográfica buscou, desde o início, interligar os conhecimentos sobre processos e dinâmicas ligadas à formação de cada morfoestrutura e morfoescultura, que estavam diluídos entre os diversos autores pesquisados.

A forma de organização do trabalho, em que cada capítulo refere-se a uma determinada morfoestrutura ou morfoescultura, respeitou uma lógica escalar espacial e, consequentemente, temporal. A própria reflete o embasamento teórico-metodológico desses dois conceitos elaborados por Mescerjakov (1968). Partiu-se das análises de estruturas com maior área de abrangência e, por conseguinte, mais antigas, dando destaque aos fatores que influenciariam a gênese do planalto.

A interpretação dos resultados obtidos pelo MTF adveio da literatura. Embora os processos envolvidos na formação dos traços de fissão em zircão e apatita sejam, eminentementes, físicos e químicos, suas interpretações recaíram, sobretudo, no campo geológico. Já as análises geomorfológicas surgiram posteriormente como inferências de processos e dinâmicas resultantes dos eventos geológicos.

Os resultados obtidos e a forma como foram analisados respeitou, no caso dos grãos de zircão, os três pontos de coleta de amostras de rocha. Dessa maneira, foram elaborados, no *software* Origin Graph®8, três histogramas que ilustram a quantidade de grãos no eixo das ordenadas (Y) e as idades obtidas no eixo das abscissas (X). Contudo, devido

à semelhança dos intervalos de idade de cada conjunto de dados, elas foram agrupadas em um único histograma, o que facilitou as interpretações para a Formação Marília como um todo no planalto. Por outro lado, foi elaborado somente um histograma para as apatitas, o qual foi sobreposto ao dos zircões para fins de comparação e facilidade nas interpretações. Em decorrência da dificuldade de encontrar referido mineral nas amostras, os grãos encontrados pertencem aos três pontos de coleta.

Os documentos cartográficos e figuras inseridas no trabalho foram ora extraídos das literaturas, ora elaborados no Corel Draw® 16, buscando-se ilustrar e estabelecer o máximo de relações com os objetivos deste trabalho.

# CAPÍTULO 1

# O Método Traços de Fissão-MTF: aspectos teóricos e técnico-operacionais

### 1. Aspectos teóricos do MTF

Os aspectos teóricos abordados são baseados em Tello (1998). Comumente, os minerais apresentam alguns ppm (partes por milhão) de urânio como impureza. Um de seus isótopos, o <sup>238</sup>U, é o mais abundante isótopo do urânio natural e possui vida média de aproximadamente 8,15x10<sup>15</sup> anos para se fissionar espontaneamente (GUEDES *et al.*, 2000, 2003a,b). Em seguida, os fragmentos de fissão, sendo altamente carregados, afastam-se em direções opostas, liberando aproximadamente 200 Mev de energia dentro da estrutura do mineral. Este evento provoca a ionização e deslocamento dos átomos que se encontram nas vizinhanças de sua trajetória. A repulsão coulombiana é a razão do afastamento, o que dá origem a uma zona desarranjada denominada de traço latente.

A Figura 2 ilustra um modelo "*ion explosion spike*" de FLEISCHER *et al.* (1965) modificado, o qual explica o processo de formação do traço latente, onde em (A) ocorre a ionização dos átomos da rede cristalina devido à fissão nuclear e, em (B) por repulsão coulombiana ocorre um afastamento desses átomos. Em seguida, há uma relaxação da rede cristalina (*C*) que gera a formação do traço latente.



Figura 2. Modelo de formação do traço latente (DIAS, 2008).

Os traços latentes são produzidos cumulativamente no mineral durante sua história geológica. Possuem comprimento da ordem de algumas dezenas de micrômetros (16-21  $\mu$ m), e diâmetro da ordem de nanômetros (~5nm) (LI *et al.* 2010, 2011).

Com o intuito de observar os traços ao microscópio ótico comum, os grãos do mineral são montados em resina epoxy (apatita) ou teflon (zircão), lixados e polidos. Após isso, são submetidos a um ataque químico conveniente (serão descritos e especificados mais à frente). Assim, os traços latentes que se estenderam até a superfície, por serem mais reativos ao ataque químico que o resto do mineral, amplificam-se (Figura 3).



**Figura 3**. Comparação entre os tamanhos dos traços em zircão após 4 e 8 horas de ataque químico, respectivamente, em aumento de 150x.

É possível se obter a idade do mineral fazendo a contagem dos traços de fissão espontânea, conhecendo a concentração de átomos de urânio e a eficiência de contagem. Por outro lado, na prática, para evitar a medida de concentração de átomos de urânio e a eficiência de contagem, uma parte do mineral é aquecida para apagar todos os traços espontâneos (*annealing* total). Esta alíquota que teve os traços apagados é então irradiada com nêutrons térmicos (em um reator nuclear) afim de induzir a fissão do isótopo <sup>235</sup>U (ele aparece na natureza numa razão isotópica constante com o <sup>238</sup>U). Desta maneira, obtêm-se a idade contando os traços de fissão induzida, e os de fissão espontânea (traços fósseis), nas respectivas frações da amostra.

Ainda de acordo com Tello (1998), alguns estudos efetuados na década de 1960, demonstraram que os traços de fissão são sensíveis a tratamentos térmicos. Isto significa que os traços latentes, que resultam de fissão espontânea ou induzida, são fenômenos reversíveis, ou seja, os átomos que sofreram deslocamento com a passagem dos fragmentos de fissão podem ser realocados aos seus lugares de origem se passarem por algum tipo de tratamento térmico. Na literatura tal apagamento do traço é denominado de *annealing*.

Portanto, observou-se que a idade das amostras que sofreram annealing durante suas histórias geológicas era menor que suas idades de formação. Este fato se deve à redução do comprimento de seus traços, o que acarreta uma diminuição de eficiência de observação de traços fósseis (traços latentes antes do ataque químico) em relação aos induzidos que não sofreram annealing.

A natureza dos fenômenos físico-químicos que ocorrem durante o *annealing* vem sendo estudada desde a década de 1970, porém, ainda hoje, não é bem conhecida. O que se sabe é que alguns traços podem sofrer maior

*annealing* que outros, dependendo da história térmica da região onde foi coletada a amostra. Assim, pode-se obter a história térmica do mineral a partir da distribuição de comprimentos de traços de fissão.

Cada mineral possui características próprias frente ao fenômeno de encurtamento dos traços, em virtude da ação da temperatura (*annealing*) ao longo do tempo geológico. No caso da apatita, a temperatura de *annealing* total é ~ 120 °C (GALLAGHER *et al.* 1998), e no zircão, de ~ 320 °C (TAGAMI *et al.* 1990), para um intervalo de tempo de 1 Ma.

Os significados das idades nesses minerais referem-se às passagens dos grãos pelas isotermas de 120°C (apatita) e 240°C (zircão) (Figura 4). A datação destes minerais fornece a idade na qual os traços começaram a ser registrados no mineral ao passarem pelas respectivas isotermas, ou a idade do último evento térmico que causou o apagamento total dos traços.



**Figura 4**. Demonstração em terreno hipotético das zonas de formação e *annealing* de traços de fissão em apatita e zircão.

Quando o *annealing* é parcial (o que pode acontecer mesmo à temperatura ambiente e no decorrer do tempo geológico para a apatita), a idade pode ser obtida via métodos de correção, que levam em conta o guanto houve de encurtamento.

Cada traço de fissão é o registro de um evento de decaimento por fissão, representando, este, um evento de formação de átomos filhos.

Comumente, rochas sedimentares, quando datadas pelo MTF, apresentam uma dispersão muito grande entre as idades de cada grão. Isto está ligado à sua gênese, resultante do acúmulo de grãos minerais, que pode ter por causa mais de uma proveniência e um período longo de permanência na zona de *annealing* parcial.

O próximo tópico contempla os procedimentos utilizados na preparação das amostras para análise dos traços de fissão.

#### 2. Procedimentos técnicos-operacionais

#### 2.1. Trabalhos de campo e coleta das amostras

Foram coletadas aproximadamente 20 Kg de rocha em 3 pontos (Tabela 1 e Figura 5). A razão de ser desse montante foi tal para que suprisse as demandas do trabalho, bem como eventuais perdas durante a preparação das amostras.

**Tabela 1**. Pontos de coleta das amostras de rocha com coordenadas e altitude.

Pontos de coleta	Coord	lenadas	Altitude (m)
	<b>(</b> 5)	(0)	
PBCP 1	603476	7543386	569
PBCP 2	606137	7545221	586
PCRC	612411	7548104	537



Figura 5. Mapa de localização dos pontos de coleta de amostras.

Os pontos de coleta foram escolhidos pela facilidade de acesso a localidades de afloramentos de rochas próximos às escarpas. Não houve a preocupação com a coleta de amostras de uma mesma fácies litoestratigráfica.

Os materiais utilizados nos trabalhos de campo foram: picareta e marreta para a quebra das rochas e um GPS (GARMIN GPSmap 76CSx) para verificação das coordenadas e altitudes de cada local.

As próximas etapas referem-se aos procedimentos utilizados para a obtenção dos grãos dos minerais de zircão e apatita.

### 2.2. Separação dos minerais

Esta etapa do procedimento, em ordem de operação, foi composta por: britagem manual, peneiramento, separação por densidade em mesa vibratória, separação magnética, separação por líquido denso e separação manual.

Na britagem manual as rochas foram fragmentadas em pequenos pedaços com um martelo, os quais foram britados com o auxílio de almofariz e pistilo.

No peneiramento, as amostras foram colocadas em um conjunto de peneiras (0,50mm, 0,250mm, 0,125mm, 0,053mm e um receptor final) segundo escala de Wentworth (1922) citada por Suguio (1973), que foram acopladas a um fracionador e agitadas por 5 minutos (Figura 6).

Ao final, após observar todos os intervalos granulométricos em uma lupa, optou-se pela granulometria 0,125 mm (areia fina). Foi o intervalo com o tamanho dos grãos mais adequado para posterior separação manual.



Abertura de 1,000 mm: Areia muito grossa Abertura de 0,500 mm: Areia grossa Abertura de 0,250 mm: Areia média Abertura de 0,125 mm: Areia fina Abertura de 0,053 mm: Areia muito fina

**Figura 6**. Fracionador e conjunto de peneiras com as respectivas aberturas (SILVA, 2012).

As etapas de britagem manual e peneiramento foram realizadas no Laboratório de Sedimentologia e Análise de Solos, ligado ao Departamento de Geografia; todas as demais foram realizadas no Laboratório de Microscopia do Departamento de Física, Química e Biologia, ambos pertencentes a FCT/UNESP, Campus de Presidente Prudente.

Após as duas primeiras etapas, a próxima constituiu-se da separação das amostras por densidade através da utilização da mesa vibratória (Figura 7). O princípio de funcionamento é o escoamento laminar com água através de pequenas canaletas, impulsionado por movimentos repetitivos perpendiculares ao escoamento. A inclinação é controlada de modo que ela seja mínima, permitindo maior eficiência na separação. Para as etapas seguintes foram coletadas as partes mais densas das amostras.



Figura 7. Mesa vibratória utilizada na separação por densidade dos grãos.

O próximo procedimento adotado foi o de separação magnética. Ocorreu a partir da utilização do Frantz (Figura 8). As amostras foram separadas a partir de três correntes elétricas distintas: 0,5, 1,0 e 1,5 amperes, que criam campos magnéticos correspondentes. A cada corrente, o material não separado, passava pela corrente subsequente. O objetivo foi baseado no conhecimento prévio de que zircões e apatitas não são separados pelos campos magnéticos aplicados.



**Figura 8**. Frantz. Equipamento utilizado na separação magnética dos grãos. (1) Local onde se colocam as amostras. A parte do aparelho circulado de amarelo é responsável pela criação do campo magnético. (2) Local onde caem os sedimentos magnéticos. (3) Local onde caem os sedimentos não magnéticos.

Com o objetivo de refinar a amostra a cada etapa e, assim, aumentar a proporção dos minerais desejados e facilitar a posterior separação manual, o próximo passo foi o de separação dos grãos por líquido denso.

Para este procedimento utilizou-se um suporte universal, onde foram acoplados um balão de separação de 1 litro e um funil forrado por papel para filtragem (Figura 9).


Figura 9. Materiais utilizados no processo de separação dos minerais por líquido denso.

Foi também usado o bromofórmio, líquido que possui densidade entre 2,85 e 2,9 g/cm<sup>3</sup>. Utilizou-se aproximadamente 700 ml em cada processo. As amostras foram inseridas em pequenas quantidades permanecendo em repouso por aproximadamente 15 minutos. Neste intervalo de tempo os minerais com maiores densidades (incluindo zircão e apatita) decantaram, ficando retidos no filtro. Depois da secagem das amostras, as mesmas foram levadas para a separação manual.

É nesta etapa do procedimento que se obtiveram os grãos de apatita e zircão. As amostras foram colocadas aos poucos em placas de vidro e, com o auxílio de um estéreo-microscópio e uma ponta fina, realizouse o reconhecimento e a coleta dos grãos (Figura 10).



**Figura 10**. Procedimento de separação dos minerais manualmente. Em destaque a lupa e a separação dos grãos reconhecidos com uma ponta fina.

As etapas até aqui descritas são comuns nas rotinas do zircão e da apatita. Nas próximas, há a distinção de procedimentos para cada um dos minerais.

# 2.3. Montagem dos grãos

# 2.3.1. Montagem dos grãos de zircão

O objetivo, na presente etapa, é incrustar os grãos de zircão de cada amostra a um pedaço de teflon® PFA (resina perfluoroalcóixido) de aproximadamente 1 cm<sup>2</sup>.

Foram escolhidos aproximadamente 100 grãos. Não houve critérios de seleção, de modo que foram selecionados conforme encontrados. Com auxílio do estéreo-microscópio, foram arranjados em forma de matriz e com seu eixo cristalográfico C posicionado paralelamente a uma placa de metal revestida com papel alumínio (Figura 11). A importância do posicionamento do mineral se justifica na posterior facilidade de visualização dos traços de fissão após o ataque químico.



Figura 11. Montagem dos grãos de zircão.

Após arranjo dos grãos, a placa foi colocada em uma chapa térmica a aproximadamente 330°C. Atinje-se tal temperatura para facilitar a incrustação dos minerais no teflon.

Com a ajuda de uma prensa adaptada à chapa térmica, colocouse outra placa de metal por cima e pressionou-se por 10 segundos aproximadamente, afim de que os grãos fossem bem incrustados (Figura 12).



**Figura 12**. Processo de fixação dos grãos de zircão ao teflon. (1) As placas de metal colocadas na chapa térmica a 330°C. A da direita contem os minerais e a outra que é colocada por cima para auxiliar na incrustação do grãos. (2) O teflon é posicionado verticalmente próximo aos grãos. (3) Com a temperatura da chapa a base do teflon começa a ser derretida, com isso, lentamente, ele cai sobre os minerais. Posteriormente se coloca a outra placa de metal por cima e se prensa o teflon.

## 2.3.2. Montagem dos grãos de apatita

Assim como os grãos de zircão, os de apatita foram arranjados em forma de matriz. Contudo, o número de grãos variou em cada montagem, em decorrência dos poucos grãos encontrados em cada amostra e, que, por essa razão, foram montados conforme reconhecidos, não respeitando os pontos de coleta. O baixo número de grãos tem por motivo a propensão da apatita em sofrer intemperismo.

Outra diferença está no material onde os grãos foram arranjados. Utilizou-se um molde de silicone onde, após o arranjo dos grãos,

foi colocado uma mistura de resina epóxi e catalisador a 33%. Esta mistura tem por finalidade, depois da secagem de aproximadamente 6 horas, deixar os minerais nela incrustados (Figura 13).



**Figura 13**. Molde de silicone onde se faz a montagem em matriz dos grãos e onde se coloca a mistura de resina epóxi e catalisador (1). Após secagem formaram-se os pequenos quadrados endurecidos com os minerais incrustados (2). Grãos incrustados vistos no microscópio ótico em um aumento de 40x (3).

## 2.4. Lixamento e polimento

Esta etapa foi comum para os dois minerais. O lixamento foi realizado em lixas 1.200, 2.400 e 4.000 com pressão manual (Figura 14). Adicionou-se um pouco de água às lixas para auxiliar na lubrificação e, desta forma, não ocorrer excesso de abrasão dos grãos. O procedimento foi feito através de movimentos circulares para que se evitassem riscos nos grãos. Tomou-se a precaução, também, para que toda a área do teflon e da resina epóxi fosse lixada de modo homogêneo.



Figura 14. Lixamento dos grãos de zircão e apatita.

O objetivo do lixamento é corroer cerca de metade do mineral, para que os traços de fissão observados na superfície polida sejam provenientes de uma geometria  $4\pi$ . Ela é importante para uma melhor eficiência de registro dos traços no método do detector externo e corresponde ao fator "g" na equação da idade. Ambos serão abordados à frente.

Ressalta-se a importância de se prestar atenção para não haver excesso de abrasão dos minerais ao lixar, sob o risco deles perderem área de aderência e caírem em etapas posteriores.

O polimento é realizado em dois tipos de panos: no primeiro a lubrificação é feita com pasta de diamante de 1 micrômetro e, no segundo, com pasta de  $\frac{1}{4}$  (um quarto) de micrômetro. O objetivo nessa etapa é tentar eliminar pequenos riscos ou imperfeições contidos nos grãos.

## 2.5. Ataque químico

Nesta fase há diferença nos ataques químicos do zircão e da apatita. O objetivo desse procedimento é revelar os traços de fissão espontânea, permitindo, assim, a visualização dos mesmos.

## 2.5.1. Ataque químico do zircão

O ataque químico foi feito com uma mistura de NaOH (hidróxido de sódio):KOH (hidróxido de potássio) (1:1) a 225± 2 °C (TAGAMI *et al.* 1996). O tempo de ataque previsto para grãos de zircão varia de 4 a 72 horas (GARVER, 2005). Nessa pesquisa os ataques variaram de 6 a 18 horas. Isto ocorre devido ao comportamento anisotrópico do ataque químico dos grãos.

Na figura 15 podem ser vistos os materiais utilizados nessa etapa e a sequência do procedimento.



**Figura 15**. Materiais e sequência utilizada no ataque químico do zircão. (1) Aqueceu-se a Mufla até 225 °C. (2) Inseriu-se o recipiente com a mistura em estado sólido até se tornar líquido por completo. (3) e (4) Colocou-se o teflon com os grãos voltados para baixo. Retornou-se o recipiente com o teflon para a Mufla durante o período conveniente até que cada amostra revelasse os traços dos tamanhos desejados.

# 2.5.2. Ataque químico da apatita

O ataque químico foi feito a partir de uma mistura de ácido nítrico (HNO<sub>3</sub>) a 65% com água destilada, a qual se fez necessária para deixar o ácido a 5%. Para tanto, misturou-se 120 ml de água destilada com 10 ml de HNO<sub>3</sub>. Com a mistura pronta e o banho termostático a 20°C, imergiu-se a resina epóxi com os grãos de apatita por 55 segundos (Figura 16). Esse procedimento foi baseado em Tello *et al.* (2003).



**Figura 16**. Desenho ilustrativo dos equipamentos utilizados no ataque químico da apatita. (1) Água a 20°C no banho termostático. (2) Béquer com água e peso no fundo para não flutuar. (3) Mistura de água destilada e ácido nítrico para a imersão da resina com os grãos de apatita.

Ao final dos tópicos sobre lixamento, polimento e ataque

químico, insere-se a figura 17 para ilustrar essas etapas.



**Figura 17**. Ilustração das fases de lixamento, polimento e ataque químico para revelação de traços de fissão (figura extraída de aula preparada por JELINEK, 2011).

## 2.6. Irradiação

Este procedimento é necessário no MTF para evitar a medida de forma direta do número de átomos do isótopo <sup>238</sup>U. A preparação das amostras para seguirem para a irradiação foi baseada no método do detector externo (MDE) (Figura 18).



Figura 18. Esquema do Método do Detector Externo (DIAS, 2008).

As montagens depois de serem incrustadas no teflon (zircão) e na resina epóxi (apatita), polidas e atacadas quimicamente, são justapostas a um detector externo, que na presente situação caso foi a mica muscovita.

Para evitar contagens de traços que fissionaram naturalmente na mica, esta precisou ser atacada (HF - ácido fluorídrico, 48% a 15°C durante 90 minutos) previamente antes da irradiação.

Após retornarem da irradiação, as micas foram submetidas a novo ataque. O objetivo foi dobrar de tamanho, em relação aos traços induzidos do <sup>235</sup>U da amostra pela irradiação, qualquer traço de fissão espontânea do <sup>238</sup>U dentro da mica (Figura 19). Desta forma, pode ser identificado e descartado na contagem, fornecendo-nos a medida da densidade de traços de fissão induzida.



**Figura 19**. Comparação entre traços de fissão espontâneo do <sup>238</sup>U e traços de fissão induzidos do <sup>235</sup>U. Do lado esquerdo da imagem estão os traços espontâneos em amostras de grãos de minerais, e do direito, os traços induzidos em mica (figura extraída de aula preparada por JELINEK, 2011).

As montagens foram irradiadas no reator nuclear FRMII da cidade de Garching, Alemanha.

No caso do zircão, a fluência nominal utilizada foi de 5X10<sup>15</sup> nêutrons/cm<sup>2</sup> e na apatita foi de 5X10<sup>16</sup> nêutrons/cm<sup>2</sup>. Os vidros dopados com urânio tinham por propósito determinar a Fissão por Núcleo Alvo do Mineral (RM) e, assim como o filme fino de Tório serviu para se obter a quantidade de fissões por núcleo alvo de <sup>232</sup>Th ocorridas no mineral devido à irradiação. Assim, através deste processo pode-se determinar a dosimetria absoluta da irradiação (IUNES *et al.*, 2002). É importante ressaltar que os traços fósseis, depois de serem revelados não são afetados pela irradiação de nêutrons no reator nuclear.

Através da figura 20 pode-se visualizar como as amostras são montadas para serem irradiadas.



Figura 20. Montagem para irradiação das amostras (DIAS, 2008).

Depois da irradiação das amostras, para determinar a idade de cada uma, mediu-se as densidades de traços de fissão espontâneos e induzidos.

# 2.7. Contagem dos traços e obtenção das idades

A contagem dos traços foi feita com o auxílio do microscópio ótico. Após retorno das amostras da irradiação, as micas devem ser posicionadas como espelho dos grãos para a obtenção das idades (Figura 21)



**Figura 21**. Preparação das amostras para datação via MTF. A mica é posicionada como espelho dos grãos (figura extraída de aula preparada por JELINEK, 2011).

contagem foi realizada utilizando-se retículo Α um guadriculado, ferramenta do microscópio, que é posicionada sobre os grãos (ilustrado na figura 19). Posteriormente escolheu-se dois ou mais guadrantes e contou-se a guantidade de traços dentro deles. Chama-se a atenção sobre três pontos: 1-) as mesmas áreas dos grãos recobertas pelos guadrantes escolhidos devem ser exatamente as mesmas na mica. Para tanto o microscópio deve estar muito bem calibrado, afim de que se realize a busca de maneira correta e precisa. A calibração foi realizada georreferenciando-se pares de coordenadas x,y em pontos de três grãos e em suas respectivas áreas nas micas e uma referência x,y e z em um ponto de um grão e sua área na mica; 2-) preferiu-se posicionar os quadrantes em áreas de mais fácil contagem dos traços, de modo a evitar locais com grande registro de traços, ou a confusão com eventuais impurezas ou fraturas nos grãos; 3-) Os critérios na contagem dos traços devem permanecer os mesmos durante todo o processo. Escolheu-se contar somente os traços que tenham, pelo menos, seu ponto inicial e/ou todo comprimento dentro do guadrante.

Assim, as idades dos minerais foram obtidas através das densidades (obtida por se conhecer a área de cada quadrante do retículo quadriculado) de traços espontâneos e induzidos medidos no mineral e na mica, respectivamente. Para tanto, utilizou-se a seguinte equação (IUNES *et al.* 2002):

$$T = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ 1 + \frac{g(\rho_s/\rho_I)}{(\varepsilon^{238}/\varepsilon^{235})} \left( \frac{\lambda}{\lambda_F} \right) \left( \frac{R_M}{C_{238}} \right) \right]$$

Onde:  $\rho_{s}$  ( $\rho_{I}$ ) é a densidade de traços espontâneos (induzidos); -  $\lambda$  é a constante de decaimento alfa do <sup>238</sup>U;

-  $\lambda_f$  é a constante de decaimento por fissão espontânea do <sup>238</sup>U;

- C<sub>238</sub> é a concentração isotópica do <sup>238</sup>U;

- g é o fator de geometria (0,684 para zircão e 0,56 para a apatita (IWANO e DANHARA, 1998));

-  $\varepsilon^{238}$  ( $\varepsilon^{235}$ ) é um fator de eficiência que representa a razão entre o número de traços de fissão espontânea (induzida), observados por unidade de superfície e o número de fissões espontâneas (induzidas) ocorridas dentro do mineral, por unidade de volume;

-  $R_{M}$  é um fator relacionado à dosimetria da irradiação com filmes finos de U.

# CAPÍTULO 2

# Da morfoestrutura da Bacia Sedimentar do Paraná ao substrato rochoso do Planalto Residual de Marília

### 1. Bacia Sedimentar do Paraná

#### 1.1. Aspectos gerais

A Bacia Sedimentar do Paraná (Figura 22) é caracterizada como uma vasta bacia intra-cratônica Sul-Americana desenvolvida completamente sobre crosta continental e preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas com idades entre o Siluriano e o Cretáceo (ZALÁN *et al.* 1990).

Seu nome deriva do Rio Paraná, que corre paralelo ao seu eixo maior, numa direção de NE-SO, por cerca de 1.500 km.

Ocupando uma área de aproximadamente 1.400.000 Km<sup>2</sup>, possui formato alongado na direção NNE-SSW, com aproximadamente 1.750 km de comprimento e largura média de 900 km. Apresenta derrames de basaltos que ocupam dois terços da porção brasileira e atingem aproximadamente 1.300 m de espessura, os quais somados aos *sills* chegam até 2.000 m (ZALÁN *et al.* 1990).

Milani (1997) reconheceu no registro estratigráfico da bacia seis supersequências: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). O autor afirma tratarem-se de pacotes rochosos que materializam, cada um deles, intervalos temporais com algumas dezenas de milhões de anos de duração e envelopados por superfícies de discordância de caráter inter-regional. A distribuição espacial na bacia das seis supersequências pode ser vista na



figura. Ressalta-se a não existência de duas áreas correspondentes à supersequência Bauru ao sul da bacia, próximas da Argentina.

**Figura 22.** Mapa geológico simplificado da Bacia Sedimentar do Paraná com o contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino e principais estruturas anticlinais (arcos), tais como APG (Arco de Ponta Grossa), Arco do Rio Grande e Arco de Assunción (MILANI e RAMOS, 1998).

A três primeiras supersequências são representadas por sucessões sedimentares que definem ciclos trangressivos-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozoico. As demais

representam pacotes de rochas sedimentares continentais com rochas ígneas associadas (MILANI, 1997).

Milani *et al.* (2007) afirma que o registro estratigráfico da bacia compreende um pacote sedimentar-magmático com uma espessura em torno de 7 mil metros, o que coincide, geograficamente, o depocentro estrutural da sinéclise com a calha do rio homônimo.

#### 1.2. Aspectos evolutivos

Há inúmeras pesquisas que envolvem a geologia da Bacia Sedimentar do Paraná, e não é propósito deste trabalho fazer uma revisão bibliográfica acerca da evolução dos conhecimentos adquiridos ao longo do tempo. Utiliza-se Milani *et al.* (2007) como base nesse estudo, por acreditar congregar os avanços mais significativos sobre a bacia.

Os autores anteriormente citados fazem referência a algumas obras que assumiram particular relevância como sínteses de caráter regional: Sanford e Lange (1960), Northfleet *et al.* (1969), Scheneider *et al.* (1974), Soares *et al.* (1978), Almeida (1980), Fulfaro *et al.* (1982) e Zalán *et al.* (1990).

Aborda-se, resumidamente, os preceitos evolutivos da bacia de Fulfaro *et al.* (1982) e Zalán *et al.* (1990) no sentido de compará-los com as ideias de Milani *et al.* (2007), assumidas para este trabalho.

Fulfaro *et al.* (1982, p.608), classificaram a bacia como de interior cratônico composta (tipo II-A, referindo-se à classificação de Klemme, 1980), em função do marcante controle de riftes aulacogênicos do embasamento, com orientação NW-SE, durante a evolução do Paleozoico, e pela forte influência do processo de rifteamento do Gondwana em sua evolução no Meso-Cenozoico. Zalán *et al.* (1990) afirmam a possibilidade da evolução estar ligada, de algum modo, ao fim do ciclo Brasiliano no Neo-Ordoviciano, que deixou exposto um expressivo volume "aquecido" de crosta continental recém-agrupada. Segundo os autores, posteriormente, houve um provável arrefecimento dos esforços, concomitante ao "esfriamento" da crosta, ambos suficientes para iniciar a subsidência que levou à deposição da primeira sequência sedimentar, de idade siluriana.

A evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná no interior cratônico do Gondwana, de acordo com Milani *et al.* (2007), conviveu com o desenvolvimento de ativos cinturões colisionais a ela adjacentes, que definem uma extensa faixa posicionada junto à margem sudoeste do paleocontinente - os Gondwanides (KEIDEL, 1916 *apud* MILANI e RAMOS *et al.* 2007), que estabelecia uma relação de convergência entre o Gondwana e a litosfera oceânica do Panthalassa (Figura 23).



Figura 23. Contexto geotectônico fanerozóico da margem sul do Gondwana, um sítio de persistente convergência entre o paleocontinente e o assoalho oceânico do Panthalassa (MILANI, 1998). Números de 1 a 3 correspondem às áreas de referência utilizadas na análise de subsidência da faixa Gondwanides.

Segundo Ramos *et al.* (1986) citado por Milani *et al.* (2007), uma série de episódios orogênicos (Orogenias Oclóyica, Pré-cordilheiriana, Chanica e Sanrafaélica) é reconhecida na história fanerozoica dessa margem, cuja geodinâmica da borda ativa do Gondwana, influiu decisivamente na história evolutiva Paleozoica-Mesozoica da Bacia do Paraná.

Os mesmos autores fazem referência a Milani (1997), que realizou análise integrada da subsidência da bacia, confrontada com as grandes orogêneses acontecidas na borda continental, além de revelar uma relação entre ciclos de criação de espaço deposicional na área intracratônica e os referidos episódios orogênicos.

Logo, o mecanismo de subsidência relacionado à origem e à evolução da bacia está ligado à flexura litosférica gerada por sobrecarga tectônica propagada continente adentro a partir da calha de antepaís desenvolvida na porção ocidental do Gondwana. Como resultado, a amplitude temporal das supersequências da Bacia do Paraná está claramente confinada aos limites temporais dos diferentes ciclos de subsidência patrocinados pelas orogenias paleozoicas da margem do Gondwana. As assinaturas estratigráficas das várias supersequências, em termos de ciclos trasgressivos-regressivos, da mesma forma, apresentam uma estreita correlação com os ciclos de subsidência do Gondwana sul-ocidental (MILANI *et al.* 2007).

Para Milani (1997), a implantação da Bacia do Paraná processouse segundo a trama do substrato pré-cambriano na forma de depressões alongadas na direção NE-SW. As zonas de fraqueza do embasamento, correspondentes ao arcabouço brasiliano impresso nessa região, foram reativadas sob o campo compressional originado na borda do continente pela Orogenia Oclóyica (RAMOS *et al.* 1986 *apud* MILANI *et al.* 2007), do Neo-

Ordoviciano, originando, assim, espaço à acomodação da primeira unidade da bacia: a supersequência Rio Ivaí.

Assim, os atuais limites da Bacia do Paraná (Figura 24) refletem e correspondem a estruturas e comportamentos do embasamento durante sua evolução ao longo do tempo geológico.



**Figura 24**. Arcabouço estrutural básico da Bacia do Paraná (ZALÁN *et al.* 1991). Das diversas estruturas apontadas, chama-se a atenção para os seguintes: 1- Arco do Alto Paranaíba; 8- Arco de Ponta Grossa; 14- Sinclinal de Torres; 15- Arco do Rio Grande; 16- Zona de falha do Transbrasiliano; 30- Arco de Assunção.

No tópico seguinte, em continuidade aos aspectos evolutivos da Bacia do Paraná, aborda-se a gênese da Bacia Bauru, entidade geotectônica que abriga a Formação Marília, substrato do Planalto Residual de Marília.

# 2. Bacia Bauru

# 2.1. Aspectos gerais

A Bacia Bauru (Figura 25) possui uma extensão de cerca de 370.000 km e abrange áreas distribuídas pelo Triângulo Mineiro, noroeste do Paraná, leste do Mato Grosso do Sul e sul de Goiás. Desta extensão, 100.000 km mantêm-se em território paulista.



Figura 25. Distribuição das unidades do Grupo Bauru e Caiuá (BATEZELLI, 1998).

Em São Paulo, a Bacia Bauru se estabelece sobre os basaltos da Formação Serra Geral e, localmente, sobre as Formações Botucatu e Pirambóia, nas regiões de Bauru e Agudos. Possui espessuras preservadas que ultrapassam os 300 metros, como na região de Marília, porém, são em média de 100 metros.

De acordo com Fernandes (1992) e Fernandes e Coimbra (1992, 1996), a bacia compreende sequência sedimentar única (com rochas vulcânicas subordinadas), constituída de depósitos continentais essencialmente arenosos, ocorrida no intervalo de tempo entre o Santoniano-Maastrichtiano em condições de clima semiárido a árido.

Com forma aproximadamente elíptica e eixo maior na direção nordeste, seus limites são em grande parte de natureza tectônica, e correspondem à Antéclise de Rondonópolis (COIMBRA, 1991 *apud* RICCOMINI, 1997), a noroeste, Soerguimento do Alto Paranaíba (HASUI e HARALYI, 1991), a nordeste, alinhamentos do Rio Moji-Guaçu (COIMBRA *et al.* 1981 *apud* RICCOMINI, 1997), São Carlos-Leme e Ibitinga-Botucatu (RICCOMINI, 1995 *apud* RICCOMINI, 1997), a leste, do Paranapanema (FULFARO, 1974), a sudeste, e do Rio Piquiri ao sul (FERREIRA, 1982 *apud* RICCOMINI, 1997). A oeste, segundo Batezelli (2003), seu limite é encoberto devido à grande área dominada por depósitos de cobertura sedimentar aluvial de idade Cenozoica (planície do Rio Paraná). Alguns desses elementos estruturais podem ser vistos na Figura 26.

## 2.2. Aspectos estratigráficos

Embora o Grupo Bauru seja um dos registros geológicos do Cretáceo brasileiro mais bem documentado, diversos autores vem atribuindo-lhe várias hierarquias estratigráficas ao longo do tempo (BATEZELLI, 1998). Na década de 1980, o Grupo Bauru era entendido como

formado, da base para o topo, pelas Formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina, Uberaba e Marília (SOARES *et al.* 1980).





A partir da década de 1990 a unidade sofreu modificações do ponto de vista estratigráfico, com propostas de inclusão, reformulação e exclusão de unidades (FERNANDES, 1992, 1998; FERNANDES e COIMBRA, 1996, 2000; BATEZELLI, 1998, 2003; PAULA e SILVA *et al.* 2003), em função das várias pesquisas científicas abrangendo os Estados de São Paulo, Paraná, Minas Gerais e Goiás.

Dentre as principais proposições estão a inclusão das Formações Uberaba (HASUI, 1968), que só aflora na região do Triângulo Mineiro, e Araçatuba (ZAINE *et al.* 1980 *apud* BATEZELLI, 1998) no Grupo Bauru, assim como a reclassificação da Formação Caiuá na categoria de Grupo Caiuá (FERNANDES, 1992).

Segundo Fernandes (1998), a Bacia Bauru é subdividida em dois grupos: Caiuá e Bauru.

Há duas teses: i) da interdigitação e contemporaneidade dos grupos (FERNANDES e COIMBRA, 1996; FERNANDES, 1998; FERNANDES e COIMBRA, 2000); ii) de duas bacias distintas.

Fernandes e Coimbra (2000) fazem uma revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru, em que propõem a seguinte litoestratigrafia para o Grupo homônimo: Formações Uberaba (HASUI, 1968), Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente (FERNANDES, 1998) e Marília (SOARES *et al.* 1980), subdividida em membros Serra da Galga, Ponte Alta e Echaporã (BARCELOS, 1984). Incluem, ainda, os Analcimitos Taiúva (FERNANDES e COIMBRA, 1992), rochas vulcânicas localmente intercaladas na sequência.

Batezelli *et al.* (2005), baseado em Fulfaro *et al.* (1999), apoiaram-se no reconhecimento de uma superfície de descontinuidade regional marcada no topo do Geossolo Santo Anastácio, e dados paleomagnéticos entendem que a sequência suprabasáltica estaria depositada em duas bacias e em intervalos distintos: Bacia Caiuá (Grupo Caiuá) no Eocretáceo (Aptiano/Albiano), limitada a norte e nordeste pelo alinhamento estrutural de Guapiara e a leste pelo platô basáltico da Formação Serra Geral, e Bacia Bauru (Grupo Bauru) no Neocretáceo (Campaniano-Maastrichtiano).

## 2.3. Evolução paleoambiental

A Bacia Bauru é formada no contexto de ruptura do Gondwana, em que há a separação do continente Sul-Americano e Africano. Durante este contexto tectônico houve o intenso vulcanismo fissural que afetou as bacias cratônicas Sul-Americanas no Mesozoico, constituindo ampla

província magmática que, no conjunto de todas as áreas por ela compreendidas, define a maior manifestação ígnea não-oceânica (MILANI *et al.* 2007).

A série de episódios magmáticos aí envolvidos traduziu-se como uma espessa cobertura de lavas, uma intrincada rede de diques cortando a inteira seção sedimentar e múltiplos níveis de soleiras intrudidas segundo os planos de estratificação dos sedimentos paleozoicos. Praticamente região alguma da bacia foi poupada pela invasão magmática e, hoje, após mais de 100 Ma de retrabalhamento erosivo, ainda restam cerca de três quartos da área total da Bacia do Paraná recobertos pelas rochas ígneas da Formação Serra Geral, com uma espessura remanescente que se aproxima dos 2.000 metros na região do Pontal do Paranapanema-SP (Figura 27) (MILANI *et al.* 2007).

Fernandes (1998) afirma que a Plataforma Sul-Americana, após abertura do oceano Atlântico, mantinha um caráter ascensional. No entanto, posteriormente, passou a responder aos efeitos da carga causada pelas rochas basálticas (subsidência termal) e, de acordo com Riccomini (1989 e 1995) *apud* Riccomini (1997), ao deslocamento da Placa Sul-Americana e sua interação com a Placa de Nazca a oeste.

Fernandes (1998) afirma mudar o contexto intra-cratônico da Bacia do Paraná, cedendo lugar para novos tipos de deposições sedimentares, como resposta ao novo contexto tectônico, e atesta dois estádios na evolução da bacia: os tratos desértico e flúvio-eólico. Eles apresentam

> [...] características deposicionais peculiares determinadas por mudanças climáticas e, principalmente, intensificação de atividades tectônicas em suas margens, que teriam promovido alterações na paleogeografia e no suprimento de materiais (FERNANDES, 1998, p. 186).



**Figura 27**. Modelo de evolução da Bacia Bauru comparada com a Bacia de Santos (FERNANDES, 1992).

Batezelli (2003) apresenta ideia diferente sobre a gênese da Bacia Bauru. Concorda com Fernandes (1998) sobre a subsidência termal coincidente com as maiores espessuras de basalto, no entanto, entende corresponder a uma primeira fase de eventos tectônicos responsáveis pela geração da Bacia Caiuá, os quais permitiram o acúmulo das sequências sedimentares continentais. A Bacia Bauru, portanto, teria sido gerada numa segunda fase de eventos tectônicos. Definindo-a como uma entidade geotectônica gerada no Cretáceo Superior por processos de abatimento relacionados à reativação de estruturas pré-cambrianas (Três Lagoas, Presidente Prudente e Ribeirão Preto), Batezelli (2003) afirma ter sido implantada tanto sobre os arenitos do Grupo Caiuá, como sobre os basaltos da Formação Serra Geral.

Diferentemente de Fernandes (1998), que atribui à subsidência termal a geração da Bacia Bauru, aqueles abatimentos a que Batezelli (2003) se refere, estão relacionados a comportamentos isostáticos oriundos das manifestações magmáticas associadas à Pluma Mantélica de Trindade, as quais geraram soerguimentos neocretáceos no sudoeste de Minas Gerais e sul de Goiás.

Sobre seu conjunto litológico, Batezelli (2003 p. 12) afirma representar um

> [...] intervalo deposicional continental no interior da Placa Sul-Americana, iniciado com um provável nível de base lacustre, colmatado gradualmente por um sistema aluvial, resultante do soerguimento acentuado de suas bordas norte, nordeste e leste (Figura 28).

Ainda de acordo com Batezelli (2003), além dos limites de natureza tectônica da Bacia Bauru, há também os processos erosivos. Responsáveis pela atual configuração dos limites da Bacia Bauru, ligam-se ao evento de reestruturação tectônica no Paleógeno, marcado em sua borda oriental pelo levantamento da Serra do Mar e pelo Soerguimento do Alto Paranaíba. Para o autor, esta segunda estrutura teve forte influência na sedimentação da bacia, cujo alçamento das unidades Pré-Cambrianas, Paleozoicas e Mesozoicas, servia de aporte sedimentar para o seu preenchimento.



**Figura 28**. Modelo esquemático mostrando a evolução tectonoestratigráfica da porção NE da Bacia Bauru (BATEZELLI, 2003).

Insere-se a Figura 29 com o intuito de ilustrar o papel que o Soerguimento do Alto Paranaíba desempenha para a evolução da Bacia Bauru em comparação com o que ocorre com a Bacia Caiuá. Chama-se a atenção para os alinhamentos estruturais e para como os mesmos condicionaram a compartimentação do embasamento das bacias e posterior sedimentação.





A origem do Soerguimento do Alto Paranaíba (HASUI e HARALIY, 1991) é definida, segundo Batezelli (2003) ao citar Araújo *et al.* (2001), pelo magmatismo alcalino do Cretáceo Superior no Brasil (90 a 80 Ma) ao longo de um lineamento NW-SE, atribuído à passagem da Pluma Mantélica de Trindade (GIBSON *et al.* 1995). Em sua fase final de soerguimento, os progressivos esforços ocorridos foram responsáveis pelas movimentações ao longo de antigas zonas de falha, principalmente pelas paralelas à Sutura de Itumbiara (BATEZELLI, 2003).

Ainda atrelado aos aspectos tectônicos que influenciaram as gênese e evolução da Bacia Bauru, Riccomini (1997) comprova as já dispostas influências nas fases de geração e deformação da bacia. O autor cita seu trabalho de 1995, onde afirmara que a posição da bacia e de seu depocentro (distantes da margem continental), as características de cada processo e os esforços associados, sugerem que esses fatores tiveram interferência direta na bacia, tanto na fase geradora quanto na modificadora. O tectonismo na margem continental teria atuado na sedimentação em no que tange o controle do nível de base regional.

O autor *op. cit.* atesta a existência de pulsos tectônicos durante a sedimentação, dentre outros fatos, devido à vinculação que sofre a distribuição dos legues aluviais da Formação Marília aos alinhamentos dos Rios Paranapanema, Ibitinga-Botucatu e Moji-Guaçu, contendo seixos de rochas do embasamento Pré-Cambriano (gnaisses, granitos, anfibolitos, quartzitos), estando essas rochas situadas nos flancos leste e sudeste da bacia.

Riccomini (1997), agora discorrendo sobre tectonismo deformador, afirma ser um conhecimento incipiente. Seus estudos são pontuais, restritos a áreas de grandes obras de engenharia. Para ele, o tectonismo deformador deixou registradas estruturas como falhas e juntas que podem ser interpretadas como resultantes de dois regimes transcorrentes correlacionáveis à mega-estruturação geológica do Estado de São Paulo, sendo o último, provavelmente, vinculado à atividade neotectônica regional.

Em levantamentos executados pelo autor na região balizada pelas cidades de São Manuel, Cafelândia e Echaporã, foram cadastradas falhas e juntas seccionando os depósitos das formações Marília e Adamantina. O caráter tectônico e pós-sedimentar dessas estruturas é atestado por estas afetarem rochas inteiramente litificadas e pela persistência em área dos padrões reconhecidos. Falhas ocorrem de forma localizada, principalmente na região de Marília-Echaporã.

Sobre a borda oriental da Bacia Bauru, no Estado de São Paulo, Riccomini (1997) afirma que a distribuição de fácies rudáceas da Formação Marília, além da presença de rochas alcalinas extrusivas do Maastrichtiano intercaladas nos sedimentos ao longo desta borda, são uma provável representação aproximada do limite leste de sua extensão original e da intensificação do tectonismo de caráter rúptil na Bacia Bauru.

A ênfase dada aos aspectos tectônicos ligadas à gênese e evolução da Bacia Bauru, assenta-se na tese de que os mesmos possuem relações diretas para a gênese e evolução do Planalto Residual de Marília. Esta proposição encontra respaldo na afirmação de Bigarella (2007, p. 1110):

> [...] O efeito das estruturas herdadas dos movimentos tectônicos pretéritos no desenvolvimento do modelado é pouco considerado por muitos pesquisadores, os quais enfatizam uma contínua reativação dessas estruturas para explicar a origem da paisagem, ou mesmo, para interpretar as sequências relativamente espessas (várias dezenas até uma centena de metros), desconsiderando o papel das antigas linhas estruturais na morfologia do terreno.

As relações entre aspectos tectônicos e a gênese e a evolução do Planalto Residual de Marília serão abordadas em capítulo subsequente.

## 3. Formação Marília

Vários foram os pesquisadores que estudaram a Formação Marília (Figura 30) desde o início do século XX.

Não é propósito do presente trabalho fazer uma reconstituição da evolução dos conhecimentos acerca da formação geológica estudada. Entretanto, são apontados alguns trabalhos que balizam a pesquisa. De acordo com Barcelos (1984), Almeida e Barbosa (1953) foram os primeiros a utilizarem a designação Formação Marília para os sedimentos da parte superior do Grupo Bauru.

> [...] Esses autores tentaram individualizar essa unidade, caracterizando-a pela textura grossa de seus sedimentos, presença de nódulos carbonáticos e expressão morfológica de seus depósitos, interpretando diferentemente sua hierarquia litoestratigráfica (BARCELOS, 1984, p.100).

Antes de ser proposta como unidade formal na categoria de formação, foi considerada litofácies por Suguio *et al.* (1977), Soares *et al.* (1979) e Stein *et al.* (1979), e membro por Brandt Neto *et al.* (1978). No entanto, foi Soares *et al.* (1980) que a formalizou como Formação Marília.

Barcelos (1984) propõe sua subdivisão em três membros: Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã.

Sobre sua área de ocorrência, de acordo com Barcelos (1984), o Membro Echaporã prolonga-se para oeste em direção ao rio Paraná pelos espigões dos rios do Peixe, Tibiriçá, Feio e Dourado. Seus depósitos apresentam duas áreas principais de ocorrência: ao sul, com o Planalto de Marília e, ao norte, com o Planalto de Monte Alto. O primeiro é constituído por dois espigões: um, situado entre os rios Paranapanema e do Peixe, alcançando 110 metros, denominado Planalto de Echaporã, e outro, entre os rios do Peixe e Aguapeí, medindo 180 metros, e designado de Planalto de Marília-Garça. A análise dos dois indica uma redução de espessura de norte para sul.



Figura 30. Mapa Geológico da área de estudo (BATEZELLI, 1998).

No topo da sequência litoestratigráfica do Grupo Bauru, a Formação Marília é definida

> [...] como unidade composta por arenitos grosseiros a conglomeráticos, com grãos angulosos, teor de matriz variável, seleção pobre e ricos em feldspatos. Esses sedimentos ocorrem em bancos com espessura métrica entre 1 e 2 metros, maciços ou em acamamento incipiente subparalelo descontínuo, raramente apresentando estratificação cruzada de médio porte, com seixos concentrados nos estratos cruzados. Ocorre também raras camadas descontínuas de lamitos vermelhos (SOARES *et al.* 1980, p. 182).

A Formação Marília diferencia-se das demais formações do grupo sobretudo pelo seu agente cimentante e pelo ambiente de sedimentação: possui abundância de carbonato de cálcio, o que lhe confere maior resistência aos processos erosivos quando comparada às demais formações do grupo, e foi depositado por leques aluviais.

A Formação Marília ultrapassa os limites geográficos da Formação Adamantina e sobrepõe-se diretamente aos basaltos da Formação Serra Geral (BARCELOS, 1984).

# 3.1. Aspectos paleoambientais, paleogeográficos e a cimentação carbonática

Entender o contexto deposicional da Formação Marília na área de estudo torna-se fundamental para a compreensão da gênese do Planalto Residual de Marília, uma vez que os aspectos paleogeográficos e paleoambientais pré e sin-deposicionais dessa unidade são de grande importância para a compreensão da cimentação carbonática, que por sua vez é substancial à conferência da resistência litológica aos efeitos dos processos erosivos ocorridos durante o Cenozoico.

A sedimentação que deu origem a Formação Marília ocorreu, de acordo com Soares *et al.* (1980), contemporaneamente ao soerguimento da parte norte da Serra do Mar e do Alto Paranaíba, bem como ao vulcanismo associado a idades entre 80 e 60 milhões de anos. Tal sedimentação teve vez sob regimes torrenciais característicos de leques aluviais, com pavimentação detrítica durante a instalação progressiva de clima semiárido.

Essas características propiciaram a formação de calcretes (representados por nódulos carbonáticos que aparecem dispersos nos sedimentos ou concentrados em níveis), que por sua vez estão associados a arenitos conglomeráticos e raras camadas de lamitos (BARCELOS, 1984).

Além da abundância de carbonato de cálcio, há ainda dois indicativos de clima semiárido para a Formação Marília: presença de argilas do grupo atapulgita e sepiolita (SUGUIO, 1973; SUGUIO e BARCELOS, 1978) e de restos fossilizados de carófitas (PETRI, 1955 *apud* BARCELOS, 1984).

Barcelos (1984) descreve o ambiente de sedimentação do membro Echaporã.

[...] parecem ter sido de alta energia e de deposição rápida em forma de leques aluviais, em que as sucessivas mudanças dos lobos deposicionais causaram a coalescência lateral e a subsidência produziu o empilhamento vertical dos diversos lobos. Esses sedimentos foram depositados por drenagem anastomosada temporária e torrencial. Submetidos durante longo tempo à condição de clima semiárido, desenvolveram-se paleossolos carbonáticos e calcretes nodulares (BARCELOS, 1984, p. 123).

A intensificação das atividades tectônicas nas bordas nortenordeste e leste promoveu mudanças no quadro paleogeográfico da bacia, cujo avanço de leques aluviais em direção ao seu interior é um indicativo. Atrelado a isso ocorreram alterações no padrão de circulação atmosférica,

o que trouxe maior umidade a zonas marginais, propiciado, principalmente, pelo relevo então criado (FERNANDES, 1998).

Ainda acerca do contexto paleogeográfico da Formação Marília, Batezelli (1998) escreve a respeito do registro de sedimentação lacustre no estado de São Paulo. Essa sedimentação, que corresponde a Formação Araçatuba, coexistiu com as planícies aluviais da Formação Adamantina, configurando um trato de sistemas em que o lago seria o nível de base local (Figura 31). Com área estimada de 34.000 km<sup>2</sup>, este lago teria atingido a atual região do vale do Rio do Peixe, entre Marília e Sagres.

Após o ambiente lacustre ter sido totalmente assoreado pelo sistema fluvial, este dominou a área da Bacia Bauru, no estado de São Paulo, por algum tempo, até que começou a receber sedimentos da Formação Marília (BATEZELLI, 1998).

Baseado no modelo paleogeográfico exposto, o sistema fluvial Adamantina, em especial as planícies aluviais, teriam constituído o nível de base dos legues aluviais da unidade Marília (MANZINI, 1999).

Manzini (1999), ao realizar estudo sobre a Formação Marília na região homônima, identificou nove litofácies distintas: uma conglometrática, três arenosas, duas lamíticas e três resultantes de processos pedogenéticos. A conglomerática é representada, principalmente, por conglomerados de seixos de nódulos carbonáticos depositados em regime de fluxos de detritos, em sistemas de leques aluviais. As litofácies arenosas representam depósitos controlados por fluxos aquosos energéticos canalizados, ou por fluxos em lençol de escoamento. As lamíticas representam depósitos de transbordamento ou, então, de acúmulo em lagos interbolos de leques. As litofácies pedogenéticas correspondem a paleossolos calcretizados. Para o autor (*op. cit.* p. 106) os [...] calcretes ocorrem disseminados por todo o perfil estratigráfico da Formação Marília e, portanto, não estão associados, preferencialmente, a ambientes ou níveis topográficos. Sua gênese obedeceu, exclusivamente, a controle climático.



Figura 31. Distribuição paleofisiográfica do ambiente gerador das rochas da Formação Araçatuba (BATEZELLI, 1998). A figura ajuda a ilustrar também as fontes de sedimentos da Formação Marília através dos sistemas de leques aluviais.

Sobre a maior disponibilidade de água no decorrer da sedimentação da Formação Marília, Manzini (1999, p. 87) afirma que a

[...] interpretação mais correta do paleoambiente deposicional, representada na região de Marília por seu membro Echaporã, seria a associação de sistemas de leques aluviais a fácies francamente fluviais (depósitos de canal, por corte e preenchimento por transbordamento, por abandono, planícies de inundação).

Acerca da cimentação carbonática, os depósitos raramente constituem-se como calcários puros. Eles frequentemente apresentam-se em forma de calcários arenosos e conglomeráticos sustentando o relevo como rochas capeadoras e controlando a geomorfologia regional (SUGUIO e
BARCELOS, 1983). Porém, em outros momentos, eles apenas cimentam as rochas clásticas ou ocorrem como nódulos de formas, em geral, irregulares, dispersos em marga arenosa ou em arenito argiloso (BARCELOS, 1984).

Para Fernandes (1998), o surgimento de horizontes que sofrem o processo de cimentação carbonática em rochas de ambiente continental semiárido vem sendo relacionado a processos edáficos em bacias aluviais recentes de clima semiárido. Dessa forma, define os calcretes do membro Echaporã da Formação Marília como pedogenéticos, formados por horizontes de cimentação mosqueada, nodulares e de crostas carbonáticas.

O autor anteriormente citado, aponta como as possíveis fontes do carbonato de cálcio na Formação Marília:

i) Calcários do Grupo Bambuí, para a borda setentrional da bacia; ii) As unidades paleozóicas carbonáticas da Bacia do Paraná (Subgrupo Irati, Formação Rio do Rastro), e calcários pré-cambrianos dos grupos São Roque e Açungui, para a borda leste; iii) A Formação Teresina (Bacia do Paraná), para a borda noroeste. Ainda há a possibilidade de, durante a deposição das unidades basais na sequência, haver contribuição de carbonatos dissolvidos de fraturas e cavidades da rocha basáltica exposta.

Manzini (1999) afirma que os calcretes podem ter origem pedogenética ou não pedogenética. Os não pedogenéticos estão relacionados com acumulação de carbonato de cálcio em meios físicos e químicos ligados a variações do nível freático. Os calcretes pedogenéticos são solos cálcicos, eventualmente endurecidos (petrocálcicos) de um perfil do solo, cujo endurecimento deve-se ao deslocamento do carbonato e à sua subsequente precipitação ou à reprecipitação e solução *in situ* do calcário hospedeiro, sempre em interação com o meio externo.

O mesmo autor *op. cit.* identificou os calcretes na região de Marília como paleossolos carbonáticos que se mantiveram preservados no

perfil sedimentar, produto da pedogênese anterior à diagênese. Cita ainda que a gênese desses pavimentos não parece obedecer a nenhum condicionamento topográfico rígido e não está associado a ambientes específicos, sendo o principal agente em sua formação o clima.

Terminada a análise sobre a cimentação carbonática na Formação Marília, chega-se ao final do presente capítulo, através do qual procurou-se contextualizar as origens do substrato que, posteriormente, foi modelado nas atuais formas do Planalto Residual de Marília.

O próximo capítulo procurará demonstrar como as relações estabelecidas entre estruturas geológicas com diferentes áreas de abrangência e originadas em contextos tectônicos e ambientais distintos, aliados a alternâncias climáticas, são fundamentais para a compreensão da gênese e evolução da área de estudo.

# CAPÍTULO 3

## Gênese e evolução do Planalto Residual de Marília

### 1. Aspectos geomorfológicos gerais

O Planalto Residual de Marília, de acordo com IPT (1981), corresponde à zona mais heterogênea do Planalto Ocidental Paulista. Como os demais planaltos diferenciados, o de Marília constitui-se como área dispersora de drenagem. Predominam nesta unidade formas de relevo denudacionais cujo modelado apresenta-se na forma de colinas com topos aplanados convexos e tabulares que se desfazem em escarpas abruptas e festonadas, conforme se direcionam para as bordas do planalto.

Segundo Ross e Moroz (1996), o Planalto Residual de Marília (Figura 32), constitui-se como um prolongamento para oeste do Planalto Residual de Botucatu, desempenhando um vasto planalto de topo aplanado no interflúvio Tietê/Paranapanema delimitado pelo Planalto Centro Ocidental.

A dimensão interfluvial média varia entre menos de 250m a 750m. As altimetrias que predominam estão entre 500 e 600m e as declividades entre 10 e 20%. Apresenta dissecação média com vales entalhados e densidade de drenagem variando de média à alta, o que implica um nível de fragilidade que torna a área susceptível a fortes atividades erosivas, sobretudo nas vertentes mais inclinadas (ROSS e MOROZ, 1996).



**Figura 32**. Recorte do Planalto Residual de Marília do Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (ROSS e MOROZ, 1996).

O Planalto Residual de Marília configura-se como um típico relevo tabuliforme de centro de bacia sedimentar. De acordo com Casseti (2001), as camadas geológicas desse tipo de relevo caracterizam-se por serem horizontalizadas ou subhorizontalizadas associadas ou não a derrames basálticos intercalados. Em tópicos subsequentes será abordado seu modelo esquemático de evolução.

Na cidade de Marília há um grande compartimento de topo principal alongado, cujo predomínio são de colinas amplas e suavemente onduladas, interligado a topos secundários de menor extensão, também constituídos por colinas. Eles se conectam ao domínio das vertentes com morfologias côncavo-convexas e retilíneas, que se encerram em vertentes escarpadas abruptas, dando forma a vales intraescarpas com desníveis que variam de 50 a 100 metros (Figuras 33, 34 e 35).

Os mapas de declividade (Figura 36) e hipsometria (Figura 37) do município de Marília auxiliam na observação de uma das superfícies de cimeira do Planalto Residual de Marília e de seu entorno rebaixado, em que as maiores declividades e altitudes correspondem, respectivamente, aos limites escarpados e à superfície mais elevada do Planalto Residual.

Apresentadas algumas características gerais sobre o relevo do Planalto Residual de Marília, no próximo tópico abordar-se-á seus processos e dinâmicas evolutivas.



Figura 33. Mapa geomorfológico da cidade de Marília-SP (SANTOS, 2006). As áreas em marrom correspondem ao compartimento dos topos das colinas. As áreas em amarelo, ao domínio das vertentes das colinas que se encerram nas escarpas festonadas (linhas hachuradas).



**Figura 34**. Vista frontal para uma escarpa abrupta do Planalto Residual na cidade de Marília. Nota-se a ocupação urbana no compartimento de topo.



Figura 35. Ocupação urbana ao longo do trecho de vertente se encerrando em uma escarpa abrupta.



Figura 36. Mapa de declividades do município de Marília-SP (SANTOS, 2009).



Figura 37. Mapa hipsométrico do município de Marília-SP (SANTOS, 2009).

#### 2. Gênese e evolução geomorfológica

Entende-se ser a erosão diferencial, condicionada, sobretudo, pela resistência litológica que a Formação Marília apresenta, o principal mecanismo evolutivo desse planalto. Contudo, quando se busca sua gênese, é preciso ampliar a escalas temporais e espaciais de abrangência. Percebe-se, assim, a existência de fatores inter-relacionados que acabam por direcionar e condicionar o ritmo da erosão. E a tectônica apresenta-se com papel fundamental na evolução desse relevo destacado na paisagem do oeste paulista.

Assume-se dois momentos distintos e com efeitos próprios para a relação tectônica/evolução do planalto: epirogênese pós-cretácica e neotectônica.

O primeiro vincula-se à aceleração dos processos erosivos. Ab'Saber (1969, p. 1), afirma que tal aceleração tem fundamental importância para compreender "a marcha dos fenômenos denudacionais e tectônicos responsáveis pela compartimentação topográfica dos planaltos paulistas". De acordo com o autor, essa tectônica respondeu pelo soerguimento global do edifício geológico-estrutural paulista durante todo o Terciário. Ao citar Washburne (1930, p.114), o mesmo autor (*op. cit.*, p. 2) afirma que essa epirogênese positiva corresponde a um "empinamento para oeste de toda a região da costa do Atlântico ao Rio Paraguai", cujo efeito foi a "aceleração dos rios de São Paulo que correm para o oeste". Ainda, no início do Pleistoceno, há uma aceleração do movimento ascensional, que fora determinante para "uma série de notáveis epigêneses em diversos setores dos grandes cursos d'água subparalelos do Oeste" (1969, p.3).

Os efeitos para o Planalto Residual de Marília dessa epirogênese foi comandado pelos rios Tietê, Paranapanema, Peixe e Aguapeí, sobretudo. Tendo seus cursos instalados e condicionados por alinhamentos

estruturais e lineamentos, foram os responsáveis por tornar residual o Planalto de Marília (Figuras 38 e 39). Vale destacar que esses processos são anteriores à formação da Depressão Periférica Paulista.



**Figura 38**. Influências estruturais para a gênese e evolução do Planalto Residual de Marília (Compilado de GODOY, 2006).



**Figura 39**. Grandes sistemas de drenagem influenciados pelos alinhamentos estruturais. A: Principais alinhamentos estruturais da Bacia do Paraná (Modificado de RICCOMINI, 1995 *apud* GODOY, 2006). B: Alinhamentos estruturais Guapiara (1), Paranapanema (2) e Tietê (3).

Ao observar a figura 39 ressalta-se o papel das influências estruturais para a formação do Planalto Residual de Marília. A existência de um front de cuesta localizado entre os três alinhamentos estruturais e, da mesma forma, no seu reverso, uma vez localizada a área de estudo, permite relativizar o protagonismo da resistência litológica para a gênese do planalto, colocando-a, juntamente aos componentes estruturais mais antigos, como fatores primordiais para se entender a origem dessa morfoescultura.

O caráter festonado dado as escarpas foi condicionado pela instalação de sistemas de drenagens influenciados por falhas e juntas que seccionam a Formação Marília (RICCOMINI, 1997) na área de estudo. Elas foram formadas a partir de reflexos em superfície de esforços tectônicos aliviados por meio dos alinhamentos estruturais do embasamento cristalino (Tietê, Paranapanema e Guapiara), no contexto da Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967).

A Figura 40 ajuda na visualização de lineamentos. Ela é resultado de trabalho intitulado "Lineamentos em imagens de Landasat e Radar e suas implicações no conhecimento da Bacia do Paraná" realizado por Soares *et al.* (1982). Os autores situam a área do Planalto Residual de Marília na denominada "Faixas Estruturais de direção Médio Piquiri (N6OW)", mais especificamente na PQ 3 (Piratininga-SP, Três Lagoas-MS). Eles caracterizam essa área com moderada densidade de lineamentos controlando os cursos do Rio do Peixe e Aguapeí. Na figura procurou-se destacar a área aproximada do Planalto Residual de Marília e os dois lineamentos (Rio do Peixe ao sul e Aguapeí ao norte).



Figura 40. Mapa de lineamentos e falhas (SOARES et al. 1982).

Etchebehere *et al.* (2007), através da figura 41, ajuda a ilustrar o comportamento de blocos estruturais e a diferenciação dos padrões de drenagem sob influência de feixes de lineamentos.



**Figura 41**. Modelo de limite de blocos estruturais. O feixe de lineamentos em superfície corresponde a descontinuidades que se estendem desde o embasamento cristalino. (Ampliado de conceito proposto por SOARES *et al.* 1982 *apud* ETCHEBEHERE *et al.* 2007).

Sobre a neotectônica, ela também é responsável pelo ritmo da erosão ao estabelecer novos níveis de base. Está relacionada a processos mais recentes de evolução do relevo.

Sallun e Suguio (2006), em trabalho realizado sobre Depósitos

quaternários da região entre Marília e Presidente Prudente, fizeram análise sobre o relevo semelhante no que se refere ao papel dos lineamentos.

> [...] A partir de estudos geomorfológicos foram identificadas regiões com predomínio de processos morfogenéticos e pedogenéticos, caracterizadas por depósitos colúvio-eluviais bem desenvolvidos. As características das feições geomorfológicas são controladas, entre outros fatores, por diferenças litológicas e direções preferenciais de lineamentos, que condicionam os escoamentos das águas superficiais. As distribuições das diferentes formações do Grupo Bauru, da Formação Serra Geral do Grupo São Bento, de espessas coberturas colúvio-eluviais e de algumas estruturas tectônicas poderiam ser responsáveis pela compartimentação relevo regional. do As rochas sedimentares da Formação Marília originaram relevos cuestiformes, com morros-testemunho e espigões alongados na direção E-W, em função da maior resistência à erosão devida à intensa cimentação carbonática (SALLUN e SUGUIO, 2006, p. 392).

Da afirmação feita pelos autores, discorda-se somente do nome cuestiforme dado ao relevo originado pela rochas sedimentares da Formação Marília. Tendo em vista a disposição horizontalizada e subhorizontalizada das estratificações, sem acentuado caimento típico dos relevos de cuestas em bordas de bacia sedimentar, dissecadas por processos de circundesnudação, em que se é nítida a presença dos front festonados e reversos, é que se acredita que a denominação mais adequada é tabuliforme, tema a ser tratado em tópico subsequente.

Devido ao fato de o maior número de estruturas geológicas possuir direções sudeste-noroeste e à característica de sinéclise da Bacia Sedimentar do Paraná, é que se observa o prolongamento para oeste do relevo com decréscimo de altitudes (Figura 42).



Figura 42. Modelo numérico de terreno do Estado de São Paulo (CPRM, 2006).

Casseti (2001) propõe um modelo evolutivo para relevos tabuliformes dividido em etapas. A partir dele se procura congregar as ideias até aqui expostas sobre a gênese e evolução do Planalto Residual de Marília, adaptando elementos específicos pertencentes à área de estudo. O autor admite, para o caso brasileiro, o início da formação de relevos tabuliformes uma fase climática úmida, responsável pela organização da drenagem em um pediplano em ascensão por esforços epirogenéticos.





**Figura 43**. Organização da drenagem em estrutura concordante horizontal, com início da incisão do talvegue (CASSETI, 2001).

A orientação do sistema fluvial, segundo o modelo adotado, sugere duas possibilidades: influência da imposição do mergulho das camadas geológicas ou à topografia resultante do processo de pediplanação que condiciona inclinação em direção ao nível de base local ou regional.

As duas possibilidades estão presentes na área de estudo e inter-relacionadas. O caráter de sinéclise que a Bacia do Paraná assume durante sua evolução sugere como nível de base regional o Rio Paraná. Essa característica, aliada à epirogênese pós-cretácica, que acelera o trabalho erosivo dos rios, condicionada por grandes alinhamentos estruturais e lineamentos de menor porte (conforme figura 40), é responsável pela origem do Planalto Residual de Marília, isto é, pelo início de seu destaque na paisagem. Aqui tem destaque os Rios Tietê, Paranapanema, Peixe e Aguapeí. Além disso, ainda há as deformações rúpteis nas rochas que causaram reflexos na topografia, influenciando o surgimento de níveis de base locais, que posteriormente condionaram o festonamento das escarpas do planalto.

2- Devido aos esforços epirogenéticos considerados, há uma tendência de aprofundamento dos talvegues e de aprofundamento de seus vales (Figura 44);



**Figura 44**. Evolução do entalhamento dos talvegues por imposição tectônica (efeitos epirogenéticos). (CASSETI, 2001).

Nesta circunstância, as alternâncias litológicas podem originar patamares estruturais ou formas específicas relacionadas à imposição estrutural. Dada a disposição horizontal das camadas, os vales comumente apresentam formas simétricas.

A manutenção da resistência litológica, entretanto, é relativa, transitória, ou seja, o recuo da camada resistente pode ocorrer pelo solapamento do material subjacente, mais tenro, provocando aluição da camada superior. A retirada do material friável pode também exumar uma superfície estrutural, individualizada pela resistência litológica.

O que pode ser visto ao entorno do município de Marília são terraços fluviais, que sinalizam antigas superfícies de erosão e níveis de base não associados a patamares estruturais (Figura 45). Entretanto, não significa afirmar que o PRM está estruturado em camada sedimentar única. A Formação Marília, em algun pontos, possui contato litológico aflorante com a Formação Adamantina e Araçatuba.



**Figura 45**. Fundo de vale em berço resultado do entalhamento linear em uma das bordas do Planalto Residual de Marília. Ao longo das vertentes é possível identificar os terraços fluviais. As letras correspondem aos antigos níveis do curso d'água (SANTOS, 2006).

A manutenção da resistência litológica da Formação Marília na área de estudo se dá pelas variações de características das diferentes fácies (MANZINI, 1999) (Figura 46).



**Figura 46**. Destaques visuais de algumas das diferentes fácies que compõem a Formação Marília, e seus distintos comportamentos frente aos processos erosivos. Afloramento localizado em rodovia vicinal para o Distrito de Avencas (Marília-SP).

3- A tendência de alternância climática, como a passagem do clima úmido para o seco, evidenciada na evolução morfológica póscretácea brasileira (provavelmente no Plio-Pleistoceno), teria sido responsável pela evolução horizontal do modelado, dada a aceleração do recuo paralelo das vertentes por desagregação mecânica (Figuras 47 e 48);



**Figura 47**. Recuo Paralelo das vertentes por desagregação mecânica (clima seco), com consequente soerguimento de nível de base (CASSETI, 2001).

A abertura dos vales, tendo como nível de base os talvegues abandonados, teria proporcionado entulhamento do próprio nível de base com tendência de elaboração de pediplano inter-montano. Enquanto o clima úmido, por meio do entalhamento dos talvegues, teria respondido pela evolução vertical da morfologia, o clima seco tenderia a destruir as formas criadas pelo clima úmido, proporcionando a evolução horizontal da morfologia, caracterizando, deste modo, mais uma das relações antagônicas da natureza.



**Figura 48**. Desagregação mecânica de fragmentos de rocha contribuindo com o recuo paralelo das vertentes escarpadas.

Através das figuras 49 e 50 é possível observar sinais deixados nas feições geomorfológicas pelas alternâncias climáticas. Observa-se na figura 52 a escarpa com seu topo pronunciado. Significa forma de relevo recente gerada pela rápida incisão dos cursos d'água, reflexo de clima úmido atual (interglaciação). Já na figura 53, ve-se as escarpas mais suavizadas e uma distância entre as bordas maior, ilustrando formas de relevo testemunhas de antigo clima seco (glaciação) (CASSETI, 2001).



**Figura 49**. Fundo de vale em "V". A tendência de evolução do relevo seria a abertura do vale (nível de base) e a incisão do talvegue seria remontante, ou seja, em direção a malha urbana circundante. Observa-se a camada resistente pronunciada (SANTOS, 2009). As linhas vermelha e amarela indicam a escarpa pronunciada e a distância entre as bordas das escarpas respectivamente.



**Figura 50**. Fundo de vale de fundo chato. Evolução do relevo se verifica pelo distanciamento das bordas e a camada resistente se suavizando (SANTOS, 2009). As linhas vermelha e amarela indicam a suavização da escarpa e a distância entre as bordas das escarpas respectivamente.

4- Uma nova fase climática úmida ensejaria uma nova organização da drenagem e, consequentemente, um reentalhamento dos talvegues, proporcionando o alçamento de antigos depósitos, como os pedimentos detríticos que inumaram áreas depressionárias (Figura 51);



**Figura 51**. Morfologia tabuliforme atual evidenciando os principais elementos resultantes da evolução das estruturas concordantes (CASSETI, 2001).

Tem-se, assim, o prosseguimento do trabalho evolutivo por erosão remontante e denudação dos topos interfluviais com exumação parcial de camadas subjacentes resistentes, originando as superfícies estruturais, ou simplesmente a esculturação dos sedimentos que compõem a camada sobrejacente, caracterizando as superfícies esculturais (CASSETI, 2001).

O trabalho comandado pelo sistema hidrográfico enseja a evolução do relevo via erosão regressiva, promovendo ramificações de cursos de primeira ordem, podendo, então, aparecer formas residuais, como os morros-testemunhos associados a materiais resistentes (CASSETI, 2001).

As diferenças litológicas poderiam ainda proporcionar saliências morfológicas, parcialmente mascaradas na fase anterior, de clima seco, denominadas cornijas. Com a abertura dos vales, haveria uma

tendência a se formarem vales simétricos, denominados vales em "manjedouras". A presença de pedimentos detríticos em processo de retrabalhamento morfológico pela incisão da drenagem é testemunha do clima seco correspondente à fase anterior (CASSETI, 2001) (Figura 52).



**Figura 52**. Depósitos coluviais com a presença de Stone lines localizado em trecho de alta vertente nas intermediações da cidade de Echaporã, constituídas por seixos de calcita, calcedônia e sílex.

Ao final do modelo esquemático de Casseti (2001), percebe-se como as alternâncias climáticas ocorridas no Cenozoico, sobretudo no período Quaternário, aliadas e interagindo conjuntamente à resistência litológica e condicionantes tectônicos, foram responsáveis pela gênese e evolução geomorfológica do Planalto Residual de Marília.

Abre-se um tópico específico sobre os processos neotectônicos, os quais, acredita-se, mais recentemente, teriam contribuído para a evolução do relevo.

#### 2.1. A contribuição evolutiva da neotectônica

Etchebehere (2000) estudou o registro sedimentar Neocenozoico do vale do Rio do Peixe - curso d'água com nascente no Planalto Residual de Marília, na cidade de Garça-SP - sob os prismas sedimentológico, aloestratigráfico, estrutural, tectônico e paleossísmico. O autor levou em conta algumas características morfométricas da rede de drenagem, sob o argumento de que os cursos d'água representam um dos mais dinâmicos elementos da paisagem, adaptando-se com rapidez às deformações impostas à superfície do terreno. Ademais, discute a evolução geológica Neocenozoica da área através das análises que realizou dos seus terraços, dos quais foram possíveis inferências a respeito dos aspectos estratigráficos e tectônicos.

Para o autor (*op. cit.*), o desenvolvimento dos terraços foi condicionado por uma tectônica controladora dos níveis de base. Ele apoiase no argumento de que ela permite explicar espessuras de até 40 metros desses depósitos em alguns trechos, sendo que não poderiam ser acumulados por processos puramente autocíclicos.

Etchebehere *op. cit.* afirma que os dados cinemáticos obtidos na literatura sobre a região ocidental paulista apontam para movimentações transcorrentes dextrais, refletindo um regime tectônico interior possivelmente ligado ao deslocamento da placa Sul-Americana para oeste. De acordo com o autor, esses processos condicionam o aparecimento de estruturas que acabam por controlar a própria dinâmica fluvial na área, bem como a formação, a preservação ou a destruição dos depósitos aluvionares.

O autor anteriormente citado, utilizando-se de técnicas morfométricas, detectou anomalias da rede de drenagem que devem representar os setores de movimentações tectônicas mais recentes. Essas anomalias coincidem com os limites de planícies aluvionares mais expressivas ao longo do Rio do Peixe e, em parte, com a sutura Ribeirão Preto e com alinhamento Guapiara. Também se pode interpretar as anomalias como áreas que refletem soerguimento mais acentuado. Assim, os rios aceleram o processo de entalhe, com aprofundamento do talvegue, gerando, num primeiro momento, depósitos de terraço, os quais, a continuar o processo de soerguimento, também serão erodidos na seguência.

Etchebehere (2000, p. 222), ao dar enfoque à região das cabeceiras do Rio do Peixe, caracteriza-a por "elevada densidade de drenagem e de traços de lineamentos (Figura 53), bem como por anomalias localizadas de parâmetros morfométricos e por um relevo peculiar". Para o autor, em termos gerais, essa área apresenta tendência maior de dissecação, o que poderia refletir um comportamento tectônico ascensional, mais conspícuo em áreas pontuais, marcada pela presença de feições geológicas diversas (vales suspensos, disposição de alomembros, falhas, etc.).

Fernandes (1998), ao comparar a atual direção regional ENE do padrão consequente da rede de drenagem na parte oriental da Bacia Bauru, afirma ser discordante da vigente durante a sedimentação fluvial da segunda fase de sedimentação, o que constitui claro registro de superimposição de controle (neo?) tectônico pós-sedimentar.



**Figura 53**. Mapa de lineamentos e delimitação dos principais setores estruturais (caracterizados por conjuntos específicos de famílias de lineamentos) na bacia do Rio do Peixe. Os estereogramas indicam as tendências de assimetrias de drenagem para cada setor, conforme a técnica de Cox (1994) (ETCHEBEHERE, 2004).

Os rios que tinham suas nascentes nas bordas da Bacia Bauru e, que se encontravam em alçamento, aceleraram seus processos de entalhe com o surgimento de novos níveis de base. Essa dinâmica removeu as partes proximais e de bordas dos leques aluviais (FERNANDES, 1998, p. 194), desencadeando o início do aparecimento do Planalto Residual de Marília.

> [...] a remoção dos depósitos das partes proximais destes leques, assim como de boa parte daqueles da borda original, o que explica porque hoje só encontramos as porções terminais de borda (*Formação Marília*), na forma de saias de leques aluviais, formadas provavelmente por fluxos em lençol, e em áreas extremamente planas, onde se desenvolveram processos pedogenéticos com forte cimentação e formação de calcretes." (*Grifo nosso*).

Esse quadro evolutivo do Planalto Residual de Marília associado a eventos (neo) tectônicos (FERNANDES, 1998 e ETCHEBEHERE, 2000) pode ter relações diretas com o Alto Estrutural de Vera Cruz-Garça (duas

cidades próximas a Marília e localizadas no planalto). Sua origem liga-se à "reativação sofrida pela Bacia do Paraná a partir do Turoniano-Coniaciano (Cretáceo Superior), que acarretou o levantamento da Serra do Mar/Soerguimento do Arco de Ponta Grossa, acompanhado de magmatismo alcalino". Sua amplitude foi estimada em pelo menos 200 m no embasamento e seu desenvolvimento foi concomitante à deposição dos leques aluviais da Formação Marília (SILVA *et al.* 1990, p. 279).

O alto estrutural pode representar uma das áreas que refletem tensões originadas de reativações ligadas a evolução do Arco de Ponta Grossa. Esse argumento é balizado por Franco-Magalhães *et al.* (2010) ao afirmarem que a região do Arco possui inúmeras descontinuidades de diversas naturezas (diques básicos, falhas, fraturas) originadas e/ou reativadas em diversos pulsos tectônicos que perduraram desde o Cretáceo Superior até o limite Paleógeno - Neógeno (obtido pelos autores através de idades de traços de fissão em apatitas).

Chega-se ao final deste capítulo, o qual teve por finalidade conjugar as relações feitas no capítulo anterior entre estruturas geológicas de tamanhos diferentes, com aspectos exógenos de esculturação do Planalto Residual de Marília. Dessa maneira, insere-se o quadro 1 como síntese das relações que se procurou estabelecer. **Quadro 1**. Síntese das relações entre componentes tectônicos e climáticos para gênese e evolução do Planalto Residual de Marília.

Influências / Estruturas e escultura	Endógena	Exógena	Processos	Efeitos	Tempo
Bacia Sedimentar do Paraná	Alinhamentos Estruturais.		Colisões Brasilianas que ocorreram do Neoproterozóico ao Ordoviciano.	Controle das deposições sedimentares; derrames basálticos; aliviadores do esforços tectônicos.	Fanerozoico
Bacia Bauru	Espaço para deposição do Grupo Bauru.		Extravasamento de lavas por meio dos alinhamentos estruturais; comportamento isostásico.	Controle das deposições sedimentares; posição em relação aos alinhamentos estruturais.	Cretáceo Inferior
Formação Marília	Substrato rochoso; lineamentos (falhas e juntas).	Condições ambientais de transporte e deposição.	Deposição distal por leques aluviais em condições climáticas de semiaridez; Cimentação carbonática.	Resistência litológica.	Cretáceo Superior
Planalto Residual de Marília	Epirogênese pós-cretácica.	Alternâncias climáticas.	Evolução vertical do relevo por entalhamento dos talvegues; evolução horizontal do relevo por recuo paralelo das vertentes.	Planalto Residual; vertentes escarpadas.	Cenozoico

# CAPÍTULO 4

## Do Neoproterozóico ao Cretáceo: a história dos zircões e apatitas do Planalto Residual de Marília

Antes das análises dos resultados obtidos da datação de 110 grãos de zircão e 59 de apatita, vale ressaltar, de modo geral, os significados físicos/geológicos de idades traços de fissão.

As idades obtidas através do MTF em zircão e apatita representam o momento pelo qual as rochas, que os contêm passaram, respectivamente, pela isoterma de 240°C e 120°C e, assim, começaram a registrar os traços de fissão.

Do ponto de vista geotectônico, essas temperaturas podem ser atingidas, principalmente, através de soerguimentos, colisões, metamorfismos e anomalias térmicas (hidrotermalismos e intrusões magmáticas).

No caso dos soerguimentos, suas velocidades podem interferir no registro dos traços. Em um processo rápido (em torno de 1 Ma) as idades, tanto na apatita como no zircão, serão as mesmas, já que este tempo não é suficiente para os geocronômetros registrarem traços. Por outro lado, no processo lento, tem-se uma diferença de profundidade de aproximadamente 4 km, considerando um gradiente geotérmico de 30 °C/Km. Desta forma, uma rocha coletada na superfície, que contenha os minerais apatita e zircão com idades diferentes, terá sofrido um soerguimento aproximado de 4 Km, sendo, a diferença de idades, o tempo de soerguimento. Assim, dividindo o tempo de soerguimento pela diferença de temperatura de fechamento (240°C para o zircão e 120°C para a apatita), tem-se a taxa média de resfriamento da rocha (soerguimento).

Nos processos colisionais, que geram temperaturas maiores que 120°C, as idades nas apatitas serão apagadas totalmente e os traços de fissão no mineral zircão registrarão esse evento através da redução dos comprimentos dos traços. Nos casos de colisões que geraram temperaturas acima de 240°C, ambos geocronômetros, da apatita e do zircão, serão apagados totalmente, sendo que as idades iguais de ambos será o registro dessa colisão. Este mesmo raciocínio vale para eventos tectônicos relacionados à metamorfismos e anomalias térmicas.

Assim, tendo em vista que a Formação Marília possui idade estratigráfica Maastrichtiana (último estágio do Cretáceo Superior 70- 65 Ma), e que quase a totalidade das idades obtidas são mais antigas, elas refletem, desse modo, eventos tectônicos sofridos pelas rochas-fontes de sedimentos, excluindo-se, assim, eventos diretamente ligados ao local estudado. Significa afirmar que esta formação rochosa não experimentou temperaturas superiores a 120°C por, no mínimo 1 Ma.

### 1. Análise dos resultados

Os resultados obtidos a partir da datação de grãos de zircão e apatita, conforme visualizados figura 54, apresentam idades que variam do Neoproterozóico ao Cretáceo, o que indica, numa análise preliminar, que a deposição sedimentar na área do Planalto Residual de Marília teve diferentes áreas de rochas-fontes.

A tabela com as idades de cada grão está inserida no apêndice.



Pontos	Grãos	Média da Idade (Ma)	Desvio Padrão	Desvio da Média	Idade Mínima (Ma)	Mediana	Idade Máxima (Ma)
PCRC	68	245	111	13	80	217	640
PBCP 1	10	228	99	31	105	201	397
PBCP 2	32	265	99	17	70	267	503
Apatitas	59	191	82	11	71	178	489

**Figura 54**. Histogramas e quadro comparativo das idades obtidas a partir da datação por traços de fissão. Os pontos PCRC, PBCP 1 e PBCP 2 referemse somente a grãos de zircão. Os grãos de apatita são referentes dos mesmos três pontos de coleta.

Numa segunda análise geral, o que se verifica nos histogramas é uma semelhança na variação no espectro das idades, embora haja diferenças no maior ou no menor número de grãos numa determinada faixa. Tal constatação reflete eventos termo-tectônicos variados nas diferentes áreas de rochas-fonte. Significa afirmar que a sedimentação da Formação Marília no planalto não foi homogênea, ou seja, recebeu sedimentos de

diferentes áreas, o que vai ao encontro à Figura 31 (página 72). Os histogramas dos pontos de coleta (Figura 55) demonstram que a contribuição sedimentar de cada área-fonte foi desigualmente distribuída. Reproduze-se trecho de citação utilizada no capítulo dois para ratificar afirmação referente à variação de áreas-fontes.

> [...] parecem ter sido de alta energia e de deposição rápida em forma de leques aluviais, em que as **sucessivas mudanças dos lobos deposicionais** causaram a coalescência lateral e a subsidência produziu o empilhamento vertical dos diversos lobos (BARCELOS, 1984, p. 123). **Grifo nosso**.



Figura 55. Histogramas distribuídos espacialmente pelos pontos de coleta.

À vista disso, embora se possa indentificar essas diferenças de comportamento entre os pontos, a figura 56 permite uma melhor visão de conjunto do comportamento das idades para a Formação Marília no planalto estudado.



**Figura 56**. Histograma geral de 110 grãos de zircão em comparação com 59 grãos de apatita.

Ao observar o histograma geral, chama-se a atenção para a variabilidade de idades, as quais foram agrupadas em três conjuntos a serem analisados individualmente:

1) idades superiores a 470 Ma;

- 2) idades entre 470 e 200 Ma;
- 3) Inferiores a 200 Ma.

A divisão baseou-se em eventos tectônicos atrelados a evolução da Plataforma Sul-Americana e estruturação e consolidação geológica do sudeste brasileiro. Embora se tenha fixado limites para as idades no sentido de facilitar as análises, vale ressaltar que os eventos termotectônicos referentes a um grupo de idades, em alguns momentos, foram sincrônicos com o de outro grupo, sendo, portanto, difícil apontar com precisão a proveniência dos grãos. Para esta tarefa carece-se de técnicas complementares, como as utilizadas por Dias *et al.* (2011) ao usar U-Pb em zircões.

#### 1.1. Idades superiores a 470 Ma.

A esse grupo de idades se relacionam os ciclos de colisões brasilianas. Tais colisões abrangeram os eventos de fragmentação do supercontinente Rodínia e reaglutinação no Gondwana Ocidental no Neoproterozóico até Ordoviciano Superior.

Dos 110 grãos de zircão datados e 59 de apatita, há somente 6 grãos de zircão (3,55 % do total e 5,45% desse mineral) localizados nesse grupo.

Esse conjunto de idades corresponde, provavelmente, a rochas provindas do embasamento cristalino, que se constituem como as menores contribuições de sedimentos para as amostras coletadas.

Os registros de traços de fissão em zircão nessas rochas não foram afetados por eventos tectônicos mais recentes, como por exemplo, o alçamento das bordas da Bacia Bauru no Cretáceo. Contudo, não é possível afirmar se essas idades registraram o evento colisional propriamente dito, ou se estão ligadas a manifestações magmáticas sin-colisionais.

As prováveis áreas de rochas-fontes relacionadas com esse conjunto de idades foram formadas a partir das colisões entre os crátons Amazônico, do São francisco e do Paranapanema (antigo bloco Paraná).

Hasui (2010), apontou três processos colisionais: Brasiliano I (900-700 Ma), Brasiliano II (670-530 Ma) e Brasiliano III (580-490). As massas continentais da América do Sul, África, Índia, Austrália e Antártica, que já vinham se aglutinando desde cerca de 900 Ma, continuaram as convergências até por volta de 500 Ma, agregando-se no megacontinente Gondwana (Figura 57).



**Figura 57**. O megacontinente Gondwana, com suas porções oriental e ocidental (WITT *et al.* 1999, modificado *apud* HASUI, 2010).

Entre a América do Sul e a África, fecharam-se os oceanos Adamastor, de Goiás e Borborema (Figura 58), gerando os sistemas orogênicos Mantiqueira, Tocantins e Borborema, respectivamente, e com intervenção dos crátons São Francisco, Amazônico, Paranapanema, Congo e Kalahari. Apenas pequenas porções dos oceanos Goiano e Adamastor se fecharam antes de 600 Ma e a maior parte só viria a se fechar depois, até cerca de 500 Ma. A consolidação final deu-se com a exumação ou colapso dos orógenos, acompanhada de ativa erosão, intrusões e vulcanismo póscolisionais, formação de riftes e bacias de molassa, processos estes que se estenderam de cerca de 620 (Ediacarano) a 460 Ma (Ordoviciano Médio).

No Brasil esses processos correspondem ao Ciclo Brasiliano e toda a região foi estabilizada por volta de 460 Ma (HASUI, 2010).



Figura 58. Os continentes (crátons) e oceanos do Neoproterozoico no Brasil. Estão indicados os principais microcontinentes ou maciços, que foram mais ou menos afetados pelos processos tectônicos e térmicos do Ciclo Brasiliano e incorporados nos sistemas orogênicos Borborema, Mantiqueira e Tocantins (HASUI, 2010).

Há 600 Ma vários blocos continentais maiores e vários outros menores encontravam-se ainda dispersos, notadamente os que compõem a metade leste do Brasil. Alguns orógenos já haviam se formado, mas foi por volta de 500 Ma que se constituíram os sistemas orogênicos Mantiqueira e Tocantins, no contexto de consolidação do megacontinente Gondwana. Os processos finais estenderam-se até cerca de 460 Ma, quando se consolidou o domínio que constituiria a Plataforma Sul-Americana após a separação América do Sul/África (HASUI, 2010). No Quadro 2 estão indicados os eventos de convergência do Neoproterozoico ao Cambriano. Tais eventos foram sincrônicos e envolveram processos de fechamento de oceanos e colisão de continentes e microcontinentes.

Quadro 2.	Eventos o	de convergênc	ia e colisão no	Brasiliano I	(900-700	Ma),
Brasiliano :	EI (670-53	30 Ma) e Brasi	liano III (580	)-490 Ma) (H	ASUI, 20	10).



O Brasiliano II (670 a 530 Ma) foi bem mais ativo, atuando na maior parte da região sudeste. Foi, sem dúvida, o evento de maior expressão e responsável pelos seus traços estruturais. Ele envolveu o fechamento do Oceano de Goiás entre o cráton do São Francisco e o maciço Goiano progredindo de norte para sul entre 670 e 620 Ma; ao mesmo tempo, fechava-se o Oceano Adamastor de sul para norte, entre 670 e 530 Ma. Destaca-se que no sul de Minas Gerais o Oceano de Goiás havia se fechado em cerca de 620 Ma e o Adamastor ali se fecharia bem depois, por volta de 560 Ma (HASUI, 2010).

O Brasiliano III (580 a 490 Ma) marca o final dos processos de aglutinação, justapondo o Cráton Amazônico à massa continental
existente a leste e também agregando o maciço de Cabo Frio ao Rio de Janeiro, terminando o fechamento dos oceanos de Goiás e Adamastor. Ressalta-se que, sucedendo aos processos de deformação, metamorfismo, intrusões sin e tardicolisionais e ascensão das cadeias montanhosas, sobrevieram a exumação e o colapso dos orógenos sob regime distensivo. A esta etapa relacionam-se bacias de distensão, que acolhem depósitos de molassa. Controvérsias existem sobre o tipo de bacia, sendo referidas também bacias de transtensão e de antepaís. Além da sedimentação, incidiram as intrusões pós-colisionais e deu-se o arrefecimento regional (HASUI, 2010).

A origem e desenvolvimento da Bacia do Paraná no Paleozoico até o Jurássico é questão ainda não resolvida. Um dos aspectos é o da herança tectônica, sendo que nela foi importante a estruturação brasiliana. Os riftes NE-SW basais da porção central, a forma alongada da bacia e a orientação geral do seu depocentro têm notável relação geométrica com as suturas e com o cráton Paranapanema (MILANI, 2004 *apud* HASUI, 2010).

As prováveis áreas de rochas-fontes relacionadas com esse conjunto de idades correspondem às faixas de dobramentos Brasília, Paraguai-Araguaia e Atlântico, que foram formadas a partir das colisões entre os crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema (Figura 59), dando origem aos sistemas orogênicos Tocantins e Mantiqueira.



**Figura 59**. Centro-sul do Brasil com o posicionamento atual dos antigos limites dos crátons e da Bacia Bauru. Modificado de Hasui (2010).

A figura 31 (da página 72) ilustra as áreas-fontes da Formação Marília. O tamanho dos contornos azuis indicam a importância em contribuição sedimentar. Essas áreas são as mesmas que ora se indica como fontes dos grãos com idades superiores a 470 Ma. Entretanto, vale salientar que, embora a figura indique essas áreas como principais fornecedoras de sedimentos, os resultados, em idades traços de fissão, indicam o contrário, confirmando que as rochas pré-cambrianas sofreram eventos termo-tectônicos mais recentes que apagaram por completo o registro de traços de fissão, ficando com idades mais novas.

Essa relação inversamente proporcional indica que os grãos deixaram de passar por eventos tectônicos posteriores, que resultassem no apagamento do registro de traços de fissão, deixando-os com idades mais recentes.

Assim, o fato de haver idades mais recentes não significa, necessariamente, mudança do tipo de rocha-fonte, mas sim a alteração de área de ocorrência dos eventos termo-tectônicos.

Este grupo de idades referem-se aos eventos termo-tectônicos responsáveis pelo que viria a constituir a Plataforma Sul-Americana. O grupo seguinte demonstra a continuidade da sua estruturação, contudo, mais ligada a gênese da Bacia Sedimentar do Paraná.

#### 1.2. Idades entre 470 e 200 Ma.

A esse grupo de idades se relaciona as orogenias paleozoicas ocorridas na porção sul-ocidental do Gondwana, que estão diretamente ligadas com a evolução da Bacia Sedimentar do Paraná. Os aspectos gerais de como se processou esta relação foi abordado no capítulo dois. No presente tópico, aborda-se cada evento orogênico.

Esse conjunto de idades se constitui como a principal contribuição sedimentar entre as amostras coletadas, somando-se zircões e apatitas (86 grãos - 50,88%). Porém, individualmente, tal afirmativa se mantem somente para os zircões (65 grãos - 59,09%), constituindo a segunda maior contribuição entre as apatitas (21 grãos - 35,59%).

As subsidência e acumulação sedimentar na Bacia do Paraná iniciaram durante o Meso a Neo-Ordoviciano (470 a 440 Ma), tempo em que o terreno da precordilheira chocou-se com o Gondwana e produziu a orogenia Oclóyica (RAMOS, 1990, ASTINI *et al.* 1996 *apud* MILANI e RAMOS, 1998). A acomodação dos esforços dessa orogenia na região cratônica induziu a subsidência inicial da Bacia do Paraná, na forma de depocentros transtensivos alongados na direção SW-NE. A associação da sedimentação inicial da bacia, a Superseqüência Rio Ivaí, com magmatismo intra-placa sugere fortemente a ocorrência de uma reativação Ordoviciana de suturas antigas do embasamento (MILANI e RAMOS, 1998).

O segundo evento, a Orogenia Precordilheiriana, foi responsável por um significativo incremento paleobatimétrico na bacia de

antepaís e pela acumulação de uma possante sucessão de turbiditos com até 2.200 metros de espessura, correspondentes à Formação Punta Negra, do Emsiano-Givetiano (407 a 385 Ma) (MILANI e RAMOS, 1998).

A Orogenia Chanica, do Eocarbonífero (360 a 330 Ma), produziu um ciclo renovado de subsidência muito bem documentado no antepaís. Na Bacia do Paraná, este foi um tempo de não-deposição, em função das presença e influência dos glaciares na área da bacia de sedimentação. A acumulação sedimentar seria somente retomada no Westfaliano (320 a 310 Ma), sendo então contínua até o Eotriássico (250 a 245 Α influência marinha na sedimentação Ma). reduzir-se-ia progressivamente com o passar do tempo, indicando um progressivo e efetivo fechamento da bacia às incursões do Panthalassa (MILANI e RAMOS, 1998).

Ao final do Eopermiano (300 a 270 Ma), a morfologia da Bacia do Paraná foi profundamente modificada, fato que coincide em tempo com o clímax da Orogenia Sanrafaélica. O material vulcanogênico que ocorre na seção do Permiano Inferior da Bacia do Paraná (COUTINHO *et al.* 1991 *apud* MILANI e RAMOS, 1998) correlaciona-se ao evento Choiyoi do oeste da Argentina, onde corresponde a um vasto arco magmático calcio-alcalino distribuído no tempo entre 275 e 250 Ma (KAY *et al.* 1989 *apud* MILANI e RAMOS, 1998) e que deve ter-se constituído em um efetivo, e provavelmente definitivo, obstáculo ao acesso marinho sobre o Gondwana meridional (URIEN *et al.* 1995 *apud* MILANI e RAMOS, 1998).

As áreas soerguidas a partir desses eventos orogenéticos serviram de fontes de sedimentos para os espaços deposicionais que foram sendo criados pelos mecanismos de subsidência relacionados a origem e evolução da Bacia do Paraná. As rochas sedimentares Paleozoicas geradas a partir das áreas soerguidas, posteriormente, durante o Mesozoico, no processo de alçamento das bordas da Bacia Bauru, foram retrabalhadas, servindo de fontes para a Formação Marília. Juntamente a elas, rochas cristalinas Pré-Cambrianas, também foram alçadas. Esse processo não afetou o registro de traços de fissão dos grãos com idades superiores a 470 Ma, confirmando a mudança de área-fonte.

Como área de rochas-fonte, também há a possibilidade do Arco de Ponta Grossa ter sido fornecedor de sedimentos para as amostras coletadas. No Triássico-Jurássico, de acordo com Ferreira *et al.* (1981) o arco manifesta caráter positivo, evidenciado, sobremaneira, pela individualização das Bacias Pirambóia e Rosário do Sul. O Alinhamento Estrutural de Guapiara, ligado tectonicamente ao Arco de Ponta Grossa, esteve ativo no Permo-Carbonífero (360 - 250 Ma), praticamente concomitante ao arco, que teve atuação positiva destacada no Permiano inferior e médio (299 - 260 Ma). Estes dados sobre o Arco de Ponta Grossa, pode sanar uma dúvida presente na Figura 31 (página 72).

#### 1.3. Inferiores a 200 Ma.

Esse grupo de idades, somando os grãos de zircão e apatita, correspondem a 45,57% do total (77 grãos), perfazendo-se como a segunda maior contribuição de sedimentos nas amostras coletadas. Entretanto, para as apatitas, com 38 grãos (64,4%), é a maior contribuição entre os três grupos. Já para os zircões, com 39 grãos (35,46%), é a segunda maior.

Relaciona-se esse grupo aos eventos tectônicos da Reativação Wealdeniana. De acordo com Almeida (1967), foi a mais importante manifestação diastrófica que afetou o território brasileiro após o Ordoviciano. Dela culminou a abertura do Oceano Atlântico Sul. Sua primeira fase corresponde aos períodos Jurássico Superior e Cretáceo Inferior. A segunda, ao Cretáceo Superior - Paleoceno.

A essa reativação associam-se eventos que acabaram por gerar novos espaços para acomodação de sedimentos na Bacia do Paraná, a Bacia Bauru.

O principal evento tectônico, reflexo da abertura do novo oceano, é o magmatismo basáltico Serra Geral nos fins do Jurássico e início do Cretáceo Inferior (primeira fase da Reativação Wealdeniana). Foi a partir da sobrecarga causada pela massa das lavas, associada a processos de abatimentos relacionados à reativação de estruturas pré-cambrianas (Três Lagoas, Presidente Prudente e Ribeirão Preto), que Batezelli *et al.* (2005) afirma ter sido implantada a Bacia Bauru, tanto sobre os arenitos do Grupo Caiuá, como sobre os basaltos da Formação Serra Geral. Os abatimentos a que os autores *op. cit.* referem-se estão relacionados a comportamentos isostáticos oriundos das intrusões alcalinas ligadas a Pluma Mantélica de Trindade (segunda fase da reativação - Aptiano/Eoceno).

Áreas como o Arco Magmático de Goiás (sul de Goiás), Soerguimento Alto Paranaíba (sudoeste de Minas Gerais), Arco de Ponta Grossa (nordeste do Paraná), Serras da Mantiqueira e do Mar (leste de São Paulo), que já eram áreas com atividade tectônica anterior, passam a apresentar soerguimentos Neocretáceos. Essas regiões configuram-se como bordas e fontes de sedimentos para a Bacia Bauru (Figura 60 e rever figura 31 na página 72).



**Figura 60.** Centro-sul do Brasil com a localização dos eventos tectônicos decorridos da Reativação Wealdeniana.

Concomitante, há intrusões alcalinas, formação de enxames de diques de diabásio e vulcanismo basáltico. Dessa forma, a esse conjunto de idades, torna-se mais difícil apontar uma área-fonte específica, já que os eventos ligados a Reativação Wealdeniana tiveram repercussões nestas diferentes áreas.

Os tipos de rochas-fontes podem ser os mesmos que as dos conjuntos de idades anteriores (incluindo-se as alcalinas, os basaltos e diabásios), porém, como afirmado anteriormente, não afetaram o registro de traços dos grãos com idades mais antigas, ratificando a mudança de área de ocorrência dos eventos termo-tectônicos.

Alguns grãos desse conjunto de idades podem ter sido provenientes das mesmas rochas-fonte. O fato de haver idades aproximadas (iguais ou com até 1 Ma de diferença) de zircão e apatita, atesta essa possibilidade, indicando um processo rápido de soerguimento.

Sobre o Soerguimento Alto Paranaíba, Hasui e Haralyi (1991) afirmam que foi ativo, principalmente, no Cretáceo. Na primeira metade do Cretáceo Superior (100 - 80 Ma), o SAP se marca bem com sua maior

atividade, permitindo a ascensão de intrusões alcalinas e de corpos kimberlíticos, favorecidos pelas descontinuidades pré-existentes.

As idades inferiores a 100 Ma no zircão podem ser do soerguimento da Serra da Mantiqueira Baixa, já que datações anteriores em zircões, apontaram idades que giram em torno de 120 Ma (TELLO, comunicação pessoal). Exclui-se a Serra do Mar e Mantiqueira Alta por, essas mesmas datações, terem apontado idades superiores a 200 Ma. É provável, também, que essas idades sejam das intrusões alcalinas e diques de diabásio da segunda fase de reativação, sendo as idades, correspondentes a idade de cristalização dos zircões. Já as idades inferiores a 100 Ma nas apatitas podem ser de ambos os casos.

Ve-se que ao terceiro conjunto de idades faz-se árduo atribuir uma área de rocha-fonte específica, visto que a Reativação Wealdeniana atingiu diversas áreas no que hoje é o território brasileiro.

Da mesma forma, em nenhum dos três conjuntos de idades é possível afirmar com precisão o tipo de rocha-fonte dos zircões e apatitas. Análises químicas combinadas com o MTF teriam que ser feitas para se alcançar esse tipo de resultado.

O quadro 3 resume as interpretações dos resultados alcançados. Embora seja corrente na literatura geológica o conhecimento sobre as fontes de sedimentos da Formação Marília (BARCELOS, 1984; FERNANDES, 1998; BATEZELLI, 1998 e 2003), os dados obtidos contribuem no sentido de ratificar a variação de áreas de rochas-fonte com o adendo de apontar as idades que os eventos termo-tectônicos ocorreram. Além disso, de forma indireta, também contribuem, através das idades, com a temporalização e espacialização dos eventos responsáveis pela consolidação da Plataforma Sul-Americana.

			<u> </u>
ORIGEM	RESULTADOS	PROVÁVEL ÁREA-FONTE	PROVÁVEL ROCHA-FONTE
Colisões Brasilianas	Idades superiores a 470 Ma	Faixas de dobramentos.	Rochas cristalinas pré-cambrianas.
Orogenias Paleozoicas	Idades entre 470 e 200 Ma	1. Rochas sedimentares da Bacia do Paraná alçadas nas bordas da Bacia Bauru.	Rochas cristalinas pré-cambrianas; rochas cristalinas de eventos magmáticos; rochas sedimentares retrabalhadas.
Reativação Wealdeniana	Idades inferiores a 200 Ma	Bordas da Bacia Bauru	Todos os tipos anteriores mais alcalinas, basaltos e diabásios.

Quadro 3. Resumo das interpretações dos resultados alcançados.

### Considerações finais

Procurou-se, ao longo desse trabalho, verificar o papel e a importância da tectônica para a gênese e evolução do Planalto Residual de Marília. Utilizou-se o Método dos Traços de Fissão em zircão e apatita na tentativa de confirmação ou refutação dessa possível influência. Diante disso, afirma-se que dessa pesquisa tem-se dois aspectos conclusivos e alguns outros a serem considerados como portas abertas a futuras pesquisas.

O primeiro aspecto: não há como entender a gênese e evolução do Planalto Residual de Marília sem a compreensão das influências estruturais. Elas somente são possíveis de serem compreendidas se colocadas em um contexto de relações com estruturas geológicas de maiores extensões em área e, portanto, mais antigas, como a Bacia do Paraná e a Bacia Bauru.

As zonas de fraqueza do embasamento cristalino influenciaram a formação de alinhamentos estruturais em formações rochosas superpostas. Foram através dessas estruturas que houve os derrames basálticos da Formação Serra Geral.

O Grupo Bauru começa a ser sedimentado após processos de abatimento por reativação de estruturas pré-cambrianas. A partir de reflexos dos esforços gerados pela abertura do Atlântico e, dissipados, principalmente, pelos alinhamentos estruturais, ocorrem deformações rúpteis nas rochas da Formação Marília.

Os lineamentos gerados, a partir dessas deformações, foram os condicionantes para a instalação dos sistemas de drenagens, responsáveis, em um primeiro momento, pelo isolamento do planalto na paisagem e, em um segundo momento, pelo festonamento do restante da morfoescultura.

Isto posto, há uma correlação de forças endógenas e exógenas, que se inicia na consolidação do embasamento Pré-Cambriano da Bacia do Paraná, e perpassa pela evolução dessa morfoestrutura e chega às atuais configurações morfológicas do planalto. É uma história geológica/geomorfológica, sem a qual, a compreensão da gênese e evolução da área de estudo estaria incompleta.

O segundo aspecto: exclui-se a ocorrência de eventos termotectônicos na Formação Marília na área do Planalto Residual de Marília que tenham atingido 120°C por no mínimo 1 Ma, e que tenham contribuído com a evolução dessa morfoescultura.

Baseado nas conclusões tiradas, faz-se duas considerações: uma geológica e uma geomorfológica.

Geologicamente, as análises dos resultados obtidos, embora não tenham demonstrado, de forma direta, a intensidade dos processos tectônicos que influenciaram a formação do planalto, não significa afirmar a inexistência de eventos tectônicos. Técnicas de datação de baixa temperatura, como U-Th/He em apatitas, podem ser úteis para sanar tal dúvida ou, até mesmo, comprovar o registro de falhas na Formação Marília feito por Riccomini (1997).

Assim, os dados alcançados apresentaram-se como uma importante ferramenta para estudos de proveniência sedimentar. A utilização do método contribuiu na demonstração da variação de áreas de rochas-fontes da Formação Marília através dos eventos geológicos responsáveis pelo registro dos traços de fissão, que abrangeram desde as colisões brasilianas, que contribuíram para a estruturação geológica do sudeste brasileiro, passando pelas orogenias paleozoicas e respectivas

subsidências relacionadas à evolução da Bacia do Paraná, até aos processos mais recentes, como a separação do Gondwana, o que demonstra e confirma a heterogeneidade de fontes de sedimentos e os eventos que culminaram na estruturação da Plataforma Sul-Americana.

Sobre a geomorfológica, mesmo que os resultados obtidos não tenham registrado eventos tectônicos na área de trabalho, o papel e importância da tectônica, embora não quantificáveis, são fundamentais para o entendimento das atuais formas de relevo. A epirogênese póscretácica e as fraturas e falhas na Formação Marília foram responsáveis, respectivamente, pelo isolamento do planalto na paisagem do Oeste Paulista e pelo festonamento das escarpas.

Uma possibilidade de pesquisa que se abre é a aplicação do MTF em amostras de zircão e apatita da Formação Botucatu e da Formação Serra Geral, nas zonas de contato entre o front das cuestas e as bordas da Depressão Periférica Paulista. Caso sejam registradas idades traços de fissão mais recentes do que a idade estratigráfica, será possível apontar o ínicio da epirogênese pós-cretácica e inferir a taxa de soerguimento. Os resultados desta pesquisa podem contribuir para o melhor entendimento da evolução geomorfológica de duas morfoesculturas: a Depressão Periférica Paulista e o Planalto Ocidental Paulista.

Por conseguinte, o MTF tem demonstrado ser uma excelente ferramenta multi e transdisciplinar, uma vez que o entendimento dos processos geradores dos traços de fissão recaem sobre a Física Nuclear, as interpretações são principalmente geológicas e, a partir delas, faz-se inferências sobre evolução geomorfológica.

ALMEIDA, F. F. M. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. **Div. Geol. Min.**, Bol. 241, DNPM, Rio de Janeiro, 1967.

ALMEIDA, F. F. M. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. **Div. Geol. Min.**, Bol. 241, DNPM, Rio de Janeiro, 1967.

AB'SABER, A. N. Ritmo da epirogênese pós-cretácica e setores das superfícies neogênicas em São Paulo. Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia, **Geomorfologia**, v.13, p. 1-19, 1969.

ARAÚJO FILHO, J. R.; AB'SABER, A. N. A região de Marília: notas geomorfológicas. Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia, Geomorfologia, v.14, p. 2-6, 1969.

BARCELOS, J. H. Reconstrução Paleogeográfica da Sedimentação do Grupo Bauru Baseada na sua Redefinição Estratigráfica Parcial em Território Paulista e no Estudo Preliminar Fora do Estado de São Paulo. Tese de Livre Docência, Inst. Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 190p., 1984.

BATEZELLI, A. Arcabouço tectono-estratigráfico e evolução das Bacias Caiuá e Bauru. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 40, n. 2, p. 265-285, 2010.

BATEZELLI, A. **Redefinição litoestratigráfica da unidade Araçatuba e da** sua extensão regional na Bacia Bauru no Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Inst. Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 110 p. 1998.

BATEZELLI, A. Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes. Tese de Doutorado, Inst. Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 183 p. 2003.

BATEZELLI, A.; GOMES, N. S.; PERINOTTO, J. A. de J. Petrografia e Evolução Diagenética dos Arenitos da Porção Norte e Nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). **Revista Brasileira de Geociências**. v.35, n.3, p. 311-322. 2005.

BIGARELLA, J. J. e outros. Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais. Florianópolis: Ed. UFSC, 2007.

BRANDT NETO, M.; PETRI, S.; COIMBRA, A.M. Considerações sobre a estratigrafia e ambiente de sedimentação da Formação Bauru. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. **Anais...** Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 557-566, 1978.

CARNEIRO, C. D. R.; MIZUSAKI, A. M. P.; ALMEIDA, F. F. M. A determinação da idade das rochas. **TERRÆ DIDATICA**. v.1, n.1, p.6-35, 2005.

CASSETI, V. Elementos de geomorfologia. Goiânia: Editora da UFG, 2001.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2006. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Escala 1:750.000. Ministério de Minas e Energia. v. 02.

DIAS, A. N. C. Método de Traços de Fissão em Zircão: Estudos Geocronológicos no Grupo Bauru. Dissertação, 73 f. (Mestrado em Ciências dos Materiais). Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Estadual Paulista, Presidente Prudente, 2008.

DIAS, A.N.C.; Tello S., C. A.; CHEMALLE Jr, F.; GODOY, M. C. T. F.; GUADAGNIN, F.; IUNES, P. J.; SOARES, C. J.; OSÓRIO A., A. M.; BRUCKMANN, M. P. Fission track and u-pb in situ dating applied to detrital zircon from vale do rio do peixe. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, p. 298-305, 2011.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FÚLFARO, V. J. Análise de bacia aplicada a prospecção de água subterrânea no planalto ocidental paulista, SP. **Geociências**, São Paulo, UNESP, v. 26, n. 3, 229-247, 2007.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FÚLFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão – RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para Detecção de Deformações Neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências-USP**, Geol. USP Sér. Cient., São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56, outubro 2004.

ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços neoquaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista:** implicações estratigráficas e tectônicas. 2000. 2v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

FERREIRA, F. J. F. Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural de Guapiara. In: **Simpósio Regional de Geologia**, 3, Curitiba. Anais. São Paulo, SBG, 1981.

FERNANDES, L. A. **A cobertura cretácea suprabasaltica no Estado do Paraná e Pontal do Paranapanema (SP):** Os Grupos Bauru e Caiuá. Dissertação de Mestrado, IG/ISP, p. 171, 1992.

FERNANDES, L. A. Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). Tese de Doutorado, IG/USP, p. 216, 1998.

FERNANDES, L. A. Calcretes e registros de paleossolos em depósitos continentais neocretáceos (Bacia Bauru, Formação Marília). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 40, n.1, p. 19-35, mar., 2010.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. O Grupo Caiuá (Ks): revisão estratigráfica e contexto deposicional. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 24, n. 3, p. 164-176, 1994.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). An. Acad. Bras. Ciênc., n. 68, p.195-205, 1996.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Rev. Bras. Geoc**., n. 30, p. 717-728. 2000.

FLEISHER R.L.; PRICE, P.B.; WALKER R.M. The ion explosion spike mechanism for formation of charger particles tracks in solids. **Journal Appl. Phys.** v. 36, p. 3645-3652, 1965.

FRANCO-MAGALHÃES, A. O. B.; HACKSPACHER, P. C.; SAAD, A. R.; Exumação tectônica e reativação de paleolineamentos no Arco de Ponta Grossa: termocronologia por traços de fissão em apatitas. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 40, v. 2, p. 184-195, 2010.

FULFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M. V.; VIANNA, R. B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 12, n. 4, p. 233-256, 1982.

FULFARO, V. J. Tectônica do alinhamento estrutural Paranapanema. Boletim IG. Instituto de Geociências, USP, v. 5, p. 129-138, 1974.

GALLAGHER, K.; BROWN, R.; JONSON, C. Fission track analysis and its applications to geological problems. Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. v. 26, p. 519-572, 1998.

GARVER J.I. Etching zircon age standards for fission-track analysis. Radiation Measurements, v. 37, p. 47-53, 2005.

GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; LEONARDOS, O. H.; DICKIN, A. P.; MITCHELL, J. G. The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume: Evidence From Large Volume, Mafic, Potassic Magmatism in SE Brazil. Journal of Petrology, v. 36, n.o 1, p. 189-229, 1995.

GODOY, D. F. Termotectônica por traços de fissão em apatitas dos altos estruturais de Pitanga, Pau d'álho e Jiboia - centro do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, IGCE/Unesp Rio Claro, p. 141, 2006.

GUEDES, S.; HADLER N., J.C.; IUNES, P.J.; PAULO, S.R.; ZUÑIGA, A.,. The spontaneous fission decay constant of 238U using SSNTD. J. Radioanal. Nucl. Chem. v. 254, p. 441–442, 2000.

GUEDES, S.; HADLER N., J.C.; IUNES, P.J.; ZUNIGA, A.; TELLO S., C. A., PAULO, S.R. The use of the U(n,f) reaction dosimetry in the determination of the  $\lambda_f$  value through fission tracks techniques. Nucl. Instrum. Method Phys. Res. A 496, p. 215-221, 2003a.

GUEDES, S.; HADLER N., J.C.; SARKIS, J.E.S.; OLIVEIRA, K.M.G.; KAKAZU, M.H.; IUNES, P.J.; SAIKI, M.; TELLO S., C.A., PAULO, S.R. Spontaneous fission decay constant of 238U measured by nuclear track techniques without neutron irradiation. **J. Radioanal. Nucl. Chem.** v. 258, p. 117-122, 2003b.

HASUI, Y. A Formação Uberaba. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 22, Belo Horizonte, **Anais...**, 167-179, 1968.

HASUI, Y. A grande coalisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. **Geociências**, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.

HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. *Geociências*, v. 10, p. 57-77, 1991.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). **Mapa geológico do Estado de São Paulo: 1:500.000**. São Paulo: IPT, vol. I, 1981, p. 46-8; 69 (Publicação IPT 1184).

IUNES, P.J.; BIGAZZI, G.; HADLER N., J.C.; TELLO S., C.A.; GUEDES, S.; PAULO, S.R.; BALESTRIERI, M.L.; NORELLI, P.; ODDONE, M.; OSÓRIO, A.M.; ZUÑIGA, A. The Th/U ratio in minerals by a fission-track technique: aplication to some reference samples in order to estimate the influence of Th in fission-track dating. **Radiation Measurements**, v. 35, p. 195-201, 2002.

IWANO, H.; DANHARA, T. A re-investigation of the geometry factor for fission-track dating of apatite, sphene and zircon. IN: **Advances in fission track geochronology**. Série de livros: Solid Earth Sciences library. V. 10, p. 47-66, 1998.

KLEMME, H. D. Petroleum basins - classification and characteristics. Journal of Petroleum Geology, 3 (2), p. 187-207, 1980.

LI, W.; WANG, L.; SUN, K.; LANG, M.; TRAUTMANN, C.; EWING, R. Porous fission fragment tracks in fluorapatite. **Physical Review**. B 82, p. 144 - 149, 2010.

LI, W.; WANG, L.; LANG, M.; TRAUTMANN, C.; EWING, R. Thermal annealing mechanisms of latent fission tracks: Apatite vs. zircon. **Earth and Planetary Science Letters**. v. 302, p. 227–235, 2011.

MANZINI, F. F. **Redefinição da Formação Marília em seu Local Tipo: Estratigrafia, Ambiente de Sedimentação e Paleogeografia**. Tese de Doutorado, IGCE, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

MESCERJAKOV, J. P. Les concepts de morphostruture et de morphosculture: un nouvel instrument de l'analyse geomorphologique. In **Annales de Geographie,** n<sup>o</sup> 423, 1968.

MILANI, E. J. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sulocidental. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutoramento, 255 p, 1997.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. **Boletim Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Orogenias paleozóicas no domínio sulocidental do gondwana e os ciclos de subsidência da bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n.4, p. 473-484, dez., 1998.

MILANI, E. J. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sulocidental. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutoramento, 255 p, 1997.

NORTHFLEET, A.; MEDEIROS, R.; MÜHLRNANN, H. Reavaliaçíio dos dados geológicos da bacia do Paraná. **Bol. Téc. da Petrobrás**, 12 (3): 291-343, 1969.

PAULA e SILVA, F.; CHANG, H. K.; CAETANO-CHANG, M. R. Perfis de referência do grupo bauru (K) no estado de São Paulo. **Geociências**, São Paulo, UNESP, v. 22, n. Especial, p. 21-32, 2003.

RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da bacia Bauru no estado de São Paulo. **Rev. Bras. Geoc**., n. 27, p. 153-162, 1997.

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, n.10, p.41-56, 1996.

SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K. Depósitos quaternários da região entre Marília e Presidente Prudente (SP). **Revista Brasileira de Geociências.,** n. 36, v. 3, p. 385-395, 2006.

SANFORD, R. M.; LANGE, F. W. Basin-study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, south Brazil. **AAPG Bulletin**, 44.8: 1316-1370, 1960.

SANTOS, C. A. M. Formas de relevo da cidade de Marília-SP. Presidente Prudente, 2006 (FCT/Unesp, Monografia).

SANTOS, C. A. M. O relevo e o sistema de afastamento e tratamento de esgoto da cidade de Marília-SP. 2009. 196 f. Dissertação (Mestrado em Geografia)- Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Estadual Paulista, Presidente Prudente.

SCHNEIDER, R. L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; VIEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. IN: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, 1974, Porto Alegre. **Anais do...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. V. 1, p. 41-65.

SILVA, E. C. N. Formação de depósitos tecnogênicos e relações com o uso e ocupação do solo no perímetro urbano de Presidente Prudente-SP. 2012. 183 f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Faculdade de Ciências e Tecnologia, Univerisade Estaudal Paulista, Presidente Prudente).

SILVA, R.B.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A.R.; ZAINE, J.E.; RAMOS, R.G.N. O alto estrutural de Vera Cruz-Garça, estado de São Paulo. **Geociências**, São Paulo, nº esp., p. 279-298, 1990.

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FÚLFARO, V.J.; AMARAL, G.; SUGUIO, K.; COIMBRA, A.M.; SOBREIRO NETO, A.F.; GIANCURSI, F.; CORREA, W.A.G.; CASTRO, C.G.J. Geologia da região sudoeste do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, 1979, Rio Claro. Boletim de Resumos... Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, p. 307-319, 1979. SOARES, P. C., LANDIM, P. M. B., FULFARO, V. J., SOBREIRO NETO, A. F. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. **Revista Brasileira de Geociências**. n.10, p. 177-185, 1980.

SOARES, P C.; BARCELLOS, P. E.; CSORDAS, S. M. Lineamentos em imagens de landsat e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da bacia do Paraná. São Paulo, **Paulipetro-Consórcio CESP/IPT**, p. 143-156, 1982.

STEIN, D. P.; MELO, M. S.; BISTRICHI, C. A.; ALMEIDA, M. A.; HASUI, Y.; PONÇANO, W. L.; ALMEIDA, F.F.M. Geologia de parte dos vales dos rios Paraná e Paranapanema. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, 1979, Rio Claro. **Atas...** Rio Claro: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 291-306, 1979.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; FULFARO, V. J. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geol. Soe.* **Am.**. **Buli**, 89, p. 181-191, 1978.

SUERTEGARAY, D. M. A e NUNES, J. O .R. A natureza da Geografia Física na Geografia. Revista Terra Livre, nº 17, 2º semestre/2001. São Paulo, Associação dos Geógrafos Brasileiros.

SUGUIO, K., BARCELOS, J. H. Calcretes of the Bauru Group (Cretaceous) Brazil: Petrology and Geological significance. *Bol. IG (São Paulo)*, v. 14, p. 31-47, 1983.

SUGUIO, K., BARCELOS, J. H. Nota sobre a ocorrência de atapulgita em sedimentos do Grupo Bauru, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 30, 1978, Recife. *Anais*... Recife: SBG, 1978. v. 3, p. 1170-1179.

SUGUIO, K.; FULFARO, V.J.; AMARAL, G.; GUIDORZI, L.A. Comportamentos estratigráfico e estrutural da Formação Bauru nas regiões administrativas 7 (Bauru), 8 (São José do Rio Preto) e 9 (Araçatuba) no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1, 1977, São Paulo. **Atas**... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 231-247, 1977.

SUGUIO, K. **Formação Bauru**: calcários e sedimentos detríticos associados. Inst. De Geociências, Universidade de São Paulo São Paulo, Tese de Livre-Docência, 2v, 1973.

TAGAMI, T.; CARTER A.; AND HURFORD J. Natural long-term annealing of the zircon fission- track system in Vienna Basin deep borehole samples: Constrains upon the partial annealing zone and closure temperatures, **Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.),** v. 130, p. 147-157, 1996.

TAGAMI, T., ITO, H., NISHIMURA, S. Thermal annealing characteristics of spontaneus fission tracks in zircon. *Chem. Geol.* (Isot. Geosc. Sect.), v. 80, p. 159-169, 1990.

TELLO S., C.A., R. PALISSARI, J.C. HADLER N., P.J. IUNES, S. GUEDES, E.A.C. CURVO AND S.R. PAULO. Annealing experiments on induced fission tracks in apatite: I. Measurements of horizontal-confined-track lengths and track densities in basal sections and randomly oriented grains. American Mineralogist. v. 91, p. 252-260, 2006.

TELLO S., C. A.; HADLER N., J.C.; IUNES, P.J.; GUEDES, S.; HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO B., L.F.; PAULO, S.R.; OSÓRIO A., A. M. Thermochronology of the South American platform in the State of São Paulo, through apatite fission tracks. **Radiation Measurements**, v.39, n.6: p.635-640, 2005.

TELLO S., C. A.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER N., J. C.; IUNES, P. J., GUEDES, S.; RIBEIRO B., L. F.; PAULO, S. R. Recognition of Cretaceus, Paleocene and Neogene Tectonic Reactivation, through Apatite Fission-Track Analysis, in Precambrian areas of the Southeast Brazil: Association with the South Atlantic Ocean Opening. Journal of South American Earth Science, v. 15, p. 765-774, 2003.

TELLO S, C. A. Estudo do annealing de traços de fissão em apatitas, tanto em seções basais com em seções sem orientação preferencial, a partir do comprimento e da densidade de traços de fissão. 1998. 107 f. Tese (Doutorado em Física) - Instituto de Física Gleb Wataghin, Universidade Estadual de Campinas.

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

ZALÁN, P. V. et al. Sinéclises Intracratônicas. In: GABAGLIA, G. P. R.; MILANI, E. J. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro: Ed. Gávea, p. 135-197, 1991.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; APPI, V. T.; SANTOS NETO, E. V.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M. W.; KOLATA, D. R.; OLTZ, D. F.; EIDEL, J. J. (Ed.). **Interior cratonic basins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1990. p. 681-708. (AAPG. Memoir, 51).