UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOCRONOLOGIA DA PORÇÃO SUL DO TERRENO
APIAÍ: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

Oswaldo Siga Junior

Concurso para obtenção do título de Professor
Livre-Docente junto ao Departamento de
Mineralogia e Geotectônica do Instituto de
Geociências da Universidade de São Paulo

SÃO PAULO

2010

NÃO CIRCULA

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900030765

GEOCRONOLOGIA DA PORÇÃO SUL DO TERRENO APIAÍ:
IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

Prof. Dr. Oswaldo Siga Junior

Concurso para obtenção do título de Professor
Livre-Docente junto ao Departamento de
Mineralogia e Geotectônica do Instituto de
Geociências da Universidade de São Paulo

São Paulo

2010

**GEOCRONOLOGIA DA PORÇÃO SUL DO TERRENO APIÁI: IMPLICAÇÕES
TECTÔNICAS**

RESUMO

1. INTRODUÇÃO	1
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E PRINCIPAIS COMPARTIMENTOS TECTÔNICOS.	2
3. MÉTODOS ISOTÓPICOS E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS	6
Análises U-Pb (TIMS)	6
Análises U-Pb (SHRIMP)	7
Análises Sm-Nd.	8
Análises K-Ar	8
4. TERRENOS PALEOPROTEROZÓICOS	9
4.1 - Núcleo Betara	9
<u>Síntese Geológica</u>	9
<u>Geocronologia do Núcleo Betara</u>	12
<i>Granodioritos proto a miloníticos</i>	12
<i>Sienogranitos proto a miloníticos</i>	15
4.2 - Núcleo do Tigre	19
<u>Síntese Geológica</u>	19
<u>Geocronologia do Núcleo do Tigre</u>	23
<i>Quartzo Monzodioritos proto a miloníticos</i>	23
<i>Sienogranitos proto a miloníticos</i>	25
4.3 - Núcleo Apiáí Mirim	27
<u>Características Geológicas e Geocronológicas</u>	27
5. TERRENOS MESOPROTEROZÓICOS	28
5.1 - Sequência Metavulcanossedimentar Água Clara	28
<u>Síntese Geológica</u>	28
<u>Geocronologia</u>	32
5.2 - Sequências Metavulcanossedimentares Betara e Perau	41
<u>Síntese Geológica</u>	41
<i>Sequência Metapsamítica (basal)</i>	41
<i>Sequência de Mármore, Cálcio-silicáticas e Metamargas (intermediária)</i>	42

<i>Sequência Metapelítica (Superior)</i>	43
<u>Geocronologia das Sequências Metavulcanossedimentares Betara e Perau</u>	43
<i>Sequência Metavulcanossedimentar Betara</i>	45
<i>Sequência Metavulcanossedimentar Perau</i>	48
5.3 - Sequência Metavulcanossedimentar Votuverava	49
<u>Síntese Geológica</u>	49
<u>Geocronologia</u>	50
6.-CONTEXTO ESTRUTURAL - TERRENOS PALEO-MESOPROTEROZÓICOS	52
7. TERRENOS NEOPROTEROZÓICOS	57
7.1 - Sequências Metavulcanossedimentares Lajeado e Antinha	57
<u>Características Geológicas e Geocronológicas</u>	57
7.2 - Sequência Metassedimentar Iporanga	59
<u>Características Geológicas e Geocronológicas</u>	59
7.3 - Faixa Itaiacoca	59
<u>Síntese Geológica</u>	59
<u>Geocronologia</u>	67
<i>Sequência Metacarbonática</i>	67
<i>Sequência Metapsamítica</i>	70
8 - CONSIDERAÇÕES FINAIS.	72
9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	81

ÍNDICE DAS FIGURAS:

Figura 1: Esboço Geológico-Tectônico dos Terrenos Precambrianos do sul-sudeste do Brasil.

1a: Reconstrução Paleogeográfica – W- Gondwana **1b:** Compartimentos Tectônicos do Sul-Sudeste do Brasil **1c:** Esboço Geológico-Tectônico do Terreno Apial – leste do Paraná sudeste de São Paulo.

Figura 4: Esboço Geológico da Região do Betara, leste paranaense

Figura 4.1: Granodiorito milonítico com micróliton rotacionado do Núcleo Betara (LBT-13).

Figura 4.2: Feições de mistura: metabasitos e sienogranitos do Núcleo Betara (LBT-12)

Figura 4.3: Diagrama concórdia: análises U-Pb (TIMS) em zircões; rocha granodiorítica protomilonítica do Núcleo Betara (afloramento LBT-13). Imagens obtidas através de lupa binocular.

Figura 4.4: Diagramas step and heat (Pb-Pb EV-TIMS): cristais de zircão de granodioritos proto a miloníticos do Núcleo Betara (afloramento LBT-13). Imagens obtidas através de lupa binocular.

Figura 4.5: Fotomicrografia: cristais de zircão de sienogranito milonítico do Núcleo Betara (afloramento CER-08; lupa binocular-aumento de 135x).

Figura 4.6: Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão de sienogranito milonítico do Núcleo do Tigre (afloramento GKM-50; dimensões entre 70 e 200 μ).

Figura 4.7: Diagramas concórdia : análises U-Pb (TIMS) em zircão de sienogranitos miloníticos do Núcleo Betara.

Figura 4.8: Diagramas step and heat (Pb-Pb EV-TIMS): cristais de zircão de sienogranitos proto a miloníticos do Núcleo Betara (afloramento GKM-50).

Figura 4.9: Diagrama Concórdia: análises U-Pb (TIMS) em zircão de rocha metabásica do Núcleo Betara (afloramento LBT-12). Inclui imagens de cristais de zircão obtidas através de lupa binocular (cristais de zircão: 80-150 μ m).

Figura 4.10 Esboço Geológico da Região do Perau.

Figura 4.11: Sequência de fotografias das rochas de composição quartzo monzonítica a quartzo monzodiorítica, protomiloníticas(a e b), miloníticas(c e d) e miloníticas bandadas(e).

Figura 4.12: Sienogranito protomilonítico do Núcleo do Tigre.

Figura 4.13: Corredores de deformação (faixas ultramiloníticas) em meio a rochas protomiloníticas (porfiroclastos de feldspato; afloramento-GKM-94).

Figura 4.14: Diagrama Concórdia: análises U-Pb (TIMS) em zircão de quartzo monzodiorítico milonítico do Núcleo do Tigre (afloramento GKM-15).

Figura 4.15: Fotomicrografia de zircões da amostra GKM-35 (sienogranito milonítico) do Núcleo do Tigre (aumento de 135x).

Figura 4.16: Diagrama Concórdia: análises U-Pb (TIMS) em zircão de sienogranito milonítico do Núcleo do Tigre (afloramento GKM-35).

Figura 4.17: Hábito dos zircões em lupa (HP-188).

Figura 4.18: Diagrama Concórdia: análises U-Pb (TIMS) em zircão de sienogranito milonítico do Núcleo Apiaí Mirim (afloramento HP-188).

Figura 5: Esboço Geológico-Tectônico do Terreno Apiaí-leste do Paraná, sudeste de São Paulo.

Figura 5.1: Boudins em mármore impuros pertencentes à Formação Água Clara.

Figura 5.2: Dobramentos em mármore impuros da Sequência Água Clara (Sn+1).

Figura 5.3: Afloramento de rocha metabásica da região de Araçáiba (WWD-03).

Figura 5.4: Diagrama Tera-Wasserbourg com imagens de catodoluminescência de cristais de zircão da rocha metabásica WWD-03

Figura 5.5: Diagrama Concórdia: análises U-Pb (TIMS) em zircão de rocha metabásica (afloramento WWD-03).

Figura 5.6: Padrão obtido através de evaporação de monocristal em filamento (afloramento WWD-03).

Figura 5.7: Diagrama Concórdia U-Pb TIMS para rochas metabásicas da Sequência Água Clara (afloramento WWD-32). Inclui imagem de cristais de zircão obtida através de lupa binocular (120 a 200µm).

Figura 5.8: Diagrama Concórdia U-Pb TIMS para rochas metabásicas da Sequência Água Clara (afloramento WWD-33). Inclui imagem de cristais de zircão obtida através de lupa binocular (100 a 150µm).

Figura 5.9: Diagrama Concórdia U-Pb TIMS para rochas metabásicas da Sequência Água Clara (afloramento WWD-78). Inclui imagem de cristais de zircão obtida através de lupa binocular (100 a 150µm).

Figura 5.10: Diagrama Concórdia U-Pb TIMS para rochas riolíticas (afloramento WWD-25). Inclui imagem de cristais de zircão obtida através de lupa binocular (150 a 200µm).

Figura 5.11: Sequência Metavulcanossedimentar Betara - **Sequência Metapsamítica (basal): A.** Dobras cilíndricas D3 em quartzitos com filitos intercalados; **B.** estratificação cruzada em quartzitos com intercalações de metapelitos; **Sequência de Mármore, Calciossilicáticas e Metamargas (intermediária): C.** D2 dobras isoclinais (D2) em metamargas; **Sequência Metapelítica (superior): D.** clivagens de crenulação em filitos; **E.** rochas metabásicas.

Figura 5.12: Diagrama Concórdia U-Pb TIMS para rochas metabásicas da Sequência Betara (A: LBT-7A; B: LBT-9). Inclui imagem de cristais de zircão obtida através de lupa binocular.

Figura 5.13: Diagrama Concórdia U-Pb SHRIMP para rochas metabásicas da Sequência Perau (amostra: GKM-41). Imagens obtidas através de catodoluminescência.

Figura 5.14: Diagrama Concórdia U-Pb (A: TIMS e B: SHRIMP) de zircões detriticos de rochas pelito quartzosas da Sequência Votuverava.

Figura 5.15: Diagrama Concórdia U-Pb TIMS para rochas metabásicas da Sequência Votuverava (amostras: A- HCM-01; B- HCM-16).

Figura 5.16: Diagrama Concórdia: análises U-Pb (TIMS) em zircão de rocha granítica do corpo Varginha (afloramento HCM-13).

Figura 6.1: Diagramas de Shmidt-Lambert, **a-** Sequência metavulcanossedimentar Betara: dobramento D3, com eixo NE-SW, subhorizontal e D4 com eixo NW-SE, subhorizontal; **b-** Sequência metavulcanossedimentar Votuverava: dobramento D3 com eixo NE-SW, subhorizontal e D4 com eixo NW-SE, subhorizontal; **c e d-** Sequência metavulcanossedimentar Água Clara: dobramentos D3 com eixo NE-SW; **e-** Núcleo Betara: granodioritos e sienogranitos: superfícies NE-SW vertical (Z. C.Lancinha).

Figura 6.2: Perfis Geológicos da Região do Betara, leste do Paraná: **A-B** setor sul da área de estudo (Povinho de São João); **C-D** setor central da área de estudo (Cerne); **E-F** setor norte da área de estudo (Rio Abaixo).

Figura 7: Esboço Geológico-Tectônico do Terreno Apiaí-leste do Paraná, sudeste de São Paulo.

Figura 7.1: Esboço Geológico da Faixa Itaiacoca.

Figura 7.2: Estruturas Estromatolíticas em Calcários Dolomíticos.

Figura: 7.3: Metarenitos Conglomeráticos contendo seixos de rochas vulcânicas e subordinadamente quartzo e metapelitos (**A**); Rochas metavulcânicas amigdaloidais (**B**).

Figura: 7.4 Dobramentos D2 (eixo: S60/40W) em filitos da Faixa Itaiacoca.

Figura 7.5: Diagrama de Shmidt Lambert: (**A**) - foliação S1; (**B**) L1 *lineação de estiramento de amígdalas* – contornos indicam densidades das medidas.

Figura 7.6: Perfis Geológicos: **AB** - Lagoa dos Ribas – São Luiz dos Machados; **CD** - Estrada do Cerne – Abapã – Herval do Xaxim; **EF** - Banestado – Ribeirão das Areias – Olhos d'Água.

Figura 7.7: Análises U-Pb e Pb-Pb de rochas metabásicas intercaladas aos metacalcários dolomíticos (seqüência basal) da Faixa Itaiacoca.

Figura 7.8: Análises U-Pb de rochas metavulcânicas intercaladas aos metarcóseos da Faixa Itaiacoca.

Figura 8.1: Diagramas Epsilon Nd vs. Epsilon Sr e Epsilon Nd vs. Tempo (DePaolo, 1988).

Figura 8.2: Proposta envolvendo litoestratigrafia e idades do Terreno Apiaí.

ANEXO:

Tabela 1: Sumário dos dados geocronológicos das Sequências Metavulcanossedimentares da porção sul do Terreno Apiaí

AGRADECIMENTOS:

Ao iniciar este texto muitos eram os amigos a quem gostaria de agradecer pela cobrança, na realidade um grande incentivo à realização deste trabalho. A ajuda recebida, as discussões científicas realizadas durante a elaboração deste trabalho e do memorial fizeram com que o número de pessoas a quem gostaria de agradecer se tornasse muito maior e, não tenho dúvidas, iria esquecer alguns dos nomes. Desta forma quero agradecer muito a todos que direta ou indiretamente colaboraram com este trabalho. Em especial aos amigos do IGc-USP e do CPGeo pelos anos de convivência e amizade

Dedico este trabalho com todo amor e carinho a minha esposa Lena, as minhas filhas Andréa e Carolina, ao meu filho Guilherme e a sua esposa Cristiane.

RESUMO

O principal objetivo deste trabalho é apresentar uma síntese dos dados geocronológicos atualmente disponíveis para as seqüências metavulcanossedimentares que ocorrem na porção sul do Terreno Apiaí, leste do Paraná, sul-sudeste do território brasileiro. Os dados obtidos, principalmente nesta última década, têm modificado substancialmente o cenário tectônico do sul-sudeste brasileiro, identificando a presença de bacias extensionais (rifts continentais) com magmatismo e sedimentação associada do final do Paleoproterozóico (1.790-1.750 Ma) e do Mesoproterozóico (1.600-1.450 Ma). O desenvolvimento desses processos parecem ter se iniciado no final do Paleoproterozóico (Núcleos Betara, Perau e Apiaí Mirim), evoluindo para bacias mais amplas durante o Mesoproterozóico (seqüências metavulcanossedimentares Betara, Perau, Votuverava e Água Clara). No continente Sul-Americano registros geológicos similares são reconhecidos, de modo descontínuo, ao longo de grande parte de sua porção centro-oriental. Associam-se a importantes cicatrizes relacionadas a processos de ruptura de grandes massas continentais aglutinadas durante o Paleoproterozóico (Supercontinente Columbia – Rogers & Santosh, 2002). Padrão distinto é observado para a Seqüência Itaiacoca, que ocupa a porção setentrional do Terreno Apiaí. O estudo geológico-geocronológico caracterizou a existência de dois conjuntos litológicos temporalmente distintos, o primeiro com idades mínimas de deposição relacionadas ao final do Mesoproterozóico/início do Neoproterozóico (associação plataformar carbonática: 1.030-980 Ma). O segundo conjunto é representado principalmente por metapsamitos/metavulcânicas com idades de deposição relacionadas ao Neoproterozóico (645-628 Ma). Os períodos assinalados, relacionam-se num contexto tectônico a processos de ruptura do Supercontinente Rodínia (metabásicas de natureza toleítica/subalcalina: 1.030-908 Ma) e a processos deposicionais associados a aglutinação do Supercontinente Gondwana (metatraquitos ultrapotássicos : 645-628 Ma). No âmbito do Terreno Apiaí valores do intervalo 630-600 Ma relacionam-se as principais épocas de formação dos Batolitos Três Córregos (intrusivo na Seqüência Água Clara) e Cunhaporanga (intrusivo nas Seqüências Itaiacoca e Abapã), considerados representantes de arcos magmáticos Neoproterozóicos. Valores isotópicos pouco mais jovens referem-se a época de deposição da seqüência metassedimentar Iporanga e Antinha (590-570 Ma), a colocação dos maciços graníticos do Cerne, Rio Abaixo, Passa Três (580-560 Ma) e desenvolvimento de bacias sedimentares tipo Castro e Camarinha (~550 Ma). O atual quadro tectônico, estabelecido no final do Neoproterozóico, com registros do Cambriano, é o resultado de processos de colagens relacionados à formação do Gondwana Ocidental.

ABSTRACT

The aim of this work is the presentation of a synthesis of available geochronological data for the metavolcano-sedimentary sequences which occur in the southern part of the Apiaí Terrane of eastern Paraná in south-southeastern Brazil. These data, especially those obtained during the last decade, have made substantial modifications to the tectonic scenario of south-southeastern Brazil with the recognition of the presence of extensional basins (continental rifts) with magmatism and sedimentation at the ends of the Paleoproterozoic (1,790 – 1,750 Ma) and of the Mesoproterozoic (1,600 – 1,450 Ma). These processes started at the end of the Paleoproterozoic in the Betara, Perau and Apiaí Mirim nuclei, and the basins became wider during the Mesoproterozoic with the deposition of the Betara, Perau, Votuverava and Água Clara metavolcano-sedimentary sequences. In the South American continent similar but discontinuous geological registers are recognized in a large part of central-southern region. They are associated with important scars left by the break-up of large continental masses which were united during the Paleoproterozoic in the Columbia Supercontinent (Rogers & Santosh, 2002). A different pattern is found for the Itaicoca Sequence which occupies the northern part of the Apiaí Terrain. Here two rock associations of different ages are found, with minimum deposition ages at the end of the Mesoproterozoic or beginning of the Neoproterozoic. The first is a metamorphosed 1,030 – 980 Ma carbonate platform association with subalkaline, tholeiitic metabasic rocks, while the second mainly contains metapsammites and metavolcanic rocks including ultrapotassic trachytes deposited during the Neoproterozoic between 645 and 628 Ma. These two periods are associated respectively with the break-up of Rodínia, and with the agglutination of Gondwana. In the Apiaí terrain the Três Córregos batholiths which cuts the Água Clara sequence, and the Cunhaporanga batholiths which cuts the Itaicoca and Abapã sequences were intruded during the 630 – 600 Ma interval, and are believed to represent magmatic arcs. Younger deposition ages are found for the Iporanga-Antinha metasedimentary sequence (590 – 570 Ma), for the intrusion of the Cerna, Rio Abaixo and Passa Três granites (580 – 560 Ma), and for the development of the Castro and Camarinha sedimentary basins (~550 Ma). The present tectonic picture was set up at the end of the Neoproterozoic and beginning of the Cambrian, and is a consequence of the processes which formed western Gondwana.

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho tem como principal objetivo apresentar o quadro geocronológico atualmente disponível para as seqüências metavulcanossedimentares e núcleos granito-gnáissicos, admitidos como de embasamento, que ocorrem na porção sul do Terreno Apiaí, leste do Paraná, sul-sudeste do território brasileiro. Os estudos geocronológicos referem-se principalmente a análises isotópicas U-Pb (zircão) obtidas nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo-CPGeo-IGc-USP (TIMS e EVTIMS) e através de cooperação científica internacional com Laboratórios da Research Scholl of Earth Sciences, Australian National University, Canberra (Dr. Allen P. Nutman) e Beijing-China (Dr. Liu Dunyi), utilizando-se da técnica SHRIMP. Envolveu, adicionalmente, análises isotópicas Sm-Nd (RTO) e K-Ar/Ar-Ar (minerais), realizadas no CPGeo-IGc-USP. Representam estudos realizados principalmente na última década pelo autor e equipe envolvida em projetos científicos relacionados a pesquisas geológicas e geocronológicas do sul-sudeste brasileiro, em parte, apresentados em congressos, simpósios e publicados em artigos científicos e revistas especializadas. Tais pesquisas contaram adicionalmente com a participação de alunos de graduação e pós-graduação, resultando em relatórios científicos, trabalhos de formatura, dissertações de mestrado e teses de doutorado. Três artigos que considero de grande importância ao tema aqui abordado, publicados ou em fase de publicação, referem-se: 1- "Magmatic Records of Lower Neoproterozoic and upper Neoproterozoic in Itaiacoca Belt (Paraná-Brazil): Zircon Ages and Lithostratigraphy studies" (Gondwana Research, 2009); 2- "Geology and Geochronology of the Betara Region in South-Southeastern Brazil: Evidence for Possible Statherian (1.80-1.75 Ga) and Calymmian (1.50-1.45 Ga) Extension Events" (Gondwana Research, 2010); 3- "Cyclic Crustal Evolution in the Southern Ribeira Belt, Southern Brazil: The Opening and Closing of a Late Proterozoic Ocean". (International Journal of Earth Sciences-submetido).

De um modo geral, o estudo de seqüências metassedimentares pré-cambrianas, que envolvem eventos deformacionais superpostos, expressivas zonas de cisalhamento, aloctonia de conjuntos litológicos, ausência de registros geológicos completos, granitogênese associada, não é tarefa fácil, e necessita de estudos geológico-geocronológicos detalhados e precisos, que permitam a reconstrução do quadro geológico original. O estudo geológico-geocronológico realizado nesta porção sul do Terreno Apiaí, permitiu a caracterização de importantes registros de magmatismo e

sedimentação relacionados ao final do Paleoproterozóico, do Mesoproterozóico, bem como do Neoproterozóico inferior e superior. Os dados obtidos, junto a registros similares de outras regiões permitiu, adicionalmente, a realização de uma abordagem tectônica, caracterizando a importância dos períodos assinalados no contexto tectônico regional. O termo "*terreno*" é aqui utilizado no sentido de Howell (1989a e b). Segundo este autor, um cinturão orogênico é um quebra-cabeça constituído por diferentes pedaços da crosta. Em sua reconstituição é fundamental o reconhecimento das partes que o compõem, implicando na descrição de dados estratigráficos e estruturais. Essas "partes" são definidas como terrenos tectonoestratigráficos, limitadas por zonas de cisalhamento e compostas por unidades litológicas distintas. Dentre as classificações de Howell (1995) acredito que a referente a "fragmentos de continentes" é a que mais se aproxima do Terreno Apiaí. Estes apresentam múltiplos ciclos deposicionais, podem conter embasamento ainda preservado e envolvem processos de acreção e colagem de terrenos.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E PRINCIPAIS COMPARTIMENTOS TECTÔNICOS:

Os trabalhos geológicos do Pré-cambriano paranaense foram motivados desde cedo devido a presença de importantes jazimentos minerais na região (chumbo, prata, ouro, cobre, cassiterita, wollastonita, sheelita, mármore, fluorita, barita, calcita, esfalerita e rochas ornamentais). Durante a segunda metade do século XIX até o final da década de 50, os trabalhos realizados envolveram principalmente o reconhecimento geológico desses terrenos. Neste período surgem os primeiros mapas regionais e a denominação de "Série Assunguy" para as rochas metassedimentares do leste paranaense. Destacam-se, neste período, as pesquisas realizadas por Oliveira (1927), Carvalho e Pinto (1937), Oliveira e Leonardos (1943) e Maack (1947), Bigarella e Salamuni (1958) e Almeida et al. (1956).

A partir da década de 60 inicia-se uma nova fase, onde os estudos envolvendo relações estratigráficas, tectônicas, e mapeamentos geológicos (locais e regionais) são priorizados. A partir deste período, várias foram as proposições estratigráficas do pré-cambriano paranaense, incluindo a adição ou retirada de formações, modificações no empilhamento, áreas de ocorrência, atingindo mais de quarenta (40) colunas geológicas

sugeridas, sintetizadas em Fiori (1990) e Fassbinder (1990). Dentre os trabalhos de cartografia geológica, síntese e integração regional destacam-se os efetuados pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, os de Bigarella e Salamuni (1967), Marini et al. (1967), Fuck et al. (1967 e 1971), Marini (1970), Ebert (1971), Hasui et al. (1975).

Trabalhos de integração, re-interpretação e novos levantamentos foram realizados a partir da década de oitenta, com destaque para Silva e Algarte (1981), Biondi (1983), Hasui et al. (1984), Campanha et al. (1985 e 1986), Reis Neto e Soares (1987), Fiori (1990, 1991 e 1992), Fiori et al. (1987); Campanha (1991), Gimenez Filho (1993); Gimenez Filho et al. (2000), Fassbinder (1996), Maniesi e Oliveira (1997 e 1998), Soares et al. (1998), Campanha e Sadowiski (1999) e Hackspacher et al. (2000). Nos últimos anos as pesquisas de cunho geocronológico se intensificaram, contribuindo significativamente ao quadro estratigráfico desses terrenos, merecendo destaque os trabalhos de Tassinari et al. (1990), Daitx (1996), Nogueira (1990), Reis Neto (1994), Maniesi e Oliveira (1997), Basei et al. (1995, 1998, 1999, 2000, 2001, 2003 e 2008), Siga Junior et al. (1995, 1996, 2001, 2003 a, b, c; 2008 a e b e 2009), Sato e Siga Junior (2001), Sato et al. (2003), Kaulfuss (2001), Juliani et al. (2000), Hackspacher et al. (2000 e 2003), Oliveira et al. (2003 e 2008), Cury et al. (2002), Prazeres Filho (2000 e 2005), Prazeres Filho et al. (2003a, 2003b, 2003c), Salazar et al. (2004), Campanha et al. (2004, e 2008 a e b), Ribeiro (2006), Weber et al. (2003) e Heilbron et al. (2008).

Discussões relativas as idades de implantação, desenvolvimento, bem como de posicionamento tectônico (rift, backarc, forearc, intra - arc, interarc) são comuns entre os inúmeros autores que se dedicam ao estudo do Terreno Apiaí. Existe, de um modo geral, concordância quanto a existência de importantes compartimentos tectônicos balizados por expressivas zonas de cisalhamento, que incluem seqüências metavulcanossedimentares, núcleos de embasamento, bem como inúmeros maciços graníticos, num contexto deformacional cuja dinâmica é ainda incerta, conforme ilustrado na figura 1. Nesta figura (1b e 1c), o compartimento localizado a sul-sudeste inclui as seqüências metavulcanossedimentares Votuverava (Bigarella e Salamuni, 1958; Fritzons Jr. et al., 1982), Betara e Perau (Piekarz, 1981 e 1984; Takahashi et al., 1984), Rio das Pedras (Campos Neto, 1983; Campanha et al., 1985, 1986), Subgrupo Ribeira (Campanha, 1991; Campanha e Sadowski, 1999), núcleos granito-gnáissicos do Tigre (inclui os núcleos Perau e Anta Gorda) e Betara (inclui os núcleos Ouro Fino e Alto Açungui), cujos principais estudos referem-se a Fritzons Jr. et al. (1982), Piekarz (1981, 1984), Daitx (1996), Kaulfuss (2001) e Cury et al. (2002 e 2003). Inclui adicionalmente inúmeros

maciços graníticos, a exemplo de Morro Grande, Cerne, Passa Três, Rio Abaixo, Capivara e Chacrinha (Fuck et al., 1967; Prazeres Filho et al., 2003a, b, c). Esse compartimento é balizado a sul, através da Zona de Cisalhamento Lancinha, com os terrenos gnáissicos migmatíticos do Complexo Atuba (Siga Júnior et al., 1995) e suas coberturas, que incluem as seqüências Capiru (Bigarella e Salamuni, 1958), Turvo Cajati (Silva e Algarte, 1981), Serra das Andorinhas (Campanha et al., 1985, 1986) ou Rio Pardo (Campos Neto, 1983). O balizamento a norte, desse compartimento é realizado através dos Lineamentos Morro Agudo, Ribeira, e Agudos Grandes.

Entre os Lineamentos Agudos Grandes e da Figueira ocorrem as seqüências metassedimentares Iporanga (Daitx, 1980; Campanha et al., 1986). Compreende uma seqüência metavulcanossedimentar, integralmente de baixo grau metamórfico, fácies xisto-verde, zona da clorita (Silva et al., 1998a e 1998b; Pires, 1981; Campanha et al., 1986).

Balizado no setor centro-oriental pelos Lineamentos Ribeira, Figueira e o Lineamento Quarenta Oitava, e na porção sul-ocidental pelo Lineamento Morro Agudo ocorrem as seqüências metassedimentares, também de baixo grau metamórfico, Lajeado (Campanha et al., 1985, 1986) e Antinha (Dias e Salazar Jr., 1987; Oliveira et al., 2003).

Pouco mais a nor-noroeste, balizado pelos Lineamentos Morro Agudo, Quarenta Oitava e a norte-noroeste pelo Lineamento Itapirapuã ocorrem as seqüências metavulcanossedimentares Água Clara (Marini et al., 1967); Córrego dos Marques (Bistrichi et al., 1985); Batolito Granítico Três Córregos (Fuck et al., 1967; Prazeres Filho, 2000 e 2005; Prazeres Filho et al. 2003a,b,c) e Complexo Gnáissico Migmatítico Apiaí Mirim (Takahashi et al., 1984; Hasui et al., 1984).

A porção setentrional do Terreno Apiaí inclui a seqüência metavulcanossedimentar Itaiacoca (Almeida, 1956; Trein et al., 1985; Soares et al., 1987; Souza, 1990; Reis Neto, 1994), bem como o Complexo Granítico Cunhaporanga (Fuck et al., 1967; Guimarães, 1995 e 2000; Prazeres Filho, 2000 e 2005). É limitado a oeste pelos depósitos vulcanoclásticos da bacia de Castro e pelos depósitos devonianos da Bacia do Paraná, e a sul-sudeste pelo Lineamento Itapirapuã. Os contatos das seqüências metavulcanossedimentares se fazem a noroeste com o Complexo Granítico Cunhaporanga, intrusivo nesses litotipos e a sudeste com o Complexo Granítico Três Córregos, através da Zona de Cisalhamento Itapirapuã.

Figura 1: Esboço Geológico-Tectônico dos Terrenos Precambrianos do sul-sudeste do Brasil.

1a: Reconstrução Paleogeográfica – W- Gondwana (Cratons: AM, Amazonas; SF, São Francisco; LA, Luís Alves; RP, Rio de La Plata; RA, Rio Apa; SL, São Luis; WA, West Africa; C, Congo; KA, Kalahari; adaptado de Unrug, 1997).

1b: Compartimentos Tectônicos do Sul-Sudeste do Brasil (Basei et al., 2000; Campos Neto, 2000; Heilbron et al., 2008): A- Microplaca Luís Alves; B- Complexo Atuba; C- Terreno Apiaí; D- Batólito Paranaguá.

1c: Esboço Geológico-Tectônico do Terreno Apiaí – leste do Paraná sudeste de São Paulo (Campanha et al., 1987; Siga Junior et al., 1995, 2008a, b, c; Basei et al., 2000; Campos Neto, 2000; Heilbron et al., 2008): 1 – Bacias de Castro / Camarinha [550-540 Ma]; 2 – Batólito Granítico Cunhaporanga [630-600Ma]; 3 – Faixa Itaiacoca [Sequência Itaiacoca: 1000-900 Ma e Sequência Abapá: 650-630 Ma]; 4 – Batólito Granítico Três Córregos [630-600Ma]; 5 – Sequência Água Clara [1600-1470Ma]; 6 – Sequências Lajeado / Antinha e Sequência Iporanga [600Ma]; 7 – granitóides sin a pós colisionais [580-560Ma]; 8 – Sequência Votuverava [1500-1450Ma]; 9 – Sequências Perau e Betara [1500-1450Ma]; 10 – granitóides alcalinos proto a miloníticos [1750Ma] e calcioalcalinos [Núcleos do Tigre e Betara; 2200Ma]; 11 – Sequências Capiru / Turvo Cajati; 12 – Complexo Atuba [idades de formação: 2100-2000 Ma; idades de migmatização: 620-600Ma].

MÉTODOS ISOTÓPICOS E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS:

As análises geocronológicas foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências (IGc) da Universidade de São Paulo (USP) e envolveram principalmente os métodos U-Pb (TIMS) em zircões, Sm-Nd (rocha total) e K-Ar em biotitas. Estudos geocronológicos adicionais foram realizados através do método U-Pb nos laboratórios da Research School of Earth Sciences, Australian National University, Camberra (Dr. Allen P. Nutman) e Beijing-China (Dr. Liu Dunyi), utilizando-se da técnica SHRIMP.

Análises U-Pb (TIMS)

A concentração de zircões para análises U-Pb foi realizada utilizando-se de britador de mandíbulas, moinho de discos, conjunto de peneiras, mesa de Wiffley, separador magnético tipo Frantz e líquidos densos (bromofórmio e iodeto de metileno). A seleção fina (multigrãos) foi realizada por catação manual sob lupa binocular, utilizando-

se para pesagem a relação densidade vs. volume. Foram selecionados para análise cerca de 10 à 15 cristais de zircão, que após limpeza (HCl + HNO₃) foram dissolvidos em micro-bombas de teflon, sendo o urânio (U) e o chumbo (Pb) separados através de colunas de resina aniônica, segundo procedimentos descritos em Basei et al. (1995), adaptados de Krogh (1973 e 1982) e Parrish (1987). O traçador (*spike*) utilizado foi o ²⁰⁵Pb, e o branco total obtido foi da ordem de 10pg. As medições foram realizadas em espectrômetro de massa multi-coletor Finnigan MAT-262. No CPGeo os valores médios medidos para os padrões NBS-981 e NBS-983 são respectivamente de: ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb = 0,05903±0,02% e 0,000368±3%; ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb = 0,91479±0,01% e 0,071212±0,05% e ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb = 2,1675±0,01% e 0,013617±0,06%, com variação anual de 1σ. O fator de correção de fracionamento utilizado para normalização é de 0,095% u.m.a. (unidade de massa atômica). Os resultados foram calculados no programa ISOPLOT 2003 (Ludwig, 2003) e apresentados com desvios de 2σ. As constantes utilizadas referem-se as recomendadas por Steiger e Jäger (1977): $\lambda(^{238}\text{U}) = 1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$ e $\lambda(^{235}\text{U}) = 9,8485 \cdot 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$.

Análises U-Pb (SHRIMP)

As datações U-Pb (zircões) SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) foram executadas através de cooperação científica com laboratórios da Research Scholl of Earth Sciences, Australian National University e Beijing-China.

Os cristais de zircão foram montados em seções circulares de epoxi com 2,54 cm de diâmetro e 6 mm de espessura, polida e metalizada com 10 nm de ouro. Foram obtidas imagens de catodoluminescência e de microscópio petrográfico em luz transmitida e refletida, previamente a cobertura, para caracterização dos cristais e escolha dos pontos adequados para análises.

O equipamento utilizado foi o SHRIMP - I e os procedimentos seguiram os descritos em Compston et al. (1984) e Williams (1997). Os padrões utilizados para medição das concentrações e das razões isotópicas foram o SL -13e AS - 57. Os erros das contagens são absolutos e referem-se a 1 σ, enquanto das idades são apresentados com 2 σ. Os resultados foram calculados em programa ISOPLOT/Ex, versão 2.10, de Ludwig (2003), observando-se as constantes recomendadas pela IUGS (Steiger & Jager, 1977).

Análises Sm-Nd

As análises Sm-Nd foram realizadas em sistema rocha total, e os procedimentos utilizados seguiram os descritos em Sato et al. (1995) e Sato (1998). No CPGeo os valores médios medidos para os padrões de Nd (La Jolla e BCR-1) são: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511849 \pm 0,000025$ e $0,512662 \pm 0,000027$, respectivamente (variação anual de 1σ). Erros máximos medidos das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ em amostras são menores que 0,004% e 0,01%, respectivamente, com nível de precisão de 2σ . As razões isotópicas de Nd foram obtidas em espectrômetro de massa multi-coletor Finnigan MAT-262, enquanto as de Sm em espectrômetro mono-coletor VG-354. O branco total foi da ordem de 0,4ng para o Nd e 0,7ng para o Sm. O cálculo da idade modelo foi baseado em valores publicados em De Paolo et al. (1991): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\text{CHUR})_0 = 0,512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} (\text{CHUR})_0 = 0,1967$ e $\lambda_{147} = 6,54 \cdot 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$.

Análises K-Ar

As análises K-Ar seguiram os procedimentos discutidos em Amaral et al. (1966), com modificações. As análises de potássio foram realizadas em duplicata e quantificadas através de fotometria de chama (aparelho MICRONAL, modelo B-262). O argônio é extraído em ultra alto vácuo (pressões inferiores a 10^{-7} mm de Hg) e purificado em fornos de cobre e titânio. A reprodutibilidade do método é da ordem de 2 a 3%, com base na utilização de padrões laboratoriais. Para o cálculo das idades são utilizadas as constantes recomendadas por Steiger e Jäger (1977): $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$; $\lambda_k = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{atm}} = 295,5$ e $^{40}\text{K} = 0,01167\% \text{ K total}$.

O método ^{40}Ar - ^{39}Ar diferencia-se do método K-Ar convencional por não haver necessidade de se obter medidas de K. As determinações ^{40}Ar - ^{39}Ar são efetuadas dosando-se o ^{40}Ar radiogênico, resultante da desintegração do ^{40}K e o ^{39}Ar produzido artificialmente, em reator nuclear, a partir do ^{39}K . Esta última reação é obtida por irradiação com fluxo integrado de aproximadamente 10^{16} - 10^{18} nêutrons rápidos/cm² durante um período variável de 5 a 10 dias (IEA-R1). Terminada a irradiação as amostras e os padrões (monitores) devem ficar estocados durante 2 a 3 semanas para que se "esfrie", isto é para que a radiação emitida caia a níveis toleráveis para se proceder a extração do Ar. No CPGeo é utilizada a técnica de extração a laser, onde são suficientes alguns grãos minerais, selecionados e montados sobre suporte adequado (cobre OFHC).

No cálculo das idades devem ser levados em conta os efeitos das reações nucleares interferentes. Podem ser obtidas idades aparentes, integradas, platôs, bem como isocrônicas. Procedimentos adotados no CPGeo-USP podem ser obtidos em Vasconcelos et al. (2002).

4- TERRENOS PALEOPROTEROZÓICOS

Os terrenos Paleoproterozóicos são representados principalmente por rochas graníticas, granito-gnáissicas proto a miloníticas, que ocorrem como núcleos, com formas alongadas em meio às sequências metavulcanossedimentares do Terreno Apiaí ("basement inliers"). São reconhecidos em sua porção sul (Núcleos Betara e Tigre) e nor-nordeste (Núcleo Apiaí Mirim), balizados por zonas de cisalhamento (figura 1).

4.1 – Núcleo Betara

Síntese Geológica

As rochas pertencentes ao Núcleo Betara, incluídas por diversos autores como representantes do embasamento, são constituídas em sua quase totalidade por granitóides de composição sienogranítica e granodiorítica (Kaulfuss, 2001 e Cury et al., 2002). Essas rochas encontram-se afetadas por cisalhamentos de natureza rúptil-dúctil a dúctil resultando em estruturas protomiloníticas, miloníticas e ultramiloníticas. O Núcleo Betara inclui os Núcleos Ouro Fino e Alto Açungui, distribuídos na porção sul-ocidental da área estudada, junto à Zona de Cisalhamento Lancinha (figuras 1 e 4).

As rochas granodioríticas ocorrem pouco a norte da Zona de Cisalhamento Lancinha, próximas ao contato com o Complexo Atuba (a sul). Destacam-se pela cor cinza clara à cinza rosada e presença de porfiroclastos de feldspatos com dimensões centimétricas, normalmente estirados e rotacionados (figura 4.1). A matriz apresenta granulometria fina a média e composição a base de quartzo, feldspato, biotita, sericita e clorita. Os feldspatos, de um modo geral, apresentam-se intensamente fraturados e microfahados, exibindo formas sigmoidais e estruturas tipo dominó, indicando uma movimentação destal (Zona de Cisalhamento Lancinha). Essas rochas apresentam normalmente estruturas miloníticas a ultramiloníticas, destacando-se a presença de micrólitos do próprio milonito em meio a matriz ultramilonítica.

Figura 4: Esboço Geológico da Região do Betara, leste paranaense (adaptado de Cury et al, 2002 e Ribeiro et al, 2005): [1] **Bacia Camarinha**: metaconglomerados, metasiltitos e metargilitos (Cambro-Ordoviciano). [2] **Granitóides tardi a pós-orogênicos** (c.a. 560Ma): sienogranitos, monzogranitos e quartzo-sienitos - $\gamma 1$ Passa Três, $\gamma 2$ Cerne, $\gamma 3$ Sienito Capivara, $\gamma 4$ Rio Abaixo. [3] **Sequências Antinha / Lajeado**: **PCAm**: metacalcários calcíticos e dolomíticos com intercalações de filitos; **PCAf**: filitos com intercalações de quartzitos e metarcóseos; **PCAg**: metaconglomerados oligomíticos. [4] **Sequência Votuverava** (Mesoproterozóico c.a. 1500 Ma): **PCVf**: filitos homogêneos a rítmicos, com intercalações de quartzitos; **PCVmb**: rochas anfibolíticas; **PCVc**: metaconglomerados polimíticos. [5] **Sequência Betara** (Mesoproterozóico c.a. 1500 Ma): **PCBf**: filitos homogêneos a bandados, presença de calciossilicáticas; **PCBmb**: metabásicas de granulação fina a média; **PCBm**: - mármores cinza claros, homogêneos a bandados; calciossilicáticas, filitos grafitosos, metavulcânicas, localmente com vêsículas, corpos de sulfetos e/ou formação ferífera bandada, metacherts; **PCBq**: quartzitos puros de granulação fina a média, quartzitos micáceos, quartzo-filitos, filitos grafitosos, filitos rítmicos; **PCBx**: Quartzo-hornblenda-xistos, actinolita-granada-xistos. [6] **Núcleos de Embasamento** (Paleoproterozóico) - **Pca**: - Granitóides deformados (Mesoproterozóicos c. a. 1750 Ma): sienogranitos miloníticos com básicas associadas; **Pcca**: Granitóides deformados (Paleoproterozóicos c. a. 2100 Ma): granodioritos.

Figura 4.1: Granodiorito milonítico com micróliton rotacionado do Núcleo Betara (LBT-13).

As rochas de composição sienogranítica distribuem-se principalmente na porção centro-sul da região do Betara, em contato tectônico tanto com os litotipos granodioríticos como com as seqüências metavulcanossedimentares (Sequência Betara). De um modo geral, essas rochas apresentam cor cinza rosada e composição à base de feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, biotita, sericita e clorita. Os porfiroclastos de feldspato apresentam-se estirados com tonalidades rosadas e atingem dimensões da ordem de 0,5-0,7 cm. Os estudos petrográficos e geoquímicos realizados por Kaulfuss (2001) indicam uma relação com granitos tipo A (anorogênicos), característicos de processos distensivos. Rochas metabásicas, de granulação fina, cor ocre, ocorrem associadas às rochas sienograníticas (figura 4.2), sugerindo processos de mistura de magmas.

Figura 4.2: Feições de mistura: metabasitos e sienogranitos do Núcleo Betara (LBT-12)

Geocronologia do Núcleo Betara

Granodioritos proto a miloníticos

O estudo geocronológico, objeto deste trabalho, integra os dados isotópicos obtidos por Kaulfuss (2001), Cury et al. (2002); Ribeiro et al. (2005); Ribeiro (2006) e Siga Júnior (2010). Foram utilizados os métodos U-Pb (ID-TIMS), U-Pb (EV-TIMS; evaporação de monocristal em filamento), Sm-Nd (TDM), K-Ar e Ar-Ar, todos realizados nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGc-USP).

A metodologia U-Pb (TIMS) foi aplicada a cinco frações de zircão de rochas granodioríticas proto a miloníticas que ocorrem na porção centro-sul da região do Betara (Pombas/ Conceição dos Correias), pouco a norte da Zona de Cisalhamentos Lancinha. Os zircões em lupa mostram-se turvos, com hábitos prismáticos (dimensões de 80 a 270 μ), biterminados, com inclusões e poucas fraturas. Três das frações selecionadas (NM-2e, 2d e 2f) incluem principalmente zircões com vértices arredondados, enquanto as demais (NM-2a e 2c) apresentam normalmente arestas e vértices regulares. Em

Diagrama Concórdia (figura 4.3) duas das frações do primeiro conjunto (NM-2d e 2f) apresentaram pontos analíticos que sugerem idades arqueanas (~2800 Ma), enquanto as duas frações do segundo conjunto (NM-2a e 2c) indicam valores do paleoproterozóico (~2200 Ma). O ponto analítico relativo a uma das frações (NM-2e) posicionou-se bem abaixo dos demais e distante da curva Concórdia, sugerindo desequilíbrio isotópico, possivelmente devido a perdas significativas de Pb. Não podemos, no entanto, descartar a hipótese dos cristais de zircão apresentarem bordas de sobrecrecimento (pouco expressivas) relativas ao Neoproterozóico, de difícil caracterização, uma vez que estes não foram analisados através da técnica da catodoluminescência. De qualquer maneira, a distribuição dos pontos analíticos em diagrama denota grande complexidade isotópica, sugerindo a presença de heranças arqueanas (~2800 Ma) em rochas formadas durante o Paleoproterozóico (~2200 Ma).

Figura 4.3: Diagrama concórdia: análises U-Pb (TIMS) em zircões; rocha granodiorítica protomilonítica do Núcleo Betara (afloramento LBT-13). Imagens obtidas através de lupa binocular.

Com a finalidade de melhor caracterizar o quadro geológico obtido através do método U-Pb (TIMS) foram realizadas análises por evaporação de monocristais de zircão diretamente em filamento do espectrômetro de massa (EV-TIMS). A análise (EV-TIMS) de um cristal de zircão do primeiro conjunto (biterminações arredondadas) forneceu um patamar com idade de 2766 ± 85 Ma. (figura 4.4 superior). Dois zircões do segundo conjunto (prismas regulares) forneceram patamares com idades de 2209 ± 44 Ma. (figura 4.4 intermediária) e 2187 ± 39 Ma. (figura 4.4 inferior). Acrescente-se que tal método não permite normalmente a obtenção de dados relativos a bordas de sobrecrecimento, principalmente quando pouco expressivas, função da queima relativamente rápida e da presença de Pb comum.

FIGURA 13

Figura 4.4: Diagramas step and heat (Pb-Pb EV-TIMS): cristais de zircão de granodioritos proto a miloníticos do Núcleo Betara (aforamento LBT-13). Imagens obtidas através de lupa binocular.

O quadro isotópico apresentado sugere a formação dessas rochas granodioríticas durante o paleoproterozóico (~2200 Ma) com heranças (núcleos de zircão) arqueanas (~2800 Ma). Valores arqueanos foram obtidos através do método Sm-Nd (TDM), que acusou idade próxima de 3200 Ma, interpretada como relativa a época de derivação do manto dos protólitos crustais destas rochas (afloramento LBT-13). Sob o ponto de vista geocronológico o quadro apresentado para essas rochas granodioríticas se mostra bastante similar ao observado para o Complexo Atuba.

Sienogranitos proto a miloníticos

As observações realizadas em zircões dos sienogranitos proto a miloníticos, utilizando-se de lupa binocular e imagens de catodoluminescência (figuras 4.5 e 4.6), revelam a presença de cristais com hábitos prismáticos, geralmente biterminados, translúcidos e com inclusões freqüentes. Sua morfologia mostra uma variação, desde cristais alongados (3:1) até cristais em forma de balão (menor desenvolvimento do eixo c) e dimensões entre 70 μ a 200 μ . Os cristais apresentam um zoneamento interno (figura 4.6), relacionado provavelmente à fase ígnea de cristalização do mineral.

Figura 4.5: Fotomicrografia: cristais de zircão de sienogranito milonítico do Núcleo Betara (afloramento CER-08; lupa binocular-aumento de 135x).

Figura 4.6: Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão de sienogranito milonítico do Núcleo do Tigre (afloramento GKM-50; dimensões entre 70 e 200 μ).

Nos sienogranitos miloníticos do afloramento CER-08 (extremo sul do Núcleo Betara) foram analisadas quatro frações de zircão (M-3, M-4, M-5 e NM-5), contendo cada uma cerca de 10 a 15 cristais. Esses dados apresentaram-se bem alinhados em diagrama concórdia, indicando uma idade para o intercepto superior de 1750 ± 2 Ma (figura 4.7A).

Os dados analíticos obtidos para os sienogranitos miloníticos da porção central do Núcleo Betara (04 frações; afloramento GKM-50) apresentaram-se também bem alinhados em diagrama concórdia e posicionados relativamente próximos ao intercepto superior da curva, indicando uma idade de 1744 ± 1 Ma (figura 4.7B).

Outro afloramento analisado (GKM-50B), em contato com o anterior (GKM-50), representa porções do sienogranito milonítico enriquecidas em biotita e anfibólio. Os dados analíticos U-Pb (TIMS) obtidos em três frações de zircão apresentaram-se alinhados, interceptando a curva concórdia na idade de 1733 ± 5 Ma (figura 4.7D).

Tentativamente, os dados U-Pb (TIMS) obtidos para os cristais de zircão dos afloramentos CER-08, GKM-50 e GKM-50B foram analisados conjuntamente em diagrama concórdia (figura 4.7D). Observa-se um bom alinhamento dos pontos analíticos e uma idade de 1748 ± 6 Ma.

Os valores obtidos, do intervalo 1750-1733, Ma refletem épocas relacionadas a cristalização dos zircões e conseqüentemente de formação desses granitóides.

Figura 4.7: Diagramas concórdia : análises U-Pb (TIMS) em zircão de sienogranitos miloníticos do Núcleo Betara.

Adicionalmente, foram realizadas análises em cristais de zircão do sienogranito GKM-50 utilizando-se da técnica de evaporação de monocristais em filamento (EV-TIMS). As análises realizadas (figura 4.8), ratificam as considerações efetuadas através das imagens CL (zoneamento interno de origem magmática), com zircões sem herança (porções internas com idades homogêneas). Os valores obtidos por esta técnica aproximam-se das idades U-Pb convencionais, mostrando patamares lineares com idades próximas de 1800Ma.

Figura 4.8: Diagramas step and heat (Pb-Pb EV-TIMS): cristais de zircão de sienogranitos proto a miloníticos do Núcleo Betara (afloramento GKM-50)

Próximo às localidades de Pombas/ Conceição dos Correias ocorrem rochas metabásicas associadas aos sienogranitos proto a miloníticos estudados, sugerindo processos de mistura. Na tentativa de melhor caracterizar a evolução geológico-geocronológica deste setor, foram realizadas análises isotópicas U-Pb (TIMS) de zircões dessas rochas metabásicas (afloramento LBT-12). Foram selecionadas dez populações de zircão com hábitos variados (prismas curtos, biterminados com inclusões e poucas fraturas; fragmentos de prismas, fraturados; prismas longos, biterminados com inclusões e fraturas e cristais xenomórficos). Oito das frações analisadas, incluindo diferentes populações de zircão, concentraram-se bastante próximas ao intercepto superior da curva concórdia, enquanto duas (prismas longos, biterminados e fragmentos de zircão) distribuíram-se em posições inferiores, relativamente afastadas da curva concórdia (figura 4.9). O alinhamento desses pontos define uma discórdia com idade de 1790 ± 22 Ma. Tal valor reflete a formação desses zircões e conseqüentemente destas rochas metabásicas durante o Paleoproterozóico Superior (Estateriano), em épocas bastante próximas (pouco superior) às observadas para os sienogranitos proto a miloníticos.

A metodologia Sm-Nd quando aplicada aos sienogranitos miloníticos da porção central do Núcleo Betara (afloramento GKM-50) indicou idade de 2840Ma. Tal valor, relativo ao Arqueano, acoplado à época de formação dessas rochas (~ 1750 Ma) reflete longo período de residência crustal, fato este também evidenciado pelo valor ϵ_{Nd} , de $-8,0$ (calculado para $T=1750$ Ma).

Figura 4.9: Diagrama Concórdia: análises U-Pb (TIMS) em zircão de rocha metabásica do Núcleo Betara (afloramento LBT-12). Inclui imagens de cristais de zircão obtidas através de lupa binocular (cristais de zircão: 80-150 μm).

4.12 - Núcleo do Tigre

Síntese Geológica

As rochas granito-gnáissicas pertencentes ao Núcleo do Tigre ocorrem em três domínios principais conhecidos como Perau, Perau Norte e Anta Gorda. Constituem núcleos com formas aproximadamente elipsoidais, orientados NE-SW, em contatos tectônicos com as seqüências metavulcanossedimentares da Formação Perau (figuras 1 e 4.10).

Nos domínios central e norte do núcleo predominam rochas miloníticas a protomiloníticas de composição quartzo monzonítica a quartzo mozodiorítica. No setor sul (mais expressivo em área), a SE da cidade de Tunas do Paraná, predominam sienogranitos protomiloníticos a miloníticos.

Zonas de Cisalhamento (LSZ: Lancinha; RSZ: Ribeira; QOSZ: Quarenta Oitava).

Figura 4.10: Esboço Geológico da Região do Perau (Modificado de Maniesi e Oliveira, 1997 e Daitx, 1996):

- 1) Complexo Atuba; 2) Núcleo do Tigre: setor norte: granitóides proto a miloníticos de composição quartzomonzonítica a quartzo monzodiorítica; setor sul: granitóides proto a miloníticos de composição sienogranítica; quartzomonzonítica a quartzo monzodiorítica; 3) Sequência Capiru; 4) rochas metabasicas; 5) Sequência Perau – quartzitos; 6) Sequência Perau – metapelitos; 7) Sequência Votuverava; 8) Sequência Lageado; 9) Sequência Água Clara; 10) Batolito Três Córregos; 11) Granito Varginha; 12) Granito Morro Grande; 13) Sienito Tunas.

Os litotipos quartzo monzoníticos a quartzo monzodioríticos (porções central e norte do núcleo) apresentam estruturas protomiloníticas, miloníticas e miloníticas bandadas (figura 4.11). São compostos por plagioclásio (com epidotização), feldspato potássico (com recristalização nas bordas), biotita, anfibólio (hornblenda e actinolita) e quartzo (*ribbons*).

Figura 4.11: Sequência de fotografias das rochas de composição quartzo monzonítica a quartzo monzodiorítica, protomiloníticas (a e b), miloníticas (c e d) e miloníticas bandadas (e); GKM-95.

Nos termos protomiloníticos, os porfiroclastos de feldspato atingem dimensões de até 2cm. A matriz é composta predominantemente por feldspato, biotita, anfibólio e quartzo, que apresentam estiramento pronunciado. As rochas miloníticas apresentam porfiroclastos de feldspato em menor proporção, com dimensões que atingem 4mm, em meio a uma matriz quartzo-feldspática com filmes de máficos intercalados, e intenso estiramento mineral. Já as rochas miloníticas bandadas ocorrem em regiões restritas (próximas a zonas de cisalhamento) e apresentam intercalações de níveis quartzo-feldspáticos e níveis máficos, sugerindo condições de segregação metamórfica.

Os litotipos sienograníticos (porção sul do núcleo; figura 4.10) apresentam estruturas protomiloníticas, miloníticas e ultramiloníticas. São compostos por feldspato potássico, quartzo (*ribbons*), plagioclásio e biotita.

Nas rochas protomiloníticas os feldspatos potássicos ocorrem como porfiroclastos, com dimensões variadas (3mm-2cm), em meio a uma matriz de granulação fina a média. Os porfiroclastos de feldspato apresentam intenso fraturamento intracristalino, microfalhas e estruturas tipo “dominó” indicando comportamento dútil a dútil-ductil (figura 4.12). Destacam-se faixas miloníticas/ultramiloníticas (corredores de deformação), centimétricas a decimétricas em meio aos granitóides protomiloníticos (figura 4.13). A foliação é caracterizada pelo desenvolvimento de superfícies S-C, com intercalações milimétricas de níveis quartzo-feldspáticos e máficos. Os ultramilonitos ocorrem de forma restrita, em faixas métricas a decimétricas, geralmente associados às zonas de cisalhamento. Em alguns setores, observa-se o contato gradacional entre o milonito (com lentes do material ultramilonítico) e o ultramilonito (com lentes do material milonítico).

Figura 4.12: Sienogranitos protomiloníticos – a) GKM-33 e; b) GKM-35; c) porfiroclasto de feldspato fraturado e preenchido com quartzo recristalizado (nicóis cruzados, aum. 40x, GKM-35).

Figura 4.13: Corredores de deformação (faixas ultramiloníticas) em meio a rochas protomiloníticas (porfiroclastos de feldspato; afloramento-GKM-94).

Geocronologia do Núcleo do Tigre

Quartzo Monzodioritos proto a miloníticos

As rochas de composição quartzo monzodiorítica protomiloníticas, que ocorrem na porção norte do Núcleo do Tigre, foram analisadas através do método U-Pb, zircão (ID-TIMS). Os cristais de zircão apresentam hábitos predominantemente ovalados, tonalidades castanhas, e são ricos em inclusões e fraturas. Os dados analíticos obtidos para quatro (04) frações de zircão, quando analisados em Diagrama Concórdia, apresentaram-se bem alinhados e distribuídos próximos ao intercepto superior da curva. A idade obtida de 2199 ± 5 Ma representa a época de cristalização dos zircões e conseqüentemente de formação dessas rochas quartzo monzodioríticas (figura 4.14).

Figura 4.14: Diagrama Concórdia: análises U-Pb (TIMS) em zircão de quartzo monzodiorítico milonítico do Núcleo do Tigre (afloramento GKM-15).

Dados K-Ar e Ar-Ar obtidos em anfibólios ($618 \pm 36 \text{ Ma}$ e $598 \pm 1,2 \text{ Ma}$) e em biotitas ($557 \pm 10 \text{ Ma}$ e $555 \pm 1 \text{ Ma}$) das rochas quartzo monzodioríticas caracterizam épocas relacionadas ao resfriamento dessas rochas, a temperaturas inferiores a 500° C (anfibólios) e 300° C (biotitas), relativas ao Neoproterozóico. Tratam-se, portanto, de terrenos formados durante o Paleoproterozóico ($2199 \pm 5 \text{ Ma}$), que se colocaram a níveis crustais mais rasos, ultrapassando as isotermas de 500° C e 300° C durante o Neoproterozóico.

Idade de 2910 Ma foi obtida para essas rochas através do método Sm-Nd (Tdm), caracterizando o Arqueano como o período de derivação do manto dos precursores crustais desses litotipos, similarmente ao observado para os terrenos do Núcleo Betara.

Sienogranitos proto a miloníticos

Rochas sienograníticas proto a miloníticas, similares as que ocorrem no Núcleo Betara, foram analisadas através do método U-Pb (ID-TIMS), em zircão (Kaulfuss, 2001). Estas análises referem-se ao afloramento GKM-35, localizado na borda oeste do domínio meridional do Núcleo do Tigre (figura 4.10).

Figura 4.15: Fotomicrografia de zircões da amostra GKM-35 (sienogranito milonítico) do Núcleo do Tigre (aumento de 135x).

Foram analisadas quatro frações de zircão {M(-2), M(-3), M(-4) e NM(-4)}, representadas predominantemente por cristais biterminados, de grandes dimensões, translúcidos, contendo inúmeras inclusões (figura 4.15).

Em Diagrama Concórdia (figura 4.16) observa-se um bom alinhamento das frações analisadas e uma concentração dos pontos analíticos relativamente próxima ao intercepto superior da curva, indicando idades de 1772 ± 10 Ma (intercepto superior) e de 648 ± 80 Ma (intercepto inferior).

Figura 4.16: Diagrama Concórdia: análises U-Pb (TIMS) em zircão de sienogranito milonítico do Núcleo do Tigre (afloramento GKM-35).

O valor obtido para o intercepto superior ($1772 \pm 10\text{Ma}$) se mostra relativamente similar aos observados para os litotipos de mesma natureza, no âmbito do Núcleo Betara, refletindo épocas relacionadas a cristalização dos zircões e conseqüente formação desses sienogranitos (Paleoproterozóico Superior). A idade obtida para o intercepto inferior ($648 \pm 80\text{Ma}$), mostra-se bastante imprecisa, função da distribuição dos pontos analíticos no diagrama concórdia (próximos ao intercepto superior), mas reveste-se de fundamental importância por sugerir condições P-T relativamente intensas durante o Neoproterozóico neste setor.

4.3 Núcleo Apiaí Mirim

Características Geológicas e Geocronológicas

O Núcleo Apiaí Mirim, com forma aproximadamente elipsoidal, ocupa a porção norte do Batolito Três Córregos, apresentando contatos tectônicos com as sequências metavulcanossedimentares Itaiacoca (a norte: Zona de Cisalhamento Itapirapuã) e Água Clara (a sul). É representado principalmente por biotita anfibólio sienogranitos e monzogranitos miloníticos de cor cinza rosada, contendo porfiroclastos de K-feldspatos. A matriz apresenta granulação média a fina, intensamente deformada, constituída por intercalações de níveis máficos (biotita e anfibólio) e níveis quartzo-feldspáticos (Prazeres Filho, 2005 e Prazeres Filho et al., 2005).

Foram analisadas quatro (04) frações de zircão utilizando-se do método U-Pb (ID-TIMS). Os cristais de zircão apresentam, de modo geral, hábitos prismáticos (longos e curtos), são biterminados, límpidos e transparentes (figura 4.17). Em diagrama Concórdia as frações analisadas alinharam-se segundo uma discórdia com idade de 1752 ± 9 Ma (intercepto superior, figura 4.18). Tal valor, similar aos observados para os núcleos Betara e Tigre (Paleoproterozóico superior), é interpretado como relativo a época de cristalização do zircão e consequente formação da rocha granítica (Prazeres Filho et al., 2005).

Figura 4.17: Hábito dos zircões em lupa (HP-188).

Figura 4.18: Diagrama Concórdia: análises U-Pb (TIMS) em zircão de sienogranito milonítico do Núcleo Apiáí Mirim (afloramento HP-188).

5- TERRENOS MESOPROTEROZÓICOS

Os terrenos Mesoproterozóicos distribuem-se em grande parte do setor central e sul do Terreno Apiáí. São representados pelas seqüências metavulcanossedimentares Betara, Perau, Votuverava e Água Clara (figura 1).

5.1 – Seqüência Metavulcanossedimentar Água Clara

Síntese Geológica

As rochas metavulcanossedimentares da seqüência Água Clara (Formação Água Clara; Marini et al, 1967) ocorrem a sul da zona de cisalhamento Itapirapuã, sendo balizadas em sua porção meridional pelas zonas de cisalhamento Morro Agudo e Quarenta Oitava (Figura-5).

Figura 5: Esboço Geológico-Tectônico do Terreno Apiaí – leste do Paraná sudeste de São Paulo (Campanha et al., 1987; Siga Junior et al., 1995, 2008a, b, c; Basei et al., 2000; Campos Neto, 2000; Heilbron et al., 2008): 1 – Bacias de Castro / Camarinha [550-540 Ma]; 2 – Batólito Granítico Cunhaporanga [630-600Ma]; 3 – Faixa Itaiacoca [Sequência Itaiacoca: 1000-900 Ma e Sequência Abapã: 650-630 Ma]; 4 – Batólito Granítico Três Córregos [630-600Ma]; 5 – Sequência Água Clara [1600-1470Ma]; 6 – Sequências Lajeado / Antinha e Sequência Iporanga [600Ma]; 7 – granitóides sin a pós colisionais [580-560Ma]; 8 – Sequência Votuverava [1500-1450Ma]; 9 – Sequências Perau e Betara [1500-1450Ma]; 10 – granitóides alcalinos proto a miloníticos [1750Ma] e calcioalcalinos [Núcleos do Tigre e Betara; 2200Ma].

Predominam na seqüência Água Clara mármores puros e impuros, incluindo rochas calciossilicáticas, cálcio xistos, metamargas, metacalcarenitos, mica xistos, anfibólio xistos, quartzitos, metacherts, metabasitos e anfibolitos (figuras 5.1; 5.2; 5.3).

Pontes (1982) caracteriza para essa seqüência dois fácies distintos, denominados de São Silvestre e Serrinha, com o primeiro ocupando a posição basal. O fácies São Silvestre é representado principalmente por litologias de origem clástica, predominando quartzito mica xistos, quartzitos finos e filitos, com presença secundária de mármores impuros, metamargas e metabásicas. Esta unidade apresenta níveis ricos em manganês e ferro. No fácies Serrinha predominam rochas carbonáticas, com raras intercalações de rochas clásticas. O ambiente de deposição sugerido é de águas rasas, tendo em vista a freqüência de níveis dolomíticos, possíveis estruturas organogênicas (estromatólitos colunares) encontrados localmente (Scholl, 1981), presença de brecha sedimentar, estratificação cruzada e fendas de ressecamento em mármores impuros carbonosos (Pontes, 1982). O metamorfismo regional dessa seqüência é de médio grau, fácies anfibolito. As rochas metabásicas e anfibolíticas, objeto de estudo geocronológico, ocorrem como corpos alongados, concordantes com a estruturação regional dos metacarbonatos. As rochas metabásicas apresentam-se normalmente intemperizadas, com cor cinza-esverdeada, granulação fina a média, raramente grossa, contendo anfibólios (hornblenda), geralmente transformados em biotita e/ou clorita, plagioclásio (albita-oligoclásio), saussuritizados, e em maior ou menor proporção quartzo, granada, diopsídio, zircão, titanita, opacos, além de epidoto, sericita e carbonato. Normalmente apresentam feições ígneas reliquias, a exemplo de texturas ofíticas e subofíticas, presença de clinopiroxênios, plagioclásio cálcico, podendo ainda ocorrer ortopiroxênio. Os dados geoquímicos sugerem natureza toleítica, associado possivelmente a ambientes extensionais (Frasca et al., 1990; Weber et al., 2003).

O Batolito Três Córregos, balizado a nor-nordeste pela Zona de Cisalhamento Itapirapuã com idades relativas ao Neoproterozóico (630-600 Ma) se mostra intrusivo nas rochas metavulcanossedimentares da seqüência Água Clara (Fuck et al., 1967; Prazeres Filho, 2000 e 2005).

Figura 5.1 Boudins em mármore impuros pertencentes à Formação Água Clara

Figura 5.2 Dobramentos em mármore impuros da Sequência Água Clara (S_{n+1}).

Figura 5.3 Afloramento de rocha metabásica da região de Araçaíba (WWD-03).

Geocronologia

Os corpos de rochas metabásicas analisados ocorrem nos arredores de Araçaíba-Taquari Mirim, SP (figura 5). Apresentam cor cinza a ocre e mostram-se deformados, deformação esta concordante com as seqüências metassedimentares adjacentes.

O estudo isotópico U-Pb em zircão, relativo ao corpo de rocha metabásica, que ocorre nas proximidades de Araçaíba (WWD-03), foi realizado utilizando-se as técnicas TIMS, EV-TIMS e SHRIMP. Este corpo apresenta granulação fina a fina-média, cor cinza escura, e mineralogia composta predominantemente por plagioclásio (An_{30-50}), anfibólio (hornblenda e actinolita), clinopiroxênio (augita e diopsídio), além de clorita e epidoto. Ocorre em meio às seqüências de rochas carbonática.

Os cristais de zircão, quando observados em lupa binocular apresentam tonalidades cinza, com arestas e biterminações mal desenvolvidas, sendo normalmente ricos em inclusões e fraturas.

Os dados analíticos obtidos através da técnica SHRIMP posicionaram-se em diagrama Tera-Wasserbourg (figura 5.4), ao longo de uma discórdia, indicando para o intercepto superior idade de 1593 ± 70 Ma. e para o intercepto inferior de 586 ± 24 Ma.

Os estudos realizados através da técnica de catodoluminescência revelam a presença de núcleos e sobrecrecimentos em praticamente todos os cristais de zircão analisados (figura 5.4). Observa-se que o ponto analítico posicionado mais próximo ao intercepto superior desse diagrama (idade mais antiga) refere-se a um cristal relativamente disforme, comum em rochas de natureza básica, com linhas de crescimento sugestivas de cristalização ígnea. As demais análises referem-se a porções mais externas de cristais de zircão com características mais idiomórficas, com padrão interno sugestivo de sobrecrecimentos e presença de zonas oscilatórias. O valor obtido, relativo ao Mesoproterozóico (1593 ± 70 Ma), é aqui interpretado como de cristalização dos zircões e conseqüente formação dessas rochas. O valor relativo ao Neoproterozóico (586 ± 24 Ma), obtido principalmente em zonas de sobrecrecimento, relacionam-se provavelmente a processos metamórficos ou mesmo à colocação do Batólito Granítico Três Córregos.

Os dados isotópicos obtidos através da técnica convencional (TIMS) em quatro populações de zircão deste mesmo corpo (WWD-03; figura 5.5), distribuíram-se ao longo de uma discórdia, interceptando a curva concórdia em 1561 ± 18 Ma (intercepto superior), e 751 ± 15 Ma (intercepto inferior). O posicionamento desses pontos analíticos ao longo da discórdia revela perdas parciais de Pb. O único ponto posicionado próximo ao intercepto inferior localiza-se a esquerda da curva concórdia, denotando desequilíbrio isotópico, possivelmente relacionado à digestão incompleta dos zircões analisados. A idade obtida neste intercepto (751 ± 15 Ma) deve ser encarada com ressalvas, muito provavelmente sem significado geológico.

Figura 5.4: Diagrama Tera-Wasserbourg com imagens de catodoluminiscência de cristais de zircão da rocha metabásica WWD-03

Utilizando-se a técnica EV-TIMS (evaporação de monocristal em filamento, Kober, 1986) em cristais de zircão deste mesmo corpo (WWD-03) observa-se a presença de patamares com idade média de 1461 ± 51 Ma (figura 5.6), caracterizando novamente épocas de cristalização relacionadas ao Mesoproterozóico. Acrescente-se que tal técnica não é efetiva para análises de bordas de zircão, função da quantidade elevada de Pb comum normalmente presente e da queima relativamente rápida destas porções externas.

Figura 5.5: Diagrama Concórdia: análises U-Pb (TIMS) em zircão de rocha metabásica (afloramento WWD-03).

Figura 5.6: Padrão obtido através de evaporação de monocristal em filamento (afloramento WWD-03). O valor médio entre as linhas é de 1461 ± 51 Ma

Outra rocha metabásica analisada ocorre nos arredores de Taquari-Mirim (N de Araçáiba-SP). Nesta região ocorrem corpos que atingem espessuras métricas intercalados às sequências metacarbonáticas. Apresentam normalmente granulação média, tonalidade cinza, e mineralogia principal a base de plagioclásio, anfibólio, clorita, quartzo e epidoto. Foram realizadas análises U-Pb (TIMS) em quatro populações de zircão do corpo de rocha metabásica WWD-32. Duas das frações (32a e 32d) são representadas por cristais com arestas pouco definidas, translúcidos, com poucas inclusões e fraturas (imagens em lupa binocular). Nas outras duas frações analisadas (32b e 32c) predominam cristais de zircão prismáticos, relativamente bem formados, com arestas definidas, incolores e geralmente com inclusões e fraturas. Na população 32b predominam prismas mais curtos (2:1) que na população 32c (~3:1). A discórdia que melhor se ajusta aos pontos analíticos revelou para o intercepto superior idade e 1484 ± 76 Ma (32a e d), e para o inferior de 601 ± 83 Ma. (32b e 32c; figura 5.7).

Figura 5.7: Diagrama Concórdia U-Pb TIMS para rochas metabásicas da Sequência Água Clara (afloramento WWD-32). Inclui imagem de cristais de zircão obtida através de lupa binocular (120 a 200 μm).

Outro corpo analisado (WWD-33), relativamente próximo ao anterior (WWD-32) apresenta cristais de zircão com hábitos prismáticos, biterminações arredondadas, sendo ricos em fraturas e inclusões. A discórdia (figura 5.15) que melhor se ajusta às cinco frações analisadas intercepta a curva concórdia nas idades de 1485 ± 68 Ma (intercepto superior) e 579 ± 89 Ma (intercepto inferior), padrão este, bastante similar ao observado para o afloramento WWD-32.

Figura 5.8: Diagrama Concórdia U-Pb TIMS para rochas metabásicas da Sequência Água Clara (afloramento WWD-33). Inclui imagem de cristais de zircão obtida através de lupa binocular (100 a 150µm).

Nas proximidades do contato entre as sequências metavulcanossedimentares Água Clara e o Batolito Três Córregos (região de Araçáiba-SP), as rochas graníticas apresentam granulação média a grossa, são leucocráticas, cinza, equi a inequigranulares, constituídas por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e anfibólio. Essas rochas apresentam-se orientadas e contêm xenólitos de rochas metabásicas com formas e tamanhos variados (atingem dimensões métricas) e estruturação interna (foliação) distinta da encaixante. Os xenólitos são normalmente representados por rochas de granulação fina, equigranulares, cinza-escuras, compostas predominantemente por plagioclásio e anfibólio. Três populações de zircão foram concentradas de um xenólito métrico. Apresentam em lupa binocular hábitos arredondados a prismáticos, mostram-se límpidos a opacos, com inclusões e fraturas (figura 5.9). Os dados analíticos posicionaram-se em diagrama concórdia relativamente próximos ao intercepto superior, indicando idade de 1475 ± 7 Ma (figura 5.9). Interessante que as populações de zircão analisadas não indicaram idades relativas ao Neoproterozóico para o intercepto inferior do

diagrama, uma vez que representam xenólitos em meio ao Batólito Três Córregos, formado neste período.

Figura 5.9: Diagrama Concórdia U-Pb TIMS para rochas metabásicas da Sequência Água Clara (afloramento WWD-78). Inclui imagem de cristais de zircão obtida através de lupa binocular (100 a 150µm).

Adicionalmente, na porção centro-sul, próximo ao contato com o Batólito Três Córregos ocorrem veios centimétricos (30 a 50 cm) de rochas riolíticas, que truncam as rochas calciossilicáticas pertencentes a sequência metavulcanossedimentar Água Clara.

Apresentam granulação fina a média, cor cinza claro, e mineralogia composta predominantemente por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita. Foram realizadas análises U-Pb (TIMS) em três frações de zircão de um desses veios (WWD-25). Os cristais de zircão apresentam hábitos prismáticos, são translúcidos e normalmente contêm inclusões e fraturas (lupa binocular). Os dados obtidos, quando analisados em diagrama concórdia, posicionaram-se relativamente próximos ao intercepto superior da curva, indicando idade de 638 ± 12 Ma (figura 5.10).

Figura 5.10: Diagrama Concórdia U-Pb TIMS para rochas riolíticas (afioramento WWD-25). Inclui imagem de cristais de zircão obtida através de lupa binocular (150 a 200 μ m).

Tal valor mostra-se pouco superior ao observado para as rochas graníticas do Batolito Três Córregos, intrusivo na sequência Água Clara, cujas idades U-Pb (zircão) distribuem-se no intervalo 630-600 Ma, com heranças do intervalo 2100-1900 Ma e valores menos expressivos em 1700 Ma.

Análises Sm-Nd relativas as rochas metabásicas apresentaram idades modelo do intervalo 2200-1700 Ma e valores de ϵ_{Nd} positivos ou fracamente negativos, quando

recalculados para a época de formação (~1500 Ma), sugerindo curto período de residência crustal dos protolitos dessas rochas. Acrescente-se ainda, que uma análise relativa a metamargas acusou idade Sm-Nd, modelo de 1780 Ma, sugerindo material fonte do Paleoproterozóico superior.

5.2- Sequências Metavulcanossedimentares Betara e Perau

Síntese Geológica

As sequências metavulcanossedimentares Betara e Perau (Piekar, 1981 e 1984) ocorrem na porção sul do Terreno Apiaí, em meio a sequência Votuverava. As relações de contato entre as sequências Betara/Perai (inferior) e Votuverava (superior) são ainda bastante discutidas. Apesar das diferenças litológicas entre esses conjuntos, alguns autores (a exemplo de Ebert et al., 1988) admitem contatos gradacionais, enquanto outros (a exemplo de Fiori et al., 1987 e Fiori, 1990) referem-se a contatos tectônicos. Contatos tectônicos são admitidos com os terrenos graníticos proto a miloníticos dos núcleos Betara e do Tigre. O empilhamento litoestrutural das sequências metavulcanossedimentares Perau e Betara foi melhor definido nas áreas com jazimentos e/ou ocorrências minerais (Pb, Zn, Ag, Ba), função de detalhamentos geológicos e grande número de sondagens. As colunas litoestratigráficas nas áreas do Perau e Betara revelam uma organização interna muito similar, razão pela qual serão abordadas conjuntamente. As sequências metavulcanossedimentares Perau e Betara são representadas por três conjuntos litológicos principais:

Sequência Metapsamítica (basal)

Esta unidade é representada principalmente por pacotes métricos de quartzitos brancos, de granulometria fina à média, relativamente puros. Intercalam-se pacotes, também métricos, de quartzitos micáceos (muscovita quartzitos), quartzito filitos, filitos grafitosos e filitos rítmicos (figura 5.11A). São comuns níveis centimétricos ou mesmo métricos de quartzitos finos, homogêneos de coloração amarronada, recristalizados, possíveis metacherts. As variações litológicas observadas (quartzitos, muscovita quartzitos, quartzito filitos, filitos grafitosos) representam o acamamento primário (S0). Destacam-se ainda feições de granodecrescência e a presença de estratificações cruzadas planares, de pequeno a médio ângulo (figura 5.11B), sugerindo ambientes

deposicionais litorâneos. Estes litotipos quartzíticos sustentam a topografia a exemplo das Serras do Betara e do Descalvado.

Sequência de Mármore, Calciossilicáticas e Metamargas (intermediária)

Esta sequência encontra-se diretamente sobreposta às rochas quartzíticas, sendo representada principalmente por mármore de cor cinza-claro, homogêneos a bandados. Apresentam textura granoblástica e uma mineralogia constituída essencialmente por calcita, quartzo e opacos. Rochas calciossilicáticas intercalam-se aos mármore, predominando nos níveis estratigráficos superiores. São facilmente reconhecidas em campo por seu bandamento milimétrico a centimétrico com diferentes tonalidades (figura 5.11C). De modo geral, as texturas são lepidoblásticas a granoblásticas e a composição mineralógica alterna níveis ricos em quartzo, filossilicatos (muscovita e clorita) e dolomita, caracterizando o bandamento composicional(S0). Filitos grafitosos, de granulação fina à média ocorrem como níveis centimétricos a métricos subordinados.

Destaca-se nesta unidade a presença de rochas metavulcânicas com granulação fina, cor cinza clara, constituídas principalmente por quartzo, feldspato, sericita e opacos, localmente contendo cavidades (vesículas). Foram classificadas por Piekarz (1984) como meta-traquitos. Associam-se às rochas metavulcânicas corpos métricos de sulfeto e/ou formações ferríferas, bem como níveis de rochas silicáticas finas, por vezes impregnadas com óxidos de ferro, possíveis metacherts. Estudos realizados pela Mineropar (Piekarz, 1984) revelam anomalias significativas em Cu, Pb, e Zn. Ocorrem leitos de sulfeto maciço, semi-maciço ou disseminado, encaixados em rochas calciossilicáticas e metacarbonáticas, com intercalações de metacherts. Podem ocorrer também nessa mesma associação lentes ou camadas de barita e níveis enriquecidos em magnetita (formação ferrífera bandada).

Sequência Metapelítica (superior)

Nos níveis estratigráficos superiores predominam filitos com raras intercalações de rochas calciossilicáticas e quartzíticas (figura 5.11D). Apresentam-se finamente foliados a bandados, tendo como mineralogia principal o quartzo, sericita-muscovita, biotita, clorita, $\pm$ granada, $\pm$ estaurolita, $\pm$ grafita, $\pm$ magnetita e $\pm$ feldspato. Estas rochas encontram-se normalmente intemperizadas, apresentando cor cinza-claro, amarelo mostarda e avermelhada. O metamorfismo é de grau baixo, fácies xisto verde, zona da biotita (biotita-clorita-muscovita) e zona da granada (almandina-clorita-muscovita). Corpos métricos de rochas metabásicas ocorrem intercalados concordantemente aos filitos. Representam possíveis sills, constituídos principalmente por anfibólio da série da actinolita-tremolita, plagioclásio (parcial ou totalmente substituído por clinozoizita), quartzo, $\pm$ biotita, $\pm$ clorita, $\pm$ granada, além de magnetita e de minerais do grupo do epidoto. Estudos petrográficos e geoquímicos de corpos metabásicos que ocorrem na porção ocidental da sequência Betara, realizados por Ribeiro et al. (2005) e Ribeiro (2006) indicam natureza ortoderivada e um quimismo sugestivo de protolitos basálticos subalcalinos, sugestivos de ambientes tectônicos distensivos. Acrescente-se que tal interpretação é similar à observada por Daitx (1996) em rochas metabásicas da sequência Perau (Núcleo do Tigre).

Figura 5.11. Sequência Metavulcanossedimentar Betara - **Sequencia Metapsamítica (basal)**: A. Dobras cilíndricas D3 em quartzitos com filitos intercalados; B. estratificação cruzada em quartzitos com intercalações de metapelitos; **Sequência de Mármore, Calciossilicáticas e Metamargas (intermediária)**: C. D2 dobras isoclinais (D2) em metamargas; **Sequência Metapelítica (superior)**: D. clivagens de crenulação em filitos; E. rochas metabásicas.

Geocronologia das Sequências Metavulcanossedimentares Betara e Perau

Os estudos isotópicos realizados para as Sequências Betara e Perau serão aqui discutidos separadamente e referem-se a análises U-Pb (zircão) e subordinadamente Sm-Nd (Tdm) de corpos de rochas metabásicas intercalados concordantemente a sequência metapelítica superior.

Sequência Metavulcanossedimentar Betara

Os estudos isotópicos relativos à sequência Betara concentraram-se em rochas metabásicas que ocorrem intercaladas à sequência metapelítica (superior).

Um dos corpos de rocha metabásica analisado, de número de campo LBT-7A, ocorre por uma extensão de cerca de 70 metros ao longo do Rio do Salto (porção oriental estudada), intercalado concordantemente a filitos finamente foliados a rítmicos. Apresenta cor cinza escura a ocre, e granulação fina nas bordas do corpo e média a grossa em direção ao centro. Foram selecionadas para análises U-Pb (TIMS) cinco frações de zircão das porções mais centrais deste corpo de rocha metabásica com granulação média a grossa. Essas frações incluem populações de zircão com hábitos prismáticos, biterminados, com inclusões e poucas fraturas (prismas longos e prismas curtos), bem como frações onde os cristais são xenomórficos. Os dados obtidos, quando tratados em diagrama Concórdia (figura 5.12A) distribuem-se relativamente próximos ao intercepto superior, indicando idade de 1489 ± 11 Ma. Tal valor relativo ao Mesoproterozóico representa a época de cristalização dos zircões e conseqüentemente de formação dessas rochas básicas. A idade obtida é aqui interpretada como mínima para a deposição da sequência Betara, possivelmente bastante próxima desta.

Figura 5.12: Diagrama Concórdia U-Pb TIMS para rochas metabásicas da Sequência Betara (A: LBT-7A; B: LBT-9). Inclui imagem de cristais de zircão obtida através de lupa binocular.

Outro corpo analisado através do método U-Pb (TIMS; zircão) refere-se à rocha metabásica de número de campo LBT-9. Ocorre a oeste do afloramento anterior, intercalado concordantemente a filitos rítmicos da sequência Betara. Apresenta cor ocre, estrutura foliada e granulação média. Foram selecionadas seis populações de zircão desse corpo, que incluem prismas longos com vértices arredondados, contendo inclusões e fraturas, fragmentos de prismas irregulares e fraturados, cristais com hábitos esféricos, bem como cristais xenomórficos.

Os dados obtidos mostraram-se bastante dispersos em diagrama Concórdia (figura 5.12B), contendo pontos analíticos concordantes em 2698 ± 21 Ma (fragmentos de prismas irregulares e intensamente fraturados; M-1G), 2135 ± 7 Ma. (zircões arredondados, com formas esféricas; M-1A) e 1475 ± 10 Ma (zircões xenomórficos; M-1D e M-1H). Ocorrem ainda pontos analíticos distantes da curva Concórdia, representantes de zircões prismáticos com vértices arredondados, bem como fragmentos de zircão.

Acredita-se que os cristais com hábitos prismáticos levemente a totalmente esféricos e fragmentos, devam representar zircões capturados de rochas encaixantes, quando da colocação do corpo básico. Refletem idades relacionadas ao embasamento (infra-estrutura da sequência Betara). Vale ressaltar que tais valores, relativos ao Arqueano e Paleoproterozóico se mostram relativamente similares aos observados para o Núcleo Betara (granodioritos proto a miloníticos), Kaulfuss (2001). Os cristais xenomórficos, por outro lado, típicos de rochas de natureza básica, devem indicar épocas relacionadas à formação deste corpo metabásico. O valor obtido relativo ao Mesoproterozóico (1475 ± 10 Ma) se mostra similar ao observado para a amostra de número de campo LBT-07. Tal valor deve, portanto, representar idades mínimas relacionadas à deposição da sequência Betara.

As análises Sm-Nd, realizadas nos litotipos metabásicos da sequência Betara apresentaram baixos teores de Sm (1,0 a 1,6 ppm), a exceção da amostra de número de campo LBT-7B (6,6 ppm). Os valores de ϵ_{Nd} , quando calculados para $t=1400$ Ma se mostram positivos, variando de +2 a +5, sugerindo épocas relacionadas a diferenciação do manto dos protolitos crustais próximas as idades de formação desses litotipos metabásicos.

Adicionalmente, Kaulfuss (2001) obteve idades K-Ar de 604 ± 11 Ma e Ar-Ar de 614 ± 2 Ma em muscovitas de quartzitos da sequência Betara, desenvolvidas ao longo de planos de baixo a médio ângulo de mergulho, caracterizando o envolvimento e

resfriamento dessas unidades a isothermas com temperaturas inferiores a 300 °C, durante o Neoproterozóico.

Seqüência Metavulcanossedimentar Perau

Para a seqüência Perau foi realizado estudo isotópico U-Pb (SHRIMP), em zircão de rocha metabásica de granulometria média a grossa, que ocorre na região do Perau, intercalada a metassedimentos pelíticos (superior). Imagens obtidas através de catadoluminescência e luz transmitida caracterizam cristais de zircão com hábitos disformes, e linhas de crescimento internas sugestivas de crescimento ígneo. Foram analisadas porções internas e de bordas desses cristais, resultado em idade bastante concordante de 1484 ± 16 Ma (Kaulfuss, 2001; figura 5.13), similares aos valores mesoproterozóicos obtidos para as rochas metabásicas da Seqüência Betara.

Figura 5.13: Diagrama Concórdia U-Pb SHRIMP para rochas metabásicas da Seqüência Perau (amostra: GKM-41). Imagens obtidas através de catadoluminescência.

Análises Sm-Nd relativas a duas amostras de rochas metabásicas apresentaram idades modelo de 1697 e 1538 Ma e valores de ϵ_{Nd} positivos, quando calculados para a época de formação (~1500 Ma), sugerindo natureza juvenil desse material no Mesoproterozóico.

5.3 – Sequência Metavulcanossedimentar Votuverava

Síntese Geológica

Os metassedimentos de baixo grau, distribuídos entre as zonas de cisalhamento Lancinha (a sul) e Morro Agudo, Ribeira e Agudos Grandes (a norte) são referidos na literatura como Formação Votuverava (Bigarella e Salamuni, 1958). As relações de contato entre essa sequência e as sequências sotopostas (Betara e Perau) são questões em aberto. Apesar das diferenças litológicas entre as seqüências Betara/Perau e Votuverava, Ebert et al (1988) reconheceu uma história tectonometamórfica comum para as sequências Perau e Votuverava. Admite contatos concordantes e gradacionais, similarmente ao descrito quando do projeto JICA/MMAJ (1982). Um grande número de trabalhos, admite, no entanto, limites tectônicos, através de cisalhamentos verticais ou mesmo zonas de cisalhamento de baixo ângulo, posicionando a sequência Votuverava sobre as demais (Betara e Perau). A sequência Votuverava é representada principalmente por rochas metapelíticas (sericita xistos, filitos, ardósias), com intercalações subordinadas de meta-arenitos, localmente conglomeráticos, raras rochas carbonáticas e metabasitos, estes objeto de estudo geocronológico através do método U-Pb (zircão).

Fiori et al. (1987) e Fiori (1990) subdividem a Formação Votuverava no setor paranaense em três conjuntos, descritos da base para o topo como: Bromado, Coloninha e Saivá. No conjunto Bromado predominam filitos, quartzitos, metaconglomerados e filonitos. O segundo conjunto é representado por metarenitos, metassiltitos, meta-ritmitos e metaconglomerados, intimamente relacionados, freqüentemente gradados. No conjunto Saivá predominam filitos carbonosos, mármore cinza escuros, metamargas e meta-ritmitos carbonáticos. As rochas metabásicas ocorrem estruturalmente concordantes com as sequências metapelíticas (basal). São compostas predominantemente por tremolita/actinolita, plagioclásio, clorita e epidoto, sugerindo metamorfismo de fácies xisto verde. Dados litogeoquímicos obtidos nessas rochas metabásicas por Frasca et al. (1990), Daitx (1996), Maniese (1997), Maniese e Oliveira (1997 e 1998), Ribeiro (2006) e

Basei et al. (2008) indicam, de um modo geral, filiação de basaltos toleíticos sub-alcalinos, sugestivos de ambientes distensivos.

Neste domínio ocorrem adicionalmente inúmeros corpos graníticos intrusivos, a exemplo dos maciços Morro Grande, Cerne, Varginha, Passa Três, Rio Abaixo, Capivara e Chacrinha (Fuck et al., 1967; Prazeres Filho et al., 2002 e 2003; Cury et al., 2003).

Geocronologia

Valores relativos a idades máximas de sedimentação foram obtidos para a sequência Votuverava, através da análise de zircões detríticos concentrados de rocha filítica (pelito-quartzosa: HCM-3), que ocorre relativamente próxima a Zona de Cisalhamento Lancinha. Os cristais de zircão foram agrupados em quatro (04) populações distintas, de acordo com suas tipologias: prismas curtos com vértices arredondados; cristais prismáticos translúcidos; cristais prismáticos opacos; cristais arredondados. De modo geral, as diferentes populações concentraram-se no intervalo de idades de 1940-1760 Ma (U-Pb-TIMS), sugerindo áreas fontes Paleoproterozóicas. Uma das populações, constituída por cristais opacos, indicou fontes com idades arqueanas, próximas de 2670 Ma (figura 5.14A).

Basei et al. (2008) utilizando-se do método U-Pb (SHRIMP) em zircões detríticos de rochas pelito-quartzosas, que ocorrem próximas a região do Betara (PR) obteve valores concentrados em 1.750 Ma, 2.200-1.900 Ma, 2.400 Ma e 3.200-2.800Ma (figura 5.4B). A idade relativa ao final do Paleoproterozóico (1.750 Ma), também observada no afloramento HCM-3, pode ser interpretada como máxima para a sedimentação da sequência Votuverava, similar aos valores obtidos para as rochas sienograníticas e metabásicas dos Núcleos de embasamento do Tigre, Betara e Apiaí Mirim.

Adicionalmente análises U-Pb (ID-TIMS) foram realizadas em cristais de zircão, concentrados de rochas metabásicas de duas localidades distintas da sequência Votuverava. A primeira, uma rocha metabásica localizada na porção centro sul desta sequência (HCM-01) indicou idade de 1451 ± 39 Ma, através do alinhamento de três pontos analíticos, posicionados ao longo de uma discordância (figura 5.15A). Referem-se a cristais de zircão bastante límpidos e prismáticos, sendo o valor obtido interpretado como relativo a época de formação e consequente colocação desse corpo básico.

O outro corpo de rocha metabásica analisado (HCM-16) localiza-se a norte, relativamente próximo ao Núcleo Perau. Foram selecionadas quatro frações de zircão (prismáticos e límpidos), cujos pontos analíticos se mostraram em diagrama Concórdia,

bastante concordantes, indicando a idade de 1479 ± 12 Ma, igualmente interpretada como relativa a época de cristalização e conseqüente colocação desse corpo (figura 5.15B).

Figura 5.14: Diagrama Concórdia U-Pb (A: TIMS e B: SHRIMP) de zircões detríticos de rochas pelito quartzosas da Sequência Votuverava.

Figura 5.15: Diagrama Concórdia U-Pb TIMS para rochas metabásicas da Sequência Votuverava (amostras: A- HCM-01; B- HCM-16).

Idades mínimas foram obtidas através de análise U-Pb (TIMS) do corpo granítico Varginha, intrusivo nas sequências metavulcanossedimentares Votuverava (603 ± 23 Ma, figura 5.16; Basei et al, 2003).

Figura 5.16: Diagrama Concórdia: análises U-Pb (TIMS) em zircão de rocha granítica do corpo Varginha (afloramento HCM-13).

Análises Sm-Nd relativas a rochas metabásicas apresentaram idades modelo próximas a 1470 Ma, com valores de ϵ_{Nd} positivos, quando calculados para a época de formação (~1500 Ma), sugerindo natureza juvenil desse material no Mesoproterozóico. Para os metapelitos as idades modelo concentraram-se próximas de 2200 Ma, indicando fontes paleoproterozóicas desse material.

6. CONTEXTO ESTRUTURAL DOS TERRENOS PALEO E MESOPROTEROZÓICOS

A primeira referência a uma tectônica de nappes no Terreno Apiaí deve-se a Ebert (1971). Esta tectônica só volta a ser enfocada a partir da década de 80, principalmente com os trabalhos de Fiori et al. (1987), Fiori (1990,1991 e 1992), Reis Neto e Soares (1987), Hasui et al. (1975); Hasui et al. (1984), Campanha et al. (1987), Salamuni et al. (1993), Fassbinder (1990), Daitx (1996) e Kaulfuss (2001).

No âmbito dos compartimentos Mesoproterozóicos (Sequências Metavulcanossedimentares Betara, Perau, Água Clara e Votuverava), o antigo acamadamento sedimentar pode ser facilmente recuperado. De modo geral, é identificado por diferenças composicionais, estratificações gradacionais, estratificações cruzadas, ou mesmo pela alternância de níveis com diferentes tonalidades.

Uma foliação S_n está sempre presente paralela ou sub-paralela ao acamadamento sedimentar (S_0). Trata-se de uma foliação de cisalhamento (S_c), de baixo a médio ângulo, responsável pelo fatiamento, lenticularização e formação de micrólitos, com lineações e indicadores cinemáticos (principalmente relações $S_s \times S_c$) sugestivos de transporte de NW para SE. Conforme caracterizado por Fiori (1990), não se trata de uma xistosidade, e sim de uma clivagem ardosiana, uma vez que na maioria dos afloramentos, observa-se uma fina cristalização de sericita. A intensificação de S_n é observada principalmente nas proximidades das zonas de cisalhamento, a exemplo da Zona de Cisalhamento Morro Agudo, Quarenta Oitava, Boa Vista e do Betara, onde o estiramento se torna mais pronunciado, com desenvolvimento de muscovitas, biotitas e por vezes granada. Outro importante aspecto desta foliação é seu anastomosamento, formando planos irregulares com contatos em ângulos. De modo geral, existe consenso entre os autores quanto a importância dessa foliação de baixo a médio ângulo, paralela a subparalela ao bandamento composicional, responsável pela lenticularização, fatiamento, formação de micrólitos variados, com lineações e indicadores cinemáticos sugestivos de transporte de NW para SE. Existem discordâncias quanto a representar uma superfície S_1 ou S_2 , função principalmente de dobras (centimétricas a decimétricas) fechadas a isoclinais, desenhadas pelas superfícies S_0 ou mesmo S_1 , normalmente com flancos rompidos (D_1 ou D_2). Adicionalmente observam-se superfícies, também de baixo a médio ângulo, que truncam a foliação anterior S_n . Essas superfícies, assim como S_n , também referem-se a uma clivagem ardosiana, com desenvolvimento de sericita e segundo alguns autores concentram-se em zonas de contatos de litotipos com diferentes comportamentos reológicos (Daitx, 1996; áreas de Canoas e Perau), ou próximas de algumas zonas de cavalgamento, em sistemas duplex (Fiori et al., 1987a; Salamuni et al., 1993).

Deformações posteriores podem ser observadas através de ondulações centimétricas a métricas e crenulações das superfícies S_n , com desenvolvimento de clivagens espaçadas em posição plano axial. Estes dobramentos foram bem caracterizados nos litotipos metavulcanossedimentares da Sequência Betara que ocorrem no setor ocidental, bem como através da análise de foliações S_n em diagramas de

Shmidt-Lambert, utilizando-se da projeção polar. No diagrama (figura 6.1a) observa-se uma dispersão da superfície S_n , função de dobramentos cilíndricos (D_3), com eixos NE-SW, horizontalizados ($S_{28}W/10$). Os planos de clivagem (S_{n+1}) apresentam-se com mergulhos relativamente elevados em posição plano axial a esse dobramento. As poucas lineações de estiramento caracterizadas nesses litotipos posicionam-se principalmente no quadrante NE com mergulhos relativamente baixos.

Observa-se adicionalmente neste diagrama (figura 6.1a) uma dispersão tanto dos pólos de S_n como de S_{n+1} sugerindo redobramentos dessas superfícies (D_4). Em campo são caracterizadas por ondulações, dobras abertas, com o desenvolvimento de clivagens espaçadas S_{n+2} , relativamente ortogonais a S_{n+1} , resultando em padrões de interferência do tipo caixa de ovos. Os eixos mostram-se horizontalizados com fracos mergulhos tanto para o quadrante NW como para SE. As superfícies S_{n+2} são verticalizadas e distribuem-se em posição plano axial (figura 6.1a). Este padrão é relativamente similar ao observado pouco a norte para a sequência Votuverava (figura 6.1b) e para a sequência Água Clara, na região de Araçaíba (figura 6.1c, d), denotando concordância estrutural entre estes litotipos do Terreno Apiaí. A presença de maciços graníticos intrusivos nos metassedimentos da sequência Água Clara, a exemplo do Batólito Três Córregos, modificam substancialmente às superfícies S_n , notadamente nas proximidades dos contatos.

O padrão de dobramentos observado é responsável pelas antiformas e sinformas regionais com eixos normalmente subhorizontalizados (NE/SW) e planos axiais subverticalizados. Sistemas de cisalhamentos transcorrentes associam-se e por vezes rompem essas estruturas, a exemplo da Zona de Cisalhamento Lancinha, causando nova compartimentação tectônica nesses terrenos, conforme caracterizado por Fiori (1990).

As rochas sienograníticas e granodioríticas do Núcleo Betara, que ocorrem nas proximidades da Zona de Cisalhamento Lancinha, apresentam-se intensamente estiradas, lenticularizadas e recristalizadas, desenvolvendo uma superfície S_c que dificulta a observação de foliações anteriores, de baixo a médio ângulo, também presentes nesses litotipos. Tratam-se de superfícies de cisalhamento com características dúcteis à dúctil-rúpteis até completamente rúpteis. Observam-se relações S_s vs. S_c , feldspatos rotacionados (principalmente nos litotipos granodioríticos), além de sombras de pressão, que sugerem movimentação destal. Os poucos dados obtidos deste setor, quando tratados em diagrama de Shmidt-Lambert apresentam-se distribuídos nos quadrantes NW e SE. Apresentam mergulhos relativamente elevados, sugerindo forte influência da Zona

de Cisalhamentos Lancinha (figura 6.1e). A dispersão observada dessas superfícies no diagrama deve refletir os dobramentos tardios.

Figura 6.1: Diagramas de Shmidt-Lambert, **a-** Sequência metavulcanossedimentar Betara: dobramento D3, com eixo NE-SW, subhorizontal e D4 com eixo NW-SE, subhorizontal; **b-** Sequência metavulcanossedimentar Votuverava: dobramento D3 com eixo NE-SW, subhorizontal e D4 com eixo NW-SE, subhorizontal; **c e d-** Sequência metavulcanossedimentar Água Clara: dobramentos D3 com eixo NE-SW; **e-** Núcleo Betara: granodioritos e sienogranitos: superfícies NE-SW vertical (Z. C.Lancinha).

Os perfis geológicos realizados na porção ocidental do Terreno Apiaí, no âmbito das sequências Betara e Votuverava e Núcleo de embasamento Betara sintetizam os dados discutidos. Padrão distinto é observado para as rochas da Sequência Antinha, onde as superfícies S0 (e não Sn) encontram-se afetadas pelos dobramentos tardios. (figura 6.2).

Figura 6.2: Perfis Geológicos da Região do Betara, leste do Paraná: **A-B** setor sul da área de estudo (Povinho de São João); **C-D** setor central da área de estudo (Cerne); **E-F** setor norte da área de estudo (Rio Abaixo); cortes assinalados na figura. 4.

7. TERRENOS NEOPROTEROZÓICOS

7.1 Sequências Metavulcanossedimentares Lajeado e Antinha

Características Geológicas e Geocronológicas

As sequências Lajeado e Antinha distribuem-se entre os compartimentos Água Clara (a nor-noroeste) e Votuverava (a sul-sudeste), sendo a primeira balizada pelas zonas de cisalhamento Ribeira, Figueira e Quarenta Oitava e a segunda posicionada imediatamente a norte da Zona de Cisalhamento Morro Agudo. Predominam nesses compartimentos metarenitos, meta-ritmitos, metassiltitos, metamargas e metacalcários. Esses litotipos são interpretados por diferentes autores a exemplo de Campanha et al. (1985, 1986), Dias e Salazar (1987), como representantes de uma sequência plataformar de águas rasas, alternando pacotes relativamente espessos de composição carbonática e psamopelítica. O grau metamórfico é baixo (xisto-verde), preservando estruturas primárias do tipo marcas onduladas e estratificações cruzadas. Destaca-se ainda nesse compartimento o maciço granítico de Itaoca, que se mostra intrusivo na sequência Lajeado.

Fiori (1992) agrupa as sequências metassedimentares Lajeado em três conjuntos denominados Tacaniça (rochas clásticas), Capivara (rochas carbonáticas) e Vuturuvu (rochas clásticas). Observa-se um padrão estrutural mais simples nesses conjuntos, sugerindo que essas rochas formaram-se após os eventos de cavalgamento registrados nas demais sequências do Terreno Apiaí.

Os principais dados geocronológicos foram obtidos por Campanha et al. (2008b) através da análise de zircões detríticos de metapsamitos da sequência Lajeado, utilizando-se do método SHRIMP. Os dados analíticos distribuíram-se principalmente no intervalo 2.200-1.400 Ma, caracterizando como limite inferior para a deposição dessas rochas o Mesoproterozóico. O limite superior é marcado pelo maciço granítico Itaoca, intrusivo nessas rochas, com idade U-Pb SHRIMP de 623 $\pm$ 10 Ma (Salazar et al., 2004). O metagabro de Apiaí, intrusivo na sequência Lajeado, apresenta idades U-Pb (SHRIMP) em zircão de 877 $\pm$ 8 Ma (Campanha et al., 2009) e U-Pb (TIMS) de 617 $\pm$ 4 Ma (Hackspacher et al., 2000), necessitando, portanto, de estudos adicionais que melhor posicionem essas rochas.

Basei et al. (2008) obtiveram valores entre 2200-1800 e 610-590 Ma em zircões detríticos de metamargas da sequência Antinha, a norte da região do Betara, sugerindo épocas de deposição desses metassedimentos relacionadas ao Neoproterozóico.

Figura 7: Esboço Geológico-Tectônico do Terreno Apiaí – leste do Paraná sudeste de São Paulo (Campanha et al., 1987; Siga Junior et al., 1995, 2008a, b, c; Basei et al., 2000; Campos Neto, 2000; Heilbron et al., 2008): 1 – Bacias de Castro / Camarinha [550-540 Ma]; 2 – Batólito Granítico Cunhaporanga [630-600Ma]; 3 – Faixa Itaiacoca [Sequência Itaiacoca: 1000-900 Ma e Sequência Abapã: 650-630 Ma]; 4 – Batólito Granítico Três Córregos [630-600Ma]; 5 – Sequência Água Clara [1600-1470Ma]; 6 – Sequências Lajeado (L) / Antinha (A) e Sequência Iporanga (I) [600Ma]; 7 – granitóides sin a pós colisionais [580-560Ma]; 8 – Sequência Votuverava [1500-1450Ma]; 9 – Sequências Perau e Betara [1500-1450Ma]; 10 – granitóides alcalinos proto a miloníticos [1750Ma] e calcioalcalinos [Núcleos do Tigre e Betara; 2200Ma]

7.2. Sequência Metassedimentar Iporanga

Características Geológicas e Geocronológicas

A sequência Iporanga distribui-se segundo uma faixa relativamente estreita e alongada no sudoeste do estado de São Paulo (Campanha et al., 2004 e 2008a). É balizada a sul pela Zona de Cisalhamento Agudos Grandes e a norte pela Zona de Cisalhamento da Figueira. Predominam metarritmitos finos, com intercalações de metarenitos, metarcóseos, metaconglomerados e metabrechas polimíticas. Ocorrem adicionalmente metarritmitos com contribuição carbonática, na forma de lâminas impuras. O grau metamórfico é baixo (zona da clorita) e a estruturação principal tem direção NE e mergulho para NW. Apresenta brecha polimítica basal com clastos de metargilitos, metarritmitos, filitos, quartzo, quartzitos, metarenitos, metaconglomerados, anfibolitos, vulcânicas (que ocorrem também sotopostas), gnaisses e granitóides.

Análises U-Pb (SHRIMP) foram realizadas em zircões da rocha metavulcânica (sotoposta), e em dois clastos de granito da brecha polimítica basal (Campanha et al., 2008a). As idades relativas às rochas vulcânicas apresentaram um padrão bastante consistente no Neoproterozóico, tanto em núcleos como em bordas de zircão. A idade obtida de 573 ± 34 Ma foi interpretada como relativa a época de cristalização da rocha vulcânica. Os zircões provenientes dos seixos de granito apresentaram idades relativas ao final do Neoproterozóico, de 593 ± 15 Ma. Tal valor confere uma idade máxima de 593 Ma para a sedimentação da sequência Iporanga (Ediacariano). As idades se mostram pouco mais jovens que as observadas para o corpo granítico de Itaóca (623 ± 10 Ma; Salazar et al., 2004).

7.3 Faixa Itaiacoca

Síntese Geológica

A Faixa Itaiacoca é representada por uma sequência de rochas metavulcanossedimentares, que ocorre entre os Batolitos Graníticos Cunhaporanga (NW) e Três Córregos (SE), no leste do Paraná e sudeste de São Paulo. Apresenta direção geral NE-SW, distribuindo-se segundo uma faixa relativamente estreita (~10 Km de largura) e alongada (~100 Km de extensão), figura 7.1.

Figura 7.1: Esboço Geológico da Faixa Itaiacoca: **Sequência Água Clara** [c.a.1450Ma]: 1 – rochas calciossilicáticas; anfibolitos e metabásicas associadas, 2 - quartzitos, 3 - muscovita-granada xistos; **Faixa Itaiacoca (Sequência Basal)** [900-1000Ma]: 4 - metadolomitos estromatolíticos, 5 - metamargas, 6 – rochas metabásicas e anfibolíticas; **Faixa Itaiacoca (Sequência Superior)** [630-650Ma] 7 – metarenitos feldspáticos e metaconglomerados (subordinados), 8 – rochas metavulcânicas; 9 - quartzito-xistos, mica-xistos, filitos e rochas metapelíticas; **Batolitos Graníticos** [650-600Ma]: 10 – Batolito Cunhaporanga, 11 – Batolito Três Córregos.

Grande parte das publicações relativa a Faixa Itaiacoca (a exemplo de Almeida, 1956; Trein et al., 1985; Souza, 1990; Reis Neto, 1994 e Prazeres Filho et al., 1998) reconhece uma associação metapsamítica basal, representada principalmente por metarcóseos, metarenitos feldspáticos com metaconglomerados subordinados, contendo expressivas intercalações de rochas metavulcânicas (via de regra amigdaloidais e variolíticas), ricas em potássio. As associações superiores são representadas, segundo esses autores, por metacalcários dolomíticos /metamargas e filitos/ metarritmitos /metarenitos. Alguns autores, no entanto, a exemplo de Soares et al., 1987; Santoro e Frasca, 1989 e Siga Jr et al., 2003b e 2009, discordam da litoestratigrafia proposta e sugerem que a sequência metapsamítica - metavulcânica, represente uma unidade superior, discordante da sequência metacarbonática (inferior).

Os estudos realizados na porção, centro-sul da Faixa Itaiacoca, caracterizaram a presença de três (3) conjuntos litológicos maiores, representados da base para o topo por uma associação de rochas metacarbonáticas (1), de metarcóseos com importante contribuição vulcânica e metaconglomerados subordinados (2), e de rochas metapelíticas e metapsamíticas (3).

A associação inferior é representada predominantemente por metacalcários dolomíticos com intercalações de níveis de metamargas (cálcio filitos e filitos carbonáticos), estes últimos presentes principalmente nas porções superiores deste pacote metacarbonático. Observa-se em alguns afloramentos dos metacalcários dolomíticos um bandamento (diferenças de cor/granulometria) com espessuras normalmente centimétricas, sugestivo da estratificação sedimentar original. Ocorre também com estrutura maciça, nesse caso, dificultando, a recuperação de informações sedimentares pretéritas. As metamargas apresentam granulometria fina e bandamento milimétrico a centimétrico, destacado pela alternância de cores cinza-claro, cinza-escuro, róseo e branca. Os metacalcários dolomíticos preservam, muitas vezes, estruturas do tipo acamamento ondulado e lenticular, laminação climbing, ripples, oólitos, pisólitos e estratificações cruzadas. Ocorrem bancos de mármore estromatolíticos, em geral, com formas colunares (figura 7.2). Soares et al. (1987) relaciona esta sequência a ambientes plataformais, de águas rasas e condições levemente redutoras. Fairchild (1982); Sallun Filho e Fairchild (2004) sugerem adicionalmente, com base no estudo dos estromatólitos, ambientes deposicionais com importantes diferenças quanto a luminosidade e/ou profundidade das águas. Intercalados aos mármore ocorrem níveis de clorita-sericita-filitos de cor verde - clara (possíveis cinzas vulcânicas) e na porção sul-oriental desta

faixa, de rochas metabásicas (métricas). Nestas, os cristais de plagioclásio e piroxênio mostram-se parcial ou totalmente transformados (actinolita, epidoto/zoizita, clorita e biotita), indicativos de metamorfismo do fácies xisto verde, zonas da clorita e biotita. Subordinadamente, observa-se nessas rochas metabásicas a presença de hornblenda e quartzo. Estudos petrográficos e geoquímicos realizados por Reis Neto (1994) indicam composições de basaltos subalcalinos toléíticos, sugestivo de ambientes distensionais.

Nas proximidades do Batolito Granítico Cunhaporanga, os metacalcários dolomíticos desenvolvem uma mineralogia rica a talco e tremolita, indicativa de metamorfismo de contato. As idades U-Pb (zircão) relativas ao Batolito Cunhaporanga distribuem-se no intervalo 630-600 Ma, com heranças (núcleos) entre 2200-1900 Ma e expressiva concentração em 1700 Ma. Os dados Sm-Nd (idades modelo) distribuem-se no intervalo 1900-1700 Ma ($\epsilon_{\text{Nd}} \text{ a } 600 \text{ Ma} = -13 \text{ a } -9$).

Figura 7.2: Estruturas Estromatolíticas em Calcários Dolomíticos.

Na zona de contato desta unidade de metacalcários dolomíticos com a unidade superior, representada principalmente por metarcóseos com intercalações de rochas metavulcânicas e níveis de metaconglomerados, observá-se um intenso estiramento e lenticularização dos litotipos, sugestivo de cisalhamentos, indicativos de discordância entre essas associações. Esta unidade é representada por metarenitos feldspáticos, com intercalações de rochas metavulcânicas, metavulcanoclásticas e lentes, ou mesmo bancos métricos de metarenito conglomerático, onde predominam seixos de rochas

vulcânicas e subordinadamente de quartzo e metapelitos (figura: 7.3A). Os seixos apresentam-se desde angulosos a bem arredondados, com dimensões desde milimétricas a centimétricas (~ 15 cm). Cabe assinalar que não foram observados seixos de rochas carbonáticas nos metaconglomerados. Os metarenitos preservam um bandamento gradacional e estratificações cruzadas, e se mostram imaturos, ricos em clastos de quartzo e feldspato, sugestivos de fontes granito – gnáissicas. Mineralógicamente os feldspatos (predominância de microclínio) se apresentam deformados e com sugestão de transporte (arredondamento), o quartzo ocorre como grãos monocristalinos e policristalinos, e os fragmentos líticos quando presentes referem-se a clastos compostos normalmente por quartzo e feldspato. A presença de sericita e clorita finamente cristalizadas na matriz indica metamorfismo do fácies xisto verde, zona da clorita. As rochas metavulcânicas ocorrem como derrames de espessura variável, intercaladas as rochas metapsamíticas, com as quais mostram contatos bruscos. Observam-se níveis pouco espessos de rochas filíticas de cor verde-claro (possíveis cinzas vulcânicas), bem como rochas metavulcânicas com clastos de material vulcânico (piroclásticas). Os níveis vulcânicos contêm normalmente grande quantidade de variolas (amigdalas e vesículas), que se mostram geralmente estiradas (figura: 7.3B). Essas rochas apresentam grande quantidade de feldspato potássico (sanidina), opacos e material devitrificado. As vesículas, em geral, são preenchidas por sanidina, quartzo, biotita, além de carbonatos e opacos (Reis Neto, 1994). A paragênese metamórfica principal é caracterizada pela presença de biotita, clorita, sericita e quartzo. Tratam-se provavelmente de traquitos de composição alcalina, sugestivos de ambientes distensionais do tipo rift continental. Apresentam teores elevados em potássio (6% a 12%) e outros elementos LILE, denotando caráter ultrapotássico (Reis Neto, 1994).

Figura: 7.3: Metarenitos Conglomeráticos contendo seixos de rochas vulcânicas e subordinadamente quartzo e metapelitos **(A)**; Rochas metavulcânicas amigdaloidais **(B)**.

A associação de topo, pouco representativa nos perfis realizados é representada principalmente por ortoquartzitos, metarenitos finos a médios de cor branca, com intercalações de sericita filitos de cor castanha a verde clara, filitos grafitosos, metarritmitos areno-pelíticos, metassiltitos e metargilitos. Preservam laminações horizontais, acamamento microgradacional normal e laminações cruzadas de baixo ângulo. O contato entre essa associação e a dos metacalcários dolomíticos sugere ser gradacional.

Figura: 7.4 Dobramentos D2 (eixo: S60/40W) em filitos da Faixa Itaiacoca.

Regionalmente, as estruturas primárias presentes (bandamento gradacional, climbing, estratificações cruzadas, amígdalas/vesículas e estromatólitos) definem o acamadamento original (S_0), indicativo de topo normal. A foliação S_1 é reconhecida pela presença de sericita, clorita, e mais raramente biotita, bem como pelo estiramento de amígdalas/vesículas, normalmente paralelas a subparalelas ao acamadamento. Esta foliação S_1 se apresenta dobrada (dobras suaves, centimétricas a métricas) ou mesmo crenulada, desenvolvendo uma clivagem plano axial S_2 , mais expressiva nas rochas metapelíticas-metapsamíticas (figura 7.4). Esse padrão estrutural pode ser observado ao longo dos perfis realizados, bem como nos estereogramas (Shimidt-Lambert), que contém as projeções polares da foliação S_1 (figuras 7.5 A e 7.6).

Figura 7.5: Diagrama de Shmidt Lambert: **(A)** - foliação S1; **(B)** L1 lineação de estiramento de amígdalas – contornos indicam densidades das medidas.

Os dados estruturais mostram concentrações das foliações S1 nos quadrantes SE e NW, sugerindo dobramento (D2) aproximadamente cilíndrico, com eixos orientados segundo N20-25E/15-20 (figura 7.5 A). Tal padrão de dobramentos (dobras cilíndricas e eixos subhorizontais), sugere superfícies pretéritas (S1) com mergulhos de baixo a médio ângulo. Adicionalmente foi construído um estereograma (Schmidt-Lambert) que contém as lineações (L1) de estiramento das amígdalas observadas ao longo dos três perfis realizados (Lagoa dos Ribas-São Luiz dos Machados/sul de Socavão; Estrada do Cerne/Abapã-Herval do Xaxim; Banestado/sul da estrada do Cerne), figura 7.5B. Observa-se direções preferenciais N-S com mergulhos de médio ângulo, tanto para norte como para sul, sugerindo novamente um dobramento cilíndrico (D2). Tal padrão estrutural se mostra distinto do observado para a maioria dos litotipos distribuídos nos demais compartimentos tectônicos da porção sul do Terreno Apiaí, caracterizados por uma deformação controlada por cisalhamentos de baixo a médio ângulo (transporte para sul), seguidos por dobramentos abertos e cisalhamentos de alto ângulo (Fiori, 1990 e 1992; Soares et al., 1987), corroborando com a proposta de Hasui et al. (1975) de retirar a Faixa Itaiacoca dos demais conjuntos litológicos que compõem o Terreno Apiaí.

Figura 7.6: Perfis Geológicos: AB - Lagoa dos Ribas – São Luiz dos Machados; CD - Estrada do Cerne – Abapã – Herval do Xaxim; EF - Banestado – Ribeirão das Areias – Olhos d'Água; Sequência Água Clara: 1. calciossilicática; 2. muscovita-granada-xisto; Sequência Itaiacoca: 3. metadolomitos; 4. metamargas; Sequência Abapã: 5. metarcóseos, metaconglomerados (subordinados); 6. metavulcânicas; 7. quartzo xistos, mica xistos, filitos; Batolito Cunhaporanga: 8. monzogranitos, granodioritos; Batolito Três Córregos: 9. monzo a sienogranitos, granodioritos; quartzo monzonitos.

Geocronologia

Sequência Metacarbonática

O estudo geocronológico U-Pb (zircão) da sequência representada predominantemente por metacalcários dolomíticos, foi realizado em três (03) afloramentos de rochas metabásicas que ocorrem na porção sul da Faixa Itaiacoca (figura 7.1; afloramentos FIT - 14, 15 e 17). As rochas metabásicas foram coletadas de corpos métricos, que ocorrem intercalados concordantemente com a associação de metacalcários dolomíticos. Apresentam tonalidades cinza a cinza-esverdeada, granulação fina a média e foliação incipiente (NE - SW), representando porções mais preservadas da alteração intempérica.

Os zircões relativos a rocha metabásica FIT-14, quando analisados através de imagens de catodoluminescência e luz transmitida apresentam, de um modo geral, uma homogeneidade interna, hábitos tabulares, arestas e terminações mal desenvolvidas, são transparentes e contém raras inclusões e fraturas. Os dados analíticos (TIMS) obtidos em três (3) frações de zircão apresentaram-se relativamente alinhados e distribuídos em diagrama U-Pb, interceptando a curva Concórdia na idade de 934 ± 36 Ma. (figura 7.7A). Zircões desta mesma rocha (FIT - 14), quando analisados utilizando-se a técnica SHRIMP (Laboratórios de Beijing/China) distribuíram-se em diagrama Tera-Wasserburg abaixo da curva, próximos ao intervalo de idades 1.100 - 900 Ma (figura 7.7B), denotando desequilíbrio isotópico.

A rocha metabásica FIT - 15 contém zircões com hábitos bastante similares aos anteriormente estudados (FIT - 14), conforme ilustrado na figura 7.7C. Foram realizadas análises (TIMS) de cinco (5) frações de zircão, que apresentaram-se relativamente alinhadas em diagrama U-Pb, interceptando a curva concórdia na idade de 996 ± 51 Ma (figura: 7.7C).

A rocha metabásica representativa do afloramento FIT 17, distintamente das demais, contém zircões com hábitos prismáticos, arestas e biterminações bem desenvolvidas, são transparentes com raras inclusões e fraturas (figura 7.7D). Foram realizadas análises (TIMS) de cinco frações de zircão que apresentaram-se relativamente bem alinhadas em diagrama U-Pb, interceptando a curva concórdia na idade 908 ± 12 Ma (figura 7.7D). Nesta rocha foi adicionalmente realizada análise através da técnica da evaporação de monocristal de zircão diretamente em filamento do espectrômetro de massa (EV-TIMS). Os erros obtidos foram relativamente elevados, e a idade média calculada foi da ordem de 930 Ma (figura 7.7E).

O padrão de idades U-Pb obtido em zircões dessas rochas metabásicas distribuem-se aproximadamente no intervalo 1.000 - 900 Ma, representando o principal período de cristalização desses minerais e portanto, de formação desses litotipos básicos. Tais valores, relativos ao período Toniano, representam idades mínimas para a deposição dessa sequência de metacalcários dolomíticos.

Idades modelo Sm-Nd (T_{DM}), obtidas por Reis Neto (1994) indicam o intervalo 2.100 - 2.000 Ma (Paleoproterozóico), como principal para a diferenciação manto/crosta dos precursores crustais dessas rochas metabásicas.

Figura 7.7: Análises U-Pb e Pb-Pb de rochas metabásicas intercaladas aos metacalcários dolomíticos (seqüência basal) da Faixa Itaiacoca: Diagramas Concordia (TIMS) de zircões de rochas metabásicas (A, C e D). Diagrama Tera Wasserburg (SRHIMP) de zircões de rochas metabásicas (B). Diagrama Step and Heat (EVTIMS) de monocristais de zircão de rochas metabásicas (E). Imagens de zircão obtidas em lupa binocular.

Sequência Metapsamítica

Os estudos geocronológicos U-Pb (zircão) relativos a sequência metapsamítica (superior) envolveram zircões detríticos de metarcóseos, bem como de rochas metavulcânicas (região de Abapã e Lagoa dos Ribas; figura 7.1).

Os dados U-Pb (SHRIMP) obtidos nos zircões detríticos concentraram-se nos intervalos 3500-3200 Ma e 2200-1900 Ma, indicando áreas fontes Arqueanas e Paleoproterozóicas (Basei et al., 2008).

No estudo das sequências metavulcânicas foram selecionadas rochas de cor cinza a cinza - rosadas, finamente foliadas, contendo variólas (vesículas e amígdalas) milimétricas com estiramento pronunciado (AB-1 e 07B), variedades grossas, com variólas centimétricas, pouco deformadas (07A), bem como litotipos finamente foliados com presença esporádica de variólas (Hot -2), figura 7.1.

Os zircões relativos as rochas metavulcânicas AB-1, 07A e 07B foram analisados utilizando-se da técnica SHRIMP, com estudo prévio de imagens de catodoluminescência e luz refletida (AB-1 e 07B: Australian National University, Canberra e 07A: Beijing/ China). Predominam zircões prismáticos, alongados, bem formados, de cor clara, com zonas oscilatórias de aspecto turvo nas bordas e linhas de sobrecrecimento homogêneas. Análises de porções homogêneas e do centro de zonas oscilatórias indicaram em diagramas de Tera-Wasserburg e Concórdia idades, de 645 ± 30 Ma (figura 7.8A; 07B) , 641 ± 11 Ma (figura 7.8B; 07A) e 628 ± 18 Ma (figura 7.8C; AB-1).

O afloramento de rochas metavulcânicas (Hot-2) analisado segundo a técnica convencional (TIMS), apresenta cristais de zircão (lupa binocular) com hábitos prismáticos, normalmente alongados, translúcidos, ricos em inclusões. Os dados analíticos relativos a três (3) frações distintas de zircão, distribuíram-se em diagrama concórdia próximos ao intercepto superior, indicando idade de 636 ± 30 Ma (figura 7.8D), relativamente próxima aos valores obtidos para os demais afloramentos.

As idades Neoproterozóicas, do intervalo 645 - 628 Ma, são aqui interpretadas como relacionadas à época de cristalização dos zircões e conseqüente formação dessas rochas vulcânicas.

Dados isotópicos do intervalo 628 - 610 Ma, foram obtidos através do método K-Ar em sericitas finas (menor que 2μ) de filitos e rochas metavulcânicas desta porção da Faixa Itaiacoca, caracterizando épocas relativas ao resfriamento dessas rochas (Basei, inédito).

Adicionalmente idades modelo Sm - Nd (TDM) obtidas neste trabalho e por Reis Neto (1994) indicam o intervalo 2.800 - 2.600 Ma como principal período de diferenciação do manto dos precursores crustais dessas rochas vulcânicas. Os valores de ϵ_{Nd} , quando calculados para a época de formação dessas rochas (630 Ma) se mostram bastante negativos (-20 à -17), caracterizando longo período de residência crustal.

Figura 7.8: Análises U-Pb de rochas metavulcânicas intercaladas aos metarcóseos da Faixa Itaiaococa: Diagrama Tera Wasserburg (SRHIMP) de zircões de rochas metavulcânicas (A, B e C; imagens de zircões obtidas por catodoluminescência). Diagrama Concórdia (TIMS) de zircões de rochas metavulcânicas (D; imagens de zircões obtidas por lupa binocular).

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS:

O quadro geocronológico atualmente disponível para o Terreno Apiaí modifica substancialmente muitas das propostas de subdivisões (Grupos, Supergrupos) e empilhamentos estratigráficos conhecidos na literatura. Nesse contexto, uma discussão integrada desse terreno e tentativamente comparativa com cinturões similares, permite destacar alguns pontos de grande importância relacionado à evolução tectônica do Terreno Apiaí.

- Os núcleos granito-gnáissicos proto a miloníticos (Betara e Tigre) formados durante o Paleoproterozóico (~2.200 Ma), com heranças arqueanas (~ 2.800 Ma), que ocorrem na porção sul do Terreno Apiaí, pouco a norte da Zona de Cisalhamento Lancinha, representam restos do embasamento ("basement inliers": entre o Cráton do Paranapanema e o Complexo Atuba).

- Importantes registros magmáticos (sienogranitos/metabásicas) ocorrem associados tectonicamente a esses núcleos de embasamento, com assinaturas geoquímicas indicativas de regimes extensionais do final do Paleoproterozóico (1790-1750 Ma). Essas rochas com estruturas proto a miloníticas apresentam também contatos tectônicos com as seqüências metavulcanossedimentares adjacentes (Betara, Perau, e Água Clara), cujas idades mínimas de sedimentação relacionam-se ao Mesoproterozóico (1.600-1.450 Ma). Representam, neste caso, idades U-Pb (zircão) obtidas principalmente em rochas metabásicas cujos dados geoquímicos indicam natureza predominantemente basáltica, com carácter toleítico sub-alcalino, sugestivo de ambientes distensivos (Frasca et al., 1990; Reis Neto, 1994; Maniesi e Oliveira, 1997 e 1998; Daitx, 1996 e 1998; Weber et al., 2003; Ribeiro, 2006; Siga Júnior et al., 2010). Essas rochas metabásicas indicam adicionalmente origem a partir de material juvenil mesoproterozóico, conforme idades Sm-Nd (Tdm) desse período e distribuição em diagramas $\epsilon_{\text{Nd}}^{\text{T}}$ e $\epsilon_{\text{Nd}}^{\text{Sr}}$ (figuras 8.1 A e B).

Figura 8.1: Diagramas Epsilon Nd vs. Epsilon Sr e Epsilon Nd vs. Tempo (DePaolo, 1988).

Tal quadro sugere o desenvolvimento de bacias extensionais (rifts continentais) com magmatismo e sedimentação associada do final do Paleoproterozóico (1.790-1.750 Ma) e do Mesoproterozóico (1.600-1.450 Ma). Tais processos parecem ter se iniciado ao final do Paleoproterozóico evoluindo para bacias mais amplas durante o Mesoproterozóico. Registros similares foram assinalados pouco mais a nor-nordeste desse terreno, nas sequências metavulcanossedimentares Serra do Itaberaba (~1400 Ma, Juliani et al., 2000) e São Roque, neste caso ainda objeto de discussões (~1750 Ma: Van Shumus et al., 1986 e Oliveira et al., 2008; 630Ma: Hackspacher et al., 2000). No continente Sul-Americano registros geológicos similares desses intervalos de idade são reconhecidos de modo descontínuo ao longo de grande parte de sua porção centro-oriental (e.g. Província Borborema, Sistema Espinhaço, Grupo Chapada Diamantina, Grupo São João Del Rei, Província Tocantins, Faixa Ribeira, Cinturão Tandilia, NW da Argentina e Terrenos Piedra Alta-Nico Perez, no Uruguai), conforme discutido em Brito Neves et al. (1995). Essas cicatrizes, embora descontínuas, apresentam expressivo alinhamento na porção oriental brasileira, sugerindo processos de ruptura de grande magnitude neste período. Também ocorrem de modo descontínuo na contra-parte africana a exemplo dos cinturões desenvolvidos nas bordas do Cráton do Congo (Kaoko e Damara Belts: Tegtmeier e Kröner, 1985; Seth et al, 2005 e 2008; Goscombe e Gray ,

2007; Kröner et al, 2004; Becker et al, 2006; Chemale Junior et al, 2003) , sul do Cráton do Kalahari (Hanson et al, 2004 a e 2006), SE do Cráton do Congo e África Central-Kibaran Belts (Kokonyangi et al , 2006; Alonso e Theunisse, 1998), Kaapvaal Cráton (Hanson et al, 2004 b; Mapeo e al, 2004), W Anti-Atlas/Marocco (Gasquet et al, 2004), SE West África Cráton (Caby, 2003) e Northern Zimbabwe e Cráton (Oliver et al, 1998), assinalados na figura 1-a.

Esses registros tafrogenéticos variam em magnitude e extensão e são, na maioria das vezes, caracterizados como rifts crustais com magmatismo de natureza alcalina ou sub-alcalina e sedimentação associada. Representam importantes cicatrizes relacionadas a processos de ruptura de grandes massas continentais aglutinadas durante o Paleoproterozóico (Supercontinente Columbia, Rogers & Santosh, 2002).

Distintamente, nesse período (1750-1450 Ma), regimes tectônicos associados a atividades orogênicas são bem conhecidos, a exemplo de cinturões da Amazônia Ocidental (Tassinari e Macambira, 1999). Representam, nesse caso, cinturões acrescionários associados a aglutinação de blocos antigos.

- Padrão distinto é observado para a Faixa Itaiacoca, onde o estudo geológico-geocronológico caracterizou a existência de dois conjuntos litológicos temporalmente distintos, o primeiro representado por uma associação plataformar carbonática com idades mínimas de deposição relacionadas ao final do Mesoproterozóico / início do Neoproterozóico (1.030-900 Ma). O segundo conjunto é representado principalmente por metarcóseos/metavulcânicas/metaconglomerados/metapelitos, com idades de deposição relacionadas ao Neoproterozóico (645-628 Ma).

As rochas metabásicas com idades U-Pb (zircão) do início do Neoproterozóico (1030-900 Ma), associadas as sequências metacarbonáticas da Faixa Itaiacoca, apresentam idades modelo (T_{dm}) relativas ao Paleoproterozóico (2200-2000 Ma), com valores de ϵ_{Nd} negativos (figura 8.1B). Tal padrão sugere natureza crustal desse material, quando de sua formação, no início do Neoproterozóico. Os dados petrográficos e geoquímicos obtidos por Reis Neto (1994), indicam composições de basaltos subalcalinos toleíticos, sugestivo de ambientes distensionais.

As rochas metavulcânicas amigdaloidais com idades do final do Neoproterozóico (645-628 Ma), associadas aos metapsamitos da sequência Itaiacoca, apresentam idades modelo (T_{dm}) relativas ao Arqueano (2800-2600 Ma) e valores ϵ_{Nd} bastante negativos (-17 a -20), sugestivos do envolvimento de material de origem crustal na gênese dessas

rochas. Referem-se provavelmente a traquitos de composição alcalina, sugestivos de ambientes distensivos, tipo rift continental (Reis Neto, 1994).

Os valores U-Pb (zircão) relativos ao Neoproterozóico são bastante próximos as idades K-Ar (fração fina/sericitas), do intervalo 628-610 Ma, obtidas em metamargas (associação inferior) e metarcóseos e filitos (associação superior). Caracterizam épocas relacionadas ao metamorfismo /resfriamento da Faixa Itaiacoca, sugerindo um intervalo relativamente curto entre a deposição /vulcanismo da sequência superior e o fechamento dessa bacia. Destaca-se ainda que as idades de formação dessas rochas vulcânicas (645 - 628 Ma) são bastante próximas as observadas para os batolitos graníticos Três Córregos e Cunhaporanga (630-600 Ma; Prazeres Filho, 2005), possíveis arcos magmáticos. Esse conjunto vulcânico poderia, nesse contexto, representar parte do arco vulcânico preservado entre os batolitos graníticos.

Os períodos assinalados, relacionam-se num contexto tectônico a processos de ruptura do Supercontinente Rodínia (metabásicas de natureza toleítica/subalcalina: 1.030-900 Ma) e a processos deposicionais associados a aglutinação do Supercontinente Gondwana (metatraquitos ultrapotássicos : 645-628 Ma).

Propõe-se, que o termo sequência Itaiacoca utilizado para as rochas dessa faixa represente o conjunto de metacalcários dolomíticos (Almeida, 1956), e que se utilize para o conjunto de metarcóseos / metavulcânicas / filitos o termo sequência Abapã (Trein et al., 1985).

A zona de cisalhamento Itapirapuã, ao nosso ver é responsável pela colocação lado a lado de terrenos com importantes diferenças litológicas, estruturais, metamórficas e isotópicas. Ao norte desta zona de cisalhamento ocorrem as seqüências metavulcanossedimentares Itaiacoca e Abapã, cujos padrões isotópicos, metamórficos-estruturais são distintos das seqüências que ocorrem a sul da mesma. O Batolito Granítico Cunhaporanga se mostra intrusivo nas seqüências Itaiacoca/Abapã, distintamente do Batolito Granítico Três Córregos, balizado a norte pela zona de cisalhamento Itapirapuã e intrusivo na seqüências metavulcanossedimentares Água Clara.

- Através do estudo isotópico realizado, notadamente em zircão, foram tentativamente elaboradas colunas litoestratigráficas (tectonoestratigráficas) envolvendo as seqüências metavulcanossedimentares do terreno Apiaí (figura 8.2). Nesta figura encontram-se representadas, de modo bastante preliminar, uma coluna relativa às seqüências metassedimentares pertencentes ao terreno a sul (Complexo Atuba), baseada

principalmente em dados obtidos por Cury (2009) em rochas possivelmente associadas ao Complexo Turvo-Cajati e Capiru.

Acrescente-se ainda que muitos dos registros relativos ao Neoproterozóico (Lajeado, Antinha, Iporanga) ocorrem em meio a sequências associadas ao final do Paleoproterozóico e do Mesoproterozóico, caracterizando a importância dessas cicatrizes antigas no estabelecimento do quadro tectônico Criogeniano e Ediacariano. Os registros Ediacarianos distribuem-se com maior ou menor expressão ao longo de todo Terreno Apiai, bem como no Complexo Atuba, sugerindo uma história deposicional sin a pós colagem desses terrenos.

Figura 8.2: Proposta envolvendo litoestratigrafia e idades do Terreno Apiai 1: metapsamitos (metaconglomerados quando assinalado); 2: metacarbonatos, com estromatólitos quando assinalados; 3: metapelitos; 4: metapelitos (metaconglomerados quando assinalado); 5: metaconglomerados; 6: metavulcânicas félsicas; 7: metabásicas; 8: granitóides tipo A; 9: granitóides proto a miloníticos (Núcleos do Tigre e Betara); 10: rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Atuba, (A- Água Clara, B- Votuverava e Perau, C- Itaicoca, D- Lajeado, E- Capiru,, F- Iporanga e Antinha, G- Castro.e H- Camarinha).

- O padrão geológico-geocronológico observado para o Terreno Apiaí, aliado ao padrão estrutural sugere que a colocação desses terrenos a níveis crustais superiores tenha ocorrido durante o Neoproterozóico, função de uma tectônica controlada em grande parte por cisalhamentos, conforme valores K-Ar/Ar-Ar entre 600-614 Ma. Valores do intervalo 580-560 Ma referem-se a época de colocação dos corpos graníticos tardi a pós-tectônicos, a exemplo dos maciços do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo, Capivara, Capão Bonito, Correias, Sguário e Carambei e desenvolvimento de bacias sedimentares, a exemplo de Castro e Camarinha.

O atual quadro tectônico, estabelecido no final do Neoproterozóico, com registros que atingiram o Cambriano, parece ser o resultado de processos de colagens relacionadas a formação do Gondwana Ocidental. Neste processo de aglutinação tem fundamental importância as Zonas de Cisalhamento Itapirapuã e Lancinha, que balizam distintos compartimentos tectônicos (Itaiacoca/Apiaí e Apiaí/Atuba). Representam importantes zonas de cisalhamento que no Neoproterozóico colocam lado a lado terrenos com características estruturais, metamórficas e isotópicas distintas. Neste contexto a zona de cisalhamento Lancinha, com rejeitos estimados da ordem de 200 km (Fiori, 1990), teve fundamental importância na colagem dos terrenos Apiaí e Atuba. Os dados atualmente disponíveis, relativos ao Complexo Atuba, caracterizam sistemas de nappes com vergência para W-NW, que colocam seqüências metassedimentares de alto grau (Complexo Turvo-Cajati) por sobre terrenos gnáissico-migmatíticos. A aloctonia envolvida dificulta, portanto, reconstruções paleogeográficas simplistas, que não levam em conta colisões laterais, presença de blocos, microplacas envolvidas na colagem quando da aglutinação do Gondwana.

- O Terreno Apiaí guarda, portanto, importantes registros da história Estateriana, Calaminiana, Toniana, bem como do Criogeniano-Ediacariano. Registros deformacionais e metamórficos pré-Ediacarianos não foram caracterizados, sugerindo que na história Calaminiana-Toniana predominaram regimes distensivos, associados muito provavelmente a ambientes cratônicos. No Cinturão Kaoko, margem SW do Cráton do Congo (NW da Namíbia) Kroner et al (2004) e Goscombe e Gray (2007) caracterizaram dois eventos distintos de magmatismo com idades U-Pb (zircão) próximas de 1750 Ma e entre 1520-1450 Ma. Referem-se principalmente a rochas de composição granítica-granodiorítica migmatizadas, gnáissificadas, que ocorrem no setor central e leste do cinturão. Mencionam a presença de metassedimentos intercalados (baixa proporção) de

idade desconhecida. Os eventos metamórficos de médio a alto grau referem-se ao neoproterozóico, com idades entre 650-580 Ma (metassedimentos e migmatitos do setor oeste e central do cinturão). Distintamente Seth et al (2003 e 2005) reconhecem na margem SW do Cráton do Kongo, sul de Angola (terrenos mais internos da unidade Epembe) metassedimentos de alto grau, cujos zircões mostram sobrecrecimento (bordas) com idades SHRIMP entre 1520-1510 Ma (fácies granulito). Granadas e safirinas estudadas (Pb-Pb-lixiviados) apresentaram idades entre 1490-1450 Ma , interpretadas como relativo à fase de descompressão.

ANEXO-1

	Domínio	Rocha	Amostra	Localização(UTM)		Método	Idade (Ma)	Referencia				
P A L E O P R O T E R O Z O I C	Núcleo Betara	granodiorito (protomilonítico)	LTB-13	654247	7200537	U-Pb(TIMES) U - Pb (EV - TIMS)	2.200 .(~) 2.766 ± 85 2.209 ± 44	Ribeiro 2006				
		sienogranito (milonítico)	CER-08	648080	7197663	U-Pb (TIMS)	1750 ± 2	Cury et al. 2002				
			GKM-50	653809	7202851		1744 ± 0,7	Kaulfuss 2001				
			GKM-50.B	653809	7202851	1733 ± 5						
		GKM-50	653809	7202851	U - Pb (EV - TIMS)	1800 ± 60	Ribeiro 2006					
		metabásica	LBT-12	655800	7204219	U-Pb (TIMS)		1790 ± 22				
	sienogranito	GKM-50	653809	7202851	Sm-Nd (TDM)	2840	Kaulfuss 2001					
	Núcleo do Tigre	qtz-monzodiorito (milonítico)	GKM-15	701020	7246010	U-Pb (TIMS)		2199 ± 5				
						K-Ar (amph.)		618 ± 36				
						Ar-Ar (amph.)		598 ± 1,2				
						K-Ar (biot)		557 ± 10				
						Ar-Ar (biot)		555 ± 1				
	Sm-Nd (TDM)	2910										
	sienogranito	GKM-35	702100	7242520	U-Pb (TIMS)	1772 ± 10	Prazeres F. 2005					
	Núcleo Aplai	sienogranito	HP-188	733401	7490100	U-Pb (TIMS)		1752 ± 9				
M E S O P R O T E R O Z O I C	Sequência Betara	metabásica	LBT-7A	663275	7211746	U - Pb (TIMS)	1489 ± 11	Ribeiro 2006				
			LBT-9	663094	7211777		1475 ± 10					
		quartzito	GKM-57	656889	7205480	K-Ar (musc)	604 ± 11	Kaulfuss 2001				
						Ar-Ar (musc)	614 ± 2					
	metabásica	LBT-7B	663275	7211746	Sm - Nd (TDM)	1361	Ribeiro 2006					
		LBT-9A	663094	7211777		2226						
		LBT-9B				1450						
	Sequência Perau	metabásica	GKM-41	705579	7252647	U-Pb (SHRIMP)	1484 ± 16	Kaulfuss 2001				
	Sequência Votuverava	qtz - xisto	32970	644976	7203750	U-Pb (TIMS) detr.	2670 - 1940 -	(*)				
							HCM-3		690210	7234300	1750; 2200 -	
						metabásica	HCM-01	690100	7235010	U-Pb (SHRIMP) detr.	1900;	Basei et al. 2008
		2400; 3200 -										
		U-Pb (TIMS)	2800	(*)								
			1451 ± 39		(*)							
		HCM-16	695910	7241300						1479 ± 12		
		filito	HCM-16	695910	7241300					Sm - Nd (TDM)	2074	(*)
											HCM-17	
						HCM-18	698500	7249900	1387			
						HCM-02	680800	7235800	2294			
						HCM-08	689110	7232000	2415			
		HCM-19A	702499	7254510	2229							
	Sequência Água Clara	metabásica	WWD-03	715954	7312713	U - Pb (TIMS)	1561 ± 18	Weber et al. 2003				
						U - Pb (SHRIMP)	1593 ± 70; 586					
						U - Pb (EV-TIMS)	1461 ± 51					
						U - Pb (TIMS)	1484 ± 76; 601					
							1485 ± 68; 579					
		metamarga	WWD-7B	721804	7316066	Ar - Ar (amph.)	1475 ± 7					
							604 ± 8					
Ar - Ar (musc)						596 ± 4						
						Sm - Nd (TDM)	1700 - 2200					
WWD-46						718489	7308800		1780			
WWD-53B	717875	7301062										

Domínio		Rocha	Amostra	Localização(UTM)		Método	Idade (Ma)	Referencia		
N E O P R O T E R O Z O I C	Lajeado	metapsamito	IP-061	W Iporanga		U-Pb (SHRIMP) detritic	1400 - 2200	Campanha, 2008b		
		metamarga	34537	634677	7201947		610-590;2000	Basei et al. 2008		
	Iporanga	metavulcanica	IP-808	Iporanga		U-Pb (SHRIMP)	573 ± 34	Campanha, 2008b		
		Clasto de granito	F-203 A	South of Iporanga			593 ± 15			
	Sequência Itaiacoca	metabásica	FIT-14	610613	7221364	U - Pb (TIMS)	934 ± 36	Siga Jr. et al. 2009		
			FIT-15	610566	7220771	U-Pb (SHRIMP)	1100 -900			
						U - Pb (TIMS)	996 ± 51			
						908 ± 12				
	Sequência Abapã	metavulcânica	FIT-17	620666	7229617	U - Pb (EV - TIMS)	927	Reis Neto 1994		
			metaarcóseo	32928	619250	7241755	Sm - Nd (TDM)		2100 - 2000	
							PbPb(SHRIMP)detr.		2200-1900	
							U - Pb (SHRIMP)		645 ± 30	Siga Jr. et al. 2009
									641 ± 11	
									628 ± 18	
									636 ± 30	
			628 - 610							
HOT-2			621599	7238213	Sm - Nd (TDM)	2800 - 2600				

(*)- dados inéditos: Siga Jr e Basei.

Tabela 1- Sumário dos dados geocronológicos das sequências metavulcanossedimentares do Terreno Apiaí.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M.; Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. 1973. *The precambrian evolution of South America cratonic margin, south of the Amazon River*. In: Nirm, A.E.M. & Stheli, F.G. (Eds.). *The ocean basins and margins*: Plenum Press, New York, p.411-446.
- Almeida, F.F.M. 1956. Novas ocorrências de fósseis no Pré-Cambriano brasileiro. In: Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, Anais, 28:44-45.
- Alonso, M. F. And Theunissen, K. 1998. Airborne geophysics and geochemistry provide new insights in the intracontinental evolution of the Mesoproterozoic Kibaran Belt (Central African). *Geol. Mag.*, v. 135(2), 203-216.
- Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K.; Reynolds, J.H. 1966. Potassium-Argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 30(2): 159-189.
- Basei, M. A. S.; Siga Junior, O.; Machiavelli, A.; Mancini, F. 1992 Evolução Tectônica dos Terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR e SC). *Rev. Brás. Geoc.*, V.2:216-221.
- Basei, M.A.S.; Siga Jr., Sato, K. Sproesser, W. M. 1995. A metodologia U-Pb na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. CPGeo-USP. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.67(2), p.221-237.
- Basei, M.A.S.; McReath, I.; Siga Junior, O. 1998. The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil: a review. *Gondwana Research*, v.1, n.3-4, p. 383-391.
- Basei, M.A.S.; Citroni, S.B.; Siga Jr, O. 1999. Stratigraphy and Age of Fini-Proterozoic Basins of Paraná and Santa Catarina States Southern Brazil. *Boletim do Instituto de Geociências – Igc-USP, Série Científica*, São Paulo, Brasil, v.29, p. 195-216.
- Basei, M.A.S.; Siga Jr, O.; Masquelin, H.; Harara, O.M.M.; Reis Neto, J.M.; Preciozzi, F.P. 2000. The Dom Feliciano Belt and the La Plata Craton: Tectonic evolution and the correlation with similar provinces of southwestern. In: *Tectonic Evolution of South America*, p.311-334.
- Basei, M.A.S.; Siga Jr, O.; Preciozzi, F.P.; Sato, K. 2001. Terrains of African Affinities in Southern Brazil and Uruguay. In: *III South American Symposium on Isotope Geology. (IISSAGI)*. Pucon, Chile, CD-ROM.
- Basei, M. A. S.; Siga Jr., O.; Kaulfuss, G. A.; Cordeiro, H.; Nutman, A.; Sato, K.; Cury, L. F.; Prazeres Filho, H. J.; Passarelli, C. R.; Harara, O. M.; Reis Neto, J. M. 2003. Geochronology and Isotope Geology of Votuverava and Perai Mesoproterozoic Basins, Southern Ribeira Belt, Brazil. In: *4th SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY-SSAGI*, 4., 2003. Salvador. Anais...Salvador, v. 2, p. 501 - 504.
- Basei, M. A. S.; Frimmel, H. E.; Nutman, A. P.; Preciozzi, F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. In: R. J. Pankhurst, R. A. J. Trouw, B. B. de Brito Neves and M. J. de Wit (Eds), *Geological Society London, Special Publication*, in: *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, London, p. 239-256.
- Becker, T.; Schreiber, U.; Kampunzu, A. B.; Armstrong, R. 2006. Mesoproterozoic rocks of Namibia and their plate tectonic setting. *Journal African Earth Sciences*, v.46, 112-140.
- Bigarella, J.J.; Salamuni, R. 1958. Estudos preliminares na Série Açungui VIII: A Formação Votuverava. *Inst. Hist. Nat. Geol.*, Curitiba, v.2, 6p, 1958.
- Bigarella, J.J.; Salamuni, R. 1967. Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná. In: *Boletim Paranaense de Geociências*, 23-25: 347.
- Biondi, J. C. 1983. Mapa geológico da área do embasamento do Estado do Paraná; escala 1: 250.000. MINEROPAR, Curitiba - PR.
- Bistrichi, C.A.; Almeida, M.A.; Stein, D.P. 1985. Geologia das Folhas Barra do Chapéu (SG.22-X-B-I-4) e Araçatuba (SG.22-X-B-II-3), estados de São Paulo e Paraná. São Paulo, Contrato IPT/Pró-Minério, (Rel. IPT 22150).

- Brito Neves, B.B.; Sá, J.M.; Nilson, A.A.; Botelho, N.F. 1995. A tafrogênese Estateriana nos blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, Minas Gerais, v.3 (2), p. 1-21.
- Caby, R. 2003. Terrane Assembly and Geodynamic Evolution of central-western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Science*, v. 37, 133-159.
- Campanha, G.A.C.; Gimenez Filho, A.; Caetano, S.L.V.; Pires, F.A.; Dantas, A.S.L.; Teixeira, A.L.; Dehira, L.F. 1985. Geologia das Folhas Iporanga (SG.22-X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG.22-X-B-VI-1), Estado de São Paulo. São Paulo, Contrato IPT/Pró-Minério, (Rel. IPT 22352)
- Campanha, G.A.C.; Gimenez Filho, A.; Caetano, S.L.V.; Pires, F.A.; Dantas, A.S.L.; Teixeira, A.L.; Dehira, L.F. 1986. Geologia e estratigrafia da região das folhas Iporanga e Gruta do Diabo, Vale do Ribeira, São Paulo. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, Anais, 2:1058-1073.
- Campanha, G.A.; Bistrichi, C.A.; Almeida, M.A. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987. Curitiba. *Anais...Curitiba: SBG*, v.2, p. 725-742.
- Campanha, G. A. da C. 1991. *Tectônica proterozóica no alto e médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 296 p.
- Campanha, G.A.C.; Sadowski, G.R. 1999. Tectonics of southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, n.98, p.31-51.
- Campanha, G. A C.; Basei, M. A S. ; Tassinari, C. C. ; Nutman, A P. ; Faleiros, F. M. 2004. Determinações Radiométricas U/Pb SHRIMP na Faixa Ribeira para a Formação Iporanga (SP). In: SIMPÓSIO 40 ANOS DE GEOCRONOLOGIA NO BRASIL, 2004. São Paulo. *Anais...São Paulo: IGC-USP*, v. 1, p. 60.
- Campanha, G. A C. ; Basei, M. A S. ; Tassinari, C. C. ; Nutman, A P. ; Faleiros, F. M. 2008a. Constraining the age of the Iporanga Formation with SHRIMP U-Pb zircon: Implications for possible Ediacaran glaciation in the Ribeira Belt, SE Brazil. *Gondwana Research*, n.13, p. 117-125.
- Campanha, G. A C. ; Basei, M. A S. ; Tassinari, C. C. ; Nutman, A P. ; Faleiros, F. M. 2008b. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd Analysis for Ribeira Belt Mesoproterozoic and Neoproterozoic Terranes. VI SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY-SSAGI, San Carlos de Bariloche-Argentina. CD-1-4.
- Campanha, G. A C. ; Basei, M. A S. ; Faleiros, F. M.; Tassinari, C. C. ; Nutman, A P. ; Vasconcelos, P. M.; Dantas, E. L. 2009. Geocronologia do Terreno Apiaí no sul do estado de São Paulo. Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil-IGC-USP, 220-222.
- Campos Neto, M.C. 1983. Contribuição à litoestratigrafia do Grupo Açungui no sudeste do Estado de São Paulo. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 4, São Paulo, Atas, 91-102.
- Campos Neto, M.C. 2000. *Orogenic systems from Southwestern Gondwana: na approach to Brasileiro-Pan African Cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil*. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A.(Eds), *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, p. 335-368.
- Carvalho, P.F.& Pinto, E.A. 1937. *Reconhecimento geológico na Série Açungui*. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim, 71, 29p.
- Chemale Junior, F.; Luft Junior, J. L.; Armstrong, R.; Bitencourt, M. F. 2003. Geochronology of 1.76 to 1.50 Ga TTD Sequences of the Hoanib Valley, Kaoko Belt, Namibia. In: 4th SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY-SSAGI, 4., 2003. Salvador. *Anais...Salvador*, v. 2, p. 513-515.
- COMPSTON, W.; WILLIAMS, I.S.; MYER, C. 1984. U-Pb geochronology of zircons from Lunar Breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Journal of Geophysical Research*, v.89, p.525-534.
- Cury, L.F.; Kaulfuss, G.A.; Siga Jr., O.; Basei, M.A.S.; Harara, O.M.M.; Sato, K. 2002. Idades U-Pb (zircões) de 1,75 Ga em granitóides alcalinos deformados dos núcleos Betara e Tigre: Evidências de regimes extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. *Geologia-USP: Série Científica*. São Paulo, v.2, p. 95-108.

- Cury, L.F.; Siga Junior, O.; Sato, K.; Basei, M.A.S.; Prazeres Filho, H.J. 2003. Geocronologia do granito do Cerne – Implicações tectônicas na Faixa de Dobramentos Apiaí (Leste do Estado do Paraná). VIII Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro, SP – Boletim de Resumos, p: 50.
- Cury, F. L. 2009 Geologia do Terreno Paranaguá. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 187p.
- Daitx, E.C. 1980. Prospecto de Cu, Pb e Zn nas faixas carbonáticas Furnas/Lajeado, SP e PR. São Paulo, CPRM, 27p., (relatório interno).
- Daitx, E.C. 1996. *Origem e evolução de depósitos sulfetados tipo Perai (Pb-Zn-Ag), com base nas jazidas Canoas e Perai (Vale do Ribeira-PR)*. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- De Paolo, D.J.; Linn, A.M.; Chubbett, G., 1991. The continental age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research*, 96, 2071-2088
- Dias, M.V.; Salazar, O. 1987. Geologia da Sequência Antinha – Grupo Açungui, PR. In: SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba. Atas, 1:263-280.
- Ebert, H.D. 1971. Observações sobre as litologias e subdivisão do Grupo Setuva no Estado do Paraná, com sugestões à tectônica geral do Geossinclíneo Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971. São Paulo. *Anais...* São Paulo: SBG, v. 1, p. 131-165.
- Ebert, H.D.; Hasui, Y.; Quade, H. 1988. Aspectos da evolução estrutural do cinturão móvel costeiro da Mina do Perai, Vale do Ribeira-PR. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, *Anais*, 2318-2331
- Fairchild, T.R. 1977. Conophyton other columnar stromatolites from upper Pre-Cambrian Açungui Grupo Near Itapeva, SP, Brasil. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 1, São Paulo, Atas, 1:179-198.
- Fairchild, T.R., 1982. New Stromatolites from the Upper Precambrian Açungui Group, Eastern Paraná, Brazil, and their potential stratigraphic use. *Revista Geologia, Série Científica, IGc-USP*, 13, 43-50..
- Fassbinder, E. 1990. *Análise Estrutural da Falha da Lancinha, Estado do Paraná*. São Paulo. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 165p.
- Fassbinder, E. 1996. A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 207p.
- Fiori, A. P.; Fassbinder, E. Gois, J.R.; Fumagalli, C.E. 1987. Compartimentação tectônica do Grupo Açungui a norte de Curitiba. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., Curitiba. *Anais...* Curitiba: SBG, 1987. v. 1, p. 183-196.
- Fiori, A.P. 1990. *Tectônica e Estratigrafia do Grupo Açungui a Norte de Curitiba*. Tese de Livre Docência Instituto de Geociências-Universidade de São Paulo-USP, São Paulo, 261p.
- Fiori, A.P. 1991. Tectônica de cavalgamento no Grupo Açungui. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., 1991. São Paulo. *Anais...* São Paulo: SBG, v. 1, p. 134-136.
- Fiori, A.P. 1992. O Grupo Açungui a norte de Curitiba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992. São Paulo. *Anais...* São Paulo: SBG, 1992. v. 1, p. 279-280.
- Frasca, M.H.B.O.; Figueiredo, M.C.H.; Almeida, M.A.; Coutinho, J.M.V. 1990. Petrografia e geoquímica da Formação Água Clara, região de Araçáiba, SP. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 21:73-92.
- Fritzens Jr., O.; Piekars, G.F.; Falcade, D. 1982. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32. *Anais*, p. 991-1001.
- Fuck, R.A., Marini, O.J.; Trein, E. 1967. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, v. 23-25, p. 183-221.
- Fuck, R.A.; Marini, O.J.; Trein, E.; Muratori, A. 1971. Geologia do leste Paranaense. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971. Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, v. 5, p. 121-130.

- Gasquet, D.; Chevremont, P.; Baudin, T.; Chalot-Prat, F.; Guerrot, C.; Cocherie, A.; Roger, J.; Hassenforder, B.; Cheilletz, A. 2004. Polycyclic magmatism in the Tagragra d'Akka and Kerdous-Tafeltast inliers (Western Anti-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Science*, v.39, 267-275.
- Goscombe, B. and Gray, D. R. 2007. The Coastal Terrane of the Kaoko Belt, Namibia: Outboard arc-terranes and tectonic significance. *Precambrian Research*, v.155, 139-158.
- Guimarães, G.B. 1995. O Complexo Granítico Cunhaporanga na Região de Joaquim Murtinho, Pirai do Sul (PR): Caracterização Faciológica das Rochas Granitóides. Dissertação de Mestrado, IGc – USP, 144p.
- Guimarães, G.B. 2000. As rochas granitóides do Complexo Granítico Cunhaporanga, Paraná: Aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos. Tese de Doutorado, IGc – USP, 230p.
- Guimenes Filho, A. G. 1993. Evolução do Complexo Três Córregos a noroeste de Apiaí-SP. Dissertação de Mestrado IGc-USP, São Paulo, SP, 118p.
- Guimenes Filho, A. G.; Janasi, V. A.; Campanha, G. A. C.; Teixeira, W.; Trevizoli Jr., L. E.. 2000 U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the Eastern portion of the Três Córregos Batolith Ribeira Fold Belt, São Paulo, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 30 (1): 45-50.
- Hackspacher, P.C.; Dantas, E.L.; Spoladore, A.; Fetter, A.H.; Oliveira, M.A.F. 2000. Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the central Ribeira Belt, Southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from the São Roque – Açungui Groups. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, v. 30 (1), p. 110-114.
- Hackspacher, P.C.; Fetter, A.H.; Ebert, H.D.; Janasi, V.A.; Dantas, E.L.; Oliveira, M.A.F.; Braga, I.F.; Negri, F.A. 2003. Magmatismo há ca. 660-640Ma no Domínio Socorro: registros de convergência pré-colisional na aglutinação do Gondwana Ocidental. *Revista Geologia, IGc-USP, Série Científica*, v. 3, p. 85-96.
- Hanson, R. E.; Crowley, J. L.; Bowring, S. A.; Ramezani, J.; Gose, W. A.; Dalziel, I. W. D.; Pancake, J. A.; Seidel, E. K.; Blenkinsop, T. G.; Mukwakwami, J. 2004a. Coeval large-scale magmatism in the Kalahari and Laurentian Cratons during Rodinia Assembly. *Science*, v.304, 1126-1129.
- Hanson, R. E.; Gose, W. A.; Crowley, J. L.; Ramezani, J.; Bowring, S. A.; Bullen, D. S.; Hall, R. P.; Pancake, J. A.; Mukwakwami, J. 2004b. Paleoproterozoic intraplate magmatism and basin development on the Kaapvaal Craton: age, paleomagnetism and geochemistry of ~1.93 to ~1.87 Ga post- Waterberg dolerites. *Journal of African Earth Science*, v.107, 233-254.
- Hanson, R. E.; Harmer, R. E.; Blenkinsop, T. G.; Bullen, D. S.; Dalziel, I. W. D.; Gose, W. A.; Hall, R. P.; Kampunzu, A. B.; Key, R. M.; Mukwakwami, J.; Munyanyiwa, H.; Pancake, J. A.; Seidel, E. K.; Ward, S. E. 2006. Mesoproterozoic intraplate magmatism in the Kalahari Craton: A review. *Journal of African Earth Science*, v.46, 141-167.
- Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Coimbra, A. M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, vol. 5, p. 257-266.
- Hasui, Y.; Cremonini, O.A.; Born, H. 1984. Considerações sobre o Grupo Açungui em São Paulo e porção adjacente no Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, v.7, p.3297-3306.
- Heilbron, M.; Valeriano, C.M.; Tassinari, C.C.G.; Almeida, J.; Tupinambá, M.; Siga Júnior, O.; Trouw, R. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: R. J. Pankhurst, R. A. J. Trouw, B. B. de Brito Neves and M. J. de Wit (Eds), Geological Society London, Special Publication, in: West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region, London, p. 211-238.
- HOWELL, D.G. 1989a. Principles of Terrane Analysis – new applications for global tectonics. 1st Edition. Chapman & Hall, London, UK, 245p.
- HOWELL, D.G. 1995. Principles of Terranes Analysis. New Applications for Global Tectonics. 2nd Edition. Chapman & Hall, London, 1993, UK, 221p.
- HOWELL, D.G. 1989b. Tectonics of Suspect Terranes – mountain building and continental growth. 2nd Edition. Chapman & Hall, London, UK, 232p.

- Juliani, C.; Hackspacher, P.; Dantas, E.L.; Fetter, A.H. 2000. The Mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the central Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, v. 30 (1), p. 82-86.
- Kaulfuss, G.A. 2001. *Geocronologia dos Núcleos de Embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba, Paraná*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 115 p.
- Kober, B. 1986. Whole-grain evaporation for ^{207}Pb - ^{206}Pb age investigations on single zircons using a double-filament source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93: 482-490.
- Kokonyangi, J. W.; Kampunzu, A. B.; Armstrong, R.; Yoshida, M.; Okudaira, T.; Arima, M.; Ngulube, D. A. 2006. The Mesoproterozoic Kibari Belt (Katanga, SE D.R. Congo). *Journal of African Earth Science*, v.46, 1-35.
- KROGH, T.E. 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 37, p. 485-494.
- Krogh, T.E., 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 637-649.
- Kroner, S.; Konopásek, J.; Kroner, A.; Passchier, C.W.; Poller, U.; Wingate, M.T.D.; Hofmann, K.H. 2004. U-Pb and Pb-Pb zircon age for metamorphic rocks in the Kaoko Belt of Northwestern Namibia :A Paleo-to Mesoproterozoic basement reworked during the Pan-African Orogeny. *South African Journal of Geology*, v.107, p. :455-476.
- Ludwig, K.R., 2003. User's manual for Isoplot 3.0: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 4, 71p.
- Maaack, R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, 2: 63-154.
- Maniesi, V.; Oliveira, M.A.F. 1997. Anfíbolitos de alto magnésio da região de Rio Branco do Sul/PR In.: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 5, Penedo, Atas, 97-99.
- Maniesi, W.; Oliveira, M.A.F. 1998. Anfíbolitos com afinidades dos basaltos de fundo oceânico: regiões de Adrianópolis e Campo Largo/PR. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 456.
- Mapeo, R. B. M.; Ramokate, L. V.; Armstrong, R. A.; Kampunzu, A. B. 2004. U-Pb zircon age of the upper Palapye Group (Botswana) and regional implications. *Journal of African Earth Science*, v.40, 1-16.
- Marini, O.J.; Trein, E.; Fuck, R.A. 1967. O Grupo Açungui no estado do Paraná. In: Bigarella, J.J.; Salamuni, R.; Pinto, V.M. *Geologia do Pré-Devoniano e Intrusivas Subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná*, Curitiba, UFPR, p-43-104 (Boletim 23/25).
- Marini, O.J. 1970. *Geologia da Folha de Rio Branco do Sul*. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro, Tese Doutorado, 190p.
- Muratori, A. 1966. Nota Explicativa da Folha Geológica de Campo Largo. *Boletim da Universidade Federal do Paraná: Geologia*, v. 21, 33p.
- Nogueira, S.A.A. 1990. *Estudo das mineralizações filoneas auríferas do depósito de Piririca, Vale do Ribeira, SP*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 92p.
- Oliveira, E.P. 1927. *Geologia dos recursos minerais do estado do Paraná*. Serviço Geológico e Mineralógico do Rio de Janeiro, Monografia, 6, 172p.
- Oliveira, A.I. & Leonardos, O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. In: Ministério da Agricultura (Eds.), Rio de Janeiro, 782pp.
- Oliveira, M.A.F.; Maniesi, V.; Teixeira, W.; Daitx, E.C. 2003. Caracterização isotópica de metabasitos e anfíbolitos dos Grupos Açungui e Setuva na porção sul da Faixa Ribeira. *Revista geologia, IGc-USP, Série Científica*, v.2, p.161-170.

- Oliveira, M. A. F.; Melo, R. P.; Nardy, A. J. R.; Arab, P. B.; Trindade, I. 2008. New U-Pb Palaeoproterozoic Zircon Age for the Cajamar Metabasite, São Roque Group, Central Ribeira Belt, southeastern Brazil. VI SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY-SSAGI, San Carlos de Bariloche-Argentina, 2008. CD-1-4.
- Oliver, G. J. H.; Johnson, S. P.; Williams, I. S.; Herd, D. A. 1998. Relict 1.4 oceanic crust in the Zambezi Valley, northern Zimbabwe: Evidence for Mesoproterozoic Supercontinental fragmentation. *Geology*, v. 26(6), 571-573.
- Parrish, R.R., 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Isotope Geosciences*, 66, 99-102.
- Piekarz, G. F. 1981. Reconhecimento das unidades correlacionáveis à Sequência Mineralizada do Perau Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, São Paulo. *Anais...* São Paulo: SBG, 1981. v.1, p. 148-154.
- Piekarz, G.F. 1984. Geologia e resultados preliminares de pesquisa mineral do Núcleo Betara da Formação Perau. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984. Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, v. 8, p. 3682-3696.
- Pires, F.A. 1981. Faciologia e análise paleoambiental da seqüência deposicional Furnas Lajeado (Grupo Açungui) de idade Proterozóica. *Revista Brasileira de Geociências*, 21:355-362.
- Pontes, J.B. 1982. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara - Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 1982, *Anais*, 3:1002-1016
- Popp, J.H.; Angulo, R.; Bigarella, J.J. 1979. *Geologia da Folha de Ouro Fino*. In: Recursos Naturais, Região Metropolitana de Curitiba, Paraná-Curitiba, COMEC, 30p.
- Prazeres Filho, H. J. 2000. *Litogeoquímica, Geocronologia (U-Pb) e Geologia Isotópica dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná*. Dissertação de Mestrado- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 180p.
- Prazeres Filho, H. J.; Basei, M.A.S.; Harara, O.M.; Siga Junior, O.; Passarelli, C.R. 2002. Geoquímica e geologia isotópica das rochas graníticas do arco magmático Alto-Ribeira no Estado do Paraná. In: XXXXI Congresso Brasileiro de Geologia – SBG, João Pessoa – PB, v.1, p. 330.
- Prazeres Filho, H. J.; Basei, M.A.S.; Harara, O.M.; Passarelli, C.R.; Siga Junior, O. 2003a. Litogeoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. *Revista Geologia, Instituto de Geociências – USP – Série Científica*, São Paulo v.3, no.1, p: 51-70.
- Prazeres Filho, H. J.; Basei, M.A.S.; Passarelli, C.R.; Harara, O.M.; Siga Junior, O.; Cury, L.F. 2003b. O Magmatismo granítico Pós-Orogênico da Faixa Apiaí: contrastes geocronológicos, petrológicos e geotectônicos. VIII Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro, SP – Boletim de Resumos, p: 47.
- Prazeres Filho, H. J.; Basei, M.A.S.; Passarelli, C.R.; Harara, O.M.; Siga Junior, O. 2003c. U-Pb zircon ages of post-orogenic granitic magmatism in Apiaí Folded belt (Paraná State, Southern Brazil): Petrological and geotectonic significance. In: IV SSAGI, Salvador – BA, v.2, p. 656-659.
- Prazeres Filho, H. 2005. *Caracterização geológica e petrogenética do Batólito Granítico Três Córregos (PR-SP): Geoquímica Isotópica (Nd-Sr-Pb. Idades (ID-TIMS / SHRIMP) e O18 em zircão*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 207p.
- Reis Neto, J. M.; Soares, P. C. 1987. Um estudo da caracterização termo-dinâmica de micro estruturas dos Grupos Açungui e Setuva (PR). In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987. Curitiba. *Anais...* Curitiba: SBG, v.1, p. 147-165.
- Reis Neto, J.M. 1994. Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no neoproterozóico. Int. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 253p.
- Ribeiro, L. M. A. L.; Siga Junior, O.; Cury, L. F. 2005. Estudo Geológico e Geocronológico do Núcleo Betara: Implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS-SNET, 10., 2005 Curitiba. *Anais...* Curitiba: SBG, v.1, p. 378-380.

- Ribeiro, L. M. A. L. 2006. *Estudo Geológico - Geocronológico dos Terrenos Granito-Gnáissicos e Sequências Metavulcanossedimentares da Região do Betara (PR)*. Dissertação de Mestrado Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 121p.
- Rogers, J. J. W. 1996. A history of continents in the past three billion years. *Journal Geology*, v.104, p. 91-107.
- Rogers, J. J. W.; Santosh, M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research*, v.5 (1), 5-22.
- Salamuni, E.; Fiori, A.P.; Wernick, E. 1993. Características estruturais e evolução tectônica do Núcleo Betara a norte de Curitiba (PR). *Boletim Paranaense de Geociências*. Curitiba, v. 41, p. 91-127.
- Salazar, C. A.; Tomba, C. L.; Archanjo, C. J.; Babinski, M. 2004 Anisotropia de susceptibilidade magnética e geocronologia U-Pb no batólito Itaóca, Faixa Ribeira, São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá, Anais, CD.
- Sallun Filho W.; Fairchild T.R., 2004. Estudo comparativo entre estromatólitos do tipo CONOPHYTON das Faixas Ribeira e Brasília. *Revista do Instituto Geológico de São Paulo*, 26(1/2), 1-18.
- Santoro, E. and Frasca, M.H.B., 1989. A Formação Itaiacoca na região de Itapeva, SP. In: 1º Simpósio de Geologia do Sudeste, SBG, Rio de Janeiro (RJ), 1, 99 – 100.
- Sato, K.; Siga Junior, O.; Nutman, A.P.; Basei, M.A.S.; Mc Reath, I.; Kaulfuss, G.A. 2003 The Atuba Complex, Southern South American Platform: Archean components and Paleoproterozoic to Neoproterozoic tectonothermal events. *Gondwana Research*, v.6, n.2, p: 251-263.
- Sato, K.; Siga Junior, O. 2001. Rapid growth of continental crust between 2.2-1.8Ga in the South American platform. Integrated Australian, European, North American and SW USA crustal evolution study. *Gondwana Research*, v.5, p: 165-173.
- Schöll, W.U. 1981. Geologia do Grupo Açungui na região a noroeste de Rio Branco do Sul (PR). In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 1, Curitiba, Atas, 1:170-184
- Seth, B.; Armstrong, R.A.; Buttner, A.; Villa, I.M. 2005. Time Constraints for Mesoproterozoic upper amphibolite facies metamorphism in NW Namibia: A multi-Isotopic Approach. *Earth and Planetary Science Letters*, v.230, p.355-378.
- Seth, B.; Jung, S.; Gruner, B. 2008. Deciphering polymetamorphic episodes in high-grade metamorphic orogens: Constraints from PbSL, Sm/Nd and Lu/Hf garnet dating of low- to high-grade metasedimentary rocks from the Kaoko Belt (Namibia). *Lithos*, v. 104, p.131-146.
- Siga Junior, O.; Basei, M.A.S.; Reis Neto, J.M.; Machiavelli, A.; Harara, O.M.M. 1995. O Complexo Atuba: um Cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. *Geologia USP: Série Científica*. São Paulo, v. 26, p. 69-98.
- Siga Jr., O.; Basei, M.A.S.; Reis Neto, J.M.; Machiavelli, A. 1996. O Complexo Gnáissico-Migmatítico Atuba: um cinturão paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais, 6:121-123
- Siga Junior, O.; Basei, M.A.S.; Weber, W.; Sato, K.; Reis Neto, J. M.; Prazeres Filho, H. J. 2001. The Itaiacoca Group: U-Pb (zircons) records of a neoproterozoic basins. In: III South American Symposium on Isotope Geology. (IISSAGI). Pucon, Chile, CD-ROM.
- Siga Junior, O.; Kaulfuss, G.A.; Sato, K.; Basei, M.A.S.; Passarelli, C.R.; Harara, O.M.; Prazeres Filho, H. J.; Cury, L.F. 2003a. Geologia e Geocronologia do Núcleo Setuva. VIII Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro, SP – Boletim de Resumos, p: 48.
- Siga Junior, O.; Basei, M. A. S.; Sato, K.; Prazeres Filho, H. J.; Cury, L. F.; Weber, W.; Passarelli, C. R.; Harara, O. M.; Reis Neto, J. M. 2003b. U-Pb (Zircon) ages of metavolcanic rocks from the Itaiacoca Group: tectonic implications. *Série Científica*, 3:39-49.

- Siga Junior, O.; Kaulfuss, G.A.; Sato, K.; Basei, M.A.S.; Vasconcelos, P.M.; Harara, O.M.M.; Cury, L.F. 2003c. The Geochronology of the Setuva Nucleous: Polycyclic terrains exposed to upper crustal levels during the Neoproterozoic. IV SSAGI, Salvador – BA, v.2, p. 683-686.
- Siga, Júnior, O.; Basei, M. A. S.; Cury, L. F.; Sato, K.; Passarelli, C. R. 2008a. Evolução Policíclica da Faixa de Dobramentos Apiaí (PR). In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Curitiba: Anais Curitiba: SBG, 2008a. v.1, p:16.
- Siga, Júnior, O.; Basei, M. A. S.; Cury, L. F.; Sato, K.; Passarelli, C. R. 2008b. U-Pb Geochronology of Mesoproterozoic and Neoproterozoic Sequences of Southern Apiaí Fold Belt, Paraná State- South Brazil. VI SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY-SSAGI, San Carlos de Bariloche-Argentina, CD-1-4.
- Siga, Júnior, O.; Basei, M. A. S.; Passarelli, C. R.; Sato, K.; Cury, L. F.; McCreath, I. 2009. Magmatic Records of Lower Neoproterozoic and Upper Neoproterozoic in Itaiacoca Belt (Paraná- Brazil): Zircon Ages and Lithostratigraphy Studies. *Gondwana Research*, 197-208.
- Siga Jr., O.; Cury, L. F.; McCreath, I.; Ribeiro, L. M. A. L.; Sato, K.; Basei, M. A. S.; Passarelli, C. R. 2010. Geology and Geochronology of the Betara Region in South-Southeastern Brazil: Evidence for Possible Statherian (1.80-1.75 Ga) and Calymmian (1.50-1.45 Ga) Extension Events. *Gondwana Research*, no prelo.
- Silva, A. T. S. F.; Algarte, J. P. 1981. Contribuição à geologia da sequência Turvo-Cajati entre rio Pardo e Pariqueira-Açu (SP), I - Litologia e petrografia. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, Atas, 109-120
- Silva, P.C.S.; Vasconcelos, C.V.S.; Yamato, A.A. 1998a. A cartografia do Complexo Atuba na Folha Curitiba (SG22-X-D-I). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 10
- Silva, P.C.S.; Vasconcelos, C.V.S.; Yamato, A.A.; Pedreira, A.J. 1998b. O Grupo Açungui na Folha Curitiba (SG22-X-D-I). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 40.
- Silva, A.T.S.F.; Francisconi, O.; Godoy, A.M.; Battola Jr., F. 1981 Projeto Integração e Detalhe Geológico do Vale do Ribeira. Relatório Final, Integração Geológica, Convênio DNPM/CPRM, São Paulo, 1981.
- Soares, P.C.; Stevanato, R.; Camargo, C.R. 1987. Geologia do noroeste da faixa Itaiacoca. Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba-PR, v.2, P. 245-262.
- Soares, P.C.; Fiori, A.P.; Rostirolla, S.P. 1998. Organização estratigráfica e estrutural dos terrenos alóctones no Cinturão Ribeira, no Vale do Ribeira (PR-SP). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 41
- Souza, A. P. 1990. Mapa geológico na esc.: 1:50.000 e esboço de evolução tectônica e sedimentar do Grupo Itaiacoca, nas folhas Barra do Chapéu e Ouro Verde (SP-PR). Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 200p.
- Steiger, R.H. and Jäger, E., 1977. Subcommission on Geochronology: Convention on the use of Decay Constants in Geochronology. Contribution to the geologic time scale, *Studies in geology*, 6, 67-72.
- Takahashi, A.T.; Ferreira, J.C.G.; Theodorovicz, A. 1984. Projeto Guapiara; relatório final. São Paulo, Contrato CPRM/Pró-Minério.
- Tassinari, C.C.G.; Barbour, A.P.; Daitx, E.C.; Sato, K. 1990. Aplicação de isótopos de Pb e Sr na determinação da natureza das mineralizações de chumbo do Vale do Ribeira – São Paulo e Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, Anais, 3:1254-1266.
- Tassinari, C. C. G. and Macambira, M. J. B., 1999. Geochronological Provinces of Amazonian Cráton. *Episodes*, 22, 174-182.
- Trein, E.; Reis Neto, J.M.; Biondi, J.C.; Monastier, M.S. 1985. Revisão da Formação Itaiacoca: identificação de uma sequência metavulcanossedimentar em Abapã (PR). In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 5, São Paulo, Atas, 1:169-186.
- Tegtmeyer, A. And Kröner, A. 1985. U-Pb zircon ages for Granitoid Gneisses in northern Namibia and their significance for Proterozoic Crustal Evolution of Southwestern Africa. *Precambrian Research*, v.28, 311-326.

Unrug, R., 1997. Rodinia to Gondwana: the Geodynamic Map of Gondwana Supercontinent assembly. *Geol. Soc. Amer.*, v. 7, 1-6, 1997.

Van Schmus, W. R.; Tassinari, C. C. G.; Cordani, U. G. 1986. Estudo Geocronológico da parte inferior do Grupo São Roque. 34 Congr. Brás. Geol., Goiânia-Goiás, 3, 1399-1406.

Weber, W.; Siga Júnior, O.; Sato, K.; Basei, M.A.S.; Reis Neto, J.M. 2003. U-Pb (zircon) ages of metabasic rocks of the Água Clara Formation in the Araçatuba region-SP-Brazil: preliminary data. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPES GEOLOGY—SSAGI, 4, 2003. Salvador. *Anais...* Salvador, 2003 v. 2, p. 706-709.

WILLIAMS, I.S. 1997. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: not just ages but histories. Reviews in *Economic Geology*, v.7, p.1-35.