

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

Leonardo Fadel Cury¹, Gilberto Alexander Kaufuss¹, Oswaldo Siga Jr.²,
Miguel Angelo Stipp Basei², Ossama Mohamed Harara¹, Kei Sato³

¹Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica - Instituto de Geociências - USP
Rua do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, BRA

²Departamento de Mineralogia e Geotectônica - Instituto de Geociências - USP, São Paulo, SP, BRA

³Centro de Pesquisas Geocronológicas - Instituto de Geociências - USP, São Paulo, SP, BRA

Palavras-chave: granitóides alcalinos, U-Pb (zircão), Tafrogênese Estateriana.

RESUMO

O presente trabalho tem como principal objetivo o estudo geocronológico de rochas granitóides alcalinas deformadas que ocorrem nos núcleos de embasamento Betara e Tigre, localizados em meio às seqüências metavulcanossedimentares da Faixa Apiaí. Apresentam-se em formas elipsoidais, orientadas NE-SW e seu contexto regional é caracterizado pela grande complexidade geológica, resultante da sobreposição de eventos tectônicos ocorridos durante sua história. Predominam sienogranitos protomiloníticos, miloníticos e ultramiloníticos, com características litogeoquímicas de granitos tipo 'A' (anorogênicos). Os resultados obtidos pelo método U-Pb (zircão) indicam idades Paleoproterozóicas de 1748 ± 5.4 Ma no Núcleo Betara, e 1772 ± 9.5 Ma no Núcleo do Tigre. Representam um importante marco na região, relacionado à Tafrogênese Estateriana. Idades entre 1600 - 1800 Ma, associadas a processos predominantemente extensionais, são reconhecidas principalmente na porção centro - oriental do continente Sul-Americano e devem representar importantes cicatrizes associadas à ruptura do Supercontinente Atlântica do Paleoproterozóico.

Keywords: alkaline granitoids, U-Pb (zircon), Statherian Period, extensional processes.

ABSTRACT

Geochronological study of deformed alkaline rocks belonging to the NE-SW oriented ellipsoidal Betara and Tigre basement nuclei, located in the midst of metavolcanosedimentary rocks of the Apiaí Belt provide new data on superimposed tectonic events of regions complex geological history. Protomylonitic, mylonitic and ultramylonitic syenogranites predominate and exhibit lithogeochemical characters of anorogenic 'A' type granites. U-Pb (zircon) dating indicates Paleoproterozoic ages of 1748 ± 5.4 Ma in the Betara Nuclei and 1772 ± 9.5 Ma in the Tigre Nuclei. These Statherian ages represent an important regional benchmark. Ages between 1600 Ma and 1800 Ma, predominantly associated with extensional processes, are recognized mainly in the eastern-central portion of the South American continent where they are interpreted as representing the age of rupture of the Paleoproterozoic Atlantic Supercontinent.

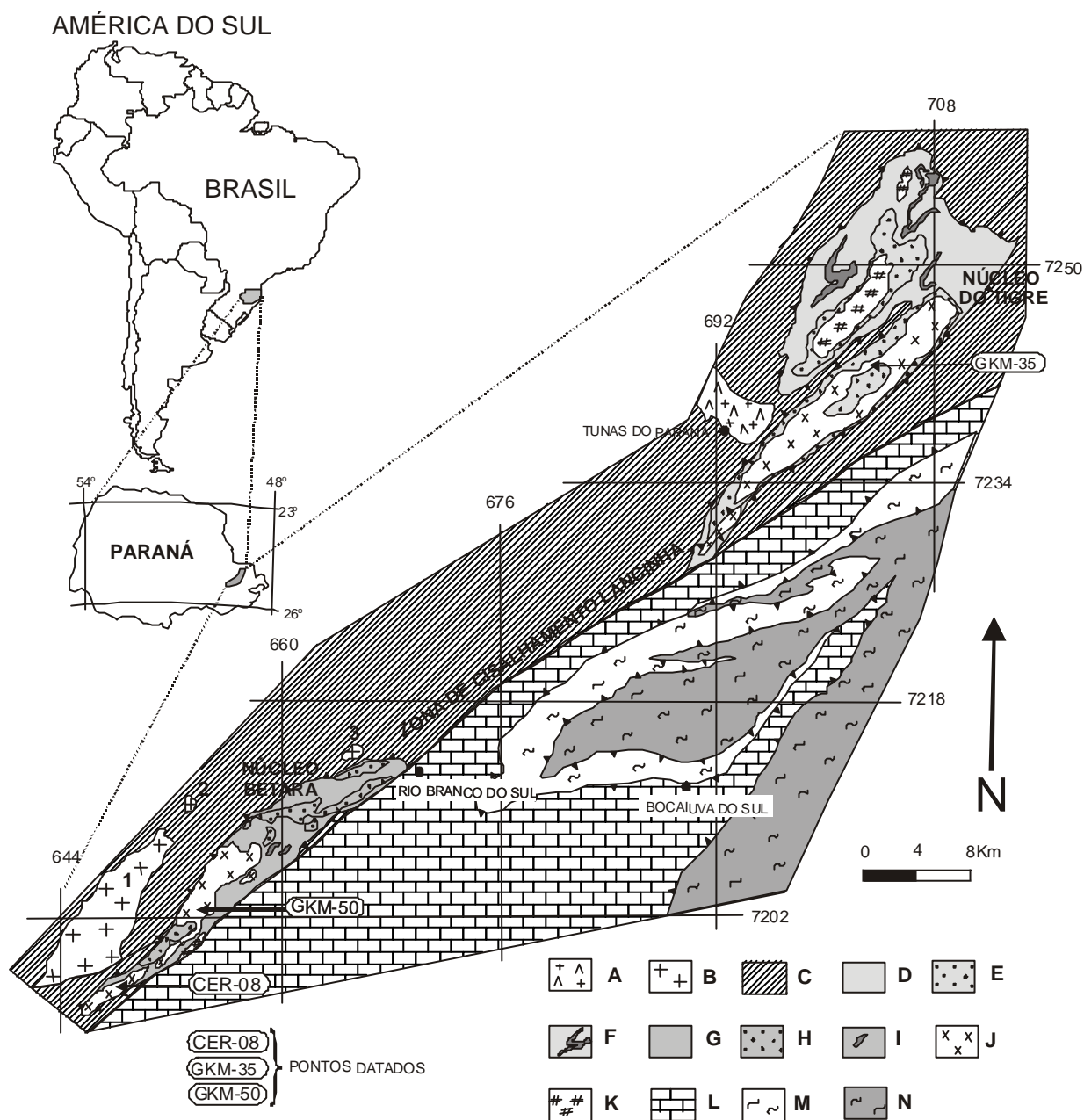


Figura 1. Esboço Geológico (Modificado de Kaulfuss, 2001): [Mesozóico]: Complexo Alcalino Tunas (A) – sienitos, álcali sienitos e brechas vulcânicas; [Neoproterozóico]: Granitóides tardi-tectônicos (B) – 1 Granito Cerne, 2 Sienito Cerne, 3 Granito Rio Abaixo; [Mesoproterozóico]: Grupo Açungui (C) – seqüências metavulcanossedimentares; [Mesoproterozóico \ Paleoprot. Sup.(?)]: Complexo Perau (D) – xistos e mármore dolomíticos, (E) – quartzitos micáceos, (F) – rochas metabásicas; Formação Betara (G) – mica xistos e filitos, (H) quartzitos, (I) rochas metabásicas; [Paleoproterozóico Superior]: Granitóides Deformados (J) – sienogranitos; [Paleoproterozóico \ Arqueano (herança)]: (K) - monzonitos, granodioritos, quartzo-monzonitos, quartzo-granodioritos; [Neoproterozóico(?): Formação Capirú (L) – metacalcários dolomíticos, meta ritimitos, filitos e quartzitos, (M) – xistos, filitos e quartzitos; [Neoproterozóico \ Paleoprot. (herança) \ Arqueano (herança)]: Complexo Atuba (N) – gnaisses e migmatitos, granitóides deformados, anfibolitos.

Localizações dos núcleos: abrangem faixas alongadas na direção NE-SW, à oeste do Município de Rio Branco do Sul – PR (Núcleo Betara) e à leste do município de Tunas do Paraná –PR (Núcleo do Tigre).

INTRODUÇÃO

Os terrenos pertencentes aos Núcleos Betara e Tigre são considerados por diversos autores como representantes do embasamento na Faixa Apiaí, dentro do contexto do Pré-Cambriano paranaense. Os núcleos abrangem faixas alongadas na direção NE-SW, aproximadamente concordantes com as atitudes da Zona de Cisalhamento Lancinha (Z. C. Lancinha).

Estudos realizados nos terrenos dos núcleos permitiram caracterizar a predominância de granitóides de composição sienogranítica, monzonítica, granodiorítica, quartzo-monzonítica e quartzo-monzodiorítica, heterogeneamente afetados por sistemas de cisalhamento de natureza dúctil a dúctil-rúptil, resultando em estruturas protomiloníticas, miloníticas e ultramiloníticas. Esses granitóides deformados ocorrem em meio a metassedimentos (filitos, quartzitos, quartzitos arcoseanos, meta-margas com intercalações anfíbolíticas) da Formação Betara e Complexo Perau. A relação de contato entre os sienogranitos, objeto deste estudo, e os metassedimentos é ainda objeto de discussão.

Este trabalho discute os dados geocronológicos obtidos no CPGeo-USP, com ênfase nas análises U-Pb (zircão) das rochas sienograníticas, expressivas no âmbito da Antiforma de Anta Gorda (Núcleo do Tigre) e da Antiforma do Betara (Núcleo Betara).

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS

A literatura especializada relativa ao Pré-Cambriano paranaense menciona, de modo geral, no âmbito dos Núcleos Betara e Tigre, a presença de rochas gnáissicas, granito-gnáissicas, gnáissicas-xistosas e graníticas (mais restritas). Encontram-se em meio a seqüências metavulcanossedimentares, representadas principalmente por xistos, filitos, quartzitos, rochas calciossilicáticas, rochas metavulcânicas e anfíbolitos. Alguns autores incluem os termos gnáissicos e granito-gnáissicos como representantes de infra-estrutura ou mesmo, como de 'embasamento' desses núcleos. Inúmeros trabalhos de síntese e integração geológica merecem destaque, a exemplo de: Bigarella e Salamuni (1967); Marini *et al.* (1967); Marini (1970); Pop *et al.* (1979); Piekars (1981); Takahashi *et al.* (1981); JICA/MMAJ (1982); Biondi (1983); Hasui (1986); Soares (1987); Fiori *et al.* (1987 a,b); Ebert (1988, 1989); Fassbinder (1996); Campanha (1991); Kaulfuss (2001), entre outros.

As pesquisas de campo e laboratório (petroquímicas) caracterizaram, em grande parte desses setores e adjacências, a predominância de granitóides de composição sienogranítica, monzogranítica, granodiorítica, quartzo-monzonítica e quartzo-monzodiorítica. Os litotipos sienograníticos e granodioríticos, reconhecidamente mais abrangentes, encontram-se afetados por cisalhamento de natureza dúctil a dúctil-rúptil, com intensidade de deformação variável.

Kaulfuss (2001) classifica os granitóides alcalinos deformados, tanto do Núcleo Betara, como do Núcleo do Tigre, como granitóides intraplaca WPG segundo diagrama $Rb+[Y+Nb]$ de Pearce *et al.* (1984). Essas rochas denotam, através do comportamento dos elementos maiores e ETR, caráter bem evoluído, possuindo altos teores em Rb e Zr e baixo em Sr, indicativos de granitos do tipo A (anorogênicos), ou seja, relacionados a processos distensivos.

NÚCLEO BETARA

Os terrenos pertencentes ao Núcleo Betara são constituídos em praticamente sua totalidade por granitóides de composição sienogranítica e granodiorítica. Esses litotipos encontram-se heterogeneamente afetados por sistemas cisalhamento de natureza rúptil-dúctil a dúctil, resultando em estruturas protomiloníticas, miloníticas e ultramiloníticas. Nos arredores desses terrenos graníticos, a Formação Betara (figura 1) é constituída predominantemente por filitos, quartzitos, rochas calciossilicáticas, rochas quartzo-feldspáticas e intercalações anfíbolíticas.

As rochas de composição granodiorítica, mais restritas, ocorrem próximas ao traçado principal da Zona de Cisalhamento da Lancinha. Apresentam-se como protomilonitos e milonitos cinza-claros a cinza-rosados, com porfiroclastos centimétricos de feldspato (muitas vezes estirados) fraturados e sericitizados, em meio a uma matriz fina a média composta por quartzo, feldspato, biotita, sericita e clorita. Em regiões restritas às proximidades da Z. C. Lancinha, estas rochas adquirem feições ultramiloníticas, destacando-se a presença de micrólitos do próprio milonito em meio à massa ultramilonítica.

Os sienogranitos miloníticos (foto 1), litotipo de maior ocorrência no núcleo, distribuem-se desde a porção norte do Núcleo Betara até o extremo sul (região de Ouro Fino), sempre a oeste da Z. C. Lancinha. São rochas cinza-rosadas quando frescas, adquirindo tons cinza-claros quando intemperizadas. Essencialmente, são compostas por

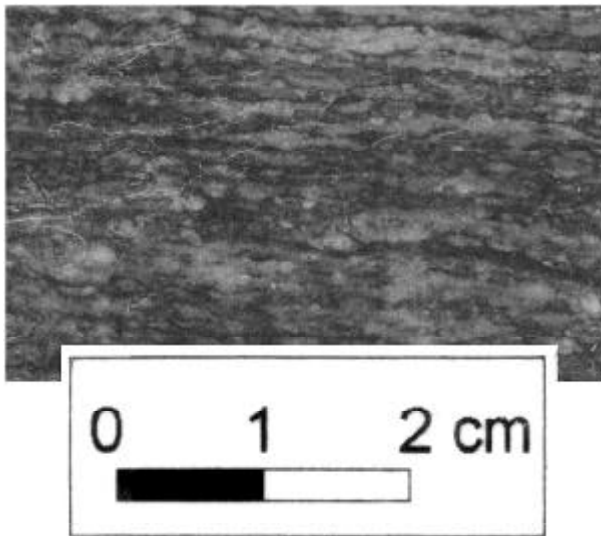


Foto 1. Sienogranito milonítico do Núcleo Betara.

K-feldspato (tanto como porfiroclastos, como constituintes da matriz), quartzo, plagioclásio (An~10%), biotita, sericita e clorita. Destaca-se, ainda, a presença de enclaves máficos em meio aos sienogranitos, compostos por um material muito rico em biotita e anfibólio. Os sienogranitos protomiloníticos são distinguíveis em campo pela tonalidade cinza – rosada e presença de porfiroclastos de feldspato, que atingem dimensões de até 5 mm. Através de observações microscópicas nota-se o comportamento predominantemente rúptil dos feldspatos, que se mostram intensamente fraturados, apresentando micro-falhas nos cristais. A matriz dessas rochas apresenta granulação fina, com opacos associados a clorita, sericita, feldspato e quartzo, com intenso estiramento dos minerais.

NÚCLEO DO TIGRE

As rochas de embasamento pertencentes ao Núcleo do Tigre ocorrem em três domínios principais, com formas aproximadamente elipsoidais, orientadas NE-SW e em contatos aparentemente tectônicos com as seqüências metavulcanossedimentares da Formação Perau (figura 1). Nos arredores dos núcleos, estas seqüências são representadas por rochas predominantemente xistosas e quartzíticas, com intercalações anfibolíticas, cuja paragênese mineral sugere uma variação do grau

metamórfico desde o facies xisto-verde, zona da clorita, até o facies anfibolito, zona da estauroлита.

Nos domínios central e norte do núcleo, predominam rochas miloníticas a protomiloníticas de composição quartzo monzonítica a quartzo mozodiorítica. No domínio localizado na porção sul (mais expressivo em área), próximo à cidade de Tunas do Paraná, a composição dos milonitos e protomilonitos é predominantemente sienogranítica.

Os litotipos quartzo monzoníticos a quartzo monzodioríticos (centro e norte do núcleo) apresentam termos protomiloníticos (foto 2), miloníticos e miloníticos bandados. São compostos por plagioclásio (com epidotização), feldspato potássico (com recristalização nas bordas), biotita, anfibólio (hornblenda e actinolita) e quartzo (*ribbons*).

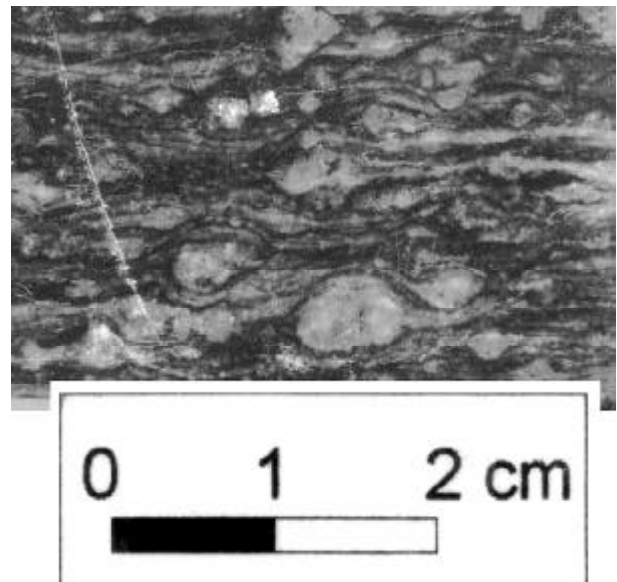


Foto 2. Sienogranito protomilonítico do Núcleo do Tigre.

Nos termos protomiloníticos, os porfiroclastos de feldspato atingem dimensões de até 2 cm, em meio a uma matriz composta por feldspato, biotita, anfibólio e quartzo, minerais esses que apresentam estiramento pronunciado. Os termos miloníticos apresentam porfiroclastos de feldspato em menor porcentagem, com dimensões máximas de 4 mm, em meio a uma matriz quartzo-feldspática com filmes de máficos intercalados, e intenso estiramento

mineral. Já os termos miloníticos bandados ocorrem em regiões restritas (próximas a zonas de cisalhamento) e se caracterizam por apresentarem intercalações de níveis quartzo-feldspáticos e níveis máficos, sugerindo condições de segregação metamórfica nestas rochas.

Os litotipos sienograníticos (porção sul do núcleo) apresentam termos protomiloníticos, miloníticos e ultramiloníticos. São compostos por feldspato potássico, quartzo (*ribbons*), plagioclásio e biotita.

Nos termos protomiloníticos os feldspatos potássicos ocorrem como porfiroclastos, com dimensões variadas (3 mm - 2 cm), em meio a uma matriz de granulação fina a média. Os porfiroclastos de feldspato apresentam comportamento rúptil, com intenso fraturamento intracristalino, microfalhas e estruturas tipo “dominó”. Destacam-se faixas miloníticas/ultramiloníticas (corredores de deformação), centimétricas a decimétricas em meio aos granitóides protomiloníticos (foto 3). Os sienogranitos miloníticos ocorrem próximos a uma importante zona de cisalhamento de baixo ângulo, que afeta toda porção central do domínio sul. A foliação é caracterizada pelo desenvolvimento de superfícies S-C, com intercalações milimétricas de níveis quartzo-feldspáticos e máficos, ambos estirados e orientados. 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).



Foto 3. Corredores de deformação formando faixas miloníticas a ultramiloníticas observadas em meio a protomilonitos.

CONTEXTO ESTRUTURAL

No contexto estrutural do Pré-Cambriano Paranaense é notória a presença de pelo menos duas gerações de foliações, com o desenvolvimento de superfícies de baixo ângulo e, posteriormente, superfícies de alto ângulo. A primeira referência a uma “tectônica de nappe” no Grupo Açungui se deve a Ebert (1971), e a importância desse cisalhamento dúctil de baixo ângulo nesses terrenos é retomada principalmente por Fiori (1985, 1989, 1991), Fiori *et al.* (1987b, 1987c), Hasui *et al.* (1984), Hasui (1986), Soares (1987), Campanha *et al.* (1987), Fassbinder (1990), Salamuni *et al.* (1993), Daitx (1996), Soares *et al.* (1998) e Yamato (1999).

De um modo geral, existe consenso entre autores quanto a uma importante foliação de baixo ângulo (S_n), paralela a subparalela ao bandamento composicional, responsável pela lenticularização e fatiamento das unidades metassedimentares e do embasamento, com a sugestão de transporte de NNW para SSE.

Alguns autores discutem a existência de um evento gerador de uma superfície S_{n+1} (também de baixo a médio ângulo), função de dobramentos com padrões fechados a isoclinais das foliações anteriores, em tamanhos métricos, normalmente com flancos rompidos e, ocasionalmente, intrafoliais. Esta superfície parece relacionar-se a um processo de deformação contínua, pouco mais tardio ao desenvolvimento da S_n , com tendência a ocorrer nas zonas de contatos de litotipos com diferentes comportamentos reológicos (Daitx, 1996), ou ao longo de algumas falhas de cavalgamento, em duplex (Fiori *et al.*, 1987a; Salamuni *et al.*, 1993). Referem-se a zonas de cisalhamento dúcteis/rúpteis, também de baixo ângulo, às vezes subparalelas aos estratos composicionais, ou mesmo causando intensa crenulação e dobramentos associados.

Os grandes sistemas transcorrentes causaram uma nova compartimentação tectônica na região (Fiori *et al.*, 1987a,b; Fiori, 1990; Fassbinder, 1996) e são responsáveis pelas deformações posteriores, expressas pelas grandes antiformas e sinformas regionais, com eixos normalmente subhorizontais (NE-SW) e planos axiais subverticalizados. Localmente, desenvolvem uma foliação filonítica, restrita às proximidades do traçado principal das zonas de cisalhamento, caracterizada por superfícies subverticais, com planos normalmente de aspecto anastomosado. Também desenvolve deformação rúptil, como clivagens de fraturas em rochas mais distantes das zonas de cisalhamento, que parecem representar planos axiais das grandes sinformas e antiformas associadas ao evento de transcorrência.

CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS DOS NÚCLEOS BETARA E TIGRE

O padrão estrutural observado nos litotipos protomiloníticos a miloníticos de natureza granítica (*latu sensu*) pertencentes aos núcleos Betara e Tigre, são similares entre si e refletem, de modo geral, o padrão antes discutido para as seqüências metavulcanossedimentares da Faixa Apiaí.

O estudo de campo permite recuperar em rochas miloníticas uma superfície S_n , de direção preferencial NE-SW e baixo a médio ângulo de mergulho (10 a 50°), sugestivas de regime tectônico dúctil, caracterizada por uma textura anastomosada, presença de sombras de pressão simétricas e assimétricas, estiramento e cataclase com recristalização e neocristalização de minerais, além de lenticularização acentuada, foliação S-C, quartzo-ribbon e dobras-falha, interpretadas como produto de cisalhamento com importante componente de cavalgamento. As lineações minerais (tipo a), associadas principalmente às sombras de pressão assimétricas e superfície, S-C sugerem um transporte tectônico de NW para SE.

Além da lenticularização, observa-se em campo (embora raramente), no âmbito dos dois núcleos, a presença de dobras desenvolvidas sin a tardi-cavalgamentos, normalmente com flancos rompidos e eixos subhorizontalizados com direções NE-SW.

Essa superfície de baixo ângulo (S_n) parece representar a primeira fase de deformação no âmbito dos litotipos graníticos. Observa-se ainda, tanto no Núcleo Betara como no Núcleo do Tigre, uma superfície (S_{n+1}), também de baixo a médio ângulo, heterogeneamente desenvolvida, causando muitas vezes a crenulação da S_n . Estas duas foliações são, muitas vezes, de difícil diferenciação em campo, função principalmente dos padrões anastomosados das superfícies de cisalhamento.

Os planos de cisalhamento de alto ângulo S_{n+2} (mergulhos subverticais a verticais), apresentam penetrabilidade variável em função da menor ou maior proximidade com as zonas de cisalhamento, a exemplo da Z. C. Lancinha. Em muitos afloramentos associam-se ondulações suaves, ou mesmo dobras abertas com eixos subhorizontais (NE-SW). A foliação S_{n+2} assume tanto características dúcteis-rúpteis quanto completamente rúpteis. No campo, observam-se lenticularizações, percolação de fluidos, redobramentos e recristalização dos minerais, obliterando muitas vezes a foliação anterior de baixo ângulo. As lineações de estiramento mineral (com

caimento entre 5 - 10°) associadas aos planos S_{n+2} apresentam indicadores cinemáticos (sombras de pressão assimétricas e relações S-C) que sugerem movimentação dextral em estruturas associadas a Z. C. Lancinha.

Kaulfuss (2001) destaca a similaridade dos padrões estruturais dos granitóides do Núcleo Betara em relação aos núcleos do Tigre e Setuva, bem como as seqüências metavulcanossedimentares do Grupo Açungui. Interpreta ainda esses núcleos como porções (lascas profundas) hoje expostas à superfície, função dessa tectônica de empurrões, acentuada ainda mais pela tectônica transcorrente geradora das grandes antiformas e sinformas.

ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS

Kaulfuss (2001), em estudo geocronológico pioneiro nas regiões dos núcleos Betara e Tigre, reconhece, além das idades obtidas nos granitóides alcalinos (apresentadas neste trabalho), um caráter policíclico nos demais litotipos dos núcleos (monzogranitos, granodioritos, quartzo monzonitos e quartzo-monzodioritos), com heranças em zircões relativas ao Arqueano (3.1 Ga) e Paleoproterozóico (2.1 a 2.2 Ga). O autor ainda destaca que a maioria dessas rochas teve seus protólitos crustais diferenciados do manto superior durante o Arqueano (idades Sm-Nd).

O estudo geocronológico, objeto deste trabalho, integra os dados isotópicos obtidos por Kaulfuss (*op.cit.*), com novas análises relacionadas ao Núcleo Betara (tabela 1). Foram utilizados os métodos U-Pb - convencional (principalmente), U-Pb - EMF (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).

NÚCLEO BETARA

As análises U-Pb (convencional) foram realizadas em zircões dos sienogranitos miloníticos do Núcleo Betara (discutidos anteriormente). As observações realizadas em zircões desses granitóides miloníticos, utilizando-se de imagens CL (catodoluminescência), revelam a presença de cristais com um zoneamento interno (foto 5), relacionado à fase ígnea de cristalização do mineral (interpretação esta auxiliada pelos resultados U-Pb). São em geral cristais prismáticos, geralmente biterminados, translúcidos e com

Tabela 1. Dados isotópicos (U-Pb) das amostras analisadas nos núcleos Betara e Tigre.

NÚCLEO BETARA														
n.o CAMPO / SPU	Fração Magn.	Tipologia dos Zircões	207/235#	Erro (%)	206/238#	Erro (%)	COEF.	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	Peso (µg)	206/238 Ma	207/235 Ma	207/206 Ma
CER-08 / 1800	M-3	P(3:1;4:1) Dt, T, I	4,13358	0,516	0,281693	0,512	0,9926282	3541,196	123,69	380,29	84,87	1599	1661	1739
CER-08 / 1801	M-4	P(4:1) Dt, T, I	4,22298	0,491	0,287204	0,488	0,9935027	4496,994	113,86	343,67	79,88	1627	1678	1742
CER-08 / 1802	M-5	P(2:1) Dt, T, Cl	4,33926	0,535	0,294979	0,529	0,9898	2457,631	71,995	210,77	80,99	1666	1700	1743
CER-08 / 1803	NM-5	P(2:1) Dt, T, Cl	4,43559	0,512	0,301002	0,507	0,9910935	2568,542	93,683	269,37	82,46	1696	1719	1746
GKM-50 / 672	M(-2)	P(2:1) Dt, Ot, I	4,39723	0,986	0,298839	0,984	0,997934	8974,5	50,058	145,36	34,77	1685	1711	1744
GKM-50 / 673	M(-3)	P(2:1) Ot, I, Z	4,33228	1,32	0,294494	1,31	0,998231	5772,54	75,532	212,18	22,37	1663	1699	1743
GKM-50 / 674	M(-4)	P(2:1; 1:1) T, Cl, Z	4,19651	1,19	0,285169	1,18	0,99845	5051,79	55,116	167,31	29,49	1617	1673	1744
GKM-50 / 675	M(-5)	P(2:1) Dt, T, Cl	4,37104	0,949	0,297385	0,943	0,99408	5896,46	48,715	143,33	20,12	1678	1706	1742
GKM-50B / 950	M(-2)	P(2:1) Dt, Ot, C	3,63084	1,68	0,249066	1,68	0,98*	411,16	97,75	303,83	18,26	1433	1556	1727
GKM-50B / 955	M(-3)	P(2:1; 1:1) Ot, C	3,81789	0,801	0,262052	0,792	0,98*	5997,4	89,02	291,4	17,47	1500	1596	1725
GKM-50B / 951	NM(-3)	P(2:1) Dt, Ot, C	4,20706	0,748	0,287995	0,74	0,98*	1799,99	39,68	119,13	20,70	1631	1675	1730
NÚCLEO DO TIGRE														
no. CAMPO / SPU	Fração Magn.	Tipologia dos Zircões	207/235#	Erro (%)	206/238#	Erro (%)	COEF.	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	Peso (µg)	206/238 Ma	207/235 Ma	207/206 Ma
GKM35 / 952	M(-3)	P(3:1; 4:1) Dt, T, I	4,2503	0,844	0,289969	0,825	0,98*	1080,92	53,82	154,43	22,43	1641	1683	1737
GKM35 / 953	NM(-4)	P(3:1; 4:1) Tb, T, C	4,41436	1,54	0,298927	1,38	0,98*	643,58	20,87	56,6	11,90	1686	1715	1322
GKM35 / 946	M(-2)	P(3:1; 4:1) Dt, T, I	3,82651	0,994	0,26693	0,961	0,98*	927,07	44,19	142,8	17,95	1525	1598	1696
GKM35 / 947	M(-4)	P(3:1; 4:1) Tb, T, C	4,3629	0,962	0,296783	0,928	0,98*	666,13	35,22	99,89	17,37	1675	1705	1742
LEGENDA														
P(x/y)	Cristal prismático (compr./larg.)				T	Cristal transparente				I	Cristal com inclusões freqüentes			
Dt	Cristal prism.c/ bi-terminação bem desenvolvida				Ot	Cristal opaco ou translúcido				F	Cristal com fraturas freqüentes			
Tb	Cristal tabular (altura<largura)				Cl	Cristal sem inclusões ou fraturas				Z	Cristal com zoneamento interno			

(*) dados não apresentados em Kaulfuss 2001; valor admitido para a série = 0,98



Foto 4. Fotomicrografia de zircões da amostra CER-08 (sienogranito milonítico) do Núcleo Betara (aumento de 135x).

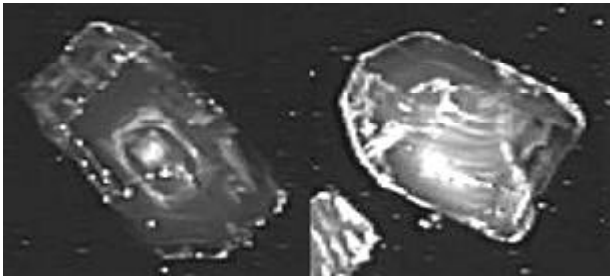


Foto 5. Imagem de catodoluminescência dos zircões da amostra GKM-50 (sienogranito milonítico) do Núcleo do Tigre.

inclusões freqüentes (foto 4). Sua morfologia mostra uma variação, desde cristais alongados (3:1) até cristais em forma de balão (menor desenvolvimento do eixo c) com tamanhos entre 70μ a 200μ .

Nos sienogranitos miloníticos do ponto CER-08 (extremo sul do Núcleo Betara) foram analisadas quatro frações de zircões (M-3, M-4, M-5 e NM-5), com um peso médio de aproximadamente $80\mu\text{g}$ por fração, com cristais individuais pesando entre $0,7$ e $3,5\mu\text{g}$. O diagrama mostra um bom alinhamento dos pontos analíticos, com idade para o intercepto superior igual a 1750 ± 2 Ma (figura 2). Nota-se ainda, uma tendência a uma maior concordância, quanto menor o magnetismo das frações.

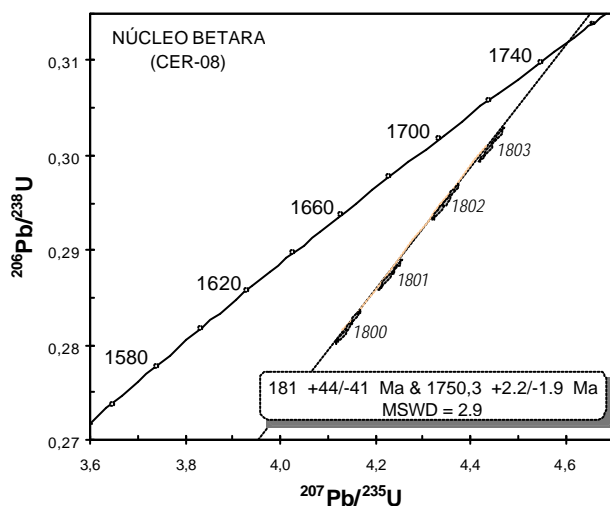


Figura 2. Diagrama concórdia da amostra CER-08 (sienogranito milonítico, Núcleo Betara).

Os dados analíticos da amostra GKM-50 (sienogranito milonítico da porção central do Núcleo Betara), quando plotados em diagrama U-Pb, apresentaram-se bem alinhados ($\text{MSWD} = 1,4$) e relativamente próximos do intercepto superior da curva concórdia (figura 3). O valor obtido para amostra GKM-50 foi de 1744 ± 1 Ma para o intercepto superior (intercepto inferior forçado à zero). A idade de 1744 ± 1 Ma é aqui interpretada como relativa à época de cristalização dos zircões e conseqüente formação dessa rocha granítica.

A amostra GKM-50B representa porções do sienogranito milonítico enriquecidas em biotita e anfibólio. Os dados analíticos relativos a três frações de zircões apresentam-se alinhados, interceptando a curva Concórdia na idade de 1733 ± 5 Ma (figura 4). Tal valor, similar ao anteriormente obtido, relaciona-se à época de cristalização dos zircões e conseqüente formação desses litotipos.

Os dados analíticos U-Pb (zircão) relativos às amostras do Núcleo Betara (CER-08, GKM-50 e GKM-50B) quando tratados conjuntamente em diagrama concórdia (figura 5) apresentaram-se relativamente bem distribuídos e alinhados, acusando idade de 1748 ± 6 Ma. O bom alinhamento dessas frações sugere a cogeneticidade dessas rochas e a idade assinalada (1748 ± 6 Ma) reflete a idade de formação desses granitóides. Vale a pena ainda destacar a semelhança morfológica entre os zircões das diferentes amostras analisadas.

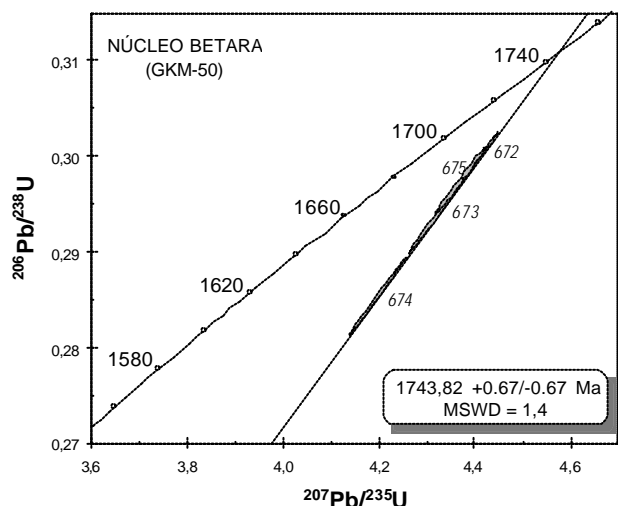


Figura 3. Diagrama concórdia da amostra GKM-50 (sienogranito milonítico, Núcleo Betara).

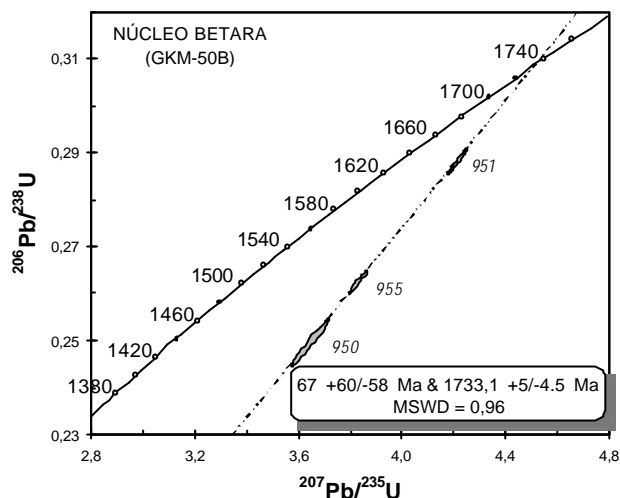


Figura 4. Diagrama concórdia da amostra GKM-50B (sienogranito milonítico enriquecido em máficos, Núcleo Betara).

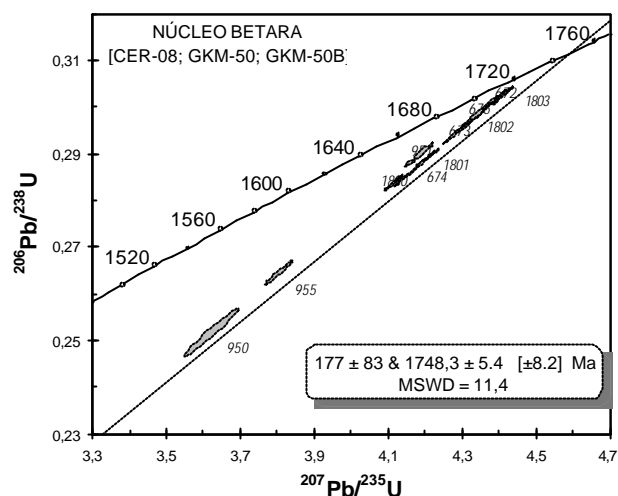


Figura 5. Diagrama concórdia das análises U-Pb (zircão) das amostras CER-08, GKM-50 e GKM-50B (Núcleo Betara).

Adicionalmente, foram realizadas análises em zircões do sienogranito GKM-50 utilizando-se da técnica de evaporação de monocristais em filamento (EMF), com intuito de melhor caracterizar o padrão isotópico interno desses minerais (da borda ao centro do cristal). As análises EMF realizadas (figura 6), ratificam as considerações efetuadas através das imagens CL (zoneamento interno de origem magmática), com zircões sem herança (núcleo e borda com idade homogênea). Os resultados obtidos, embora com erros relativamente elevados, aproximam-se das idades U-Pb convencionais, mostrando patamares lineares com idades de 1800 ± 60 Ma.

A metodologia Sm-Nd também foi utilizada nestes granitóides do Núcleo Betara (Kaulfuss, 2001). A idade modelo (TDM) obtida para o sienogranito milonítico (GKM-50), de 2840 Ma, relaciona-se à época de derivação do manto superior dos protólitos crustais desses granitóides. Tal valor, relativo ao Arqueano, acoplado à época de formação dessas rochas (~ 1740 Ma) reflete longo período de residência crustal, fato este também evidenciado pelo valor de ϵ_{Nd} , de - 8,0.

Análises K-Ar e Ar-Ar (Kaulfuss, 2001) foram realizadas em rochas pertencentes à Formação Betara, que bordejam os corpos granitóides, em contato tectônico com os

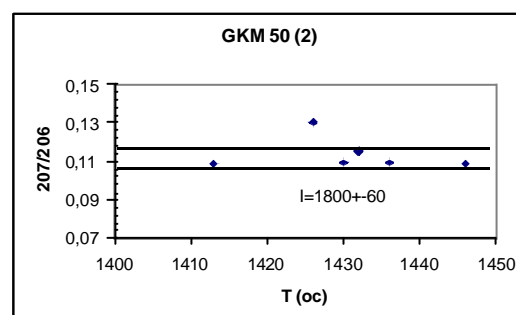
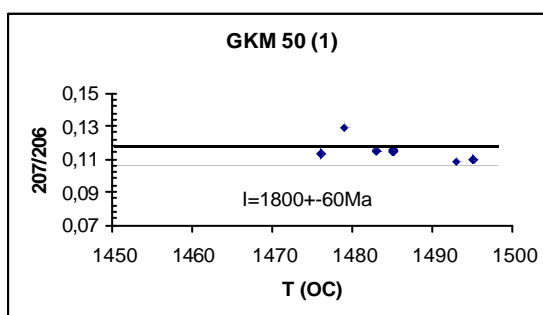


Figura 6. Diagramas EMF: zircões da amostra GKM-50 (sienogranitos do Núcleo Betara).

mesmos. Essa metodologia não foi empregada nos granitóides deformados devido a constante presença de clorita e sericita finamente cristalizadas nessas rochas.

Os estudos K-Ar e Ar-Ar foram realizados em moscovitas de quartzitos da porção norte, próximos ao contato com os granitóides deformados do Núcleo Betara. Estes quartzitos possuem granulação média, alta porcentagem de clorita e moscovita, apresentando níveis xistosos (mais máficos) boudinados, bem como níveis de composição anfibolítica. As idades obtidas foram de 604 ± 11 Ma (K-Ar) e 614 ± 1 Ma (Ar-Ar), caracterizando o envolvimento e resfriamento dessas unidades (isotermas superiores a 300°C) durante o Neoproterozóico.

NÚCLEO DO TIGRE

No âmbito do Núcleo do Tigre foram realizadas análises U-Pb (convencional) em zircões de sienogranitos protomiloníticos (Kaulfuss, 2001), que se assemelham aos termos miloníticos analisados no Núcleo Betara. Estas análises referem-se ao afloramento GKM-35, localizado na borda oeste do domínio meridional do Núcleo do Tigre.

Foram analisadas quatro frações magnéticas de zircões {M(-2), M(-3), M(-4) e NM(-4)}, representadas predominantemente por cristais biterminados de grandes dimensões, translúcidos, com inúmeras inclusões fluidas (foto 6).



Foto 6. Fotomicrografia de zircões da amostra GKM-35 (sienogranito milonítico) do Núcleo do Tigre (aumento de 135x).

O Diagrama Concórdia (figura 7) mostra o bom alinhamento das frações analisadas ($\text{MSWD} = 0,82$), que se concentram relativamente próximas ao intercepto superior, indicando idades de $1772 + 9 / - 7$ Ma (intercepto superior) e de $643 + 88 / - 81$ Ma (intercepto inferior).

O valor obtido para o intercepto superior ($1772 + 11 / - 9,1$ Ma) é similar ao observado para os litotipos de mesma natureza, no âmbito do Núcleo Betara, e reflete épocas relacionadas à cristalização dos zircões e conseqüente formação desses sienogranitos (posteriores ao Ciclo Transamazônico). A idade obtida para o intercepto inferior (643 ± 88 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 caracterizar zircões cristalizados / recristalizados parcialmente durante o Neoproterozóico, indicando condições P-T relativamente intensas.

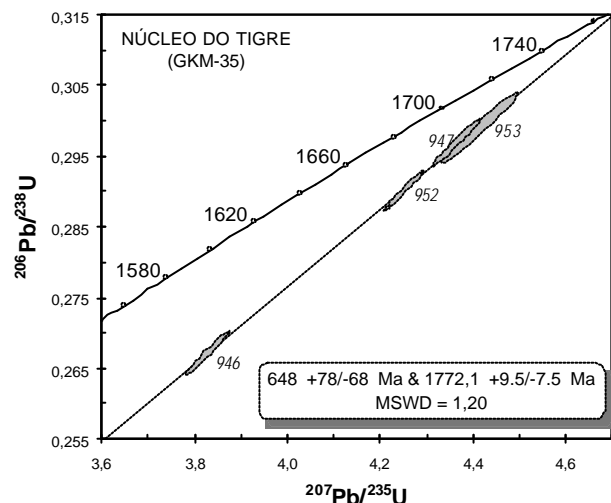


Figura 7. Diagrama concórdia da amostra GKM-35 (sienogranito milonítico, Núcleo do Tigre).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Nos dois núcleos estudados predominam granitóides sienograníticos, monzoníticos, quartzo-monzoníticos, quartzo-monzodioríticos e granodioríticos, heterogeneamente afetados por importantes zonas de cisalhamento (tanto de baixo como de alto ângulo), que imprimem texturas protomiloníticas, miloníticas e

ultramiloníticas nesses litotipos. As rochas sienograníticas, objeto deste estudo, ocupam expressivas porções nas regiões dos núcleos Betara e Tigre, ocorrendo em domínios com formas aproximadamente elipsoidais, com eixo maior orientado segundo NE-SW.

O estudo geoquímico (Kaulfuss, 2001) indica para esses litotipos alcalinos características de granitos tipo 'A', anorogênicos, intraplaca (WPG, segundo Pearce *et al.*, 1984), relacionados a processos predominantemente extensionais.

Os dados geocronológicos caracterizam a formação dessas rochas de natureza sienogranítica durante o Paleoproterozóico Superior (aproximadamente 1750 Ma), relacionados ao período Estateriano. A figura 8 reúne todos os dados isotópicos U-Pb (zircões) desses litotipos nos núcleos Betara e Tigre. A distribuição e o bom alinhamento dos pontos analíticos no diagrama Concórdia sugerem tratar-se de rochas cogenéticas, com idades de formação em 1752 ± 11 Ma.

A época de derivação do manto superior dos protolitos crustais dessas rochas parece relacionar-se ao Arqueano, conforme idade modelo (Sm-Nd - TDM) de 2840 Ma (sienogranito milonítico do Núcleo Betara). Tal valor acoplado à época de formação (~1750 Ma) reflete o longo período de residência crustal, também caracterizado pelo ϵ_{Nd} de -8,0.

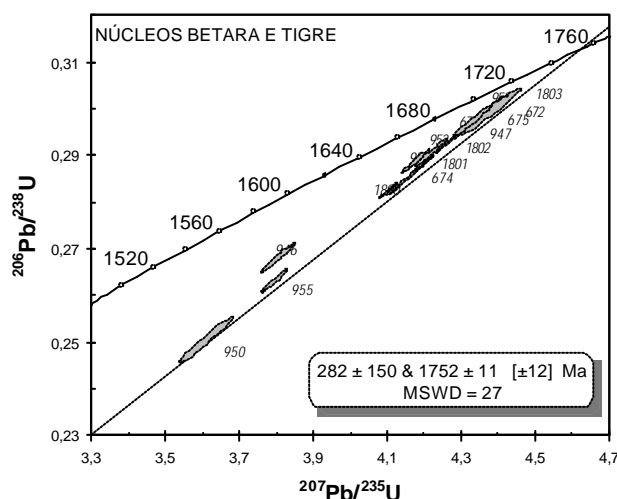


Figura 8. Diagrama Concórdia com dados isotópicos dos sienogranitos miloníticos dos núcleos Betara e Tigre.

Levanta-se a hipótese de parte da seqüência metavulcanossedimentar, admitida por diversos autores como infra-estrutura do Complexo Perau (no Núcleo do Tigre) e Formação Meia Lua (no Núcleo Betara), ser representativa de sedimentação em bacias tipo *rift*, desenvolvidas nessa época (~1750 Ma). Corroboram com esta hipótese dados Pb-Pb (idades modelo) em galenas da região da Mina do Perau, do intervalo 1.700 – 1.400 Ma (segundo os respectivos modelos Stacey & Kramers, 1975 e Cumming & Richards, 1975), obtidos por JICA/MMAJ (1982), Tassinari *et al.* (1990) e Daitx (1996).

Idades do intervalo 1.500 - 1.450 Ma, foram recentemente obtidas em zircões de rochas metabásicas e anfibolíticas intercaladas em seqüências metavulcanossedimentares que ocorrem nas bordas do Núcleo do Tigre (admitidas como estratigraficamente superiores) e das Formações Votuverava e Água Clara (Basei *et al.*, 2002; Werner *et al.*, 2002). Tal intervalo de idade, obtido em rochas com características geoquímicas associadas a regimes distensivos, caracteriza o Mesoproterozóico como período principal de sedimentação e vulcanismo dessas seqüências.

Os dados K-Ar e Ar-Ar obtidos em moscovita desenvolvidas na foliação milonítica de quartzitos do Núcleo Betara (respectivamente 604 ± 11 Ma e $614 \pm 1,3$ Ma) indicam que esses terrenos se colocaram a isotermas com temperaturas inferiores à 300°C durante o Neoproterozóico.

O padrão estrutural aliado aos dados geocronológicos (K-Ar, Ar-Ar, bem como zircões cristalizados/recristalizados) sugere que a colocação das rochas pertencentes aos núcleos Betara e Tigre a níveis crustais superiores tenha ocorrido durante o Neoproterozóico. Essa tectônica é caracterizada por uma fase inicial, geradora de uma foliação de baixo ângulo (com indicadores cinemáticos sugestivos de um transporte de NW para SE), seguida por sistemas de cisalhamento transcorrentes transpressivos e dobramentos tardios. Esta seqüência de eventos seria responsável pela aloctonia desses terrenos.

A ocorrência de sienogranitos com características anorogênicas no âmbito dos Núcleos Betara e Tigre, e idades próximas de 1750 Ma, ao nosso ver representa um importante marco na região, relacionado a Tafrogênese Estateriana. Idades desse intervalo 1600 - 1800 Ma, relacionadas a processos predominantemente extensionais, são reconhecidas na Província Borborema, Sistema Espinhaço e embasamento adjacente, Grupo São João Del Rei, Província Tocantins, Faixa Ribeira e Tandília (NE da Argentina), conforme discutido por Brito Neves *et al.* (1995). Estas idades em torno de 1.7 Ga, reconhecidas

principalmente na porção centro – oriental do continente Sul-Americano, devem representar importantes cicatrizes associadas à ruptura do Supercontinente Atlântica (Rogers, 1996) do Paleoproterozóico.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos à FAPESP (processos nº 98/02739-1, 99/04040-8 e nº 01/00961-3) pelo apoio financeiro disponibilizado para a realização deste trabalho; ao Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP (CPGeo-IGc-USP) e ao Prof. Dr. José Manoel dos Reis Neto, pela colaboração em algumas etapas de campo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALTHOFF, F. J.; FIORI, A. P. (1991). Estruturas macro, meso e microscópicas da porção ocidental da Antiforma do Setuva - PR. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 39, p. 51-64.
- BASEI, M. A. S.; SIGA JUNIOR, O.; SATO, K.; SPROESSER, W.M. (1995). A metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo: Princípios, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 67, n. 2, p. 221-237.
- BASEI, M. A. S.; SIGA JUNIOR, O.; KAULFUSS, G. A.; CORDEIRO, H.; NUTMAN, A.; SATO, K.; CURY, L. F.; PRAZERES FILHO, H. J.; PASSARELLI, C. R.; HARARA, O. M. M.; REIS NETO, J. M. (2002). Magmatismo básico mesoproterozóico no Vale do Ribeira – implicações na idade de deposição das seqüências metavulcano-sedimentares Perau e Votuverava, Estado do Paraná, Brasil. *Revista do IGc-USP, Série Científica* (no prelo).
- BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R. (1967). Geologia do pré-devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 23-25, p. 1-347.
- BIONDI, J. C. (1983). *Mapa geológico da área do embasamento do Estado do Paraná; escala 1: 250.000*. Curitiba, MINEROPAR.
- BRITONEVES, B. B.; SÁ, J. M.; NILSON, A. A.; BOTELHO, N. F. (1995). A tafrogênese Estateriana nos blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e processos subseqüentes. *Geonomos*, v. 3 n. 2, p. 1-21.
- CAMPANHA, G. A.; BISTRICHI, C. A.; ALMEIDA, M. A. (1987). Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. In: SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987. *Atas*. 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*. São Paulo, 296p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- CPRM - COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (1981). *Projeto integração e detalhe geológico do Vale do Ribeira - relatório final*. São Paulo, DNPM/CPRM. 2v.
- CUMMING, G. L.; RICHARDS, J. R. (1975). Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 28, p. 155-171.
- DAITX, E. C. (1996). *Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo-perau (Pb-Zn-Ag), com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR)*. Rio Claro, 435 p. Tese(Doutorado) – Instituto de Geociências da Universidade Estadual Paulista.
- DAITX, E. C.; TEIXEIRA, W.; ZANARDO, A. (1990). Geologia e geocronologia do metagabro Apiaí, Vale do Ribeira, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Boletim de Resumos*. Natal, SBG. p. 341.
- EBERT, H. (1971). Observações sobre as litologias e subdivisão do Grupo Setuva no estado do Paraná, com sugestões à tectônica geral do geossinclínio Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Anais*. São Paulo, SBG. v. 1, p. 131-165.
- EBERT, H. D.; HASUI, Y.; QUADE, H. (1988). Aspectos da evolução do Cinturão Móvel Costeiro na região da Mina do Perau, Vale do Ribeira - PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais*. Belém, SBG. v. 5, p. 2318-2331.
- EBERT, H. D.; MÜLLER, G. (1989). Dados petrológicos e litogeoquímicos dos metamorfitos da região da Mina do Perau no Vale do Ribeira, Paraná. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, Rio de Janeiro, 1989. *Boletim de Resumos*. Rio de Janeiro, SBG. p. 124-125.
- FASSBINDER, E. (1990). *Análise estrutural da Falha da Lancinha, Estado do Paraná*. São Paulo, 165 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

- FASSBINDER, E. (1996). *A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense*. São Paulo, 207 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- FIORI, A. P. (1990). *Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a Norte de Curitiba*. São Paulo, 261 p. Tese (Livro Docência) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- FIORI, A. P. (1985) *Lineamentos tectônicos e possíveis mineralizações no Pré-Cambriano paranaense*. Paraná, UFPR/MINEROPAR. v. 2.
- FIORI, A. P.; FASSBINDER, E.; GOIS, J. R.; FUMAGALLI, C. E. (1987a). Compartimentação tectônica do Grupo Açungui a norte de Curitiba. In: SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. *Atas*. Curitiba, SBG. v. 1, p. 183-196.
- FIORI, A. P.; FUMAGALLI, C. E.; GOIS, J. R.; SALAMUNI, E. (1987b). As principais estruturas dobradas do Grupo Açungui na região de Rio Branco-Bocaiuva do Sul. In: SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987. *Atas*. Curitiba, SBG. v. 1, p. 281-301.
- FIORI, A. P.; SALAMUNI, E. FASSBINDER, E. (1987c). Geologia da região de Bateias-Bocaiuva do Sul. In: SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987. *Atas*. Curitiba, SBG. v. 2, p. 773-787.
- FIORI, A. P. (1989) *Geologia do Grupo Açungui na região de Batéias-Bocaiuva do Sul, escala 1:100.000*. Curitiba, Convênio UFPR/MINEROPAR. 251 p.
- FIORI, A. P. (1991) Tectônica de cavalgamento no Grupo Açungui. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3. 1991. *Atas*. São Paulo, SBG/UNESP. p. 134-136.
- HASUI, Y.; EBERT, H. D.; QUADE, H. (1984). Aspectos geológicos da megantiforme da Serra do Cadeado (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG v. 5, p. 3023-3031.
- HASUI, Y. (1986). *Novo modelo geológico do Vale do Ribeira*. São Paulo, IPT. 67 p. (Relatório Interno).
- JICA/MMAJ. (1982). Report on the Geological Survey of Anta Gorda: phase II. DNPM/Metal Mining Agency of Japan.
- KAULFUSS, G. A. (2001) *Geocronologia dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba, Paraná*. São Paulo, 115 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- LOPES, O. F. (1983). Faixa do Perau: uma unidade faciológica e tectono-metamórfica do Grupo Açungui. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 13, p. 190-203.
- MARINI, O. J. (1970). *Geologia da Folha de Rio Branco do Sul*. Tese de doutoramento. Rio Claro, 190 p. Tese(Doutorado) - Faculdade de Filosofia Ciências e Letras.
- MARINI, O. J.; TREIN; 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”. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 23-25, p. 43-104.
- MARTIN, M. A. B.; MONTEIRO, L. V. S.; CAMPOS NETO, M. C.; JULIANI, C. (1994). Petrografia dos metadioritos-metagabros do Núcleo Betara - PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*. Balneário Camboriú, SBG. v.3, p. 99-100.
- McDOUGALL, I.; HARRISON, T. M. (1988). *Geochronology and thermochronology by the 40Ar/39Ar method*. Oxford, University Press. 221 p.
- MONTEIRO, L. V. S.; MARTIN, M. A. B.; JULIANI, C.; CAMPOS NETO, M. C. (1994). Contribuição à geologia do Núcleo Betara (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1991. *Boletim de Resumos*. Balneário Camboriú, SBG. v. 2, p. 62-64.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- PIEKARZ, G. F. (1981). Reconhecimento das Unidades correlacionáveis à seqüência mineralizada do Perau - Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., 1981. *Atas*. São Paulo, SBG. 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., Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG. v. 8, p. 3682-3696.
- POPP, J. H.; ANGULO, R.; BIGARELLA, J. J. (1979). Geologia. In: *Região Metropolitana de Curitiba: recursos naturais*. Folha de Ouro Fino. COMEC. 30 p.
- ROGERS, J. J. W. (1996). A history of continents in the past three billion years. *Journal of Geology*, v. 104, p. 91-107.

- ROGERS, J. J. W.; SANTOSH, M. (2002). Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research*, v. 5, n. 1, p. 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*, v. 41, p. 91-127.
- SALAMUNI, E. (1991). *Análise estrutural do Núcleo Betara, Rio Branco do Sul - PR*. Rio Claro, 147p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Estadual Paulista.
- SATO, K.; TASSINARI, C. C. G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. (1994) Método geocronológico Sm-Nd no IG-USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 67 n. 3, p. 315-336.
- SILVA, P. C. S.; YAMATO, A. A.; VASCONCELOS, C. S.; LOPES JÚNIOR, I. (1998). *Projeto Folha Curitiba (SG.22-X-D-1)*: relatório final. São Paulo, 91 p.
- SOARES, P. C. (1987). Seqüências tectono-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. In: SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987. *Atas*. Curitiba, SBG. v. 2, p. 743-771.
- 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: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte, 1998. *Anais*. Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia. p. 41.
- STACEY, J. S.; KRAMERS, D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221.
- TAKAHASHI, A. T. et. al. (1981). *Projeto integração e detalhe do Vale do Ribeira, área Ribeirão do Perau*. São Paulo, DNPM/CPRM.
- 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: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. *Anais*. Natal, Sociedade Brasileira de Geologia. v. 3, p. 1254-1266.
- YAMATO, A. A. (1999). *Mapeamento geológico de parte da Folha Bocaiúva do Sul (SG.22-X-D-I-2), escala 1:50.000*. São Paulo, 108 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- WEBER, W.; SIGA JUNIOR, O.; SATO, K.; REIS NETO, J. M.; BASEI, M. A. S.; NUTTMAN, A. (2002). A Formação Água Clara na região de Araçuaia – SP: Registro U-Pb de uma bacia Mesoproterozóica. *Revista do IGc-USP. Série Científica* (no prelo).