Geocronologia de rochas gnáissico-migmatíticas e sienograníticas do Núcleo Setuva (Pr): implicações tectônicas

Oswaldo Siga Junior¹, Miguel Ângelo Stipp Basei¹, Claudia Regina Passarelli¹, Ossama Mohamed Harara¹, Kei Sato¹, Leonardo Fadel Cury¹ & Hélcio José dos Prazeres Filho¹

Resumo O Núcleo Setuva localiza-se no leste do Estado do Paraná, a sul da Zona de Cisalhamento Lancinha. Apresenta forma alongada, aproximadamente sigmoidal, e ocorre em meio as seqüências metassedimentares da Formação Capirú. É representado por rochas gnáissico-migmatíticas, em sua porção sul, e graníticas (sieno a monzograníticas e granodioríticas) heterogeneamente deformadas (protomiloníticas a miloníticas), no setor centro-norte. O padrão isotópico U-Pb (zircão) permite reconhecer em terrenos gnáissico-migmatíticos do Núcleo Setuva (setor sul), idades arqueanas (3.200 – 3.000Ma) e em sienogranitos miloníticos (setor norte), idades do arqueano tardio (~2.650Ma) e Paleoproterozóico (~2.100Ma). Esses valores, obtidos no intercepto superior de diagramas concórdia, se mostram imprecisos e referem-se a idades de zircões que apresentam bordas de sobrecrecimento. As idades obtidas no intercepto inferior desses diagramas, também imprecisas, relacionam-se ao Neoproterozóico. Distingue-se deste padrão isotópico os zircões relativos aos sienogranitos protomiloníticos da porção central do Núcleo Setuva, que não apresentam feições de sobrecrecimento e têm seus dados analíticos posicionados próximos ao intercepto superior do diagrama Concórdia, com idade de formação relacionada ao paleoproterozóico (2.140±8Ma). Nestes sienogranitos (porção central do Núcleo Setuva), a tectônica neoproterozóica só foi caracterizada através das metodologias K-Ar e ⁴⁰Ar-³⁹Ar em biotitas (~590Ma), sugerindo tal época como relativa ao resfriamento dessas rochas a temperaturas inferiores a 250-300°C. Tal quadro se mostra coerente com o padrão estrutural, relacionado a uma tectônica de cisalhamentos, inicialmente de baixo a médio ângulo (cavalgamentos), seguidos por sistemas transcorrentes e dobramentos tardios. Essa tectônica parece ser a responsável pelo fatiamento, aloctonia e colocação lado a lado de terrenos oriundos de diferentes níveis crustais durante o Neoproterozóico. Acredita-se, com base na continuidade física (porção oriental), litotipos presentes e padrão isotópico bastante similar, que o Núcleo Setuva represente uma extensão a norte do denominado Complexo Atuba.

Palavras Chave: Geocronologia; U-Pb (zircão); terrenos policíclicos; Núcleo Setuva.

Abstract *Geochronology of gneiss migmatitic and syenogranite rocks of the Setuva Nucleus (Pr): tectonic implications* The Setuva Nucleus is located in the eastern part of Paraná, south of the Lancinha Shear Zone. It occurs as an elongated sigmoidal shape within metasedimentary sequences of the Capirú Formation. It is represented by protomylonitic to mylonitic rocks, predominating gneissic-migmatitic lithotypes in the southern portion and syenogranitic to monzogranodioritic rocks in the central – northern portions. The U-Pb isotopic pattern in zircons characterizes the formation of gneissic-migmatitic rocks during the Archean (3.200-3.000Ma), and the proto – to mylonitic syenogranitic lithotypes (northern portions) during the Archean (~2.650Ma) and Paleoproterozoic (~2.100Ma). In general, the analyzed zircons show overgrowths of doubtful Neoproterozoic ages, obtained in the lower intercepts of Concordia Diagram. On the other hand, the zircons of protomylonitic syenogranite rocks (Setuva's central sector) don't show any overgrowth features. U-Pb analytical data, when plotted in concordia diagram, cluster close to the lower intercept, yielding 2.140±8Ma. Such value, related to the paleoproterozoic, is interpreted as the time of zircon crystallization and consequently formation of the syenogranitic rocks. Additionally, K-Ar and ⁴⁰Ar-³⁹Ar analyses carried out in biotites of these rocks indicated Neoproterozoic ages (590Ma). Such values indicate emplacement according to isotherms of temperatures lower than 250°C-300°C during the Neoproterozoic. The geochronological pattern joined with the structural pattern suggests that the emplacement, largely controlled by shearing, at upper crustal levels occurred during the Neoproterozoic. The initial, low-angle tectonics, associated with transcurrent shear systems and later folding, should be responsible for the allochthony of these terrains and consequent emplacement at upper crustal levels. Such isotopic pattern is very similar to the observed for the Atuba Complex gneissic-migmatitic terrains located south of Setuva.

Keywords: geochronology, U-Pb (zircon), polycyclic terrains, Setuva Nucleus.

INTRODUÇÃO Os terrenos pré-Cambrianos do setor leste do Paraná e sudeste de São Paulo são re-

presentados, em grande parte, por seqüências meta-vulcanossedimentares (porção sul da Faixa Ribeira de

1 - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Cidade Universitária, São Paulo - SP, Brasil. E-mail: osigajr@usp.br

Almeida *et al.*, 1973; ou mais especificamente Faixa de Dobramentos Apiaí de Hasui *et al.*, 1975). Destaca-se, no âmbito da Faixa de Dobramentos Apiaí, expressivo magmatismo granítico, bem como terrenos granito-gnáissicos admitidos como altos do embasamento, representados pelos Núcleos do Tigre (que inclui os núcleos Perau e Anta Gorda) e Betara (que inclui os núcleos Ouro Fino e Alto Açungui), segundo Fritzens Jr *et al.* (1982). Esses terrenos são balizados a sul – sudeste, através da Zona de Cisalhamento Lancinha, com rochas gnáissico-migmatíticas pertencentes ao Complexo Atuba (Siga Jr. *et al.*, 1995), que têm como cobertura as seqüências metassedimentares das formações Capiru e Turvo-Cajati, conforme figura 1.

O Núcleo Setuva admitido, conforme contexto acima, como alto do embasamento, localiza-se a sul da Zona de Cisalhamento Lancinha, no âmbito dos terrenos gnáissico-migmatíticos pertencentes ao Complexo Atuba (Siga Júnior *et al.*, 1995 e Kaulfuss, 2001).

Os trabalhos relacionados ao Núcleo Setuva mencionam, de modo geral, o predomínio de rochas gnáissicas, gnáissico-migmatíticas e mais raramente graníticas. Os estudos macro e microscópicos realizados caracterizam a presença de litotipos gnáissicos e gnáissico-migmatíticos principalmente no setor sul deste núcleo, e o predomínio de termos graníticos heterogeneamente deformados (proto a miloníticos) em toda porção centro-norte.

Os estudos isotópicos realizados no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGC-USP) envolveram rochas gnáissico-migmatíticas e sienograníticas do Núcleo Setuva, utilizando-se principalmente a metodologia U-Pb, em zircões e, subordinadamente, Sm-Nd, e K-Ar / ^{40}Ar - ^{39}Ar . Teve como principal objetivo o melhor entendimento relativo a evolução geodinâmica deste setor, envolvendo épocas relacionadas a diferenciação manto-crosta (idades modelo Sm-Nd), formação de crosta continental (U-Pb, zircão) e posterior história termal da região (K-Ar/ ^{40}Ar - ^{39}Ar).

SÍNTESE DOS CONHECIMENTOS Os trabalhos geológicos do Pré-cambriano paranaense foram motivados desde cedo devido as ocorrências 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 40, 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 Derby (1878), Oliveira (1927), Carvalho e Pinto (1937), Oliveira e Leonardos (1943) e Maack (1947).

Na década de 50 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 pro-

posições 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 (1996). Dentre os trabalhos de cartografia geológica, síntese e integração regional destacam-se os efetuados na década de 60 pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, os de Marini *et al.* (1967), Kaefer e Algarte (1972), Batolla Jr. *et al.* (1981), Takahashi *et al.* (1981), Fritzens Jr *et al.* (1982), Biondi (1983), Chiodi Filho (1984), Hasui *et al.* (1975 e 1984), Biondi *et al.* (1989) e Silva *et al.* (1998a e b). Os estudos envolvendo análises faciológicas, contexto geológico-estrutural e modelamento tectônico referem-se principalmente a Campanha *et al.* (1987), Soares (1987), Fiori (1990 e 1991), Althoff e Fiori (1991), Campanha (1991), Fiori *et al.* (1987a, b e c), Reis Neto (1994), Daitx (1996) e Yamato (1999).

No reconhecimento e nas tentativas de posicionar os núcleos gnáissico-migmatíticos (Setuva, Betara e Tigre), que ocorrem em meio as seqüências metavulcanossedimentares, destacam-se os trabalhos de Bigarella e Salamuni (1956), Marini (1970), Ebert (1971), Schöll *et al.* (1980), Popp *et al.* (1979), Piekartz (1981, 1984) Salamuni (1991), Althoff e Fiori (1991), Basei *et al.* (1992); Martin *et al.* (1994), Silva *et al.* (1998a e b), Yamato (1999) e Kaulfuss (2001).

A Formação Setuva foi descrita pela primeira vez por Bigarella e Salamuni (1956) e individualizada como formação basal do Grupo Açungui, sendo sua extensão, na época, restrita ao Anticlinal do Setuva. Os mapeamentos geológicos executados pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, na década de 60, ampliam sua área de ocorrência aos Anticlinais do Betara (Ouro Fino e Alto Açungui) e Tigre (Anta Gorda e Perau). Marini (1970) sugere que a Formação Setuva faça parte do embasamento do Grupo Açungui e caracteriza a separação desta através de hiato metamórfico e estrutural. Ebert (1971), baseado em análises metamórficas de amostras coletadas ao longo da Estrada da Ribeira, no Anticlinal do Setuva, restringe a Formação Setuva aos xistos e quartzitos, posicionando-a na base do Grupo Açungui. O autor engloba as rochas gnáissicas como Grupo Pré-Setuva, subdividindo-as em uma seqüência de paragneisses e um complexo granítico intrusivo, posteriormente milonitizado. Schöll *et al.* (1980) também restringem a Formação Setuva aos xistos e quartzitos, porém retiram a mesma do Grupo Açungui, baseado no hiato metamórfico - estrutural já constatado por Marini (1970). Esses autores também separam os terrenos gnáissicos no que denominam de Complexo Pré-Setuva, subdividindo-o em uma unidade superior de paragneisses e uma inferior de migmatitos e granitos de anatexia, parcialmente milonitizados. Popp *et al.* (1979), baseados em estudos desenvolvidos no Anticlinal do Betara elevam a Formação Setuva a categoria de Grupo. Esses autores incluem no Grupo Setuva tanto os gnaisses (Formação Meia Lua) quanto os quartzitos e xistos (Formação Betara), denominando essas adotadas por Salamuni (1991). Piekartz

Figura 1: Esboço geológico - tectônico do sudeste brasileiro (adaptado de Siga Junior et al. 2002).

(1981) admite para uma parte da seqüência, que ocorre entre Campo Largo e a Mina do Perau origem vulcanossedimentar. Denomina essa seqüência de Perau e a posiciona litoestratigraficamente entre a Formação Setuva (gnaiesses, xistos e quartzitos) e o Grupo Açungui.

Observa-se, portanto, uma grande proliferação de denominações e tentativas de correlações estratigráficas advindas de trabalhos nem sempre com a expressão regional necessária.

Os dados geocronológicos pré-existent nestes terrenos, admitidos como Setuva, referem-se principalmente a um diagrama isocrônico Rb-Sr que inclui xistos, filitos e gnaisses de diferentes afloramentos (Teixeira, 1982). Os pontos analíticos permitiram o traçado de três retas isocrônicas com idades próximas de 1.400Ma, 1.200Ma e 590Ma, com razões iniciais respectivamente da ordem de 0,717, 0,711 e 0,743. Os demais dados Rb-Sr referem-se a xistos e filitos admitidos como pertencentes a Formação Setuva, cujas idades convencionais distribuem-se entre aproximadamente 2.100 e 1.100Ma (Takahashi et al., 1981). Adicionalmente, são disponíveis dois dados K-Ar (Cordani e Bittencourt,

1967), um relativo a uma rocha gnáissica do Núcleo Setuva (587 ± 17 Ma, em biotita) e o outro relativo a um filito do Grupo Açungui (560 ± 20 Ma, em rocha total).

Pesquisas mais recentes relacionadas ao Núcleo Setuva se devem a Silva et al. (1998a e b); Fiori et al. (2003), que interpretam as rochas gnáissicas deste setor como parte integrante do Complexo Atuba (Siga Jr. et al., 1995), e as rochas metassedimentares, que ocorrem em suas bordas como uma fácies intensamente deformada da Formação Capirú. Yamato (1999) relaciona igualmente as rochas gnáissicas deste núcleo ao Complexo Atuba, porém, incluindo os xistos, quartzitos e metacalcários da porção mais externa à Formação Setuva. Kaulfuss (2001) caracteriza a predominância de protomilonitos e milonitos de composição sienogranítica, monzogranítica e granodiorítica e subordinadamente de rochas gnáissico miloníticas (restrita a porção sul do núcleo). O autor (*op. cit.*) apresenta estudo isotópico nos litotipos gnáissicos e graníticos, utilizando-se da metodologia U-Pb em zircões. Caracteriza para esses litotipos uma evolução policíclica, com idades relacionadas ao Arqueano, Paleoproterozóico e Neopro-

terozóico. Tal padrão isotópico assemelha-se bastante ao descrito por Siga Jr. *et al.* (1995) para os demais terrenos pertencentes ao Complexo Atuba, representado principalmente por rochas gnáissico-migmatíticas, graníticas e anfibolíticas heterogeneamente deformadas. Com base na continuidade física, nos litotipos presentes e no padrão isotópico, o Núcleo Setuva representa uma extensão a norte do denominado Complexo Atuba.

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS O Núcleo Setuva é representado por rochas graníticas (*s.l.*) e gnáissico-migmatíticas, expostas em meio as seqüências metassedimentares (mármore dolomíticos, filitos, quartzitos e xistos) da Formação Capiru (Fig. 2). Este núcleo apresenta forma alongada, aproximadamente sigmoidal, com direção geral NE-SW e localiza-se a sul de importante e expressiva zona de cisalhamento, denominada Lancinha. Apresenta contatos tectônicos com as rochas metassedimentares da Formação Capiru, e continuidade física à leste com os terrenos gnáissico-migmatíticos, graníticos e anfibolíticos pertencentes ao Complexo Atuba. Os Núcleos Betara e Tigre, distintamente, localizam-se a norte da Zona de Cisalhamento Lancinha e fazem contatos respectivamente com as seqüências metavulcanossedimentares das Formações Betara e Perau.

No Núcleo Setuva predominam litotipos gnáissico-migmatíticos em sua porção sul e graníticos (sienogranitos, granodioritos e monzogranitos) em sua porção centro-norte, ambos com estruturas protomiloníticas e miloníticas. Os litotipos gnáissico-migmatíticos se apresentam, de modo geral, intensa-

mente intemperizados, e são caracterizados por rochas centimétrica a milimetricamente bandadas, alternando níveis francamente quartzo-feldspáticos com níveis avermelhados a ocre. Injeções de material quartzo-feldspático, com dimensões e formas variadas ocorrem tanto concordantes como discordantes do bandamento gnáissico-migmatítico. Esses litotipos ocorrem principalmente ao longo da BR-476 (Estrada da Ribeira), cerca de 2 Km a norte da cidade de Bocaiúva do Sul. De um modo geral, essas rochas gnáissicas apresentam uma marcante foliação milonítica (NE-SW) subparalela ao bandamento composicional (Figs. 3a e 3b).

No setor centro-norte deste núcleo esses litotipos fazem contato, através de zonas de cisalhamento de baixo ângulo, com rochas sienograníticas proto a miloníticas, de cor normalmente cinza-rosadas, ricas em porfiroclastos de K-feldspato, com formas ovaladas e dimensões que variam de submilimétrica a centimétrica. São rochas a K-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita, além de clorita, sericita / muscovita (Fig. 4). Os principais minerais acessórios são zircão, apatita, titanita, allanita, opacos, além de epidoto e calcita. A foliação observada nesses sienogranitos é de baixo ângulo, definida pelo estiramento mineral (quartzo, feldspato), orientação dos minerais micáceos (biotita e sericita) e presença de bandas de quartzo policristalinos (Figs. 4 e 5).

Adicionalmente, ocorrem rochas de composição granodiorítica (setor oeste do núcleo) e monzograníticas (extremo norte do núcleo) com estruturas protomiloníticas e miloníticas. Apresentam, de modo geral, granulação fina, sendo constituídas por K-felds-

Figura 2: Esboço Geológico dos Núcleos Betara, Tigre e Setuva (Modificado de Kaulfuss, 2001).

(A) Complexo Alcalino Tunas [Mesozóico]: sienitos, álcali sienitos e brechas vulcânicas; (B) Granitóides Tardi-Tectônicos [Neoproterozóico]: sienogranitos, monzogranitos, quartzo-sienitos e alcali-feldspato-sienitos; (C) Formação Votuverava [Mesoproterozóico]: filitos, metaritimitos, metasiltitos, metamargas, e quartzitos; (D) Formação Perau [Mesoproterozóico]: bitotia e anfibólitos, xistos, xistos ferruginosos, metamargas, e formações ferríferas (1), quartzitos (2); (E) Formação Betara [Mesoproterozóico]: xistos, xistos ferruginosos, metamargas, e formações ferríferas (1), quartzitos (2); (F) Granitóides Deformados [Paleoproterozóico Superior: Estateriano]: sienogranitos proto a miloníticos; (G) Granitóides Deformados [Paleoproterozóico com heranças do Arqueano]: monzonitos, granodioritos, quartzo-monzonitos, quartzo-granodioritos; (H) Formação Capiru [Neoproterozóico?]: metacalcários dolomíticos, metaritimitos, filitos e quartzitos (1), xistos e quartzitos (2); (I) Complexo Atuba [Paleoproterozóico /Migmatização Neoproterozóica]: gnaisses, gnaisses-migmatíticos, granitóides deformados e anfibolitos; (J) Metabásicas e Anfibolitos indiferenciados.

Figura 3a: Gnaisses migmatíticos com bandamento centimétrico definido por intercalações de níveis ocre e níveis leucocráticos (GKM-6).

Figura 3b: Gnaisses migmatíticos miloníticos com injeção de material leucocrático discordante. Observar feição sugestiva de cavalgamento.

Figura 4: Sienogranito protomilonítico do setor centro-norte do Núcleo Setuva (afloramento GKM-13).

pato (porfiroclastos milimétricos a centímetros), quartzo, plagioclásio e biotita. A marcante foliação proto a milonítica, de baixo a médio ângulo (N40-65E/ 30-40NW) é caracterizada pelo estiramento pronunciado

dos minerais, *ribbons* de quartzo e quartzo recristalizado em sombras de pressão de feldspatos. Essa superfície se mostram muitas vezes afetadas por uma foliação de cisalhamento de alto ângulo (N70-80E / 70-80NW), desenvolvida em regime rúptil a rúptil-dúctil.

O padrão estrutural observado nos litotipos protomiloníticos a miloníticos do Núcleo Setuva permite reconhecer uma superfície Sn (Sc), de baixo a médio ângulo (10° a 45°), de regime tectônico dúctil, a dúctil-rúptil caracterizada por uma textura de aspecto anastomosado, presença de sombras de pressão assimétrica e/ou simétrica, estiramento, lenticularização e recristalização de minerais, quartzo-*ribbon*, par S-C e dobras falha. As lineações minerais (tipo a) associadas às sombras de pressão assimétricas e superfícies S-C sugerem transporte tectônico de NW para SE, similarmente ao observado por Fiori (1990; 1991) e Kaulfuss (2001). Em alguns dos afloramentos é possível reconhecer uma superfície (Sn+1), também de baixo a médio ângulo, heterogeneamente desenvolvida, que muitas vezes crenula Sn. Essas superfícies (Sn e Sn+1) se apresentam, de modo geral, onduladas ou mesmo afetadas por dobramentos abertos, cilíndricos, com eixos sub-horizontais e planos axiais com direção geral NE-SW. Associam-se a uma clivagem espaçada, normalmente subvertical (Sn+2), plano axial de dobramentos abertos. Relacionam-se, provavelmente, as antiformas e sinformas regionais. Os planos de cisalhamento de alto ângulo com mergulhos sub-verticais (Sn+3) apresentam intensidade variável, função da maior ou menor proximidade com as zonas de cisalhamento, a exemplo da Lancinha. Observam-se lenticularizações, redobramentos e recristalizações de minerais, obliterando, por vezes, completamente as foliações de baixo ângulo. Embora possa haver relação quanto a tectônica responsável pela geração das superfícies de clivagem (Sn+2) e as zonas de cisalhamento (Sn+3), observa-se que estas últimas truncam regionalmente as estruturas antiformais e sinformais.

Os dados estruturais (Sn) quando tratados em estereograma de igual área (Schmidt Lambert) apresentam concentrações de pólos nos quadrantes NNE e SSE, com planos associados respectivamente a N87W / 47°SW e N69E / 39°NW (Fig. 6). Tal comportamento parece estar associado a dobramentos abertos, tardios, com eixos relativamente horizontalizados, e direção geral E-W. Associam-se lineações minerais (Lb), que posicionam-se nos domínios W e E do diagrama, com baixos caimentos, paralelas aos eixos dos dobramentos tardios.

O padrão estrutural observado é bastante similar ao apresentado por diversos autores para as seqüências metavulcanossedimentares da Faixa Apiaí e Complexo Atuba a exemplo de Fiori (1989, 1991), Siga Jr. *et al.* (1995), Reis Neto e Soares (1987), Campanha *et al.* (1987), Salamuni *et al.* (1993), Fassbinder (1990), Daitx (1996), Silva *et al.* (1998a), Yamato (1999) e Kaulfuss (2001). É sugestivo de um regime de esforços de natureza compressiva com direção geral, predominantemente NNW – SSE, responsável pela tectônica de cisalhamento e conseqüentemente da complexa compar-

Figura 5: Sienogranito milonítico da porção norte do Núcleo Setuva (afloramento GKM-75).

timentação desses terrenos metavulcanossedimentares.

GEOCRONOLOGIA 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) e Pb-Pb (EVTIMS) em zircões, além dos métodos Sm-Nd (rocha total), K-Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar em biotitas. Tais estudos concentraram-se em três afloramentos representados por rochas sienograníticas protomiloníticas (setor central), sienograníticas miloníticas (setor norte) e gnáissico-migmatíticas (setor sul). Esses afloramentos foram selecionados para estudos geocronológicos por representarem as melhores exposições desses litotipos, predominantes

Figura 6: Estereograma de igual área elaborado a partir de pólos de Sn para o Núcleo Setuva.

nas porções norte, central e sul do Núcleo Setuva.

Procedimentos Analíticos

ANÁLISES U-Pb (TIMS) e Pb-Pb (EV-TIMS) A concentração de zircões para análises U-Pb e Pb-Pb foi realizada utilizando-se de britador de mandíbulas,

moinho de discos, conjunto de peneiras, mesa de Wifley, 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 a 15 cristais de zircão, que após limpeza ($\text{HCl} + \text{HNO}_3$), 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). Utilizou-se o traçador (spike) $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 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: $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,05903 \pm 0,02\%$ e $0,000368 \pm 3\%$; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,91479 \pm 0,01\%$ e $0,071212 \pm 0,05\%$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2,1675 \pm 0,01\%$ e $0,013617 \pm 0,06\%$, 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 Jager (1977): $\lambda(^{238}\text{U}) = 1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$ e $\lambda(^{235}\text{U}) = 9,8485 \cdot 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$.

A técnica Pb-Pb (EV-TIMS; Kober, 1986) utiliza dois filamentos posicionados frente a frente, sendo um de evaporação (que contém o zircão selecionado) e o outro de ionização, a partir do qual o Pb é analisado. São realizadas diferentes etapas de evaporação, com aumento gradual de temperatura (step and heat). Os resultados são apresentados com desvios de 2σ e as correções de Pb (comum) são realizadas utilizando-se do modelo de evolução do Pb proposto por Stacey & Kramers (1975). Os valores obtidos referem-se a idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

ANÁLISES Sm-Nd As análises Sm-Nd foram realizadas em sistema rocha total, segundo os procedimentos 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. Os cálculos de idade modelo foram baseados 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; ^{40}Ar - ^{39}Ar As análises K-Ar seguiram os procedimentos discutidos em Amaral *et al.*

(1966), com modificações. As análises de K são 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 Jager (1978): $\lambda_{\beta} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{anos}^{-1}$; $\lambda_{\kappa} = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{anos}^{-1}$; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{atm}} = 295,5$ e $^{40}\text{K} = 0,01167\%$ K total.

O método ^{40}Ar - ^{39}Ar exige o uso de um reator nuclear IEA-R1: Instituto de Pesquisas Energéticas – IPEN-USP, necessário para a ativação neutrônica das amostras, operando em 2 mega-watts. A irradiação das amostras se dá em conjunto com um padrão internacional (Fish Canyon – sanidina) para monitoramento do fluxo de nêutrons, com controle complementar de outros padrões internacionais (GA-1550 – biotita, AC – sanidina, Hb 3gr – hornblenda). O laboratório ^{40}Ar - ^{39}Ar do CPGeo utiliza uma fonte de laser de argônio (480-540nm) para extrações em etapa ou por fusão total das amostras irradiadas. Um sistema de extração e purificação de argônio de ultra-alto-vácuo está conectado ao espectrômetro de massa de alta sensibilidade MAP-215-50, totalmente automatizado, controlado por programa do Berkley Geochronological Center, EUA. Detalhes sobre os procedimentos da rotina ^{40}Ar - ^{39}Ar no CPGeo estão reportados em Vasconcelos *et al.* (2002).

RESULTADOS E DISCUSSÕES Os estudos geocronológicos concentraram-se em três afloramentos (Fig. 2), representados por rochas sienograníticas protomiloníticas (GKM-13: setor central), sienograníticas miloníticas (GKM-75: setor norte) e gnáissico-migmatíticas proto a miloníticas (GKM-7: setor sul).

Os sienogranitos protomiloníticos (porção central do Núcleo Setuva: GKM-13) apresentam, de modo geral, zircões com hábitos prismáticos, formas alongadas, translúcidos a luz transmitida, contendo inclusões (Figs. 8a e 8b). Os dados analíticos U-Pb relativos a quatro frações desses zircões (Tab. 1), quando tratados em diagrama concórdia, distribuíram-se próximos ao intercepto superior, com idade de $2.140 \pm 8 \text{Ma}$ (Fig. 7). Tal valor é interpretado como relativo a época de cristalização desses zircões, caracterizando a formação dessas rochas sienograníticas no Paleoproterozóico. A figura 8b representa uma imagem de zircões desses sienogranitos (GKM-13) obtida através da técnica de catodoluminescência. Interessante notar nesses zircões a tonalidade clara (sugerindo baixos teores em U) e a ausência de sobrecrecimentos metamórficos.

Análise pelo método Sm-Nd realizada em rocha total (Tab. 2: GKM-13) apresentou idade modelo (T_{DM}) de 2.95Ga, interpretada como relativa a época de derivação do manto dos precursores crustais desses sienogranitos (fontes arqueanas). O valor obtido para o $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$, da ordem de -9 (Tab. 2), quando calculado para época de formação desses sienogranitos ($t = 2.100 \text{Ma}$), indica período relativamente longo de residência crus-

tal do material envolvido na gênese dessas rochas.

Adicionalmente, análises K-Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar realizadas em biotitas, desenvolvidas em superfícies Sn de baixo ângulo, da mesma rocha (GKM-13), indicaram idades respectivamente de $586 \pm 15 \text{Ma}$ e $588 \pm 1 \text{Ma}$, similares a obtida por Cordani e Bittencourt (1967) em biotitas de rochas gnáissicas da porção sul do Núcleo Setuva ($587 \pm 17 \text{Ma}$, K-Ar). Tais valores sugerem que a colocação desses terrenos a isotermas com temperaturas inferiores a $250\text{-}300^\circ\text{C}$ ocorreu durante o Neoproterozóico (Tabs. 3 e 4; Fig. 9).

Outro afloramento estudado refere-se a sienogranitos miloníticos (GKM-75), que ocorrem pouco a norte do anterior (Fig. 2). Os zircões desses sienogranitos denotam, de modo geral, aspecto turvo, cor rosada e riqueza em inclusões e fraturas, sugestivos de processos de metamictização (Fig. 10a). Em imagens de catodoluminescência apresentam núcleos de aspecto brilhante com porções sobrecrecidas de borda, com tonalidades mais escuras (Fig. 10b). Os dados analíticos obtidos (Tab. 1), quando tratados em diagrama concórdia (Fig. 11), se mostram discordantes, sugerindo perdas de chumbo, com idades imprecisas tanto para o intercepto superior (arqueano) como inferior (neoproterozóico). A tendência observada para esses pontos analíticos no diagrama, relativa ao intercepto inferior, tem grande importância, por caracterizar sobrecrecimentos nesses zircões relacionados ao Neoproterozóico, não revelados em zircões dos sienogranitos do setor central do Núcleo Setuva (GKM-13). Adicionalmente, foram realizadas análises em zircões desses sienogranitos miloníticos do setor norte do Núcleo Setuva (GKM-75), utilizando-se da técnica de evaporação de monocristais diretamente em filamento do espectrômetro de massa (EV-TIMS). Revelam uma grande complexidade isotópica, com idades relacionadas ao Arqueano ($\sim 3.000 \text{Ma}$ e $\sim 2.640 \text{Ma}$) e ao Paleoproterozóico ($\sim 2.100 \text{Ma}$), figuras 12a e 12b. Acrescente-se que esta técnica é utilizada principalmente na obtenção de idades relacionadas aos núcleos de zircões, não se mostrando favorável em zonas de borda, onde a evaporação é rápida, contando ainda com a presença de quantidade apreciável de Pb comum (Kober, 1987; Sato *et al.*, 2003). Destaca-se que tal técnica (EV-TIMS) foi utilizada por Sato *et al.* (2003) em rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Atuba. O padrão isotópico obtido é bastante similar ao aqui observado, com idades em zircões relativas ao Arqueano e ao Paleoproterozóico.

Para as rochas gnáissico-migmatíticas que ocorrem na porção sul do Núcleo Setuva (Fig. 2: afloramento GKM-7) foram realizados estudos U-Pb em níveis francamente ocre (mesossomas), dos níveis leucocráticos intercalados concordantemente com o bandamento (leucossomas), e de veios aplíticos, que se mostram ora concordantes, ora discordantes da estruturação geral. Os zircões existentes nos três litotipos descritos se mostram bastante semelhantes, caracterizados por cristais com hábitos prismáticos, biterminados, formas alongadas, aspecto turvo, normalmente contendo fraturas e inclusões. Em imagens obtidas através de luz transmitida

Tabela 1: Dados analíticos U-Pb (zircão) :GKM-7:rocha gnáissico-migmatítica do setor sul do Núcleo Setuva (7A:mesossoma; 7B: leucossoma; 7C: veio aplítico) ; GKM-13 : rocha sienogranítica protomilonítica do setor central do Núcleo Setuva e GKM-75 : rocha sienogranítica milonítica do setor norte do Núcleo Setuva.

Amostra	SPU	Fração Magnética	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro (%)
GKM-7C	982	NM(-2)	0,065358	214,71	74,674	332,26	7,30701	0,721
	983	M(-2)	0,108281	251,9	59,82	403,13	4,55644	0,855
	984	NM(-1)	0,131575	407,21	75,558	507,08	3,20058	1,03
GKM-7B	978	NM(-3)	0,221672	126,24	34,77	512,85	6,05361	0,851
	979	M(-3)	0,335228	427,72	68,71	568,67	2,8451	1,44
	980	M(-2)	0,13999	622,03	95,53	400,97	2,52592	1,31
	981	M(-1)	0,343239	562,43	70,41	344,11	1,77886	1,06
GKM-7A	964	NM(-3)	0,127136	132,83	81,59	1779,86	17,345	0,758
	965	M(-3)	0,169965	162,68	90,81	1522,8	15,428	1,24
	967	M(-2)	0,102519	237,69	93,4	1742,9	10,325	0,999
GKM-13	665	M(-3)	0,289373	175,36	76,67	833,61	6,68841	1,36
	666	M(-4)a	0,239876	157,13	66,283	2233,46	6,77809	0,943
	667	M(-4)b	0,654806	74,113	37,908	293,32	6,88092	1,3
	428	NM(-4)	0,257634	136,8	52,708	2134,47	6,48941	1
GKM-75	985	M(-1)	0,043835	478,06	56,27	222,12	0,911419	0,85
	986	M(0)	0,053174	608,31	78,53	203,5	1,00234	0,908
	987	M(2)	0,115347	807,72	109,45	213,52	1,08943	2,04

Amostra	SPU	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro (%)	Idade (Ma) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Idade (Ma) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Idade (Ma) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
GKM-7C	982	0,259133	0,711	0,20451	0,126	2149,7	1485,4	2862,5
	983	0,188549	0,836	0,175267	0,168	1741,3	1113,5	2608,6
	984	0,15032	1,02	0,151686	0,134	1457,3	902,8	2365,0
GKM-7B	978	0,229189	0,843	0,191566	0,122	1983,6	1330,2	2755,7
	979	0,139675	1,44	0,147733	0,104	1367,5	842,8	2319,9
	980	0,130479	1,3	0,140404	0,145	1279,5	790,6	2232,2
	981	0,104818	1,05	0,123085	0,125	1037,8	642,6	2001,4
GKM-7A	964	0,517484	0,755	0,243095	0,0702	2954,1	2688,5	3140,3
	965	0,46788	1,24	0,239153	0,0735	2842,0	2474,3	3144,3
	967	0,337602	0,997	0,221812	0,0661	2464,3	1875,1	2993,9
GKM-13	665	0,365326	1,36	0,132782	0,119	2071,1	2007,4	2135,1
	666	0,370198	0,94	0,132792	0,0747	2082,9	2030,3	2135,2
	667	0,375468	1,3	0,132914	0,0904	2096,2	2055,1	2136,8
	428	0,355078	0,933	0,131482	0,25	2044,5	1958,8	2117,8
GKM-75	985	0,0893534	0,759	0,0739786	0,351	657,8	551,7	1040,9
	986	0,0932938	0,807	0,0779218	0,397	705,0	575,0	1144,9
	987	0,0962801	1,95	0,0820654	0,586	748,2	592,6	1247,1

e principalmente catodoluminescência de zircões das bandas ocre (mesossoma, Figs. 13a e 13b), observa a presença de uma porção central e sobrecrecimentos com tonalidades mais escuras (mais ricas em U) e concêntricas, bem desenvolvidas nas terminações prismáticas. Feições de sobrecrecimento bastante similares de zircões relativos aos níveis leucocráticos (leucossomas), bem como dos veios aplíticos, são descritas por

Kaulfuss (2001). Os dados U-Pb (Tab. 1) relativos a zircões dos mesossomas, quando tratados em diagrama concórdia (Fig. 14a) apresentam dois dos pontos analíticos (M-3 e NM-3) posicionados próximos ao intercepto superior, estando o terceiro (M-1) relativamente afastado. Esses pontos analíticos alinham-se segundo uma discórdia com idades imprecisas de $3190 \pm 12\text{Ma}$ (intercepto superior) e $570 \pm 45\text{Ma}$ (intercepto inferior).

Tabela 2: Dados analíticos Sm-Nd (rocha total): rocha sienogranítica protomilonítica(GKM-13) e gnáissico-migmatítica(GKM-7A:mesossoma e GKM-7C:veio aplítico) do Núcleo Setuva. $\epsilon_{Nd}(t)$: calculado para $t = 2.100\text{Ma}$ (GKM-13) e $t = 600\text{Ma}$ (GKM-7A e C).

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	f Sm/Nd	T De Paolo (Ga)	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(t)$
GKM-7C	3,627	24,423	0,0898	0,0003	0,510777	0,000016	-0,54	2.8 ± 0.2	-36,3	-28,12
GKM-7A	1,082	6,869	0,0953	0,0003	0,510836	0,000034	-0,52	2.9 ± 0.2	-35,15	-27,39
GKM-13	20,568	132,607	0,0938	0,0003	0,510747	0,000012	-0,52	2.95 ± 0.2	-36,89	-9,32

Figura 7: Diagrama U-Pb em zircões (Concórdia) do sienogranito protomilonítico (porção central do Núcleo Setuva: GKM-13).

Figura 8b: Imagem de catodoluminescência de zircões do sienogranito protomilonítico GKM-13 (tonalidade clara e ausência de sobrecrecimentos metamórficos).

Figura 8a: Imagem em luz transmitida de zircões do sienogranito protomilonítico GKM-13 (zircões com hábitos prismáticos, formas alongadas, translúcidos, contendo inclusões).

Figura 9: Diagrama ^{40}Ar - ^{39}Ar , em biotita, do sienogranito protomilonítico (porção central do Núcleo Setuva: GKM-13).

Os dados relativos aos zircões dos leucossomas (Fig. 14b) e veios aplíticos (Fig. 14c) apresentam os pontos analíticos distribuídos relativamente mais próximos ao

intercepto inferior do diagrama concórdia. As idades obtidas são bastante imprecisas, da ordem de 3200-3000Ma para o intercepto superior e 500-600Ma para

Tabela 3: Dados analíticos K-Ar (biotita) da rocha sienogranítica protomilonítica do setor central do Núcleo Setuva (GKM-13).

Amostra	SPK	Mineral	% de K	ERRO (%)	$^{40}\text{ArRad}$ cc STP (10^{-6})	$^{40}\text{Ar Atm}$ (%)	T(Max.) Ma	IDADE	ERRO Max. (Ma)
GKM-13	7763	Biotita	4,8046	1,3688	129,9	4,15	602	586,4	15,5

Tabela 4: Dados analíticos ^{40}Ar - ^{39}Ar (biotita) da rocha sienogranítica protomilonítica do setor central do Núcleo Setuva (GKM-13).

Nº Lab.	Laser (W)	$^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$	%Rad	^{40}Ar (mols)	Idade (Ma)	± (Ma)
0303-01 A	0,10	81,76132	0,01428	0,00000	0,00324	80,80396	98,8	1,90E-14	574,42	2,56
0303-01 B	0,16	82,10786	0,01017	0,00000	0,00087	81,84872	99,7	5,83E-15	580,77	4,50
0303-01 C	0,24	83,11975	0,01252	0,01658	0,00145	82,69514	99,5	3,07E-14	585,90	1,93
0303-01 D	0,32	83,39194	0,01167	0,00000	0,00122	83,03142	99,6	2,62E-14	587,93	1,91
0303-01 E	0,40	83,86861	0,01137	0,06341	0,00165	83,39433	99,4	1,61E-14	590,13	2,92
0303-01 F	0,48	83,63321	0,01060	0,04973	-0,00105	83,95339	100,4	4,27E-15	593,50	6,47
0303-01 G	0,56	83,47356	0,01167	0,02993	-0,00056	83,64410	100,2	9,82E-15	591,63	3,65
0303-01 H	0,75	84,67618	0,01536	0,02561	0,00472	83,28702	98,4	2,69E-15	589,48	8,03
0303-01 I	1,50	84,59439	0,00774	0,21380	-0,00607	86,43108	102,1	2,67E-15	608,36	8,42

Figura 10 a,b: Imagens em luz transmitida. a) zircões de aspecto turvo, rico em inclusões e fraturas) e catodoluminescência. b) núcleos e porções sobrecrecidas de borda). Sienogranito milonítico (porção norte do Núcleo Setuva: GKM-75).

o intercepto inferior. Embora as idades sejam relativamente imprecisas, observa-se nos alinhamentos obtidos (Figs. 14 A, B e C), um posicionamento dos dados analíticos relativos aos zircões dos mesossomas mais próximos ao intercepto superior e dos leucossomas e veios aplíticos mais próximos ao intercepto inferior da curva concórdia, sugerindo processos de migmatização de terrenos antigos (arqueanos) no final do Pré-Cambriano.

Figura 11: Diagrama U-Pb em zircões (Concórdia) do sienogranito milonítico (porção norte do Núcleo Setuva: GKM-75).

Figura 12a: Diagrama Pb^{207}/Pb^{206} versus temperatura (step and heating), em zircão do sienogranito milonítico da porção norte do Núcleo Setuva: GKM-75(1).

Figura 12b: Diagrama Pb^{207}/Pb^{206} versus temperatura (step and heating), em zircão do sienogranito milonítico da porção norte do Núcleo Setuva: GKM-75(2).

Análises adicionais foram realizadas em zircões dos mesossomas, utilizando-se da técnica de evaporação de monocristais diretamente em filamento do espectrômetro de massa. Acusaram idades (platôs) entre de 3.150-3.100Ma (Figs. 15a e 15b), relativamente próximas a observada para o intercepto superior do diagrama concórdia ($3.190 \pm 12 Ma$). As idades modelo (T_{DM}) obtidas pelo método Sm-Nd, tanto em mesossomas como em veios aplíticos, aproximam-se de $3,0 \pm 0,2 Ga$, com valores de ϵNd_0 extremamente negativos (-27/-28), quando calculados para o Neoproterozóico (Tab. 2), caracterizando um longo período de residência crustal do material envolvido na formação dessas rochas gnáissico-migmatíticas.

CONSIDERAÇÕES FINAIS O estudo geológico-geocronológico dos terrenos pertencen-

Figura 13: Imagens de zircões do mesossoma da rocha gnáissico-migmatítica da porção sul do Núcleo Setuva: GKM-7 (A – luz transmitida; B – catodoluminescência). Zircões prismáticos: presença de uma porção central e sobrecrecimentos com tonalidades mais escuras.

tes ao Núcleo Setuva revela um quadro tectônico complexo, de evolução policíclica, envolvendo tanto os litotipos graníticos (setor centro-norte), bem como gnáissico-migmatíticos (setor sul).

As observações realizadas em zircões dessas rochas, utilizando-se de imagens obtidas através de técnicas de catodoluminescência e luz transmitida foram de grande importância, contribuindo significativamente ao estabelecimento deste cenário tectônico. Tais imagens revelam a predominância de zircões zonados, onde se destaca uma porção de núcleo e bordas de sobrecrecimento, heterogeneamente desenvolvidas, com diferentes formas e dimensões. Refletem heranças isotópicas (núcleos), bem como sobrecrecimentos posteriores (zonas de borda), que permitem recuperar importantes informações relativas a evolução geológica dessas rochas. Em zircões dessa natureza, a utilização da metodologia U-Pb convencional (TIMS) é prejudicada, e nem sempre fornece idades precisas, notadamente de zonas internas dos cristais, razão pela qual foram realizados estudos adicionais através da técnica de evaporação de monocristal diretamente em filamento do espectrômetro de massa (EV-TIMS).

A utilização conjunta dessas técnicas permitiu reconhecer em terrenos gnáissico-migmatíticos (setor sul) do Núcleo Setuva, idades arqueanas (3.200-3.000Ma) e em sienogranitos miloníticos (setor norte), idades do Arqueano tardio ($\sim 2.650 Ma$) e Paleoproterozóico ($\sim 2.100 Ma$). Esses valores, embora imprecisos, referem-se a idades de núcleos de zircões, obtidas no intercepto superior de diagramas concórdia, onde os pontos analíticos encontram-se relativamente afastados. Tais pontos analíticos distribuem-se mais próximos ao intercepto inferior dos diagramas, com idades também imprecisas, sem significado geológico, mas relacionadas ao final do Neoproterozóico. Distinguem-se desse padrão isotópico os zircões relativos aos sienogranitos protomiloníticos da porção central do Núcleo Setuva, que não revelam sobrecrecimentos (relacionados ao final do Neoproterozóico) e cujos dados analíticos posicionam-se próximos ao intercepto superior do diagrama concórdia, indicando para essas rochas idade de formação paleoproterozóica ($2.140 \pm 8 Ma$). Neste caso, a tectônica neoproterozóica só foi caracterizada através das metodologias K-Ar/ ^{40}Ar - ^{39}Ar em biotitas ($\sim 590 Ma$),

Figura 14: Diagrama U-Pb em zircões (Concórdia) de rocha gnáissico migmatítica da porção sul do Núcleo Setuva: GKM-7 (A: mesossoma; B: leucossoma; C: veios aplíticos).

sugerindo tal época como relativa a colocação dessas rochas a temperaturas inferiores a 300°-250°C.

O quadro isotópico apresentado se mostra coerente com o padrão estrutural, relacionado a uma tectônica controlada, em grande parte, por cisalhamentos. Refere-se a uma tectônica inicial de baixo a médio ângulo (cavalgamentos) associada a cisalhamentos transcorrentes e dobramentos tardios (Fiori *et al.*, 1987a; Fiori, 1990). Essa tectônica parece ser a responsável pelo fatiamento, aloctonia e colocação lado a lado de terrenos oriundos de diferentes níveis crustais durante o Neoproterozóico.

Em termos regionais o quadro geológico-geocronológico apresentado se mostra bastante similar ao observado para os terrenos pertencentes ao Complexo Atuba. Este inclui rochas gnáissico-migmatíticas, com heranças em zircões relativas ao Arqueano (3.100-2.900Ma; 2.700-2.600Ma) e Paleoproterozóico (2.200-2.100Ma). As idades modelo Sm-Nd (T_{dm}) distribuem-se, similarmente ao observado para as rochas do Núcleo Setuva, entre 3,1 e 2,8Ga. As rochas pertencentes ao Complexo Atuba se apresentam intensamente retrabalhadas, migmatizadas durante o Neoproterozóico.

Figura 15a: Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus temperatura (step and heating): zircão do mesossoma da rocha gnáissico-migmatítica da porção sul do Núcleo Setuva-GKM-7A.

Figura 15b: Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus temperatura (step and heating): zircão do mesossoma da rocha gnáissico-migmatítica da porção sul do Núcleo Setuva-GKM-7A.

co (~600Ma), conforme idades U-Pb (intercepto inferior) obtidas em zonas de sobrecrecimento de zircões e valores K-Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar em anfibólios e biotitas (Siga Jr. *et al.*, 1995; Kaulfuss, 2001 e Sato *et al.*, 2001). Distintamente, os Núcleos Betara e Tigre, posicionados a norte da Zona de Cisalhamento Lancinha, são constituídos essencialmente de rochas graníticas proto a miloníticas, com idades U-Pb (zircão) do Paleopro-

terozóico, com predominância de termos sienograníticos com idades do final do Paleoproterozóico, em torno de 1.750Ma, relacionadas a Tafrogênese Estateriana (Brito Neves *et al.* 1995, Kaulfuss 2001 e Cury *et al.* 2002). **Agradecimentos** Os autores agradecem aos revisores da revista (RBG) e à FAPESP, através dos processos 06/03608-6 e 05/58688-1.

Referências

- 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: A.E.M. Nairn & F.G. Stheli (Eds.). *The ocean basins and margins*. New York, Plenum Press, 1, p. 411-446.
- Althoff F.J. & Fiori A.P. 1991. Estruturas macro, meso e microscópicas da porção ocidental da Antiforma do Setuva - PR. *Boletim Paranaense de Geociências*, **39**:51-64.
- 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 Jr. O., Machiavelli A., Mancini F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). *Revista Brasileira de Geociências*, **22**:216-221.
- Basei M.A.S., Siga Jr. 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*, **67**(2):221-237.
- Batola Jr. F.J., Ferreira da Silva A.T.S., Algarte J.P. 1981. O Pré-Cambriano da região sul-sudeste do Estado de São Paulo e este-nordeste do Estado do Paraná. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia do Sudeste, 3. *Anais*, p. 94-108.
- Bigarella J.J. & Salamuni R. 1956. Estudos preliminares na Série Açungui: algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiru. *Bol. Arq. Biol. Tecn.*, **1**: 11-197.
- Bigarella J.J. & Salamuni R. 1967. Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, **23-25**:347.
- Biondi J. C. 1983. *Mapa geológico da área do embasamento do Estado do Paraná*. Curitiba, MINEROPAR, escala 1:250.000.
- Biondi J.C., Cava L.T., Soares P.C., 1989. *Mapa Geológico do Estado do Paraná*. Brasília, MME/DNPM/MINEROPAR, escala 1:650.000.
- 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*, **3**:1-21.
- Campanha G.A. da C. 1991. *Tectônica proterozóica no alto e médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná*. São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 296 p.
- Campanha G.A., Bistrichi C.A., Almeida M.A. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. In: SBG,

- Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, *Anais*, p. 725-742.
- Carvalho P.F. & Pinto E.A. 1937. *Reconhecimento geológico na Série Açungui*. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim 71, 29p.
- Chiodi Filho C. 1984. Contribuição à geologia das regiões sul paulista e leste paranaense, grupos Açungui e Setuva. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, *Anais*, p. 2394-2406.
- Cordani U.G. & Bittencourt I. 1967. Determinações de idade de Potássio – Argônio em rochas do Grupo Açungui. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 21, *Anais*, 1, p. 218-233.
- 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 1.75Ga em granitóides alcalinos deformados dos núcleos Betara e Tigre: Evidências de regimes extensionais do Estereariano na Faixa Apiaí. *Geologia USP: Série Científica*, 2:95-108.
- 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, Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, UNESP, 435p.
- 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.
- Derby O. 1878. *Geologia da região diamantífera da Província do Paraná, Brasil*. Rio de Janeiro, Arch. Mus. Nac., Boletim 3, p.86-89.
- 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: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, *Anais*, p.131-165.
- Fassbinder E. 1990. *Análise Estrutural da Falha da Lancinha, Estado do Paraná* Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 165p.
- Fassbinder E. 1996. *A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense*. São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 207p.
- Fiori A.P. 1990. *Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba*. São Paulo, Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 261p.
- Fiori A.P. 1991. Tectônica de cavalgamento no Grupo Açungui. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, *Atas*, p. 134-136.
- Fiori A.P., Fassbinder E., Gois J.R., Fumagalli C.E. 1987a. Compartimentação tectônica do Grupo Açungui a norte de Curitiba. In: SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 3, *Atas*, 183-196.
- Fiori A.P., Salamuni E., Fassbinder E. 1987b. Geologia da região de Bateias - Bocaiuva do Sul. In: SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 3, *Atas*, p. 773-787.
- Fiori A.P., Fumagalli C.E., Gois J.R., Salamuni E. 1987c. As principais estruturas dobradas do Grupo Açungui na região de Rio Branco – Bocaiúva do Sul. In: SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 3, *Atas*, p. 281-301.
- Fiori A.P., Fassbinder E., Salamuni E. 2003. Evolução geológica do Grupo Açungui. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 8, *Atas*, p.16.
- 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.
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5:257-266.
- Hasui Y., Ebert H.D., Quade H. 1984. Aspectos geológicos da megantiforme da Serra do Cadeado (PR). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, *Anais*, p. 2380-2393.
- Kaefer L.Q. & Algarte J.P. 1972. *Projeto Sudeste de São Paulo, Folha Itararé SG-22-X-B*, DNPM-CPRM, Relatório Interno, 162p.
- Kaulfuss G.A. 2001. Geocronologia dos Núcleos de Embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba- PR. São Paulo, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 115p.
- 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.
- 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*, 37:485-494.
- 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.
- Ludwig K.R. 2003. *User's manual for Isoplot 3.0: a geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, vol.4, 71p.
- Maack R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, 2:63-154.
- Marini O.J. 1970. *Geologia da Folha de Rio Branco do Sul*. Rio Claro, Tese de Doutorado, Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, UNESP, 190 p.
- Marini O.J., Trein E., Fuck R.A. 1967. O Grupo Açungui no estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências, Série Especial*, 23:43-104.
- Martin M.A.B., Monteiro L.V.S., Campos Neto M.C., Juliani C. 1994. Petrografia dos metadioritos-metagabros do Núcleo Betara - PR. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, *Anais*, p.99-100.
- 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. & Leonards O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. Ministério da Agricultura, Rio de Janeiro, 782p.
- Parrish R.R. 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Isotope Geosciences*, 66:99-102.
- Piekars G.F. 1981. Reconhecimento das Unidades correlacionáveis à sequência mineralizada do Perau - Estado do Paraná. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 3,

- Atas, p. 148-154.
- Piekarz G.F. 1984. Geologia e resultados preliminares de pesquisa mineral do Núcleo Betara da Formação Perau. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, *Anais*, p.3682-3696.
- Popp J.H., Angulo R., Bigarella J.J. 1979. *Geologia da Região Metropolitana de Curitiba, Recursos Naturais. Folha de Ouro Fino*. Curitiba, COMEC, Boletim, 30p.
- Reis Neto J. & Soares P.C. 1987. Um estudo de caracterização termo-dinâmica de micro-estruturas dos Grupos Açungui e Setuva (PR). In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, *Atas*. Curitiba, p.147-165.
- Reis Neto J.M. 1994. *Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no neoproterozóico*. São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 253p.
- Salamuni E. 1991. *Análise Estrutural do Núcleo Betara, Rio Branco do Sul - PR*. Rio Claro, Dissertação de Mestrado, UNESP, 147p.
- 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*, **41**:91-127.
- Sato K. 1998. *Evolução crustal da Plataforma Sul Americana com base na geoquímica isotópica Sm-Nd*. São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 299p.
- Sato K., Tassinari C.C.G., Kawashita K., Petronilho L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IGc-USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67**(3):315-336.
- Sato K., Nutman A.P., Siga Jr O., Basei M.A.S., Spröesser W.M. 2001. Meso-Archean orthogneiss in the Atuba Complex in a Neoproterozoic Brazilian mobile belt in SE Brazil: An integrate IDTIMS, EVTIMS and SHRIMP zircon dating study. *Gondwana Research*, **4**(4):775-777.
- Sato K., Siga Jr. O., Nutman A.P., Basei M.A.S., McCreath I., Kaulfuss G.A. 2003. The Atuba Complex, southern South American Platform: Archean components and Neoproterozoic to Neoproterozoic tectonothermal events. *Gondwana Research*, **6**(2):251-263.
- Schöll W.U., Lopes O.M., Silva A.C.G.A., Prozzi C.R. 1980. Geologia do Pré-Cambriano do Anticlinal do Setuva (Município de Bocaiúva do Sul e Rio Branco do sul - PR). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, *Anais*, p. 3003-3012.
- Siga Jr. O., Basei M.A.S., Reis Neto J.M., Machiavelli A., Harara O.M. 1995. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. *Revista Geologia-USP, Série Científica*, **26**:69-98.
- Silva P.C.S., Vasconcellos C.V.S., Yamato A.A., Vasconcelos A.A. 1998a. *Projeto Folha Curitiba (SG22-X-D-I)*. São Paulo, CPRM/DNPM, Relatório Final, 91p.
- Silva P.C.S., Vasconcellos 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, *Anais*, p. 40.
- Soares, P.C. 1987. Sequências tectono-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3. *Atas*, p.743-771.
- Stacey J.S., Kramers D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**:207-221.
- Steiger R.H. & Jager E. 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planetary Science Letters*, **36**: 359-362.
- Takahashi A.T., Chiodi Filho C., Silva C.R., Batolla Jr. F. 1981. *Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira. Área Ribeirão do Perau*. São Paulo, DNPM/CPRM, Relatório Interno, 94p.
- Teixeira W. 1982. *Estudo geocronológico das folhas SG-21 Assunción e SG-22 Curitiba*. Projeto RADAMBRASIL, Relatório Interno, 30p.
- Vasconcellos P.M.P., Onoe A.T., Kawashita K., Soares A.J., Teixeira W. 2002. ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation, analytical procedures and calibration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **74**:297-342.
- 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, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, 108p.

Manuscrito A-1630

Aceito em 23 de abril de 2007