



Aspectos tectônicos da intrusão do granito do Cerne, sudeste do pré-cambriano paranaense. Estudo baseado em datações ^{40}Ar - ^{39}Ar em micas

L.F. Cury¹, O. Siga Junior¹ & O.M.M. Harara²

1 Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Lago, no. 562, Cidade Universitária, São Paulo – SP, CEP 05508-080. Ifcury@igc.usp.br

2 Departamento de Geologia – Setor de Ciências da Terra – Universidade Federal do Paraná.

Abstract The Cerne granitic stocks is NE-SW-striking elliptic bodie intrusive in the metavolcanosedimentary sequences of the southeastern portion of the Precambrian of Paraná. This granite is mainly composed of biotite syenogranites, monzogranites and porphyritic quartz-syenites, containing microcline megacrysts. They are usually isotropic, but can also show magmatic flow foliation and deformation close to the contacts with the host rocks. Ages around 563Ma result from zircon U-Pb dating by TIMS. ^{40}Ar - ^{39}Ar analyses of the Cerne Granite biotites indicate an integrated age of $557\pm 2\text{Ma}$, which is quite close to the crystallization age given by zircons. ^{40}Ar - ^{39}Ar determinations yield result older ages (800-1,200Ma) for the host muscovite schists from the vicinity of the Cerne Granite, indicating that the temperatures of the granite intrusion, as well as the regional metamorphic event that took place during the Brasiliano Cycle, did not reach values high enough to erase the isotopic record from the muscovites ($T < 300^\circ\text{C}$). This granitic stock represent a post-orogenic magmatism (~560Ma) in relation to the Três Córregos – Cunhaporanga magmatic arc (630-590Ma) and late in the context of the deformations present in the Apiaí Domain. The Cerne granite emplacement are closely associated with transcurrent shear zones and the development of the major antiform and synform structures during the Upper Proterozoic / Cambrian interval and represents an important reference for the southeastern Paraná, associated with final adjustments related to the Gondwana Supercontinent agglutination.

Palavras-chave: Domínio Apiaí, granitos tardi-orogênicos, geocronologia.

INTRODUÇÃO Os diversos trabalhos sobre a geologia estrutural do Pré-Cambriano paranaense expressam a grande complexidade desses terrenos, caracterizado pela sobreposição de sucessivos eventos tectônicos registrados ao longo de sua história evolutiva.

O presente estudo busca detalhar as condições tectônicas de instalação do Granito do Cerne, a fim de revelar uma importante fase da história evolutiva desses terrenos, caracterizando o regime e a época de colocação desse stock, comparando com o registro estrutural e geocronológico de suas encaixantes (estruturas vs. idades de metamorfismo: ^{40}Ar - ^{39}Ar micas).

CONTEXTO REGIONAL A geologia do Pré-Cambriano paranaense, intensamente estudada e amplamente discutida desde o século passado, se caracteriza por uma bibliografia bastante extensa que perfaz mais de uma centena de trabalhos e relatórios publicados.

No âmbito regional, merecem destaque os trabalhos de mapeamento, realizados nas décadas de 60 e 70 pela Comissão da Carta Geológica do Paraná (CODEPAR), Projeto Leste do Paraná (CPRM), Projeto Sudeste do Estado de São Paulo (CPRM), Projeto Ribeira, Projeto de Integração e Detalhe do Vale do Ribeira e Projeto Anta-Gorda. Também

merecem destaque os trabalhos de Hasui *et al.* (1975), JICA/MMAJ (1982), Hasui (1986), Ebert *et al.* (1988), Soares (1987), Campanha (1991), Fiori (1990, 1992), Basei *et al.* (1992), Fiori & Gaspar (1993), Daitx (1996), Fassbinder (1996), Soares & Rostirolla (1997), Hackspacher *et al.* (1997), Wernick (1997, 1998) e Campanha & Sadowski (1999), que abordam de modo integrado estudos relacionados aos ambientes de sedimentação, metamorfismo, magmatismo (incluindo plutonismo e vulcanismo), caracterização estrutural, geofísica, geocronologia e compartimentação tectônica. Na última década, estudos geocronológicos envolvendo principalmente os métodos U-Pb (zircão), Sm-Nd (rocha total) e K-Ar (minerais) permitiram um grande avanço no quadro tectônico desse setor, com destaque para Kaulfuss (2001), Cury *et al.* (2002), Basei *et al.* (2003), Prazeres Filho *et al.* (2003), Siga Junior *et al.* (2003) e Weber *et al.* (2003).

MAGMATISMO INTRUSIVO Corpos graníticos de naturezas diversas são reconhecidos no setor sudeste paranaense, no âmbito do Domínio Apiaí, individualizados em projetos de mapeamento geológico básico, dentre os quais se destacam os executados na década de 60, pela Comissão da Carta Geológica do Paraná. Esses maciços apresentam dimensões variadas, de pequenos stocks à batólitos,



cujas denominações têm por base a toponímia das regiões onde ocorrem.

COMPLEXOS GRANÍTICOS TRÊS CÓRREGOS E CUNHAPORANGA O Complexo Três Córregos (Fuck *et al.* 1967, Paiva *et al.* 1977) constitui a maior intrusão granítica no sul do Brasil (CPRM 1977) com aproximadamente 95 km de comprimento por 25 km de largura, com seu maior eixo na direção NE-SW. Os principais litotipos desse complexo são descritos como tonalitos fracamente deformados, granodioritos à monzogranitos porfiríticos (por vezes deformados) e quartzomonzonitos à monzogranitos porfiríticos (Prazeres Filho 2000, Guimarães 2000, Gimenez Filho 1993).

O Complexo Cunhaporanga (Fuck *et al.* 1967, Algarte & Kaefer 1972) ocupa a porção setentrional da Faixa Itaiacoca e também possui uma orientação preferencial NE-SW. É representado principalmente por rochas graníticas e granito-gnáissicas. Suas principais variedades litológicas referem-se à biotita-monzogranitos, biotita-monzogranitos porfiríticos, e anfibólio-biotita-monzogranitos (Prazeres Filho 2000, Guimarães 2000, Gimenez Filho 1993).

Prazeres Filho (2000), por meio de uma análise conjunta dos dados geoquímicos e geocronológicos referentes aos complexos graníticos Três Córregos e Cunhaporanga, sugere tratem-se de maciços multi-intrusivos, cálcio-alcálicos, gerados em ambientes compressoriais associados ao Ciclo Brasileiro. Atualmente esse autor reconhece a presença de alguns litotipos internos aos dos Complexos Três Córregos e Cunhaporanga, que não representam granitos cálcio-alcálicos típicos relacionados aos arcos-magmáticos. Porém, esses são de ocorrência subordinada dentro dos complexos (Prazeres Filho *et al.* 2003).

Embora autores como Soares (1987), Fiori (1990), Campanha (1991), Basei *et al.* (1992, 1997) e Reis Neto (1994), proponham modelos tectônicos distintos, os mesmos consideram os complexos Três Córregos e Cunhaporanga como representantes de dois arcos magmáticos. Prazeres Filho (2000) sugere a gênese desses complexos graníticos como produto de um único arco-magmático, que sofreu uma migração (para W) em seu foco principal.

OUTROS MACIÇOS DO DOMÍNIO APIAÍ São representados pelos granitos Piedade, Morro Grande, Varginha, Barra do Santana, Joaquim Murtinho, Serra do Carambei, Cerne, Passa Três, Rio Abaixo, Monzonito Chacrinha e Sienito Rabo de Galo

(Cativara), entre outros corpos menores. Esses maciços graníticos são intrusivos nas seqüências metavulcanossedimentares do Domínio Apiaí, compostas principalmente por filitos, xistos, metamargas, metavulcânicas (ácidas e básicas), quartzitos e meta-calcários, metamorfisados no fácies xisto-verde. São classificados como stocks, apresentando em sua maioria formas elípticas, com a direção do maior eixo concordante com a estruturação geral do Domínio Apiaí (NE-SW). Segundo Fiori (1985), muitos desses corpos graníticos compõem estruturas antiformais, originadas pela movimentação caracteristicamente dextral das falhas ou zonas de cisalhamento (Lancinha e Morro Agudo). Em seu modelo, Fiori (1985, 1990) sugere que as intrusões sejam contemporâneas ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento com deformação em condições ainda dúcteis.

GRANITO CERNE O Granito Cerne (Muratori 1966), localiza-se a NW do município de Bateias (PR), cobrindo uma área de aproximadamente 45km². É constituído predominantemente por granitos leucocráticos, de coloração avermelhada, equigranulares, de granulação média a grossa e composição sienogranítica a álcali-feldspato granítica. São rochas isotropas, por vezes desenvolvendo orientação mineral de fluxo magmático (Fuck *et al.* 1967, Silva *et al.* 1998). Foliações miloníticas são descritas ao sul do Granito Cerne, impostas pela Falha do Cerne (Santos & Felipe 1980).

Prazeres Filho (2000) sugere para o Granito Cerne predominância de rochas shoshoníticas metaluminosas. Segundo o referido autor, as análises modais em secções delgadas indicaram (37-47%) de microclínio, (28-23%) de oligoclásio, (20-25%) de quartzo, (4-6%) de biotita, além de traços de hornblenda, titanita, zircão, allanita, fluorita e minerais opacos.

O contato geológico intrusivo com as unidades metavulcanossedimentares é evidenciado pela ocorrência de xenólitos de rochas metassedimentares e pelo desenvolvimento de termo-metamorfismo imposto nas rochas encaixantes (Fuck *et al.* 1967). Ao sul, esse corpo é balizado pela Falha do Cerne (Fiori 1990).

Fiori (1990) caracteriza uma falha de cavalcamento, contornando a antiforma do cerne, posicionando-a em sua maior parte, entre um corpo de quartzito e um pacote de filito. O autor denomina a estrutura de Falha de Ouro Fino.

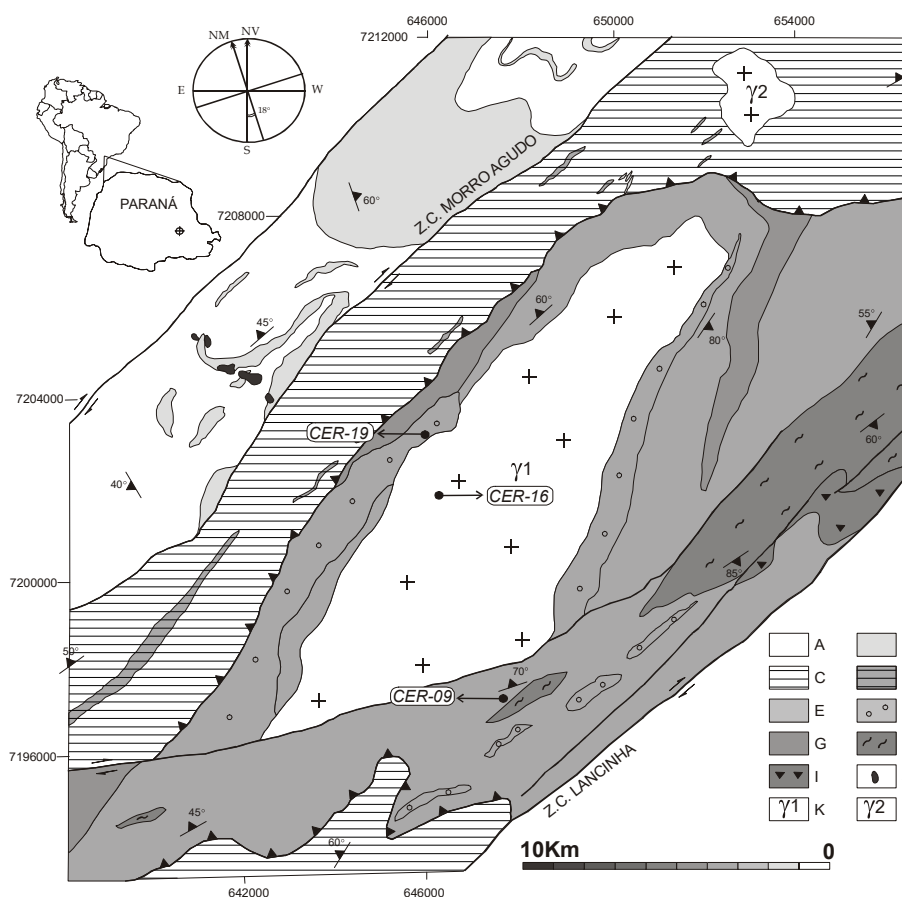


Figura 1: Mapa geológico: Formação Antinha – (A) carbonatos com intercalação de filitos, (B) filitos com intercalações de meta-conglomerados e quartzitos; Formação Votuverava: (C) filitos, (D) quartzitos e meta-conglomerados; Formação Betara: (E) margas, (F) quartzitos, (G) filitos; Núcleo Betara: (H) sienogranitos miloníticos de 1.7Ga, (I) granodioritos miloníticos de 2.1Ga; (J) monzogranitos do Mesozóico; (K) Granito do Cerne; (L) Sienito Rabo de Galo.

Prazeres Filho (2000), utilizando parâmetros geoquímicos, interpreta o Granito Cerne como de origem pós-colisional. O autor ainda apresenta idade de 569 ± 31 Ma (pelo método U-Pb em zircões), que apesar do alto erro analítico e da presença de herança em zircões, interpreta como relativa à formação do maciço granítico, em parte controlada pela idade K-Ar em biotita de 545 ± 10 Ma. Siga Jr (1995) cita idade TDM de 2,0 Ga, relacionada à época de separação manto-crosta dos protolitos dessas rochas, caracterizando longo período de residência crustal.

Cury (2003) descreve a predominância de biotita-sienogranitos com megacristais de microclínio, geralmente isótopos ou com foliação de fluxo magmático. Com menor frequência, são descritos termos monzograníticos e quartzio-sieníticos. Nas regiões de borda ocorrem termos deformados (faixas métricas), com estruturas bandadas e miloníticas (mais restritas). Naquele trabalho o autor associa o Granito do Cerne é ao mesmo evento de intrusão dos granitos Passa Três e Rio Abaixo, classificando essas rochas como granitos tipo-A, com algumas ressalvas

devido aos altos teores de Ba, Sr e Zr. Apresenta idade U-Pb zircão (TIMS) de 563 ± 34 Ma, assumida com relativa à época de formação do Granito do Cerne.

ANÁLISES ^{40}Ar - ^{39}Ar O método de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ é uma variante do método K-Ar convencional, diferenciado por não haver necessidade de se obter medidas de K (potássio) da amostra, bem como pela análise de cristais individuais (por *laser*) e não de frações de cristais conjuntos. Sua grande vantagem reside no fato de permitir a obtenção de idades mais precisas, com erros analíticos bastante reduzidos.

O gás nobre Ar encontra-se preso mecanicamente no retículo cristalino dos minerais, podendo ser liberado por simples aquecimento ou pela deformação física do cristal. A temperatura crítica para retenção de Ar define um intervalo muito restrito (de alguns poucos graus), acima da qual pode ocorrer perda completa do gás. Os limites críticos variam de acordo com o mineral.

O método é comumente aplicado em micas, anfibólios e feldspatos (mais frequentemente em K-

feldspatos). No caso das micas, a temperatura crítica de fechamento é da ordem de 250-300° C, enquanto que nos anfibólios, aproxima-se de 500° C.

Para obtenção dos minerais a serem analisados por esse método, a amostra deve ser reduzida à uma fração entre 60 e 100mesh, onde os minerais encontrem-se livres de agregados. Sua concentração é realizada com auxílio de separador magnético tipo Frantz, líquidos densos, à exemplo do bromofórmio ($d = 2,85\text{g/cm}^3$) e, por fim, catação manual em lupa. O processo envolve a irradiação (em reator nuclear) dos minerais selecionados (~30 cristais), com finalidade de produzir artificialmente ^{39}Ar a partir do ^{39}K . Esse procedimento é realizado no IPEN-USP. Após essa etapa, a extração de Ar é realizada por meio de feixe de raio laser incidindo diretamente no cristal. São analisados normalmente 3 cristais por amostra, para obter-se maior confiabilidade dos dados (conforme rotina do laboratório Ar-Ar do CPGeo – IGc – USP).

As razões Ar-Ar medidas durante a análise geram patamares de idades que podem ser constantes ou irregulares (o que pode evidenciar algum tipo de perturbação). Os melhores resultados são relativos a idades em “platô”, definido quando um *step*, ou dois *steps* com sobreposição de valores, representam mais de 50% do gás analisado na amostra. Mais informações sobre o método podem ser encontradas em Vasconcelos *et al.* (2002), Kawashita & Torquato (1999) e Mc Dougall & Harrison (1988).

RESULTADOS OBTIDOS As análises Ar-Ar foram realizadas em duas amostras do Granito do Cerne (biotitas) e em duas amostras das rochas encaixantes próximas ao contato desse corpo (moscovitas). No Granito do Cerne, foram selecionadas biotitas das amostras CER-16 (sienogranito).

Na amostra CER-16, os três grãos analisados definem patamares com idades entre 555 e 560 Ma (prancha 9). Quando plotados conjuntamente em ideograma (prancha 9), indicam idade de 557 ± 2 Ma, bastante próxima aos valores obtidos nos interceptos inferiores dos diagramas concórdia, por meio de análises U-Pb (TIMS) em zircões ($563 \pm 34\text{Ma}$). Tal valor ($557 \pm 2\text{Ma}$) é aqui interpretado como relativo ao resfriamento do Granito do Cerne (isoterma entre 250-300° C).

As análises Ar-Ar realizadas em moscovitas das rochas encaixantes, referem-se à moscovita-quartzozistos da Formação Betara, localizados na zona de contato com o Granito do Cerne (porção sul CER-09 e oeste CER-19).

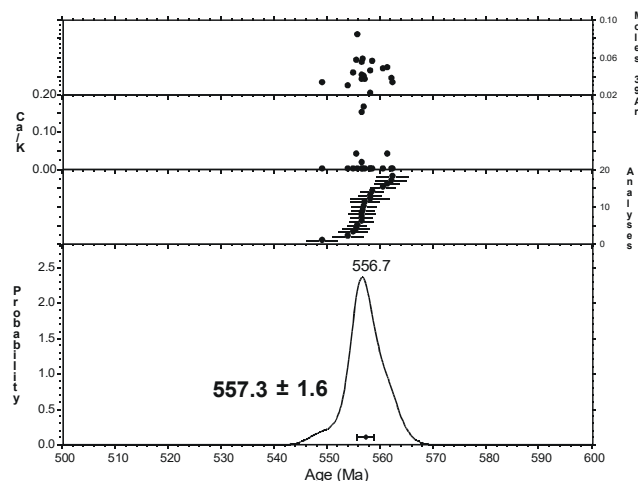


Figura 2. Ideograma com as idades integradas (amostra CER-16 – Granito do Cerne).

Para a amostra CER-09, as moscovitas analisadas definiram platôs que sugerem perdas parciais de argônio (padrão em escada), com idade mínima para formação dessas moscovitas próxima a 1.200Ma. As perdas de argônio podem ter sido ocasionadas por eventos posteriores, relacionadas ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento (adjacentes ao Granito do Cerne) e/ou a própria instalação do maciço granítico, durante o Neoproterozóico.

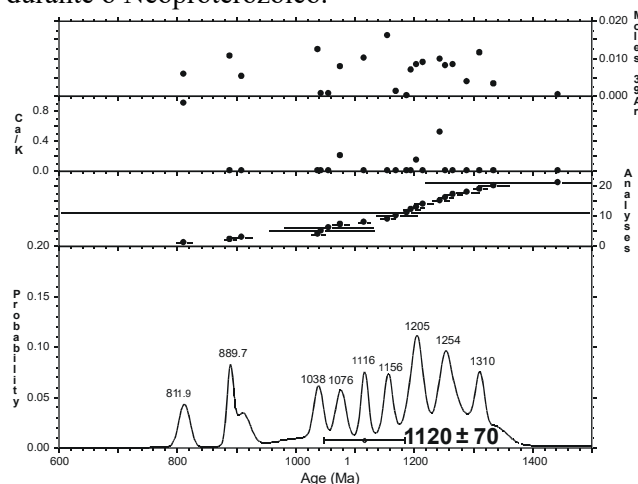


Figura 3. Ideograma com as idades integradas (amostra CER-09 – Formação Betara).

Os dados Ar-Ar em moscovitas dos metassedimentos da Formação Betara, próximos ao contato oeste do Granito do Cerne (amostra CER-19), apresenta idades mais jovens, em torno de $840 \pm 30\text{Ma}$ (idade definida no ideograma). Os estepes definidos nas análises mostram comportamento irregular caracterizado pela grande oscilação, sem definir platôs. Esse tipo de padrão é de difícil interpretação e o valor obtido, $840 \pm 30\text{Ma}$, representa uma idade mínima dessas moscovitas.

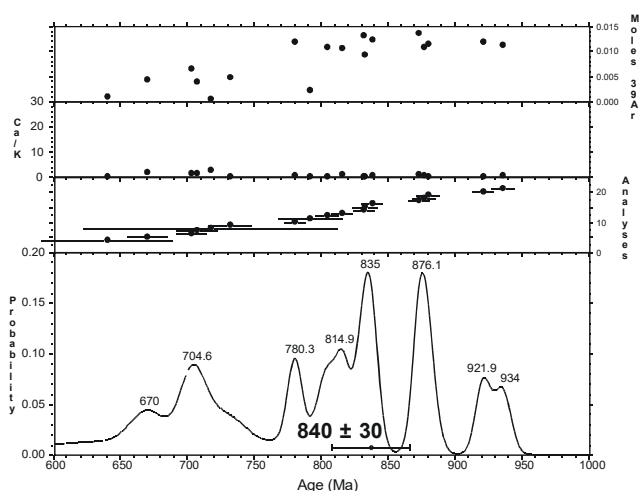


Figura 4. Ideograma com as idades integradas (amostra CER-19 – Formação Betara).

As análises dessas moscovitas objetivaram uma melhor caracterização das épocas relacionadas ao aquecimento provocado nas encaixantes, quando do desenvolvimento dos sistemas de cisalhamento e colocação do Granito do Cerne. Os valores obtidos podem representar idades mínimas relacionadas a um evento metamórfico Pré - Neoproterozóico (1.200Ma) no âmbito da Formação Betara. Não podemos descartar, no entanto, a possibilidade de tratar-se de moscovitas detriticas, com heranças isotópicas (áreas fontes) e perdas parciais de Ar relacionadas a eventos posteriores. Outro fator a ser considerado, embora pouco provável, é o excesso de Ar, provocado pela influência de fluidos hidrotermais, resultando assim idade mais antiga, sem significado geológico.

CONSIDERAÇÕES FINAIS As feições geológico-estruturais observadas nas zonas de contato do Granito do Cerne sugerem que a colocação do stock ocorreu associada aos sistemas de transcorrências e ao

desenvolvimento das grandes estruturas antiformais, em períodos tardi a pós-orogênicos.

Análises Ar-Ar em biotitas do Granito do Cerne indicam uma idade integrada de 557 ± 2 Ma. Tal valor mostra-se relativamente próximo a idade de cristalização dos zircões (563 ± 34 Ma), sugerindo período de tempo relativamente curto entre a formação desse corpo e seu posicionamento à isothermas com temperaturas inferiores a $250-300^\circ\text{C}$. Tal período (Neoproterozóico/Cambriano) representa um importante marco na região, associado aos ajustes finais relacionados à aglutinação do Supercontinente Gondwana.

Nesse contexto, a intrusão do Granito do Cerne mostra-se intimamente relacionadas à tectônica de alto ângulo, responsável pelas falhas transcorrentes e dobramentos de escala regional. Representa, portanto um magmatismo pós-orogênico em relação ao arco magmático Três Córregos – Cunhaporanga e tardi-orogênico em relação ao regime de transpressão no âmbito do Pré-Cambriano paranaense.

As análises Ar-Ar em muscovitas de xistos da Formação Betara, adjacentes ao Granito do Cerne, revelaram valores da ordem de 1.120 ± 70 Ma (contato sul) e 840 ± 30 Ma (contato oeste). Tais valores, embora imprecisos, revestem-se de fundamental importância, revelando que as rochas, próximas ao contato com o Granito do Cerne, não atingiram temperaturas superiores a 300°C durante a colocação do granito. Esses valores são também mais antigos que o pico metamórfico regional do Neoproterozóico (~ 600 Ma), evento marcante e reconhecido em todo Pré-Cambriano paranaense, o que permite concluir que o registro de idades mais antigas nessas muscovitas não foi totalmente apagado pelo metamorfismo regional, nem pela intrusão do Granito do Cerne.

Referências

- ALGARTE J.P. & KAEFER L.Q. 1972. *Relatório Geológico Preliminar da Folha de Itararé* – SP. Convênio DNPM / CPRM, v. 1, 180p.
- BASEI M.A.S., SIGA Jr. O., KAULFUSS G.A., CORDEIRO H., NUTMAN A., SATO K., CURY L.F., PRAZERES FILHO H.J., PASSARELLI C.R., HARARA O.M.M., REIS NETO J.M. 2003. Magmatismo básico Mesoproterozóico no Vale do Ribeira – Implicações na idade de deposição das seqüências metavulcanossedimentares Perai e Votuverava, Estado do Paraná, Brasil. In: IV SSAGI, *short papers*, v.1, p. 501-504.
- CODEPAR - COMISSÃO DA CARTA GEOLÓGICA DO PARANÁ. 1967. Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, volumes. 23-25:1-347.
- CAMPANHA G.A.C. 1991. *Tectônica Proterozóica no alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. Tese de Doutorado. São Paulo, IG-USP, 296p.
- CAMPANHA G. A. C., SADOWSKI G. R. 1999. Tectonics of southern portion of the Ribeira Belt (Apiá Domain). *Precambrian Research*, 98:31-51.
- 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 Estateriano na Faixa Apiá. *Revista do IGc-USP, Série Científica*, 2:95-108.



- CURY, L.F. 2003. Geocronologia e Litogeoquímica dos Stocks Graníticos da Porção Sudeste da Faixa Apiaí, Estado do Paraná. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Dissertação de Mestrado, 125p.
- DAITX, E.C. 1996. Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo Peral (Pb-Zn-Ag), com base nas jazidas Canoas e Peral (Vale do Ribeira - PR). Inst. de Geociências, UNESP. Rio Claro - SP. Tese de Doutorado.
- EBERT, H.D.; HASUI, Y.; QUADE, H. 1988. Aspectos da evolução estrutural do cinturão móvel costeiro da mina do perau, vale do ribeira-pr. In: 35º. Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *anais*, p. 2318-2331
- FASSBINDER, E. 1996. A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 207p.
- FIORI, A.P. 1985. Aplicação do modelo de cisalhamento simples na análise da deformação de alguns granitos paranaenses. Boletim Paranaense de geociências, 36, p. 31-40.
- FIORI, A.P. 1990. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 261p.
- FIORI, A. P.; GASPAR, L.A. 1993. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), Paraná, sul do Brasil. Boletim IG-USP, Série Científica, v. 24, p. 1-19.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. 1967. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, v. 23-25, p. 183-221.
- GIMENEZ FILHO, A. 1993. Evolução do Complexo Granítico Três Córregos a noroeste de Apiaí - SP. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 118p.
- GUIMARÃES, G.B. 2000. As rochas granitoides do Complexo Granítico Cunhaporanga, Paraná: Aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos. Tese de Doutorado, IGc - USP, 230p.
- HACKSPACHER, P.C.; DANTAS, E.L.; VAN SCHUMUS, W.R.; FETTER, A. 1997. Terrenos exóticos na Faixa Ribeira, sim ou não? In: 5 Simpósio Regional de Geologia, São Paulo, Atas, v. 1, p. 69-71.
- HASUI, Y. 1986. Novo modelo geológico do Vale do Ribeira. São Paulo, IPT, Relatório 23, 742p.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. Revista Brasileira de Geociências, vol. 5, p. 257-266.
- JICA/MMAJ. 1982. Report on the Geological Survey of Anta Gorda: Phase II. Convênio DNPM/Metal Mining Agency of Japan.
- KAULFUSS, G. A., 2001. Geocronologia dos Núcleos de Embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba -PR. Dissertação de Mestrado -IGc-USP (inédito), 115 p.
- KAWASHITA, K.; TORQUATO, J.R. 1999. O método ^{40}Ar - ^{39}Ar . In: Geocronologia Nuclear - capítulo IV. CPGeo - IGc - USP, separata 392, p. 129-156.
- MCDUGALL, I.; HARRISON, T.M. 1988. Geochronology and thermochronology by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method: Oxford University Press, New York, 212p.
- MURATORI, A. 1966. Nota explicativa da folha geológica de Campo Largo. Boletim Paranaense de Geociências, v. 21, p. 1-28.
- PAIVA, I.P.; ALGARTE, J.P.; COLANERI, S.; Lopes Jr.; I.; Rodrigues, J.C.; Sá, L.C.M. 1977. Projeto Leste do Paraná; Folha Apiaí (SG22-X-B-IV), São Paulo, DNPM/BADEP/IGUFP/CPRM, (relatório final).
- PRAZERES FILHO, H.J. 2000. Litogeoquímica, Geocronologia (U-Pb) e Geologia Isotópica dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos - PR. Dissert. de Mestrado-IGc-USP, 180p.
- PRAZERES FILHO, H.J.; HARARA, O.M.M.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; SIGA JR, O. 2003. Litogeoquímica, Geocronologia U-Pb e Geologia Isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos, na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. Geologia. Geologia USP, Série Científica, SP, v.3, p. 51-70.
- REIS NETO, J. M. 1994. Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no neoproterozóico. Tese Doutor., IGc-USP, 253p.
- SANTOS, M.S.; FELIPE, R.S. 1980. Reconhecimento geológico da Faixa Três Córregos. Relatório Interno da MINEROPAR, Curitiba-PR.
- SIGA Jr. O. 1995. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina. Geocronologia e evolução crustal. Tese de Doutorado. São Paulo - IG-USP, 212p.
- SIGA Jr, O.; BASEI, M.A.S.; SATO, K.; PRAZERES FILHO, H. J.; CURY, L.F.; WEBER, W.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.; REIS NETO, J.M. 2003 U-Pb (zircon) ages of metavolcanic rocks from the Itaiacoca Group: Tectonic Implications. Rev. Geologia, IGc-USP, Série Científica, v.3, p.39-49.
- SILVA, P.C.S.; VASCONCELLOS, C.V.S.; YAMATO, A.A.; PEDREIRA, A.J. 1998. O Grupo Açungui na Folha Curitiba (SG22-X-D-I). In: 40 Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, p. 40.
- SOARES, P.C. 1987. Sequências tectono-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do Escudo Paranaense. In: 3 Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, Curitiba, Atas, v. 1, p. 245-258.
- SOARES, P.C.; ROSTIROLLA, S.P. 1997. Tectônica de escape tardicolisional nos Cinturões Ribeira e Dom Feliciano. In: SBG, 6º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Pirinópolis, Anais, p. 65-68.
- VASCONCELOS, P.M.; ONOE, A.T.; KAWASHITA, K.; TEIXEIRA, W. 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at Instituto de Geociências, USP: instrumental, analytical procedures and calibration. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 74, n. 2, p. 297-342.
- WEBER, W.; SIGA JUNIOR, O.; SATO, K.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M. 2003. U-Pb (zircon) ages of metabasic rocks of the Água Clara Formation in the Araçáiba region - SP - Brazil: preliminary data. In: IV



XLIII Congresso Brasileiro de Geologia

Aracaju, 3 a 8 de setembro de 2006

SSAGI, Salvador – BA, p. 706-709.

WERNICK, E. 1997. Idade da tectônica de colocação do magmatismo granitóide Brasileiro do Estado de São Paulo e áreas adjacentes do Estado de Minas Gerais, SE-Brasil. In: 5 Simpósio Regional de Geologia, São

Paulo, Atas, v. 1, p. 104-106.

WERNICK, E. 1998. Estágios de magmatismo granitóide no Cinturão Ribeira (Ciclo Brasileiro). In: 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, p. 22.