

Migração de Orógenos e Superposição de Orogêneses: Um Esboço da Colagem Brasileira no Sul do Cráton do São Francisco, SE - Brasil

Mario da Costa Campos Neto¹ (camposnt@usp.br), Miguel Angelo Stipp Basei¹, Silvio Roberto Farias Vlach¹,
Renaud Caby², Gergely Andrés Julio Szabó¹, Paulo Vasconcelos³

¹Departamento de Mineralogia e Geotectônica - Instituto de Geociências - USP
R. do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, BRA

²Université de Montpellier II, Montpellier, FRA

³Queensland University, Brisbane, AUS

Palavras-chave: geocronologia, petrologia metamórfica, migração de orógenos.

RESUMO

O Orógeno Tocantins Meridional representa a pilha colisional de *nappes* entre três ambientes tectônicos principais (de WSW para ENE): domínio de arco magmático desenvolvido na margem continental ativa da Placa Paranapanema (Nappe Socorro-Guaxupé), domínio continental subductado (Terreno Andrelândia) e domínios com afinidades de margem passiva e/ou relacionados à Placa Sanfranciscana (Sistema de Nappes Carrancas e Nappe Lima Duarte). O magmatismo relacionado ao período de subducção remonta a 670 Ma, com auge metamórfico (geoterma relaxada na margem ativa e perturbada no terreno subductado) há 625 Ma. A atividade de arco na margem ativa foi contemporânea à sedimentação tipo-*flysch* no Terreno Andrelândia. Os processos metamórficos e deformacionais da etapa orogênica controlada por colisão frontal migraram para ENE de *ca.* 620 a 580 Ma. A duração dos processos foi “instantânea” na *nappe* interna ocidental (*ca.* 7 Ma, com plutonismo pós-orogênico há 612 Ma) e perdurou por *ca.* de 20 Ma na *nappe* oriental de alta pressão. O terreno subductado registrou rápida velocidade de exumação (*ca.* 2,2 mm/ano). Atividades magmáticas superimpostas, controladas por regimes extensionais (Cinturão Itu) acompanharam a exumação do orógeno e precederam a instalação de bacias sucessoras continental-marinhas há 570 Ma. O Orógeno Araçuaí, relacionado à convergência entre a margem passiva oriental Sanfranciscana e o Terreno Juiz de Fora (microplaca em ambiente de margem ativa) registrou o auge metamórfico colisional no domínio interno há 563 Ma. A migração das *nappes* Araçuaí contra o domínio cratônico, com o pico térmico metamórfico há 530 Ma, reflete a superposição de eventos colisionais múltiplos no Sistema Orogrênico Mantiqueira. O embasamento da borda cratônica foi regenerado no Cambriano e engajado ductilmente no orógeno. Cavalga o domínio de *foreland*, no Quadrilátero Ferrífero, caracterizado por sistema *thin-skinned* de cavalgamento segmentado por domos do embasamento e calhas sinformais das supra-crustais. A colisão oblíqua entre o Sistema Orogrênico Mantiqueira e o protocontinente consolidado pelo Orógeno Tocantins Meridional foi responsável pelo metamorfismo facies xisto-verde baixo das bacias sucessoras e migrou para norte, de 555 a 500 Ma. A colagem orogênica brasileira, no sul do Cráton do São Francisco, representou a interação entre etapas orogênicas curtas em um longo processo de convergência, consumo de placas e migração de orógenos até o limite Cambro-Ordoviciano. O último evento metamórfico pré-colagem no embasamento cratônico ocorreu entre 2,03 - 2,06 Ga provavelmente sob regime extensional.

Keywords: geochronology, metamorphic petrology, orogen migration.

ABSTRACT

The Meridional Tocantins Orogen represents a collision *nappe* pile involving three different tectonic environments. A magmatic arc domain developed in the Paranapanema continental active margin (Socorro-Guaxupé Nappe); a subducted continental domain (Andrelândia Terrane); and a passive margin domain and/or related to the Sanfranciscana plate (Carrancas and Lima Duarte Nappe systems). The magmatic activity related to the subduction started at 670 Ma and its metamorphism took place around 625Ma (active margin geothermal pattern modified in the subducted domain). The magmatic arc was active during flysch-type sedimentation in the Andrelândia terrane. Deformation and metamorphism related to the collisional

process migrated from E to NE between 620 and 580 Ma. In the western internal *nappe* the tectonic process was very short-lived, less than 7 Ma, with some 612 Ma post-tectonic plutonism. On the other hand, in the eastern *nappe* the same process lasted ca. 20 Ma. Exhumation in the subducted terrane was very fast (ca. 2,2 mm/year). Superposed magmatic activities controlled by extensional regimes (Itu Granite Belt) followed orogen exhumation and preceded installation of continental-marine successor basins at 570 Ma. The Araçuaí Orogen produced by convergence between the eastern passive margin of the Sanfranciscana plate and the Juiz de Fora Terrane (a microplate in an active margin environment) exhibits a metamorphic peak in the internal domain at around 560 Ma. The migration of the Araçuaí *nappes* towards the cratonic domain (thermal metamorphic event ca. 530 Ma) reflects the superposition of the Mantiqueira Orogenic System. In the Cambrian the basement of the cratonic border was regenerated and included in the Araçuaí orogen which involved the foreland in a thin-skinned thrust system well documented in the Quadrilátero Ferrífero. Oblique collision between the Mantiqueira Orogenic system and the proto-continent formed during the Meridional Tocantins orogeny was responsible for greenschist metamorphism at about 550 Ma in the successor basins. After this, the collisional process migrated northwards until 500 Ma. In the southern part of the São Francisco Craton the Brasiliano orogenic collage represents the interaction of several short orogenic steps in a long, convergent tectonic process involving plate consumption with eastward polarity and westward orogenic migration that lasted until the Cambro-Ordovician limit. The latest documented pre-collage metamorphism observed in the cratonic basement occurred between 2.03 and 2.06 Ga, probably under extensional conditions.

INTRODUÇÃO

O conceito de ciclo tectônico envolve quebra de massas continentais, abertura de oceanos, estabelecimento de margens passivas, deriva e processos de convergência que tendem a culminar na aglutinação de nova massa continental (Clowes *et al.*, 1999). Um ciclo tectônico pode envolver grande intervalo de tempo e a contemporaneidade entre episódios tafrogênicos (extensão, acreção de litosfera e construção de cadeias de montanhas submarinas), e episódios mais curtos de convergência de placas e soerguimento continental de cadeia de montanhas (orogênese). Sengör (1990) classifica os orógenos em duas categorias básicas: controlados por subducção e controlados por colisão. Os primeiros envolvem arcos insulares, margens continentais ativas e arcos magmáticos tipo-andino. Admitem longos períodos de atividade convergente (185 Ma no Orógeno Andino, Ramos & Aleman, 2000 e 80 Ma de migração dos arcos magmáticos himalaianos, Sengör, 1990). Por outro lado, os orógenos controlados por colisão desenvolvem-se em períodos bem mais curtos. Em última análise, um orógeno resulta da convergência entre duas placas litosféricas. Uma assembléia desordenada (diferentes cinemáticas) e diacrônica de placas convergentes, que resulta em uma coleção de diversos elementos crustais complexamente reunidos, configura uma colagem orogênica (Helwig, 1974). Utiliza-se Colagem Orográfica Brasileira para designar as múltiplas orogêneses que resultaram na construção do *Gondwana* ocidental. Define-se sistema orogênico, como uma assembléia de orógenos, entre diferentes placas e terrenos, que culminaram na aglutinação de protocontinentes antecessores ao supercontinente.

A noção dinâmica de migração de orógeno e de estabilização precoce de domínios internos em relação à frente orogênica, está fartamente documentada pelos sucessivos

depósitos sin-orogênicos (*flysch*) e tardi/pós-orogênicos (molassa). A migração colisional do orógeno alpino (Alpes Suíços-Italianos) durou ca. 30 Ma, com o resfriamento das *nappes* internas precedendo as molassas externas (Schmid *et al.*, 1996).

Em orógenos colisionais, os registros metamórficos de alta pressão, associados a trajetórias de decompressão isotérmica, são típicos de *slabs* oceânicos (tipo-alpino/franciscano, baixa T: Klauw *et al.*, 1997; Gebauer *et al.*, 1997), ou de soterramento continental em zonas de subducção (tipo-himalaiano: Guillot *et al.*, 1997, 2000). A subducção continental encontra-se bem documentada no Triássico, envolvendo séries sedimentares neoproterozóicas (*Dabie Mountains*, China central: Wang e Liou, 1991; Shuwen *et al.*, 2002), em orógenos Caledonianos do Neoproterozóico canadense (White *et al.*, 2001), Pan-Africanos (Caby, 1994; Ring *et al.*, 2002), ou do Grenviliano escandinavo (*Sveconorwegian Orogen*: Möller, 1998). A taxa de exumação vertical destas rochas é alta (*instantaneous thrust*: Karabinos e Ketcham, 1988), ca. 5mm/ano a 24mm/ano, para o eclogito Tso-Morari (Himalaia: Sigoyer *et al.*, 2000) e para o Maciço Dora Maira, Alpes ocidentais (Gebauer *et al.*, 1997), respectivamente.

O gradiente metamórfico inverso, registrado tanto nos estágios de subducção quanto de colisão, requer rápida extrusão acompanhada por erosão e denudação tectônica (zonas de cisalhamento normais profundas) contemporâneas ao cavalgamento, como na colisão Índia-Ásia, do sistema orogênico Himalaiano (Hodges *et al.*, 1993, 1996; Parrish e Hodges, 1996; Vannay e Hodges, 1996; Chemenda *et al.*, 1996).

A Colagem Brasileira no sudeste brasileiro pode ser sintetizada em dois sistemas orogênicos maiores (Figura 1), Tocantins e Mantiqueira (Brito Neves *et al.*, 1999; Campos Neto, 2000). Do primeiro, o Orógeno Tocantins Meridional

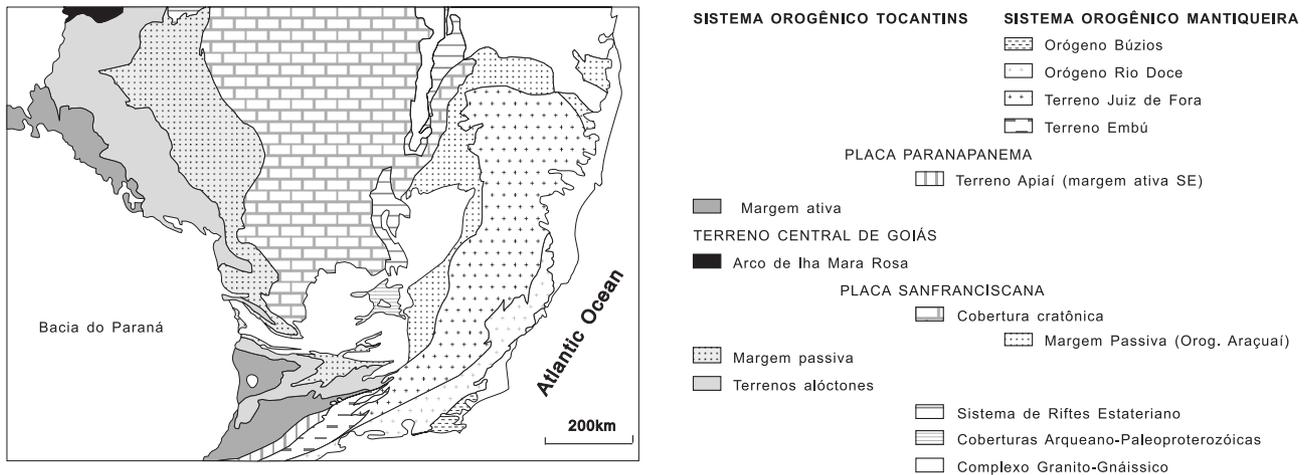


Figura 1. Mapa Tectônico do Sudeste-Centro Oeste brasileiro (simplificado de Campos Neto, 2000).

registra episódios de subducção e colisão neoproterozóicos, no fechamento do paleo-oceano Goianides, oriundo da quebra toniana de Rodinia. Representa a convergência da Placa Sanfranciscana sob a Placa Paranapanema (Marangoni, 1994). O Sistema Orogênico Mantiqueira reúne diacronicamente, micropalacas e terrenos, relacionados ao fechamento do paleo-oceano remanescente Adamastor, amalgamados contra a borda oriental do protocontinente aglutinado no Orógeno Tocantins Meridional. Essa colagem consolidou uma espessa litosfera com manto superior acoplado, até *ca.* 660km de profundidade (Vandecar *et al.*, 1995).

Este trabalho alicerça-se em uma resenha de dados geocronológicos consistentes e apresenta dados novos, para interpretar a dinâmica metamórfica e estrutural da aglutinação do *Gondwana*, tendo como referência a borda sul cratônica Sanfranciscana.

Utilizam-se as seguintes abreviações: minerais (Kretz, 1983); Nd_{TDM} (idade modelo Sm-Nd com base no manto empobrecido); (U-Th)-Pb (datação micro-química de Mnz por microsonda eletrônica); M_1 (episódio metamórfico).

SISTEMA OROGÊNICO TOCANTINS MERIDIONAL

Nappe Socorro-Guaxupé

A Nappe Socorro-Guaxupé (orógeno interno) é uma espessa lasca (*ca.* 15 km) neoproterozóica, organizada em uma pilha alóctone de três distintas unidades de crosta continental profunda: a Unidade Granulítica Basal, a Unidade Diatexítica Intermediária e a Unidade Migmatítica Superior (Campos Neto e Caby, 2000). A estrutura alóctone encontra-se segmentada em dois lobos, Guaxupé a norte e Socorro a

sul, separados por rampas laterais de alto ângulo (Figura 2).

A unidade basal consiste de Grt-Bt-Opx-(± Cpx-Amp) granulito-gnaisses bandados, enderbítico a charno-enderbíticos, com intercalações locais de gnaisses gabro-noríticos. Os granulitos possuem uma assinatura química cálcio-alcalina e composição intermediária, enquanto que os granulitos máficos exibem uma assinatura toleítica (Campos Neto *et al.*, 1996; Choudhuri *et al.*, 1998; Janasi, 1999). Possuem leucossomas anidros, hololeucocráticos, a Grt e Opx. Ortognaisses migmatíticos, de composições tonalito-granodioríticas (Fernandes *et al.*, 1987), ocorrem em faixas descontínuas no topo da unidade granulítica. Na unidade intermediária predominam Bt e Bt-Grt diatexitos graníticos rosados (Haddad *et al.*, 1997; Janasi, 1997a). Derivam da fusão por quebra de Bt, de fontes metaluminosas a peraluminosas. Encraves metassedimentares ocorrem como faixas de gnaisses kinzigíticos (Spl-Sil-Cdr-Grt). Os migmatitos estromáticos, da unidade superior, possuem mesossomas com assinaturas químicas e isotópicas de metagrauvas e de metapelitos, os primeiros oriundos da denudação de arco magmático neoproterozóico (Janasi, 1999).

Supersuítas magmáticas ocorrem nos diferentes níveis da estratigrafia crustal da *nappe*. As mais profundas são derivadas da fusão de granulitos (séries mangeríticas estratóides, Campos Neto *et al.*, 1988; Janasi, 1997a e b); nos níveis intermediários dominam granitóides híbridos derivados da crosta inferior e rochas básicas com assinaturas de zonas de subducção (Janasi *et al.*, 1997c). Os batólitos formam uma série cálcio-alcalina expandida, com composição de Hbl-Bt quartzo monzodiorito-granodiorito-granito porfiríticos. Grt-Bt granitos peraluminosos, gerados na fusão por quebra de muscovita (Janasi, 1997a), são frequentes em corpos descontínuos, intrusivos e/ou *in situ*, no seg-

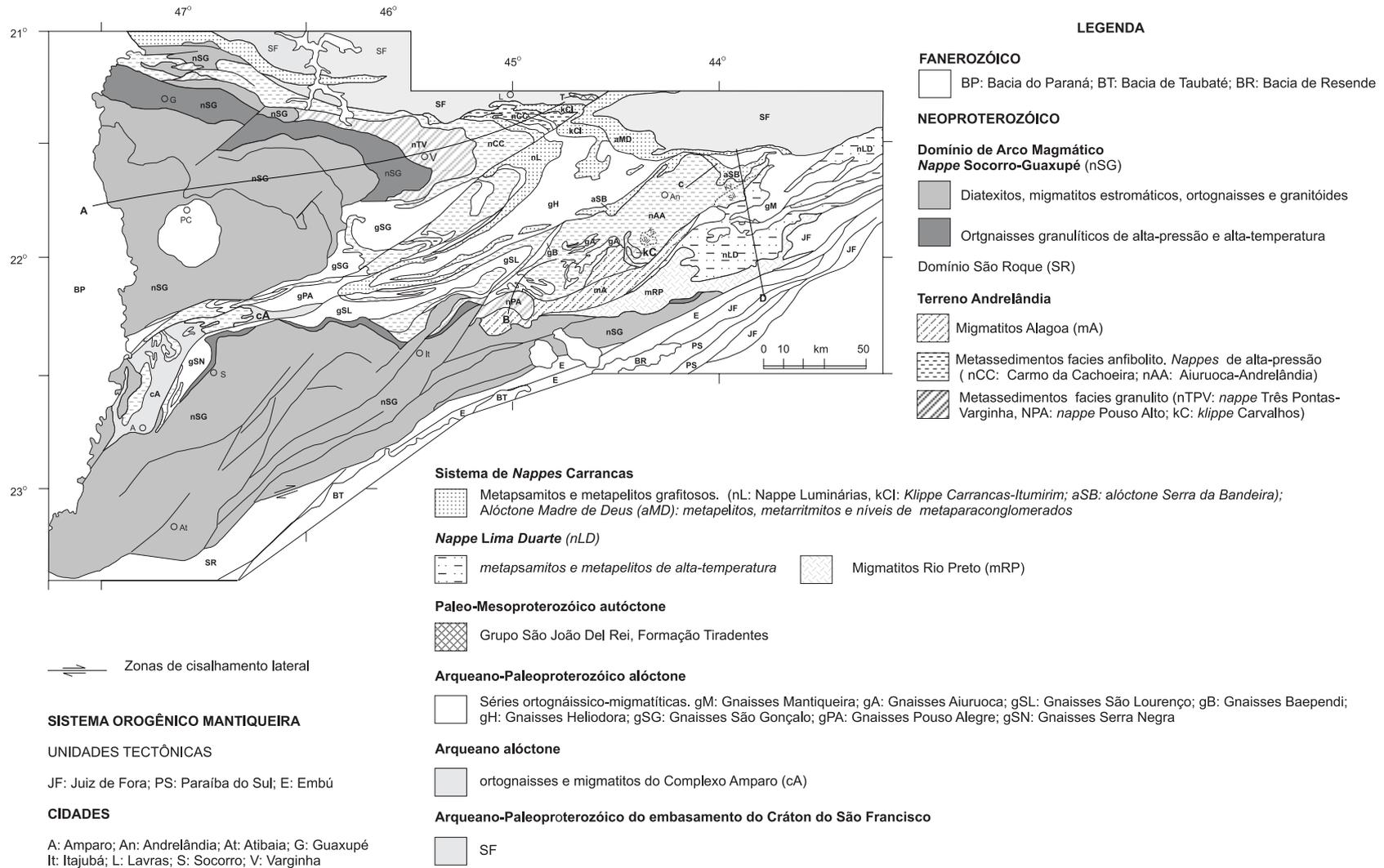


Figura 2. Mapa Geológico simplificado do Orogênio Tocantins Meridional.

mento superior da *nappe*.

Essas unidades exibem uma foliação metamórfica de baixo ângulo, com lineação mineral, desenvolvida sob condições de deformação não-coaxial com modificação de volume, sob altas temperaturas. Indicadores cinemáticos de topo para ENE, em cavalgamento, prevalecem. Zonas de cisalhamento sin-metamórficas, normal-obliquas, também ocorrem. As rochas plutônicas foram deformadas no estado sólido.

Os dados geocronológicos (Tabela 1) evidenciam que o metamorfismo de ultra-alta temperatura, principal evento formador de rochas no interior da *nappe*, ocorreu a 625 ± 5 Ma. As unidades superiores registram uma trajetória metamórfica de aquecimento quase-isobárico e atingem condições máximas de $900 \pm 50^\circ\text{C} - 6,5 \pm 2$ kbar (Figura 3). As altas temperaturas em baixas profundidades sugerem um forte gradiente termal, em um modelo geotérmico relaxado, análogo aos ambientes de margem ativa com manto astenosférico raso. Condições de alta pressão, *ca.* $850^\circ\text{C} - 14$ kbar (Del Lama *et al.*, 2000; Campos Neto e Caby, 2000; Freitas, 2000; Garcia e Campos Neto, 2003) estão, regionalmente, registradas na Unidade Granulítica Basal. Este cenário metamórfico é compatível com um ambiente tectônico relacionado a uma profunda raiz de arco magmático.

O comportamento isotópico (Nd_{TDM}) é consistente para todas as unidades geológicas e registra, no domínio oriental, valores entre 1,4 e 1,7 Ga, em contraposição ao domínio ocidental $> 2,0$ Ga (Janasi, 1999 e 2001). Esses valores representam mistura de material neoproterozóico juvenil (?) e crosta continental mais antiga e sugerem que o domínio equivalente à frente da Nappe Socorro-Guaxupé represente o segmento adelgado da Placa Paranapanema (menor contami-

nação de crosta antiga).

Idades zircão SHRIMP (Basei *et al.*, inédito; Basei e Nutman, com. verbal) ou convencional (Fetter, com. verbal; Ebert *et al.*, 1996; Braga, 2002) obtidas em charnockitos, mangeritos e Grt granulitos dos níveis inferiores da *nappe*. Registram valores de até 670 Ma para a atividade de arco (orogênese controlada por subducção), com metamorfismo e plutonismo perdurando até 625 Ma (período mínimo de *ca.* 45 Ma).

O equilíbrio metamórfico, associado ao relaxamento térmico colisional, ocorreu entre 615 ± 16 e 612 ± 3 Ma (Tabela 1), em granulitos ($740 \pm 10^\circ\text{C} - 9 \pm 1,2$ kbar) e gnaisses migmatíticos ($750^\circ\text{C} - 5,5$ kbar). As idades para os granitos meta e peraluminosos, sin- a tardi-colisionais estão entre 619 ± 4 e 604 ± 10 Ma. Como a deformação das rochas plutônicas do estágio de arco ocorreu em estado sólido, admite-se há 615 Ma o principal período de transporte da *nappe*, responsável pelo encurtamento orogênico e espessamento crustal em regime de colisão continental. A faixa basal de granulitos de alta pressão deve representar o registro da zona de sutura na borda da Placa Paranapanema. Valores K-Ar_{Amp} de 610 Ma (Tabela 1 e Cordani e Teixeira, 1979) sugerem uma taxa de resfriamento de $50^\circ\text{C}/\text{Ma}$ decorrente de rápida extrusão (*ca.* 1,2 mm/ano).

Sienitos pós-cinemáticos ocorrem em plútons circunscritos, intrusivos em níveis de crosta rasa, na Unidade Diatexítica Intermediária. Resultam da cristalização de magmas ricos em K, originados na base do manto litosférico, pela percolação de material fundido, seja oriundo do manto astenosférico, ou deixado pela subducção (Janasi *et al.*, 1993). A idade destas rochas (Tabela 1) é de 612 Ma e registra o período pós-colisional.

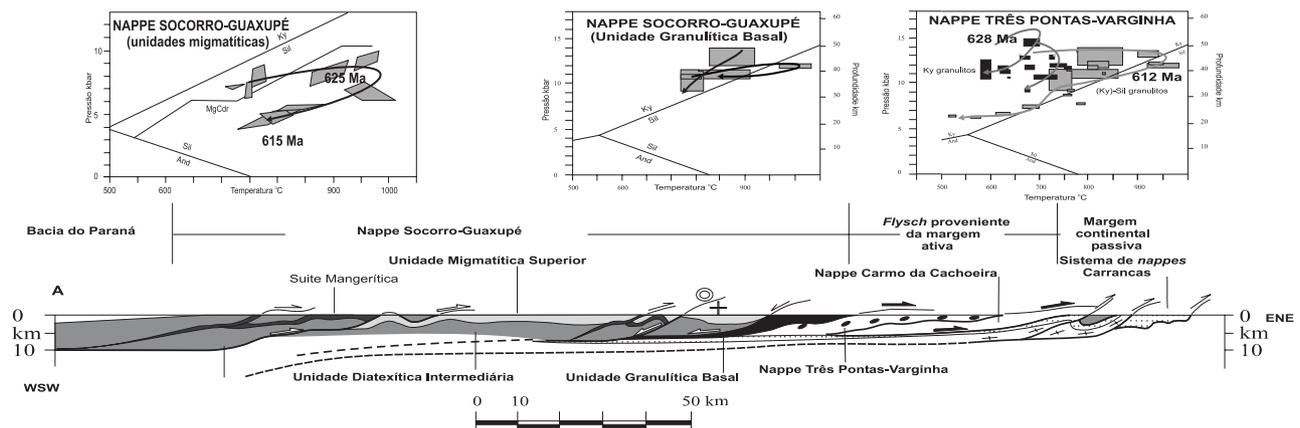


Figura 3. Perfil geológico e trajetórias metamórficas para a Nappe Socorro-Guaxupé e Nappe Três Pontas-Varginha (localização na Figura 2).

Tabela 1. Dados geocronológicos para a Nappe Socorro-Guaxupé. Dados compilados de: Cordani e Teixeira (1979), Tassinari (1985), Vlach e Cordani (1986), Tassinari (1988). **1.** Campos Neto (2002). **2.** Janasi (1986). **3.** Töpfner (1996). **4.** Negri (2002). **5.** Ebert et al. (1995). **6.** Vlach e Gualda (2000). **7.** Janasi (1999). **8.** Santoro (1988). **9.** Basei et al. (inédito). **10.** Fetter et al. (2001). **11.** Braga (2002). **12.** Basei et al. (1995). **13.** Fetter (com. verbal).

Método	Rocha	Idade Ma	Observações	Ref.
K-Ar (Bt)		valor modal 565		1
K-Ar (Amp)		valor modal 610		1
Rb-Sr	Diorito	581 ± 13	Cinturão Itu	2
U-Pb (Zr)	Granito	582 ± 6	Cinturão Itu: granito rapakiwi	3
Pb-Pb _{evp} (Zr)	Charnockito	590	Zona de cisalhamento	4
U-Pb (Zr)	Granito	595 ± 12	Zona de cisalhamento	5
U-Pb (Zr)	Sienito	612 ± 2,5	Pós-colisional	3
(U-Th)-Pb (Mnz)	Granito	604 ± 10	Granito rosado peraluminoso (M2)	6
Pb-Pb _{evp} (Zr)	Granito	612 ± 8		4
U-Pb (Mnz)	Migmatito	612 ± 3	Metamorfismo colisional (M2)	7
(U-Th)-Pb (Mnz)	Granito	614 ± 14	Grt-Bt granito (M2)	6
(U-Th)-Pb (Mnz)	Paragneisse	615 ± 16	Metamorfismo colisional (M2)	6
(U-Th)-Pb (Mnz)	Granito	616 ± 14	Granito porfírico sin a tardimetamórfico	6
U-Pb (Zr)	Granito	616 ± 8		8
Pb-Pb _{evp} (Zr)	Jotunito	619 ± 4		4
Sm-Nd (Grt-RT)	Granulito	624 ± 17	Grt granulito. Metamorfismo (M1)	9
U-Pb (Zr)	Ortogneisse	625 ± 81	Metamorfismo (M1)	10
(U-Th)-Pb (Mnz)	Paragneisse	626 ± 18	Metamorfismo (M1)	6
(U-Th)-Pb (Mnz)	Paragneisse	630 ± 16	Cdr-Sil-Grt-Bt gnaisse. Metamorfismo (M1)	6
U-Pb (Zr)	Gn.Enderbítico	645 ± 7,4		11
U-Pb (Zr)	Ortogneisse	650 ± 2		11
U-Pb (Zr)	Mangerito	623 ± 31		7
U-Pb (Mnz)	Granito	624 ± 2	Grt-Bt granito	7
U-Pb (Zr-Mnz)	Granito	625 ± 3	Bt granito rosado	7
U-Pb (Zr)	Mangerito	625 ± 7		12
U-Pb (Zr-Mnz)	Granito	627 ± 4	Ms-Bt leucogranito	7
U-Pb (Zr)	Mangerito	628 ± 14		9
U-Pb (Zr)	Granitóide	628 ± 69	Hbl-Bt granito porfírico	8
U-Pb (Zr)	Granitóide	629 ± 3	Hbl-Bt granito porfírico	3
U-Pb (SHRIMP)	Mangerito	640		9
U-Pb (SHRIMP)	Mangerito	670		9
U-Pb (Zr)	Granulito	670	Grt granulito	13
U-Pb (Zr)	Migmatito	2772 ± 26		10

Terreno Andrelândia

O Terreno Andrelândia representa um sistema de *nappes* de alta pressão, estiradas e transportadas para ENE e NE, sotopostas à Nappe Socorro-Guaxupé. Consiste da pilha metassedimentar do Grupo Andrelândia redefinido por Trouw *et al.*, 1983.

As *nappes* superiores (ca. 5 km de espessura), de alta pressão-alta temperatura, ocorrem a WSW (Três Pontas-Varginha, Pouso Alto e *Klippe* Carvalhos). Consistem de Rt-(Sil)-Ky-Grt granulitos, com bandamento composicional herdado de estratificação sedimentar e delineado por dis-

tintas proporções entre Ky e Grt e entre Pl e Kfs. Intercalações de (Ky-Grt-Bt) quartzitos, gnaisses calciossilicáticos e granulitos básicos, são frequentes. Leucossomas de Ky gnaisse granítico branco e filões de (Ky-Grt) leucogranito estão presentes.

As *nappes* inferiores de alta pressão (Carmo da Cachoeira e Aiuruoca-Andrelândia), estão representadas, na base, por quartzitos com intercalações de micaxistos e subordinadamente de gnaisses calciossilicáticos (ca. 1500 m de espessura aparente). Regionalmente, Rt-Grt-Bt-Pl-Qtz xisto/gnaisse, homogêneo e espesso de até 750m (Xisto Santo Antônio, Trouw *et al.*, 1983), ocorre no interior de

Rt-Als-Grt-Bt-Ms xistos de *ca.* 2000 m de espessura aparente. Quartzitos impuros e/ou uma seqüência rítmica xisto-quartzítica ocorrem no topo. Metabásicas e gnaisses calciossilicáticos, em corpos lenticulares pouco espessos e boudinados, são freqüentes nos metapelitos.

Tanto a unidade do Xisto Santo Antônio das *nappes* inferiores, quanto os níveis de Ky-Grt gnaisses granulíticos ricos em Pl que se intercalam nas *nappes* superiores, possuem assinatura química de grau vacas, com área fonte em ambiente de margem ativa. O registro isotópico é caracterizado por valores Nd_{TDM} entre 1,2 e 1,7 Ga (Campos Neto *et al.*, 1990; Janasi, 1999; Garcia *et al.* inédito-b). Cristais de zircão prismático, bipiramidados e com estrutura zonada, do Xisto Santo Antônio, forneceram valores U-Pb_{Zr} SHRIMP (Cordani, com. verbal) entre 962 ± 12 Ma e 632 ± 25 Ma, com maior concentração há 673 ± 25 Ma, compatível, na margem de erro, com o dado U-Pb_{Zr} (Figura 4). O Xisto Santo Antônio, que admite como área-fonte para o aporte sedimentar, remanescente magmático do Toniano (quebra continental?) e, preferencialmente, altos vulcano-plutônicos orogênicos do Criogeniano/Neoproterozóico III (supostos na supra-estrutura da Nappe Socorro-Guaxupé), representam, assim, depósitos orogênicos do tipo-*flysch*. A idade mínima para a deposição pode ser admitida há 635 Ma. Os metapelitos destas *nappes* representam depósitos aluminosos, com Nd_{TDM} de 1,8 - 2,1 Ga (Janasi *et al.*, 2000) e zircão detritico de 1,8 Ga (Söllner e Trouw, 1997). São oriundos da denudação de continente mais antigo, distantes do ambiente de deposição, o que permitiu profunda alteração química do sedimento (Janasi *et al.*, 2000; Garcia *et al.*, inédito).

Gnaisses antigos, polimetamórficos, predominam nos domínios internos, onde um soerguimento tardio, controlado pela removimentação de zonas de cisalhamento lateral-obliquas, expõe o substrato das *nappes*. Dois pulsos magmáticos arqueanos foram reconhecidos: 2,85 Ga (série tonalito-trondhjemitica do Complexo Migmatítico Amparo) e 2,77 Ga (Tonalitos Serra Negra), ambos submetidos à anatexia há 2,47 Ga (Tabela 2). Ortognaisses granodiorito-tonalíticos apresentam idades próximas a 2,14 Ga. O conjunto foi submetido a um segundo evento metamórfico com anatexia, há 2,03 Ga. Corpos métricos de rochas básicas, ricas em Bt (restitos?) possuem 2,02 Ga (Tabela 2). Ortognaisses granito-granodiorito-tonalíticos, polimetamórficos, participam da estrutura da Nappe Aiuruoca-Andrelândia e, na margem de erro da idade, correspondem ao evento magmático Paleoproterozóico (Figura 4, Tabela 3).

Duas trajetórias metamórficas distintas são reconhecidas na pilha metassedimentar (Trouw, 1992; Del Lama *et al.*, 1994; Trouw *et al.*, 1998; Campos Neto e Caby, 1999 e 2000; Campos Neto *et al.*, 1999; Santos *et al.*, inédito). O primeiro caminhameto metamórfico é de descompressão isotérmica

e está registrado tanto nos Ky-granulitos basais da *nappe* superior, como nas metabásicas retro-eclogíticas da *nappe* inferior. Os Ky granulitos basais, equilibrados a 700°C, registram descompressão equivalente à perda de 15 km de carga litostática (de 55 a 40 km de profundidade na crosta). Os retro-eclogitos, soterrados a > 60 km (17 kbar), mostram equilíbrio metamórfico na foliação a 25 - 30 km de profundidade, entre 680 - 645°C (Figuras 3 e 5). O segundo caminhameto metamórfico, de aquecimento quase-isobárico, ocorre no topo e na retaguarda das *nappes*. Os granulitos reequilibram-se na zona da Sil a 900°C. Núcleo antiformal de migmatitos a Ky-Grt, sob condições de quebra de muscovita, ocorrem nos micaxistos e admitem temperaturas mínimas de 780°C. Migmatitos diatexíticos sin-cinemáticos dominam na retaguarda da Nappe Aiuruoca-Andrelândia (Migmatitos Alagoa). São cortados por plútons de Ms-Bt granitos tardi-cinemáticos e por corpos tabulares de (Grt)-Tur-Ms leucogranitos tardi a pós-cinemáticos. Encraves mesoscópicos de Sil-Bt-Kfs-Grt xistos admitem equilíbrio metamórfico tardio à 700°C - 6kbar. Nessas assembléias, a Sil orienta-se no eixo-B de microdobras da foliação e a Bt define o plano-axial. Zonas de cisalhamento normais, a normais-obliquas, longitudinais, são de médio a alto ângulo de mergulho, tanto para NW no contato frontal, quanto para SE nos domínios internos dos migmatitos.

O metamorfismo de alta pressão (Ky granulitos) da base da Nappe Três Pontas-Varginha possui idade (U-Th)-Pb_{Mnz} de 635 ± 20 Ma e é compatível, na margem de erro, com o valor Ar_{Hbl-plateau} de 628 ± 1 Ma em granulito básico (Tabela 2). O metamorfismo de ultra-alta temperatura (Sil granulitos) do topo da estrutura foi datado em 612 Ma (Tabela 2), o que separa os dois eventos metamórficos em 16 Ma, com uma velocidade de exumação estimada de 0,75 mm/ano. Idades (U-Th)-Pb_{Mnz}, U-Pb_{SHRIMP} e Sm-Nd_{Grt-rt} (Tabela 2) entre 610 ± 3 e 604 ± 9 Ma foram obtidas para o metamorfismo da Nappe Aiuruoca-Andrelândia e para o domínio ortognáissico antigo e representam o equilíbrio metamórfico pós-descompressão isotérmica. Sugerem, para os retroeclogitos, uma velocidade de exumação de *ca.* 2,2 mm/ano. Os gradientes metamórficos e as idades obtidas registram, assim, os estágios de soterramento em zona de subducção e de colisão. A subducção ocorreu concomitante com rápida exumação por cavalgamentos, acompanhados por erosão e denudação tectônica. O encurtamento colisional devido às pilhas adelgadas de *nappes* e megadobras recumbentes (*ca.* 10 km de flanco inferior), está registrado em níveis de crosta médio-inferior. Define um padrão metamórfico inverso, análogo ao *Greater Himalayan Sequence* durante a colisão Índia-Ásia (Vannay and Hodges, 1996).

Leucogranitos possuem idades SHRIMP (Tabela 2) e U-Pb_{Mnz} (Fetter, com. verbal) no intervalo 590 - 595 Ma. Admite-se o mesmo período para a geração dos Migmatitos

Tabela 2. Dados geocronológicos para o Terreno Andrelândia e Nappe Lima Duarte. Dados compilados de: **1.** Machado et al. (1996). **2.** Cordani (com. verbal). **3.** Tassinari e Nutman (2001). **4.** Trouw e Pankhurst (1993). **5.** Fetter et al. (2001). **6.** Janasi (1999). **7.** Vlach et al. (1997). **8.** Vlach e Gualda (2000). **9.** Söllner e Trouw (1997). **10.** Fetter et al. (inédito). **11.** Silva (2002). **12.** Wernik e Oliveira (1986).

Método	Rocha	Idade Ma	Unidade Geológica	Ref.	UTM
Ar-Ar (Bt)	Grt-Bt-PI gnaiss	492 ± 1,0	Nappe Aiuruoca-Andrelândia		551971 - 7580008
Ar-Ar (Bt)	Ky-Grt micaxisto	502 ± 1	Nappe Aiuruoca-Andrelândia (<i>front</i>)		542726 - 757420
Ar-Ar (Bt)	Ky-Grt micaxisto	510 ± 1	Nappe Aiuruoca-Andrelândia (<i>front</i>)		575224 - 758919
Ar-Ar (Bt)	Ky-Grt micaxisto	541 ± 1,3	Nappe Aiuruoca-Andrelândia (retaguarda)		533649 - 7564450
Ar-Ar (Ms)	Ky-Grt micaxisto	543 ± 1,6	Nappe Aiuruoca-Andrelândia (retaguarda)		519400 - 7566150
Ar-Ar (Bt)	Sil-Grt granulito	555 ± 1,5	Nappe Pouso Alto		507950 - 7546170
K-Ar (Ms)	Ms quartzito	581 ± 22	Nappe Três Pontas-Varginha		449000 - 763490
Sm-Nd (Grt-RT)	Sil-Grt granulito	568 ± 18	Nappe Três Pontas-Varginha		4616590 - 7616280
Sm-Nd (Grt-RT)	Ky-Grt granulito	583 ± 51	Nappe Três Pontas-Varginha		4507150 - 7632126
U-Pb (Tnt)	Hbl-Bt gnaiss	565 - 604	Gnaiss Mantiqueira nos Migmatitos Rio Preto	1	
U-Pb (Mnz)	Leucossoma granítico	576 ± 2	Migmatitos Rio Preto	1	
U-Pb (Mnz)	Cdr-Sil-Grt-Bt gnaiss	581 ± 3	Migmatitos Rio Preto	1	
U-Pb (SHRIMP)	Grt-Bt-PI gnaiss	591 ± 12	Nappe Aiuruoca-Andrelândia	2	
U-Pb (SHRIMP)	Leucossoma granítico	595 ± 26	Complexo Migmatítico Amparo	3	
Sm-Nd (Grt-RT)	Retro-eclogito	604 ± 9	Nappe Aiuruoca-Andrelândia	4	
U-Pb (SHRIMP)	Leucogranito	607 ± 29	Complexo Migmatítico Amparo	3	
U-Pb (Mnz)	Bt gnaiss	609 ± 2	Terreno Andrelândia	5	
(U-Th)-Pb (Mnz)	Ky-Grt micaxisto	610 ± 2,5	Terreno Andrelândia		356000 - 7670800
U-Pb (Mnz)	Sil-Ms quartzito	611	Nappe Lima Duarte	1	
U-Pb (Mnz)	Sil-Grt granulito	612 ± 1	Nappe Três Pontas-Varginha	6	
(U-Th)-Pb (Mnz)	Ky-Grt granulito	615 ± 15	Nappe Três Pontas-Varginha	7	
Ar-Ar (Amp)	Granulito básico	628 ± 1	Nappe Três Pontas-Varginha		4507150 - 7632126
(U-Th)-Pb (Mnz)	Ky-Grt granulito	635 ± 20	Nappe Três Pontas-Varginha	8	
U-Pb (SHRIMP)	Grt-Bt-PI gnaiss	631 - 700	Nappe Aiuruoca-Andrelândia (Zr detrítico)	2	
U-Pb (Zr)	Ky-Grt-Qtz micaxisto	1872 ± 11	Nappe Aiuruoca Andrelândia (Zr detrítico)	9	
U-Pb (SHRIMP)	Bt Anfibolito	2019 ± 15	Complexo Migmatítico Amparo (restito?)	3	
U-Pb (SHRIMP)	Leucossoma granítico	2032 ± 28	Complexo Migmatítico Amparo (anatexia)	3	
U-Pb (Zr)	Tonalito gnaiss	2070 ± 84	Gnaiss Baependi		5077845 - 7564780
U-Pb (Zr)	Tonalito gnaiss	2071 ± 170	Gnaiss Careaçú - Terreno Andrelândia	10	
U-Pb (SHRIMP)	Granito gnaiss	2080	Intrusivo nos Gnaisses Mantiqueira	11	
U-Pb (Zr)	Enderbitto gnaiss	2082 ± 33	Intrusivo nos Gnaisses Mantiqueira		6372250 - 7597460
U-Pb (Zr)	Granodiorito gnaiss	2109 ± 57	Gnaiss Turvolândia - Terreno Andrelândia	10	
U-Pb (Zr)	Ms-Bt gnaiss	2110 ± 140	Gnaisses Aiuruoca		542958 - 7574133
U-Pb (Zr)	Hbl-Bt gnaiss	2119 ± 58	Gnaisses Aiuruoca		552003 - 7574530
U-Pb (Zr)	Granodiorito gnaiss	2118 ± 6	Gnaiss São Gonçalo - Terreno Andrelândia	5	
U-Pb (Zr)	Tonalito gnaiss	2137 ± 8	Gnaiss Pouso Alegre - Terreno Andrelândia	5	
U-Pb (Zr)	Tonalito gnaiss	2142 ± 5	Gnaiss Jacutinga - Terreno Andrelândia	10	
U-Pb (Zr)	Migmatito	2470	Complexo Migmatítico Amparo	12	
U-Pb (SHRIMP)	Tonalito gnaiss	2750 - 2790	Tonalito Serra Negra	3	
U-Pb (SHRIMP)	Migmatito	2850 ± 19	Complexo Migmatítico Amparo	3	
U-Pb (Zr)	Hbl tonalito gnaiss	2947 ± 80	Região de Petúnia		35550 - 767407
U-Pb (SHRIMP)	Migmatito	3024 ± 9	Complexo Migmatítico Amparo	3	

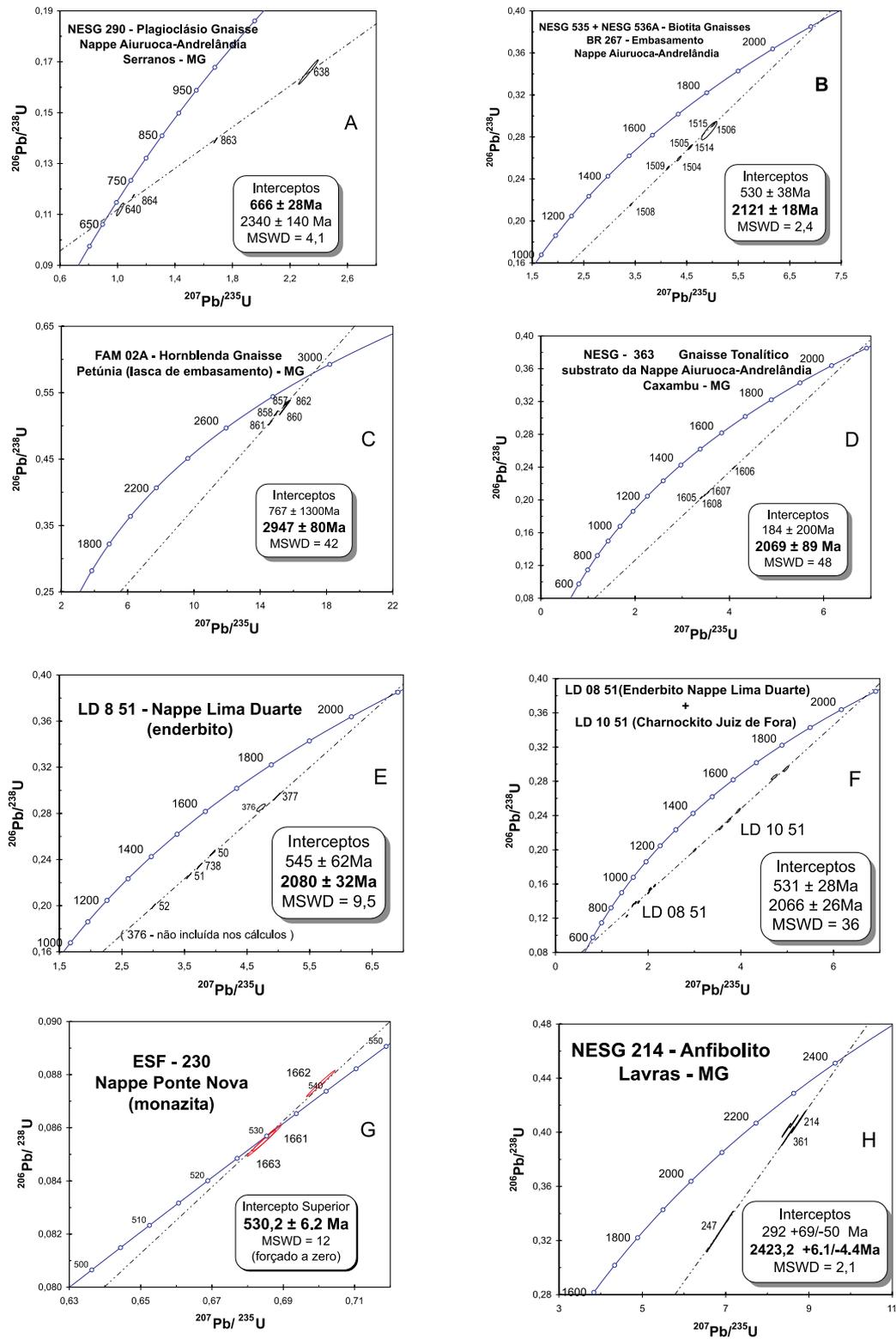


Figura 4. Diagramas geocronológicos U-Pb. Coordenadas UTM. ESF230: 7794920 - 713000; LD10-51: 7580625 - 645130; NESG214: 7641620 - 483085. Para as demais amostras ver Tabela 2.

Tabela 3. Dados analíticos U-Pb.

SPU	Fracção magnética	207/235#	Erro (%)	206/238#	Erro (%)	206/204*	Pb (ppm)	U (ppm)	Peso (mg)	Idades (Ma)		
										206/238	207/235	207/206
NESG 363 - Gnaiss Tonalítico - Caxambu - MG												
1605	M(-3)	3,4053	0,605	0,202806	0,598	1365,266	42,425	192,57	0,078	1190	1505	1982
1606	M(-4)A	4,08957	0,598	0,239145	0,594	3063,909	46,937	184,47	0,066	1382	1652	2014
1607	M(-4)B	3,54573	0,591	0,209044	0,583	1385,384	53,627	236,44	0,066	1223	1537	2000
1608	M(-4)C	3,47903	0,568	0,20578	0,564	3642,317	54,937	250,95	0,085	1206	1522	1994
LD 10-51 - Charnockito - Juiz de Fora - Santa Bárbara do Monte Verde - MG												
54	M2AA	1,79502	0,908	0,138729	0,906	1997,38	107,14	773,49	0,42	837	1044	1505
56	M3AA	1,5394	0,932	0,122634	0,931	815,94	134,75	1036	0,54	746	946	1448
72	M3AA	2,01204	0,907	0,150143	0,905	3103,66	86,42	573,11	0,48	902	1120	1571
378	M(-6)	2,04553	0,917	0,154299	0,914	5698	43,26	279	0,55	925	1131	1551
379	M(-7)	2,03494	0,939	0,153692	0,93							
55	M0	2,13926	0,918	0,158165	0,91	1986,89	54,5	343,16	0,3	946	1162	1588
71	M1AA	1,67337	0,993	0,135723	0,985	1030,39	7,92	57,29	0,71	820	998	1413
53	M1AA	1,72487	0,909	0,138299	0,906	2483	56,86	409,39	0,78	835	1018	1435
LD 8 51 - Granulitos Nordeste de Lima Duarte - Cx. Mantiqueira - MG												
52	M0AA	3,00352	0,91	0,199547	0,908	4968,87	144,72	715,45	0,3	1173	1408	1786
51	M2AA	3,56826	0,91	0,225654	0,909	2160,9	361,25	1580,7	0,31	1312	1542	1875
738	M1EA	3,74074	0,912	0,23441	0,911	7380,07	351,8	1510	0,38	1358	1580	1891
50	M1AA	3,94875	0,909	0,245754	0,908	4883,77	373,87	1513,2	0,7	1416	1624	1904
377	M-7	4,97541	0,909	0,294524	0,908	9116	340,3	1155	0,21	1664	1815	1993
376	M-6	4,72322	1,19	0,285006	0,917	3713	399,81	1395,2	0,27	1617	1771	1959
NESG 290 - Plagioclásio Gnaiss - (Nappe Andrelandia) - Serranos - MG												
640	M-2	1,01804	2,03	0,111986	1,85	2784,2	354,2	40,27	0,105	684	713	804
638	M-4	2,32874	2,42	0,165965	2,39	1389,8	348,6	61,94	0,119	990	1221	1657
863	NM-4	1,68268	0,567	0,139125	0,599	3504,5	152,5	22,12	0,29	840	1002	1376
864	M-3	1,11058	0,538	0,117197	0,538	2620,9	580,7	69,89	0,075	714	758	891
FAM 02A - Hornblenda Gnaiss - Petúnia (lasca de embasamento) - MG												
857	M-3	15,4949	0,552	0,532906	0,549	1218,6	162,4	104,82	0,086	2754	2846	2912
858	M-6PR	14,955	0,663	0,518877	0,66	1056,03	131,9	82,23	0,067	2694	2812	2898
861	M-5PR	14,5925	0,571	0,504282	0,567	1803,25	132,6	80,91	0,083	2632	2789	2905
862	M-5SR	15,637	0,537	0,534636	0,534	1154,49	144,7	93,69	0,139	2761	2855	2922
860	M-4PR	15,4871	1,77	0,527697	1,77	1217,18	161,6	104,42	0,099	2732	2846	2927
SF 230 - MONAZITAS - Nappe Ponte Nova												
1661	M 0.6 A	0,685398	0,489	0,0856192	0,482	814,473	995,16	4097,2	0,02284	529,58	530,03	531,99
1662	M 0.6 B	0,700562	0,469	0,0876697	0,466	6623,754	1035	5127,5	0,01799	541,74	539,13	528,09
1663	M 0.6 C	0,683886	0,48	0,0854192	0,475	1589,465	1635,4	8051	0,01253	528,39	529,12	532,28
NESG 535 - Biotita Gnaiss - BR 267 - embasamento Nappe Aiuruoca-Andrelândia												
1504	M-3	4,35064	0,742	0,259343	0,72	9085,78	92,411	357,14	0,107	1486,5	1703	1980,8
1505	M-4	4,57473	0,555	0,270705	0,55	1492,69	59,69	215,93	0,10105	1544,4	1744,7	1993,9
1506	NM-5	5,01751	0,601	0,291737	0,598	7143,33	66,54	225,66	0,2006	1650,2	1822,3	2025,1
NESG 536 A - Biotita Gnaiss - entrada para Carvalhos - embasamento Nappe Aiuruoca-Andrelândia												
1508	M-2	3,41332	0,496	0,215291	0,492	2147,18	139,99	627,88	0,0853	1256,9	1507,5	1879,7
1509	M-3	4,13728	0,535	0,250697	0,53	3359,86	87,51	340,27	0,0626	1442,1	1661,7	1951,6
1514	M-4	4,55707	0,567	0,269739	0,564	5130,353	153,19	551,12	0,07045	1539,5	1741,5	1993,4
1515	NM-4	4,93596	2,52	0,285988	2,51	220,0245	204,32	542,43	0,08797	1621,4	1808,4	2031,3
NESG 214 - Anfíbolito - Lavras - MG												
213	M-4	8,63989	0,98	0,408047	0,97	2475	10,39	23,21	1,67	2206	2300	2386
360	M-4r	8,45582	1,06	0,401451	1,05	3040	26,42	59,98	0,58	2176	2281	2377
247	M-2	6,86292	3,83	0,326638	3,82	1504	11,29	31,2	1,31	1822	2094	2373
361	M-5r	8,49025	1,44	0,397074	1,44	2294	26,09	58,77	0,45	2156	2285	2403
214	M-5	8,74995	1,68	0,407624	1,68	219	10,8	19,59	0,86	2204	2312	2409

SPU: número de laboratório. Frações magnéticas: números em parênteses indicam valor do "tilt" utilizado com a corrente elétrica do Frantz a 1.5 ampère. # - Chumbo radiogênico corrigido para Pb inicial e branco de laboratório. * Valores não corrigidos para brancos e chumbos não radiogênico. Concentrações de U e Pb corrigidas para branco analítico. Idades (Ma) calculadas com programa Ludwig Isoplot/Ex (1998) e constantes de decaimento de Steiger e Jäger (1977).

Alagoa, com o aporte de calor pelas *nappes* superiores sendo facilitado pela extensão a partir das zonas de cisalhamento normais. As condições térmicas mantiveram-se até 570 - 580 Ma (ca. 600°C, Sm-Nd_{Grt-tt}, Tabela 2.), idade provável da intrusão de leucogranitos pós-cinemáticos.

Nappe Lima Duarte

A Nappe Lima Duarte, terreno oriental do sistema orogênico, é cavalgada a SE pela Nappe Aiuruoca-Andrelândia e, ambas, cavalgam a seqüência metassedimentar do Grupo Carrancas (Figura 2). Limita-se a sul na Zona de Cisalhamento Rio Preto, lateral direita e reequilibrada na facies xisto-verde, que representa a extensão meridional da sutura Abre Campo com o Terreno Juiz de Fora (Haraly e Hasui, 1985; Fischel *et al.*, 1998; Costa *et al.*, 1998; Pedrosa-Soares e Noce, 1998). Difere do Terreno Andrelândia no conteúdo litológico, no registro metamórfico e na infraestrutura antiga incorporada.

Consiste de quartzitos muito grossos, recristalizados em textura milonítica, onde ortoquartzitos predominam sobre quartzitos imaturos com restritas facies ferríferas bandadas. Os quartzitos ocorrem em lascas espessas de até 750 m, imbricadas com Sil-Grt-Bt gnaisses migmatíticos, com intercalações esparsas e delgadas de gnaisses calciosilicáticos. Bt gnaisses e Grt-Bt gnaisses homogêneos predominam na retaguarda do alóctone. Não existem informações sobre a idade de deposição. Hbl-Bt gnaisses tonalito-trondjemíticos migmatíticos e polimetamórficos (Gnaisses Mantiqueira, Figueiredo e Teixeira, 1996), correspondem ao núcleo Mesoarqueano (2,98 Ga, Tabela 2), inserido como uma lâmina, na estrutura alóctone (Figura 3). Contém corpos intrusivos alongados de Bt gnaisses granítico e de Grt-Bt gnaisses enderbítico, ambos de 2,08 Ga (Figura 4 e Tabela 3), bem como lascas métricas sin-cinemáticas de Grt-Cpx-Qtz-Hbl granulito. O pacote metassedimentar encontra-se, a sul, descolado sobre extensa unidade migmatítica (Migmatitos Rio Preto). São migmatitos estromáticos a mesossoma de Sil gnaisses, que gradam para gnaisses diatexíticos de composição granítica, cinza-rosados, com encraves kinzigíticos (Cdr-Grt-Bt gnaisses). Corpos sin-cinemáticos de Bt-sieno-granitos porfiroclásticos são freqüentes.

As lineações minerais sin-metamórficas indicam o fluxo da *nappe* para ENE a sul, que inflete, em direção ao norte, para NNE. Define uma trajetória curva, ao longo de 60 km de transporte, controlada pela foliação de baixo mergulho para SE. A delgada capa metassedimentar superior reorganizouse em duplex rúptil, *thin-skinned*, posterior ao dobramento da foliação com vergência para NW (Figura 6).

Paragêneses metamórficas indicam condições de ultra-alta temperatura (Opx-Sil em quartzito, Vilela, 2000) na região de Lima Duarte. Os granulitos básicos, granoblásticos

e com textura do tipo-*moat* entre Cpx e Grt atingiram 950°C - 12 kbar, com equilíbrio a 850°C - 10 kbar. O resfriamento quase-isobárico a ca. 35 km de profundidade sugere a cristalização sin-metamórfica de magma de composição intermediária injetado na crosta. Estas condições metamórficas contrastam com os paragneisses, que apesar de submetidos à anatexia, não atingiram temperaturas superiores a 800°C. Este contraste indica transporte dos Gnaisses Mantiqueira e dos quartzitos independente da seqüência paragnáissica. O imbricamento com os paragneisses e o avanço conjunto está registrado na foliação S₂ a 750 ± 25°C - 8 ± 1 kbar (ca. 30 km de profundidade).

O equilíbrio metamórfico alcançado pelo espessamento na pilha colisional tem idade U-Pb_{Mnz} de 611 Ma (quartzito). A completa anatexia dos metassedimentos do limite meridional da estrutura ocorreu entre 580 Ma (> 700°C) e 570 Ma (550 - 600°C, Tabela 2). A idade de 531 Ma definida pelo intercepto inferior da discórdia elaborada para granulitos (LD10 e LD8, Figura 4F), indica a importância das condições térmicas fim-Neoproterozóico, capaz de rejuvenescer os zircões dos protólitos paleoproterozóicos.

Sistema de Nappes Carrancas

O sistema de Nappes Carrancas compreende uma seqüência metassedimentar, organizada em 4 escamas de cavalgamento com infraestrutura gnáissica engajada (Figura 2) e sotoposta às *nappes* Aiuruoca-Andrelândia e Lima Duarte. Constitui-se do Grupo Carrancas (Trouw *et al.*, 1980, 1983), com Ms quartzitos placosos sobre Mag-Ms-Bt-Qtz gnaisses (Fm. São Tomé das Letras), seguidos por (Grt)-Qtz-Ms xistos, no geral grafitosos e com lâminas rítmicas de quartzito fino e níveis discretos de metacalcáreos (Fm. Campestre). Bt gnaisses granodioríticos listrados e Hbl-Bt gnaisses bandados constituem a infraestrutura. Intrusões de corpos discretos de rochas meta-ultramáficas (regionalmente estudados por Almeida, 1998) ocorrem nos gnaisses e nos metassedimentos e demarcam zonas de cavalgamento entre ambos.

Quartzitos, micaxistos e uma seqüência máfico-ultramáfica com cromita podiforme, ocorrem tectonicamente imbricados, no extremo noroeste desta seqüência (Figura 2). Correspondem ao Complexo Petúnia, onde as rochas máfico-ultramáficas foram admitidas como restos de crosta oceânica neoproterozóica (Choudhuri *et al.*, 1995). Bt-Hbl gnaisses tonalíticos, monometamórficos, encontram-se aí imbricados. Apresentam foliação S₁ correspondente à dos micaxistos contíguos. Possuem, no entanto, 2,94 Ga (Figura 4), sem registro isotópico de retrabalhamento Paleoproterozóico. Podem representar escamas do Complexo Campo Belo (Teixeira *et al.*, 1998), preservadas do metamorfismo Paleoproterozóico da borda sul cratônica.

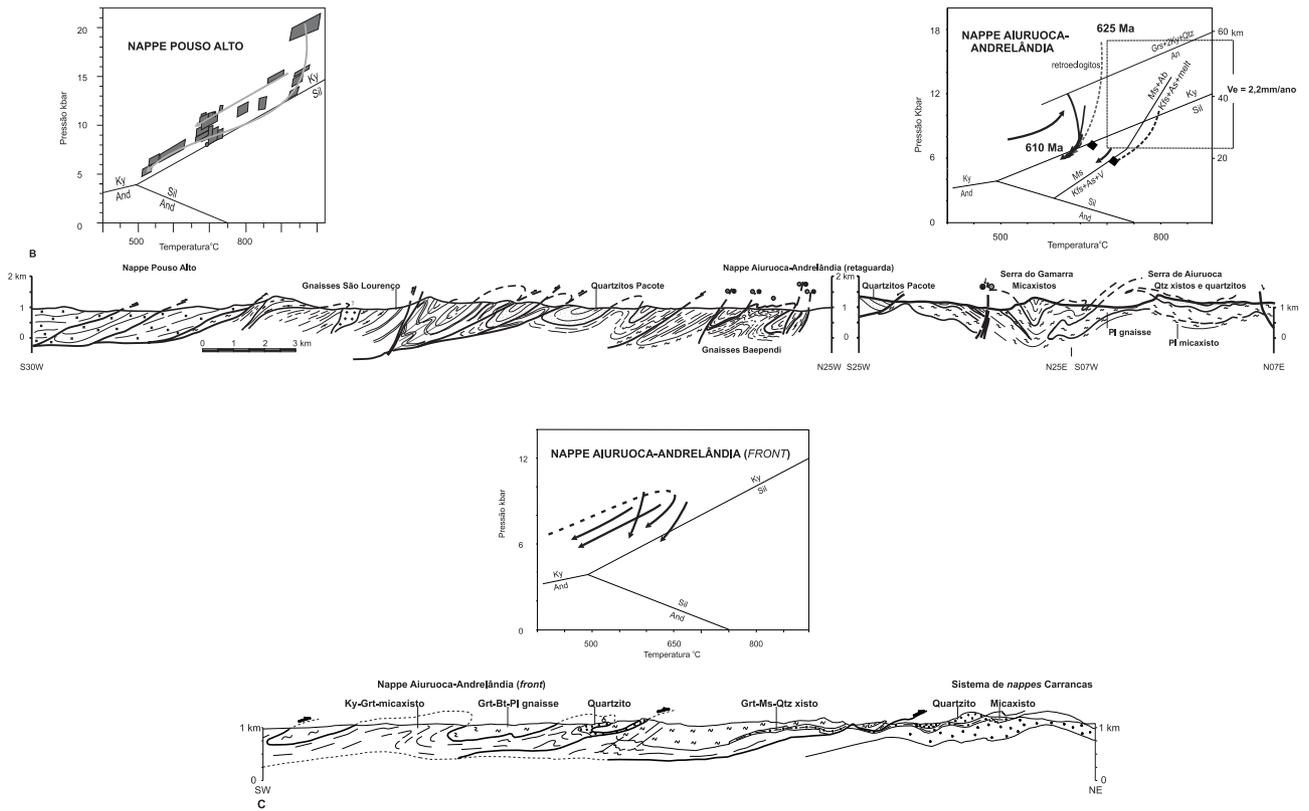


Figura 5. Perfis geológicos e trajetórias metamórficas para a Nappe Aiuruoca-Andrelândia (localização na Figura 2).

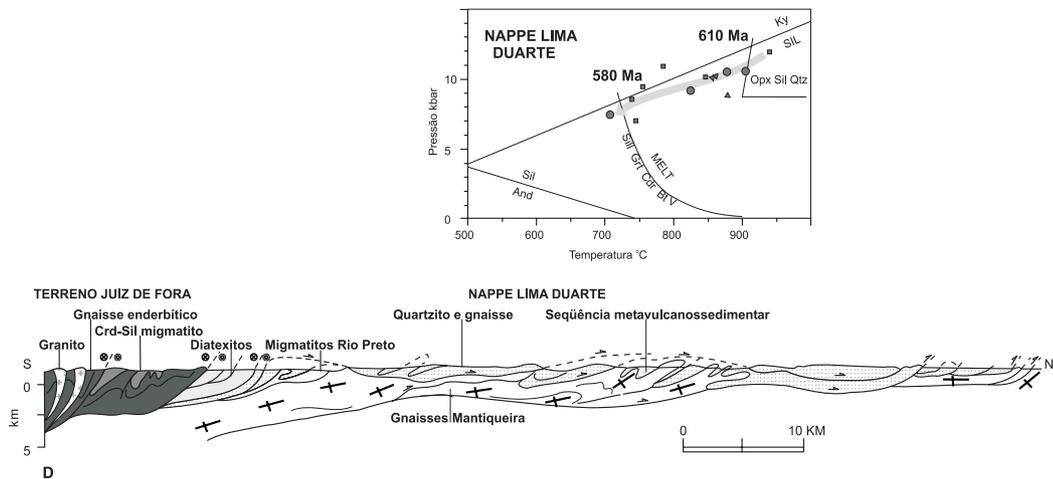


Figura 6. Perfil geológico e trajetórias metamórficas para a Nappe Lima Duarte (localização na Figura 2).

Gnaisses tonalíticos bandados, monometamórficos, com leitões a Bt-Hbl (granoblástico fino), a Bt (granoblástico médio) e metabásicas ocorrem no assoalho da Nappe Aiuruoca-Andrelândia. *Boudins* de leucogranitos são frequentes. Essas rochas registram idade U-Pb_{Zr} de 2,07 Ga (Figura 4) e Nd_{TDM} de 2,4 Ga.

A idade da deposição da pilha metassedimentar pode ser admitida no Neoproterozóico. Análises U-Pb_{Zr} em cristais detríticos de dois níveis de quartzito (Valladares *et al.*, 2001) forneceram idades de até 1,04 Ga, uma delas com população modal de 1,2 - 1,3 Ga. A posição paleogeográfica de margem passiva da borda sul da Placa Sanfranciscana tem sido referida por Ribeiro *et al.* (1995), Trouw *et al.* (2000), Campos Neto (2000). O enxame de rochas ultramáficas pode representar injeções do manto no estágio de adelgaçamento e rompimento da borda continental. Porém, a ausência de registro Mesoproterozóico consistente na borda sul cratônica, conflita com a idade de sua área-fonte.

O metamorfismo aumenta de norte para sul, da facies xisto-verde a facies anfíbolito, em presença de (Sil)-St-Grt-Ky (Ribeiro e Heilbron, 1982, Heilbron, 1985). Metapelitos do *front* alóctono, com paragênese Qtz-Mg/Fe Chl-Cld-Ky-Zn St-fengita, indicam condições metamórficas de $500^{\circ} \pm C - 7,5 \pm 0,5$ kbar. Ky-Grt-Fe St-Ms-Pl-Qtz xistos de Madre de Deus equilibraram-se a $570^{\circ}C - 7,3$ kbar (Campos Neto e Caby, 1999). A foliação metamórfica é plano-axial de dobras recumbentes e de dobras em bainha (Trouw *et al.*, 1982, 1983), contemporâneas ao descolamento das *nappes*. Encontra-se recortada por uma crenulação/transposição, plano axial de dobras NE com vergência NW, pós-cavalgamento.

Gnaisses, em fatias imbricadas na base de metassedimentos (Serra Dois Irmãos), possuem leucossomas de Qtz sienito, admitidos como produtos de fusão *in situ* por quebra de Bt. Apresentam textura inequigranular grossa e estrutura de cristalização em estado subsólido, sin-cinematizada à foliação regional. Rochas ultramáficas encravadas nos gnaisses e nos Ky-Ms xistos admitem temperaturas equivalentes. São Chl-Tr-Ath xistos, com paragênese secundária a Spl-Ol-Opx-Hbl, onde o Opx é porfiroblástico e a Ol é rica em inclusões da matriz a Chl. A reação de quebra da Chl = Spl-Ol-Opx, sob condições báricas de Ky, ocorreria a partir de 800 - 850°C - 12 kbar. A trajetória de resfriamento e descompressão está registrada na substituição do Opx pela Ath. O soterramento das metaultramáficas e parte dos gnaisses ocorreu independente e em contraste geotérmico com a pilha metassedimentar.

Essas relações metamórficas e estruturais não são compatíveis com uma trajetória tipo-barroviana e sinalizam uma grande aloctonia dos gnaisses em relação às rochas metassedimentares. Os gnaisses e metaultramáficas sugerem estágios iniciais de soterramento em zona de subducção sob alto fluxo térmico (arco magmático ou manto

astenosférico próximo), com reequilíbrio sob mais baixas temperaturas e níveis crustais mais altos, quando da pilha colisional imbricada. Os metassedimentos de mais baixo grau metamórfico admitem *ca.* 25 km de espessura para a pilha alóctono superior e não registram sobre-aquecimento.

Não existem dados geocronológicos para a idade do metamorfismo.

SISTEMA OROGÊNICO MANTIQUEIRA

Considerações gerais sobre idades e processos

O Sistema Orogênico Mantiqueira reflete uma interação plural entre placas e micropalacas (terrenos), tardiamente agregadas à borda oriental das placas Paranapanema e Sanfranciscana, já aglutinadas (protocontinente).

Sua história neoproterozóica registra eventos metamórficos e orogênicos precoces, que se condizem com as idades de processos em outras placas e em outros ambientes, ocorreram de forma independente, cinemática e espacialmente. Assim foi para o arco de ilha do Cinturão Vila Nova há 705 Ma (extremo sul do sistema orogênico: Silva Filho e Soliani, 1986; Babinsky *et al.*, 1996). Gnaisses migmatíticos no Terreno Embu com idades (U-Th)-Pb_{Mnz} de 790 ± 20 Ma assinalam evento metamórfico precoce (Vlach, 2001), coerente com *ca.* 800 Ma em ortogneisse (Cordani *et al.*, 2002). Tidos como orogênicos, esses gnaisses poderiam, no entanto, representar produtos plutono-metamórficos do adelgaçamento crustal profundo, sob regime extensional, relacionado à abertura do Oceano Adamastor.

Atividades magmáticas de arcos continentais têm sido reconhecidas, em diferentes agrupamentos, no SSE do sistema orogênico, entre 630 e 610 Ma; a consolidação destes orógenos se deu há 580 Ma (Harara *et al.*, 1997; Tupinambá *et al.*, 2000; Basei *et al.*, 2000; Gimenez Filho *et al.*, 2000; Janasi *et al.*, 2001).

O Terreno Embu, no domínio central do sistema orogênico, tem infraestrutura arqueano-paleoproterozóica (Babinsky *et al.*, 2001). Possui o limite norte longitudinal endentado ao Terreno Juiz de Fora, fragmento de crosta granulítica juvenil paleoproterozóica (Söllner *et al.*, 1991; Duarte *et al.*, 1997; Sato, 1998).

O Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.*, 2000, 2001), no extremo N do sistema, representa o fechamento de domínio oceânico remanescente na borda da margem passiva oriental e neoproterozóica da Placa Sanfranciscana (Pedrosa-Soares *et al.*, 1998 e 2000). O Terreno Juiz de Fora foi transformado em margem ativa por subducção para leste a 595 - 575 Ma, com indicações precoces de regime de arco desde 625 Ma (Nallini *et al.*, 1998; Bilal *et al.*, 1998; Noce *et al.*, 2000). A zona de sutura colisional corresponde à

descontinuidade crustal Abre Campo, conectada, a sul, à zona transcorrente transpressional (Ebert e Hasui, 1998) do sistema orogênico, que atravessa diferentes terrenos e controla a colocação de rochas graníticas (570 - 590 Ma); o auge metamórfico foi há 563 Ma (Machado *et al.*, 1996; Bruekner *et al.*, 2000; Filipov e Janasi, 2001).

Na retaguarda do Orógeno Araçuaí e do Terreno Embu, ocorre um fragmento de crosta continental com assinatura isotópica (Nd_{TDM}) e zircão detrítico no Mesoproterozóico (Sato, 1998; Valladares *et al.*, 1999; Martins, 2000). Nele instalou-se um arco magmático (Figueiredo e Campos Neto, 1993) a 580 - 565 Ma, com metamorfismo sin-cinemático entre 545 - 532 Ma (Söllner *et al.*, 1991; Machado *et al.*, 1996 e Bruekner *et al.*, 2000). A deformação consiste em cavalgamento para W e zonas de cisalhamento direcional. O metamorfismo é de alta temperatura-baixa pressão, com expressiva anatexia em presença de Sil-Cdr-Bt-Grt. Foi definido como um evento orogênico independente (Orogênese Rio Doce, Campos Neto e Figueiredo, 1995), interno ao Orógeno Araçuaí e com auge metamórfico *ca.* 25 Ma mais jovem que a sutura colisional daquele orógeno.

Na retaguarda do Orógeno Rio Doce, Ky migmatitos de alta pressão e quartzitos, descolados sobre uma infraestrutura orosiriana, demarcam uma sutura colisional com transporte para NW, no Cambriano Médio (520 - 517 Ma), relatada como Orogênese Búzios (Schmitt *et al.*, 1999; Schmitt, 2001).

O Sistema Orogrênico Mantiqueira Centro-Setentrional representa sucessivas etapas de fechamento oceânico, com polaridade decrescente para leste. A denominação de Terreno Ocidental, entendido como extensão da Placa Sanfranciscana (Heilbron *et al.*, 2000; Trouw *et al.*, 2000), não é aqui utilizado devido à característica de margem ativa do Terreno Juiz de Fora na história do Orógeno Araçuaí. Sequências de margem passiva (*Bas-Congo*) deformadas contra o Cráton do Congo (Tack *et al.*, 2001) contrastam com este complexo acrescionário/colisional e diacrônico na contraparte brasileira. Sugere-se assim a restrição a Orógeno Araçuaí o termo amplo Araçuaí-Oeste-Congo (Pedrosa Soares, 2000, 2001), este com conotação de sistema orogênico.

Superposição de eventos tectônicos no Orógeno Tocantins Meridional

No Orógeno Tocantins Meridional, o sistema de zonas de cisalhamento NE e ENE, de mais baixa temperatura quanto mais a ENE e com movimentação preferencial lateral direita, foi posterior a intrusão dos sienitos pós-colisionais na Nappe Socorro-Guaxupé. Retoma, em parte, antigas zonas sinistrais de alta temperatura, que são mais expressivas no sul da Nappe Socorro-Guaxupé. Representa estruturas pro-

fundas que controlam a colocação de granitos de *ca.* 590 Ma (Ebert *et al.*, 1996). Resulta da propagação do campo compressivo E-W, induzido pela convergência do domínio centro-setentrional do Sistema Orogrênico Mantiqueira.

Granitóides cálcio-alcálicos de alto-K associam-se a granitos tipo-A aluminosos (sienogranitos viborgíticos, monzogranitos, dioritos e FI-Ms granitos) ao longo de uma faixa NE, larga de *ca.* 100 km e limitada pela borda erosiva da Bacia do Paraná (Cinturão Itu, Vlach *et al.*, 1990). Estes granitóides, com 580 - 575 Ma (Tabela 1), ocorrem tanto no Sistema Orogrênico Mantiqueira quanto no Tocantins Meridional, na margem da Placa Paranapanema. Pode representar um colapso extensional que ativou o limite mecânico entre litosferas convergentes (Sanfranciscana sob Paranapanema).

As zonas de cisalhamento e a estrutura térmica do Cinturão Itu acentuaram a exumação de domínios de crosta intermediária e a denudação da cadeia de montanhas. Bacia sucessora (Pico do Itapeva, Pouso Alegre e Eleutério), implantou-se e evoluiu de ambientes de sedimentação continental a marinho raso, dominado por planícies e correntes de maré e por ondas de tempestade. Possui registroossilífero do Neoproterozóico (Acritarcas *Cloudina riemkeae* e foraminífero *Titanotheca coimbrae*, 570 - 540 Ma) e idade isotópica de área fonte de 600 Ma (Juliani *et al.*, 1980; Teixeira, 2000). Seixos de Hbl-Bt granitóides porfiríticos indicam a erosão de níveis profundos do orógeno exumado, provavelmente ao longo de "corredores" subparalelos à estruturação regional e conectados a ambiente de mar aberto (tipo fiordes escandinavos). Contemporânea com o soerguimento do segmento centro-setentrional do Sistema Orogrênico Mantiqueira, a instalação desta bacia deveria admitir uma conexão com área oceânica ocidental (borda da Placa Amazonas?). Estruturas relacionadas à inversão da bacia admitem metamorfismo de grau muito baixo registrado em clivagem ardósiana fina e/ou espaçada, localmente plano axial de dobra NE vergente NW (Ricomini *et al.*, 1993). Este metamorfismo foi datado pelo método K-Ar_{Bt} (fechamento do sistema a *ca.* 300°C) em 530 Ma (Tabela 2, Teixeira, 2000).

Idades Ar-Ar_{micas} (Figura 7) evidenciam a migração para NE deste pulso metamórfico-deformacional superimposto, no Terreno Andreilândia. A propagação ocorreu de 555 Ma a SW (Nappe Pouso Alto), a 540 Ma na retaguarda da Nappe Aiuruoca-Andreilândia e a 510 - 502 Ma em direção ao seu *front*. Idade de *ca.* 493 Ma está registrada entre a retaguarda e o *front* da *nappe*. Sugere a manutenção das condições térmicas de níveis crustais altos por *ca.* 47 Ma, até o Cambriano sob condições já quase estacionárias de exumação.

Dobras N-S abertas e normais, com *ca.* 25 km de comprimento de onda e 2 km de amplitude foram responsáveis por

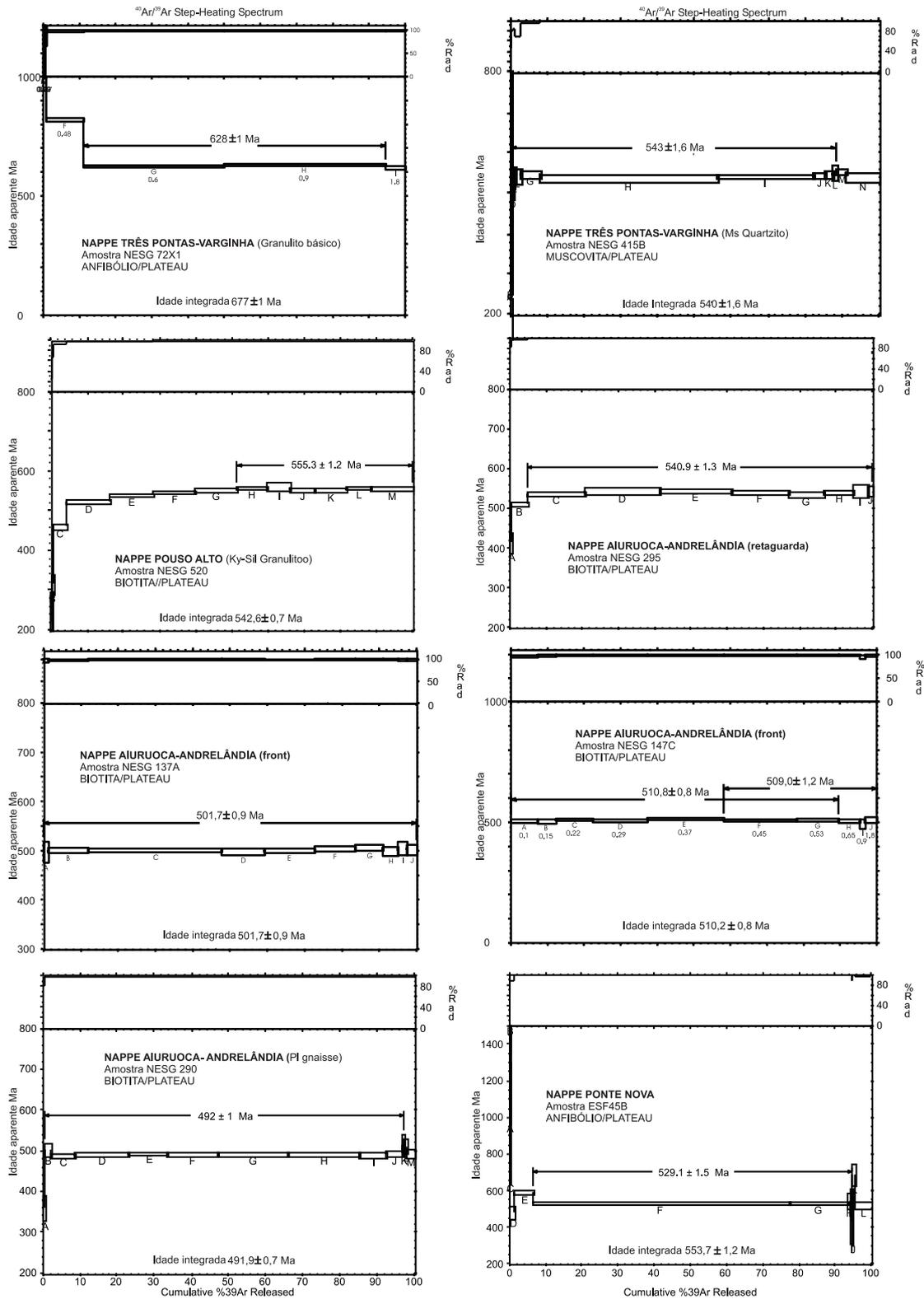


Figura 7. Diagramas geocronológicos Ar-Ar. Coordenadas UTM. ESF45: 7749098 - 7310620. Para as demais amostras ver Tabela 2.

estreitos corredores de clivagem espaçada e/ou de crenulação zonal. Representam as principais deformações dúcteis relacionadas a esse evento superimposto de encurtamento E-W.

Na Nappe Lima Duarte o fechamento K-Ar a 500°C se deu a 550 Ma, enquanto que a 300°C entre 527 - 486 Ma, indicando também uma baixa taxa de resfriamento (1,6°C/Ma).

MIGRAÇÃO DO ORÓGENO ARAÇUAÍ MERIDIONAL AO DOMÍNIO CRATÔNICO

Três grandes associações geológicas podem ser reconhecidas, de W para E, no sul do Cráton do São Francisco: o núcleo arqueano, o embasamento infra e supra-crustal cratônico, em posição de *foreland* e o Orógeno Araçuaí (Figura 8).

Núcleo Arqueano

Ortognaisses migmatíticos do Complexo Campo Belo constituem o embasamento da cobertura neoproterozóica (Grupo Bambuí). Registram atividades magmáticas entre 3,05 e 3,2 Ga, e foram submetidos à anatexia há 2,8 Ga (Teixeira et al., 1998, 2000). Sua borda oeste, engajada a frio nas *nappes* neoproterozóicas do Sistema Orogênico Tocantins, registra retrabalhamento paleoproterozóico em idades K-Ar (Valeriano et al., 2000).

Embasamento cratônico em posição de foreland

A leste do Complexo Campo Belo, ortognaisses bandados (tonalito-granodiorito-trondhjemitos), na facies anfíbolito alto/anatexia, possuem 2,8 - 2,9 Ga (Teixeira et al., 1996; Carneiro, 1992). Granitóides, com texturas ígneas preservadas e sem registro de deformação de alta temperatura, ocorrem nos domos Bonfim, Belo Horizonte, Caeté e Bação. Possuem idade de ca. 2,74 Ga, com diques e plútons de granito a 2,6 - 2,7 Ga (Carneiro, 1992; Noce, 1995; Carneiro et al., 1998; Machado et al., 1989).

O Supergrupo Rio das Velhas é sincrônico aos granitóides (ca. 2,77 Ga, Machado et al., 1992), com os quais define uma associação *granite-greenstone*. Ocorre em faixas entre estruturas dômicas e no domínio central do Quadrilátero Ferrífero (Figura 8). Constitui-se de filitos e grafita xistos, quartzitos e seqüências ferríferas bandadas, carbonatos, anfíbolitos, metaultramáficas e metavulcânicas intermediárias e félsicas (Grupo Nova Lima), na base de metaconglomerados, quartzitos e mica xistos do Grupo Maquiné (Dorr, 1969). Estruturas sedimentares tipo-

turbidíticas e metarenitos com estratificações cruzadas de alto ângulo, encontram-se bem preservadas.

Faixas máfico-ultramáficas, orientadas NE, ocorrem nas imediações de Lavras (MG). Foram definidas como Grupo Barbacena (Pires, 1977) e encontram-se sob o *front* alóctono do Orógeno Tocantins Meridional. São xistos e fels a Chl, Amp e Tc, com discretas formações ferríferas e Ms quartzitos associados a derrames komatiíticos (Valença et al., 1998). Ocorrem intercalações de Qtz-Grt anfíbolito, com 30 - 40% de Grt, rica na molécula de Alm (78 - 64 upf) e Fe-Hbl edenítica; Ab, secundária, define texturas semi-coroníticas em Alm; Zr idiomórfico chega a 0,5%. Origem química ou vulcanoxalativa é admitida para essa rocha. A idade U-Pb_{Zr} obtida, 2,42 Ga (Figura 4) não permite a correlação destas faixas com o Supergrupo Rio das Velhas.

Série plutônica metaluminosa e em parte juvenil e peraluminosa (Cinturão Mineiro, Teixeira e Figueiredo, 1991) é intrusiva no complexo granito-gnáissico arqueano e no Supergrupo Rio das Velhas. São plútons discretos ou batólitos sem registro de deformação no estado sólido sob temperaturas altas. Suas idades variam de 2,22 Ga a SE, para 2,12 Ga a NW (Ávila et al., 1998; Noce et al., 1998, 1999; Ávila, 2000).

Pode-se observar, nas rochas metassedimentares do Supergrupo Rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero, a transição entre uma textura metamórfica de hornfels de baixa temperatura a filitos dominantes e aos xistos de auréolas termais (até 700°C), com And, Grt, Sil, Cdr, St, Ky e Bt em diferentes paragêneses (Herz, 1978; Jordt-Evangelista et al., 1992; Marshak et al., 1992; Caby et al., inédito). Esse metamorfismo possui controle geocronológico (U-Pb_{Tnt-Mnz}) em granitóides contíguos há 2,04 Ga (Machado et al., 1989, 1996, Noce, 1995; Teixeira et al., 1996; Caby et al., inédito) e em rochas metassedimentares das auréolas térmicas (Sm/Nd e U-Th-Pb_{Mnz}) a ca. 2,06 Ga (Marshak et al., 1996; Bruekner et al., 2000; Caby et al., inédito). Pequenos corpos alongados de trondhjemitos e subcirculares de Qtz sienitos cortados por aplitos, sob o alóctono Araçuaí, possuem idades Pb/Pb_{evap.} análogas (2,06 - 2,01 Ga, Jordt-Evangelista et al., 2000).

A idade de 2,4 Ga tem sido admitida para o Supergrupo Minas e baseia-se em isócrona Pb-Pb em rochas carbonáticas da Fm. Gandarela (Babinski et al., 1995). Pb-Pb (LA-ICPMS), em Zr detrítico, indica a associação *granite-greenstone* como principal área fonte. O Gr. Sabará é mais jovem que 2,12 Ga e o Gr. Itacolomi mais jovem que 2,03 Ga (Machado et al., 1996). A Fm. Moeda, na base do Supergrupo Minas, a W de Ouro Preto, é contínua e discordante sobre o Gr. Nova Lima (Dorr, 1969). Nesta região, a primeira camada do quartzito Moeda, a mica branca na fina xistosidade S₁//S₀, contém intercalações de Grt-Ms-Qtz xisto fino. Repousa sobre o Gr. Nova Lima representado por Chl-Ms-Bt xisto (Bt-Ms

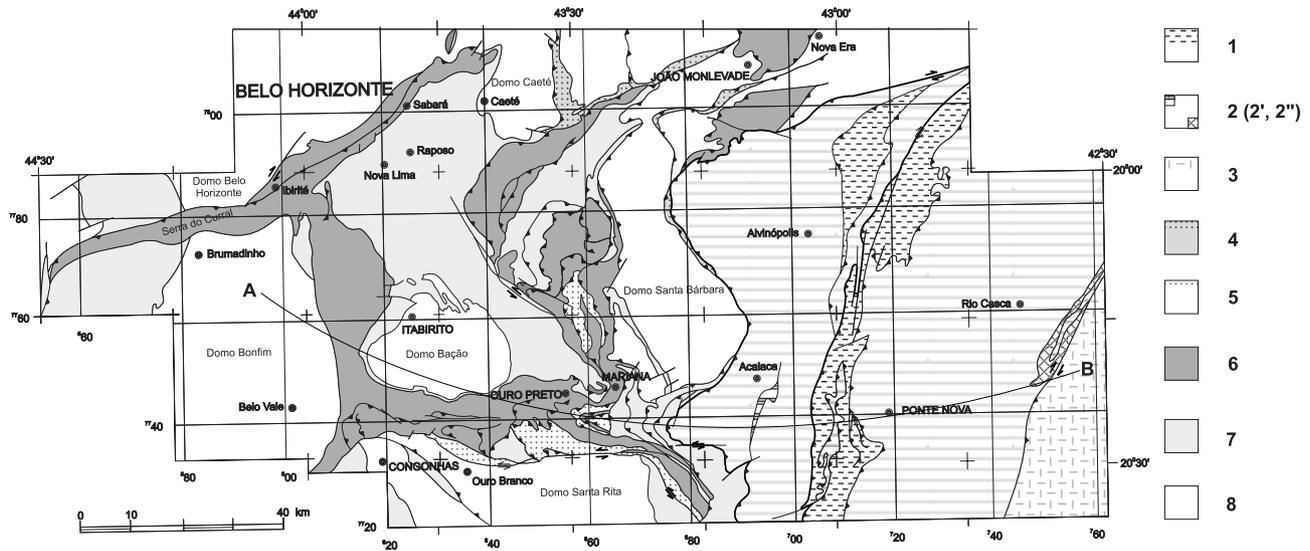


Figura 8. Mapa Geológico simplificado da transição do Orógeno Araçuai Meridional ao domínio de foreland (modificado de Dorr, 1969; Silva et al., 1991; Raposo, 1991). Nappe Ponte Nova: **1**. Grupo D. Silvério, **2**. Gnaisses Piedade (2'. anfibolitos, 2". granulitos); Terreno Juiz de Fora: **3**; Supra-crustais do embasamento do Cráton do São Francisco: **4**. Super Grupo Espinhaço, **5**. Grupo Itacolomi, **6**. Supergrupo Minas, **7**. Supergrupo Rio das Velhas; Embasamento do Cráton do São Francisco: **8**. Granito-gnaisses.

quartzitos intercalados), com relíquias de Sil substituída por Ms fibrosa (polimetamórfico). Ms granito aplítico ou pegmatóide ocorre em filões decimétricos, concordantes com a foliação. Esses xistos transicionam para uma auréola térmica, espacialmente restrita (200 m), com assembléia mineral de (Ky)-St-Sil-Grt-MgChl-Bt, descolada sobre Bt granodiorito foliado do Complexo Bação. A idade do metamorfismo sob a discordância, por (U-Th)-Pb_{Mnz} (Vlach et al., 2003) é de $2,06 \pm 0,02$ Ga.

Esse metamorfismo foi contemporâneo a granitos e sienitos (Jordt-Evangelista et al., 2000) e pode representar a continuidade, por ca. 80 Ma, do magmatismo relatado como Cinturão Mineiro (Teixeira et al., 2000). No entanto não se conhece, no Supergrupo Minas, auréolas de contato, ou relações de intrusão, com os corpos batolíticos mais antigos deste cinturão. Por outro lado, o pequeno volume de cristais detríticos de Zr, relacionados a esse metamorfismo, não seria condizente com uma área-fonte montanhosa. Como os corpos batolíticos são intrusivos no Supergrupo Rio das Velhas e no complexo granito-gnáissico, o ambiente tectônico em que foram gerados não é condizente com o modelo orogênico de subducção para E da Placa Sanfranciscana (Alkmim e Marshak, 1996). Um regime extensional litosférico e não orogênico *ss* (soerguimento de cadeia de montanhas) poderia, em contrapartida, ser investigado.

Orógeno Araçuai Meridional

A Nappe Ponte Nova (Figuras 8 e 9) consiste de gnaisses horizontalmente imbricados com rochas metassedimentares do Gr. D. Silvério (Lima et al., 1974). Os gnaisses são de composição granodiorítico-tonalítica com bandas leucotonalíticas e estromáticas. Possuem freqüentes intrusões de metabásicas concordantes e paralelas ao plano axial de dobras isoclinais. Ortognaisses (Pedreira Ponte Nova) possuem 2,17 Ga e registram provável evento metamórfico a 2,07 Ga (U-Pb_{SHRIMP}, Silva, 2002).

Os metapelitos do Gr. D. Silvério exibem texturas indicativas da nucleação cedo-cinemática de Grt e paragênese Ky-St-Grt-Ms-Bt-Pl na foliação por cisalhamento dúctil. Benevides e Juliani (2001) descrevem a substituição de Grt por Pl-Cdr-Qtz-Bt-Ms, a partir de texturas coroníticas, o que indicaria uma trajetória de descompressão, associada a um relaxamento térmico pós-cinemático. As condições do metamorfismo foram calibradas a 670 - 660°C e 7,3 - 4,3 kbar (Rettinger et al., 1998). A idade do pico térmico, registrada por U-Pb_{Mnz}, é de 530 ± 6 Ma (Figura 4) e compatível com Ar-Ar_{Hbl}: 529 ± 2 Ma (Figura 7). Valor Sm-Nd de 547 ± 29 Ma (Bruekner et al., 2000), é compatível, na margem de erro, com as anteriores.

A geometria (Cunningham et al., 1996) da Nappe Ponte

Nova admite dois padrões cinemáticos distintos, controlados por uma foliação de baixo mergulho para SE. A leste, nas imediações da sutura Abre Campo, os indicadores cinemáticos indicam transporte dextral-obliquo para SE. Transportes em cavalgamento, sensivelmente orientados para W predominam até o *front* da *nappe*.

Migração da orogênese para o domínio de foreland

As associações litológicas do embasamento infra e supra-crustal do domínio cratônico encontram-se sob a *Nappe* Ponte Nova. Estão engajados na estrutura cambriana, em cavalgamento para oeste e metamorfismo progressivo a facies anfíbolito (Grt com inclusões de Cld em St-Grt mica xistos Nova Lima, em Mariana). O avanço do metamorfismo mostra uma progressiva diminuição de temperatura, com gradiente térmico entre 615 - 570°C e 4,8 - 3,4 kbar (Rettinger *et al.*, 1998). Os gnaisses participam ductilmente da estrutura, exibindo foliação protomilonítica e lineação de estiramento com caimentos para ESE. Xistos do Gr. Piracicaba, a Bt, exibem porfiroblastos de Grt. O contato alóctono deste domínio encontra-se em Mariana e baliza todo o limite oriental do Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero. Idades K-Ar_{Amp}, compatíveis com a temperatura do metamorfismo, encontram-se a *ca.* 520 Ma (Cordani *et al.*, 1980), enquanto que o resfriamento a *ca.* 300°C está registrado no limite Cambro-Ordoviciano (500 - 485 Ma) por Ar-Ar_{Bt} (Chauvet *et al.*, 2000), compatível com valores em *ca.* 490 Ma por K-Ar_{Bt} (Herz *et al.*, 1961; Cordani *et al.*, 1980).

Sob este alóctono a deformação é do tipo *thin-skinned* ou *fold-thrust belt*, definida por um sistema de cavalgamento das seqüências supracrustais (Figura 8). A lineação mineral, definida por Ky (a W) e por mica branca fibrosa, orienta o transporte para E. O metamorfismo, definido na xistosidade fina S₁, relacionada ao sistema de cavalgamento, admite condições xisto verde sob pressões relativamente altas, em presença de (Rt)-Ky-Ms-Chl-FeCld em metapelitos e anfibólio da série grunerita-cumingtonita em itabiritos (Herz, 1978). Agulhas de Ky associadas a Prl podem ser observadas na xistosidade até o flanco oeste do sinclinal Moeda. Granitóides e ortognaisses não participam do sistema de cavalgamento, mas encontram-se ductilmente deformados em estruturas dômicas que conformam o padrão *dome-and-keel* descrito no "colapso orogênico paleoproterozóico" por Marshak *et al.*, 1992 e Alkmim e Marshak, 1998. Essas rochas registram retrogressão metamórfica, sendo freqüentes cuminuição de Bt, *kink bands* em Ms e Bt, Fds substituídos por mica branca fina, Ep e Ab e planos cataclásticos com intensa recristalização de mica branca. Faixas filonito-protomiloníticas normais, com mergulhos moderados a for-

tes para ESE, recortam o granito Mamona e quartzitos Moeda no flanco W do sinclinal Moeda (Hippert *et al.*, 1992; Hippert, 1994). Phl, Ms, Ep, Ab, Kfs, MgChl, Cal e Qtz, estes em *ribbons* policristalinos, definem a foliação protomilonítica. A Ms é uma Fe fengita (Si 3,25) que admite condições dinâmicas de metamorfismo de *ca.* 420°C - 4,5 kbar (Caby *et al.*, inédito). Ar-Ar_{Bt} nos protomilonitos possuem excesso de Ar e temperaturas de fechamento entre 600 - 560 Ma (Figura 7). Essas faixas de cisalhamento, que parecem controlar a extrusão do domo Bonfim e o soterramento sinclinal das supracrustais, são contemporâneas ao sistema de cavalgamento. Pode-se, assim, admitir que a segmentação do sistema de cavalgamento pelos domos Bação, Caeté e Santa Rita (Chemale *et al.*, 1994; Corrêa Neto e Dayan, 1998) corresponde ao comportamento mais rígido do embasamento em resposta ao campo compressivo induzido pela migração cambriana do Orógeno Araçuai.

MIGRAÇÃO DE ORÓGENOS E SUPERPOSIÇÃO OROGÊNICA: DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Ambientes tectônicos distintos e diferentes etapas orogênicas têm sido admitidos no Orógeno Tocantins Meridional: ambiente de margem ativa, fragmento continental subductado e ambiente de margem passiva.

A *Nappe* Socorro-Guaxupé, interna, representa ambiente de arco magmático instalado na borda oriental adelgada da placa continental Paranapanema. O auge metamórfico de alta/ultra-alta temperatura ocorreu há 625 ± 5 Ma, relacionado a isotermas alçadas e adelgadas, controladas pela proximidade do manto astenosférico. Foi responsável pela fusão de crosta granulítica e geração de expressivo magmatismo crustal. Registros de atividade de arco remontam a 670 - 700 Ma.

O Terreno Andrelândia corresponde a um fragmento de crosta continental, subductada pela convergência da litosfera Sanfranciscana sob a Paranapanema. Representa diferentes ambientes paleogeográficos marinhos, com depósitos terrígenos pelito-psamíticos distais e provenientes de área fonte continental estável do limite Orosiriano/Estateriano. Episódios de instabilidade orogênica sin-sedimentar controlaram depósitos tipo-*flysch* (grauvacas) oriundos da denudação de altos vulcano-plutônicos cálcio-alcalinos do Criogeniano/Neoproterozóico III. O arco magmático contíguo é a provável fonte de detritos à bacia até *ca.* 635 Ma. Essa série sedimentar, do Neoproterozóico III (Grupo Andrelândia), instalou-se sobre ortognaisses arqueano-paleoproterozóicos. Destaca-se a analogia química e isotópica entre as rochas metassedimentares Andrelândia e da *Nappe* Socorro-Guaxupé. Pertenceria este

terreno à borda da Placa Paranapanema em ambiente de antearco?

O Grupo Carrancas admite uma evolução sedimentar marinho-transgressiva análoga a ambientes de margem passiva. No entanto, os quartzitos possuem população modal de Zr detrítico Mesoproterozóico, exótico ao Cráton do São Francisco. Seqüências vulcano-sedimentares que poderiam fornecer estes detritos encontram-se no Terreno Central de Goiás (Pimentel *et al.*, 1998; Correia *et al.*, 1999), ou em supracrustais da Placa Paranapanema (Juliani *et al.*, 2000). Na primeira hipótese, parte dos depósitos representaria aporte de *flysch* precoce na margem passiva; na segunda, seria improvável a instalação do ambiente sedimentar na margem construtiva da Placa Sanfranciscana.

A colisão São Francisco/Paranapanema, registrada no equilíbrio metamórfico M_2 , possui uma polaridade ENE, em curto intervalo de tempo, definida pela migração de *nappes* e estabilização pós-colisional (Figura 10). Ocorreu de 615 ± 4 Ma, na Nappe Socorro-Guaxupé, a 612 Ma na Nappe Três Pontas-Varginha e 607 ± 3 Ma na Nappe Aiuruoca-Andrelândia. As rochas metabásicas de facies eclogito (M_1) e metapelitos do Terreno Andrelândia registram soterramento a profundidades mínimas de *ca.* 60 km em zona de subducção e sugerem uma taxa estimada de exumação vertical de *ca.* 2,2 mm/ano (Figura 5). O metamorfismo de ultra-alta temperatura de parte da Nappe Lima Duarte pode ter sido controlado pela injeção de magma básico sin-colisional. Reações metamórficas em rochas metaultramáficas e em lascas de migmatitos do Sistema de Nappes Carrancas sugerem episódio semelhante. Em ambos, essas condições contrastam com o equilíbrio metamórfico do restante da pilha e sugere transportes internos diferenciados. O metamorfismo de ultra-alta temperatura da lasca gnáissica e dos quartzitos da Nappe Lima Duarte foi há 611 Ma.

O relaxamento térmico colisional culminou com expressiva anatexia e geração de leucogranitos na retaguarda das *nappes* Aiuruoca-Andrelândia e Lima Duarte. Na primeira esse processo perdurou até 590 Ma e, na segunda, até 580 - 570 Ma.

Diferentes regimes tectônicos ocorreram sincronicamente nestas *nappes*. Sienitos pós-colisionais intrusivos em crosta profunda já exumada da Nappe Socorro-Guaxupé são contemporâneos ao metamorfismo colisional das *nappes* subjacentes. O regime extensional litosférico responsável pelo Cinturão Itu foi contemporâneo ao metamorfismo e anatexia na retaguarda da Nappe Lima Duarte. Essas relações sugerem que a proximidade destes ambientes antagônicos resulte de um encurtamento pós-metamórfico, com avanço a frio das *nappes* (como verificado na Nappe de Passos, Valeriano *et al.*, 2000). O dobramento inclinado e de vergência NW, da foliação metamórfica, deforma as superfícies de cavalgamentos no interior das

nappes, com exceção do sistema de cavalgamentos em duplex na Nappe Lima Duarte, onde essas dobras encontram-se cortadas e transportadas. Contatos a frio podem ser observados também na frente da Nappe Três Pontas-Varginha, onde, sem transferência de calor para o assoalho, granulitos repousam sobre metarenitos, xistos finos e filitos Carrancas da Serra de Três Pontas (Fm. Campestre).

Assim, no Orógeno Tocantins Meridional, a etapa orogênica controlada por subducção perdurou por *ca.* 55 Ma, compatível com orógenos fanerozóicos andinos e com a migração de arcos magmáticos himalaianos. A etapa orogênica colisional registra um aumento na duração dos processos, no sentido da migração das *nappes*. Instantâneos na Nappe Socorro-Guaxupé (*ca.* 3 Ma), os episódios metamórficos e deformacionais no Terreno Andrelândia persistiram por 17 Ma, enquanto que na Nappe Lima Duarte por 20 Ma, análogo à evolução do orógeno himalaiano, da zona de sutura no Paleoceno ao *underthrust* atual da litosfera da Índia.

O resfriamento e exumação de crosta profunda do Orógeno Tocantins Meridional está registrado na bacia sucessora continental-marinha, com idade no intervalo 570 - 540 Ma. Suas rochas metassedimentares de grau muito baixo relacionam-se ao processo de inversão controlado pelo avanço da frente orogênica do Sistema Orogênico Mantiqueira centro-setentrional. Idades Ar-Ar de fechamento a 300°C (compatíveis com este metamorfismo) indicam polaridade para N, de 555 Ma na Nappe Pouso Alto a 500 Ma na frente da Nappe Aiuruoca-Andrelândia, evidenciando a migração térmica do Sistema Orogênico Mantiqueira superimposto ao protocontinente. O limite inferior de idade da bacia sucessora pode, então, estar limitado há 555 Ma (Figura 10).

O Orógeno Araçuaí resulta da colisão frontal entre o Terreno Juiz de Fora, em ambiente de margem ativa, e a margem passiva oriental da Placa Sanfranciscana. Ao contrário da colisão oblíqua, esse processo foi responsável por intenso encurtamento crustal e avanço de *nappes* por *ca.* 100 km. As *nappes* empilharam-se sobre o domínio cratônico, em posição de *foreland* e sob deformação *thin-skinned* tipo *thrust-fold belt*. A etapa de descompressão, sob regimes báricos superiores ao barroviano, ocorreu há 530 Ma. No *front* alóctono envolvendo o cráton reativado, o metamorfismo progressivo ao limite xisto verde-anfibolito, registra resfriamento (*ca.* 300°C) há 495 Ma. O metamorfismo do Supergrupo Minas (Ky e fengita), no domínio de embasamento cratônico mais rígido, admitiu *ca.* de 15 km de pilha (alóctono?) superior.

Esse avanço externo do Orógeno Araçuaí ocorreu, no mínimo, 60 Ma após o pico térmico do metamorfismo colisional no domínio da margem ativa (*ca.* 560 Ma, Machado *et al.*, 1966; Bruekner *et al.*, 2000). Esse intervalo de

tempo é muito longo, comparado a orógenos colisionais fanerozóicos e ao Orógeno Tocantins Meridional. Representariam essas *nappes* o avanço superimposto pela colisão entre o Orógeno Rio Doce e o Terreno Juiz de Fora há ca. 545 - 532 Ma (Söllner *et al.*, 1991; Campos Neto e Figueiredo, 1995; Machado *et al.*, 1996; Bruekner *et al.*, 2000)?.

AGRADECIMENTOS

As análises e os trabalhos de campo tiveram o apoio da FAPESP (97/0682-5 e 98/15624-8). Os autores são gratos a F.F. Alkmim e a H.D. Ebert pela criteriosa revisão do texto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, v. 90, p. 29-58, 1998.
- ALMEIDA, S. *Petrologia de rochas ultramáficas associadas ao Grupo Andrelândia e seu embasamento, na região de Liberdade, Arantina, Andrelândia, São Vicente de Minas e Carrancas, MG*. 1998. 194 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- ÁVILA, C. A.; VALENÇA, J. G.; DUTRA, D. C. Rochas metasubvulcânicas félsicas presentes no embasamento da Serra do Lenheiro, São João Del Rei, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998. Belo Horizonte. *Boletim de Resumos*. Belo Horizonte: SBG, 1998. v. 1, p. 494.
- ÁVILA, C. A. *Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton do São Francisco, região de São João Del Rei, Minas Gerais*. 2000. 400 f. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; VAN SCHMUS, W. R. The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*, v. 72, p. 235-245, 1995.
- BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; HARTMANN, L. A.; VAN SCHMUS, W. R.; SILVA, L. C. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, v. 24, p. 439-442, 1996.
- BASEI, M. A. S.; SIGAJR., O.; SATO, K.; SPROESSER, W. M. A metodologia Urânio-Chumbo na USP. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 67, p. 221-237, 1995.
- BASEI, M. A. S.; SIGAJR., O.; MASQUELIM, H.; HARARA, O. M.; REIS NETO, J. M. ; PRECIOZZI, F. The D. Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de la Plata Craton. In: CORDANI, U. G. *et al. Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: s. n., 2000. p. 311-334.
- BENEVIDES, T.; JULIANI, C. (2001) Contribuição aos estudos petrográficos do metamorfismo do segmento central do Grupo D.Silvério, MG. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DO SUDESTE, 7., 2001. Rio de Janeiro. *Boletim de Resumos*. Rio de Janeiro: SBG-Núcleo Rio de Janeiro/ Espírito Santo, 2001. p. 1-2.
- BRAGA, I. F. *Análise de deformação de rochas infracrustais da região de Cristina e Itajubá – MG*. 2002. 197 f. Tese (Doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; FUCK, R. A. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, v. 22, p. 155-166, 1999.
- BRUEKNER, H. K.; CUNNINGHAM, D.; ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. Tectonic implications of Precambrian Sm-Nd dates from the southern São Francisco craton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brazil. *Precambrian Research*, v. 99, p. 255-269, 2000.
- CABY, R. Precambrian coesite from northern Mali: first record and implications for plate tectonics in the trans-Saharan segment of the Pan-African belt. *European Journal of Mineralogy*, v. 6, p. 235-244, 1994.
- CABY, R.; CAMPOS NETO, M. C.; BASEI, M. A. S.; SZABÓ, G. J.; VLACH, S. R. F.; VASCONCELOS, P. Major role of Neoproterozoic tectonometamorphic events in the Quadrilátero Ferrífero, São Francisco craton (SE Brazil): New field, petrostructural and geochronological evidence. *Precambrian Research*. (Submitte)
- CAMPOS NETO, M. C.; FIGUEIREDO, M. C. H.; JANASI, V. A.; BASEI, M. A. S.; FRYER, B. J. The São José do Rio Pardo Mangeritic-Suite, southeastern Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, v. 2, p. 185-199, 1988.
- CAMPOS NETO, M. C.; PERROTTA, M. M.; PELOGGIA, A. U.; FIGUEIREDO, M. C. H. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande (SP-MG), In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990. Natal. *Anais. Natal: SBG*, 1990. v. 6, p. 2615-2630.
- CAMPOS NETO, M. C.; FIGUEIREDO, M. C. H. The Rio Doce orogeny, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, p. 143-162, 1995.
- CAMPOS NETO, M. C.; JANASI, V. A.; CABY, R. Ocorrência de granulitos empobrecidos nas porções basais da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé. *Boletim do IG-USP*, v. 18, p. 11-14, 1996.
- CAMPOS NETO, M. C.; CABY, R. Tectonic constrain on Neoproterozoic high-pressure metamorphism and nappe system south of São Francisco craton, southeast Brazil. *Precambrian Research*, v. 97, p. 3-26, 1999.

- CAMPOS NETO, M. C.; CABY, R. Lower crust extrusion and terrane accretion in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil. *Tectonics*, v. 19, p. 669-687, 2000.
- CAMPOS NETO, M. C. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana, an approach to Brasiliano-Pan African Cycle and Orogenic Collage in Southeastern Brazil. In: CORDANI, U. G. et al. *Tectonic Evolution in South America*. Rio de Janeiro: s.n., 2000. p. 335-365.
- CAMPOS NETO, M. C. *O sul do Cráton do São Francisco quando da aglutinação do Gondwana*. Relatório Final. FAPESP - projeto 98/15624-8, São Paulo, 186 f. (inédito).
- CARNEIRO, M. A.; JORDT-EVANGELISTA, H.; TEIXEIRA, W. Eventos magmáticos Arqueanos de natureza cálcio-alcalina e tholeiítica no Quadrilátero Ferrífero e suas implicações tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, p. 121-128, 1997.
- CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W.; CARVALHO JR., I. M.; FERNANDES, R. A. Ensialic tectonic setting of the Archaean Rio das Velhas greenstone belt: Nd and Pb isotopic evidence from the Bonfim metamorphic complex, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 189-200, 1998.
- CHAUVET, A.; PIANTONE, P.; BARBASON, L.; NEHLIG, P.; PEDROLETTI, I. Gold deposit formation during collapse tectonics: structural, mineralogical and fluid inclusions constraints in the Ouro Preto gold mines, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Economic Geology*, 96, p. 25-48, 2001.
- CHEMALE, F.; ROSIÈRE, C. A.; ENDO, I. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, v. 65, p. 25-54, 1994.
- CHEMENDA, A. I.; MATTAUER, M.; BOKUN, A. N. Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modeling and field data from Oman. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 143, p. 173-182, 1996.
- CHOUDHURI, A.; SCHRANK, A.; ROIG, H. L.; SZABÓ, G. A. J. Negative Ce anomaly in mafic rocks of a possible Late Proterozoic ophiolite from SW Minas Gerais, Brazil. In: SRIVASTAVA, R. K.; CHANDRA, R. (Eds.) *Magmatism in relation to diverse tectonic settings*. Oxford: IBH Publishing Co, 1995. p. 283-290.
- CLOWES, R.; COOK, F.; HAJNAL, Z.; HALL, J.; LEWRY, J.; LUCAS, S.; WARDLE, R. Canada's LITHOPROBE Project (Collaborative, multidisciplinary geoscience research leads to new understanding of continental evolution). *Episodes*, v. 22, p. 3-20, 1999.
- CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; MULLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V.; ROESER, H. Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento na borda sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 52, p. 785-799, 1980.
- CORDANI, U. G.; COUTINHO, J. M. V.; NUTMAN, A. P. Geochronological constraints on the evolution of the Embú complex, São Paulo, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 903-910, 2002.
- CORRÊA NETO, A. V.; DAYAN, H. Deformation analysis on the central Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero (MG). In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14., 1998. Ouro Preto. *Abstracts*. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 1998. p. 128-130.
- CORREIA, C. T.; JOST, H.; TASSINARI, C. C. G.; GIRARDI, V. A. V.; KINNY, P. D. Ectasian Mesoproterozoic U-Pb ages (SHRIMP II) for the metavolcano-sedimentary sequences of Juscelândia and Indaianópolis and for high grade metamorphosed rocks of Barro Alto stratiform igneous complex, Goiás State, Central Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., 1999. Córdoba. *Extend Abstracts*. Córdoba: SEGEMAR, 1999. p. 31-33.
- COSTA, A. G.; ROSIÈRE, C. A.; EBERT, H. D.; FISCHER, D. P.; FUCHS, R. A.; PIMENTEL, M. M. The relation between frontal and strike-slip shear zones and the regional metamorphism and magmatism in a deep-crustal segment of the northern Ribeira belt, SE-Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14., 1998. Ouro Preto. *Abstracts*, Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 1998. p. 26-28.
- CUNNINGHAM, W. D.; MARSHAK, S.; ALKMIM, F. F. Structural style of basin inversion at mid-crustal levels: two transects in the internal zone of the Brasiliano Araçuaí Belt, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, v. 77, p. 1-15, 1996.
- DEL LAMA, E. A.; OLIVEIRA, M. A. F.; ZANARDO, A. Geotermobarometria em rochas do Complexo Campos Gerais ao norte da zona de cisalhamento Varginha. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 24, p. 233-239, 1994.
- DEL LAMA, E. A.; ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M. A. F.; MORALES, N. Exhumation of high-pressure granulites of the Guaxupé Complex, Southeastern Brazil. *Geological Journal*, v. 35, p. 231-249, 2000.
- DORR, J. V. N. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, n. 1119, p. B1-B19, 1969.
- DUARTE, B. P.; FIGUEIREDO, M. C. H.; CAMPOS NETO, M. C.; HEILBRON, M. Geochemistry of granulite facies orthogneisses of the Juiz de Fora Complex, central segments of Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, p. 67-82, 1997.
- EBERT, H. D.; CHEMALE JR., F.; BABINSKI, M.; ARTUR, A. C.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic setting and U-Pb

- zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the transpressive Rio Paraíba do Sul shear belt, SE Brazil. *Tectonics*, v. 15, p. 688-699, 1996.
- EBERT, H. D.; HASUI, Y. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. In: HOLDSWORTH, R. E.; STRACHAN, R. A.; DEWEY, J. F. (Eds.) *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. London: Geological Society, 1998. p. 231-252. (Geological Society special publication, nº 135).
- FERNANDES, J. F.; IYER, S. S.; IMAKUMA, K.; CHOUDHURI, A. Geochemical studies in the Proterozoic metamorphic terrane of the Guaxupé massif, Minas Gerais, Brazil. A discussion on large ion lithophile element fractionation during high-grade metamorphism. *Precambrian Research*, v. 36, p. 65-79, 1987.
- FETTER, A. H.; HACKSPACKER, P. C.; EBERT, H. D.; DANTAS, E. L.; COSTA, A. C. D. New Sm/Nd and U/Pb geochronological constraints on the Archean to Neoproterozoic evolution of the Amparo basement complex of the central Ribeira belt, Southeastern Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3., 2001. *Extend Abstracts*. Santiago: Sociedad Geológica de Chile, 2001. CD-ROM.
- FIGUEIREDO, M. C. H.; CAMPOS NETO, M. C. Geochemistry of the Rio Doce Magmatic Arc, Southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 63, p. 63-82, 1993.
- FIGUEIREDO, M. C. H.; TEIXEIRA, W. The Mantiqueira metamorphic complex, eastern Minas Gerais State: preliminary geochronological and geochemical results. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 68, p. 223-246, 1996.
- FILIPPOV, M.; JANASI, V. A. The Mauá granitic massif, central Ribeira Belt, São Paulo: Petrography, geochemistry and U-Pb dating. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, p. 341-348, 2001.
- FISCHEL, D. P.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; COSTA, A. G.; ROSIÈRE, C. A. Geology and Sm-Nd isotopic data for the Mantiqueira and Juiz de Fora complex (Ribeira Belt) in the Abre Campo-Manhuaçu region, Minas Gerais, Brazil. In: International Conference on Basement Tectonics, 14., 1998. Ouro Preto. *Abstracts*. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 1998. p. 21-23.
- FREITAS, F. C. *Geotermobarometria e evolução metamórfica das rochas graníticas da região de Socorro-SP*. 2000. 175 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- GARCIA, M. G. M.; CAMPOS NETO, M. C. Contrasting metamorphic conditions in the Neoproterozoic collision-related nappes, South of São Francisco Craton, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, n. 8, p. 853-870, 2003.
- GARCIA, M. G. M.; CAMPOS NETO, M. C.; JANASI, V. A. Proveniência e ambientação tectônica de metassedimentos de alto grau: Nappe Três Pontas – Varginha, sul do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*. (Submetido)
- GEBAUER, D.; SCHERTL, H. P.; BRIX, M.; SCHREYER, W. 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. *Lithos*, v. 41, p. 5-24, 1997.
- GIMENEZ FILHO, A.; JANASI, V. A.; CAMPANHA, G. A. C.; TEIXEIRA, W.; TREVIZOLI JR., L. E. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the eastern portion of the Três Córregos batholith, Ribeira fold belt, São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 45-50, 2000.
- GUILLOT, S.; SIGOYER, J.; LARDEAUX, J. M.; MASCLE, G. Eclogitic metasediments from the Tso Morari area (Ladakh, Himalaya): Evidence for continental subduction during India-Asia convergence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 128, p. 197-212, 1997.
- GUILLOT, S.; HATTORI, K. H.; SIGOYER, J. Mantle wedge serpentization and exhumation of eclogites: Insights from eastern Ladakh, northwest Himalaya. *Geology*, v. 28, n. 3, p. 199-202, 2000.
- HADDAD, R. C. *O batolito Pinhal-Ipuúna (SP-MG): um exemplo de magmatismo cálcio-alcalino potássico neoproterozóico no sudeste brasileiro*. 1995. 270 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- HARALYI, N. L. E. *et al.* Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica. Belo Horizonte: SBG Bol. Esp. (volume Djalma Guimarães), 1985, p. 71-93.
- HARARA, O. M., BASEI, M. A. S.; SIGA JR., O. Geochronological and geochemical data on the transition zone between Luis Alves and Atuba Complexes, south Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1997. Campos de Jordão. *Extended Abstracts*. Campos de Jordão: FAPESP/CNPq/CPRM, 1997. p. 134-136.
- HEILBRON, M. O metamorfismo da área de Itutinga-Madre de Deus de Minas – MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3., 1985. Belo Horizonte. *Anais*. Belo Horizonte: SBG-MG, 1985. 219-233.
- HEILBRON, M.; MOHRIAK, W. U.; VALERIANO, C. M.; MILANI, E. J.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBÁ, M. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: MOHRIAK, W. U.; TALWANI, M. (Eds) *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Washington, DC: American Geophysical

- Union, 2000. p. 1-32. (*Geophysical Monograph*, 115).
- HELWIG, J. Eugeosynclinal basement and collage concept of orogenic belts. In: HELWIG, J. *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1974. p. 359-376. (Special Publication, 19)
- HIPPERT, J. F. Direct observation of porosity in quartzite and phyllonite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abhandlungen*, v. 166, n. 3, p. 239-259, 1994.
- HIPPERT, J. F.; BORBA, R. P.; NALINI JR., H. A. O contato Quartzito Moeda-Complexo Bonfim: Uma zona de cisalhamento normal na borda oeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. *REM: Revista da Escola da Minas*, v. 45, p. 32-34, 1992.
- HERZ, N. Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U. S. Geological Survey, Prof. Paper*, v. 64-C, p. 1-81, 1978.
- HODGES, K. V.; BURCHFIEL, B. C.; ROYDEN, L. H.; CHEN, Z.; LIU, Y. The metamorphic signature of contemporaneous extension and shortening in the central Himalayan orogen: data from the Nyalam transect, southern Tibet. *Journal Metamorphic Geology*, v. 11, p. 721-737, 1993.
- HODGES, K. V.; PARRISH, R. R. Searle Tectonic evolution of central Annapurna Range, Nepalese Himalayas. *Tectonics*, v. 15, p. 1264-1291, 1996.
- JANASI, V. A.; VLACH, S. R. F.; HULBRICH, H. H. G. J. Enriched-mantle contributions to the Itu Granitoid Belt, SE Brazil: evidence from K-rich diorites and syenites. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 65, p. 107-118, 1993.
- JANASI, V. A.; HADDAD, R. C.; VLACH, S. R. F. Comments on the Sm-Nd isotopic systematics of calc-alkaline granitoids from the Pinhal-Ipuúna batholith (São Paulo and Minas Gerais, Brazil). In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1997. Campos de Jordão. *Extend Abstracts*. Campos do Jordão: FAPESP/CNPq/CPRM, 1997. p. 147-150.
- JANASI, V. A.; VLACH, S. R. F. Sr and Nd isotope systematics of the Capituva and Pedra Branca syenitic massifs (SW Minas Gerais, Brazil): petrogenesis and inference on Neoproterozoic lithospheric mantle reservoirs. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1997. Campos de Jordão. *Extend Abstracts*. Campos do Jordão: FAPESP/CNPq/CPRM, 1997. p. 143-146.
- JANASI, V. A. Neoproterozoic mangerite-granite magmatism in the southeastern Brazil: the São Pedro de Caldas massif. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 69, p. 267-294, 1997.
- JANASI, V. A.; LEITE, R. J.; VANSCHMUS, W. R. U-Pb ages and stratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (W of São Paulo, Brazil): Implications for the evolution of the Ribeira Belt. *South American Earth Sciences*, v. 14, p. 363-376, 2001.
- JANASI, V. A.; CAMPOS NETO, M. C.; VASCONCELLOS, A. C.; VAN SCHMUS, W. R.; GARCIA, M. G. M. Geochemical and isotopic (Nd, Sr) evidences for a Neoproterozoic Juvenile component in metasediments for allochthonous terranes in the Southern Brasília Belt, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro. *Abstracts Volume*. Rio de Janeiro: CPRM, 2000. CD-ROM.
- JANASI, V. A. *Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica*. 1999. 304 f. Tese (Livre-Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, São Paulo.
- JANASI, V. A. Pattern of Sm-Nd T_{DM} distribution in granulites and granitoids from an exposed section of middle to lower crust in SE Brazil: vertical and lateral zoning. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3., Pucón. *Extend Abstracts*. Santiago: Sociedad Geológica de Chile, 2001. p. 168-171. CD-ROM.
- JORDT-EVANGELISTA, H.; ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. Metamorfismo progressivo e a ocorrência dos três polimorfos de Al_2SiO_5 (cianita, andaluzita e silimanita) na Formação Sabará em Ibitiré, Quadrilátero Ferrífero, MG. *REM: Revista da Escola de Minas, Ouro Preto*, v. 45, n. 1-2, p. 157-160, 1992.
- JORDT-EVANGELISTA, H.; PERES, G. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Pb/Pb single-zircon dating of Paleoproterozoic alc-alkaline/alkaline magmatism in the southeastern São Francisco Craton region, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 174-176, 2000.
- KARABINOS, P.; KETCHAM, R. Thermal structure of active thrust belts. *Journal of Metamorphic Geology*, 6: 559-570, 1988.
- KRETZ, R. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, v. 68, p. 277-279, 1983.
- MACHADO, N.; CARNEIRO, M. A. A major Archaean tectonothermal event in the São Francisco shield, Brazil: U/Pb evidence from the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, n. 11, p. 2341-2346, 1992.
- MACHADO, N.; NOCE, C. M.; LADEIRA, E. A.; OLIVEIRA, O. A. B. U-Pb Geochronology of Archaean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 1221-1227, 1992.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C. M.; GAUTHIER, G. Ages of detrital zircon from Archaean-Paleoproterozoic sequences: implications for Greenstone Belt setting and

- evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 141, p. 259-276, 1996.
- MACHADO, N.; VALLADARES, C.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. U-Pb geochronology of central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, v. 79, p. 347-361, 1996.
- MARANGONI, Y. R. *Modelo crustal para o norte de Goiás a partir de dados gravimétricos*. 1994. , 105 f. Tese (Doutorado) – Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- MARSHAK, S.; ALKMIM, F. F.; JORDT-EVANGELISTA, H. Proterozoic crustal extension and the generation of dome-and-keel structure in an Archaean granite-greenstone terrane. *Nature*, v. 357, n. 6378, p. 491-493, 1992.
- MICHARD, A.; CHOPIN, C.; HENRY, C. Compression versus extension in the exhumation of the Dora-Maira coesite-bearing unit, Western Alps, Italy. *Tectonophysics*, v. 221, n. 2, p. 173-193, 1993.
- MÖLLER, C. Decompressed eclogites in the Sveconorwegian (-Grenvillian) orogen of SW Sweden: petrology and tectonic implications. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 16, p. 641-656, 1998.
- NALINI JR., H. A.; BILAL, E.; CORREIA NEVES, J. M. Mineralogical, geochemical and isotopic constraints of Neoproterozoic Granitoids (Urucum and Galiléia suites) Eastern Minas Gerais State, Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14., 1998. Ouro Preto. *Extend Abstracts*. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 1998. p. 44-46.
- NEGRI, F. A. *Petrologia das rochas charnockito-graníticas e encaixantes de alto grau associadas, na região de São Francisco Xavier, SP*. 2002. 2 v. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- NOCE, C. M.; MACHADO, N.; TEIXEIRA, W. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (Southern São Francisco craton): age constraints for Archaean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 95-102, 1998.
- NOCE, C. M.; TEIXEIRA, W.; QUÉMÉNEUR, J. J. G.; MARTINS, V. T. S.; BOLZACHINI, E. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco craton and implications for the evolution of the Transamazonian orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, n. 3, p. 225-239, 2000.
- NOCE, C. M.; MACAMBIRA, M. J. B.; PEDROSA-SOARES, A. C. Chronology of Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí Belt, eastern Brazil, based on single zircon evaporation dating. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, p. 25-29, 2000.
- PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M. Where is the suture zone of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo Orogen. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14., 1998. Ouro Preto. *Extend Abstracts*. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 1998. p. 35-37.
- PEDROSA-SOARES, A. C.; VIDAL, P.; LEONARDOS, O. H.; BRITO NEVES, B. B. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-west Congo orogen. *Geology*, v. 26, n. 6, p. 519-522, 1998.
- PEDROSA-SOARES, A. C.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. Constraining the age of Neoproterozoic glaciation in eastern Brazil: first U-Pb (SHRIMP) data of detrital zircon. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 58-61, 2000.
- PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; WIEDEMANN, C. M.; PINTO, C. P. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, v. 110, p. 307-323, 2001.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, v. 20, p. 375-379, 1992.
- PIMENTEL, M. M., WHITEHOUSE, M. J., VIANA, M. G., FUCK, R. A.; MACHADO, N. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, v. 81, p. 299-310, 1997.
- PINTO, C. P.; BRANDALISE, L. A.; SOUZA, H. A.; VASCONCELLOS, B. R. M.; BARRETO, E. L.; DISGOMES, R. A. A.; CARVALHAES, J. B.; PADILHA, A. V.; HEINECK, C. A.; GROSSI SAD, J. H. *Lima Duarte, Folha SF.23-X-C-VI, Estado de Minas Gerais*. Brasília: DNPM, 1991. 201 p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- RAMOS, V. A.; ALEMAN, A. Tectonic evolution of the Andes. In: CORDANI, U. G. *et al.* (Eds) *Tectonic Evolution in South America*. Rio de Janeiro: s. n., 2000. p. 635-685.
- RETTINGER, R.; OBERHÄNSLI, R.; DÜRKOP, C. Thermometamorphic characterization of the transition zone between the Archaean São Francisco craton and the Neoproterozoic mobile belt, Minas Gerais, Brazil. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, I, p. 721-738, 1998.
- RIBEIRO, A.; HEILBRON, M. Estratigrafia e metamorfismo dos Grupos Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982. Salvador. *Anais*. Salvador: SBG, 1982. v. 1, p. 177-186.
- RIBEIRO, A.; TROUW, R. A. J.; ANDREIS, R. R.; PACIULLO,

- F. V. P.; VALENÇA, J. Evolução das bacias Proterozóicas e o termo-tectonismo Brasileiro na margem sul do cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, p. 235-248, 1995.
- RING, U.; KRÖNER, A.; BUCHWALDT, R.; TOULKERIDIS, T.; LAYER, P. W. Shear-zone patterns and eclogite-facies metamorphism in the Mozambique belt of northern Malawi, east-central Africa: implications for the assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, v. 116, p. 19-56, 2002.
- SANTOS, L. P.; CAMPOS NETO, M. C.; CARVALHO, C. H. G. Metamorphic path constrained by metapelitic rocks from the inner Aiuruoca-Andrelândia Nappe, Southern of the São Francisco craton, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. (submetido)
- SATO, K. *Evolução crustal da plataforma Sul Americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd*. 1998. 297 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. *Tese, Universidade de São Paulo*, São Paulo.
- SCHMID, S. M.; PFIFFNER, O. A.; FROITZHEIM, N.; SCHÖNBORN, G. Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, v. 15, p. 1036-1064, 1996.
- SCHMITT, R. S.; TROUW, R. A. J.; VANSCHMUS, W. R. The characterization of a Cambrian (~520 Ma) tectonometamorphic event in the coastal domain of the Ribeira belt (SE Brazil) – using U/Pb in syntectonic veins. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., 1999. Córdoba. *Actas. Córdoba: SEGEMAR*, 1999. p. 363-366.
- SENGÖR, A. M. C. Plate Tectonics and orogenic Research after 25 Years: A Tethyan Perspective. *Earth Science Reviews*, v. 27, p. 1-201, 1990.
- SHUWEN, D.; OBERHÄNSLI, R.; SCHMID, R.; XIAOCHUM, L.; JIAFU, T.; HUAIMIN, X. Occurrence of metastable rocks in deeply subducted continental crust from Dabie Mountains, Central China. *Episodes*, v. 25, n. 2, p. 84-89, 2002.
- SIGOYER, J.; CHAVAGNAC, V.; Blichert-Toft, J.; VILLA, I. M.; LUIS, B.; GUILLOT, S.; COSCA, M.; MASCLE, G. Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: Multichronology of the Tso-Morari eclogites. *Geology*, v. 28, n. 6, p. 487-490, 2000.
- SILVA FILHO, B. C.; SOLIANI JR., E. Origem e evolução dos gnaisses Cambá: Exemplo de estudo integrado de análise estrutural, petroquímica e geocronologia. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987. Curitiba. *Atas. Curitiba: SBG*, 1987. v. 1, p. 127-145.
- SILVA, L. C. 2002. *Arquivos Abertos Serviço Geológico do Brasil, CPRM*, n. 1. Disponível em <<http://cprm.gov.br>>.
- SÖLLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K. The Brasiliano Orogenesis: Age determination (Rb-Sr and U-Pb) in the coastal mountain region of Espírito Santo, Brazil. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, I, p. 729-741, 1987.
- SÖLLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K. Brasiliano age of a charnoenderbitic rock suite in the Complexo Costeiro (Ribeira Mobile Belt), Espírito Santo/Brazil: Evidence from U-Pb geochronologieon zircons. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, I, p. 933-945, 1989.
- SÖLLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K. Die krustenentwicklung in der küstenregion nördlich von Rio de Janeiro/Brasilien. *Münchener Geologische Hefte*, v. 4, p. 1-100, 1991.
- SÖLLNER, F.; TROUW, R. A. J. The Andrelândia depositional cycle (Minas Gerais/Brazil), a post-Transamazonian sequence south of the São Francisco craton: evidence from U-Pb dating on zircons of a metasediment. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 10, p. 21-28, 1997.
- SPEAR, F. S. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Washington, D.C.: Mineralogical Society of América, 1995. 799 p.
- TACK, L.; WINGATE, M. T. D.; LIÉGEOIS, J-P.; FERNANDEZ-ALONSO, M.; DEBLOND, A. Early Neoproterozoic magmatism (1000-919 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinia rifting at the wester edge of the Congo craton. *Precambrian Research*, v. 110, p. 277-306, 2001.
- TASSINARI, C. C G.; NUTMAN, A. P. Archean and Proterozoic multiple tectonothermal events recorded by gneisses in the Amparo Region, São Paulo State, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3., 2001. Pucón. *Extend Abstracts*. Pucón: Sociedad Geológica de Chile, 2001. p. 252-254.
- TEIXEIRA, W.; FIGUEIREDO, M. C. H. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, v. 53, p. 1-22, 1991.
- TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M. A.; NOCE, C. M.; MACHADO, N.; SATO, K.; TAYLOR, P. N. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 78, n. 1-3, p. 151-164, 1996.
- TEIXEIRA, W.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. P.; SATO, K. Polyphase Archean evolution in the Campo Belo metamorphic complex, southern São Francisco craton, Brazil: SHRIMP U-Pb zircon evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, n. 3, p. 279-289, 1998.
- TEIXEIRA, A. L. Análise das bacias da transição

- Proterozóico-Fanerozóico do Estado de São Paulo e adjacências. 2000. 158 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.,
- TÖPFNER, C. Brasiliano-granitoide in den bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais, Brasilien-eine vergleichende studie. *Münchner Geologische Hefte*, v. 4, p. 1-100, 1996.
- TROUW, R. A. J. Evolução tectônica do sul do cráton do São Francisco baseada em análise metamórfica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo: SBG, 1992. p. 327.
- TROUW, R. A. J.; CHRISPIM, S. J.; DAYAN, H. Análise da deformação numa área a SE de Lavras, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982. Salvador. *Anais*. Salvador: SBG, 1982. v. 1, p. 187-198.
- TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A. E.; PACIULLO, F. V. P. Geologia estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 55, p. 71-85, 1983.
- TROUW, R. A. J.; PANKHURST, R. J. Idades radiométricas ao sul do Cráton do São Francisco: Região da folha Barbacena, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2., 1993. Salvador. *Anais*. Salvador: SBG, 1993. p. 260-262.
- TROUW, R. A. J.; CASTRO, E. M. Significado tectônico de granulitos Brasileiros de alta pressão no sul de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996. Salvador. *Anais*. Salvador: SBG, 1996. v. 6, p. 145-148.
- TROUW, R. A. J.; PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A. Tectonic significance of Neoproterozoic high pressure granulites in southern Minas Gerais. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14., 1998. Ouro Preto. *Abstracts*. Ouro Preto: Universidade de Ouro Preto. p. 69-71. 1998.
- TROUW, R. A. J.; HEILBRON, M., RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R. R. The central segment of Ribeira Belt. In: CORDANI, U. G. *et al. Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, 2000. p. 287-310
- TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 7-11, 2000.
- VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; SIMÕES, L. S. A., DUARTE, B. P., ROIG, H. L.; HEILBRON, M. Evolução estrutural do domínio externo da faixa Brasília no sudoeste de Minas Gerais: registros de uma tectônica pré-Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, p. 221-234, 1995.
- VALERIANO, C. M., SIMÕES, L. S. A., TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Southern Brasília Belt (SE Brazil): thrust-discontinuities and evolution during the Neoproterozoic Brasiliano orogeny. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14., 1998. Ouro Preto. *Abstracts*. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 1998. p. 62-65.
- VALLADARES, C. S.; MACHADO, N.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; HEILBRON, M.; GAUTHIER, G. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions of the Brasília Belt, southern border of São Francisco craton: implications for the evolution of Proterozoic basins. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3., 2001. Pucón. *Extend Abstracts*. Santiago: Sociedad Geológica de Chile, 2001. p. 261-264.
- VANDECAR, J. C.; JAMES, D. E.; ASSUMPÇÃO, M. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature*, v. 378, 6552, p. 25-31, 1995.
- VANNAY, J. C.; HODGES, K. V. Tectonometamorphic evolution of the Himalayan metamorphic core between the Annapurna and Dhaulagiri, central Nepal. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 14, p. 635-656, 1996.
- VILELA, L. G. G. *Petrografia, geotermobarometria e evolução metamórfica de granulitos básicos de alta pressão e rochas transicionais para fácies eclogito na região de Lima Duarte, MG*. 2000. 180 p. São Paulo, Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- VLACH, S. R. F. Microprobe monazite constraints for an Early (ca. 790 Ma) Brasiliano orogeny: the Embu Terrane, southeastern Brazil. In: SIMPÓSIO SUDAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA, 3., 2001. Pucón. Atas. Sociedade Geológica do Chile e Codelco Chile. p. 265-268.
- VLACH, S. R. F.; JANASI, V. A.; VASCONCELLOS, A. C. B. C. The Itú belt: associated calc-alkalic and aluminous A-type late Brasiliano granitoids in the States of São Paulo and Paraná, southern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990. Natal. *Anais*. Natal: SBG-Núcleo Nordeste, 1990. v. 4, p. 1700-1711.
- VLACH, S. R. F.; CAMPOS NETO, M. C.; NEGRI, F. A. Datação de eventos metamórficos em monazita com microsonda eletrônica: exemplos de rochas supracrustais do sudeste brasileiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6., 1999. São Pedro. *Boletim de Resumos*. São Pedro: SBG-UNESP, 1999. p. 14.
- VLACH, S. R.; GUALDA, G. A. R. Microprobe monazite dating and the ages of some granitic and metamorphic rocks from southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 214-218, 2000.
- VLACH, S. R. F.; CAMPOS NETO, M. C.; CABY, R.; BASEI,

- M. A. S. Contact metamorphism in metapelites from the Nova Lima Group, Rio das Velhas Supergroup, Quadrilátero Ferrífero: A monazite Th-U-Pb_T dating by the electron-probe microanalyser. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003. Salvador. *Short Papers*. Salvador: CBPM/IRD, 2003. p. 307-310.
- WANG, X.; LIOU, J. C. Regional ultrahigh-pressure coesite-bearing eclogitic terrane in central China: evidence from country rocks, gneiss, marble and metapelite. *Geology*, 19, p. 933-936, 1991.
- WHITE, C. E.; BARR, M.; JAMIESON, A.; REYNOLDS, P. H. Neoproterozoic high-pressure/low-temperature metamorphic rocks in the Avalon terrane, southern New Brunswick, Canada. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 19, p. 517-528, 2001.