TERMOBAROMETRIA DA SUÍTE METAMÓRFICA VÁRZEA DO CAPIVARITA (RS): EMBASAMENTO DO CINTURÃO DOM FELICIANO

ANDRÉIA OLIVEIRA MONTEIRO DA SILVA¹, CARLA CRISTINE PORCHER²,
LUIS ALBERTO DÁVILA FERNANDES³ & GILES DROOP⁴

Abstract *THERMOBAROMETRY OF THE VÁRZEA DO CAPIVARITA METAMORPHIC SUITE, (RS): BASEMENT OF THE DOM FELICIANO BELT* Thermobarometric and structural geology investigation of rocks belonging to the Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (SMVC), unit cropping out along the eastern segment of the Dom Feliciano Belt (RS), have revealed that they were affected by two main metamorphic episodes. With the use of THERMOCALC Program it was possible to demonstrate that the older episode (M_1), syntectonic to the flat-lying shear zones with E-W tectonic transport direction was developed under conditions of 740-790°C and pressures between 3-4 kbar, belonging, therefore, to the low P/T baric type metamorphism. The younger metamorphic episode (M_2) and associated penetrative deformation of impure marbles were developed under amphibolite facies conditions and abundant fluids. The close spacial association and the perfect structural agreement between the Varzea do Capivarita Metamorphic Suit supracrustals rocks and the calc-alkaline gneissic rocks of the Arroio dos Ratos Complex, as the lower pressures of the M_1 metamorphism suggest that this could be caused by the intrusion warm.

Keywords: Dom Feliciano Belt, Várzea do Capivarita Suite, metamorphic petrology, geothermobarometry

Resumo O estudo das condições de metamorfismo das rochas da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (SMVC), foi realizado através da utilização de métodos de geotermobarometria, apoiados por estudos de geologia estrutural e microtectônica. Foi possível demonstrar que essas rochas foram afetadas por dois episódios principais de metamorfismo. Utilizando-se o programa THERMOCALC foi possível determinar-se que o episódio mais antigo (M_1), registrado em todos os litotipos da SMVC, desenvolveu-se durante tectônica tangencial, com transporte tectônico E-W, sob condições de temperatura entre 740-790°C e pressões entre 3 e 4 kbar, caracterizando metamorfismo de baixa P/T. O episódio metamórfico mais novo (M_2), forma trama tectônica apenas nos mármore impuros e caracteriza-se por paragéneses minerais de fácies anfibolito médio e presença abundante de fluidos. A íntima associação espacial e a perfeita concordância estrutural entre as rochas supracrustais da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita e os gnaisses cálcio-alcálicos do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, juntamente com as baixas pressões do metamorfismo M_1 , sugere que este pode ter sido influenciado pelo calor das intrusões.

Palavras-chaves: Cinturão Dom Feliciano, Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita, petrologia metamórfica, geotermobarometria

INTRODUÇÃO O Escudo Sul-rio-grandense é uma associação de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares arqueanas a neoproterozóicas. Abrangendo quase a totalidade da sua área, ocorre o Cinturão Dom Feliciano, que representa o registro catazonal de um antigo orógeno, retratado por associações de rochas alongadas segundo NE (Fig. 1). Grande parte das unidades que afloram nesse cinturão são geneticamente relacionadas, ou foram tectonicamente aglutinadas durante diversos episódios responsáveis pela colagem orogênica no Neoproterozóico (cf. Fernandes *et al.* 1995a,b, Chemale Jr. *et al.* 1995).

Apesar dos estudos extensivos realizados nas últimas décadas (Fernandes *et al.* 1995a,b, Babinski *et al.* 1994, 1996, Chemale Jr. *et al.* 1995), que possibilitaram melhor entendimento da evolução estrutural e geotectônica desse cinturão, permanecem diversas

lacunas sobre a evolução anterior à aglutinação neoproterozóica. As maiores dificuldades para o entendimento da história inicial desse cinturão relacionam-se à carência de dados geocronológicos e acerca da evolução metamórfica das rochas interpretadas como embasamento desse cinturão, já que os dados existentes estão limitados essencialmente aos granulitos Santa Maria Chico e Gnaisses Encantadas (Hartmann 1998, Soliani Jr. 1986).

Embora essas sejam as unidades do embasamento mais conhecidas, trabalhos de geocronologia recentes (Babinski *et al.* 1994, 1996, Leite *et al.* 1998, 2000, da Silva *et al.* 1999, 2000) confirmaram a presença de segmentos de idade paleoproterozóica em outras porções do Cinturão Dom Feliciano, particularmente na sua porção leste e central, onde os ortognaisses pertencentes ao Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (Fernandes *et al.* 1992) apresenta-

1 - Rua Dr. Campos Velho, 882/401, andreiaomonteiro@zipmail.com.br, CEP 90820-000, Porto Alegre

2 - Rua Cláudio Manoel da Costa, 279, carla@if.ufrgs.br, CEP 91215-250, Porto Alegre

3 - Caixa Postal 15065, CEP 91501-970, Bairro Agronomia, ferna@if.ufrgs.br, Porto Alegre

4 - University of Manchester, Oxford Road, M 13 9PL, Manchester, UK

ram idades U-Pb concórdia de 2.067 ± 50 (Leite *et al.* 1998, 2000) e 1.538 ± 7 Ma (da Silva *et al.* 1999, 2000), interpretadas como idades magmáticas. No entanto, dados geocronológicos recentes (Silva *et al.* em preparação) indicam idades neoproterozóicas para o metamorfismo de alto grau das rochas supracrustais objeto do presente estudo.

Este trabalho visa a caracterização das condições de metamorfismo dos eventos tectono-metamórficos que afetaram a crosta do Segmento Leste do Domínio Central do Cinturão Dom Feliciano (Fernandes *et al.* 2001), permitindo, assim, melhor entendimento da sua evolução tectônica. Na região de Encruzilhada do Sul, os ortognaisses do Complexo Gnaíssico Arroio dos Ratos (CGAR) intrudem uma seqüência de rochas supracrustais de alto grau, chamada de Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (SMVC). Assim, por apresentar rochas favoráveis à obtenção de dados termobarométricos, a SMVC foi selecionada para esse estudo. Como demonstrado a seguir, este estudo permite uma nova po-

posição acerca dos ambientes tectônicos na época de formação da unidade considerada.

Geologia da Área de Estudo O Cinturão Dom Feliciano é dividido nos Domínios Leste, Central e Oeste (Costa *et al.* 1995, Costa 1997, Fernandes *et al.* 1995a, b). Os segmentos estudados encontram-se no *Domínio Central* (DC). Esse domínio é formado predominantemente por rochas crustais paleoproterozóicas, que podem ser agrupadas em (Fig. 1):

Segmento Leste - dominado por uma suíte TTG de gnaisses cálcio-alcálinos, com tetos pendentes e xenólitos de rochas supracrustais de alto grau (SMVC) alvo do presente estudo. Este segmento é interpretado na literatura como um fragmento de crosta continental, intrudida por granitóides cálcio-alcálinos paleoproterozóicos (Leite *et al.* 1998, 2000, da Silva *et al.* 1999, 2000) e cortados por zonas de cisalhamento transcorrente com magmatismo sintectônico (Fernandes & Koester 1999). O evento

Figura 1 – Principais Associações Petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano. Modificado de Costa (1997).

final estruturador desta crosta foi à intrusão de grandes volumes de magmas graníticos ao final do Neoproterozóico.

Segmento Oeste - apresenta uma intercalação tectônica de gnaisses do embasamento paleoproterozóico com rochas supracrustais neoproterozóicas ao longo de zonas de cisalhamento sub-horizontais (Porcher & Fernandes 1990).

Na região de Encruzilhada do Sul ocorrem associações de gnaisses de alto grau, com estruturas dúcteis formadas por fluxo tangencial na direção E-W, cortadas por zonas de cisalhamento transcorrentes NE do Sistema Dorsal de Canguçu (Fernandes & Koester 1999). A intrusão de granitos cálcio-alcálinos alto-K a alcalinos, que constituem a maior parte da área de exposição, marca o final do Ciclo Brasileiro nessa região (Fig. 2).

Os gnaisses de alto grau, objeto do presente estudo, foram inicialmente descritos por Frantz *et al.* (1984), que os incluíram na unidade não formal denominada Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. Esse complexo é formado por paragneisses aluminosos, calciossilicatados e quartzo-feldspáticos, intercalados com ortogneisses de composição granodiorítica a tonalítica. Incluíram ainda nesse complexo um grande corpo de anortosito (Anortosito Capivarita).

O Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita foi posteriormente desmembrado em uma seqüência de paragneisses de alto grau metamórfico, denominada Suíte Metamórfica Várzea do

Capivarita (SMVC), e ortogneisses cálcio-alcálinos, agrupados no Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (CGAR) (Fernandes *et al.* 1990). A SMVC aflora tipicamente em segmentos restritos e descontínuos geralmente circundados por ocorrências maiores de CGAR. Esse padrão de afloramento, em conjunto com o reconhecimento de relações de intrusão entre essas duas unidades e a coerência da atitude das estruturas dúcteis precoces entre os diversos segmentos da SMVC indica a presença de tetos pendentes, ou xenólitos no interior do CGAR (Fernandes *et al.* 1990).

Descrição Mesoscópica dos Tetos Pendentes da SMVC Considerando a forma descontínua de afloramento da SMVC, optou-se pela individualização das ocorrências mapeáveis em escala 1:25.000, caracterizando cada ocorrência com relação aos principais litotipos, paragéneses minerais e feições estruturais. Foram estudadas em detalhe três áreas de exposição das rochas da SMVC, informalmente denominados de segmentos Várzea do Capivarita, Cerro Partido e Arroio Canhão. Esses segmentos, além de apresentarem paragéneses minerais diagnósticas, importantes no estudo de terrenos metamórficos, podem ser individualizáveis numa escala adequada. Na Tabela 1 são apresentados os segmentos estudados, suas descrições petrográficas e suas respectivas paragéneses.

O segmento Cerro Partido é constituído por rochas metassedimentares clásticas e químicas intercaladas. O litotipo

Figura 2 – Mapa de detalhe da área de estudo indicando as principais ocorrências da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita e Segmentos individualizados. Modificado de Fernandes e Koester (1999).

dominante é um gnaiss pelítico com granada e cordierita. Em menor proporção ocorrem *boudins* de gnaiss calciossilicatado e bandas de gnaiss máfico, dispostos paralelamente ao bandamento do gnaiss pelítico. Nesse segmento ocorrem grandes volumes dos ortognaisses do CGAR.

O gnaiss pelítico apresenta coloração cinza-escuro e granulação fina, com bandamento composicional bem desenvolvido, marcado pela alternância de bandas máficas e félsicas. As bandas máficas do gnaiss pelítico têm espessura de 1 a 5 cm, apresentando granada, biotita, cordierita e espinélio. As bandas félsicas têm 1 a 2 cm de espessura, sendo ricas em quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, que por vezes marcam bandamento interno milimétrico descontínuo e lenticular com limites difusos.

O gnaiss pelítico apresenta, ainda, veios félsicos de espessura centimétrica, com granulação média a grossa, compostos por quartzo e feldspato potássico com ocorrência limitada de plagioclásio. Esses veios têm limites abruptos e pontiagudos e frequentemente cortam o bandamento gnáissico. Na interface gnaiss /veio ocorrem comumente porfiroblastos de granada. As características observadas são comuns em leucossomas gerados por fusão parcial de gnaisses pelíticos (Ashworth & McLellan 1985), sendo a presença dos porfiroblastos de granada no interior e nos limites das lentes leucocráticas indicativas de reação de fusão parcial incongruente em ausência de fluido.

O gnaiss calciossilicatado ocorre como lentes boudinadas de espessuras variáveis (de 0.3 até 0.7 metros), intercaladas com o gnaiss pelítico e o gnaiss máfico. Apresentam coloração esverdeada, granulação média a fina e bandamento milimétrico interno marcado pela alternância de bandas máficas, ricas em clinopiroxênio e bandas félsicas, ricas em quartzo e plagioclásio. O clinopiroxênio está orientado e o quartzo ocorre como fitas, estando ambos paralelos ao bandamento do gnaiss pelítico. A presença de gnaiss calciossilicatado interdigitado no gnaiss pelítico sugere que essas lentes ricas em cálcio formaram-se por uma mistura de sedimentos ricos em argilas e carbonatos, gerados pela combinação de sedimentação química e clástica dentro do ambiente deposicional original.

O gnaiss máfico ocorre como lentes descontínuas, de espessura milimétrica a centimétrica, dobradas isoclinalmente. Essa rocha apresenta coloração escura e granulação muito fina. É formada por biotita, quartzo, plagioclásio e ortopiroxênio. O gnaiss máfico é interpretado como níveis mais ricos em sedimentos clásticos (arenosos) intercalados a sedimentos químicos e argilas marinhas.

O segmento Várzea do Capivarita é composto por mármore

puros com calcita e dolomita e mármore impuros, ricos em silicatos (e.g. anfibólios, clinopiroxênios, olivina). Em escala mesoscópica, os mármore impuros mostram bandas composicionais (S_0) contínuas e homogêneas, cuja espessura varia desde alguns centímetros até poucos metros. O bandamento é marcado pela alternância de bandas máficas com flogopita e olivina e bandas félsicas compostas predominantemente por dolomita ($\pm$ calcita). Podem ocorrer ainda bandas claras boudinadas, ricas em diopsídio e pargasita, intercaladas com bandas de pequena espessura ricas em flogopita e olivina.

Nos mármore puros o bandamento composicional é representado por intercalações de bandas ricas em dolomita com bandas ricas em calcita. Comumente ocorrem *boudins* de dolomita, circundados por auréolas de aproximadamente 20 cm de espessura, com porfiroblastos de olivina (serpentinizada), por vezes intercrescidos com flogopita e calcita. Essas auréolas de forsterita provavelmente representam zonas de reação geradas pela percolação de fluidos ricos em H_2O (Bucher & Frey 1994).

O segmento Arroio Canhão é formado por gnaisses calciossilicatados, de coloração verde, granulação fina e bandamento composicional regular, marcado pela alternância de bandas félsicas e bandas máficas, com espessuras milimétricas a centimétricas. A composição mineral desses gnaisses é bastante variada. Nas bandas félsicas podem ocorrer calcita, quartzo, plagioclásio, escapolita e feldspato potássico. Os níveis máficos podem apresentar clinopiroxênio, biotita e granada. As diferentes composições do bandamento refletem variações composicionais originais da sedimentação predominantemente química.

Microtectônica Em escala microscópica, a principal trama identificada nos litotipos da SMVC encontra-se representada pelo bandamento gnáissico composto (S_0/S_1). As paragêneses metamórficas dominantes atingiram equilíbrio durante pico térmico de alta temperatura (M_1) após a formação de S_1 , por recristalização estática, como indicado pela trama granoblástica bem desenvolvida em todas as amostras e ausência de evidências de deformação intracristalina. A presença de feições de reação localizadas (e.g. mirmequitos) entre as fases das paragêneses principais indica a ocorrência de retrogressão com participação limitada de fluidos (M_2), localizadamente acompanhada de formação de nova trama.

No segmento Cerro Partido, a paragênese M_1 dos gnaisses pelíticos é formada por quartzo + biotita + plagioclásio + feldspato potássico + cordierita + granada + espinélio. As bandas félsicas são ricas em quartzo e feldspatos, com textura granoblástica equigranular interlobada (Fig. 3a). As bandas máficas, ricas em

Tabela 1 – Litotipos e paragêneses dos segmentos de Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita. Abreviações Minerais de Kretz (1994).

Unidade	Litotipos	Paragêneses Diagnósticas
Segmento Cerro Partido	Gnaiss Pelítico	Grt + Crd + Bt + Kfs + Pl + Qtz $\pm$ Sp + Sill
	Gnaiss Máfico	Opx + Cpx + Pl + Qtz $\pm$ Bt
	Gnaiss Calciossilicatado	Cpx + Pl + Qtz + Bt $\pm$ esfeno
Segmento Arroio Canhão	Gnaiss Calciossilicatado	Cpx + Pl + Qtz + esfeno
		Cpx + Pl + Kfs + Qtz + esfeno
		Cpx + Scp + Pl + Kfs + Qtz + esfeno
		Cpx + Scp + Qtz + Cal $\pm$ Grs
		Cpx + Pl + Hbl + Qtz + esfeno
Segmento Várzea do Capivarita	Mármore Puros	Cal + Dol $\pm$ Ol
	Mármore Impuros	Cal + Phl + Ol
		Cpx + Tre + Cal

biotita, granada e cordierita, tipicamente apresentam agregados de biotita com textura lepidoblástica. As lentes de leucossoma são compostas por quartzo + feldspato potássico + granada $\pm$ plagioclásio $\pm$ biotita, com textura granoblástica poligonal. A granulação média a grossa das lentes de leucossoma contrasta com a textura fina do gnaiss pelítico.

Três gerações de granada foram reconhecidas nos gnaisses pelíticos. A granada mais antiga (Grt_1) é circundada pela foliação e exibe sombra de pressão com crescimento de quartzo e biotita (Fig. 3c). São porfiroblastos subidioblásticos, de até 8mm, com limites arredondados e inclusões de quartzo, biotita, feldspatos e, por vezes, cordierita.

A granada Grt_2 é nitidamente pós-tectônica, truncando a foliação. São porfiroblastos eúdricos, de 0,2 a 2mm, com contatos retos (Fig. 3b). Em algumas amostras, Grt_2 ocorre com textura esquelética sobre agregados de biotita (Bt_1), indicando rápido aquecimento durante o crescimento destes porfiroblastos. Essa granada apresenta raras inclusões (e.g. biotita e cordierita) e ocorre em todas as lâminas de gnaiss pelítico descritas.

A granada Grt_3 ocorre como porfiroblastos poiquiloblásticos, nas proximidades e no interior das bandas e lentes de leucossoma. São porfiroblastos subidioblásticos, de até 5 mm, com contatos lobados e cúspides. Exibem inclusões de opacos e formam agregados intercrescidos com quartzo (Fig. 3d).

Foram identificadas três gerações de biotita. A biotita Bt_1 forma agregados lepidoblásticos com lamelas avermelhadas de 2,5mm. Essa biotita é observada apenas em algumas amostras, mas quando presente, representa cerca de 15% da composição modal da rocha.

A biotita Bt_2 , encontrada em todas as amostras dos gnaisses pelíticos (Figs. 3b, 3e), caracteriza-se por seu tamanho diminuto (0,02mm) e por sua orientação preferencial paralela à orientação das bandas. Ao contrário das Bt_1 , essa biotita representa no máximo 7% da composição modal da rocha.

A biotita Bt_3 ocorre como pequenos grãos (<0,5mm) sem orientação preferencial, que ocorrem como intercrescimentos retrogressivos ao redor de porfiroblastos de granada Grt_1 (Fig. 3c). Não são abundantes nos gnaisses pelíticos, sendo encontrada apenas em duas amostras.

A cordierita ocorre em duas formas distintas, como porfiroblastos (Cdr_1) e como agregados granoblásticos alongados paralelos a S_1 (Cdr_2) (Fig. 3e). Os porfiroblastos são subédricos, com dimensões de até 1mm. Estão intensamente alterados para pinita ou muscovita - óxido de ferro, e tem ocorrência restrita. Os agregados granoblásticos são formados por grãos poligonais de dimensão inferior a 1mm, e ocorrem de forma mais abundante do que os porfiroblastos de cordierita.

O espinélio verde (hercinita) ocorre sempre sobre a cordierita, geralmente intercrescido com quartzo, e mais raramente, com silimanita (Fig. 3e). As feições microestruturais acima descritas permitem a determinação da paragéne mineral de pico metamórfico M_1 dos gnaisses pelíticos, que é representada por duas paragéneses mineralógicas distintas, condicionadas à composição da banda onde ocorre:

Paragéne 1: Ocorre nas bandas ricas em Mg, sendo representada por granada + biotita + quartzo + feldspato potássico + plagioclásio + cordierita $\pm$ fusão.

A paragéne 1 é formada pela reação descontínua (equação (1)) (Bucher & Frey 1994):

Que é diagnóstica de alto grau metamórfico em gnaisses pelíticos

com cordierita. Essa paragéne ocorre em terrenos de baixa P e alta T, em condições de $700 \pm 50^\circ\text{C}$ e pressões de 2 a 5 kbar, diagnósticas da transição do fácies anfibolito superior para granulito (Bucher & Frey 1994).

Paragéne 2: Ocorre nas bandas ricas em Fe, sendo representada por $Grt + Bt + Kfs + Pl + Spl \pm Qtz \pm Sil \pm$ fusão. Essa paragéne é formada pela equação (2):

Estudos experimentais indicam que o crescimento de almandina cessa a 775°C de temperatura, e a 2.9 kbar e 775°C a hercinita cresce, indicando que a partir desta temperatura a cordierita rica em Fe quebra para hercinita, silimanita e quartzo (Holdaway & Lee 1977). A reação de quebra da Fe-Crd, equação (2) tem seu campo de estabilidade acima de 768°C em pressões de 2 a 4 kbar (Holdaway & Lee 1977). O intervalo de temperatura de estabilidade da paragéne 2, assim como a presença do espinélio que indica redução da X_{H_2O} (Whittington et al. 1998), o que caracteriza condições metamórficas de fácies granulito.

A reação de quebra da Fe-cordierita não ocorre nas bandas ricas em Mg porque nessas bandas a cordierita é rica em Mg-cordierita, aumentando o limite de estabilidade da paragéne 1.

Desta forma, conclui-se que a paragéne M_1 dos gnaisses pelíticos da SMVC, tanto nas bandas ricas em Fe quanto nas composições ricas em Mg, indicam redução da P_{H_2O} do sistema, temperaturas entre 750 e 780°C e pressões entre 3 e 5 kbar, condições típicas da transição do fácies anfibolito superior/granulito, e que caracterizam um metamorfismo de baixa P/T.

A paragéne mineral M_1 no gnaiss máfico é representada por $Qtz + Pl + Bt \pm Cpx \pm Opx$. Esse litotipo caracteriza-se pela presença de porfiroblastos de ortopiroxênio e clinopiroxênio imersos em matriz fina de textura granoblástica composta por quartzo, plagioclásio e clinopiroxênio. A principal feição retrogressiva é a formação de anfibólio sobre ortopiroxênio, que indica entrada de fluidos em temperaturas inferiores às da paragéne de mais alta temperatura.

O ortopiroxênio característico desse litotipo é hiperstênio, ocorrendo como porfiroblastos idioblásticos a subidioblásticos, de no máximo 2 mm, formando textura nematoblástica incipiente. São frequentes as ocorrências de pequenos núcleos rosados no interior dos porfiroblastos, representando exsoluções de clinopiroxênio. Grande parte dos porfiroblastos está total ou parcialmente substituído por anfibólio (actinolita), restando apenas pequenos núcleos inalterados de ortopiroxênio e clinopiroxênio.

O clinopiroxênio desse gnaiss é diopsídio e ocorre sob três formas texturalmente distintas: (1) porfiroblastos individuais subédricos (> 2 mm) com contatos irregulares e discreta textura nematoblástica, dispostos paralelamente a S_1 ; (2) pequenos cristais idioblásticos (<1mm) com contatos arredondados, compondo a matriz do gnaiss; e (3) lamelas de exsolução em porfiroblastos de ortopiroxênio.

A biotita ocorre como cristais subidioblásticos de 1mm. Frequentemente formam agregados em contato com os porfiroblastos de piroxênio. A paragéne mineral M_1 no gnaiss máfico é representada por $Cpx + Opx + Pl \pm Qtz \pm Bt$. Essa paragéne é característica de condições de fácies granulito, que em rochas máficas é marcado pela primeira ocorrência de ortopiroxênio, através da reação de desidratação progressiva, equação (3) (Spear 1993):

Estudos experimentais (Spear 1981) indicam que essa reação de quebra da hornblenda inicia a partir de 775°C (olivina toleito –

tamponamento QFM), e a hornblenda desaparece por volta de 900°C. Desta forma, conclui-se que a paragéneses M_1 dos gnaisses máficos da SMVC, indicam redução da P_{H_2O} do sistema, temperaturas entre 775 e 800°C e pressões baixas, devido à ausência de granada (Spear 1993).

Nos gnaisses calciossilicatados do segmento Arroio Canhão as principais paragéneses de pico metamórfico (M_1) reconhecidas são: (i) Cpx + Pl + Qtz + esfeno, (ii) Cpx + Pl + Kf + Qtz + esfeno, (iii) Cpx + Scp + Pl + Kf + Qtz + esfeno, (iv) Cpx + Scp + Qtz + Cal e (v)

Cpx + Pl + Hbl + Qtz + esfeno. Esses gnaisses apresentam granulação fina a média, com textura granoblástica poligonal, indicando equilíbrio térmico e recristalização estática. Microestruturas como fitas de quartzo sem extinção ondulante e matriz granoblástica com quartzo e plagioclásio sugerem a atuação de processos de recuperação.

A presença de escapolita em diferentes amostras analisadas sugere condições de pico metamórfico superiores a 775°C. Estudos experimentais (Ellis 1978, Harley & Buick 1992) estimam valo-

Figura 3 – Feições microestruturais da SMVC (escala na foto). Gnaiss Pelítico (a) Banda félsica com textura granoblástica equigranular interlobada. (b) Grt_2 em contato com Bt_2 (c) Grt_2 em contato com lentes de leucossoma. (d) porfiroblastos de Grt_1 circundado por Bt_3 . (e) porfiroblastos de Crd com intercrescimentos de $Sp + Sil$. Gnaiss calciossilicatado (f) Grs poiquiloblástica englobando cristais de Cal , Qtz e Scp , sem Cpx . (g) cristais de Scp envolvidos por coronas de Grs , com intercrescimentos de $Qtz + Cal$. Mármore impuro (h) banda máfica com $Cal + Phl + Ol$ em arranjos granoblásticos. Abreviações minerais de Kretz (1994).

res de temperatura de 875°C para a reação de formação da escapolita com Me_{100} , independente da pressão (Goldsmith & Newton 1977), equação (4). A diminuição do componente meionita diminui a temperatura de formação da escapolita.

A paragênese de mais alta temperatura apresenta feições localizadas de reação em bandas de diferente composição, tais como: (i) coronas de Grs ao redor de cristais de Scp, coexistindo com calcita e quartzo (Fig. 3g, equação (5)) (ii) porfiroblastos poiquiloblásticos de Grs englobando cristais de Scp, Qtz e Cal (Fig. 3f, equação (6)).

A textura (i) foi interpretada anteriormente em termos de decréscimo da X_{CO_2} ou do resfriamento com diminuição da X_{CO_2} (Schenk 1984, Frisch 1988), em granulitos de Serre Massif (Schenk 1984) e Ellesmere-Devon Island (Frisch 1988). Entretanto estudos posteriores mostram que esta textura pode ser produzida em uma decompressão acompanhada por menor resfriamento, sem necessitar de quaisquer modificações na X_{CO_2} (Harley & Buick 1992).

A textura (ii), desenvolvida pela equação (6), envolve o consumo de clinopiroxênio e escapolita é uma reação de decarbonização em alta T. O aumento do conteúdo de andradita da granada indica aumento da atividade de O_2 (Schenk 1984).

As demais texturas observadas, representadas por: (iii) substituição de Pl por Zo, equação (7), (iv) porfiroblastos de cpx circundados por coronas simplectíticas de Amph + Cal + Qtz, equação (8), desenvolvem-se durante a trajetória retrogressiva do gnaiss calciosilicatado:

As equações (7) e (8) são reações geradas pelo efeito da retrogressão de fácies anfíbolito, através do influxo de H_2O como uma fase fluida, dentro de um campo de temperatura em torno de 600°C, assumindo pressão de fluidos de 5 kbar (Metz et al 1968).

Os mármores do segmento Várzea do Capivarita caracterizam-se por uma paragênese mineral bastante diversificada, sendo divididos em mármores puros e mármores impuros. A paragênese M_1 em equilíbrio nos mármores puros está representada por $Cal + Dol \pm Ol \pm Phl$, com textura granoblástica poligonal ou lobular, com granulação média a grossa e grãos subédricos a eudédricos. Em temperaturas inferiores a 800°C, a forsterita só pode ser produzida através da interação do mármore com fluidos externos ricos em H_2O (Bucher & Frey 1994). As reações formadoras da paragênese M_1 , equação (9) e (10) dependem da composição do fluido, podendo ocorrer em intervalo de temperatura a partir de 600°C ($X_{CO_2} = 0.1$), podendo atingir até 800°C ($X_{CO_2} = 1.0$) (Spear 1993). A paragênese $Cal + Dol + Fo$ persiste em rochas carbonáticas até condições de alto grau metamórfico (Spear 1993).

Os mármores impuros caracterizam-se por bandamento milimétrico, marcado pela alternância de bandas ricas em diopsídio, pargasita, tremolita, calcita e dolomita, e bandas ricas em olivina, flogopita, dolomita e calcita e bandas onde há predominância de carbonatos. A paragênese M_1 em equilíbrio é composta por $Ol + Cal + Phl$ nas bandas de cor escura, em arranjos granoblásticos poligonais (Fig. 3h) e por $Di + Cal$ e nas bandas de cor clara. A formação da paragênese $Cal + Fo$, nos mármores impuros é similar à formação da mesma paragênese nos mármores puros. A primeira ocorrência de diopsídio ocorre em temperaturas acima de 670°C (Bucher & Frey 1994), e a paragênese $Di + Cal$ é formada pela

reação (equação 11):

A paragênese retrogressiva hidratada nos mármores impuros é formada por intercimentos de $Tr + Dol$ substituindo calcita + olivina, formados pela reação retrogressiva de hidratação, equação (12) (Schenk 1984):

Essa reação ocorre em intervalo de 600–650°C e em baixas pressões de X_{CO_2} (0.1–0.5 X_{CO_2}) (Metz 1976, Kas & Metz 1980, Eggert & Kerrick 1980).

Química Mineral As análises foram obtidas com a microsonda eletrônica Cameca Camebax-Microbeam SX-50 do Laboratório do CPGq da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), que apresenta limite de detecção (LD) >1000 ppm (0,1%). As condições operacionais utilizadas para os diferentes minerais encontram-se na Tabela 2. As análises realizadas (Tabela 3), visam o estudo das variações composicionais existentes entre mesmas fases minerais, e identificar evidências de desequilíbrio químico.

GNAISSES PELÍTICOS Nos gnaisses pelíticos (5 amostras) foram analisados Grt, Bt, Kf, Pl, Crd, Sil e Sp (Tabela 3a). A Grt_1 é solução sólida entre os membros-finais almandina (71–76%), pirope (11,4–15,4%), grossulária (2,7–7,67%) e essartina (6,2–8,43%), sendo a almandina o componente dominante. Os teores de uvarovita e andradita exibem concentrações muito pequenas.

Foi verificado zoneamento químico, com aumento dos componentes Spss (6,4 a 8,4%) e diminuição dos componentes Grs (2,5–6,0%) em direção às bordas. As concentrações de Alm (71 a 76%) e Py (11 a 15%) apresentam comportamentos variáveis. As variações composicionais desses componentes apresentam padrões irregulares de distribuição em toda extensão do cristal, indicando desequilíbrio químico.

As Grt_2 apresentam composições distintas, determinadas pela composição da banda onde ocorrem. Nas bandas ricas em Mg, os teores de Alm variam entre 69,4 e 75%, Py entre 10 e 17,13%, Grs entre 2,6 e 6,44% e Spss entre 7,84 e 13,47%. Nas bandas ricas em Fe a concentração de almandina varia entre 80,6 e 82,8%, a de pirope entre 10,5 e 13,5%, a de grossulária entre 2,6 e 3,0% e de essartina entre 3,0 e 3,6%.

Além da composição química distinta, Grt_2 mostra padrões de zoneamento químico. Nas bandas ricas em Mg, o zoneamento é caracterizado por enriquecimento das concentrações de Spss e Alm e empobrecimento de Grs e Py em direção às bordas do mineral. O desenvolvimento desse tipo de zoneamento químico em rochas de alto grau é atribuído à atuação de dois mecanismos em conjunto: (1) transferência de rede, onde fases são consumidas e formadas, afetando o equilíbrio em grandes extensões do grão (Spear 1993) e (2) troca catiônica, dirigida por difusão de troca de Fe-Mg, mecanismo que não afeta as proporções modais entre as fases envolvidas (Spear 1993). A ocorrência do mecanismo de troca de rede indica a entrada de água no sistema durante o resfriamento da rocha (Spear 1993).

As bandas ricas em Fe mostram variação da concentração de Py e Alm restritas às bordas de granada em contato com biotita, indicando que o mecanismo dominante foi o de troca catiônica. Esse mecanismo de troca não necessita influxo de água durante a trajetória retrogressiva da rocha, indicando que a entrada da mesma no sistema restringe-se a alguns segmentos do gnaiss pelítico.

A Grt_3 apresenta teores de Alm entre 79,8 e 84%, de Py entre 9,2 e 13,7% de Grs entre 2,51 e 2,9 e de Spss entre 2,6 e 4,5%. Ocorre

Tabela 2 – Condições operacionais microsonda eletrônica.

MINERAL	VOLTAGEM	AMPERAGEM	DIÂMETRO DO FEIXE
Feldspatos	15 KeV	10nA	$\phi = 1\mu\text{m}$
Micas	15 KeV	10nA	$\phi = 1\mu\text{m}$
Granada	15 KeV	25nA	$\phi = 1\mu\text{m}$
Cordierita	15 KeV	10nA	$\phi = 1\mu\text{m}$
Carbonatos	15 KeV	8nA	$\phi = 5\mu\text{m}$
Piroxênios	15 KeV	10nA	$\phi = 5\mu\text{m}$
Olivina	15 KeV	25nA	$\phi = 5\mu\text{m}$
Escapolita	15 KeV	10nA	$\phi = 1\mu\text{m}$

discreto aumento no teor de Alm e diminuição no componente Py nas bordas dos grãos analisados. Este zoneamento é localizado, restringindo-se espacialmente às porções de borda da granada em contato com a biotita (mecanismo de troca catiônica).

A composição da biotita é condicionada pela composição da banda onde ela ocorre. A Bt_1 em contato com Grt_2 apresenta valores de Al^{vi} entre 0,66 e 0,72, de Ti^{vi} entre 0,37 e 0,41 e razão $Mg/(Mg+Fe)$ entre 0,40 e 0,41. A Bt_1 isolada por matriz quartzo-feldspática apresenta valores de Al^{vi} inferiores a 0,7 (0,61 e 0,69), de Ti^{vi} entre 0,37 e 0,49 e razão $Mg/(Mg+Fe)$ entre 0,43 e 0,44. Observa-se diminuição da razão $Mg/(Mg+Fe)$, indicando enriquecimento em Fe na biotita em contato com porfiroblastos Grt_2 . Essa diminuição é compatível com biotita afetada por reações de troca de rede (Spear 1993). Os grãos isolados na matriz quartzo-feldspática não apresentam diminuição dessa razão, indicando que não foram afetadas por esse processo.

A Bt_2 ocorre em equilíbrio com Grt_2 e Grt_3 . A Bt_2 em contato com Grt_2 apresenta valores de Al^{vi} entre 0,6 e 0,7, de Ti^{vi} entre 0,35 e 0,49 e razão $Mg/(Mg+Fe)$ entre 0,38 e 0,41. A Bt_2 na matriz quartzo-feldspática apresenta valores de Al^{vi} entre 0,6 e 0,7, de Ti^{vi} entre 0,42 e 0,5 e razão $Mg/(Mg+Fe)$ entre 0,34 e 0,36. O enriquecimento em Mg observado na Bt_2 em contato com Grt_2 e Grt_3 em relação à Bt_2 isolada na matriz quartzo-feldspática é comum em biotita afetada por processos de troca catiônica (Spear 1993).

A Bt_3 ocorre apenas em amostras onde Grt_1 e Grt_2 mostram padrões de zoneamento compatíveis com mecanismo de transferência de rede, indicando que essa biotita é produto da reação que gera o zoneamento da Grt_1 e Grt_2 , equação (13). A Bt_3 apresenta valores de Al^{vi} em torno de 0,7 e 0,75, de Ti^{vi} entre 0,35 e 0,38 e razão $Mg/(Mg+Fe)$ de 0,42.

Os conteúdos de Al^{vi} e de Ti^{vi} encontrado em Bt_1 e Bt_2 são compatíveis com biotita do fácies granulito (Guidotti 1984). Em Bt_3 o conteúdo de Al^{vi} é típico de pelitos de fácies anfibolito superior (Guidotti 1984), indicando que Bt_1 e Bt_2 foram geradas por reações durante o metamorfismo de alto grau, enquanto que Bt_3 é produto de reações de temperatura mais baixa, durante o resfriamento da rocha com influxo de H_2O .

O *plagioclásio* apresenta teores de anortita (An) entre 41,25% e 35%, o que o classifica como andesina. A concentração de potássio no plagioclásio é baixa, variando entre 0% e 2%. Os grãos analisados não apresentam zoneamento.

O *feldspato potássico* apresenta pequena variação composicional, Or_{89} a Or_{97} e An_0 a $An_{2,6}$. Em algumas análises foram reconhecidas pertitas do tipo *interlocking* e interpenetração (Deer *et al.* 1992), onde se verificou teor de $An_{0,9}$ e Or_{95} , indicando reequilíbrio composicional após as condições de pico térmico.

Na *cordierita* a proporção de Fe^{2+} para Mg^{2+} é de aproximadamente 1:1, com razão 100Mg/(Mg+Fe) em torno de 50, indicando uma variedade rica em Fe. Não foram observados zoneamentos composicionais ou variações químicas significativas entre grãos de cordierita com diferentes relações texturais. Ocorrem pequenas proporções de álcalis, o que sugere a ausência de fases gasosas coexistindo com feldspatos (Schreyer 1965). As pequenas concentrações de H_2O observadas indicam que essas cordieritas são de alta temperatura (Lepezin & Melenevsky 1977).

Os grãos de *espinélio* apresentam 90% de componente hercinita e 10% de espinélio, que corresponde à composição típica da hercinita em equilíbrio com silimanita (Holdaway 1976).

A *silimanita* ocorre de forma restrita e não foram observadas variações significativas, apresentando composições relativamente puras, com pequenos percentuais de Fe^{2+} (0,013-0,017) e de K (0,000-0,0008) cátions p.u.f.

GNAISSE MÁFICO Nos gnaisses máficos foram analisados Cpx, Opx e Pl (Tabela 3b). Os grãos de ortopiroxênios consistem de soluções sólidas de En (62%-65%) – Fs (32%-36%). Foi identificado zoneamento composicional mínimo de Fe-Mg em pontos em contato com biotita, com aumento de 1 a 2% nas concentrações de Fs e diminuição de En. Esse zoneamento indica reequilíbrio por reações de troca durante o resfriamento. Além do zoneamento, a ocorrência de lamelas de Di também indica exsolução durante o resfriamento. Dessa forma, as composições obtidas provavelmente não refletem as composições iniciais dos cristais.

Os grãos de *clinopiroxênio* são soluções sólidas de diopsídio – hedenbergita, ricos em Mg ($X_{Mg} = 0,77-0,80$). Os conteúdos de Mn (1,1-1,6%) e Al (1,1-2,6%) ocorrem em pequenas concentrações. Foram observadas pequenas diminuições da razão $Mg/(Mg+Fe)$ nos pontos analisados nas bordas dos Cpx em contato com Bt.

O *plagioclásio* apresenta teores de An entre An_{70} e An_{82} , que os classifica como bywtonita. A concentração de potássio no Pl é baixa, variando de $Or_{0,1}$ a $Or_{0,8}$. Foram observadas variações composicionais em cristais em contato com os piroxênios alterados, onde ocorre diminuição dos teores de An (An_{68}). Teores mais elevados de An (An_{80}) foram encontrados em inclusões de Pl em Px, bem como em grãos da matriz quartzo-feldspática.

GNAISSE CALCIOSSILICÁTICO Os grãos de clinopiroxênio dos gnaisses calciossilicatados são soluções sólidas de diopsídio – hedenbergita, com composições variáveis (Tabela 3b). Nas bandas de gnaiss intercaladas aos gnaisses pelíticos, o clinopiroxênio é rico em Mg ($X_{Mg} = 0,74-0,75$), com pequenas concentrações de Mn (<1,8%) e Al (1-1,6%). No segmento Arroio Canhão, o clinopiroxênio é mais rico em Fe ($X_{Mg} = 0,42-0,48$) com Al variando entre (1,7-3,2%) e baixas concentrações de Mn (<1%). Foram identificadas discretas variações composicionais de Cpx em contato com Grs, onde ocorre diminuição da razão $Fe/(Fe+Mg)$ de 0,57 para 0,49 e 0,50.

O *plagioclásio* apresenta An entre An_{82} e An_{89} , classificando-o como bytownita. A concentração de potássio no Pl é inferior a 1%. Ocorre pequena diminuição do teor de An nos contatos de Pl com Cpx (An_{86}) e de Al^{iv} com aumento no teor de albita (An_{17}) e Si.

Os grãos de *escapolita* analisados são carbonáticos e apresentam composição homogênea. As porcentagens calculadas do componente meionita (Shaw 1960) variam entre 79,2% e 82%, e as porcentagens do equivalente anortita (EqAn) entre 68% e 71%. As composições observadas são típicas de rochas carbonáticas

Tabela 3 – Dados representativos de Química Mineral da SMVC.

GNAISSE PELITICO											
mineral	Grt ₁	Grt ₂	Grt ₃	Grt ₄	Bt ₁	Bt ₂	Bt ₃	Cr ₁	Spl	Kf	Pl
n° ponto	GRD11	GRD20	GRD9	GRD17	P8	PB12	PI2	PC10	PS2	PA6	PG1A
SiO ₂	37.35	37.25	37.27	37.49	34.91	33.45	35.34	48.21	0.02	66.18	62.24
TiO ₂	0.00	0.03	0.04	0.03	3.60	3.88	3.13	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.12	21.27	21.29	21.51	18.13	18.54	18.64	33.17	58.30	18.63	24.93
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0.01	0.06	0.02	0.02	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	33.33	32.71	36.41	36.37	20.41	22.50	20.41	10.69	36.25	0.06	0.02
MnO	2.88	3.56	1.49	1.62	0.27	0.04	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	3.35	4.10	3.01	3.27	8.76	7.33	8.50	6.58	2.45	0.00	0.00
CaO	2.32	1.19	1.01	1.07	0.00	0.09	0.02	0.00	0.00	0.06	6.21
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.07	0.00	0.00	1.53	6.71
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	9.87	8.62	9.51	0.00	0.00	14.81	0.25
Total	100.58	100.19	100.53	101.42	99.91	98.45	99.94	98.65	97.00	101.25	100.36
O p.u.f.	12	12	12	12	22	22	22	18	32	8	8
Si	5.973	5.957	5.982	5.960	5.352	5.220	5.401	4.993	0.000	3.003	2.660
Ti	0.000	0.003	0.005	0.003	0.415	0.456	0.359	0.000	0.000	0.000	0.000
Al vi	-	-	-	-	0.628	0.629	0.758	3.041	16.043	0.996	1.347
Aliv	3.980	4.023	4.027	4.030	2.648	2.780	2.599	1.007	0.000	0.000	0.000
Cr	0.040	0.002	0.001	0.007	0.002	0.002	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe+2	4.450	4.376	4.880	4.837	2.617	2.936	2.608	0.925	7.078	0.002	0.001
Mn	0.390	0.483	0.203	0.219	0.035	0.006	0.028	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.799	0.978	0.720	0.777	2.002	1.706	1.936	1.016	0.851	0.000	0.000
Ca	0.399	0.203	0.174	0.181	0.000	0.014	0.003	0.000	0.000	0.003	0.371
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.033	0.020	0.000	0.000	0.134	0.562
K	0.000	0.000	0.000	0.000	1.930	1.717	1.854	0.000	0.000	0.857	0.015
soma	16.024	16.026	15.999	16.014	15.629	15.499	15.580	15.032	23.975	4.995	4.955

Mármore Impuros - VC 15-09						Gn. Máfico - VC 02-18					Gn. Calciossilicatado - VC 15-09				
min	Cal	Tr	Ph	Parg	Cpx	Opx	Opx	Cpx	Pl		Grs-1	Grs-2	Cpx	Scp	Scp
n° ponto	cal4	pp2	bt12	pp3A	pp7	pp8	pp10	op21	pg3		grd1	grd7	px6	pm6	pm6
SiO ₂	0.000	57.00	43.14	48.31	56.93	56.43	55.99	55.18	48.94	40.42	39.88	52.33	46.18	46.178	
TiO ₂	0.000	0.207	0.267	0.000	0.013	0.069	0.095	0.074	0.000	0.000	0.777	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	0.000	2.419	14.44	12.46	0.244	0.232	0.307	0.528	33.64	21.22	18.94	0.697	28.84	28.842	
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.011	0.000	0.000	0.021	0.026	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.573	4.959	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.177	0.000	0.391	0.663	0.385	19.14	18.85	6.868	0.030	0.949	0.612	17.24	0.010	0.016	
MnO	0.000	0.304	0.000	0.000	0.000	1.068	1.065	0.415	0.000	0.164	0.134	0.198	0.000	0.000	0.000
MgO	4.524	0.000	28.10	20.68	18.30	20.40	20.38	14.98	0.000	0.064	0.017	7.102	0.000	0.005	
CaO	95.28	24.44	0.000	12.94	26.26	1.005	1.152	23.20	16.63	36.80	36.83	24.04	19.15	19.152	
Na ₂ O	0.000	13.54	0.827	2.368	0.027	0.000	0.000	0.083	2.099	0.000	0.000	0.054	2.291	2.291	
K ₂ O	0.000	1.098	9.329	0.461	0.000	0.000	0.000	0.000	0.074	0.000	0.000	0.000	0.366	0.366	
Total	99.99	99.01	100.9	98.35	102.3	98.35	97.84	101.3	101.4	102.2	102.2	101.7	96.85	96.852	
Op.u.f.	-	23	22	23	6	6	6	6	8	24	12	6	25	25	
Si	0.000	7.767	5.9470	6.655	2.006	2.093	2.087	2.009	2.208	5.998	5.976	2.002	6.940	6.940	
Ti	0.000	0.000	0.0280	0.000	0.003	0.002	0.003	0.044	0.000	0.000	0.088	0.000	0.000	0.000	
Al vi	0.000	0.220	2.0530	0.677	0.000	0.010	0.014	0.028	1.789	-	-	-	-	-	
Aliv	0.000	0.233	0.2940	1.345	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	3.711	3.346	0.031	5.109	5.109	
Cr	0.000	0.000	0.0000	0.000	0.000	0.594	0.588	0.209	0.001	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000	
Fe+2	0.003	0.000	0.0450	0.076	0.011	0.034	0.034	0.013	0.000	0.118	0.077	0.551	0.002	0.002	
Mn	0.000	0.000	0.0000	0.000	0.000	1.128	1.132	0.813	0.000	0.021	0.017	0.006	0.000	0.000	
Fe+3	0.000	0.000	0.0000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.287	0.559	0.000	0.000	0.000	
Mg	0.112	4.743	5.7750	4.247	0.954	0.040	0.046	0.905	0.804	0.014	0.004	0.405	0.001	0.001	
Ca	1.699	1.939	0.0000	1.911	0.985	0.000	0.000	0.006	0.184	5.851	5.914	0.985	3.084	3.084	
Na	0.000	0.277	0.2210	0.758	0.004	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.004	0.668	0.668	
K	0.000	0.000	1.6410	0.081	0.000	0.000	0.000	0.000	4.991	0.000	0.000	0.000	0.070	0.070	
soma	1.814	23.108	16.0040	22.997	3.981	3.9	3.903	3.98	4.991	16.001	15.983	4.016	15.874	15.874	

de alto grau (Graziani & Lucchese 1982).

A *zoisita* ocorre em raras amostras. O sítio octaédrico (1) é ocupado em 99,92% por Ca, com pequenas quantidades de Mg (0,0782%) e o sítio octaédrico (2) apresenta 95,33% de Al, com 4,665 de Fe³⁺. O sítio tetraédrico é preenchido exclusivamente por Si (3,16 cátions por unidade de fórmula).

Os cristais de *granada* são soluções sólidas de grossulária-andradita, com pequenas concentrações de outros elementos e apresentam variações composicionais de acordo com suas relações texturais. Os grãos de Grt poiquiloblásticos apresentam componente Grs entre 85% e 94% e Andr entre 4% e 10%. As coroadas de grossulária que envolvem Scp apresentam menores concentrações de Grs (82%) e maiores de Andr (15%).

MÁRMORES Os carbonatos dos mármore puros são representados por calcita e dolomita (Tabela 3b). Os cristais analisados de calcita são virtualmente CaCO₃ puro, com algumas amostras apresentando pequenas quantidades de Mg (0,08-0,10). A dolomita apresenta quantidades apreciáveis de Mg (0,95-0,98 a.p.u.f). Além disso, invariavelmente mostra pequenos excessos de Ca sobre Mg + Fe + Mn (Droop & Al-Filali 1996).

Nos mármore impuros a calcita analisada apresenta pequenas quantidades de SiO₂ (0-0,7%), Al₂O₃ (0-0,03%) e FeO (0-0,16%), com quantidades apreciáveis de MgO (1,8-6,5%). Já os piroxênios pertencem à série diopsídio – hedenbergita, com diopsídio variando entre 94 e 96% e hedenbergita em torno de 1%. Não foram identificadas variações composicionais ou zoneamento químico no interior dos cristais ou nos contatos dos grãos com outros minerais. Por sua vez, os anfibólios são cálcicos (Leake 1978), e podem ser classificados como tremolita e pargasita.

Os cristais de *biotita* possuem composição dominada pelo membro final flogopita. Não ocorrem variações significativas da razão Mg/Mg+Fe, com valores entre 0,9904 e 0,9934 na flogopita de alta temperatura dos mármore impuros e 0,9896 na flogopita dos mármore puros. Com relação às concentrações de Al^{VI}, a flogopita dos mármore impuros apresenta teores entre 0,27 e 0,38.

Interpretação dos Dados de Química Mineral A interpretação dos dados de química mineral, visando a investigação do equilíbrio/desequilíbrio químico é essencial para o estabelecimento de parâmetros para a seleção das amostras a serem utilizadas nos cálculos termobarométricos. Na maioria das rochas investigadas as fases minerais apresentam homogeneidade composicional, indicando que o equilíbrio químico foi atingido. As evidências de desequilíbrio, principalmente o zoneamento químico, são localizadas e observadas em fases ferro-magnesianas em contato com outros minerais ferro-magnesianos. Esse tipo de desequilíbrio é comum em rochas de alto grau, sendo atribuído à difusão de Fe-Mg entre fases em contato durante o resfriamento após as condições de pico (Spear & Florence 1992).

Nas amostras de gnaiss pelítico, diferentes padrões de zoneamento foram identificados. A granada Grt₁, assim como a granada Grt₂ nas bandas ricas em Mg, apresenta zoneamento compatível com mecanismos de transferência de rede associado a reações retrogressivas, descritos por Spear & Florence (1992), e não foram utilizadas na geotermobarometria, já que esse processo afeta grandes extensões do grão e fornece temperaturas superiores àquelas atingidas no pico térmico. A biotita Bt₁, quando em contato com granada Grt₁, também apresenta composições compatíveis com biotita afetada pelas mesmas reações de troca de rede, mas quando esta se encontra isolada na matriz quartzo-

feldspática não ocorre diminuição da razão Mg/(Mg+Fe), indicando que esses grãos isolados não foram afetados por esse processo.

A granada Grt₂ nas bandas ricas em Fe e a granada Grt₃ exibem padrões de zoneamento compatíveis com aqueles gerados por reações de troca catiônica. A biotita em contato com essa granada apresenta aumento da razão Mg/(Mg+Fe), em relação à biotita da mesma amostra que se encontrava isolada pela matriz quartzo-feldspática, típico de mecanismos de troca catiônica.

Desse modo, os cristais de biotita selecionados para serem utilizados na obtenção de dados termobarométricos foram aqueles isolados na matriz quartzo-feldspática, em amostras com granada apresentando zoneamento gerado apenas por troca catiônica, preservando as composições do pico térmico (Spear 1991). Os porfiroblastos de granada selecionados para a geotermobarometria foram os que apresentaram maior dimensão e padrão de zoneamento típico de troca catiônica, sendo utilizadas as composições de núcleo (Spear 1991).

Resultados Geotermobarométricos Foram obtidos valores de pressão e temperatura para um total de 5 amostras da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita. O maior número de resultados termométricos foi obtido para o gnaiss pelítico, que possui paragêneses minerais mais apropriadas para este fim. Nessas rochas as reações utilizadas nos cálculos de temperatura (Tabela 4) correspondem aos termômetros granada-biotita, granada-cordierita, biotita-cordierita e espinélio-cordierita.

Os dados termobarométricos foram obtidos com a utilização do programa THERMOCALC V.3.01 (Holland & Powell 1998), com atualização dos dados termodinâmicos de Holland e Powell (2001). Esse programa calcula as condições de equilíbrio para cada reação possível, utilizando as atividades dos membros finais das paragêneses em equilíbrio, tendo por base a equação geral do equilíbrio. A abordagem combina todas as informações de um conjunto independente de reações, selecionando as reações em equilíbrio na tentativa de determinar as condições de PT da rocha. O programa ainda determina erros derivados de incertezas dos cálculos termodinâmicos, sistemáticos (incertezas nos dados termodinâmicos e modelos de atividade) e aleatórios (incertezas analíticas). As atividades dos membros finais foram obtidas com o programa AX (Holland 1998), que fornece atividades para a utilização de cálculos termobarométricos.

No gnaiss pelítico o geotermômetro *granada-biotita*, um dos termômetros com maior número de calibrações conhecidas em dados experimentais (e.g. Ferry & Spear 1978, Ganguly & Saxena 1984), forneceu temperaturas variando entre 732 e 755°C para as pressões estimadas com base nas paragêneses minerais (3 a 4 kbar), não havendo dispersão de resultados. Os erros calculados pelo THERMOCALC foram em torno de 130°C. Os erros atribuídos a esse geotermômetro relacionam-se a fatores como carência de quantificação do Fe³⁺ na biotita, efeito de outros componentes além do Fe-Mg (Ca-Mn na Grt, Ti-Cl na Bt) e trocas retrogressivas entre as fases, que modificam as razões Fe/Mg. Os resultados obtidos com esse método apresentam coerência com os valores de temperatura estimados com o estudo de petrologia metamórfica.

O geotermômetro *granada-cordierita* (e.g. Wood 1973, Currie 1974, Holdaway & Lee 1977) forneceu temperaturas entre 700 e 747°C (P 3-4 kbar), ligeiramente inferiores às do termômetro granada-biotita, o que pode ter sido ocasionado por diversos fatores. Dentre os problemas mais comuns estão à hidratação da cordierita, ou desequilíbrio químico, que afeta as propriedades

termodinâmicas do mineral (Carpenter *et al.* 1983). Ainda assim, os erros calculados pelo programa THERMOCALC para as temperaturas obtidas permaneceram entre 89 e 96°C.

As temperaturas obtidas com o *geotermômetro cordierita-espinélio* (Berg 1977, Lal *et al.* 1978) foram as mais baixas, variando entre 661 e 675°C (P entre 3-4 Kbar), com erro calculado de 95°C. Isso porque ocorre reequilíbrio de Fe-Mg entre as duas fases durante o resfriamento, e este prossegue até temperaturas muito baixas (Kars *et al.* 1980).

Pela aplicação do método das abordagens múltiplas (Powell &

Holland 1998), obteve-se pressões e temperaturas médias (Tabela 4). As condições médias de PT foram de 3.4 ± 0.5 kbar e $770 \pm 63^\circ\text{C}$ (VC 17-03), 3.4 ± 0.5 kbar e $756 \pm 61^\circ\text{C}$ (VC 17-04) (Tabela 4). Os resultados são consistentes com os valores obtidos com o termômetro granada-biotita e granada-cordierita na paragênese 1. As condições de PT médias fornecidas pela amostra VC 02-06 foram inferiores às temperaturas obtidas nas demais amostras, provavelmente porque as fases utilizadas nos experimentos foram atingidas pelos efeitos da retrogressão pós-pico metamórfico, com maior intensidade, como indicado pelos estudos de química mine-

Tabela 4 – Resultados termobarométricos dos segmentos Cerro Partido, Arroio Canhão e Várzea do Capivarita, obtidos com o programa THERMOCALC (Holland e Powell 1998).

N°amostra		Assembléia		Reação							
SEGMENTO CERRO PARTIDO											
Gnaiss Pelítico VC 02-06	Grd+crd+bio+pl+ qz+Kf±sp±sill		P Kbar	2	3	4	5	6	sdT	sdP	
		alm+ph = py+ann	T°C	737	742	748	753	759	135	24	
		alm+Mgcrd = py+Fecrd	T°C	575	580	585	590	595	70	15	
Gnaiss Pelítico VC 17-04	Grd+crd+bio+pl+ qz+Kf±sp±sill		P Kbar	2	3	4	5	6	sdT	sdP	
		alm+ph = py+ann	T°C	726	732	737	743	748	137	25	
		alm+Mgcrd = py+Fecrd	T°C	698	703	709	714	720	89	16	
		Mgcrd+hrc = Fecrd+sp	T°C	656	661	665	669	674	95	15	
Gnaiss Pelítico VC 17-03	Grd+crd+bio+pl+ qz+Kf±sp±sill		P Kbar	2	3	4	5	6	sdT	sdP	
		alm+ph = py+ann	T°C	744	749	755	761	766	142	26	
		alm+Mgcrd = py+Fecrd	T°C	735	741	747	752	758	96	16	
		Mgcrd+hrc = Fecrd+sp	T°C	667	670	675	679	684	99	22	
THERMOCALC (Holland & Powell 1998) – Método das Múltiplas Reações											
Gnaiss Pelítico VC 02-06		Temperatura média	P fixa	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0		
			T cal. sd	600 59	663 60	753 74	843 96	932 121	1000 147		
		Pressão média	T fixa	650	700	750	800	850	900		
			P cal. sd	3.0 0.42	3.4 0.48	3.7 0.56	4.0 0.64	4.4 0.73	4.7 0.82		
		PT média		T = 676°C, sd = 95			P = 3.0 kbar, sd = 0.8				
Gnaiss Pelítico VC 17-04		Temperatura média	P fixa	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0		
			T cal. sd	611 34	716 34	821 35	926 49	1000 71	1020 93		
		Pressão média	T fixa	650	700	750	800	850	900		
			P cal. sd	2.6 0.25	3.0 0.26	3.3 0.27	3.7 0.28	4.0 0.30	4.4 0.34		
		PT média		T = 756°C, sd = 66			P = 3.4 kbar, sd = 0.5				
Gnaiss Pelítico VC 17-03		Temperatura média	P fixa	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0		
			T cal. sd	623 33	730 32	837 32	900 45	960 63	1014 82		
		Pressão média	T fixa	650	700	750	800	850	900		
			P cal. sd	2.5 0.28	2.9 0.24	3.2 0.25	3.6 0.26	4.0 0.28	4.3 0.30		
		PT média		T = 770°C, sd = 68			P = 3.4 kbar, sd = 0.5				
Gnaiss Máfico VC 02-18	Opx+Cpx+Pl +Qtz+Bt		P Kbar	2	3	4	5	6	sdT	sdP	
		en + hed = fs + di	T°C	606	605	605	605	605	218	-	
SEGMENTO ARROIO CANHÃO											
Gnaiss Calcioss. VC 05-05	Grt+Cpx+Scp+ Qtz+Cal		P Kbar	2	3	4	5	6	sdT	sdP	
		hed+cats=grs+alm	T°C	811	840	869	897	926	132	4.6	
		grs+alm+cal+qz=hed+me	T°C	680	734	787	839	892	84	1.5	
SEGMENTO VÁRZEA DO CAPIVARITA											
Mármore Impuro VC 15-09	Cpx+Amph+Cal +phl+Qtz	ts+di+naph=tr+parg	P Kbar	2	3	4	5	6	sdT	sdP	
				785	799	813	826	852	196	15	

ral e microtectônica.

Nos gnaisses **máficos** os valores de temperatura obtidos para o equilíbrio entre as fases revelaram-se inferiores aos obtidos no gnaiss pelfítico com outros termômetros de troca, fornecendo temperaturas de $605 \pm 218^\circ\text{C}$ para uma pressão fixa de 4kbar. Isso ocorre porque os porfiroblastos de ortopiroxênio disponíveis nas amostras e utilizados para os cálculos de PT apresentam evidências de exsolução, estando em desequilíbrio, não representando, dessa forma, as composições do pico metamórfico.

Nos **gnaisses calciossilicatados** foram obtidas temperaturas de $840 \pm 132^\circ\text{C}$ e $734 \pm 84^\circ\text{C}$ para 3 kbar e de 869 ± 132 e $787 \pm 84^\circ\text{C}$ para pressão fixa de 4 kbar. Essas temperaturas são compatíveis com as temperaturas de pico térmico obtidas nos gnaisses pelfíticos.

Nos **mármore impuros** as reações traçadas forneceram temperaturas de $799 \pm 196^\circ\text{C}$ e $813 \pm 196^\circ\text{C}$ para 3 e 4 kbar, respectivamente. Os resultados obtidos nos mármore impuros situam-se dentro do intervalo de temperatura fornecido por outros geotermômetros nos diversos litotipos estudados.

DISCUSSÃO E SÍNTESE DOS RESULTADOS Os dados de termobarometria são compatíveis com as paragêneses minerais em equilíbrio nos diferentes litotipos e permitem, em conjunto, caracterizar dois eventos termais principais na SMVC:

1. M_1 - Evento com pico térmico de fácies anfibolito superior, com temperaturas variando entre 740 e 790°C e baixas pressões (3-4kbar), caracterizando profundidade de 11 a 15 Km, utilizando valores de densidade médios para crosta continental (Thompson 1992). O metamorfismo M_1 atingiu localizadamente temperaturas de fácies granulito, como representado pela paragênese espinélio + silimanita nos metapelitos, escapolita rica em meionita nos gnaisses calciossilicatados e presença de ortopiroxênio nos gnaisses máficos. Esse evento é responsável pela geração da trama granoblástica de equilíbrio térmico estático (S_1).

2. M_2 - Evento de metamorfismo retrogressivo, com paragêneses de fácies anfibolito médio, acompanhado de entrada de fluidos ricos em H_2O . Desenvolveu trama apenas nos mármore impuros e nas demais rochas levou à substituição localizada de minerais do metamorfismo (M_1) por minerais hidratados.

CONCLUSÕES Os resultados termobarométricos obtidos indi-

cam que o metamorfismo M_1 caracteriza-se por temperaturas elevadas e pressões baixas, sendo que o sistema foi gradualmente empobrecido em H_2O . Essas condições indicam que o evento deformacional D_1 ocorreu em condições de fácies anfibolito superior/granulito, caracterizando um terreno metamórfico de baixa P/T (De Yoreo 1991).

A interpretação do ambiente tectônico do metamorfismo de baixa P/T no presente estudo foi limitada pela carência de paragêneses progressivas preservadas e dados geocronológicos que permitissem o estabelecimento da trajetória P-T-t desenvolvida nas rochas investigadas. Apesar dos fatores limitantes, o grande volume de intrusões cálcio-alcalinas (CGAR) associadas aos gnaisses da SMVC reforça a hipótese de que o metamorfismo M_1 tenha ocorrido em ambiente do tipo arco magmático.

Em regiões de arco magmático, o grande volume de intrusões e o alto fluxo de fluidos fornecem o calor advectivo durante o metamorfismo, assim como o espessamento crustal aumenta o aporte de calor por condução, elevando significativamente o fluxo térmico da região (De Yoreo 1991). A geoterma anômala resultante pode gerar altas temperaturas de metamorfismo em pressões relativamente baixas ($\pm 12\text{km}$).

A inexistência de estudos geocronológicos na seqüência impossibilita o estabelecimento de uma idade exata para o metamorfismo M_1 , mas resultados recentes (Silva *et al.* em preparação) indicam idades neoproterozóicas para o metamorfismo de fácies anfibolito superior/granulito.

O metamorfismo M_2 que forma trama nos mármore impuros e é representado nos outros litotipos da seqüência pela hidratação restrita de minerais da paragênese mineral M_1 , podendo estar relacionado ao resfriamento e hidratação da seqüência no final da aglutinação brasileira. Entretanto, é necessário adquirir dados geocronológicos do metamorfismo M_1 e M_2 que afetaram a SMVC para elucidar as relações entre a Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita e as demais unidades do Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano.

Agradecimentos Ao Projeto de Cooperação Internacional CAPES - British Council (081/98) e FAPERGS (ARD 98/1041.0). Aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Ashworth J. R. & McLellan E.L. 1985. Textures. In J. R. Ashworth (ed.) *Migmatites*. Glasgow. Blackie & Son Limited, 180-203
- Babinski M., Chemale Jr.F., Hartmann L.A., VanSchmus W.R., da Silva L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, **24**:439-442
- Babinski M., Chemale Jr.F., Hartmann L.A., Silva L.C., VanSchmus W.R. 1994. Discovery of Neoproterozoic juvenile accretion and crustal remobilization belts formed during the Brazilian Cycle in Southern Brazil, based on U-Pb and Sm-Nd geochronology. *J. Sou. Am. Earth Sci.*, **8**:3-4
- Berg J.H. 1977. Regional geobarometry in the contact aureoles of the anorthositic Nain Complex, Labrador. *J. Petrol.*, **18**:399-430
- Bucher K. & Frey M. 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 6 ed. Berlin, Springer & Verlag, 318 p.
- Carpenter M.A., Putnis A., Navrotsky A., McConnell J.D. 1983. Enthalpy effects associated with Al/Si ordering in anhydrous Mg-cordierite. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **47**:899-906
- Chemale Jr.F., Hartmann L.A., Babinsky M., Wildner W., VanSchmus W.R. 1995. Stratigraphy and tectonism of Precambrian to early Paleozoic units in the Southern Brazil and Uruguay. *Acta Geol. Leopold.*, **44**:1-11
- Costa A.F.U. 1997. *Modelagem geofísica da estruturação das associações petrotectônicas do Escudo Sul-rio-grandense*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 274 p.
- Costa A.F.U., Ramgrab G.E., Fernandes L.A.D., Camozzato E., Azevedo M.L.V. 1995. Compartimentação tectônica das associações de rochas pré-cambrianas do Escudo Sul-rio-grandense baseada em dados de magnetometria e gravimetria. In: SBG, V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Gramado, *Resumos Expandidos*, 236-238
- Currie K.L. 1974. A note on the calibration of the garnet-cordierite geothermometer and geobarometer. *Contr. Mineral. Petrol.*, **44**:35-44
- Silva L.C., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 1999.

- SHRIMP U Pb zircon dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, southernmost Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, **41**:531-551
- Silva L.C., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *Am. Mineral.*, **85**:649-667
- De Yoreo J.J., Lux D.R., Guidotti C.V. 1991. Thermal modelling in low-pressure/high temperature metamorphic belts. *Tectonoph.*, **18**:209-238
- Deer W.A., Howie R.A., Zussmann J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. 2 ed. London, Longman, 560p.
- Droop G.T.R. & Al-Filali I.Y. 1996. Interactions of aqueous fluids with calcareous metasediments during high-T, low-P metamorphism in Quada area, southern Arabian Shield. *J. Metam. Geol.*, **14**:613-634
- Eggert R.G. & Kerrick D.M. 1980. Hydrothermal experiments in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂-H₂O and petrologic implications for high pressure metamorphosed siliceous dolomites. *Abstracts with Programs, GSA*, **12**:420
- Ellis D.E. 1978. Stability and phase equilibria of chloride and carbonate bearing scapolites at 750°C and 4000bar. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **42**:1271-1281
- Fernandes L.A.D., Koester E., Porcher C.C., Menegat R., Costa A.F.U., Caravaca G., Masquelin E., Silva A.O.M., Soliani Jr. E. 2001. Tectonic Evolution of the Dom Feliciano Belt in southern Brazil: a critical review. *Gondw. Res.*, (submetido)
- Fernandes L.A.D. e Koester E. 1999. The Neoproterozoic Dorsal the Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil. *J. Afr. Ear. Sci.*, **29**:3-24
- Fernandes L.A.D., Menegat R., Costa A.F.U., Porcher C.C., Tommasi A., Kraemer G., Rambgrab G.E., Camozzato E. 1995a. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: uma contribuição a partir do registro geológico. *Rev. Bras. Geoc.*, **25**:351-374
- Fernandes L.A.D., Menegat R., Costa A.F.U., Porcher C.C., Tommasi A., Kraemer G., Rambgrab G.E., Camozzato E. 1995b. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Rev. Bras. Geoc.*, **25**:375-384
- Fernandes L.A.D., Tommasi A., Porcher C.C. 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito de Pelotas - região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geol. Leopold.*, **13**:117-138
- Fernandes L.A.D., Tommasi A., Porcher C.C. 1992. Deformation patterns in the Southern Brazilian Branch of the Pan-African Dom Feliciano belt. *J. Sou. Am. Ear. Sci.*, **5**:77-96
- Ferry J.M. & Spear F.S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of the Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr. Min. Petrol.*, **66**: 113-117
- Frantz J.C., Lima E.F., Pinheiro Machado R., Naumann M.P. 1984. Contribuição à geologia da região de Encruzilhada do Sul, RS. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 2407-2416
- Frisch T. 1988. Reconnaissance geology of the Precambrian Shield of Ellesmere, Devon and Coburg islands, Canadian Arctic Archipelago. *Memoir, Geol. Sur. Can.*, **409**; 102p.
- Ganguly J. & Saxena S.K. 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermobarometry. *Am. Mineral.*, **69**:88-97
- Goldsmith J.R. & Newton R.C. 1977. Scapolite-plagioclase stability relations at high pressure and temperatures in the system NaAlSi₃O₈-CaAlSi₂O₈-CaCO₃-CaSO₄. *Am. Mineral.*, **62**:1063-81
- Graziani, G. & Lucchese S. 1982. The thermal behaviour of scapolites. *Am. Mineral.*, **67**:1229-1241
- Guidotti C.V. 1984. Micas in metamorphic rocks. In: S.W. Bailey (ed.), *Micas*, p.357-467. Reviews in Mineralogy, 13. Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- Harley S.L. & Buick I.S. 1992. Wollastonite-scapolite assemblages as indicators of granulite pressure-temperatures-fluid historie, the Rauer Group, east Antarctica. *J. Petrol.*, **33**:693-728
- Hartmann L.A. 1998. Deepest exposed crust of Brazil - Geochemistry of Paleoproterozoic depleted Santa Maria Chico Granulites. *Gond. Res.*, **1**:331-341
- Holdaway M.J. & Lee S.M. 1977. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental and natural observations. *Contr. Mineral. Petrol.*, **63**:175-198
- Holdaway M.J. 1976. Mutual compatibility relations of the Fe²⁺ - Mg - Al silicates at 800°C and 3 kb. *Am. J. Sci.*, **276**:285-308
- Holland T.J.B. & Powell R. 2001. Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an consistent thermodynamic data Set. *J. Petrol.*, **42**:673-681
- Holland T.J.B. & Powell R. 1998. An Internally Consistent Thermodynamic Data Set For Phases of Petrological Interest. *J. Metam. Geol.*, **16**:309-343.
- Kas H.R. & Metz P. 1980. Experimental investigation of the metamorphism of siliceous dolomites. *Contr. Mineral. Petrol.*, **73**:151-159
- Kars H., Jansen J.B.H., Tobi A.C., Poorter R.P.E. 1980. The metapelitic rocks of the polymetamorphic Precambrian of Rogaland, SW Norway - Part II. Mineral relations between cordierite, hercynite and magnetite within the osumilite isograd. *Contr. Mineral. Petrol.*, **74**:235-244
- Kretz F. 1994. *Metamorphic Crystallization*. West Sussex, John Wiley & Sons Ltd, 507p.
- Lal R.K., Ackermann D., Seifert F. & Halder S.K. 1978. Chemographic relationships in sapphirine-bearing rocks from Sonapahar, Assam, India. *Contr. Mineral. Petrol.*, **67**:169-187
- Leake B. 1978. Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, **63**:1023-1052
- Leite J.A.D., Hartmann L.A., Fernandes L. A.D., McNaughton N.J., Soliani Jr.E., Koester E., Santos J.O.S., Vasconcellos M.A.Z. 1998. Zircon U-Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal reworked terranes in southernmost Brazil. *Intern. Geol.Revi.*, **40**:688-705
- Leite J.A.D., Hartmann L.A., Fernandes L.A.D, McNaughton N.J., Soliani E., Koester E., Santos J.O.S., Vasconcellos M.A.Z. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of gneissic basement of the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *J. Sou. Am. Ear. Sci.*, **13**:739-750
- Lepezin G.G. & Melenevsky V.N. 1977. On problem of water diffusin in the cordierites. *Lithos*, **10**:49-57
- Metz P. 1976. Experimental investigation of the metamorphism of siliceous dolomites; III, Equilibrium data for the reaction, 1 tremolite + 11 dolomite $\rightarrow$ 8 forsterite + 13 calcite + 9 CO (sub2) + 1 H (sub2) O for the total pressures of 3,000 and 5,000 bars. *Cont. Mineral. Petrol.*, **58**:137-148
- Metz P., Puhon D., Winkler H.G.F. 1968. Equilibrium reaction on the formation of talc an tremolite by metamorphism of siliceous dolomites. *Naturwissenschaften*, **55**:225-226
- Porcher, C.C. & Fernandes L.A.D. 1990. Relações embasamento/"cobertura" na porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. *Pesquisas*, **17**:72-84
- Porcher C.C., McNaughton N.J., Hartmann L.A. (submetido). Geochronology of proterozoic basement-cover relationship in the southern Brazilian Porongos belt. *Prec. Res.*
- Schenk V. 1984. Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasics, ultramafics and metacarbonates from southern Calabria (Italy). *J. Petrol.*, **25**:255-298
- Schreyer W. 1965. Zur stabilitat des ferrocordierits. *Beitr. Mineral. Petrol.*, **11**:297-322
- Shaw D.M. 1960. The geochemistry of scapolite - Part 2, Trace elements, petrology and general geochemistry. *J. Petrol.*, **1**:261-285

- Soliani Jr.E. 1986. *Os dados geocronológicos do escudo sul-rio-grandense e suas implicações de ordem tectônica*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 298 p.
- Spear F.S. 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. 1ed. Whashington, BoockCrafters, 799 p.
- Spear F.S. 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *J. Metam. Geol.*, **9**:379-388
- Spear F.S. 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Am. J. Sci.*, **281**:697-734
- Spear F.S. & Florence F.P. 1992. Thermobarometry In Granulites - Pitfalls And New Approaches. *Prec. Res.*, **55**:209-241
- Thompson A.B. 1992. Metamorphism and Fluids. In G.C. Brown, C.J. Hawkesworth & R.C.L. Wilson (ed.) *Understanding the Earth*. Cambridge, University Press, 222-228
- Tommasi A. 1991. *Evolução cinemática do Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Brasileiro*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 215 p.
- Wood B.J. 1973. $Fe^{+2} + Mg^{+2}$ partition between coexisting cordierite and garnet – a discussion of the experimental data. *Com. Miner. Petrol.*, **40**:253-258
- Whittington A., Harris N., Baker J. 1998. Low-pressure crustal anatexis: the significance of spinel and cordierite from metapelitic assemblages at Nanga Parbat, northern Pakistan. In P. J. T. & P. J. O'Brien (ed.) *What drives metamorphism and metamorphic reaction?* London: The Geological Society of London, 183-193

Manuscrito A-1247

Recebido em 2 de agosto de 2001

Revisão dos autores em 15 de outubro de 2002

Revisão aceita em 20 de outubro de 2002