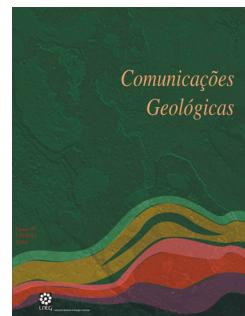


Evolução P-T de rochas metamórficas de alto grau da região de Socorro: implicações na geração de terrenos granulíticos de alta pressão no Sudeste do Brasil

P-T evolution of high-grade metamorphic rocks from Socorro region: implications for the generation of high-pressure granulitic terranes in Southeastern Brazil

F. C. Freitas¹, C. Juliani¹, A. Bustamante^{1*}

Recebido em 24/10/2011 / Aceite em 03/04/2012

Disponível online em Abril de 2012 / Publicado em Dezembro de 2012

© 2012 LNEG – Laboratório Nacional de Geologia e Energia IP

Artigo original
Original article

Resumo: A região de Socorro situa-se na Placa São Paulo, a sul do Complexo Guaxupé, e compreende granulitos, gnaisses de composições variadas e granitos, intensamente deformados pela Zona de Cisalhamento de Socorro. Foram calculadas condições P-T com o programa TWQ e os resultados obtidos para o estágio de pré-desc compressão nos granulitos maficos situam-se entre 11-13 kbar e 780-850 °C, com condições de descompressão estimadas a partir da composição de coronas e pseudomorfos de granada em ~7 kbar e 720-750 °C. A associação granada-ortopiroxênio-plagioclásio de gnaisses charnockíticos mostra condições P-T de 8,5 kbar e 770 °C, indicativa do estágio metamórfico de descompressão das rochas granulíticas. Os granulitos maficos registram uma descompressão quase isotermal e as rochas granulíticas resfriaram-se após serem afetadas por condições de alto fluxo térmico relacionado ao magmatismo granítico do Complexo Socorro. Estes fatos, associados à presença de fases hidratadas inclusas em granada dos granulitos maficos indicam que tais rochas se formaram segundo trajetória P-T de sentido horário, típica de ambientes colisionais. O imbricamento das rochas granulíticas em rochas de menor grau metamórfico e exumação foram controlados pela Zona de Cisalhamento de Socorro.

Palavras-chave: granulitos de alta pressão, geotermobarometria, descompressão isotermal, Orogenia Brasiliana, Zona de Cisalhamento de Socorro.

Abstract: The Socorro region is located in the São Paulo Plate at south of the Guaxupé Complex and is characterized by high-grade metamorphic rocks affected by the Socorro Shear Zone. This shear zone was responsible for the tectonic contacts between high-grade metamorphic rocks and granites in the east and migmatites at the west boundaries, respectively. The high-grade rocks comprise gneisses and granulitic association with variable composition. The mafic granulites are composed of porphyroblastic diopside and garnet, andesine, hornblende, quartz, and ilmenite. Garnet exhibits a corona texture defined by ferrosilite and bytownite isolating it from the clinopyroxene crystals. The corona and the mineral assemblage indicates a near isothermal decompression event at granulite facies.

The use of the internally consistent database TWQ applied to the pre-decompression assemblage made up of garnet, orthopyroxene and plagioclase indicates equilibrium between 11-13 kbar and 780-850 °C. Geothermobarometry applied to disequilibrium textures represented by coronas and pseudomorphs after garnet points to conditions at 7 kbar and 720-750 °C.

Geothermobarometry calculations using garnet-orthopyroxene-plagioclase assemblage of the charnockitic and charnoenderbitic gneisses yield P-T conditions of 8.5 kbar and 770 °C, showing the association of these rocks with the decompression of mafic granulites. The sillimanite-garnet-biotite gneiss shows equilibrium in shallow crustal levels at 2.5-4.0 kbar, probably reached after the granitic magmatism. The near

isothermal decompression recorded on mafic granulites was probably triggered by a low angle in the Socorro Shear Zone. Finally, the granulitic rocks were cooled in conditions of high thermal flow related to the granitic magmatism. These facts associated with the presence of hydrated paragenesis included in mafic granulite garnets indicate a clockwise P-T path.

Keywords: high-pressure granulites, geotermobarometry, isothermal decompression, Brasiliano Orogeny, Socorro Shear Zone.

¹Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, Cidade Universitária CEP 05508-080, São Paulo, SP, Brasil.

*Autor correspondente / Corresponding author: andresbl@aim.com

1. Introdução

O Sudeste Brasileiro a sul do Cráton São Francisco é geologicamente caracterizado pelo desenvolvimento de arcos magmáticos e de colisão continental no ciclo Pan-Africano-Brasiliano. Nesse ciclo houve a sobreposição de eventos tectônicos em um curto espaço de tempo, causados pela junção das faixas orogênicas de Brasília, ao oeste, e Ribeira, ao leste, com o Cráton São Francisco (Fig. 1). Esta estruturação foi identificada primeiramente por Ebert (1971) e definida como sendo a bifurcação da faixa orogênica Araxaídes-Paraibides.

A região de Socorro insere-se nesse contexto geológico, constituindo, juntamente com o Complexo Guaxupé, um terreno paleoproterozóico a arqueano denominado Placa São Paulo (Ebert & Hasui 1998) ou Nappe Socorro-Guaxupé (Campos Neto 2000). Esse terreno foi tectonicamente retrabalhado durante o Neoproterozóico.

A trajetória metamórfica das rochas aqui estudadas fornecem evidências dos processos tectônicos que afetaram a região durante a geração do metamorfismo de fácies granulito, com uma evolução progressiva em regime de alta pressão e retrogressiva, com exumação e resfriamento em uma crosta com alto fluxo térmico. A relação dos sucessivos estágios metamórficos com a evolução tectônica ainda é pouco entendida nessa região, tendo em vista que só recentemente foram obtidos os primeiros dados geocronológicos dos eventos pré-colisionais (Cordani *et al.* 2002), posteriormente também caracterizados por Hackspacher *et al.* (2003) e Janasi *et al.* (2003). Nesses trabalhos foi reconhecido evento magmático de 640 a 660 Ma que associa-se,

provavelmente, ao desenvolvimento de um arco magmático continental. Entretanto, a relação desse magmatismo pré-collisional com a convergência entre as placas São Paulo, Brasília e Vitória ainda não foi bem esclarecida, mas poderia ser relacionada ao fechamento do oceano Goianíades, se o vínculo for com a faixa Brasília, ou com o fechamento do oceano Adamastor, se a referência for a Faixa Ribeira (Hackspacher *et al.* 2003).

A área estudada situa-se na Placa São Paulo (Ebert & Hasui 1998) e é cortada pela Zona de Cisalhamento de Socorro, que representa uma continuidade da Zona de Cisalhamento Ouro Fino, infletida de ENE para NNE, no limite sul do Maciço de Guaxupé. Nessa região, a zona de cisalhamento tem um caráter essencialmente direcional dextrógiro, com deformação transpressiva e forte componente de cavalgamento (Juliani 1983).

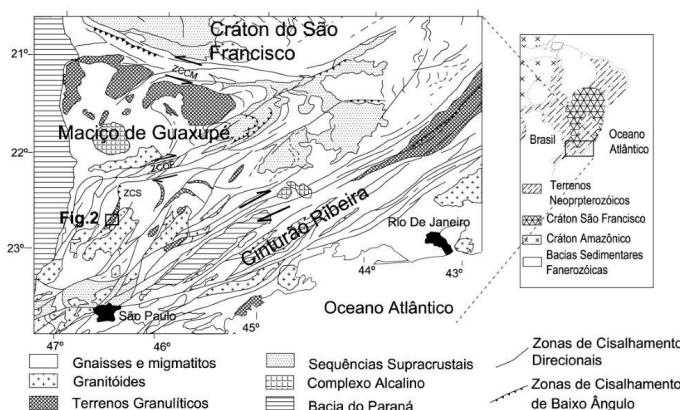


Fig.1. Localização da área estudada no contexto tectônico do sudeste brasileiro. Modificado de Ebert *et al.* (1996).

Fig.1. Localization of the studied area in the southeastern Brazilian tectonic context. Modified from Ebert *et al.* (1996).

2. Contexto Geológico da Região de Socorro

A configuração geológica da área de estudo é definida pela presença de granitos cárlico-alcalinos de alto potássio neoproterozóicos ao leste, pertencentes ao Complexo Socorro (Fig. 2). Ao oeste afloram ortognaisses e migmatitos arqueanos de afinidade tonalítica, trondjemítica e granítica (TTG), pertencentes ao Complexo Amparo. Entre essas duas unidades ocorre uma faixa de direção NNE intensamente deformada, na qual afloram as rochas granulíticas agrupadas sob a denominação de Suite Metamórfica Mostardas (Grossi Sad & Barbosa, 1983). Os contatos entre os três conjuntos são tectônicos, estabelecidos pela Zona de Cisalhamento de Socorro, que provocou imbricamentos entre as unidades, principalmente nas proximidades do contato entre as rochas granulíticas e as rochas do Complexo Amparo.

A evolução Zona de Cisalhamento de Socorro se iniciou com deformação compressiva de baixo ângulo, com transporte para NW, sob condições metamórficas da fácie granulito, que gradou, durante o resfriamento, para cisalhamento direcional dextrógiro com componente de cavalgamento. Nesse estágio houve o reequilíbrio das rochas na fácie anfibolito e, posteriormente, a deformação evoluiu para rúptil-dúctil, com foliações de médio a alto ângulo de mergulho.

Os gnaisses e migmatitos do Complexo Amparo possuem composição variando entre granítica a tonalítica, com estruturas migmatíticas diversas. Os melanossomas são representados por hornblenda-biotita gnaisses e hornblenda gnaisses e os

leucossomas são formados por quartzo e ortoclásio, localmente recristalizado como microclínio de grão fino.

Foram observados dois eventos anatáticos, o primeiro deles com as estruturas parcialmente transpostas pela foliação de baixo ângulo da Zona de Cisalhamento de Socorro, resultando em um bandamento fino com dobras intrafoliaias. O segundo evento anatático é caracterizado principalmente pela injeção de leucossomas quartzo-feldspáticos róseos ao longo da foliação milonítica ou, onde a deformação foi menos intensa, veios que truncam as estruturas migmatíticas prévias.

As rochas granulíticas do Complexo Metamórfico Mostardas constituem uma unidade litoestratigráfica distinta, composta por granulitos máficos, gnaisses charnockíticos a enderbíticos, granulitos alaskíticos e rochas paraderivadas. Essas são representadas por gnaisses com biotita, granada e sillimanita, gnaisses quartzosos que gradam para quartzitos e gnaisses grafíticos. Também estão presentes rochas reequilibradas na fácie anfibolito pelo cisalhamento, destacando-se biotita gnaisses e granada-biotita gnaisses. Devido ao intenso cisalhamento esses litotipos foram imbricados, resultando em intercalações até na escala de afloramento. Desse modo as unidades litotípicas distinguem as unidades litotípicas no mapa (Fig. 2) correspondem aos litotipos mais frequentes na unidade.

A grande variabilidade litotípica propiciou a possibilidade da investigação dos eventos metamórficos, não somente por meio da análise das paragêneses e texturas minerais, como também por geotermobarometria de diversas associações de minerais dos granulitos máficos, dos gnaisses charnockíticos, dos sillimanita-granada-biotita gnaisses e dos granada-biotita gnaisses.

Os biotita gnaisses e os hornblenda-biotita gnaisses são os litotipos mais abundantes no Complexo Metamórfico Mostardas, e representam rochas cujo metamorfismo alcançou condições da fácie granulito e que foram reequilibrados na fácie anfibolito. Associados a esses gnaisses também estão presentes migmatitos deformados em intensidade variável, mas que preservam muitas vezes as estruturas de anatexia. Nas porções basais desta unidade litoestratigráfica ocorrem hornblenda gnaisses e hornblenda-biotita gnaisses miloníticos que podem conter granada e restos de ortopiroxênio, além de bandas anfibolíticas com poucos centímetros de espessura. Essas rochas devem representar granulitos de composição ácida a básica, reequilibrados durante o cisalhamento. Também ocorrem lascas tectônicas de migmatitos cisalhados do Complexo Amparo imbricadas nas rochas granulíticas.

Os granulitos máficos constituem corpos com espessura variando entre 50 e 400 metros intercalados em gnaisses e são compostos predominantemente por diopsídio, granada e plagioclásio, com anfibolito subordinado. Geralmente se encontram encaixados em gnaisses grafíticos, cujo contraste reológico facilitou sua exumação tectônica sem grande deformação no interior dos corpos. Essas rochas geralmente são pouco foliadas, mas as bordas dos corpos apresentam uma foliação de cisalhamento penetrativa que propiciou um intenso reequilíbrio metamórfico do clinopiroxênio para hornblenda.

Os gnaisses charnockíticos afloram principalmente em uma faixa intercalada em granulitos alaskíticos e com biotita gnaisses e anfibolito-biotita gnaisses formados pelo reequilíbrio metamórfico durante a deformação em fácie anfibolito. Em algumas exposições na porção leste da área mapeada, ocorrem como intercalações nos gnaisses paraderivados com sillimanita. Nesta unidade são comuns corpos de charnoenderbito e, mais raramente, de enderbito, que devem representar variações composticionais dos protolitos ígneos.

Evidências de cisalhamento sob condições da fácie granulito são observadas pela presença de grossos cristais de augita deformados, com exsolução de ortopiroxênio, além de clino- e

ortopiroxênio granoblásticos formados pela recristalização dinâmica da augita. Essa deformação gerou uma foliação penetrativa de baixo ângulo com mergulhos para SE, indicando regime compressivo com vergência para NW, seguido de deformação tangencial com componente direcional dextrógiro já em condições metamórficas de fácies anfibolito (Juliani 1983, Ebert & Hasui 1998, Campos Neto *et al.* 2000). Em alguns afloramentos, pode ainda ser observada uma foliação pretérita com mergulho baixo a moderado para NE.

Os gnaisses granulíticos alaskíticos são constituídos por rochas quartzosas pouco feldspáticas e foram assim denominados segundo a nomenclatura proposta por Katz (1972). Comumente apresentam pequenos porfiroblastos estirados de feldspato potássico mesoperítico que, ao menos em parte, podem representar relíquias de clastos sedimentares recristalizados em alto grau metamórfico. Essas rochas formam extensos corpos alongados associados a quartzitos, granada quartzitos e gonditos, geralmente em contatos gradacionais. Nos granulitos alaskíticos são comuns intercalações destes litotipos, assim como de granulitos alaskíticos nos mesmos litotipos. Os contatos gradacionais e as intercalações sugerem derivação sedimentar para os granulitos alaskíticos que, de fato, devem representar metarcóseos.

Os granada-biotita gnaisses são rochas mesocráticas com biotita abundante, com proporções variáveis de granada e anfibólito em menor volume, que ocorrem tanto na base quanto no interior da unidade. Contém também relíquias de clinopiroxênio parcialmente transformado em anfibólito. Apesar da ausência de paragênese típica de alto grau, as condições metamórficas em fácies granulito foram confirmadas pela geotermometria do par granada-biotita.

Os gnaisses paraderivados afloram no limite leste do Complexo Metamórfico Mostardas, em um nível estratigráfico superior na suíte, e também ocorrem intercalados tectonicamente com gnaisses charnockíticos. Na porção leste do Complexo Metamórfico Mostardas, os gnaisses estão em contato tectônico com os granitos. De modo geral formam uma faixa contínua dobrada definindo uma estrutura sinformal, mas as relações de topo e base não puderam ser identificadas. São rochas de derivação psamo-pelítica bastante deformadas, contendo em certos afloramentos grande quantidade de grafita. O tipo petrográfico mais comum é um sillimanita-granada-biotita gnaisse, mas ocorrem grandes variações nas proporções de sillimanita, granada e biotita.

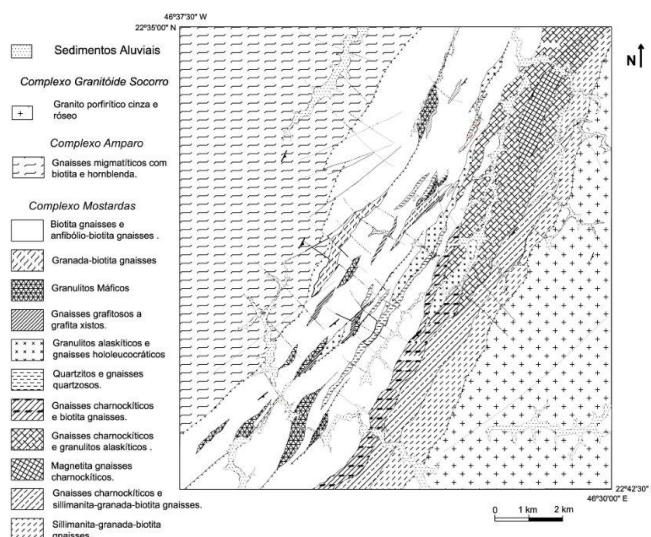


Fig.2. Mapa geológico da área.

Fig.2. Geological map of the area.

3. Petrologia

3.1. Granulitos máficos

Os granulitos máficos, apesar da ocorrência restrita, são essenciais para a compreensão dos processos metamórficos que atuaram na geração nas rochas granulíticas do Complexo Metamórfico Mostardas. Petrograficamente são representados por diopsídio-granada granulitos verde-escuros, de granulação grossa, contendo também andesina, quartzo, ilmenita e magnetita. São rochas maciças a foliadas, normalmente granoblásticas e inequigranulares, sem relíquias da rocha ígnea original. É comum a ocorrência de coronas nos cristais de granada, com arranjos simplectíticos de bytownita e ortopiroxênio separando os cristais de granada dos clinopiroxênios (Fig. 3a e 3b). A composição modal das amostras é dada por clinopiroxênio (20-30%), granada (25-20%), plagioclásio (20%), hornblenda (15-20%), ortopiroxênio (0-10%), quartzo (5%) e como minerais acessórios estão presentes biotita, magnetita, ilmenita e apatita. A granada possui até 1 cm de diâmetro e contém inclusões de plagioclásio, anfibólito, biotita, quartzo, titanita, magnetita e ilmenita. O clinopiroxênio ocorre tanto como cristais idioblásticos na matriz, como poiquiloblastos de até 0,5 cm de comprimento, geralmente com inclusões de plagioclásio e quartzo.

A associação mineral composta por granada, clinopiroxênio, andesina e quartzo representa o pico bárico do metamorfismo e representa a associação típica de granulitos de alta pressão. Essa associação foi substituída pela associação mineral ortopiroxênio-btownita presente nas coronas, formadas pela reação granada + quartzo = ortopiroxênio + anortita. Localmente a granada foi quase totalmente substituída, chegando a formar pseudomorfos com a mesma associação mineral das coronas (Fig. 3b). Tais texturas foram possivelmente possibilitadas pela presença de inclusões de quartzo na granada.

Em certos domínios microestruturais de uma das amostras estudadas, a rocha não apresenta as texturas de descompressão, o que pode ser atribuído à quantidade insuficiente de quartzo para que a reação química se processasse, ou podem representar porções metaestáveis onde a assembléia mineral do pico bárico se preservou.

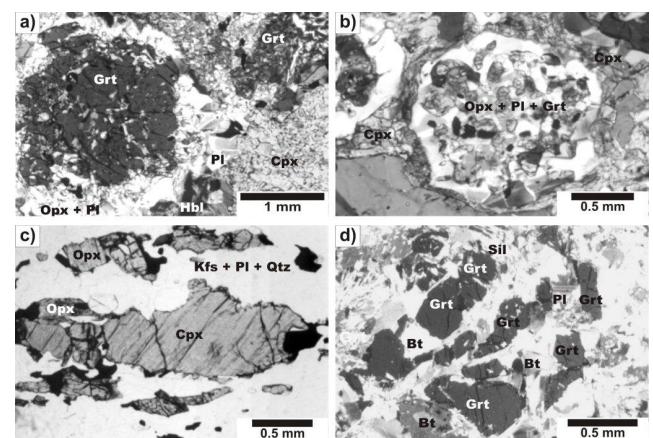


Fig.3. a) Porfiroblasto de granada envolto por corona de plagioclásio bytownítico e ortopiroxênio, isolando-a do clinopiroxênio e do plagioclásio andesínico - granulito mafico; b) Pseudomorfo de granada composto por cristais de plagioclásio, ortopiroxênio, e relíquias de granada - granulito mafico; c) Gnaisse charnockítico com porfiroblasto de clinopiroxênio e cristais granoblásticos de ortopiroxênio; d) Sillimanita-granada-biotita gnaisse com porfiroblasto de granada substituído parcialmente por biotita, sillimanita e plagioclásio. Bt: biotita, Cpx: clinopiroxênio, Grt: granada, Hbl: hornblenda, Kfs: feldspato potássico, Opx: ortopiroxênio, Pl: plagioclásio, Qtz: quartzo, Sil: sillimanita.

Fig.3. a) Garnet porphyroblasts surrounded by bytownitic plagioclase and orthopyroxene corona, isolating it from the clinopyroxene and andesine plagioclase - mafic granulite; b) garnet pseudomorphs composed by plagioclase, orthopyroxene

and garnet relic crystals - mafic granulite; c) charnockitic gneiss with clinopyroxene porphyroblasts and granoblastic orthopyroxene crystals; d) Sillimanite-garnet-biotite gneiss with garnet porphyroblasts partially replaced by biotite, sillimanite, and plagioclase. Bt: biotite, Cpx: clinopyroxene, Grt: garnet, Hbl: hornblende, Kfs, K-feldspar, Opx: orthopyroxene, Pl: plagioclase, Qtz: quartz, Sil: sillimanite.

3.2. Gnaisses charnockíticos

De modo geral essas rochas apresentam-se intensamente deformadas em alta temperatura, tendo adquirido estruturas miloníticas devido ao alto strain dos grãos de plagioclásio, feldspato potássico e piroxênios. São rochas de grã fina a média, granoblásticas e granoporofiroblásticas, usualmente foliadas, constituídas por feldspato potássico, plagioclásio, hedenbergita, ferrossilita, magnetita e, ocasionalmente, hornblendita, granada e biotita. Podem apresentar uma incipiente estrutura bandada a laminada. Ocorrem ainda cristais mais grossos de augita com finas exsoluções lamelares de ortopiroxênio paralelas à clivagem (100) e de mesopertita, com bordas recristalizadas durante a deformação e metamorfismo. Quando em rochas miloníticas, esses cristais mais grossos contituem porfiroclastos. As rochas possuem composição predominantemente charnockítica, entretanto, composições charnoenderbíticas e enderbíticas também ocorrem, bem como rochas com variados teores de quartzo e de minerais máficos que podem ser devidas a variações do protolito. As paragêneses características das condições metamórficas são hedenbergita + ferrossilita + oligoclásio + quartzo e granada + ferrossilita + oligoclásio + quartzo, mas não é observada a associação de granada-clinopiroxênio, o que indica serem estes granulitos de pressão intermediária.

3.3. Sillimanite-granada-biotite gnaisses

Essas rochas possuem textura grano-lepidoblástica inequigranular a grano-porfiroblástica com grã média a grossa e formam um conjunto constituído por tipos petrográficos com variadas proporções de biotita, granada e sillimanita, com ou sem grafita. São rochas bandadas, fortemente foliadas, comumente cisalhadas em intensidade variável, chegando a constituir milonitos, por vezes com recristalização da sillimanita prismática em fibrolita na foliação C. A granada é granoblástica e forma cristais com até 0,5 cm de diâmetro, muitas vezes com inclusões de sillimanita, biotita, quartzo e plagioclásio. Ocorrem também porfiroblastos de granada com até 1 cm de diâmetro parcialmente substituídos por plagioclásio, biotita e sillimanita (Fig. 3d). Essa textura sugere a existência de um evento de metassomatismo potássico rico em sílica, provavelmente associado à intrusão dos granitos do Complexo Socorro, que aflora ao leste da faixa dos metassedimentos. O feldspato potássico constitui porfiroblastos pertíticos a mesopertíticos intensamente estirados, ou cristais granoblásticos de granulação fina a média. O plagioclásio, às vezes antipertítico, tem composição de oligoclásio sódico e compõe arranjos granoblásticos na matriz ou forma porfiroblastos deformados, com bordas recristalizadas. A biotita texturalmente apresenta características indicativas de cristalização pré- a sincinematíca ao cisalhamento e apresenta exsoluções de rutilo e de minerais opacos, indicando reequilíbrio em temperaturas mais baixas. A associação mineral está representada na figura 4. A muscovita ocorre como mineral retrometamórfico cristalizado nos planos da foliação milonítica, mas somente nas rochas mais afetadas pelo cisalhamento tardio.

3.4. Biotita gnaisses e hornblendita-biotita gnaisses

São rochas bandadas de composição granítica a granodiorítica, onde se observam dois estágios de migmatização. O primeiro

deles gerou leucossomas granodioríticos de cor cinza que foram dobrados e transpostos pela foliação milonítica. Os leucossomas do segundo evento de fusão parcial são róseos, têm composição granítica, cortam os veios anteriores e, usualmente, foram deformados apenas localmente e em baixa intensidade. De maneira geral, esses gnaisses diferenciam-se dos gnaisses migmatíticos do Complexo Amparo pela presença de ortoclásio pertítico e plagioclásio antiperítico. Nos leucossomas granodioríticos do primeiro evento anatético, a composição modal varia entre 15 a 30% de quartzo, 20 a 40% de oligoclásio antiperítico, 10 a 20% de feldspato potássico recristalizado a partir de ortoclásio pertítico, parcialmente preservado. Como minerais acessórios estão presentes biotita e hornblenda, titanita, minerais opacos (principalmente magnetita), apatita, allanita e zircão, além de epidoto secundário. Hornblenda e biotita perfazem cerca de 10% do volume da rocha e são texturalmente identificados como pré-cinemáticos ao cisalhamento

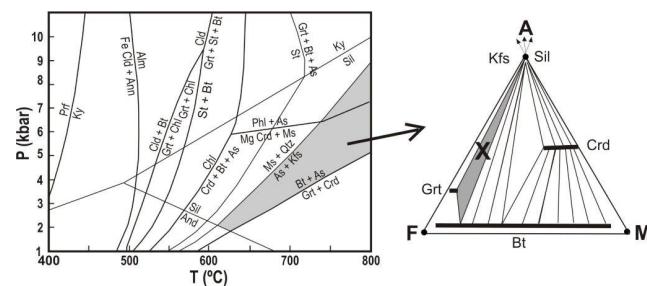


Fig. 4. Grade petrogenética e diagrama de fases para metapelitos, com a representação da paragênese presente nos sillimanita-granada-biotita gnaisses (campos em cinza). Modificado de Spear (1993).

Alm: almandina, And: andaluzita, Ann: annita, Bt: biotita, Chl: clorita, Cld: cloritoide, Crd: cordierite, Kfs: feldspato potássico, Ky: cianita, Phl: flogopita, Prf: pirofilita, Qtz: quartzo, Sil: sillimanita, St: estaurolita.

Fig. 4. Petrogenetic grid and phase diagram for metapelites with the representation in the sillimanite-garnet-biotite gneisses paragenesis (grey areas). Modified from Spear (1993). Alm: almandine, And: andalusite, Ann: annite, Bt: biotite, Chl: chlorite, Cld: chloritoid, Crd: cordierite, Kfs: K-feldspar, Ky: kyanite, Phil: phlogopite, Prf: pyrophyllite, Qtz: quartz, Sil: sillimanite, St: staurolite.

A composição mineralógica modal nos leucossomas graníticos varia entre 25 a 35% de quartzo, 30 a 40% de feldspato potássico, 10 a 20% de plagioclásio e biotita em pequenas quantidades.

Os mesossomas dessas rochas têm composição variando de tonalítica a granítica e distinguem-se dos leucossomas pelo maior conteúdo de minerais maficos, sendo que mais comumente predomina a biotita, geralmente com aproximadamente 10% em volume, sobre o anfibólio. Entretanto, há diversos corpos mais ricos em anfibólio, com perfaz mais de 15% do volume da rocha, com biotita subordinada.

Os melanossomas usualmente representam menos de 5% do volume total das rochas e são formados por biotita e/ou anfíbólito predominantes, com quartzo e feldspatos subordinados, em arranjos comumente orientados.

3.5. Granada-biotita gnaisses

Os granada-biotita gnaisses são rochas bandadas granoblásticas a lepido-granoblásticas, com melanossomas compostos por plagioclásio e biotita com exsoluções de rutilo. A granada contém inclusões de plagioclásio, biotita, carbonato, minerais opacos e muscovita e mostra relações texturais que indicam equilíbrio metamórfico com a biotita da matriz. A hornblendita ocorre em menores proporções e substitui parcialmente o clinopiroxênio que, por vezes, resta apenas como pequenas relíquias em cristais ou agregados de anfibólitos. Os leucossomas

são constituídos por oligoclásio e quartzo, com granada e biotita subordinadas.

4. Química Mineral e Geotermobarometria

A composição química dos minerais foi analisada com uso de microsonda eletrônica modelo JEOL JXA 8600 do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, com corrente de aceleração do feixe $20 \pm 0,1 \text{ nA}$, tensão de 15 kV e diâmetro do feixe de elétrons de 5 μm em todos os minerais, com exceção dos feldspatos, nos quais foi usado 10 μm .

Os dados das análises de química mineral foram processados e tratados com auxílio do software Minpet 2.02 (Richard, 1995), com o qual foram calculadas as distribuições catiônicas. Nas Tabelas 1 e 2 são apresentadas análises representativas dos minerais utilizados para a realização da geotermobarometria, na qual as associações representam pares ou conjuntos de análises de minerais em contato ou domínios texturais que sugerem equilíbrio químico.

Tabela 1. Química mineral dos Granulitos Máficos. Cpx: clinopyroxênio, Grt: granada, Opx: ortopiroxênio, Pl: plagioclásio.

Table 1. Mineral chemistry of the mafic granulites. Cpx: clinopyroxene, Grt: garnet, Opx: orthopyroxene, Pl: plagioclase.

Amostra	18C	18BII	18 B II	18 B II	18BII	18C	18 B II	18 B II	18C	18BII	18 B II	18 B II
Análise/	C1-N	C2-N	C1B	C1B	C2-N	C1-N	C1B	C1B	C1-N	C2-N	C1B	C1B
Localizaçã	o	matriz	pseudo-	pseudo-	matriz	matriz	corona	pseudo-	matriz	corona	pseudo-	matriz
Mineral	Cpx	Cpx	Opx	Opx	Opx	Grt	Grt	Grt	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	51.140	51.151	49.848	50.951	38.878	38.779	38.709	37.966	56.974	56.637	46.718	53.837
TiO ₂	0.220	0.325	0.075	...	0.066	0.021	0.150	0.026	0.017	0.021
Al ₂ O ₃	1.384	2.394	1.072	0.999	21.594	21.488	21.278	21.494	26.753	27.458	33.752	27.636
FeO	13.016	9.752	30.552	27.985	23.266	26.728	23.550	27.022	0.032	0.081	0.272	0.171
MnO	0.152	0.134	0.352	0.355	0.499	0.465	0.636	1.016	0.011	0.008	0.022	0.006
MgO	11.957	13.151	16.801	18.758	5.424	4.822	5.195	4.121	0.014	0.024	0.088	0.029
CaO	21.642	22.440	0.505	0.466	10.032	8.124	10.528	6.692	8.945	9.233	16.973	9.942
Na ₂ O	0.248	0.313	6.443	6.182	1.726	5.651
K ₂ O	0.001	0.1	0.004	0.004	0.001	0.001
Total	99.78	99.66	99.21	99.58	99.76	100.43	100.05	99.57	99.28	99.68	99.63	97.38
Si	1.939	1.917	1.943	1.953	6.035	6.035	5.994	6.018	10.288	10.187	8.617	9.959
Al	0.062	0.106	0.049	0.045	3.948	3.938	3.881	4.012	5.689	5.816	7.332	6.020
Ti	0.006	0.009	0.002	0.047	0.008	0.002	0.004	0.038	0.003	0.003
Fe ²⁺	0.065	0.065	0.060	0.060	0.017	...	0.004	0.011	0.002	0.024
Fe ³⁺	0.348	0.241	0.93	0.851	3.021	3.484	3.078	3.719
Mg	0.676	0.735	0.976	1.072	1.255	1.119	1.199	0.974	0.004	0.006	0.023	0.008
Mn	0.005	0.004	0.012	0.012	0.066	0.068	0.136	0.002	0.001	0.003	0.001	0.001
Ca	0.879	0.901	0.021	0.019	1.668	1.355	1.747	1.137	1.731	1.779	3.354	1.970
Na	0.018	0.023	2.256	2.156	0.617	2.027
K	0.001	0.019	0.006	0.010	0.015

Tabela 2. Química mineral dos gnaisses charnockíticos e gnaisses pelíticos. Bt: biotita, Cpx: clinopyroxênio, Grt: granada, Opx: ortopiroxênio, Pl: plagioclásio.

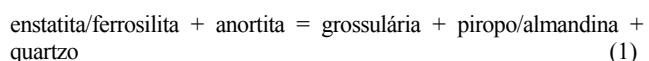
Table 2. Mineral chemistry of charnockitic and pelitic gneisses. Bt: biotite, Cpx: clinopyroxene, Grt: garnet, Opx: orthopyroxene, Pl: plagioclase.

Amostra	57A	57A	57A	57A	36A C	36A C	57A	57A	36A C	36A C	36A C	36A C
Análise /	C3N	57A	57A	57A	57A	57A	C1B borda	57A	57A	C1B borda	57A	C1B borda
Localizaçã	o	núcleo	intern	núcleo	intern	núcleo	núcleo	intern	núcleo	intern	núcleo	núcleo
Mineral	Cpx	Opx	Opx	Opx	Grt	Grt	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	48.920	48.380	47.764	37.380	36.890	36.989	62.369	61.890	60.371	59.867	34.300	34.867
TiO ₂	0.209	0.158	0.148	0.134	0.005	0.014	0.019	0.003	1.548	1.867
Al ₂ O ₃	1.384	0.550	0.599	20.149	21.004	20.963	23.257	23.260	24.828	24.661	20.100	21.169
FeO	20.328	30.047	30.086	30.042	31.882	32.076	0.095	0.082	0.198	0.196	19.036	18.190
MnO	0.691	1.132	1.204	2.422	5.380	5.928	0.011	0.009	0.009	0.140	0.085	0.085
MgO	7.146	9.287	8.881	2.331	3.447	2.760	0.006	9.199	9.327
CaO	19.259	0.820	1.276	6.436	1.008	0.971	4.877	4.859	6.481	6.404
Na ₂ O	0.563	0.022	8.825	8.663	7.920	7.788	0.154	0.176
K ₂ O	0.210	0.222	0.111	0.077	9.384	9.365
Total	99.05	99.40	99.36	99.41	99.14	99.07	99.96	98.99	99.80	99.00	94.79	95.42
Si	1.931	1.984	1.965	6.030	5.981	6.029	11.077	11.079	10.766	10.760	4.903	4.969
Al	0.090	0.027	0.029	3.826	4.011	4.024	4.864	4.903	5.214	5.220	3.488	3.605
Ti	0.000	0.005	0.005	0.016	0.001	0.002	0.003	0.166	0.201	0.201
Fe ²⁺	0.078	0.028	0.028	2.454	2.454	2.454	0.037	0.013	0.011	0.027
Fe ³⁺	0.693	1.339	1.327	4.116	4.254	4.254	2.376	2.175	...
Mg	0.421	0.568	0.545	0.561	0.833	0.671	0.002	1.960	1.898
Mn	0.023	0.039	0.042	0.331	0.739	0.818	0.002	...	0.001	0.017	0.011	...
Ca	0.815	0.036	0.056	1.112	0.175	0.170	0.928	0.932	1.238	1.233
Na	0.043	0.002	3.039	2.714	2.739	2.714	0.043	0.049
K	0.048	0.018	0.025	0.018	1.711	1.705

As relações existentes entre o ambiente tectônico e as trajetórias metamórficas das rochas granulíticas, essencialmente o regime bárico e os tipos de retrometamorfismo ITD e IBC (IsoThermal Decompression e IsoBaric Colling), foram melhor entendidas na década de 80 (e.g., England & Thompson, 1984; Sandiford & Powell, 1986; Bohlen, 1987; Harley, 1989). Para Ellis (1987), o metamorfismo retrógrado pode não estar relacionado ao evento gerador do metamorfismo granulítico progressivo. Dessa forma, a sobreposição de eventos tectono-metamórficos ou mesmo orogenéticos, pode induzir enganos no

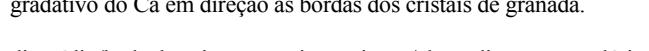
estabelecimento da relação entre metamorfismo-tectônico em terrenos policíclicos.

A granada presente nas amostras de granulitos máficos que apresentam texturas coroníticas, mostra um zonamento químico oscilatório, possivelmente devido ao metamorfismo progressivo. O padrão do zonamento indica uma diminuição inicial da temperatura, com aumento da razão Fe/Mg do núcleo para as porções intermediárias dos cristais, e uma posterior queda desta razão em direção à borda do cristal, sugerindo um possível aumento de temperatura (Fig. 5a). O teor do componente grossulária apresenta um discreto aumento em direção à borda, com cristalização acreativa de granada em equilíbrio com clinopiroxênio e com o plagioclásio durante o aumento da pressão. Não se observa nessas amostras reequilíbrio no zonamento do cálcio da granada devido à descompressão. Isto pode ser um indicativo de que as texturas observadas tenham sido formadas principalmente pela reação (1) onde a molécula almandina ou piropo é consumida duas vezes mais que a molécula grossulária, fazendo com que a granada remanescente não apresente redução no teor de Ca.



A ausência de reequilíbrio da razão Fe/Mg pode ter sido causada pelo rápido resfriamento e pelo isolamento da granada pelo plagioclásio das coronas, impedindo a troca Fe-Mg com os cristais de piroxênio.

Esse zonamento indicativo de oscilação da temperatura foi observado também nos grãos de clinopiroxênio destas amostras (18A e 18B), que mostram uma diminuição inicial na razão Fe^{2+}/Mg e do teor de Al, e um aumento posterior, indicando queda e subsequente aumento de temperatura do núcleo em direção à borda dos cristais. Já na amostra 18, desprovida das texturas de descompressão, a granada apresenta um zonamento químico produzido pelo reequilíbrio tardio durante o resfriamento, indicado pelo aumento do teor de Fe e pela diminuição do teor de Mg e Ca dos núcleos em direção às bordas dos cristais (Fig. 5b). Como nesta amostra não houve o desenvolvimento de coronas na granada, houve a possibilidade da troca Fe-Mg entre a granada e o clinopiroxênio durante o resfriamento e a descompressão. Assim, o reequilíbrio químico dos minerais foi promovido pela reação (2) que consome preferencialmente a molécula grossulária ao invés das moléculas almandina e piropo, o que levou ao empobrecimento gradativo do Ca em direção às bordas dos cristais de granada.



O piroxênio apresenta uma tendência de zonamento químico semelhante ao observado na granada, porém com um aumento inicial da razão Fe^{2+}/Mg , que provavelmente representa um resquício do metamorfismo progressivo. Essas diferenças texturais e da assembléia mineral podem, portanto, explicar os comportamentos distintos dos zoneamentos químicos dos minerais das amostras 18A e 18B em relação à amostra 18.

Nos gnaisses charnockíticos, de forma geral, os minerais analisados mostraram-se quimicamente equilibrados. Os cristais de granada não apresentam diferenças significativas no teor de Ca dos núcleos para as bordas, mostrando apenas um leve aumento da razão Fe/Mg em direção às bordas, devido ao reequilíbrio tardio durante o resfriamento.

Nos sillimanita-granada-biotita gnaisses observa-se uma associação mineral em equilíbrio, com os minerais praticamente desprovidos de zonamentos químicos, mostrando apenas um leve

reequilíbrio das bordas da granada durante o resfriamento. Isso contrasta com o verificado nos porfiroblastos de granada ricos em Mg, que estão em desequilíbrio com o restante dos minerais da rocha e mostram um zonamento químico com um discreto aumento linear da razão Fe/Mg do núcleo em direção às porções intermediárias do mineral, com uma queda brusca do componente piropo e aumento de almandina e espessartita na borda do mineral, indicativo de reequilíbrio devido ao resfriamento (Fig. 5c).

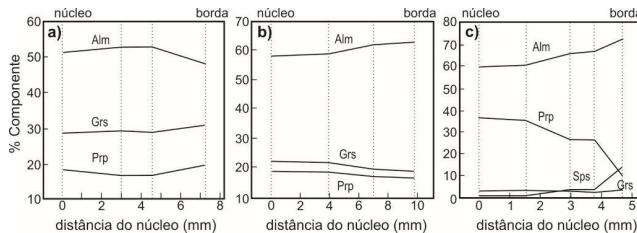


Fig. 5. a) Zonamento em porfiroblasto de granada em granulito máfico da amostra 18B (portadora de texturas de descompressão), indicando a preservação do registro químico do metamorfismo progressivo; b) Zoneamento em granada de granulito máfico da amostra 18 desprovida de texturas de descompressão, mostrando o reequilíbrio durante o metamorfismo regressivo; c) Zoneamento em porfiroblasto de granada de sillimanita-granada-biotita gneiss com núcleo e porções intermediárias em desequilíbrio químico com o restante da rocha. Alm: almandina, Grs: grossularia, Prp: piropo, Sps: espessartita.

Fig. 5. a) Zoning in garnet porphyroblasts garnet of mafic granulite from sample 18B (showing decompression textures), indicating the preservation of the chemical record of the progressive metamorphism; b) Zoning in garnet of mafic granulite from sample 18 without decompression texture, showing the re-equilibrium for retrograde metamorphism; c) Zoning in garnet porphyroblasts of sillimanite-garnet-biotite gneiss with core and mantle portions in chemical disequilibrium with the rest of the rock. Alm: almandine, Grs: grossular, Prp: pyrope, Sps: spessartine.

As condições de pressão e temperatura das rochas granulíticas foram estimadas por geotermobarometria com banco de dados internamente consistente, utilizando-se o programa TWQ de Berman (1991). Foram selecionados quatro cálculos geotermobarométricos representativos dos granulitos maficos, cujas análises são apresentadas na Tabela 1. Dois destes cálculos foram realizados utilizando-se a composição química de minerais da associação de descompressão (coronas e pseudomorfos de granada) e dois em associações minerais representativas do pico bárico (18BC2N e 18C1N), em uma associação onde não se desenvolveram as texturas coroníticas.

As condições metamórficas do pico bárico ou próximas dele foram obtidas com cálculo geotermobarométrico de análises de núcleo de granada, clinopiroxênio e plagioclásio da matriz. Os valores mais elevados de pressão foram determinados nas amostras com texturas de descompressão, representada pela associação 18BC2N, cujo resultado é de 13,8 kbar e 780 °C.

A amostra de granulito máfico sem as texturas coroníticas, representada pela associação 18C1N, apresentou, na mesma associação mineral da amostra anterior, condições báricas de formação menores e temperaturas superiores às obtidas na amostra anterior, com valores 12,5 kbar a 850 °C. Essas condições são interpretadas como correspondentes ao pico térmico do metamorfismo. Os resultados de ambos os cálculos são mostrados na figura 6.

As condições de pressão e temperatura da descompressão registrada nos granulitos maficos foram obtidas pelo cálculo de duas associações minerais, uma obtida nas coronas e outra em um pseudomorfo de granada (Fig. 7). O cálculo geotermobarométrico da associação ortopiroxênio + plagioclásio das coronas com as análises de borda de granada (18BC1B) indicou condições de 780 °C e 8 kbar. Nessa estimativa foi incluído o componente Al-ortopiroxênio para que pudesse ser considerada a solubilidade do Al_2O_3 (ortocorindon) no ortopiroxênio, além dos membros ferrosos

da granada e do piroxênio. O desequilíbrio observado entre as reações dos *end-members* magnesianos com os ferrosos é decorrente dos modelos de atividade calculados pelo TWQ, que podem resultar em valores de pressão superestimados para os membros magnesianos.

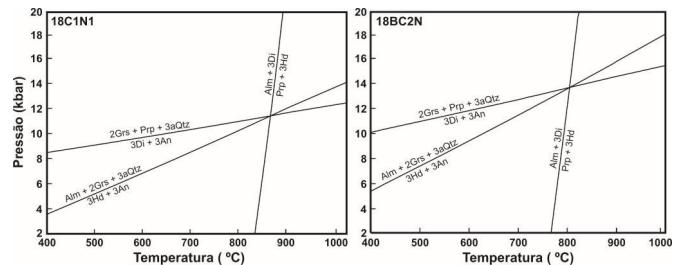


Fig.6. Diagramas P-T obtidos mediante o uso do programa TWQ utilizando-se análises de núcleo dos minerais. Alm: almandina, An: anortita, Di: diopsídio, Grs: grossularia, Hd: hedenbergita, Prp: pirope, aQtz: quartzo alfa.

Fig.6. Obtained P-T diagrams using TWQ software with core analyses from a mafic granulite. Alm: almandine, An: anorthite, Di: diopside, Grs: grossular, Hd: hedenbergite, Prp: pyrope, aQtz: alpha quartz.

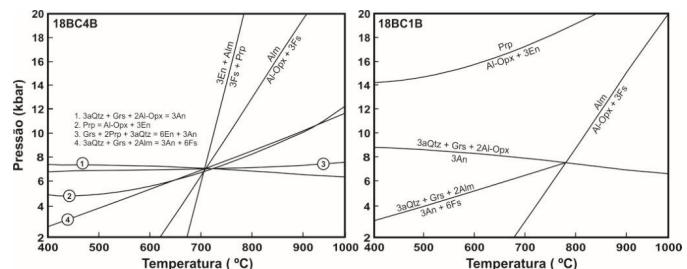


Fig.7. Diagramas P-T obtidos mediante o uso do programa TWQ em associações das texturas de descompressão. Alm: almandina, An: anortita, En: enstatita, Fs: ferrosilite, Grs: grossularia, Opx: ortopiroxênio, Prp: pirope, aQtz: quartzo alfa.

Fig.7. Obtained P-T diagrams using TWQ software in decompression texture assemblages from a mafic granulite. Alm: almandine, An: anorthite, En: enstatite, Fs: ferrosilite, Grs: grossular, Opx: orthopyroxene, Prp: pyrope, aQtz: alpha quartz.

Entretanto, a utilização do componente Al-ortopiroxênio possibilita o cálculo das reações químicas que promovem as trocas tschermackíticas no ortopiroxênio e quando são utilizadas apenas as reações dos *end-members* ferrosos, os resultados mostram-se coerentes com as condições típicas da assembleia mineral e com os resultados calculados para os pseudomorfos. Nos pseudomorfos de granada, a associação ortopiroxênio + andesina da borda da granada (18BC4B), mostra-se equilibrada a 7,8 kbar e 720 °C para as reações que formaram granada e quartzo a partir de ortopiroxênio (enstatita e ferrosilite) e plagioclásio cárlico.

Os minerais das duas associações minerais se distinguem quimicamente e, principalmente pela composição do plagioclásio, que na corona (18BC1B) apresenta 90% de anortita e nos pseudomorfos de granada corresponde à andesina. A composição rica em Na do plagioclásio nos pseudomorfos de granada deve ser consequência da presença de inclusões pretéritas de plagioclásio sódico no porfiroblasto de granada, mas nenhuma evidência mineralógica desta interpretação foi observada.

O que condiciona o equilíbrio ou desequilíbrio dos membros magnesianos e ferrosos nos cálculos geotermobarométricos com o TWQ é a relação Fe/Mg da granada, que na associação 18BC1B apresenta maior teor de molécula piropo, fazendo com que o equilíbrio piropo = Al-ortopiroxênio + enstatita seja deslocado para o campo de maior pressão. Em outras palavras, a partição do Fe e Mg entre a granada e o ortopiroxênio está em desequilíbrio com a quantidade de Al no ortopiroxênio, o que pode ser explicado pela maior velocidade de difusão intracristalina de Fe e Mg na granada

do que entre ortopiroxênio e granada. A difusão intracristalina, ao contrário da intercristalina, enriquece a borda da granada em Mg devido à troca de Fe com porções do núcleo da granada.

Os gnaisses charnockíticos são caracterizados principalmente pela paragênese clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio + quartzo, por vezes com granada e hornblenda. A ausência da associação granada + clinopiroxênio + plagioclásio nessas rochas é indicativa de condições báricas mais amenas que as registradas nos granulitos máficos. Essas condições foram confirmadas geotermobarometricamente na associação granada + ortopiroxênio + plagioclásio, cujos cálculos indicam temperaturas ao redor de 770 °C e pressão próxima de 8 kbar (Fig. 8). A maioria das reações metamórficas calculadas para esta amostra, do mesmo modo que nos granulitos máficos, resulta em pressão superestimada pela reação piropo = Al-ortopiroxênio + enstatita, haja visto que os cálculos com a associação clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio resultam em 790 °C a 7,5 kbar.

Nos granada-biotita gnaisses, as condições metamórficas foram obtidas com as associações granada-biotita e granada-anfíbolio-plagioclásio. Os resultados comprovam as condições da fácie granulito para o equilíbrio granada-biotita, com temperaturas entre 730 e 800 °C no TWQ. Já o anfíbolio, produto de reequilíbrio do piroxênio durante o resfriamento, mostra condições mais amenas de temperatura, caracterizando o evento retrometamórfico. Os cálculos geotermobarométricos com hornblenda, granada e plagioclásio mostram condições de 640 °C a 6,0-7,5 kbar para os núcleos dos minerais, e 500 °C a 4 kbar nas bordas dos minerais.

Outro litotipo relevante na definição das condições P-T do metamorfismo são gnaisses com sillimanita, cujo principal tipo petrográfico é um sillimanita-granada-biotita gnaisse com grafita. A pressão e a temperatura de formação desta rocha indicadas na grade petrogenética e diagrama AFM da figura 4 sugere que a ausência de cordierita é devida à alta relação Fe/Mg da rocha. Essas condições de P-T foram confirmadas nos cálculos geotermobarométricos com as composições dos núcleos dos minerais das associações granada + plagioclásio + biotita que resultaram em valores entre 660 a 680 °C e 3,4 a 3,8 kbar.

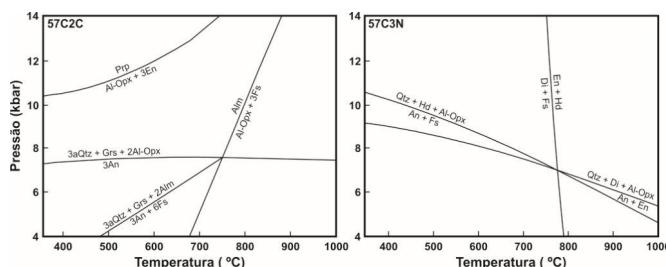


Fig.8. Obtained P-T diagrams using TWQ software with garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz (57C2C) and clinopyroxene-orthopyroxene-plagioclase-quartz (57C3N) assemblages. Alm: almandine, An: anorthite, Di: diopside, Fs: ferrosilite, Grs: grossular, Hd: hedenbergite, Opx: orthopyroxene, aQtz: alpha quartz.

Na figura 9 são apresentados os cálculos geotermobarométricos para essas rochas. Nota-se que a diferença nos resultados obtidos com as análises de borda (600 °C e 2,5 kb) e de núcleo (680 °C e 3,8 kb) dos minerais mostra reequilíbrio somente da reação de troca Fe-Mg entre granada-biotita, enquanto que para a reação granada-sillimanita-plagioclásio-quartzo (GASP) se mantiveram praticamente constantes. Esse comportamento decorre dos tipos distintos de reações químicas envolvidas, pois a reação flogopita + almandina = piropo + annita é uma troca catiônica simples de Fe e Mg entre as

duas fases, enquanto a reação grossulária + sillimanita + quartzo = anortita é uma reação do tipo *net transfer*, sem envolvimento de *end-members* ferrosos e magnesianos, o que a torna insensível aos reequilíbrios provocados pelo resfriamento.

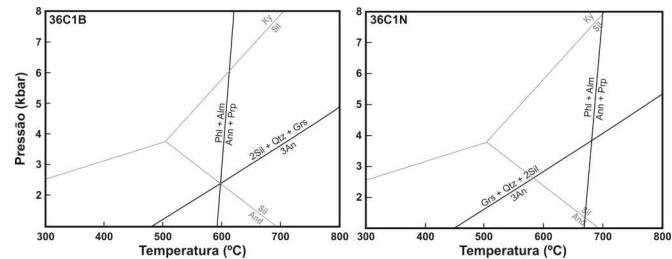


Fig.9. Diagramas P-T da associação granada-biotita-sillimanita-plagioclásio-quartzo através de análises de borda (36C1B) e núcleo (36C1N). Alm, almandina, An: anortite, And: andaluzita, Ann: annita, Grs: grossular, Ky: kyanite, Phl: flogopite, Prp: piropo, aQtz: quartzo alfa, Sil: sillimanite.

Fig.9. P-T diagrams for the assemblage garnet-biotite-sillimanite-plagioclase-quartz with rim (36C1B) and core (36C1N) analyses. Alm, almandine, An: anorthite, Ann: annite, And: andalusite, Grs: grossular, Ky: kyanite, Phl: phlogopite, Prp: pyrope, aQtz: alpha quartz, Sil: sillimanite.

5. Discussões

As trajetórias metamórficas no campo P-T obtidas com base nos registros textuais e químicos nos granulitos máficos do Complexo Metamórfico Mostardas são do tipo horário e a parte preservada da trajetória progressiva indica que as rochas da região foram metamorfisadas em um regime de pressão relativamente alta, com o pico bárico situado na transição entre as fácies granulito e eclogito, segundo os cálculos geotermobarométricos obtidos com análises de núcleo de granada, clinopiroxênio e plagioclásio em amostras que apresentam textura de descompressão. O pico térmico do conjunto litológico foi melhor registrado em amostras de granulitos básicos desprovidos de texturas de descompressão, em condições de pressão não tão elevada quanto a das amostras anteriores, sugerindo que o pico térmico foi alcançado logo após o pico bárico, possivelmente influenciado pela intrusão dos granitos na zona de cisalhamento. O evento de descompressão aproximadamente isotérmica (ITD) em fácie granulito foi seguido por resfriamento em um regime de pressão relativamente baixa, registradas principalmente nos litotipos paraderivados. As indicações sobre a evolução do metamorfismo progressivo são dadas pelas associações de minerais inclusos na granada, que mostram registros evolutivos a partir da fácie anfibolito até alcançarem as condições de alta pressão na transição das fácies granulito e eclogito. O aquecimento registrado durante o início da descompressão, aliado ao zonamento químico da granada observado nas amostras 18A e 18B, são concordantes com o observado por O'Brien & Rötzler (2003) nos granulitos de alta pressão e de temperatura intermediária nos Himalaias e na China. Isto, segundo estes autores, teria sido gerado por um evento tectônico de curta duração que teria provocado a subducção das rochas da base da crosta, ou alternativamente, por espessamento crustal. Todavia, no caso estudado, ocorrem amostras que não preservam tal registro, o que pode ser explicado pelo reequilíbrio catiônico gerado por difusão intracristalina nos grãos de granada. O'Brien & Rötzler (2003) consideraram ainda um terceiro modelo menos comum, formado por uma antiga crosta espessada, onde a produção radiogênica de calor diminuiu com o tempo, permitindo a diminuição do gradiente geotérmico. Desta forma seriam alcançadas as condições metamórficas dos granulitos de alta pressão e de temperatura moderada. Com base na geologia e

nos dados geotermobarométricos aqui apresentados, considera-se ser este modelo mais compatível com o caráter policíclico do terreno estudado.

A descompressão isotermais estaria geneticamente ligada à evolução da Zona de Cisalhamento de Socorro, durante os estágios iniciais do evento de cisalhamento tangencial de baixo ângulo, bem registrado nas rochas charnockíticas. Esse evento foi responsável pela justaposição e pelo imbricamento entre gnaisses do Complexo Amparo e as rochas granulíticas do Complexo Metamórfico Mostardas, tendo também, possivelmente resultado em rápido soerguimento e intensa denudação tectônica, o que não ocorreria em um processo de denudação puramente erosivo.

A geração dos gnaisses charnockíticos ocorreu no mesmo nível crustal em que os granulitos maficos foram colocados, durante os estágios iniciais do desenvolvimento da Zona de Cisalhamento de Socorro, quando das deformações de baixo ângulo. Com a evolução das zonas de cisalhamento desenvolveu-se um regime transpressivo dextrógiro com foliação de médio ângulo de mergulho, ao mesmo tempo em que houve o reequilíbrio em fácies anfibólito de parte das rochas granulíticas. Já os sillimanita-granada gnaisses mostram condições metamórficas distintas, pois foram formadas num regime de baixa pressão, o que, aliado às texturas de substituição da granada, sugerem geração e/ou intenso reequilíbrio associado à colocação dos granitos pertencentes ao Complexo Granítico Socorro.

6. Conclusões

A trajetória metamórfica aqui definida apresenta um estágio inicial de alta pressão, com pico bárico na transição entre as fácies granulito e eclogito, que pode ser interpretada como produzida em um regime de colisão continental no Neoprototerozóico. Este estágio sugere a existência de uma anomalia geotérmica típica de encurtamento crustal em estágios iniciais, antes da recuperação das isotermas, como mostra a figura 10. Já o evento descompressivo foi acompanhado por uma grande anomalia geotérmica de aquecimento que promoveu uma rápida exumação, com um pequeno aquecimento nos estágios iniciais, provavelmente associada à intrusão de granitos durante o estágio compressivo da Zona de Cisalhamento de Socorro. Posteriormente, seguiu-se um resfriamento dos terrenos de alto gradiente geotérmico, evidenciado pela pressão relativamente baixa quando comparada com a temperatura, obtidos pelos cálculos geotermobarométricos do gnaisse com sillimanita e das associações com anfibólito dos granulitos maficos. Essa característica de temperatura alta em relação ao nível crustal a partir da descompressão indica a existência de um regime de alto fluxo térmico, o que sugere correlação desse estágio metamórfico com eventos ígneos que culminaram com o magmatismo granítico do Complexo Granítico de Socorro.

Agradecimentos

Os autores agradecem à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP (Processo 98/13639-8) pelo suporte e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPQ, pela bolsa de estudos concedida o autor principal. Os autores agradecem também a Thaís H. Hyppolito e a Profa. Dra. Lena Virginia Soares Monteiro, ambas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pela revisão cuidadosa do manuscrito e as sugestões apresentadas para melhorá-lo e, em especial, os revisores, cujas contribuições melhoraram muito a apresentação e o entendimento do texto.

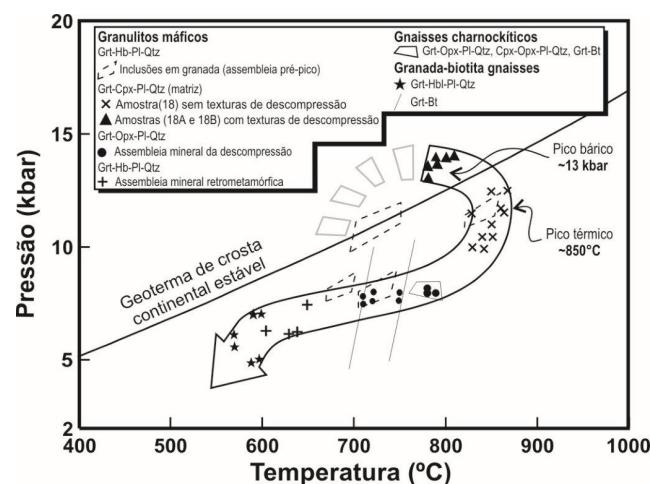


Fig.10. Trajetória metamórfica horária das rochas da Suíte Metamórfica Mostardas, comparada com geotermia de crosta continental estável calculada por Spear (1993). Bi: biotita, Cpx: clinopiroxênio, Grt: granada, Hb: hornblenda, Opx: ortopiroxênio, Pl: plagioclásio, Qtz: quartzo.

Fig.10. Clockwise metamorphic P-T path of the Mostardas Metamorphic Suite compared with the stable continental crust, after Spear (1993). Bi: biotite, Cpx: clinopyroxene, Grt: garnet, Hbl: hornblende, Opx: orthopyroxene, Pl: plagioclase, Qtz: quartz.

Referências

- Berman, R.G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations, a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, **29**, 833-855.
- Bohlen, S.R., 1987. Pressure-Temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. *Journal of Geology*, **95**, 617-632.
- Campos Neto, M. C., 2000. Orogenic Systems From Sothwerstern Gondwana - An Approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. & Campos, D. A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. 31 International Geological Congress, Rio de Janeiro, 335-365.
- Cordani, U.G., Coutinho, J.M.V. & Nutman, A.P., 2002. Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**, 903-910.
- Ebert, H., 1971. Os Paraibides entre São João del Rey, Minas Gerais, e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxáides. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia* 25, São Paulo, Boletim Especial **1**, 177-178.
- Ebert, H.D., Chemale, J.R.F., Babinski, M., Artur, A.C. & Schmus, W.R.V., 1996. Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the transpressive Rio Paraíba do Sul Shear Belt, SE Brazil. *Tectonics*, **15**, 688-699.
- Ebert, H.D. & Hasui, Y., 1998. 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*. Geological Society of London Special Publication, **135**, 231-252.
- Ellis, D.J., 1987. Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts. *Geology*, **15**, 167-170.
- England, P.C. & Thompson, A.B., 1984. Pressure-temperature-time paths for regional metamorphism. Part I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, **25**, 894-928.
- Grossi Sad, J.H. & Barbosa, A.L.M., 1983. Síntese geológica da Folha Socorro, São Paulo. In: *Jornada sobre a carta geológica do estado de São Paulo em 1:50.000*, São Paulo. Atas. Pró-Minério: 103-135.
- Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Ebert, H.D., Janasi, V., Dantas, E.L., Oliveira, M.A.F., Braga, I.F. & Negri, F.A., 2003. Magmatismo há ca. 660 - 640 Ma no Domínio Socorro: registros de convergência pré-collisional na aglutinação do Gondwana Ocidental. *Geologia USP, Série Científica*, **3**, 85-96.

- Harley, S.L., 1989. The origin of granulites: A metamorphic perspective. *Geological Magazine*, **126**, 215-247.
- Janasi, V.A., Alves, A., Vlach, S.R.F., Leite, R.J., 2003. Granitos Peraluminosos da Porção Central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: Sucessivos Eventos de Reciclagem da Crosta Continental no Neoproterozóico. *Geologia USP, Série Científica*, **1**, 13-24.
- Juliani, C., 1983. Geologia e evolução estrutural da Faixa Granulítica de Socorro, S.Paulo. *Atas 4º Simpósio Regional de Geologia*, São Paulo, 33-45.
- Katz, M.B., 1972. *The nomenclature of granulite facies rocks*. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte, 152-159.
- O'brien, P.J. & Rötzler, J. (2003) - High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. *Journal of Metamorphic Geology*, **21**, 3-20.
- Richard, L.R., 1995. Mineralogical and petrological, data processing system for Windows, version 2.02. *MINPET Geological Software-Logiciel Géologique Minpet*, Quebec.
- Sandiford, M. & Powell, R., 1986. Pyroxene exsolution in granulites from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica: evidence for 1000°C metamorphic temperatures in Archean continental crust. *American Mineralogist*, **71**, 946-954.
- Spear, F.S., 1993, *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. 2 ed. Mineralogical Society of America, Washington. 799.