UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ASSOCIAÇÕES METAMÓRFICAS DE ALTA PRESSÃO: NAPPES NEOPROTEROZÓICAS A SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

Maria da Glória Motta Garcia

Orientador: Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2001

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ASSOCIAÇÕES METAMÓRFICAS DE ALTA PRESSÃO: NAPPES NEOPROTEROZÓICAS A SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

MARIA DA GLÓRIA MOTTA GARCIA

Orientador: Prof. Dr. Mario da Costa Campos Neto

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Mario da Costa Campos Neto	
Examinadores:	Prof. Dr. Caetano Juliani	
	Prof. Dr. Luiz Sergio Amarante Simões	
	Prof. Dr. Roberto Perez Xavier	
	Prof. Dr. Rudolf Allard Johannes Trouw	

SÃO PAULO
2001

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ASSOCIAÇÕES METAMÓRFICAS DE ALTA PRESSÃO: NAPPES NEOPROTEROZÓICAS A SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T3307
U. S. P.

Maria da Glória Motta Garcia

Orientador: Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2001

DEDALUS - Acervo - IGC
30900006850

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto, orientador deste trabalho, pelo total apoio e interesse em todas as etapas da pesquisa;

À Prof. Dra. Soraya Almeida (UFRRu-RJ) pelas descrições das rochas ultramáficas e auxílio nos programas de termobarometria, especialmente o TWQ. A ela e ao Geólogo Eduardo Abreu de Souza também agradeço a colaboração nos trabalhos de campo e a grande amizade;

Ao Prof. Dr. Caetano Juliani (USP), pelo auxílio na interpretação de lâminas delgadas e pelas várias sugestões recebidas acerca do metamorfismo e dos dados termobarométricos;

Ao Prof. Dr. Jorge Bettencourt (USP) pelo auxílio na interpretação e sugestões em relação aos resultados de isótopos de oxigênio;

Ao Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi (USP) pelo auxílio na interpretação dos dados de química de rochas em metassedimentos;

Ao Professor Tony Fallick e Dr. Rob Ellam do Scottish Universities Research and Reactor Centre (SURRC) pela hospitalidade e apoio durante a estadia no laboratório. Também agradeço o corpo técnico do SURRC, em especial Chris Taylor, responsável pela linha de extração de oxigênio a laser, pela paciência e atenção durante o desenvolvimento das análises;

Ao Professor Godfrey Fitton e Doreen James (Universidade de Edinburgh) pelas análises de química de rochas no Laboratório de Fluorescência de Raios X;

Ao Prof. Dr. Sérgio Valente (UFRRu-RJ) pela boa vontade com que propiciou o contato inicial com o SURRC e a Universidade de Edinburgh;

Ao Prof. Dr. Elton Dantas (UnB), Geólogo Sebastião José Machado e Leandro Vida (ex-alunos da UFRRu-RJ) e Geólogos Artur Deodato Alves (Metanol) e Alexandre Magno Feitosa Sales (Bruce Wayne) pelo auxílio nos trabalhos de campo;

Aos funcionários do Laboratório de Geoquímica, Seção Gráfica, Secretaria de Pós-Graduação, Seção de Laminação e Seção de Informática do Instituto de Geociências/USP;

A José Roberto e José Eduardo Motta Garcia pelo auxílio nos eternos problemas com o microcomputador;

A meus pais, Maria Helena e José Raul, pelo apoio permanente;

A Terry Shortall pela correção dos textos em inglês e pelo grande incentivo;

À FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo), processo 97/07682-5.

SUMÁRIO

Resumo ____ i

Abstract ____ iii

I. INTRODUÇÃO ____ *1*

Localização da Área ____ 1

Síntese do Conhecimento Atual ____ 1
Compartimentação tectônica ____ 1
Síntese dos dados termobarométricos existentes ____ 7

Objetivos e Métodos ____ 8

Referências ____ 9

II. DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS: ASPECTOS DE CAMPO, PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAS ____ *14*

Introdução ____ 14

Nappe Socorro-Guaxupé ____ 14
Rochas na Facies Granulito ____ 14
Ortognaisses ____ 16
Gnaisses com sillimanita ____ 17

Nappe Três Pontas-Varginha ____ 17
Cianita granulitos ____ 17
Sillimanita granulitos ____ 22
Rochas calciossilicáticas ____ 23

Nappe Carmo da Cachoeira ____ 27
Xistos, xistos feldspáticos e quartzitos com cianita, granada e rutilo ____ 27
Granada-biotita-plagioclásio gnaisses ____ 29
Anfibolitos e granada anfibolitos ____ 30
Gonditos ____ 34

Grupo Carrancas ____ 35
Seqüência tipo Luminárias ____ 35
Serras do Faria, da Bocaina e de Três Pontas ____ 37

Embasamento ____ 38
Ortognaisses porfiroclásticos e bandados ____ 38
Anfibólio gnaisses ____ 42
Rochas Ultramáficas ____ 42

Referências ____ 44

III. GEOLOGIA ESTRUTURAL ____ *46*

Introdução ____ 46

Nappe Socorro-Guaxupé ____ 46
Foliações ____ 46
Lineações ____ 47

Dobras 49
Indicadores cinemáticos 49
Relações de deformação 51

Nappe Três Pontas-Varginha 51
Foliações 51
Lineações 53
Dobras 55
Indicadores cinemáticos 57
Zonas de cisalhamento transcorrentes 58

Nappe Carmo da Cachoeira 60
Foliações 60
Lineações 60
Dobras 62
Indicadores cinemáticos 62
Estruturas e deformação nas nappes Três Pontas-Varginha e Carmo da Cachoeira. 62

Grupo Carrancas 65
Foliações 67
Lineações 68
Dobras 69
Indicadores cinemáticos 71
Superposição de estruturas 71

Embasamento 73
Foliações 73
Lineações 75
Dobras 75
Zonas de cisalhamento transcorrentes 77
Deformação 77

Referências 78

IV. GEOQUÍMICA DOS METASSEDIMENTOS 79

Introdução 79

Resultados 80
Elementos maiores 80
Elementos traços 83
Elementos Terras Raras 86

Avaliação do grau de intemperismo da área-fonte 88

Discussão 90

Conclusões 93

Referências 94

V. DADOS TERMOBAROMÉTRICOS 104

VI. DADOS DE ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO 105

VII. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES 106

Referências 111

ANEXO A - Contrasting high-pressure P-T paths in the Neoproterozoic collision-related nappe system, south of São Francisco Craton, SE Brazil ____ *113*

ANEXO B - Oxygen isotope composition and geothermometry of granulite- to green schist-facies metamorphic rocks: a study from the Neoproterozoic collision-related nappe system, south of São Francisco Craton, SE Brazil ____ *161*

RESUMO

A área estudada é caracterizada por um conjunto de unidades estruturalmente relacionadas transportadas grosseiramente para E-NE em direção à borda sul do Cráton São Francisco. A Nappe Socorro-Guaxupé (NSG), a oeste, representa a unidade mais superior, sendo composta por assembléias minerais nas facies anfibolito e granulito que mostram uma trajetória P-T compatível com uma evolução metamórfica inicial envolvendo magmatismo na base da crosta antes e durante seu soterramento. Este gradiente térmico anômalo foi responsável pela geração de metamorfismo granulítico anidro, sugestão corroborada pela heterogeneidade das composições isotópicas de oxigênio.

As unidades subjacentes ocorrem como uma grande pilha metassedimentar organizada como uma nappe superior formada por Ky/Sill granulitos (Nappe Três Pontas-Varginha - NTPV), na qual um padrão metamórfico invertido foi reconhecido, e uma nappe inferior constituída por Ky xistos e gnaisses (Nappe Carmo Cachoeira - NCC), separadas por uma descontinuidade tectônica. Na NTPV, trajetórias P-T tipo IBC horárias, típicas de ambientes colisionais, foram definidas para os Ky e Sill granulitos. Os Ky granulitos basais mostram uma trajetória no campo de estabilidade da Ky, enquanto os dados para os Sill granulitos superiores sugerem uma evolução próxima ao limite Sill/Ky, fato que ilustra as diferenças entre a evolução metamórfica dos dois tipos de granulitos e demonstra as condições de temperatura decrescentes em direção à base da unidade. Na NCC a trajetória tipo ITD exibe uma tendência para a depressão das paleogeotermas em direção às temperaturas mais baixas, o que está relacionado ao *underthrusting* de litosfera fria em zonas de subducção. As diferenças verificadas entre as trajetórias P-T da NTPV e NCC podem ser o resultado do espessamento crustal que normalmente acompanha um episódio de subducção.

Os contrastes entre os valores de $\delta^{18}O$ da NTPV e NCC, além das diferenças internas entre as amostras e as fases minerais, são consistentes com a preservação da composição isotópica anterior ao metamorfismo, e sugerem uma fonte altamente heterogênea para estas rochas. Dados litoquímicos nestes metassedimentos confirmam esta afirmação. As baixas razões A/R (0,6-0,9) nas rochas cálciossilicáticas da NTPV indicam que a milonitização ocorreu sob condições quase anidras, e processos aquosos tiveram um papel apenas secundário. As relativamente pequenas diferenças observadas nos valores $\delta^{18}O$ do espécime cálciossilicático

indeformado para o deformado (~1,6‰) sugere que a composição isotópica do fluido associado aos processos de milonitização era muito semelhante àquele em equilíbrio com a assembléia metamórfica. Estimativas da composição isotópica de oxigênio nos equivalentes indeformados e inalterados da NTPV e NCC apontam para valores de $\delta^{18}O$ de até 18‰. A comparação entre estes valores e aqueles obtidos nas rochas granitóides do embasamento (8,267-8,490‰) exclui a possibilidade destes últimos serem possíveis fontes para os metapelitos.

A NCC superpõe-se, a nordeste, a uma seqüência quartzítica e a metassedimentos de baixo grau, e a oeste a rochas do embasamento, parte do Cráton São Francisco. As temperaturas isotópicas de oxigênio mostram uma redução em direção à base do pacote como um todo, o que é consistente com o padrão metamórfico invertido previamente reconhecido. O contato tectônico da unidade mais basal e o embasamento é caracterizado por um alto gradiente de temperatura, sugerindo que cavalgamento sob baixa temperatura tenha atuado como processo tectônico dominante.

ABSTRACT

The area studied is characterised by a set of structurally related units roughly transported to E-NE towards the southern edge of the São Francisco Craton. The Socorro-Guaxupé Nappe (SGN) represents the western and uppermost terrain made up of both amphibolite and granulite facies mineral assemblages, showing a P-T trajectory compatible with an initial metamorphic evolution involving magmatic heating of the lower crust before and during its burial. This anomalous thermal gradient generated water-absent granulitic metamorphism, a suggestion also indicated by the heterogeneous oxygen isotopic compositions.

The underlying units occur as a large metasedimentary pile structurally organised as an upper Ky/Sill-bearing granulitic Três Pontas-Varginha Nappe (TPVN), in which an inverted metamorphic pattern was recognised, and a lower Ky-bearing schistose and gneissic Carmo da Cachoeira Nappe (CCN), separated by a tectonic discontinuity. In the TPVN, clockwise, IBC-type P-T paths typical in many collisional settings were defined for both Ky- and Sill-type granulites. The entire basal Ky granulites trajectory lies in the Ky stability field, whilst data from the upper Sill granulites suggest an evolution towards the Sill/Ky boundary. These distinct paths testify the differences between the metamorphic evolution of the two types of granulites, and demonstrate the decreasing temperature conditions towards the base of the unit. In the CCN the ITD-type P-T path exhibits a tendency for the depression of the paleogeotherm pattern toward lower temperatures related to underthrusting of cold lithosphere in subduction zones. The differences verified between the TPVN and CCN P-T paths may result from the normal thickening event that follows a subduction episode.

The contrasts between the $\delta^{18}O$ values from TPVN and CCN, as well as the internal differences among both samples and mineral phases, are consistent with a general preservation of isotopic composition prior to metamorphism, and argue for a highly heterogeneous source for these rocks. Lithochemical data on these metasediments corroborate this suggestion The low TPVN calc-silicate W/R ratios (0.6-0.9) indicate that mylonitisation occurred under prevalent rock-dominated conditions, and fluid-related processes played only a minor role. The relatively small differences observed in the $\delta^{18}O$ values from the undeformed to the deformed calc-silicate specimen (~1.6‰) suggest that the $\delta^{18}O$ composition of the fluid associated with the mylonitisation processes was close to that in equilibrium with the metamorphic assemblage.

Estimation of the oxygen isotopic composition of both TPVN undeformed and CCN unaltered equivalents points to $\delta^{18}O$ values of up to 18‰. Comparison between these values and those achieved from the basement granitoid rocks (8.267-8.490‰) argues against the latter as possible sources for the metapelites.

To the north, the CCN lays over a quartzitic sequence superposed, in its eastern portion, on low-grade metasediments, and in the west on rocks from the basement, part of the São Francisco Craton. Oxygen isotope thermometry shows a temperature decrease towards the base of the whole system, which is consistent with the previously recognised inverted metamorphic pattern. The tectonic contact of the most basal unit and the basement is characterised by a steep temperature gradient suggesting low-temperature thrusting acting as a dominant tectonic process.

INTRODUÇÃO

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área estudada situa-se na porção sul do Estado de Minas Gerais (Fig. 1) e está inserida na folha topográfica Varginha 1:250.000 (SF-23-V-D) e nas seguintes folhas topográficas 1:50.000: Três Pontas (SF-23-I-I-4), Elói Mendes (SF-23-I-III-2), Ribeirão da Espera (SF-23-I-II-3), Varginha (SF-23-I-IV-1), Carmo da Cachoeira (SF-23-I-II-4) e Três Corações (SF-23-I-IV-2). O acesso principal é feito pela Rodovia Fernão Dias (BR-381) e a partir daí por diversas estradas vicinais que são abundantes na região.

SÍNTESE DO CONHECIMENTO ATUAL

A região que abrange a porção sul do Cráton São Francisco e suas faixas marginais tem sido alvo de estudos geológicos desde o final do século passado, inicialmente visando a pesquisa mineral em áreas restritas. Os primeiros trabalhos mais sistemáticos de mapeamento tiveram início na década de 50 com diversos estudos de H. Ebert, entre os quais destacam-se os relatórios apresentados ao IUGS/DNPM. Ebert foi responsável pelas primeiras tentativas de esboço tectônico deste setor e sua clássica subdivisão das faixas a oeste e a sul do CSF em "Paraibides" e "Araxaídes" mostra consistência mesmo com o avanço dos trabalhos na região. Após este período fértil, os estudos geológicos na região foram relativamente abandonados até a década de 80, quando os trabalhos de mapeamento foram retomados por R. Trouw (UFRJ) e colaboradores, sob a forma de diversas dissertações de mestrado. Com a evolução do conhecimento geológico, estudos mais detalhados vêm sendo realizados visando a resolução de problemas específicos, com objetivos variados como obtenção de dados geocronológicos, caracterização geoquímica, determinação das condições metamórficas e análise cinemática.

Compartimentação tectônica

A área estudada está organizada como um conjunto de estruturas transportadas grosseiramente para E-NE em direção à borda sul do Cráton São Francisco (Fig. 2).

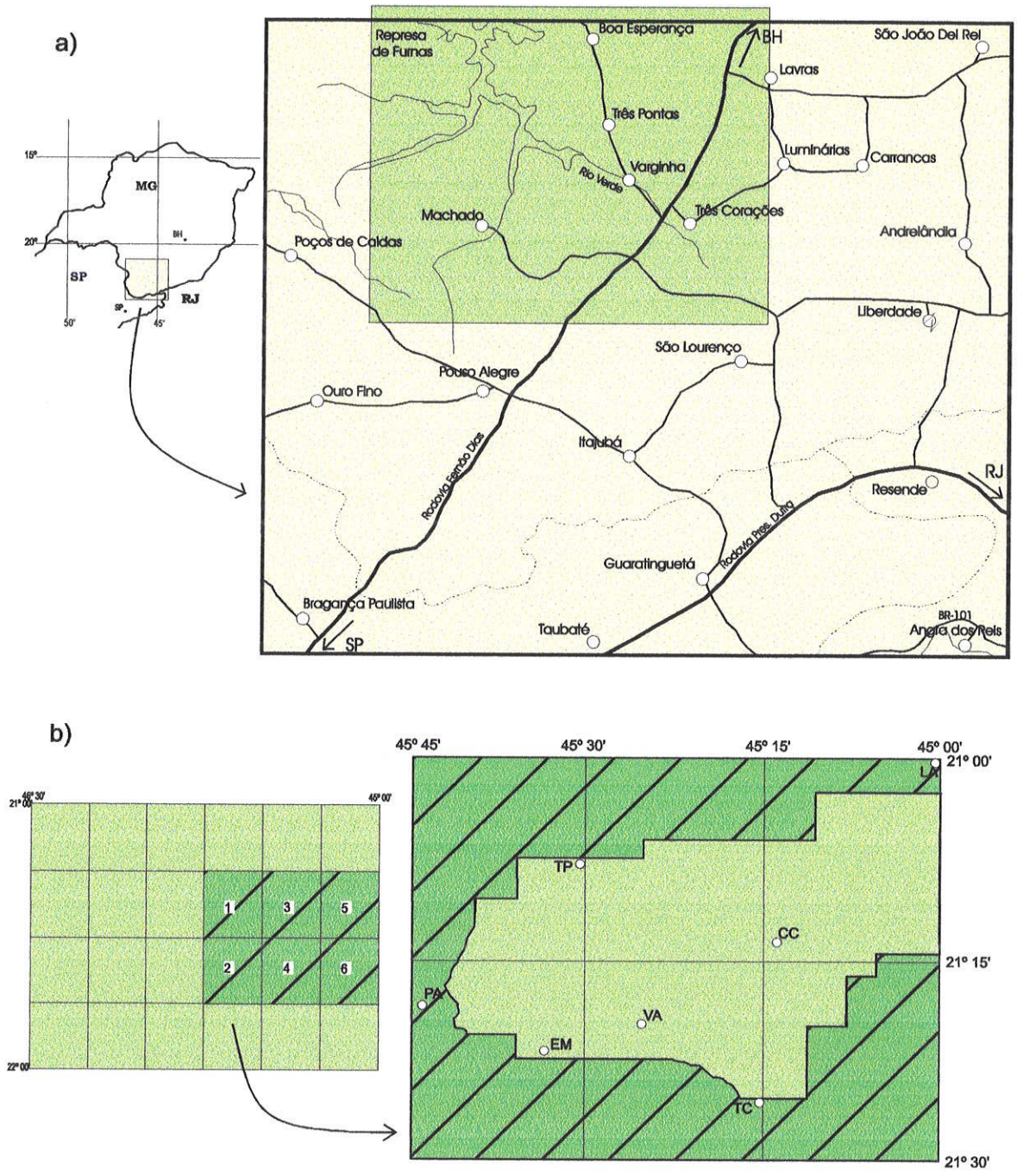


Fig. 1- a) Mapa de localização e principais vias de acesso à área de pesquisa, com destaque para o posicionamento da Folha Varginha 1:250.000; b) Localização das folhas topográficas 1:50.000 dentro da Folha Varginha 1:250.000 (1-Três Pontas, 2-Elói Mendes, 3-Ribeirão da Espera, 4-Varginha, 5-Carmo da Cachoeira, 6-Três Corações) e situação da área estudada em relação às folhas 1:50.000 utilizadas. PA-Paraguaçu; EM-Elói Mendes; VA-Varginha; TP-Três Pontas; TC-Três Corações; CC-Carmo da Cachoeira; LA-Lavras.

A unidade sobrejacente, a oeste, é representada por sua porção mais basal, constituída por charnockitos e gnaisses charnockíticos, enderbitos, mangeritos e granulitos máficos comumente bandados e extremamente dobrados. São rochas com afinidade cálcio-alcalina e empobrecidas em elementos maiores de íon grande (Fernandes *et al.* 1987, Campos Neto *et al.* 1996). Várias denominações têm sido dadas a este conjunto de rochas: Cunha de Guaxupé (Wernick *et al.* 1981), Síntaxe de Guaxupé (Ebert & Hasui 1998), Complexo Guaxupé (Zanardo *et al.*, em Del Lama *et al.* 2000), entre outros. O termo Nappe Socorro-Guaxupé (Campos Neto 2000, Campos Neto *et al.* 1984, Campos Neto & Caby 1999, 2000), utilizado neste trabalho, refere-se a uma estrutura formada por dois conjuntos imbricados de rochas granulíticas de afinidades crustais profundas, expostas através de superfícies de baixo ângulo. Contribuições expressivas de gnaisses migmatíticos e intrusões graníticas cálcio-alcalinas e potássicas aumentam significativamente em direção a sul, configurando um arco magmático de alta temperatura (Campos Neto & Figueiredo 1995) com lascas de rochas mais antigas associadas.

O metamorfismo de alto grau que afetou as rochas da Nappe Socorro-Guaxupé tem provável idade neoproterozóica. Isócronas Rb-Sr entre 650 ± 40 Ma e 550 ± 55 Ma foram encontradas por Oliveira *et al.* (1986) para granulitos com hiperstênio na região de São José do Rio Pardo. Valores semelhantes (560 ± 20 Ma / 565 ± 35 Ma) são descritos por Artur (1988) em charnockitos da seqüência basal na Nappe Socorro-Guaxupé. Ambos os estudos destacam as altas razões iniciais obtidas, entre 0,7076 e 0,7107, indicando origem a partir de fusão parcial de material de origem crustal. Determinações U-Pb em zircões de uma amostra de mangerito e outra da porção charnockítica de um gnaisse granulítico da base da NESG revelaram idades de 625 ± 7 Ma e 643 ± 12 Ma, respectivamente (Basei *et al.* 1995). Adicionalmente, granitóides sin-metamórficos datados por Ebert *et al.* (1996) e Töpfner (1996) forneceram idades U-Pb em zircão de 625-630 Ma, relacionadas ao metamorfismo granulítico.

Sotopostos à Nappe Socorro-Guaxupé estão rochas metassedimentares que correspondem aos terrenos chamados Série ou Grupo Andrelândia (Ebert 1956, 1984, Trouw *et al.* 1986) ou Ciclo Deposicional ou Bacia Andrelândia (Ribeiro *et al.* 1995, Paciullo 1997, Trouw 2000), incluídos na Faixa Alto Rio Grande (Hasui & Oliveira 1984). De acordo com a terminologia ora utilizada (Campos Neto & Caby 2000), estes terrenos caracterizam-se por rochas metassedimentares de altas pressões e temperaturas, provavelmente derivados de margens ativas (Janasi 1999), estando estruturalmente organizadas como uma unidade superior formada por cianita e sillimanita granulitos, que formam a Nappe Três Pontas-Varginha, e uma unidade

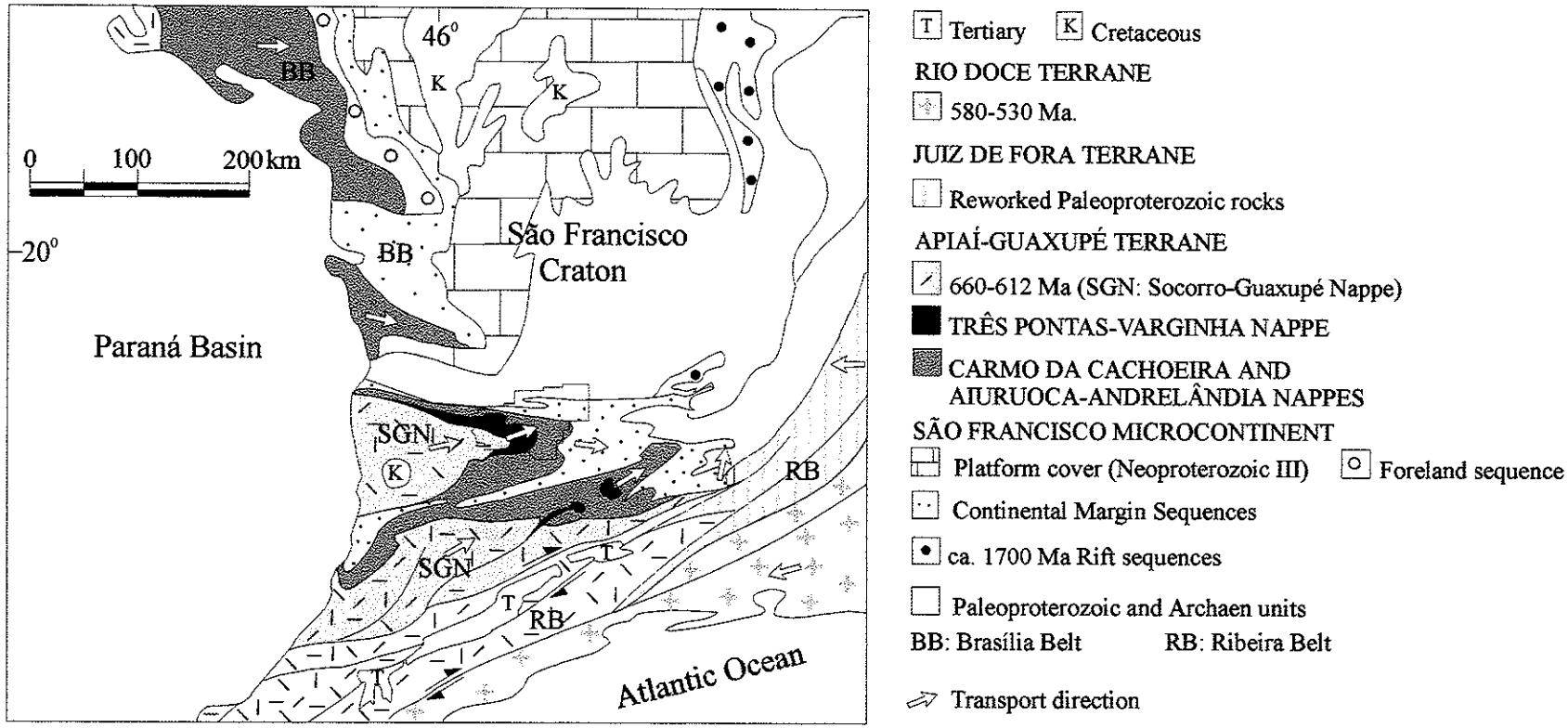


Fig. 2 - Contexto geológico da área estudada (em destaque no polígono pontilhado).
Reproduzido de Campos Neto & Caby (2000)

inferior constituída por xistos e gnaisses com cianita e granada, incluídos na Nappe Carmo da Cachoeira. Trata-se de uma espessa seqüência supracrustal constituída por granada-biotita-plagioclásio gnaisses finamente bandados a porfiroclásticos na base, passando para xistos e quartzitos com intercalações de rochas anfibolíticas e gonditos e para gnaisses metapelíticos associados a rochas cálciossilicáticas. Corpos em geral pequenos de rochas ultramáficas ocorrem associados a anfibolitos. O conjunto encontra-se metamorfisado, da base para o topo, nas facies xisto verde a granulito chegando à anatexia na zona da sillimanita, estando organizado num sistema de nappes desenvolvidas sob regime de deformação dúctil, sincrônico aos eventos metamórficos principais. Falhas de empurrão com superfícies ligeiramente oblíquas à foliação gerada durante esta deformação formam estruturas em duplexes, com vergência geral para norte e com grande influência na morfologia regional. Alguns autores consideram esta seqüência como correlacionável ao Grupo Araxá-Canastra, situado a noroeste, nos domínios da Faixa Brasília, onde uma estrutura alóctone denominada Nappe de Passos (Simões 1995) cavalga rochas do embasamento granítico-gnáissico-*greenstone* do Complexo Campos Gerais e do Grupo Bambuí. Admite-se que a ligação entre os dois conjuntos esteja recoberta pelos sedimentos da Bacia do Paraná (Trouw *et al.* 1984). A oeste estas rochas recebem a denominação de Complexo Campos Gerais (Cavalcante *et al.* 1979).

A idade de sedimentação da seqüência metapelítica correspondente às nappes Três Pontas-Varginha e Carmo da Cachoeira não é clara. Os estudos geocronológicos realizados até o momento baseiam-se na sua maioria num modelo que considera o Cráton São Francisco, a norte, como possível fonte para estes sedimentos. Neste sentido, datações Rb-Sr em rocha total para as rochas mais jovens do embasamento (granitóides intrusivos nos gnaisses e migmatitos), que forneceram isócronas entre 2000-1950 Ma com razões iniciais entre 0,70167 e 0,722, foram interpretadas como idades máximas de sedimentação (Heilbron *et al.* 1989). Com base em determinações U-Pb realizadas em zircão de uma amostra de quartzo-mica xisto, Söllner & Trouw (1997) sugeriram que este período não teria ultrapassado 1872 ± 11 Ma. Análises pelo método Sm-Nd em rochas metabásicas intercaladas nos metassedimentos indicaram uma idade em torno de 1780 ± 105 Ma (Trouw & Pankhurst 1993), que corresponderia ao estágio final de sedimentação do pacote Andrelândia. Entretanto, os mesmos autores consideraram o intervalo insuficiente para o preenchimento total da Bacia Andrelândia. Mais recentemente, dados isotópicos de Sm-Nd (Janasi 1999) revelaram valores de 1,4 e 1,55 Ga, com ε_{Nd} (0,625) de –3,6 e 2,1 para cianita granulitos da nappe Três Pontas-Varginha e 1,2 Ga, com εNd (0,640) = -1,2

para uma amostra de gnaisse da região de Aiuruoca. Estes valores são considerados incompatíveis com uma origem cratônica para estes metassedimentos e parecem sugerir uma contribuição de fonte juvenil com características de margem continental ativa.

Por outro lado, as idades dos eventos metamórficos que afetaram a seqüência metapelítica também são controversas. Análises Rb-Sr realizadas nos metassedimentos Andrelândia forneceram dois intervalos de valores principais, entre 1300-900 Ma e 860-600 Ma, interpretados como indicativos da existência de dois episódios metamórficos na área (Heilbron *et al.* 1989), o primeiro relacionado ao ETT Uruaçuano e o segundo ao ETT Brasiliano. Valores K-Ar de 1086 ± 42 Ma e 917 ± 23 Ma obtidos em anfibólio pelos mesmos autores e por Cavalcante *et al.* 1979, respectivamente, corroboram esta hipótese. Trouw & Pankhurst (1993), entretanto, realizaram análises Rb-Sr e Sm-Nd nestas rochas e obtiveram idades em torno de 600 Ma, chegando à conclusão de que a deformação e o metamorfismo na região devem ser totalmente atribuídos ao ETT Brasiliano. Análises Sm-Nd em retroeclogitos realizadas pelos mesmos autores produziram uma idade de 604 Ma para granada/rocha total.

A Nappe Carmo da Cachoeira encontra-se, a leste, empurrada sobre rochas metassedimentares de baixo grau que foram inicialmente incluídas no Grupo Carrancas por Trouw *et al.* (1980), em contraposição ao Grupo São João del Rei, que estaria metamorfisado em grau mais alto. Em trabalhos subseqüentes, porém, os mesmos autores, com base em relações estratigráficas, abandonaram o termo proposto e sugeriram um empilhamento para todo o conjunto supracrustal que envolveria a geração de uma grande bacia durante o Proterozóico (Bacia Andrelândia). São filitos e xistos na base, que gradam para quartzitos micáceos, metapelitos aluminosos e ortoquartzitos no topo e que constituem uma seqüência com afinidades de margem passiva (Campos Neto & Caby 2000). Uma idade de 1,87 Ga foi obtida por Söllner & Trouw (1997) para zircão detrítico nestes metassedimentos, considerada mínima para a sedimentação da seqüência.

Na porção oeste, o conjunto formado pelas unidades citadas encontra-se sobreposto tectonicamente a um domínio autóctone formado por rochas do embasamento (grupos Barbacena, Mantiqueira e correlatos) que englobam terrenos pertencentes à borda sul retrabalhada do Cráton do São Francisco. Reconhecem-se neste domínio ortognaisses granodioríticos e graníticos associados a faixas vulcano-sedimentares tipo *greenstone belt* denominados Grupo ou Complexo Barbacena (Ebert 1956, Pires 1978) e rochas gnáissico-migmatíticas incluídas no Complexo Mantiqueira, além de diversos corpos granitóides e

metabásicas. Admite-se para este último uma evolução paleoproterozóica envolvendo retrabalhamento parcial de crosta arqueana (Figueiredo & Teixeira 1996), tendo o evento tectono-metamórfico principal ocorrido entre 2300-2000 Ma. Dados radiométricos referentes ao Complexo Barbacena indicam uma história evolutiva associada ao Ciclo Transamazônico (2,27-2,00 Ga).

Síntese dos dados termobarométricos existentes

Os dados termobarométricos existentes para as rochas da Nappe Socorro-Guaxupé, especialmente em granulitos da base, apontam para uma evolução envolvendo um auge metamórfico sob condições crustais profundas com posterior descompressão relacionada possivelmente à colocação da nappe, já em tempos brasilianos. Iyer *et al.* (1996) encontraram valores P-T de 8,5kb/850°C para granada-granulitos, interpretados como mínimos para o metamorfismo principal. Observações texturais dos mesmos autores, aliados a determinações realizadas em paragêneses retrógradas sugerem reduções na pressão e temperatura de cerca de 2,5kb e 200°C, relacionadas a uma descompressão quase isotérmica. Condições de P=11±1kb e T=900±50°C foram assinaladas por Vasconcellos *et al.* (1991) que, baseados em perfis composicionais de granada zonada, apontam uma possível descompressão isobárica de 14-15kb a 10-11kb. Dados em granada-charnockitos localizados próximos à cidade de Guaxupé indicam um reequilíbrio sob pressões entre 9-10kb e temperaturas entre 740-770°C (Del Lama *et al.* 1994). Campos Neto & Caby (2000) obtiveram valores de temperatura de 900-950°C (P=12kb) para granulitos da base, associados possivelmente à intrusão de magmas charnockíticos/mangeríticos a 630-625Ma. Uma descompressão quase isotermal foi também sugerida por Del Lama *et al.* (2000), que obtiveram temperaturas e pressões máximas de 950°C e 14kb para as porções mais profundas da unidade.

A seqüência metapelítica que abrange as nappes Três Pontas-Varginha e Carmo da Cachoeira é caracterizada por um aumento nas condições de pressão e temperatura da base para o topo, observado por vários autores (Trouw 1986, Ribeiro *et al.* 1995), sendo o padrão metamórfico invertido definido por Campos Neto & Caby (1999). Esta seqüência está organizada da seguinte maneira: um pacote basal formado por granada-biotita-plagioclásio gnaisses derivados de metagrauvacas, seguido de quartzitos associados a anfibolitos bandados, ambos fortemente cisalhados, e de xistos metamorfisados na zona da granada que passam para

gnaisses pelíticos na facies granulito de alta pressão com a paragênese feldspato potássico + cianita e para sillimanita granulitos que chegam à anatexia. Para a Nappe Três Pontas-Varginha, dados termobarométricos obtidos por Campos Neto & Caby (1999, 2000) apontam para um pico metamórfico em 13kb (T=750°C) nos cianita granulitos, seguido de aumento na temperatura para 890°C responsável pela geração de sillimanita em direção ao topo da estrutura, compatível com um aquecimento quase isobárico. Os xistos e gnaisses metapelíticos da Nappe Carmo da Cachoeira forneceram valores de 13-14kb (T=640-670°C).

Associados aos xistos e gnaisses metapelíticos da Nappe Carmo da Cachoeira ocorrem granada anfibolitos que têm sido considerados retro-eclogitos, interpretados como marcadores de zonas de sutura resultantes de uma colisão continental de W para E relacionada à Faixa Brasília (Trouw & Oliveira Castro 1996, Trouw *et al.* 1998). Ocorrências semelhantes foram descritas por Hoppe *et al.* (1985, 1989) a sudoeste de Passos e ao norte de Pouso Alegre, para as quais estimaram-se condições P-T em torno de 630°C (P=7-8kb), consideradas mínimas devido à retrogressão da paragênese primária granada-onfacita, e nas regiões de Liberdade, Caxambu e entre Três Corações e Jacuí. Na porção SW de Minas Gerais, Simões (1995) descreve um zonamento metamórfico inverso para a Nappe de Passos, onde as rochas da porção superior alcançaram profundidades de cerca de 36 km (P=11kb e T=750°C). Pressões máximas de 17,5kb (T=660°C) foram obtidas por Campos Neto & Caby (1999) em um granada piroxenito. Mais recentemente, Vilela (2000) estudou rochas transicionais para facies eclogito da região de Lima Duarte e calculou valores para um provável pico metamórfico de 16-20kb e 780-800°C, seguido de reequilíbrio a cerca de 11kb e 550°C.

Objetivos e Métodos

Como objetivos principais deste trabalho estão:

◊ Mapa geológico na escala 1:100.000;

◊ Obtenção de dados termobarométricos para as unidades estudadas visando a caracterização da história metamórfica, por meio da determinação das trajetórias P-T, nas três unidades tectônicas maiores, Nappe Socorro-Guaxupé, Nappe Três Pontas-Varginha e Nappe Carmo da Cachoeira;

◊ Obtenção de dados isotópicos de oxigênio em rochas das diversas unidades estudadas, compondo um perfil transversal à disposição das estruturas. O objetivo destas análises é identificar as condições de temperatura nestas unidades e obter informações quanto à natureza dos fluidos envolvidos no metamorfismo e deformação;

◊ Caracterização geoquímica das rochas metassedimentares, especialmente dos granulitos da Nappe Três Pontas-Varginha, visando a identificação de possíveis fontes e ambientes de sedimentação;

◊ Análise estrutural dos contatos entre as unidades supracitadas;

◊ Estabelecimento de relações entre os resultados obtidos e a evolução tectono-metamórfica da região.

Além de etapas básicas, como pesquisa bibliográfica, mapeamento e estudos petrográficos em lâmina delgada, os seguintes métodos foram empregados:

◊ Análises de química mineral, realizadas no Laboratório de Microssonda Eletrônica do Instituto de Geociências/USP;

◊ Análises de química de rochas, realizadas no Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências/USP, no Actlabs, Canadá e no Laboratório de Fluorescência de Raios X na Universidade de Edinburgh;

◊ Análises isotópicas de oxigênio, realizadas no Scottish Universities Research and Reactor Centre (SURRC);

◊ Análises Sm-Nd em rocha total e nas frações granada e plagioclásio em duas amostras de cianita e sillimanita granulitos, no Laboratório de Sm-Nd do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências/USP.

Os diversos tipos de dados obtidos foram tratados utilizando-se os seguintes so*ftwares*:

◊ Dados estruturais - STEREONET versão 3.03 (Allmendinger 1993)

◊ Dados de química mineral e química de rochas - MINPET versão 2.02 (Richard 1995);

◊ Cálculos termobarométricos - PTMAFIC versão 1.0 (Soto 1992), GPT versão 1.0 (Reche & Martinez 1996)), TWEEQU versões 1.02 e 2.02 (Berman 1991).

REFERÊNCIAS

Allmendinger R. 1993. StereoNet versão 3.03.

Artur AC. 1988. Evolução policíclica da infraestrutura da porção sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo. *Tese de Doutoramento, IG/USP*, 231p. (inédito)

Basei MAS, Siga Júnior O, Sato K, Sproesser WM. 1995. A Metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo. Princípios Metodológicos, Aplicações e Resultados Obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 67(2): 221-237.

Berman RG. 1991. Thermobarometry With Estimation of EQUilibrium state (TWEEQU), versões 1.02 e 2.02.

Campos Neto MC. 2000. Orogenic systems from southwestern Gondwana – An approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: Cordani G, Milani EJ, Thomaz Filho A, Campos DA. (Eds.). Tectonic Evolution of South America. International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro-RJ, p. 335-365.

Campos Neto MC, Basei MAS, Alves FR, Vasconcellos ACBC. 1984. A Nappe de Cavalgamento Socorro, SP-MG. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...*, SBG/Núcleo RJ, 6:1908-1922.

Campos Neto MC, Figueiredo MCH. 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 8:143-162.

Campos Neto MC, Janasi VA, Caby R. 1996. Ocorrência de granulitos empobrecidos na porções basais da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé. *Boletim IG/USP, Publicação Especial* 18: 11-13.

Campos Neto MC, Caby R. (1999) Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of São Francisco Craton, southeast Brazil. *Precambrian Research* 97:3-26.

Campos Neto MC, Caby R. (2000) Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: petrologic and structural constraints. *Tectonics* 19(4): 669-687.

Cavalcante JC, Cunha HCS, Chieregati LA, Kaefer LQ, Rocha JM, Ditx EC, Ramalho R. 1979. Projeto Sapucaí. *Relatório Final, MME/DNPM, Série Geologia 4*, 299p.

Del Lama EA, Oliveira MAF, Zanardo A. 1994. Geotermobarometria em rochas do Complexo Campos Gerais ao norte da Zona de Cisalhamento Varginha. *Revista Brasileira de Geociências* 24:233-239.

Del Lama EA, Zanardo A, Oliveira MAF, Morales N. 2000. Exhumation of High Pressure Granulite Rocks of the Guaxupé Complex - Southeastern Brazil. *Geological Journal* 35(3/4): (in press)

Ebert H. 1956. Relatório Anual do Diretor (DGM/DNPM). *Relatório Anual DGM/DNPM,* Ano de 1955: 62-81.

Ebert H. 1984. Os Paraibides entre São João del Rei e Itapira e a bifurcação entre Paraibides e Araxaídes. *Publicação Especial SBG* 12:72-103.

Ebert HD, Chemale Jr F, Babinski M, Artur AC, Van Schmus WR. 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 HD, Hasui Y. 1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. In: Holdsworth RE, Strachan RA, Dewey JF (Eds.) Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society of London Special Publication, 135:231-252.

Fernandes JF, Iyer SS, Imakuma K, Choudhuri A. 1987. Geochemical studies in the Proterozoic metamorphic terrane of the Guaxupé Massif, Minas Gerais, Brazil. A discussion on large ion lithophile element fractionation during high-grade metamorphism. *Precambrian Research* 36:65-79.

Figueiredo MCH, Teixeira W. 1996. The Mantiqueira Metamorphic Complex, eastern Minas Gerais State: preliminary geochronogical and geochemical results. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 68(2):225-246.

Iyer SS, Choudhuri A, Pattison DRM, De Paoli GR. 1996. Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Guaxupé granulite facies terrain, southeastern Brazil. *Precambrian Research* 77:23-40.

Hasui Y, Oliveira MAF. 1984. Província Mantiqueira - setor central. In: Almeida FFM, Hasui Y. (coord). *O Pré-Cambriano no Brasil.* São Paulo, Edgard Blucher Ltda, p. 308-344.

Heilbron M, Gonçalves ML, Teixeira W, Trouw RAJ, Padilha AV, Kawashita K. 1989. Geocronologia da Região entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambu (MG). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 61(2):177-199.

Hoppe A, Klein H, Choudhuri A, Schmidt W. 1985. Eclogitos Pré-Cambrianos no sudoeste de Minas Gerais. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 3, Belo Horizonte, 1985. *Anais...*, SBG/Núcleo MG:180-192.

Hoppe A, Choudhuri A, Klein H, Schmidt W. 1989. Precambrian eclogites from Minas Gerais, Brazil. In: International Geological Congress, 28, Washington, 1989. *Abstracts...*, 2:68-69.

Janasi VA. 1999. Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. *Tese de Livre Docência, IG/USP*, 200p. (inédito)

Oliveira MAF, Kawashita K, Kiara Y, Delhal J. 1986. Novos dados geocronológicos para rochas charnockíticas da Associação Guaxupé, Complexo Varginha. *Revista Brasileira de Geociências* 16(3):301-305.

Paciullo FVP. 1997. A Seqüência Deposicional Andrelândia. *Tese de Doutoramento, IG/UFRJ*, 245p. (inédito)

Pires FRM. 1978. The Archean Barbacena greesntone belt in its typical development and the itabirite distribution at the Lafaiete District. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 50:599-600.

Reche J, Martinez FJ. 1996. GPT: an Excel spreadsheet for thermobarometric calculations in metapelitic rocks. *Computer & Geosciences* 22(7):775-784.

Ribeiro A, Trouw RAJ, Andreis RR, Paciullo FVP, Valença JG. 1995. Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasiliano na margem sul do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 25(4):235-248.

Richard LR. 1995. Minpet - Mineralogical and Petrological Data Processing System, versão 2.02.

Simões LSA. 1995. Evolução tectonometamórfica da Nappe de Passos, sudoeste de Minas Gerais. *Tese de Doutoramento, IG/USP*, 149p. (inédito)

Söllner F, Trouw RAJ. 1997 The Andrelândia Depositional Cycle (Minas Gerais/Brazil), a Post-Transamazonic sequence south of the São Francisco Craton: evidence from U-Pb dating on zircons of a metasediment. *Journal of South American Earth Sciences* 10(1):21-28.

Soto JIH. 1992. PTMAFIC, versão 1.0.

Töpfner C. 1996. Brasiliano-granitoide in den bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais Brasilien - eine vergleichende studie. *Münchner Geol. Hefte* 17:1-258.

Trouw RAJ, Ribeiro A, Paciullo FVP. 1980. Evolução estrutural e metamórfica de uma área a sudeste de Lavras-MG. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camburiú, 198o. *Anais...*, SBG/Núcleo SC, 5: 2773-2784.

Trouw RAJ, Ribeiro A, Paciullo FVP, Heilbron M. 1984. Os grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia interpretados como a continuação dos grupos Araxá e Canastra. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...*, SBG/Núcleo RJ, 3227-3240.

Trouw RAJ, Ribeiro A, Paciullo FVP. 1986. Contribuição à geologia da Folha Barbacena 1:250.000. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, 1986. *Anais...*, SBG/Núcleo Centro-Oeste, 2:974-984.

Trouw RAJ, Pankhurst RJ. 1993. Idades radiométricas ao sul do Cráton do São Francisco: região da Folha Barbacena, Minas Gerais. In: Simpósio do Cráton São Francisco, 2, Salvador, 1993. *Anais...*, SBG/Núcleo BA, 260-262.

Trouw RAJ, Oliveira Castro EM. 1996. Significado tectônico de granulitos brasilianos de alta pressão no sul de Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, 1996. *Anais...*, SBG/Núcleo BA, 6:145-148.

Trouw RAJ, Paciullo FVP, Ribeiro, A. 1998. Tectonic significance of Neoproterozoic high-pressure granulites in southern Minas Gerais. In: International Conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto- MG. *Abstracts...*, 69-71.

Trouw R, Heilbron M, Ribeiro A, Paciullo F, Valeriano C, Almeida JCH, Tupinambá M, Andreis RR. 2000. The Central Segment of Ribeira Belt. In: Cordani G, Milani EJ, Thomaz Filho A, Campos DA. (Eds.). Tectonic Evolution of South America. International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro-RJ, p. 287-310.

Vasconcellos ACBC, Harris NBW, Tindle AG. 1991. The relationship between metamorphism and tectonics: evidence from the Socorro-Guaxupé Thrust Nappe, southeastern Brazil. *Res. Terras. Ser.* :85-86.

Vilela LGG. 2000. Petrografia, geotermobarometria e evolução metamórfica de granulitos básicos de alta pressão e rochas transicionais para facies eclogito na região de Lima Duarte, MG. *Dissertação de Mestrado, IG/USP*, 162p. (inédito)

Wernick E, Fiori AP, Bettencourt JS Choudhuri A. 1981. A tectônica rígida do fim do Ciclo Brasiliano e sua implicação na estruturação da borda sul e sudoeste do Cráton São Francisco: tentativa de um modelo preliminar. In: Simpósio sobre o Cráton São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, 1981. *Anais...*, SBG/Núcleo BA, 169-179.

II. DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS: ASPECTOS DE CAMPO, PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAS

INTRODUÇÃO

Nesta seção serão descritos, com base em observações de campo e estudos petrográficos, os litotipos presentes na área desta pesquisa. Os aspectos abordados incluem seu posicionamento geográfico, modo de ocorrência no campo, composição mineralógica e feições microestruturais. Embora parte das descrições sejam posteriormente repetidas nos textos apresentados (Anexos A e B), optou-se por sua inclusão de maneira mais detalhada no presente capítulo, isto porque vários aspectos do metamorfismo não puderam ser abordados com detalhe nestes textos. A maior parte das fotomicrografias representativas das feições descritas encontra-se inserida nos referidos textos, que serão então aludidos.

NAPPE SOCORRO-GUAXUPÉ

Este conjunto situa-se na porção sul/sudoeste da área mapeada e constitui-se na unidade mais superior. Inclui rochas metamorfisadas nas facies granulito e anfibolito, como charnockito a enderbito com ou sem granada e seus equivalentes gnáissicos, mangerito, granito hololeucocrático milonítico, granada granulitos básicos e rochas calciossilicáticas que ocorrem como lentes e *boudins*. Em dois afloramentos foram encontrados sillimanita-biotita-granada gnaisses numa posição superior aos granulitos. As rochas apresentam-se comumente bandadas a fitadas, provavelmente devido à deformação. Em geral, os diversos tipos litológicos ocorrem intercalados e sua delimitação em campo é dificultada.

Rochas na Facies Granulito

Os litotipos metamorfisados na facies granulito incluem rochas da série enderbítica-charnockítica, mangerito, granulitos máficos e granulitos quartzo-feldspáticos, gnaissificados ou não, porfiroclásticos ou não, com ou sem granada. Como minerais principais estão hiperstênio, diopsídio, augita, granada, hornblenda, plagioclásio, microclina mesopertítica e quartzo em

proporções variáveis, de acordo com o tipo de rocha. Alguns exemplos dos aspectos petrográficos e texturais destes litotipos estão mostrados nas figuras 3a a 3d (Anexo 1). Em alguns exemplares observa-se uma intensa atuação de processos retrógrados, nos quais a associação de facies granulito (com hiperstênio), substituída por minerais hidratados da facies anfibolito (hornblenda e/ou biotita), é registrada como porções reliquiares. Alguns espécimes possuem escapolita em estabilidade com granada, clinopiroxênio e ortopiroxênio, sendo esta associação encontrada comumente preservada em arranjos granoblásticos. Como minerais acessórios ocorrem apatita, zircão, monazita e minerais opacos (ilmenita / magnetita).

De um modo geral, o enderbito e granada enderbito gnaisses têm cor cinza-esverdeada (em diversas tonalidades, dependendo do conteúdo de máficos), granulação fina a média e pouca ou nenhuma microclina. Os charnockito gnaisses e charnockito gnaisses porfiroclásticos são cinza-claro, possuem granulação média a grossa e podem ou não conter granada. A foliação granulítica é definida por agrupamentos orientados de minerais como granada, clinopiroxênio, ortopiroxênio ou pela orientação preferencial de grãos estirados destes cristais. A matriz é composta por conteúdos variáveis de quartzo, plagioclásio e microclina e apresenta textura quase sempre granoblástica, típica de associações de altas temperaturas. Os granulitos quartzo-feldspáticos são róseos no campo e apresentam-se extremamente estirados. Compõem-se basicamente de quartzo e feldspato potássico, podendo apresentar pequenas quantidades de granada e ou minerais máficos.

Granada aparece com conteúdo e granulação variáveis, muitas vezes definindo o bandamento mais visível nas rochas. As principais inclusões são quartzo e plagioclásio (geralmente poligonizados), biotita, clinopiroxênio, hornblenda (restrita às porções mais externas) e ortopiroxênio (este apenas parcialmente), além de escapolita. Estas inclusões estão muitas vezes orientadas, definindo provavelmente uma foliação anterior. Localmente observou-se inclusões de biotita sem que o mineral estivesse presente na matriz. Quando mais miloníticas os grãos de granada possuem contatos arredondados e estão muitas vezes estirados, podendo localmente apresentar 'caudas' de recristalização. Sombras de pressão, quando ocorrem, são de clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda e minerais opacos. A granada também apresenta textura em atol que por vezes evolui para poiquiloblastos.

Embora apresentem-se sempre foliadas, estas rochas exibem grau de deformação variável. Nas amostras nas quais a deformação é incipiente, os grãos da matriz (normalmente quartzo, plagioclásio e/ou microclina) apresentam contornos irregulares e pouca ou nenhuma

recristalização. O quartzo aparece como grãos estirados na direção da foliação, mas a formação de *ribbons* é pouco significativa, embora por vezes estes grãos possam estar ligados por *necks*. Nos tipos miloníticos o quartzo aparece normalmente como grãos mono- ou policristalinos extremamente estirados ou *ribbons* que mostram estruturas internas organizadas como os tipos 1-3 de Boullier & Bouchez (1978). Freqüentemente incluem pequenos grãos sigmoidais de plagioclásio e microclina e mostrando contatos do tipo *cuspate* e *lobate* paralelos à foliação milonítica. Esta feição pode ser interpretada como recristalização dinâmica de limites entre quartzo e feldspato, sendo típicas de deformação dúctil em altas temperaturas (Lister & Dornsiepen 1982, Martelat *et al.* 1997). Na porção externa dos *ribbons* predominam grãos com textura granoblástica na matriz e cristais de piroxênios e escapolita (quando presente) muitas vezes com formatos sigmoidais exibindo extinção ondulante, dobramento e subgrãos. Evidências de deformação em estado mais rúptil foram vistas em cristais de clinopiroxênio e ortopiroxênio assimétricos com pouca deformação interna e fraturados, cujos fragmentos indicam o sentido de movimento. Hornblenda é claramente retrógrada, formada a partir de clinopiroxênio e ortopiroxênio, aparecendo normalmente como sombra de pressão e em planos de clivagem destes últimos. Ao contrário dos piroxênios, a hornblenda está normalmente indeformada, embora oriente-se segundo a foliação. A biotita desenvolve-se preferencialmente em superfícies de cisalhamento, às expensas de anfibólio.

Ortognaisses

Estes litotipos consistem principalmente de hornblenda gnaisses tonalíticos e granodioríticos, com ou sem granada e *augen* gnaisses. No campo têm cor cinza e aparecem interdigitados com as rochas da facies granulito e embora ocorram indiscriminadamente na área estudada, têm sua predominância na parte oeste, muitas vezes associados a migmatitos. Composicionalmente são compostos por quartzo, plagioclásio, microclina, biotita, hornblenda e/ou granada. Como minerais acessórios comuns estão apatita, zircão, monazita, epídoto e minerais opacos. Nos *augen* gnaisses os megacristais são de microclina, normalmente mesopertítica dispostos em matriz de quartzo e plagioclásio.

Gnaisses com sillimanita

Estas rochas ocorrem de modo mais restrito na área estudada e compõem-se de granada, biotita, sillimanita, estaurolita, quartzo, plagioclásio, microclina mesopertítica e rutilo. São normalmente bandadas, com granulação grossa. Os minerais acessórios mais comuns são rutilo, zircão, apatita, titanita e minerais opacos.

A associação preservada no núcleo das granadas é composta de estaurolita + biotita + feldspato potássico + quartzo + rutilo, característica da facies anfibolito médio a alto (Fig. 3e, Anexo 1). O início da facies anfibolito alto é marcado na amostra pela quebra da estaurolita dando origem à nova assembléia diagnóstica granada + biotita + sillimanita. As reações envolvidas no desaparecimento da estaurolita e formação de sillimanita a partir desta assembléia marcam a interface entre as facies anfibolito médio e alto e representam temperaturas superiores a 670°C (Bucher & Frey 1994). A nova assembléia é formada por sillimanita (segunda geração), biotita, rutilo e quartzo.

Há indícios de que ao menos parte do rutilo da matriz tenha sido gerado a partir da biotita. A sillimanita é parcialmente formada a partir da biotita, apresenta extinção ondulante mas raramente está dobrada, antes comportando-se de maneira rúptil.

NAPPE TRÊS PONTAS-VARGINHA

Trata-se de um conjunto paraderivado constituído por cianita gnaisses na base que gradam para sillimanita gnaisses no topo, sobrepostos tectonicamente, numa relação de baixo ângulo, pelos granulitos da Nappe Socorro-Guaxupé.

Cianita granulitos

Estas rochas ocupam uma larga faixa na base da unidade, sendo em geral rochas bem foliadas, com granulação média a grossa e textura granolepidoblástica a granonematoblástica, caracterizadas no campo por um bandamento conspícuo interpretado como o acamamento original. A composição é bastante variada, sendo os principais minerais por quartzo, microclina, plagioclásio, granada, cianita e biotita, além de rutilo e ilmenita, em diversas proporções (Fig. 3f, Anexo 1). Apatita, zircão, titanita, monazita e minerais opacos são acessórios freqüentes.

Muscovita ocorre como mineral secundário, assim como clorita, epídoto e carbonato. A matriz é composta principalmente por quartzo e microclina, freqüentemente mesopertítica, com menor quantidade de plagioclásio. Nos exemplares mais deformados a foliação principal é sobreposta por uma foliação milonítica caracterizada pelo extremo estiramento dos minerais, formação de *ribbons* de quartzo e recristalização dinâmica de minerais como granada e cianita. Porções menos deformadas são muitas vezes preservadas em envelopes em meio aos planos de cisalhamento. Nestes locais tem-se o registro da textura granoblástica anterior à deformação. Fibrolita ocorre não sem freqüência na matriz, em grande parte formada a partir de biotita.

A cianita ocorre principalmente como porfiroblastos ou poiquiloblastos que preservam os registros da assembléia anterior à sua formação - rutilo + biotita (marrom) + quartzo + granada + microclina. Localmente foram identificados cristais de cianita associada a plagioclásio ocorrendo como inclusão em granada. A nova assembléia é composta por cianita + granada + quartzo + rutilo + biotita + microclina + plagioclásio e está muitas vezes preservada da deformação. A granada, quando fina (em média 0,1 cm), na maioria das vezes não contém inclusões. Quando mais grossa atinge até 0,7 cm e pode conter inclusões espiraladas de sillimanita fibrolítica, quartzo e rutilo.

Duas gerações de biotita foram identificadas. A primeira possui cor marrom e define a foliação principal da rocha, dispondo-se segundo planos S-C. Aparece normalmente como sombras de pressão em granada e cianita e está muitas vezes transformada em sericita/muscovita. Associa-se a ilmenita e rutilo. A segunda geração é representada por biotita verde, originada a partir do retrometamorfismo de granada e por vezes pseudomórfica, podendo estar alterada para sericita e/ou clorita a partir das fraturas herdadas da granada (Fig. 1a). Os contatos entre os dois tipos é caracterizado por exsoluções de quartzo. Os cristais de granada às vezes guardam suas formas hexagonais mas normalmente são arredondados e tendem a se alongar segundo a direção principal da foliação, formando sigmóides.

Na região mais central da área, a norte do município de Varginha, foram identificadas rochas exibindo textura porfiróide e com a associação granada + muscovita (esta com granulação muito grossa, possivelmente neoformada) intercaladas em cianita gnaisses e sillimanita gnaisses. Localmente, em afloramentos localizados principalmente na porção oeste da região, foram identificadas feições indicativas de migmatização (níveis hololeucocráticos, formação de melanossoma, etc.). Neste setor, em meio a granada-biotita xistos e gnaisses bandados, verificou-se a existência de um corpo com composição granítica, abundantes

megacristais de feldspato retangular e apresentando granada e muscovita. Níveis com espessura milimétrica a subcentimétrica ricos em biotita também foram encontrados.

Viezelf & Holloway (1988) estudaram experimentalmente a fusão de um metapelito natural sob condições anidras e demonstrou que, em intervalos de temperatura crescentes, proporções variáveis de líquido granítico do tipo S era produzido, montando então um modelo baseado em três estágios de geração de magmas (leucossomas). Num estágio inicial, em temperaturas abaixo de 860° C (estágio de fusão da muscovita), pequenas quantidades de líquido (~ 10%) seriam geradas, exibindo pouca mobilidade e formando veios e lentes. Os autores acrescentam que as pequenas zonas migmatíticas desenvolvidas em metapelitos próximos à isógrada da muscovita-*out* possuem provavelmente esta origem e indicam como provável reação como responsável pelo desaparecimento da muscovita:

Muscovita + Plagioclásio + Quartzo = K-feldspato + Biotita + Al_2SiO_5 + Líquido,

sendo a proporção de líquido fortemente dependente da quantidade de muscovita presente no material inicial. Admite-se uma origem deste tipo para as estreitas lentes e bandas ricas em feldspato potássico e com muscovita grossa observadas a norte de Varginha.

O estágio seguinte definido pelos autores supracitados (fusão da biotita) é capaz de gerar as maiores quantidades de líquidos (~45-50%) segundo a reação

Biotita + Al2SiO5 + Plagioclásio + Quartzo = Líquido + Granada + K-feldspato,

na qual o aparecimento de feldspato potássico depende da quantidade de biotita na rocha. O material produzido neste estágio estaria apto a se concentrar sob a forma de grandes massas graníticas, por vezes discordantes ao bandamento gnáissico e mesmo migrar por distâncias razoáveis, ascendendo como plútons que exibem *fabrics* típicos de rochas magmáticas (Bucher & Frey 1994). A composição do corpo granítico porfirítico verificado na porção oeste da área, associada às feições migmatíticas reconhecidas localmente, reportam a uma origem a partir de fusão parcial.

Nestes pelitos rutilo aparece freqüentemente como inclusão em granada e sua presença constante constitui-se num bom indicador de pressão. Segundo Yardley (1994) a reação:

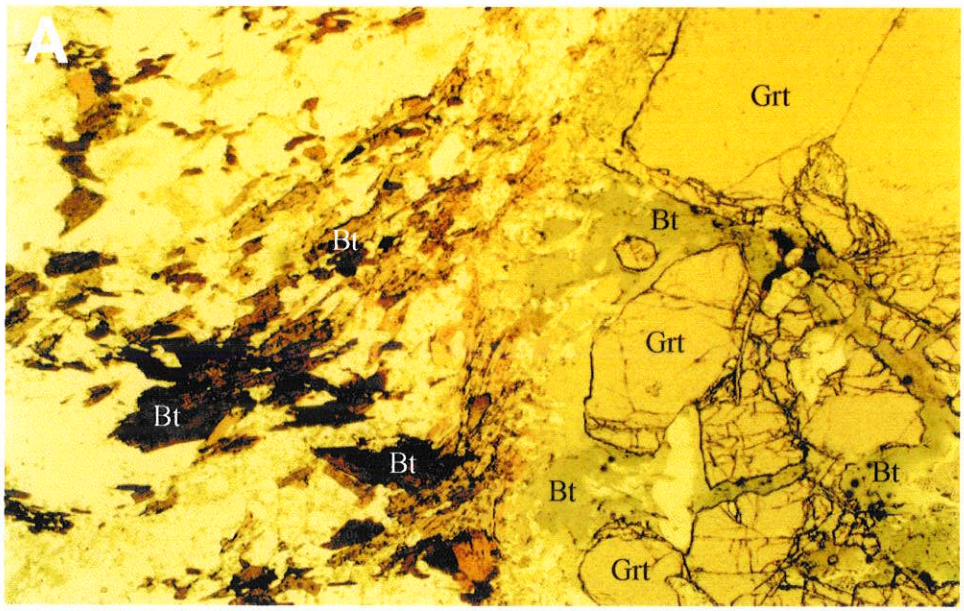


Fig. 1a - Aspectos das duas gerações de biotita verificadas comumente: à esquerda, biotita de cor marrom, mais antiga, formando sombras de pressão e envolvendo porfiroblasto de granada em cujas fraturas desenvolve-se biotita de cor verde, secundária. Notar o intercrescimento simplectítico de biotita com quartzo no limite entre os dois tipos. Amostra VA89d, sem analisador. Lado maior da foto: 10 mm.

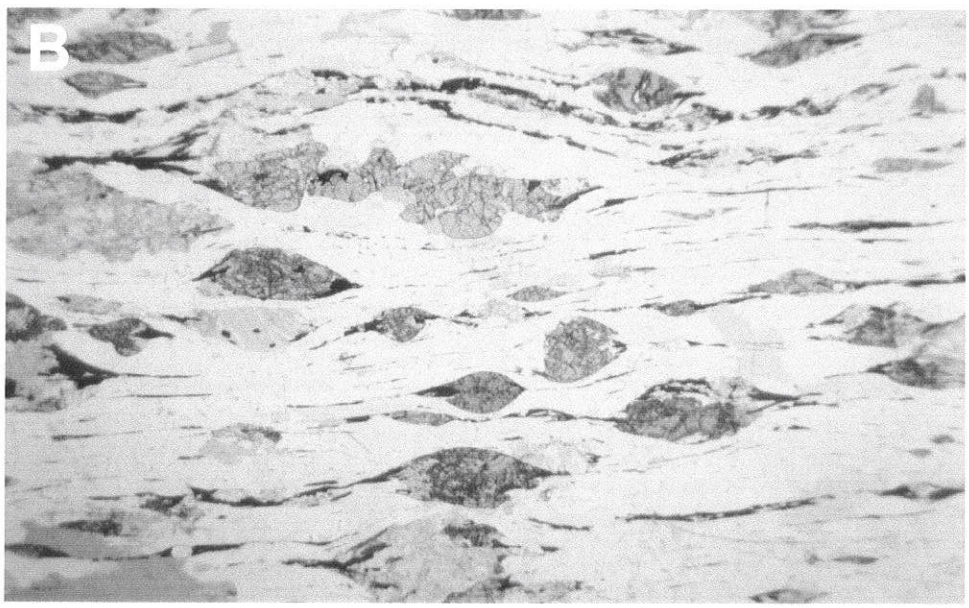


Fig. 1b - Aspectos da textura augen milonítica em rocha cálciossilicática intercalada em cianita granulitos da Nappe Três Pontas Varginha. Amostra 206a, sem analisador. Lado maior da foto: 5 mm.

Almandina + Rutilo = Ilmenita + Cianita + Quartzo (Bohlen *et al.* 1983)

serve para separar pelitos com cianita e granada de mais alta pressão (com rutilo) daqueles de pressão mais baixa (com ilmenita) e ocorre no interior do campo de estabilidade da cianita.

Localmente a cianita foi encontrada como resquícios em meio a uma massa formada por sericita/muscovita, produtos de transformação retrometamórfica (Fig. 3g, Anexo 1). Estes novos minerais orientam-se concordantemente com a foliação milonítica e têm formato sigmoidal compatível com o sentido do cisalhamento envolvido. Em algumas amostras a substituição é completa e resulta em granada-muscovita gnaisses a xistos retrógrados. Reações possíveis que explicariam este processo são

$3Cianita + 6Quartzo + 2K+ + 9H_2O = 2Muscovita + 2H+ + 3Si(OH)_4$;

$3Cianita + 3Quartzo + 2K+ + 3H_2O = 2Muscovita + 2H+$; e

$2Cianita + 3Quartzo + 2Al(OH)_3 + 2K+ = 2Muscovita + 2H+ + 3H_2O$.

Estes milonitos apresentam abundantes ribbons de quartzo com cristais tabulares e contatos serrilhados. Os cristais de cianita estão normalmente deformados segundo os planos miloníticos e por vezes está preservada nas bordas de granada. Indicadores cinemáticos escalonados e mica *fish* são comuns. O grau de milonitização das rochas aumenta bastante quanto mais próximas do contato basal da seqüência e em discretas zonas de cisalhamento direcionais tardias. Nestes locais minerais como a cianita e granada exibem feições indicativas de deformação sob temperaturas acima de seu limite de quebra. A cianita pode apresentar extinção ondulante com formação associada de subgrãos, dobramento e *kinks*. Fraturamento segundo planos perpendiculares à foliação é comum, resultante da quebra devida à pouca competência do mineral. Nas granadas a deformação é materializada principalmente pelo formato sigmoidal dos grãos e pelo arredondamento das bordas. Localmente observou-se cristais de felsdpatos intensamente fraturados. O fraturamento afeta também suas bordas recristalizadas.

Sillimanita granulitos

Estas rochas ocorrem no topo da seqüência e estão em contato com os granulitos da Nappe Socorro-Guaxupé, sobrejacente. Restos preservados de cianita, especialmente inclusos em granada e em envelopes menos deformados, ocorrem em quase todas as amostras estudadas, indicando que a formação da sillimanita é tardia em relação à cianita (Fig. 3h, Anexo 1). Esta nova associação, de mais alta temperatura, contém sillimanita + quartzo + biotita + microclina + plagioclásio + ilmenita e substitui aquela com cianita descrita anteriormente. A sillimanita ocorre de duas maneiras: como inclusões em granada, normalmente fibrolítica, similarmente à encontrada nos cianita gnaisses, e como cristais prismáticos ou em seções basais formando um mosaico equidimensional, na matriz. Os cristais menores, aciculares, dispõem-se segundo a foliação principal, enquanto os maiores agrupam-se em locais mais preservados da deformação, como as adjacências dos grãos de granada. Nestes locais é encontrada quase sempre inclusa em biotita. A deformação gera extinção ondulante nos cristais mais alongados, mas a pouca competência do mineral faz com que esta evolua normalmente para fraturas perpendiculares à foliação.

Os cristais de granada são normalmente xenoblásticos, com dimensões variadas, de acordo com o bandamento que define aquela porção da rocha. Os grãos maiores contêm comumente inclusões de quartzo com formato alongado, orientadas segundo uma direção preferencial, por vezes policristalinas e/ou com extinção ondulante, podendo haver desenvolvimento de subgrãos. Inclusões de rutilo associado a biotita (cloritizada) e/ou ilmenita são comuns predominantemente nas bordas, acompanhando por vezes a orientação do quartzo. Outras inclusões são plagioclásio (geralmente saussuritizado) e zircão. Nos exemplares miloníticos a granada adquire um formato ovalado e/ou sigmoidal e ocorre como augens.

A biotita é sempre marrom, pleocróica, normalmente define a foliação principal da rocha. Nos exemplares mais miloníticos os grãos mais grossos tendem a ocorrer como sombras de pressão em granadas e em sítios mais preservados da deformação, normalmente sem orientação preferencial, enquanto os mais finos apresentam-se orientados segundo a foliação milonítica, controlando o crescimento dos grãos de quartzo. Extinção ondulante e arqueamento dos grãos são comuns, havendo por vezes formação de arcos poligonais. Ocorre muitas vezes associada a ilmenita e a rutilo. Ao longo dos planos de clivagem apresenta-se freqüentemente

transformada em clorita de cor verde intenso ou sericita/muscovita. A biotita é também produto freqüente de alteração de granada, normalmente a partir de fraturas.

A microclina é equidimensional e forma mosaicos normalmente associados à sillimanita e à biotita. Nos locais onde a deformação é mais intensa exibe bordas recristalizadas e extinção ondulante. Intercrescimentos com plagioclásio mais antigo são comuns.

Como acessórios mais comuns ocorrem rutilo, zircão, minerais opacos e, menos freqüentemente, epídoto, apatita, titanita e turmalina.

Rochas calciossilicáticas

As rochas calciossilicáticas ocorrem em leitos ou lentes, muitas vezes boudinados, interdigitados nos gnaisses com cianita e sillimanita. A espessura destas lentes varia de milimétrica a submétrica. São rochas com granulação média a grossa, textura granoblástica, normalmente bandadas mas com orientação dos minerais apenas incipiente. Possuem cor normalmente verde claro a escuro, sendo que níveis ricos em granada castanho avermelhada são comuns. Os contatos com os metapelitos são em geral concordantes e caracterizam-se pela ocorrência de níveis de composição gradativamente intermediária entre os dois tipos.

A composição destas rochas é variada, mas foram identificados dois tipos básicos: metamargas aluminosas e mármores cálciossilicáticos relativamente puros. Zoisita e clinozoisita estão ausentes em ambos os tipos, ocorrendo apenas localmente como produtos de alteração do plagioclásio, fato que define o limite inferior de temperatura das rochas abordadas para cerca de 600°C.

O primeiro tipo é mais abundante e é representado por metamargas aluminosas produzidas provavelmente devido à interação com os pelitos envolventes. Como minerais principais aparecem clinopiroxênio, anfibólio, granada, biotita, microclina, plagioclásio e quartzo que ocorrem em diversas proporções. Titanita é mineral bastante freqüente e em alguns exemplares aparece nas bordas de cristais de rutilo. Apatita e zircão aparecem comumente como minerais acessórios. Localmente foi identificada escapolita. Estas rochas apresentam-se muitas vezes bandadas, sendo este bandamento normalmente definido por variações modais e/ou granulométricas dos minerais componentes. A textura é geralmente granoblástica, havendo pouca ou nenhuma orientação dos grãos. O clinopiroxênio é diopsídio, incolor a verde muito claro, estando em alguns exemplares intensamente alterado, principalmente ao longo dos planos

de clivagem, para anfibólio cálcico de cor verde. A granada é zonada e aparece como cristais idioblásticos a hipidioblásticos, com poucas inclusões (normalmente de minerais opacos, plagioclásio ou rutilo) que se concentram preferencialmente nos núcleos. Pode estar transformada em biotita, muscovita ou clorita. O plagioclásio ocorre geralmente muito deformado, apresentando extinção ondulante e subgrãos, maclas deformadas e *tapering edges*. Epidotização e carbonatação são processos comuns. A biotita tem cor castanha é sempre fase tardia, normalmente substituindo pseudomorficamente o anfibólio, mas há vestígios de que ao menos parte dela seja originada a partir do clinopiroxênio. Algumas amostras apresentam-se bastante enriquecidas em titanita (> 10 %), estando este mineral sempre em equilíbrio com granada e clinopiroxênio. Não foram identificadas ocorrências de carbonato primário.

Em uma das amostras foi encontrada escapolita, normalmente com textura granoblástica e concentrada preferencialmente em leitos onde está em paragênese estável com o clinopiroxênio, granada e anfibólio. A alta birrefringência do mineral sugere tratar-se de termo rico em cálcio (meionita). A rocha está cortada por uma série de fraturas que produzem modificações como uralitização do anfibólio cálcico, extensiva saussuritização do plagioclásio, formação de clorita como produto de alteração de granada, anfibólio e clinopiroxênio e preenchimento das fraturas com material calcítico.

A presença local de escapolita em metassedimentos carbonáticos da Formação Vassalboro foi explicada por Ferry (1983) como resultado de aquecimento na auréola de contato de um corpo de biotita granodiorito. O autor aponta a seguinte reação como responsável pela formação da escapolita:

3Plagioclásio + Calcita = Escapolita,

admitindo-se composições mais sódicas do que An_{75} para o plagioclásio. Na área estudada neste trabalho foi detectada a ocorrência diversas feições indicativas de migmatização parcial nos metassedimentos, o que poderia explicar a ocorrência localizada de escapolita nas rochas calciossilicáticas.

Por outro lado, a existência de escapolita no metamorfismo regional pode estar relacionada à introdução de CO_2 devido a processos metassomáticos. Na amostra em questão a assembléia granada + clinopiroxênio + escapolita está em equilíbrio e parece representar as condições mais drásticas de pressão e temperatura da rocha. De acordo com Bucher & Frey

(1994) o aparecimento de grossulária em metamargas aluminosas pode ocorrer por meio de duas reações principais:

2Clinozoisita + 3Quartzo + 5Calcita = 3Grossulária + H_2O + 5CO_2; e

Anortita + Quartzo + 2Calcita = Grossulária + CO_2,

sendo sua presença diagnóstica da interação com fluido externo rico em H_2O. A observação do diagrama de relação de fases indica que ambas as reações ocorrem sob valores de X_{CO2} bastante baixos (< 0,05) e a temperaturas superiores a cerca de 500°C.

Variações na composição de plagioclásio em metamargas foram reportadas por vários autores (Ferry 1976, Tanner 1976) e parecem estar relacionadas com as condições do metamorfismo. O teor de anortita tende a tornar-se gradativamente mais alto com o aumento do grau metamórfico e em alguns locais foram reconhecidos zonamentos em plagioclásio caracterizados por composições mais ricas em cálcio nos núcleos que foram explicadas como relíquias preservadas durante episódios retrogressivos. Além disso, em uma mesma amostra o plagioclásio pode mostrar grande variação composicional. Isso ocorre porque diversas reações de formação de plagioclásio podem ocorrer simultaneamente durante o metamorfismo, gerando, cada uma delas, minerais com composições diferentes. Se o aporte de fluidos posteriormente à geração deste plagioclásio, seja por infiltração ou por difusão, for insuficiente para a causar sua homogeneização, estas composições serão preservadas em escalas bastante restritas. A ocorrência de plagioclásio com composições variadas nestas condições sugeriria, segundo os autores, que o metamorfismo tenha ocorrido sem a presença significativa de fluidos pervasivos.

Em alguns locais foram identificadas rochas exibindo uma textura *augen* milonítica na qual a assembléia clinopiroxênio + anfibólio cálcico + plagioclásio + biotita é preservada no interior de *pods* assimétricos (Fig. 2; Fig. 3i, Anexo 1), normalmente com sombras de pressão de biotita (provavelmente de uma geração distinta da primeira). A intensa deformação atingiu também minerais como granada, apatita e zircão, que apresentam formatos sigmoidais e exibem também sombras de pressão de biotita. O registro da transformação do clinopiroxênio em anfibólio cálcico e deste para carbonato e biotita (associação retrógrada) preservado no interior dos augens indica que os processos de milonitização ocorreram após o pico metamórfico. A matriz é constituída principalmente por quartzo formando *ribbons* do tipo 3 (Boullier & Bouchez

1978) com grãos de formatos tabulares controlados por biotita fina. Internamente os grãos apresentam extinção ondulante, subgrãos e têm limites serrilhados. A extrema deformação verificada em minerais competentes como granada, associada ao formato arredondado dos augens, sugere que o cisalhamento tenha ocorrido sob condições de deformação superplástica.

O segundo litotipo foi encontrado apenas localmente, possui composição mineralógica mais simples, sendo formado normalmente por 80 a 90% de clinopiroxênio, além de anfibólio cálcico, biotita, plagioclásio e quartzo. Representa provavelmente termos mais puros de calcários com pouca ou nenhuma interferência dos pelitos nos quais estão intercalados e são aqui referidos como mármores cálciossilicáticos. Alguns espécimes são submetricamente bandados, sendo estas bandas caracterizadas principalmente pelo maior ou menor conteúdo de anfibólio. O clinopiroxênio forma uma textura em mosaico sem orientação e está freqüentemente transformado em anfibólio e/ou calcita ao longo dos planos de clivagem ou das bordas. O anfibólio está geralmente orientado e é nestas faixas onde ocorrem os maiores indícios de milonitização. Em uma amostra foi identificada a transformação do piroxênio em tremolita de cor verde claro, associado à qual ocorre também carbonato com textura granoblástica que pode ter sua origem a partir do piroxênio ou ser originário da própria rocha. Biotita ocorre em algumas amostras como produto da alteração do anfibólio e possivelmente também do piroxênio, embora às vezes pareça estar em estabilidade com este último. Está, por vezes, transformada em clorita. Seu aparecimento está certamente relacionado à introdução de potássio proveniente dos pelitos adjacentes, mas parece ocorrer de modo restrito nestas rochas.

A coexistência de tremolita e diopsídio ao longo da geoterma da cianita coincide aproximadamente com a isoterma de 670°C, que representaria portanto valores mínimos para esta assembléia. Observações petrográficas indicam que a tremolita na rocha é claramente retrogressiva, o que a colocaria em patamares de temperatura certamente superiores (acima de 700°C para P = 10 Kb), compatíveis, portanto, com aqueles verificados em outras litologias para a unidade considerada. Além disso, a paragênese calcita + quartzo observada, em associação com o diopsídio, corresponde à assembléia de mais alto grau mais comumente encontrada em mármores cálcio-silicáticos. A principal reação envolvida na geração do diopsídio foi:

1Tremolita + 2Quartzo + 3Calcita = 5Diopsídio + 1H2O + 3CO2,

que marca o aparecimento do diopsídio no sistema KCMAS-HC. Numa reação de desidratação/descarbonatação como esta, a temperatura mais elevada na curva de equilíbrio num diagrama T-X_{CO2} é alcançada quando a composição da fase fluida no sistema corresponde àquela liberada pela reação. Estequiometricamente, a produção do diopsídio estaria relacionada à liberação de um fluido com composição $X_{CO2} = 0.75$ que adquire valores cada vez mais baixos à medida em que a pressão aumenta. No caso estudado, admitindo-se P = 10 Kb, esta temperatura equivaleria a aproximadamente a 700°C.

Ferry (1983) discute a relação entre as associações minerais encontradas em rochas calciossilicáticas e aquelas observadas em metapelitos e define algumas zonas metamórficas. Segundo o autor, a zona do anfibólio é caracterizada pelo aparecimento desse mineral, em geral um anfibólio cálcico, pela ausência de muscovita e pela redução gradual no conteúdo de biotita. As reações principais na zona do diopsídio envolveriam o aparecimento deste mineral e a diminuição do conteúdo de anfibólio. As zonas do diopsídio e do anfibólio nas rochas calciossilicáticas correspondem, respectivamente, às zonas da sillimanita e da estaurolita nas rochas pelíticas (Yardley 1994).

NAPPE CARMO DA CACHOEIRA

Ocorrem nesta unidade quartzitos, xistos e gnaisses com composições variadas. O aparecimento de minerais metamórficos como muscovita e biotita é bem documentado nestas rochas e apresenta um padrão coerente que mostra aumento do grau metamórfico de norte para sul na área estudada.

Xistos, xistos feldspáticos e quartzitos com cianita, granada e rutilo

Estes litotipos apresentam uma ampla variação composicional caracterizada principalmente pela presença ou ausência de minerais como biotita, cianita e plagioclásio (albita) e pela proporção de quartzo. Há, normalmente, uma gradação composicional entre eles. São rochas com granulação fina a média, que ocorrem no campo geralmente bandadas, sendo o bandamento caracterizado por diferenças granulométricas, texturais e composicionais. De maneira semelhante aos cianita e sillimanita granulitos descritos anteriormente, acredita-se que este bandamento reflita o acamamento sedimentar. Intercalações locais de níveis ricos em

granada e quartzo (gonditos) são comuns. A textura predominante é granolepidoblástica, sendo a foliação principal na maioria dos tipos definida por muscovita e/ou biotita. Os litotipos classificados como quartzitos possuem normalmente granulação grossa e estão quase sempre intensamente recristalizados, o que dificulta sua amostragem no campo.

A muscovita ocorre como mineral micáceo principal na parte norte da unidade e vem gradualmente dando lugar à biotita até que desaparece completamente (como mineral primário) em direção a sul/sudoeste. Aparece geralmente mostrando arqueamento e/ou recristalização ao longo de superfícies S-C sigmoidais e tem freqüentemente bordas fibrosas. A transformação da muscovita em biotita é bem documentada nas amostras estudadas, sendo que a última desenvolve-se principalmente em sombras de pressão em granadas e em superfícies relacionadas ao cisalhamento (planos C e C') – Fig. 3j, Anexo 1. Em alguns exemplares a muscovita é o único mineral micáceo presente, às vezes formando sombras de pressão em minerais acessórios, como zircão e apatita.

A cianita está normalmente presente nestes xistos como porfiroblastos geralmente associados a muscovita. Tem granulação variável, tendo sido encontrados cristais de até 5 cm. Inclusões de cianita + muscovita foram encontradas dentro de granadas. Em tipos mais deformados exibe relações pós- a intertectônicas com a foliação (esta última no sentido de Passchier & Trouw 1996), revelando inclusões orientadas de rutilo e muscovita, mas em espécimes mais maciços está arranjada preferencialmente como poiquiloblastos dispostos obliquamente à foliação principal da rocha. Os autores postulam que porfiroblastos deste tipo tenham crescido passivamente sobre uma foliação preexistente, protegendo então as inclusões de deformações posteriores. Alteração retrometamórfica para sericita/muscovita é comum, geralmente apresentando granulação mais grossa nas bordas (muscovita) e englobando rutilo e quartzo. Localmente foi registrada a substituição retrometamórfica total de cianita por muscovita, já em domínio franco da zona da biotita/granada. Exsoluções de quartzo vermicular foram vistas localmente. Embora presente em amostras miloníticas, a cianita poucas vezes mostra dobramentos, mas antes comporta-se de maneira rúptil/dúctil, com alguma extinção ondulante mas preferencialmente fraturada ao invés de dobrada. Nos exemplares mais quartzosos, sem micas, a deformação é acomodada preferencialmente pela cianita, que ocorre como cristais grossos, dobrados em *kinks* cujos planos axiais são perpendiculares à foliação principal.

A granada aparece de modo bastante extensivo nas rochas estudadas. Quando mais fina, está em estabilidade com a biotita e não possui inclusões. Nos exemplares com granulação mais grossa o mineral pode atingir dimensões centimétricas, ostentando então inclusões de cianita, quartzo, rutilo ou muscovita, muitas vezes espiraladas. Nas amostras menos deformadas a granada guarda, com freqüência, as faces dodecaédricas, mas com o aumento da deformação os grãos tendem a se tornar arredondados e alinhar-se na direção de maior estiramento. Como principais produtos de alteração estão biotita (por sua vez modificada para clorita) e sericita (pseudomórfica).

O plagioclásio ocorre não muito comumente nestas rochas, apresentando-se sempre como porfiroclastos com granulação mais grossa do que a matriz e com o diâmetro maior alinhado segundo a foliação. São cristais normalmente alterados e saussuritizados, exibindo deformação das maclas, extinção ondulante e fraturas. Não foram identificados grãos recristalizados.

Os principais minerais acessórios são rutilo, zircão, apatita, minerais opacos e turmalina.

Granada-biotita-plagioclásio gnaisses

Estas rochas ocorrem associadas aos xistos e quartzitos anteriores. Têm granulação fina, são cinza claras e normalmente maciças.

A granada tem sempre inclusões, especialmente nos núcleos, preservando muitas vezes uma textura granoblástica anterior, com granulação mais fina que a externa (Fig. 3k, Anexo 1). As inclusões mais freqüentes são rutilo, cianita. quartzo, plagioclásio e muscovita. As bordas são na maioria das vezes livres de inclusões. Em alguns locais foram encontrados resquícios de quartzo em *ribbons* preservados. Nos exemplares miloníticos, o mineral tem formato sigmoidal e apresenta sombras de pressão de biotita. Transformação pseudomórfica para biotita de cor verde é comum, mas localmente foi observada a transformação pseudomórfica de granada para sericita, formando uma massa na qual as faces do cristal foram preservadas.

A biotita ocorre extensivamente na matriz e define normalmente a foliação principal da rocha. Quando inclusa em granada, aparece preferencialmente próximo às bordas, mostrando ser fase tardia em relação à muscovita. Esta última aparece às vezes como porfiroclastos sigmoidais com sombras de pressão de biotitas. Pode estar transformada em clorita.

O plagioclásio é oligoclásio (An_{15-25}) e ocorre de forma abundante nestas rochas, tanto como porfiroclastos preservados, alongados segundo a foliação, ou como grãos menores,

recristalizados. Aparece como inclusão em granada, muitas vezes granoblástico. Cianita ocorre em vários dos exemplos pesquisados, mas não está sempre presente. Turmalina, zircão, minerais opacos e apatita são minerais acessórios comuns.

Anfibolitos e granada anfibolitos

No campo, estas rochas ocorrem como lentes ou lascas de espessuras variáveis, desde centimétricas até decamétricas, intercaladas em cianita-granada mica xistos, granada-biotita-plagioclásio gnaisses e quartzitos da Nappe Carmo da Cachoeira. O extremo fatiamento dos litotipos dificulta a caracterização das relações de contato entre os metabasitos e os metassedimentos encaixantes, mas em geral a foliação nos primeiros, quando observada, é concordante com a regional. Em locais onde se observam feições miloníticas os anfibolitos aparecem como boudins com eixos paralelos à direção de estiramento principal.

Apesar de, normalmente, guardarem o aspecto tabular e maciço original, os corpos anfibolíticos estão muitas vezes fraturados e com visíveis sinais de percolação de fluidos, encontrando-se freqüentemente num estado de intensa alteração, o que prejudica imensamente sua amostragem. A alteração das rochas ocorre preferencialmente das bordas para o centro, de forma concêntrica, e a partir de planos de fraturamento. As primeiras modificações são a descoloração gradual da rocha, que passa de uma cor verde escura para verde clara. Com o aumento do grau de alteração a rocha vai aos poucos adquirindo uma cor ocre/alaranjado que é típica da transformação intempérica de minerais ferromagnesianos. As amostras coletadas encontram-se, no máximo, no primeiro estágio de alteração.

Os tipos litológicos caracterizam-se petrograficamente como epídoto anfibolitos, granada-epídoto anfibolitos, granada anfibolitos e anfibolitos, quartzosos ou não, xistosos ou não, alguns deles miloníticos. A presença de epídoto na paragênese de equilíbrio principal foi utilizada como critério para separar dois grupos distintos, metamorfisados na transição entre a fácies xisto verde e anfibolito e na fácies anfibolito, respectivamente, Neste sentido segue-se aqui a classificação de Bucher & Frey (1994), embora alguns autores utilizem a denominação Fácies Epídoto-Anfibolito para esta zona de transição. De um modo geral, os epídoto anfibolitos são foliados, por vezes miloníticos, enquanto que entre os anfibolitos e granada anfibolitos, normalmente maciços, predominam texturas granoblásticas. A Tabela 1 apresenta valores percentuais de composições modais para as rochas dos dois grupos.

Nos exemplares foliados metamorfisados na fácies xisto verde/anfibolito a orientação é definida pelo alinhamento de anfibólios e por cristais alongados de epídoto, apresentando a seguinte paragênese mineral: epídoto + hornblenda + albita/oligoclásio ± granada. Rutilo ocorre em quantidades apreciáveis e está freqüentemente incluso em granada, o que pode sugerir que condições báricas mais altas tenham ocorrido anteriormente à formação da paragênese principal. A existência de porfiroblastos de clinopiroxênio englobando hornblenda pode significar um aumento na temperatura numa fase posterior. O comportamento rúptil do anfibólio (fraturamento seguido de rotação dos fragmentos ao longo de superfícies S-C – Fig. 2a) sugere temperaturas inferiores a 550° C durante o cisalhamento (Brodie & Rutter 1985). A ausência de recristalização extensiva no plagioclásio reforça esta afirmação. O anfibólio principal é a hornblenda, de cor verde pálido a verde intenso, às vezes exibindo tons azulados (seções paralelas a z). Os porfiroblastos são em geral xenomórficos, poiquiloblásticos, desenvolvendo-se muitas vezes invadindo cristais de plagioclásio e aproveitando seus planos de geminação. Inclusões gotiformes de quartzo ocorrem geralmente alongadas segundo os planos de clivagem do anfibólio. Bordas incolores de aspecto fibroso são comuns e representam, provavelmente, composições mais actinolíticas relacionadas a retrometamorfismo. Ocorrem também substituições pseudomórficas de carbonato e epídoto, além de crescimento pós-cinemático de clorita, em posição normal às paredes do anfibólio (Fig. 2a).

	CC-07c	CC-305	CC-318	RE-109	CC-124a	CC-124b	TC-146
hornblenda	50,6	54,1	58,7	64,4	39,4	37,7	75,8
plagioclásio	11,4	14,8	12,9	12,2	42	43	23,3
epídoto	15,9	19,7	13,5	14,8	0	0	0,2
quartzo	11,3	3,3	2,4	7	0,8	1,4	0,2
granada	3,5	4,2	0	0	13,1	13,6	0
clinopiroxênio	0	0,6	0	0	0	0	0
actinolita	0,6	0,6	0,6	tr	tr	tr	tr
clorita	tr	tr	4,1	tr	tr	tr	tr
carbonato	tr	2	0	4,6	tr	tr	0,2
clinozoizita	tr	0	1,7	3,1	tr	tr	tr
titanita	tr	0,4	0,4	0	0,1	0,2	0,2
minerais opacos	1,5	0	0	0,2	4,1	3,7	0
rutilo	1,1	0,4	0,2	0,2	tr	tr	tr
zircão	tr	tr	tr	tr	0	0	0
apatita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
biotita	0	0	0	0	0,5	0,4	0

Tabela 1 - Composições modais médias para as rochas anfibolíticas estudadas.

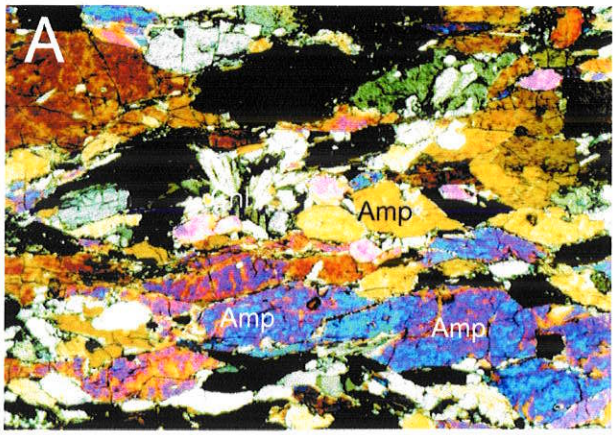
Fig. 2a - Aspectos da deformação rúptil do anfibólio ao longo de superfícies S-C em epídoto-anfibolito milonítico. Notar o crescimento pós cinemático de clorita retrometamórfica perpendicularmente às paredes do anfibólio (centro da foto). Amostra CC318, com analisador. Lado maior da foto: 10 mm.

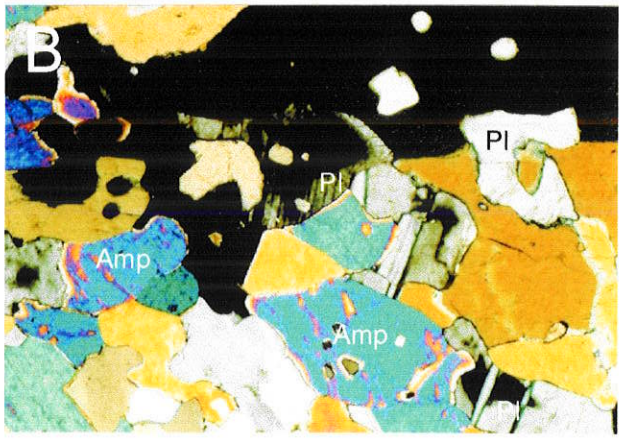
Fig. 2b - Plagioclásio exibindo deformação nas maclas de geminação e bulging (porção central), sendo sobrecrescidos por porfiroblastos de anfibólio não-deformados em granada-anfibolito. Amostra CC124b, com analisador. Lado maior da foto: 5 mm.

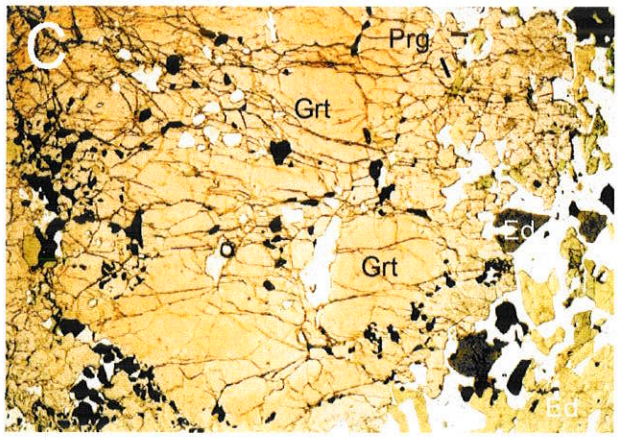
Fig. 2c - Zonamento de granada (tons rosados no núcleo) em granada anfibolito. Notar a linha de inclusões de mineral opaco à esquerda. Amostra CC124a, sem analisador. Lado maior da foto: 10 mm.

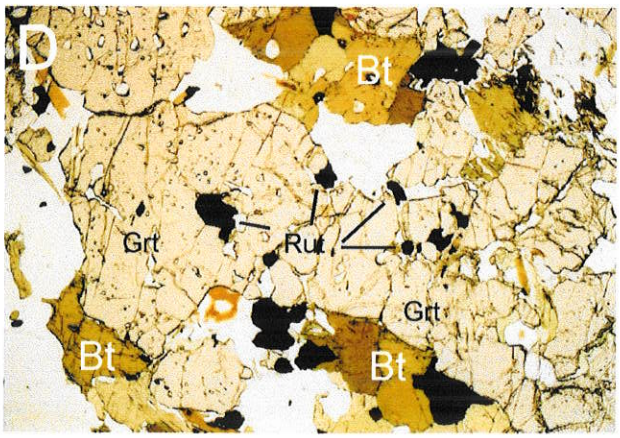
Fig. 2d - Inclusões de rutilo em granada (à direita) em granada-epídoto anfibolito. Notar a presença de rutilo no alto da foto. Amostra CC305, com analisador. Lado maior da foto: 10 mm.

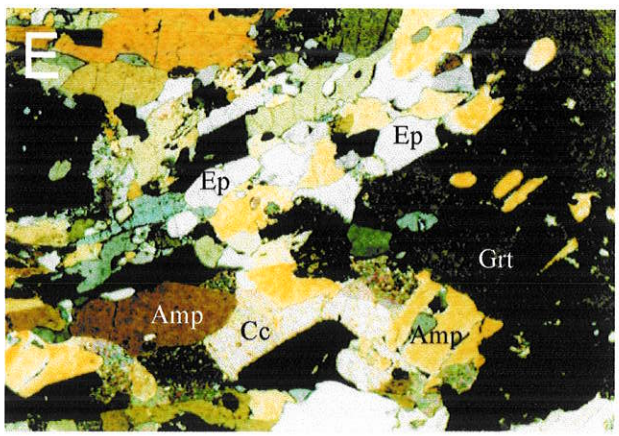
Fig. 2e - Substituição pseudomórfica de anfibólio por carbonato (abaixo, ao centro) e corona de titanita ao redor de mineral opaco (à esquerda, no alto) em granada-epídoto anfibolito. Notar rutilo com geminação em joelho (à direita) como inclusão em piroxênio. Amostra CC305, com analisador. Lado maior da foto: 5 mm.


A
Amp
Amp
Amp


B
Pl
Pl
Amp
Amp


C
Prg
Grt
Ed
Grt
Ed


D
Bt
Grt
Rut
Grt
Bt
Bt


E
Ep
Ep
Grt
Amp
Cc
Amp

Devido à deformação quase sempre presente nas rochas, a determinação da composição dos plagioclásios foi dificultada. Entretanto, as medições realizadas em alguns grãos menos deformados, aliadas às relações paragenéticas, sugerem composições de albita/oligoclásio, nos quais predomina a geminação da albita. Minerais do grupo do epídoto aparecem tanto paralelos à orientação preferencial da rocha, exibindo formatos alongados e comportando-se de maneira similar à hornblenda durante a deformação, como em formatos arredondados, zonados, caracteristicamente pós-cinemáticos. A presença de texturas simplectíticas (com quartzo ou plagioclásio), desenvolvidas comumente durante o metamorfismo retrógrado de rochas da fácies xisto verde/anfibolito para xisto verde ocorrem não sem freqüência. Segundo Deer *et al.* (1986) as concentrações destas massas ricas em epídoto podem estar relacionadas à sua resistência à deformação por deslizamento e à sua diferenciação metamórfica de minerais que se deformam facilmente, como quartzo e albita. Clinozoizita aparece como produto de alteração de plagioclásio. Como acessórios principais estão minerais opacos (freqüentemente com bordas de reação de titanita), rutilo, apatita e zircão.

As rochas metamorfisadas na fácies anfibolito apresentam-se quase sempre não-foliadas, com texturas granoblásticas possivelmente sobrepostas a uma deformação anterior. Evidências desta sobreposição são dadas pela existência de diversas feições indicativas de deformação nos plagioclásios (An_{30-50}), como extinção ondulante com desenvolvimento de subgrãos, arqueamento dos planos de geminação, lamelas em forma de cunha (*tapering edges*) e recristalização por migração de borda (*bulging*). Estes minerais são encontrados freqüentemente como inclusões nos anfibólios que, no entanto, exibem contornos hipidiomórficos a idiomórficos associados provavelmente a recristalização estática e não mostram sinais de deformação (Fig. 2b). A principal associação observada é hornblenda + plagioclásio (oligoclásio/andesina) ± epídoto ± granada. Hornblenda é ainda encontrada ocasionalmente preenchendo espaços intergranulares, muitas vezes aproveitando junções tríplices pretéritas de plagioclásios.

Nos granada anfibolitos este mineral atinge por vezes 0,7 cm. São poiquiloblastos pós-cinemáticos, que desenvolvem-se acompanhando espaços intergranulares, raramente apresentando faces bem formadas. São zonados, de cor rosada, guardando em geral maior quantidade de inclusões nos núcleos do que nas bordas (Fig. 2c). Rutilo aparece incluso com freqüência (Fig. 2d). Crescimento secundário de clinozoizita e carbonato pseudomórfico a partir do anfibólio e de titanita a partir de minerais opacos são freqüentes, assim como saussuritização

de plagioclásios (Fig. 2e). A granada também apresenta transformação retrometamórfica para clorita, às vezes com hábito radiado.

Metamorfismo retrógrado equilibrado na fácies xisto verde foi verificado em rochas pertencentes aos dois grupos. A principal paragênese observada foi: actinolita + clorita + clinozoizita/epídoto ± titanita ± carbonato ± biotita. Nas rochas orientadas a clorita mostra crescimento sin- a pós-cinemático, dispondo-se preferencialmente em planos de cisalhamento, em geral com extinção ondulante, ou desorientadas. Em uma das amostras observou-se cristalização extensiva de biotita a partir de hornblenda, provavelmente relacionado à entrada de fluidos ricos em potássio. As seqüências de cristalização verificadas estão mostradas na Tabela 2.

	Sn		Sn+1		Sn+2	
hornblenda	———		———			
plagioclásio	———	—	———	---		
clinopiroxênio	-----					
epídoto			———			
quartzo	———	—	———			
granada		—				
actinolita					———	---
clorita					———	---
carbonato					———	---
clinozoizita					———	
titanita					———	---
minerais opacos	———			---	———	
rutilo	———		———			
apatita	———		———			
zircão	———		———			
Fácies Metamórfica	**Anfibolito**		**Xisto verde/Anfibolito**		**Xisto verde**	

Tabela 2 - Seqüência de cristalização observada nas rochas anfibolíticas estudadas.

Gonditos

Esta variedade ocorre freqüentemente intercalada nos gnaisses, xistos e quartzitos descritos anteriormente. São rochas com granulação fina, sem orientação e que têm como constituintes principais granada e quartzo. A textura é granoblástica. Como minerais acessórios

aparecem rutilo (às vezes em grande quantidade), apatita, zircão, biotita e turmalina. Cloritização de granada ocorre comumente.

GRUPO CARRANCAS

Na porção leste da Nappe Carmo da Cachoeira, os xistos e gnaisses com cianita encontram-se superpostos sobre sedimentos de baixo grau, incluídos aqui no Grupo Carrancas, enquanto que na parte oeste estes estão cavalgados sobre ortognaisses e rochas ultramáficas do embasamento. Os metassedimentos do Grupo Carrancas estão divididos em duas seqüências distintas. A porção inferior é composta por filitos e xistos finos com ou sem biotita, metamorfisados na facies xisto verde baixo, na base, passando para quartzitos micáceos e filitos grafitosos no topo (Seqüência tipo Luminárias). O pacote superior é formado por metapelitos aluminosos e ortoquartzitos (Serras de Três Pontas, do Faria e da Bocaina).

Seqüência tipo Luminárias

Esta unidade ocorre como uma faixa alongada aproximadamente E-W, sotoposta à Nappe Carmo da Cachoeira. A região em que aflora é caracterizada por um relevo formado por pequenos morros ondulados e grandes baixadas.

Na base ocorrem sericita filitos e quartzitos finos, puros, com granulação fina e cor branca, intercalado-se continuamente dentro da seqüência, ao longo de quilômetros, como níveis e/ou lentes de espessuras que variam de milimétricas a centimétricas. Os sericita filitos possuem cor cinza-azulado e aspecto geralmente brilhante e, quando alterados, ocorrem como pequenos fragmentos de rocha em meio a uma massa de cor rosada; os quartzitos tornam-se, por sua vez, bastante friáveis, dando ao solo, constituído por areia muito fina, de cor branca. Localmente os quartzitos apresentam leitos em geral milimétricos ricos em impurezas que conferem as estas bandas uma cor cinza. A seqüência comporta também metassedimentos silto-arenosos de aspecto rítmico que apresentam leitos milimétricos a centimétricos de cores que vão de branco a vários tons de cinza e creme.

Nas proximidades do contato com as rochas do embasamento, a norte, o sericita filito passa lateralmente para um xisto milonítico a muscovita e/ou biotita com vênulas de até 5 cm de quartzo. Estes grânulos possuem em geral formato ovalado e apresentam uma estruturação

interna formada por níveis milimétricos de quartzo de cor mais clara e mais escura, provavelmente devido à deformação. Em alguns locais a quantidade de quartzo aumenta muito, tendo sido identificados blocos de até 80 cm com formato sigmóide. Ocorrem também intercalações freqüentes de leitos de cores variadas, roxa, avermelhada, ocre e alaranjada, dando à rocha um aspecto bandado. É provável que representem intercalações de composição básica. As estruturas geradas nestas rochas diferem substancialmente daquelas observadas nos quartzitos e filitos, provavelmente devido à sua maior competência.

Microscopicamente, estas rochas são compostas predominantemente por quartzo e muscovita, embora tipos com biotita ocorram com alguma freqüência. Normalmente duas gerações de minerais opacos podem ser separadas: a primeira formada por grãos alongados, sem formato definido, que orientam-se segundo os planos S-C; a segunda, claramente pós-cinemática, é caracterizada por cristais idioblásticos que truncam a foliação principal.

Em direção ao topo estas rochas gradam para quartzitos micáceos e filitos grafitosos que ocorrem como uma faixa estreita na porção sul da unidade. Os quartzitos têm granulação fina a média e cor branca a cinza-claro, apresentando ampla variação no conteúdo de micas (branca e esverdeada). Há na realidade uma gradação entre um quartzito puro e um filito a mica verde, que ocorrem intercalados na escala do metro ao milímetro. Uma recristalização extensiva é observada nos espécimes mais ricos em quartzo. Localmente os filitos a mica verde contêm magnetita. Numa posição provavelmente basal aos quartzitos e filitos a mica verde gradacionais estão filitos grafitosos finos que ocorrem normalmente alterados.

Quando miloníticos a foliação principal é uma superfície de cisalhamento 'C' definida principalmente pela orientação preferencial de micas (muscovita/sericita) que deforma uma foliação anterior formando com esta ângulos entre 10 e 30°. Nos tipos mais micáceos esta disposição das foliações é bastante clara, mas os mais quartzosos podem não mostrar orientação preferencial aparente, embora os contatos entre os grãos de quartzo poligonais tendam a se alinhar obliquamente à foliação milonítica. A introdução da placa de gipso permite confirmar que esta orientação existe. A poligonização do quartzo é claramente desenvolvida a partir de recuperação, pois grãos maiores, alongados segundo a direção preferencial, exibindo extinção ondulante e subgrãos e com sinais de recristalização nas bordas são vistos não sem freqüência. Os cristais de mica branca aparecem quase sempre controlando o crescimento do quartzo, que possui muitas vezes formato tabular, mas também ocorrem dispostos segundo direções oblíquas às duas foliações, geralmente em grãos com granulação mais grossa. Localmente foram

observados indícios de recristalização de muscovita (arcos poligonais) e dobras intrafoliais em leitos ricos em quartzo ou em bandas de minerais opacos alongados, indicando que a foliação 'S', pré-cisalhamento é um bandamento diferencial desenvolvido a partir de crenulação de foliação metamórfica anterior. Como minerais acessórios são comuns monazita, turmalina, zircão e minerais opacos.

Serras do Faria, da Bocaina e de Três Pontas

Os litotipos que compõem estas unidades são constituídos predominantemente por quartzitos, filitos e xistos que formam megaestruturas dobradas que se sobressaem na topografia da região. Elas ocorrem em posição tectonicamente inferior à Seqüência Luminárias, em duas serras que ocorrem nos limites da área deste trabalho: serras do Faria e da Bocaina, no extremo nordeste, e Serra de Três Pontas, próximo à cidade homônima.

Os quartzitos variam de puros a micáceos, com granulação fina a média, gradando para xistos com o aumento do conteúdo de micas. Ocorrem tanto mica branca como verde. A estruturação mais comum nestas rochas é um bandamento formado por leitos mais ou menos ricos em minerais micáceos.

Na Serra da Bocaina ocorrem ainda muscovita-cloritóide xistos finos e muscovita-biotita xistos, por vezes com granada. Granada aparece em alguns xistos como porfiroblastos que atingem até 1 cm, mas na maior parte das vezes ocorre muito alterada para um material avermelhado, possivelmente óxido de ferro. Possíveis pseudomorfos de estaurolita foram vistos localmente, mas não há restos do mineral preservados.

As rochas estudadas estão normalmente afetadas por vários eventos de deformação, os quais não serão detalhados. Entretanto, como regra geral, nos exemplares bandados a foliação principal é desenvolvida a partir de superfícies preexistentes, definida por alternância de bandas ricas em quartzo recristalizado, e muscovita, às quais associam-se freqüentemente minerais opacos alongados. Restos de charneiras são observadas comumente, com planos axiais paralelos à foliação principal, indicando tratar-se de bandamento diferencial. Esta foliação principal apresenta-se muitas vezes dobrada assimetricamente.

A maior parte das amostras apresenta textura milonítica. Nos espécimes quartzíticos, a foliação principal é normalmente definida por cristais de quartzo tabulares, limitados por micas.

Superfícies S-C, mica *fish* e planos C' são feições comuns e normalmente dão indicação de movimento. Minerais opacos, turmalina, apatita e rutilo são acessórios freqüentes.

EMBASAMENTO

Esta unidade ocorre na parte norte da área, sendo sobreposta ora pelos quartzitos e filitos das seqüências das serras do Faria e da Bocaina, ora pelos cianita-granada xistos e gnaisses da Nappe Carmo da Cachoeira. Foram reconhecidos três tipos de associações. A primeira é formada por ortognaisses bandados e/ou porfiroclásticos cortados por rochas granitóides de vários tipos e afetados por pequenas zonas de cisalhamento. O segundo tipo corresponde a anfibólio gnaisses, por vezes bandados, e o último é constituído por rochas ultramáficas normalmente xistosas que ocorrem como faixas quase contínuas.

Ortognaisses porfiroclásticos e bandados

Estas rochas ocorrem predominantemente na porção nordeste da área, ao longo do contato entre o embasamento a norte e as faixas de metassedimentos a sul, dispondo-se em posição subjacente a quartzitos e filitos das serras do Faria e da Bocaina ou a metassedimentos a granada e cianita. Aparecem na maioria das vezes como amplos lajedos arredondados localizados sobre morros de pequena elevação. O aspecto bandado é dado pela intercalação de biotita-gnaisse fino, equigranular, com gnaisse porfiroclástico com granulação que varia de fina a grossa (Fig. 3a). Estas intercalações possuem espessuras centimétricas a decimétricas e adquirem às vezes uma aparência migmatítica. A presença de resíduos de composição essencialmente biotítica sugere migmatização *in situ*. O conjunto está freqüentemente cortado por veios subconcordantes de espessuras decimétricas de material granítico hololeucocrático grosso (Fig. 3b). A xistosidade e/ou bandamento são em geral pouco perceptíveis, sendo mais freqüente uma estruturação linear que por vezes dificulta a realização de medidas.

Em todos os afloramentos visitados o gnaisse porfiroclástico constitui-se no litotipo francamente predominante, apresentando megacristais de microclina que refletem, provavelmente, uma textura ígnea reliquiar e atingem até 4 cm. A composição é predominantemente granodiorítica, com matriz composta por biotita e abundantes titanita e epídoto. O plagioclásio é albita/oligoclásio (An_{10-12} pelo Método de Michel-Levi) e mostra-se

invariavelmente saussuritizado especialmente no núcleo, sendo os principais produtos sericita e minerais do grupo do epídoto. A maior parte dos grãos são zonados e antipertíticos, exibindo por vezes uma avançada substituição por microclina. A biotita possui cor verde a marrom-esverdeada, é pleocróica, geralmente com granulação fina e por vezes cloritizada.

Os feldspatos potássicos são microclina e ortoclásio pertítico a micropertítico, normalmente intensamente deformados no núcleo (lamelas arqueadas, extinção ondulante, maclas em cunha) e apresentando recristalização incipiente nas bordas (pequenos grãos poligonais). Intercrescimento de quartzo vermicular do tipo *bulbous* (no qual ocorre invasão do feldspato potássico adjacente) e relíquias de feldspato potássico circundado por mirmequita são comuns. Segundo Barker (1994) estes tipos de intercrescimento são muito comuns em gnaisses quartzo-feldspáticos de alto grau, sendo que em muitos casos são resultado direto da reposição do feldspato potássico sob regime de deformação elevada, desenvolvendo-se preferencialmente em zonas mais deformadas do cristal.

A rocha às vezes apresenta bandamento gerado por injeção de material félsico. Os principais minerais acessórios são titanita, alanita, zircão, monazita e apatita. Mineral opaco, provavelmente ilmenita, com bordas de reação de titanita, ocorre com freqüência.

Quando não deformadas apresentam textura granoblástica e não exibem orientação preferencial (Fig. 3c), mas nas proximidades da superfície de empurrão que coloca os metassedimentos das serras do Faria e da Bocaina por cima do embasamento (porção leste) desenvolve-se uma foliação milonítica caracterizada pelo desenvolvimento de superfícies S-C ao longo das quais encontram-se biotita, titanita e epídoto (Fig. 3d). Os *ribbons* de quartzo são policristalinos, com grãos organizados internamente segundo um arranjo poligonal, embora resquícios de grãos mais antigos, alongados normalmente na direção da foliação S e exibindo lamelas de deformação, extinção ondulante e subgrãos sejam encontrados com freqüência. No contato da superfície de empurrão há um aumento no grau de milonitização que pode ser verificado pela redução nos ângulos entre os planos S e C (Fig. 3e). Observa-se em geral uma avançada redução no tamanho dos grãos, mas *pods* poliminerálicos menos deformados podem ser observados em meio à foliação. Localmente foram observadas evidências de transformação retrometamórfica de biotita em muscovita, que tende a crescer em planos de cisalhamento.

A foliação milonítica de baixo ângulo é afetada por zonas de cisalhamento transcorrentes dúcteis-rúpteis que normalmente estão preenchidas por material granítico hololeucocrático. Microscopicamente esta deformação é materializada nestas rochas por meio de superfícies

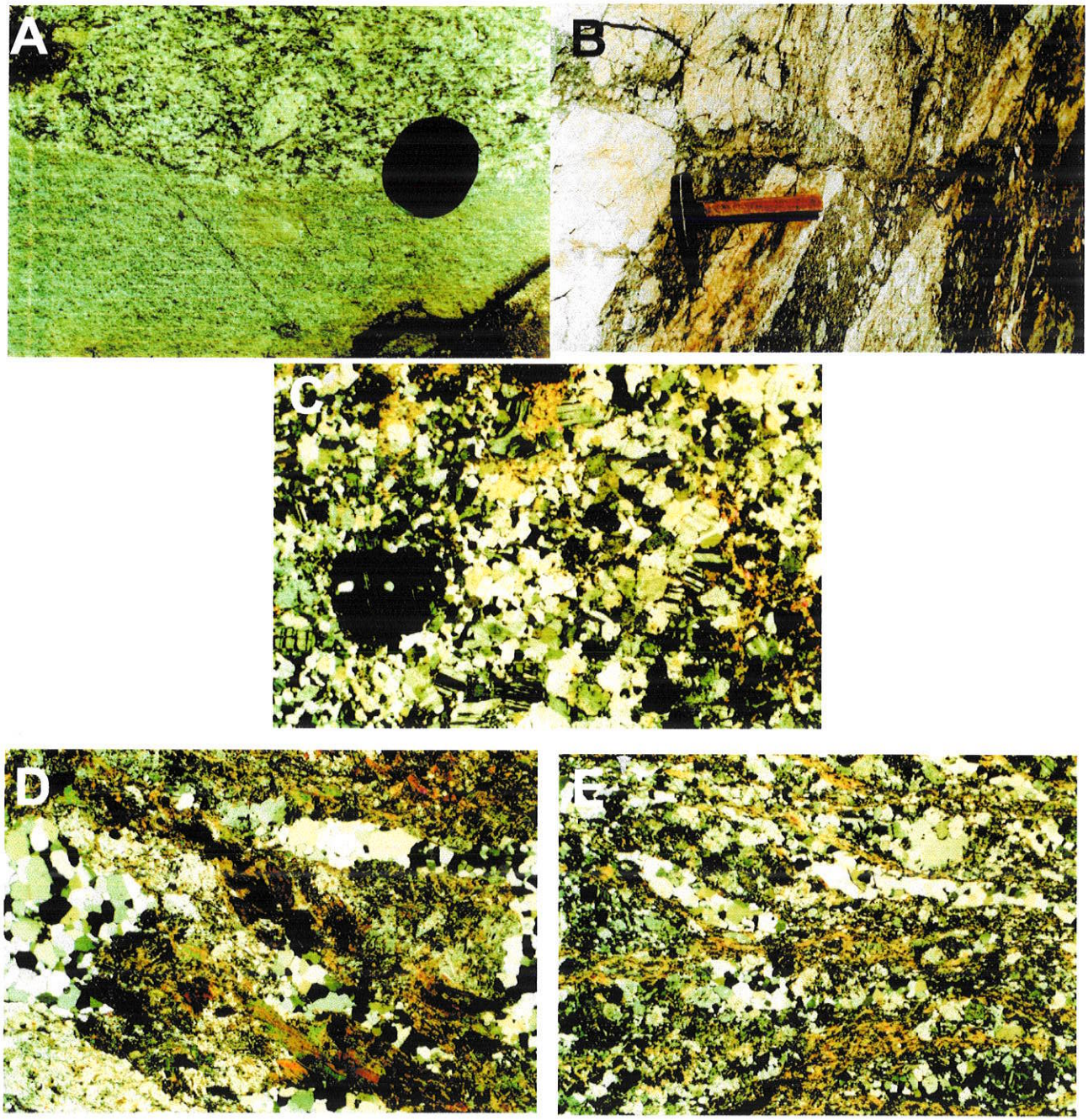
Fig. 3a - Intercalação de biotita gnaisse fino equigranular (parte inferior da foto) com biotita gnaisse porfiroclástico grosso (acima). Ponto CC183.

Fig. 3b- Injeções graníticas hololeucocráticas em biotita gnaisse porfiroclástico grosso. Ponto CC184.

Fig. 3c - Textura granoblástica porfiroclástica em exemplar pouco deformado. Amostra CC184a, com analisador. Lado maior da foto: 10 mm.

Fig. 3d - Foliação S-C mostrando orientação de biotita com extinção ondulante e alinhamento de titanitas. Notar o arranjo poligonal interno dos ribbons de quartzo. Amostra CC-184c, com analisador. Lado maior da foto: 10 mm.

Fig. 3e - Aumento na intensidade da deformação em relação a d. Destaque para os ângulos entre S e C mais agudos, intensa cominuição dos grãos e textura granoblástica anterior preservada em pod assimétrico (acima, à direita). Amostra CC-185, com analisador. Lado maior da foto: 10 mm.


A
B
C
D
E

rúpteis que causam desvio da foliação milonítica dúctil e é muitas vezes acomodada por planos ao longo dos quais são deslocados fragmentos angulosos resultantes de fraturamento de minerais como feldspato e titanita e preenchidos por material quartzoso recristalizado, além de *ribbons* de quartzo produzidos pelo cisalhamento dúctil anterior. Perpendicularmente a estes planos é comum, nos feldspatos alcalinos, o crescimento de pertita em chama (*flame perthites*), enquanto os cristais de plagioclásio exibem geminação em cunha. Admite-se que estas feições sejam desenvolvidas a partir de sítios de alto *stress*. Também foram observados cristais de titanita fraturados e exibindo recristalização nas bordas.

Em rochas situadas mais a norte, em domínios mais internos ao cráton, foram identificados *fabrics* essencialmente lineares e evidências de intensa recristalização dinâmica caracterizada por relíquias de quartzo muito estirados que desenvolvem localmente *ribbons* monocristalinos, típicos de deformação em baixas temperaturas, quase que completamente substituídos por grãos novos. Nos porfiroclastos de feldspato esta deformação provoca auréolas finamente recristalizadas com arranjos assimétricos.

Na porção oeste os biotita gnaisses apresentam-se sempre com uma foliação milonítica bastante pronunciada, caracterizada pela presença de porfiroclastos com caudas assimétricas e grãos de quartzo estirados obliquamente à foliação. Um bandamento centimétrico a subcentimétrico produzido por diferenças na proporção e no tamanho da biotita e outros minerais máficos é feição comum.

Ainda na porção oeste foram distinguidas localmente intercalações com leitos ricos em carbonato que ocorre ocupando espaços intergranulares e englobando cristais de quartzo mais antigos. Há indícios de que este mineral tenha sido originado a partir da alteração do plagioclásio, pois eles não aparecem juntos num mesmo leito, além de haver sinais de saussuritização. Nestes litotipos estão ausentes titanita e epídoto. A foliação principal é uma clivagem espaçada em domínios afetada por dobras abertas que desenvolvem localmente clivagem de crenulação. Biotita é observada tanto recristalizada nas charneiras como ao longo dos planos de clivagem.

Em dois afloramentos foram reconhecidas feições migmatíticas caracterizadas principalmente por concentrações de rocha rica em biotita verde, titanita e epídoto. Algumas bandas são muito ricas em carbonato, este último claramente originado a partir da alteração de plagioclásio.

Anfibólio gnaisses

Estas rochas ocorrem a norte da Serra de Três Pontas e afloram geralmente no topo de pequenos morros pouco inclinados, por vezes em afloramentos relativamente extensos. São anfibólio (hornblenda?) gnaisses de cor verde clara, finos a médios, que apresentam bandamento centimétrico a métrico dado por intercalações de níveis mais claros. Quando mais alteradas mostram uma coloração ocre-alaranjado, provavelmente devido à presença do anfibólio. A foliação principal é plano-axial a dobras fechadas.

Rochas Ultramáficas

Estas rochas ocorrem sob a forma de faixas quase contínuas, sendo compostas, essencialmente, por minerais hidratados (clorita, anfibólios e talco) que, combinados em diversas proporções, constituem xistos e fels. Aparecem associadas a ortognaisses granodioríticos a graníticos e gnaisses com hornblenda do embasamento, intrusivos na seqüência máfica/ultramáfica. Formações ferríferas e muscovita quartzitos ocorrem, subordinadamente, sendo todo o conjunto cortado por diques de diabásio.

Clorita xistos, talco xistos e hornblenditos são os tipos máficos/ultramáficos mais freqüentes, apresentando, na maior parte das vezes, correspondentes isotrópicos (Figs. 4a e b). Zonamentos composicionais em anfibólios cálcicos definem variações das condições físico-químicas do sistema durante seu crescimento metamórfico. Entre os tipos xistosos, observa-se, com freqüência, texturas miloníticas (Fig. 4c). Em uma das amostras de hornblendito, quartzo, anfibólio e granada ocorrem associados, compondo uma textura granoblástica envolvida por zonas lepidoblásticas onde hornblenda é a única fase presente (Fig. 4d). Também foram observados hornblenditos granoblástico com olivina associada. Titanita, zircão e rutilo são minerais acessórios freqüentes.

Estas rochas mostram, normalmente, o mesmo estilo de deformação polifásica das encaixantes, com os exemplares miloníticos apresentando feições indicativas do sentido de transporte para N/NNW (agregados minerais, sombras de pressão assimétricos, superfícies S-C e porfiroblastos rotacionados). As características texturais indicam que os tipos granoblásticos representam estágios anteriores à milonitização, preservados em faixas ou *pods* em várias

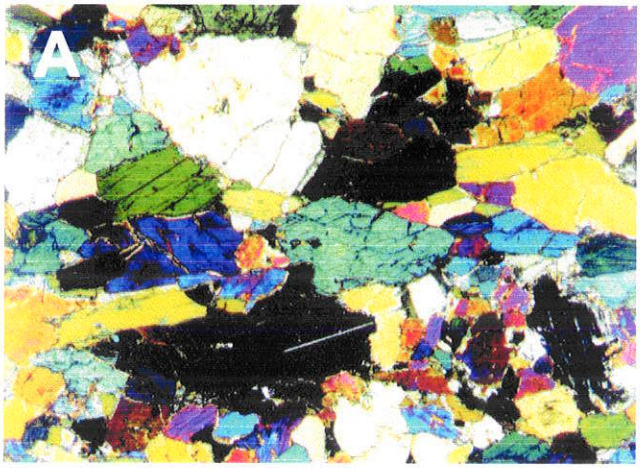
Fig. 4a - Hornblendito com textura lepidoblástica. O anfibólio possui zonamento composicional indicativo de mudanças nas condições metamórficas durante seu crescimento. Amostra CC401a, com analisador. Lado maior da foto: 5 mm.

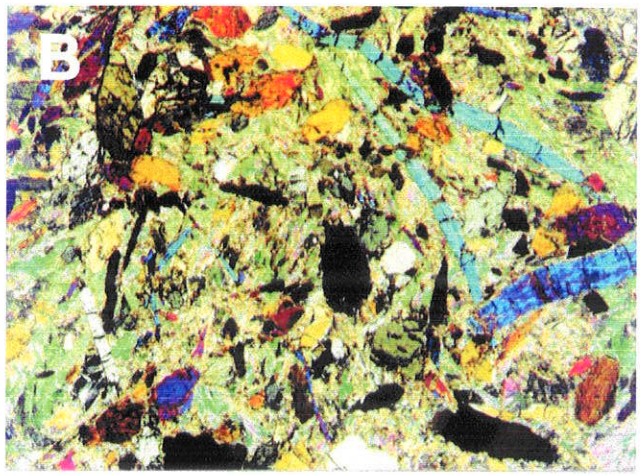
Fig. 4b- Aspectos da textura isotrópica em anfibólio-talco fels com clorita. Amostra CC404c, com analisador. Lado maior da foto: 5 mm.

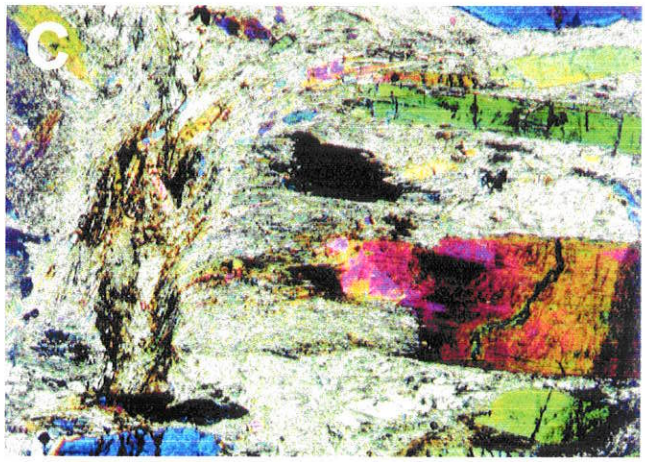
Fig. 4c - Milonito exibindo formação de clivagem de crenulação. Notar a hidratação nas bordas dos cristais de anfibólio. Clorita-anfibólio-talco xisto, amostra CC24b, com analisador. Lado maior da foto: 10 mm.

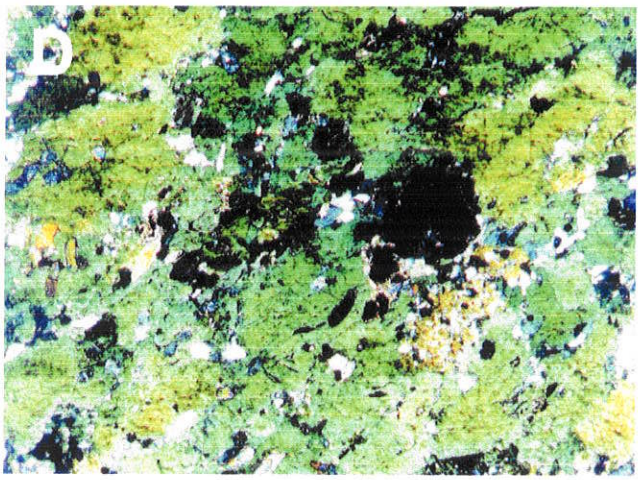
Fig. 4d - Hornblenda, quartzo e granada em textura granoblástica envolvida por hornblenda lepidoblástica. Hornblendito, amostra CC24e, com analisador. Lado maior da foto: 5 mm.

Fig. 4e - Cristal de olivina com fraturas orientadas envolvido por matriz constituída por clorita e anfibólio. Há formação de serpentina ao longo das fraturas. Amostra CC67c, com analisador. Lado maior da foto: 10 mm.


A


B


C


D

escalas, ao redor dos quais ocorrem porções xistosas organizadas em um padrão anastomosado típico de cisalhamento.

O processo de milonitização foi acompanhado de reequilíbrio mineralógico e metassomatismo caracterizados pela geração de novas assembléias hidratadas, oticamente e texturalmente distinta da anterior, embora constituída, na maior parte das vezes, por minerais já presentes na associação (Fig. 4e). O conjunto apresenta registros de metamorfismo sob facies anfibolito.

REFERÊNCIAS

Barker AJ. 1994. Introduction to metamorphic textures and microstructures. *Blackie Academic & Professional*, 162p.

Bohlen SR, Wall VJ, Boettcher AL. 1983. Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO2-Al2O3-TiO2-SiO2. *American Mineralogist* 68:1049-1058.

Boullier AM, Bouchez JL. 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. Géol. France* t.XX(3):253-262.

Brodie KH, Rutter EH. 1985. On the relationship between deformation and metamorphism, with special reference to the behaviour of basic rocks. In: Thompson AB, Rubie DC. (Eds.) Metamorphic reactions: kinetics, textures, and deformation. Advances in Physical geochemistry, 4. Springer, p. 138-179.

Bucher K, Frey M. 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer-Verlag*, 6ª ed., 318p.

Deer WA, Howie RA, Zussman J. 1986. Rock-forming minerals - vol. 1B - Disilicates and Ring Silicates. Longman Scientific & Technical, 629p.

Evans BW, Guidotti CV. 1966. The sillimanite-potash feldspar isograd in Western Maine, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 12:25-62.

Ferry JM. 1976. P, T, f_{CO2} and f_{H2O} during metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro area, south-central Maine. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 57:119-143.

Ferry JM. 1983. Mineral reactions and element migration during metamorphism of calcareous sediments from teh Vassalboro Formation, south central Maine. *American Mineralogist* 68:334-354.

Lister GS, Dornsiepen UF. 1982. Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. *Journal of Structural Geology* 4:81-92.

Martelat J-E, Schulmann K, Lardeaux J-M, Nicollet C, Cardon H. 1999. Granulite microfabrics and deformation mechanisms in southern Madagascar. *Journal of Structural Geology* 21:671-687.

Passchier CW, Trouw RAJ. 1996. Microtectonics. *Springer*, 289p.

Tanner PWG. 1976. Progressive regional metamorphism of thin calcareous bands from the Moinian rocks of NW Scotland. *Journal of Petrology* 17:100-134.

Vielzeuf D, Holloway JR. 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98:257-276.

Yardley BWD. 1994. Introdução à petrologia metamórfica. *Ed. Univ. Brasília*, 340p.

III. GEOLOGIA ESTRUTURAL

INTRODUÇÃO

A área em estudo é caracterizada por uma tectônica convergente com sentido de movimentação variando de E/ENE para N-NNW gerando uma série de estruturas aproximadamente paralelas. De um modo geral observa-se uma foliação milonítica de baixo ângulo bastante penetrativa, produzida por estes movimentos convergentes. A deformação cisalhante é materializada por meio de superfícies de empurrão definidas a partir de contrastes metamórficos e zonas de intensa milonitização, além de tectonitos LS encontrados em níveis mais internos. Esta deformação tangencial é responsável também pela geração de uma lineação de estiramento muito intensa e por dobras em bainha e/ou tubulares com eixos paralelos à direção de cisalhamento, observadas localmente. Considera-se que esta foliação milonítica, imposta de modo generalizado às rochas da região, tenha mascarado parte das estruturas anteriores existentes, sendo posteriormente deformada segundo dobras fechadas a abertas, assimétricas e observadas em várias escalas, com planos axiais mergulhando para ESE.

As unidades estudadas possuem histórias deformacionais e cinemáticas distintas que serão relatadas a seguir. A descrição destas estruturas foi baseada em consulta a vários autores: Hobbs *et al.* (1976), Hanmer & Passchier (1991), Davis & Reynolds (1995), Passchier & Trouw (1996).

NAPPE SOCORRO-GUAXUPÉ

Foliações

A foliação principal na área é caracterizada por um bandamento composicional, gerado possivelmente por deformação, que dá às rochas uma aparência bandada a fitada. Macroscopicamente esta foliação é definida por um arranjo planar bastante constante dos diversos minerais e/ou conjuntos de minerais que constituem os litotipos presentes. Em vários locais foram observadas estruturas indicativas de migmatização, sendo que a forte deformação impressa nestas rochas promoveu o paralelismo de veios ou lentes formadas por material

leucossomático e também de níveis melanossomáticos. A extrema deformação causou também o paralelismo destas rochas com suas encaixantes.

O novo bandamento gerado por deformação mascara na maioria das vezes as foliações anteriores, mas localmente puderam ser reconhecidos vestígios de um bandamento composicional mais antigo formado por migmatização, deformados e exibindo várias gerações de veios de material leucossomático. Além disso, dobras intrafoliais podem ser vistas ocasionalmente, reforçando o caráter transposto da foliação.

O diagrama da Fig. 1a mostra que as foliações neste domínio organizam-se segundo uma direção bastante homogênea, predominantemente NW, com mergulhos baixos a médios (entre 8 e 52°). O ligeiro arqueamento verificado na orientação das foliações conforma uma superfície de dobramento com eixo de orientação N215/20°.

Lineações

A foliação milonítica está normalmente associada a uma forte lineação mineral e/ou de estiramento presente em toda a área. Esta lineação pode ser definida por alinhamento de cristais individuais de feldspato, anfibólio, piroxênio ou pelo alongamento preferencial de grãos policristalinos. Cristais extremamente estirados de quartzo (*ribbons)* são comuns principalmente onde predomina um granito hololeucocrático milonítico, de cor rosada. Nestes locais a estruturação da rocha torna-se bastante linear e por vezes a identificação dos planos de foliação é dificultada. O granito está associado a gnaisses a hornblenda e ortopiroxênio, numa possível relação de intrusão. A presença do anfibólio dá a estas rochas uma coloração característica, ocre-alaranjada.

A distribuição da maior parte das lineações medidas ao longo de um grande círculo (W-S) com valor médio de N222/16°, compatível com uma sincronicidade destas com a deformação que gerou a foliação de baixo ângulo, principal na área (Fig. 1a). Localmente foram observados *boudins* constituídos por rocha calciossilicática, de cor verde claro, com eixos de orientação compatível com as lineações (N215/25°).

LEGENDA PARA OS ESTEREOGRAMAS

Estereogramas de unidades

■ Lineações de estiramento e mineral

■ Eixo de superfície dobrada construída

Estereogramas de pontos:

■ Polos de planos

■ Lineações de estiramento e mineral

■ Eixos de dobras

■ Eixos B

■ Eixo de superfície dobrada construída

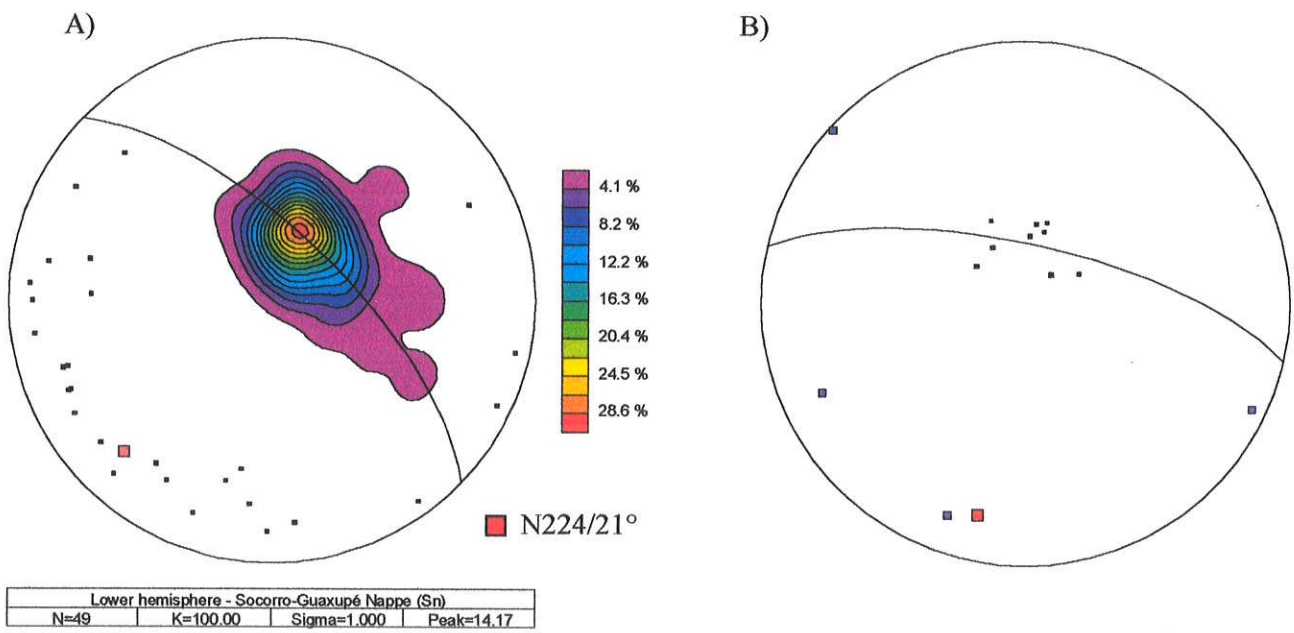


Fig. 1. a) Diagrama de elementos estruturais para a Nappe Socorro-Guaxupé; b) Ponto EM337.

Dobras

A intensa transposição provocada pela deformação nas rochas deste setor obliterou a maior parte das estruturas mais antigas e por isto poucas dobras foram identificadas. Localmente observou-se restos de dobras intrafoliais sem raiz, que representam vestígios de foliações mais antigas, mas em geral o que se observa é uma transposição generalizada.

No setor mais oeste, algumas dobras abertas assimétricas com planos axiais paralelos à direção da foliação milonítica principal foram preservadas. O diagrama mostrando a superfície dobrada construída a partir da orientação das foliações medidas no ponto EM337 está na Fig. 1b. A superfície gerada possui eixo com caimento para SSW. As lineações de estiramento estão orientadas em várias direções. Neste local observa-se claramente a transposição de um bandamento composicional gerado por migmatização que é dobrado e passa lateralmente para um novo bandamento, formado por deformação (figuras 3b e 3c). Paralelamente ao plano axial destas dobras ocorrem veios graníticos holeucocráticos concordantes.

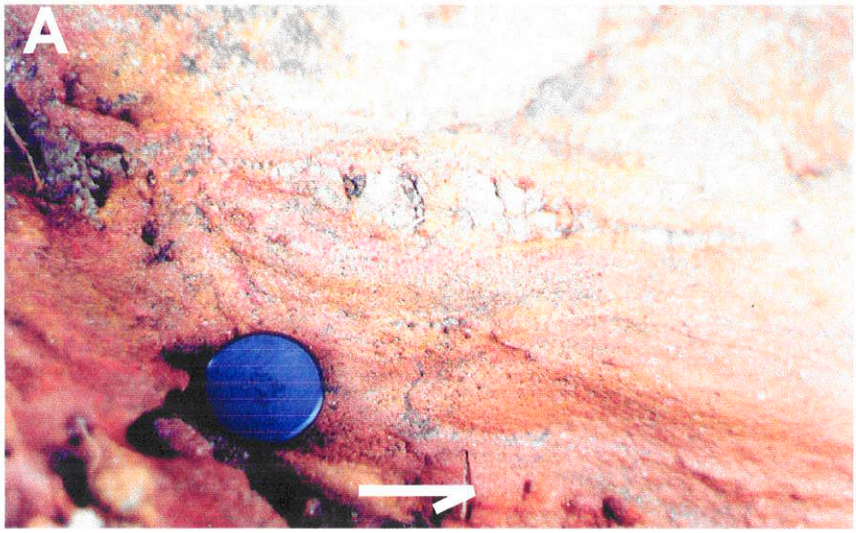
Indicadores cinemáticos

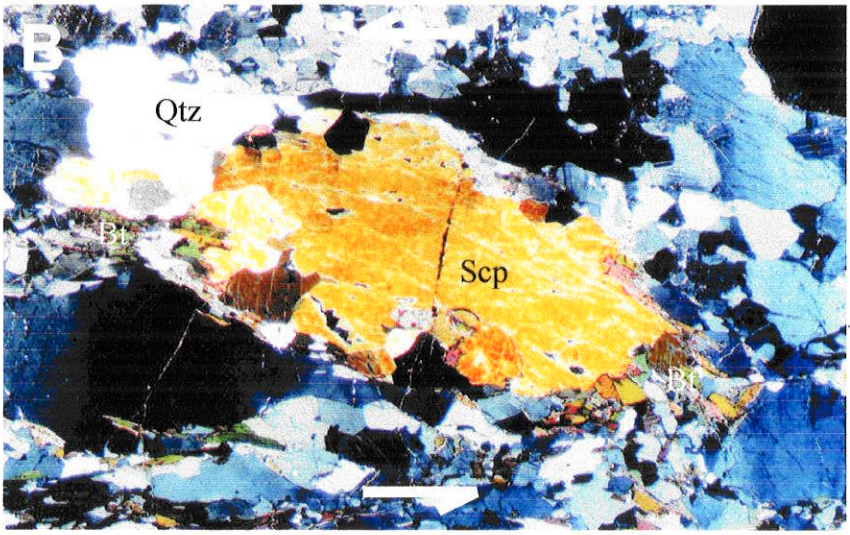
Poucos indicadores cinemáticos foram encontrados nesta unidade, a maior parte em escala microscópica, possivelmente devido à intensa deformação que atingiu as rochas. Exemplos destes indicadores estão mostrados nas figuras 2a a 2c.A Fig. 2a apresenta um veio de quartzo intercalado em sillimanita-granada gnaisses mostrando assimetria que indica uma movimentação de topo para E. É o único exemplo de indicador cinemático em escala de afloramento. A Fig. 2b exibe um porfiroclasto de escapolita que ocorre como fase estável com ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio em um gnaisse enderbítico. A recristalização do mineral em faces opostas identifica a direção de maior encurtamento, enquanto que o crescimento de biotita nas sombras de pressão é compatível com a direção de estiramento. A assimetria da estrutura sugere um sentido de movimentação de topo para ENE. Há indícios de que o cisalhamento de baixo ângulo tenha continuado em níveis mais rasos. Evidências deste fato são grãos de hornblenda de formato romboédrico, quase sem deformação, alinhados ao longo da foliação milonítica, mostrando que estes cresceram durante a deformação (Fig. 2c). O sentido de movimentação indicado pela assimetria dos grãos é de topo para ENE.

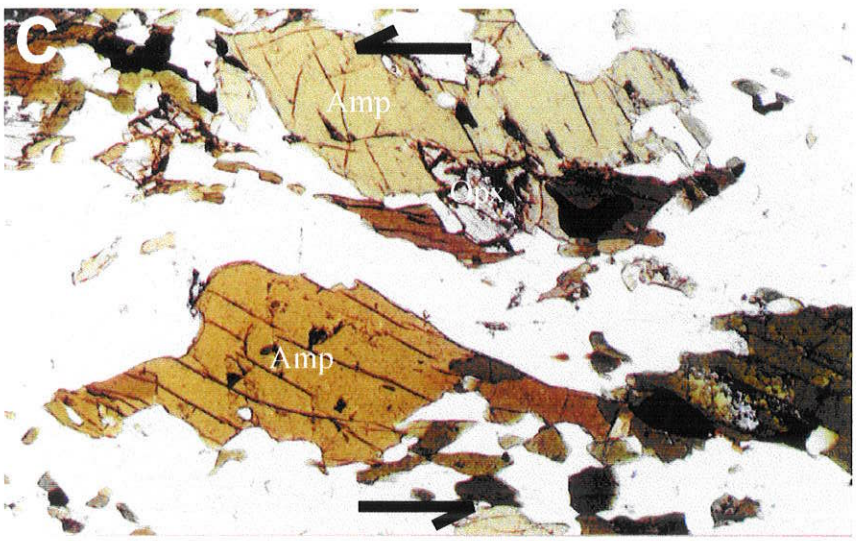
Fig. 2a - Veio de quartzo assimétrico intercalado em sillimanita-granada gnaisse. Ponto EM350. Indicação de movimento de topo para E.

Fig. 2b - Estrutura em quadrante em escapolita mostrando recristalização em lados opostos, representando a direção de máximo encurtamento. Sombras de pressão de biotita crescem paralelamente ao estiramento maior. Escapolita forma uma assembléia estável com ortopiroxênio, clinopiroxênio e granada. Amostra EM450a. Indicação de movimento de topo para E. Lado maior da foto: 5 mm.

Fig. 2c - Grãos assimétricos de hornblenda orientados segundo a foliação milonítica e praticamente isentos de deformação. Observam-se restos de ortopiroxênio no interior do anfibólio. Amostra EM355. Indicação de movimento de topo para E. Lado maior da foto: 10 mm.


A


B
Qtz
Scp


C
Amp
Amp

Relações de deformação

Neste setor as estruturas mais significativas observadas foram uma foliação milonítica muito bem desenvolvida à qual associam-se lineações de estiramento e/ou mineral dispostas segundo o eixo maior de estiramento do elipsóide de deformação. Esta foliação milonítica está na maioria das vezes materializada sob a forma de um bandamento causado por deformação que dá às rochas uma aparência bandada a fitada muito característica. A intensidade desta deformação é tão grande que a maior parte das estruturas pretéritas foram completamente mascaradas, restando apenas alguns poucos locais onde elas puderam ser reconhecidas.

Na porção oeste da unidade o bandamento deformacional é menos pronunciado e ocorrem muitas feições relacionadas a migmatização. Um bom exemplo do comportamento dos elementos estruturais é o afloramento EM-337 (Fig. 3). Trata-se de uma rocha gnáissica caracterizada por um bandamento composicional que alterna bandas escuras compostas por biotita como mineral máfico principal e rocha com composição granítica com granulação que varia de fina a grossa. Uma lineação mineral orientada NW formada por cristais alongados de ortopiroxênio e paralela ao eixo de dobras abertas assimétricas com planos axiais subverticais é claramente sobreposta por uma lineação posterior, definida pelo alinhamento de feldspatos com direção NNE (paralela ao eixo do círculo máximo formado pelas foliações no local). Estas dobras abertas deformam o bandamento composicional que foi provavelmente gerado a partir de migmatização e é plano-axial a dobras isoclinais a apertadas observadas intrafolialmente (Fig. 3c). A deformação intensa gera uma transposição quase total caracterizada pela formação de um novo bandamento.

NAPPE TRÊS PONTAS-VARGINHA

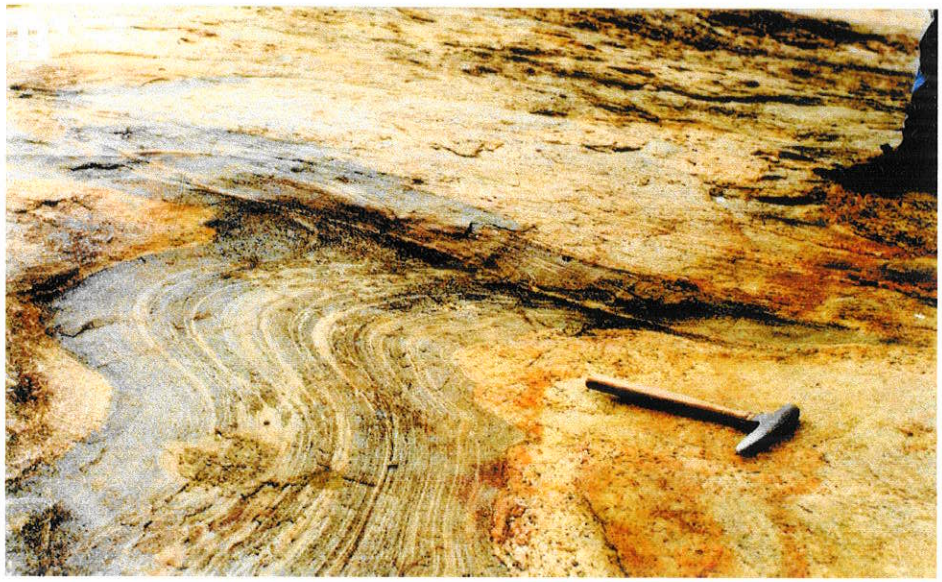
Foliações

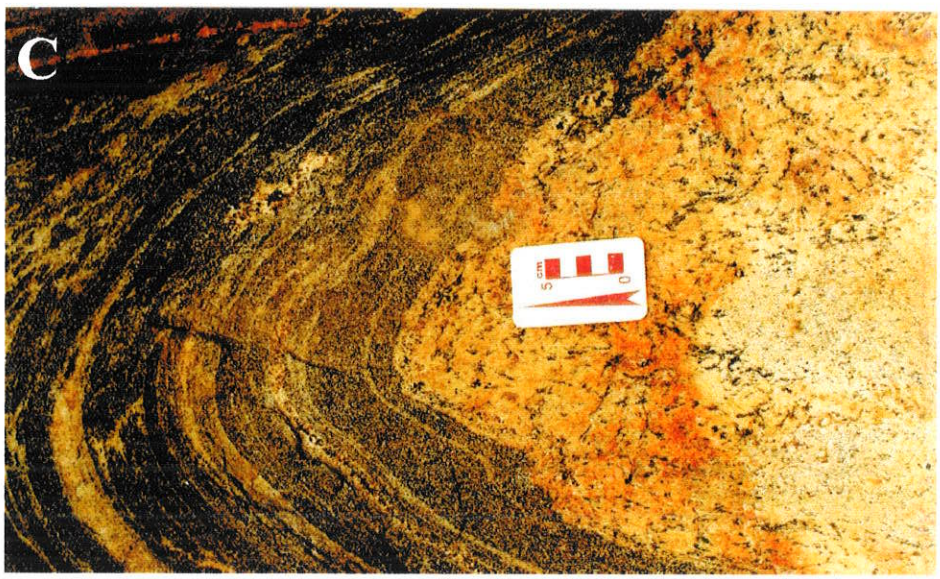
As rochas desta unidade são caracterizadas, em campo, por um bandamento formado por variações composicionais, texturais e/ou granulométricas. A espessura destas bandas varia da escala do milímetro ao metro. As principais variações observadas são o conteúdo e tamanho de minerais como granada, biotita e cianita, quantidade de quartzo, composição (mais ou menos quartzo-feldspática, com ou sem biotita, com ou sem muscovita, com ou sem granada, etc.). Este

Fig. 3a - Lineação de feldspatos ovalados com orientação N200/15° (aproximadamente na vertical na foto) sobrepondo lineação "b" formada por cristais prismáticos de ortopiroxênio (direção subhorizontal na foto) com orientação N115/6°.

Fig. 3b - Da esquerda para a direita observa-se um bandamento composicional gerado por migmatização sendo deformado por dobra aberta, assimétrica e transposto lateralmente originando um novo bandamento causado por deformação (este o mais penetrativo na área).

Fig. 3c - Detalhe da dobra anterior mostrando uma clivagem plano-axial observada em planos discretos na banda máfica e por alinhamento de cristais de ortopiroxênio na porção mais félsica. Observa-se também dobras intrafoliais ao bandamento composicional.




C

bandamento é comum a todas as rochas, independente do grau metamórfico em que elas se encontram.

A foliação mais conspícua na área é uma xistosidade que teve sua origem relacionada a crenulação e posterior diferenciação, caracterizada por planos ou níveis definidos por lâminas diferenciadas nas quais concentram-se preferencialmente minerais micáceos e félsicos, alternadamente. Esta xistosidade é mascarada quase que totalmente por uma foliação milonítica de baixo ângulo, que se torna mais desenvolvida em zonas de maior deformação, quando é representada por alinhamento de minerais micáceos que envolvem porfiroblastos de granada gerando superfícies e sombras de pressão assimétricas que são bons indicadores cinemáticos. Quando mais grossa, a granada possui muitas vezes inclusões orientadas e/ou espiraladas de quartzo, rutilo e, menos freqüentemente, sillimanita ou zircão, que representam vestígios da xistosidade anterior ao cisalhamento. O reconhecimento desta xistosidade anterior é possível também no interior de *pods* relativamente preservados separados por superfícies nas quais a deformação foi mais intensa. Estes *pods* são encontrados em várias escalas e, ao microscópio, reconhecem-se no seu interior restos de minerais micáceos dobrados e/ou recristalizados. A xistosidade formada por crenulação tem aproximadamente a mesma direção da foliação milonítica e por isto às vezes torna-se difícil separar seus elementos estruturais.

No diagrama da Fig. 4a a análise das foliações revela claramente uma direção preferencial NW-SE que é infletida para sul na porção centro-sul da área, configurando uma estrutura sinformal com eixo N254/11°. Os mergulhos são na sua maioria baixos a médios (26° em média), mas a existência de ângulos mais altos (em torno de 70°) pode ser verificada secundariamente principalmente em foliações orientadas ENE. Esta observação é coerente com a presença, constatada em campo, de zonas de cisalhamento direcionais de alto ângulo, posteriores ao cisalhamento de baixo ângulo principal.

Lineações

As lineações observadas neste domínio são em geral bastante persistentes e foram encontradas em todos os litotipos que o compõem. Elas podem ser divididas em dois grupos:

a) Lineações relacionadas ao cisalhamento de baixo ângulo

Estas lineações estão contidas no plano da foliação milonítica e são consideradas como tendo sido desenvolvidas paralelamente ao eixo de estiramento maior durante o cisalhamento.

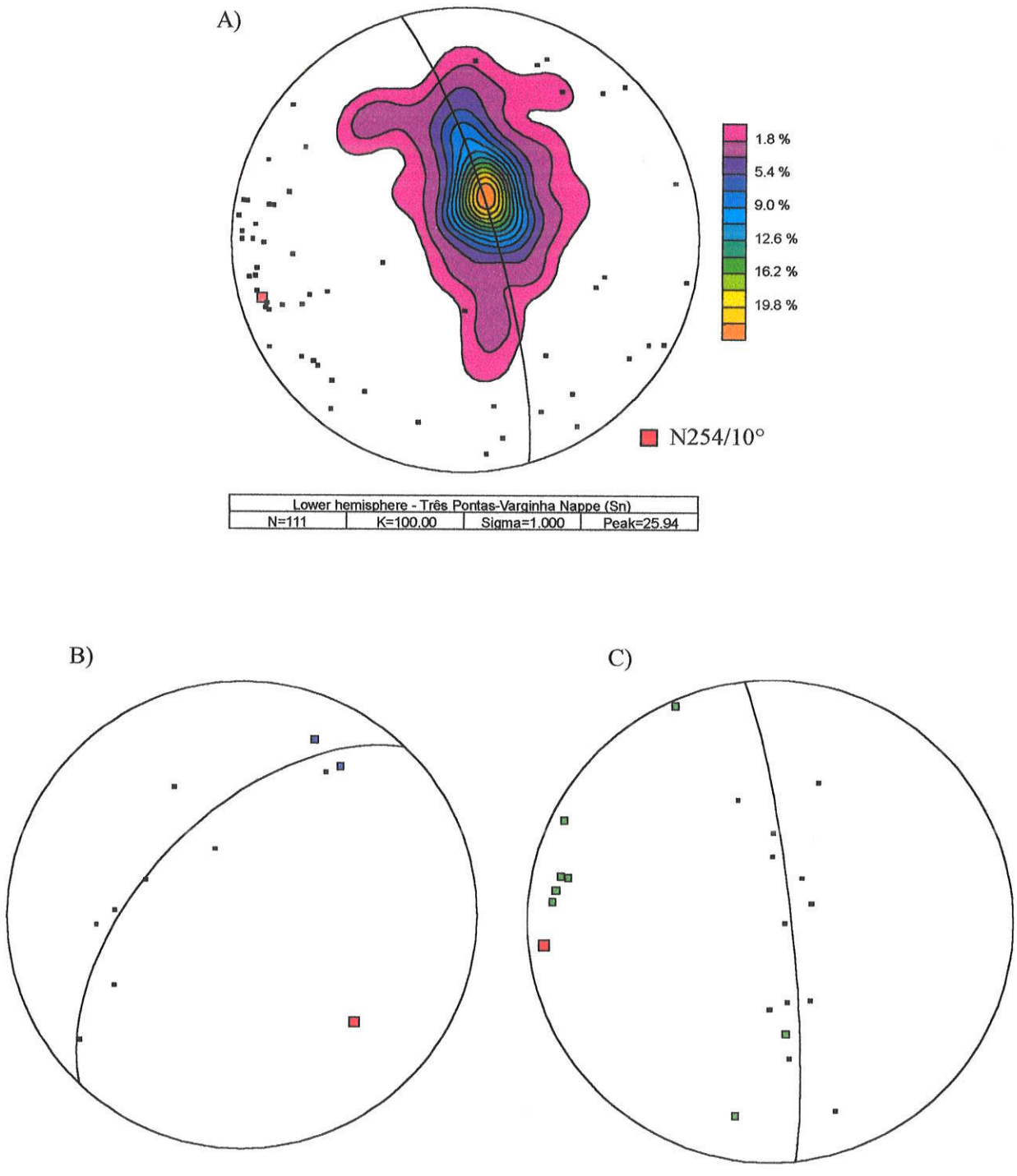


Fig. 4. a) Diagrama de elementos estruturais para a Nappe Três Pontas-Varginha; b) Ponto TP368; c) Ponto TP370.

São lineações minerais, dadas pelo alinhamento de cristais individuais de minerais como micas, cianita, sillimanita e minerais opacos e lineações de estiramento, constituídas pelo extremo alongamento de minerais ou conjuntos minerais, mais comumente quartzo que forma *ribbons* policristalinos em várias escalas de observação.

A distribuição destas lineações está mostrada na Fig. 4a. Estas mostram uma maior concentração entre as direções NE e E, mostrando caimentos com ângulos em geral baixos (entre 0 e 30°) para NW/SW e, secundariamente, também para NE/SE. Isto se deve a dobramentos assimétricos com eixos aproximadamente SSW, com vergência para ENE e cujos flancos maiores concentram o maior número de medidas. Outras direções também são observadas com alguma freqüência. Na porção centro-noroeste da área foram observadas algumas lineações cujas orientações são paralelas aos eixos de grandes sinformas e antiformas que deformam a foliação de baixo ângulo. Maciel (1986) considera estes eixos como representantes de uma fase de deformação D3, responsável também pela feição mais visível da Serra de Três Pontas. Estas lineações são paralelas a eixos de dobras.

b) Lineações relacionadas a dobras

Estas lineações são representadas por dois grupos. As lineações de crenulação são associadas a dobramentos em geral assimétricos e estão normalmente orientadas segundo uma direção principal, E-W. Correspondem a eixos de microdobras que são plano-axiais ao bandamento diferencial penetrativo e podem exibir caimentos baixos tanto para W como para E, o que se atribui a uma reorientação posterior que gerou, além disso, novas crenulações orientadas NNE-SSW. As lineações B foram produzidas paralelamente aos eixos das crenulações supracitadas e constituem-se de minerais ou agrupamentos de minerais que cresceram ou foram estirados segundo estas direções.

Dobras

As dobras identificadas nesta unidade são principalmente de dois tipos:

1. Dobras anteriores à foliação de baixo ângulo.

Incluem dobras fechadas a apertadas encontradas localmente, plano-axiais à xistosidade principal posteriormente afetada pelo cisalhamento de baixo ângulo (Fig. 5b). Estas dobras foram encontradas em várias escalas.

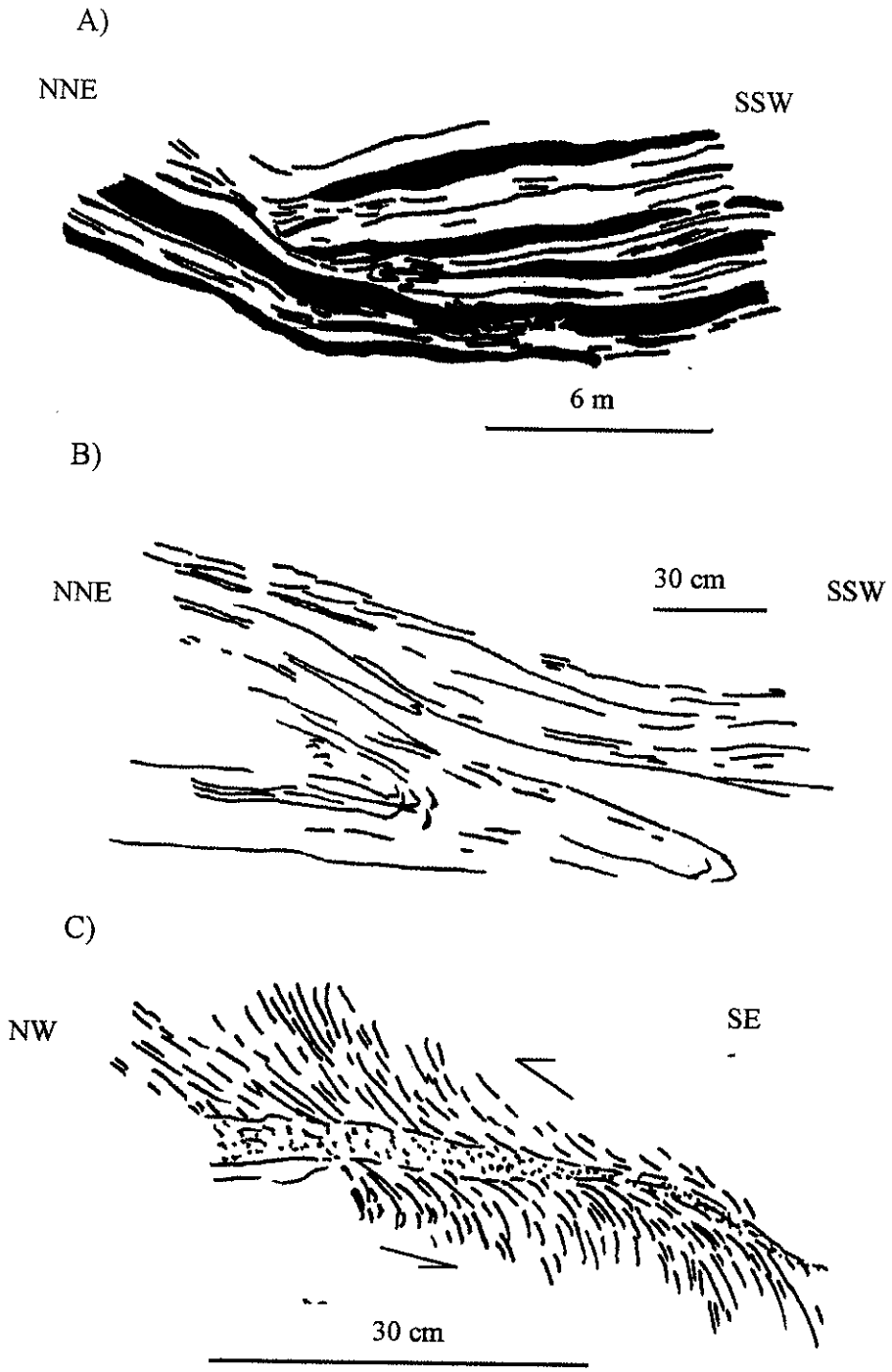


Fig. 5 - a) Estrutura em duplex relacionada à cavalgamentos na direção ENE. Granada-cianita gnaisses, Pedreira de Três Pontas, ponto RE-113; b) Superfície de cavalgamento indicando sentido de movimentação para NE. Cianita-granada quartzitos, ponto RE-167; c) Zona de cisalhamento dúctil com orientação N140° promovendo desvio da foliação gnáissica que dá indicação de movimento sinistral. Gnaisse granítico porfiróide, ponto TP-361.

2. Dobras associadas ao cisalhamento principal.

São dobras assimétricas que apresentam eixos com caimento para SSW, reorientados gradativamente para W-WNW principalmente no setor mais a norte, onde foram identificadas dobras assimétricas e vergentes para ENE.

3. Dobras posteriores à deformação de baixo ângulo

A melhor representação deste tipo é visto em escala megascópica no mapa geológico. São dobras que têm planos axiais mergulhando alto para SE-ESE e que deformam os contatos entre as unidades quartzíticas, xistosas e gnáissicas deste domínio.

Próximo ao município de Três Pontas, na parte oeste da área, foram reconhecidas várias dobras em geral abertas cujos eixos orientam-se basicamente em duas direções, ESE e SSW/SW, com caimentos baixos a médios para ambos os lados, nas duas direções. Parte destes dobramentos (os com direção ESE) podem estar relacionados aos cavalgamentos para ENE e neste caso, teriam sua geração concomitante com algumas zonas de cisalhamento direcionais reconhecidas no local. As dobras com eixos de direção SSW/SW deformam as primeiras e geram um padrão de redobramento que se aproxima do tipo 1 de Ramsay (1967). É provável que as últimas estejam relacionadas ao componente compressivo que atuou na direção NW-WNW e que gerou as grandes dobras em escala megascópica. As figuras 4b e 4c mostram as superfícies dobradas construídas a partir dos planos de foliação em dois afloramentos: TP368 e TP370. Os eixos de dobras, na Fig. 4c, distribuem-se segundo duas direções principais, compatíveis com as duas gerações de dobramentos.

Indicadores cinemáticos

As lineações verificadas, tanto as de estiramento quanto as minerais, constituem direções preferenciais de movimentação. A determinação do sentido em que este movimento ocorreu foi possível por meio da análise de indicadores cinemáticos como planos S-C, assimetria de porfiroclastos, sombras de pressão, foliações oblíquas, etc., que ocorrem em diversas escalas. Grosso modo, estes indicadores forneceram indícios de uma movimentação de topo para ENE/E, compatível com o sentido sugerido para o cisalhamento de baixo ângulo responsável pela foliação milonítica mais penetrativa na área (figuras 5a e 5b).

Indicadores cinemáticos também foram observados em escala microscópica e apontam para o caráter predominantemente dúctil da deformação. Alguns destes indicadores estão apresentados nas figuras 6a a 6c. A Fig. 6a mostra um porfiroclasto de cianita assimétrico e com extinção ondulante, na borda de cristal de granada, fornecendo indicação de movimento de topo para ENE. A Fig. 6b exibe um porfiroblasto de granada tardia assimétrico com inclusões sin-cinemáticas de cianita. O sentido de movimentação indicado é topo para ENE. Evidências de retrogressão foram observadas em vários locais, como na Fig. 6c, que mostra cristal de cianita sendo transformado em muscovita. O formato assimétrico dos novos grãos de mica branca indicam que a alteração retrometamórfica foi sin-cisalhamento.

Em vários locais no setor oeste da área estudada foram encontrados vestígios de lineações em duas direções, geralmente com indicadores cinemáticos associados, mas poucas vezes os dois tipos puderam ser reconhecidos no mesmo afloramento. Nos pontos TP-360 e TP-361, onde aflora um corpo de gnaisse granítico porfiróide, entretanto, algumas relações entre estas lineações (definidas pelo estiramento e/ou alinhamento de megacristais de feldspato) puderam ser estabelecidas. A lineação com direção WSW está associada a um cisalhamento com sentido de movimentação de topo para N70°, compatível portanto com as direções observadas para os cavalgamentos relacionados à movimentação da Nappe Três Pontas-Varginha. As lineações mais freqüentes, contudo, apresentam caimentos altos para S e estão associadas a feições assimétricas que indicam um movimento de topo para N. Estas lineações são claramente posteriores às primeiras. Adicionalmente, foram identificadas lineações, também em megacristais de feldspato, com direção N140°, anteriores aos demais tipos. A origem destas lineações é duvidosa, mas não se descarta a hipótese de que tenham sido geradas por fluxo magmático, sobretudo devido ao formato retangular dos megacristais.

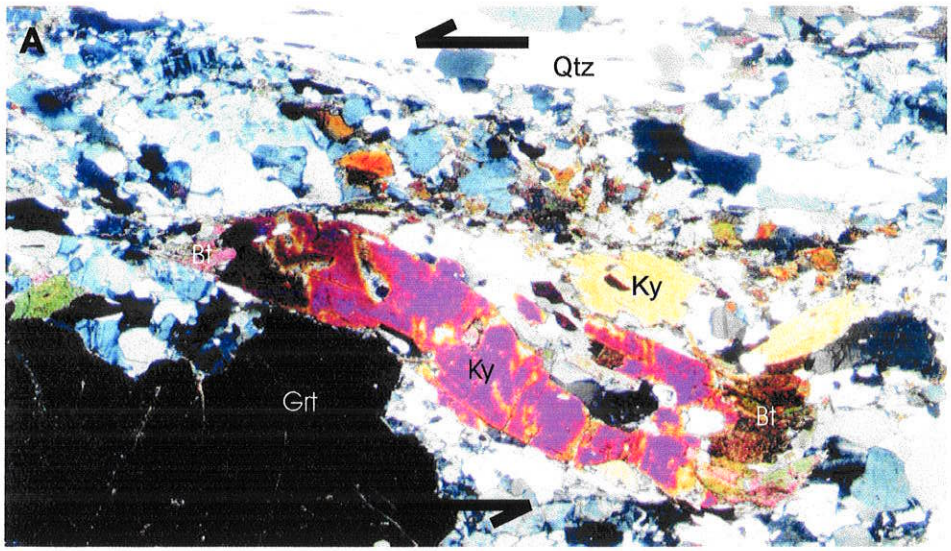
Zonas de cisalhamento transcorrentes

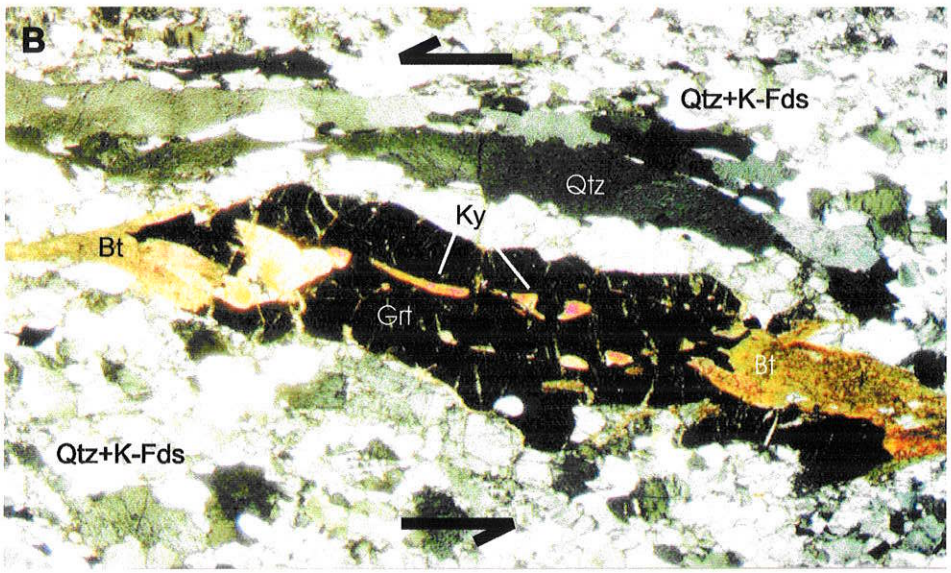
Na porção noroeste da área foram identificadas diversas zonas de cisalhamento transcorrentes orientadas essencialmente em duas direções, NE e NW, todas de caráter dúctil-rúptil. A análise, em campo, das relações de superposição entre as duas direções forneceu indicações de que as zonas orientadas NE seriam mais antigas do que aquelas dispostas NW. As primeiras estariam associadas à tectônica de baixo ângulo mais persistente na região, pois são compatíveis com a acomodação de movimentos na direção aproximadamente NE. Não foram

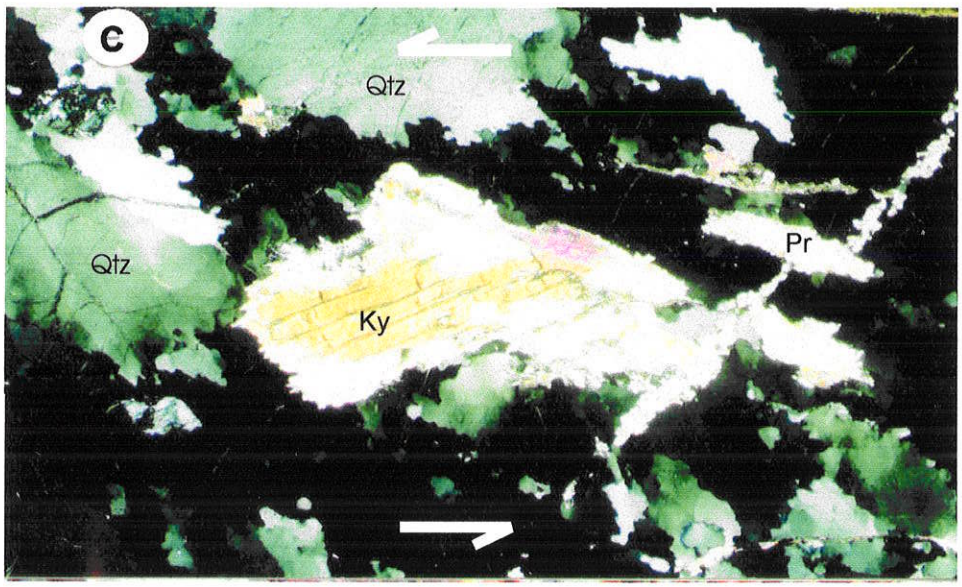
Fig. 6a - Porfiroclasto de cianita assimétrico em borda de granada mostrando extinção ondulante e fraturamento. Sombras de pressão de biotita também aparecem. Cianita-biotita-granada gnaisse, amostra RE162a. Sentido de movimentação de topo para ENE.

Fig. 6b - Porfiroblasto de granada assimétrico com inclusões de cianita sin-cinemática e sombras de pressão de biotita. Sillimanita-cianita-biotita-granada gnaisse, amostra VA222. Sentido de movimentação de topo para ENE. Lado maior da foto: 5 mm.

Fig. 6c - Porfiroclasto de cianita mostrando transformação retrogressiva para muscovita. A muscovita neo formada tem formato assimétrico, indicando que sua geração foi concomitante ao cisalhamento. Cianita-granada gnaisse milonítico, amostra RE112b. Sentido de movimentação de topo para ENE. Lado maior da foto: 2,5 mm.


A
Qtz
Bt
Ky
Ky
Grt
Bt


B
Qtz+K-Fds
Qtz
Ky
Bt
Grt
Bt
Qtz+K-Fds


C
Qtz
Pr
Qtz
Ky

reconhecidos indicadores cinemáticos para estas direções. As segundas deformam claramente a foliação gnáissica de baixo ângulo, sendo que num afloramento de gnaisse granítico com megacristais de feldspato foi possível reconhecer um sentido de movimentação sinistral para uma destas zonas (orientada N140°). A foliação no granitóide sofre desvio gerado a partir do deslocamento dos blocos e o plano de fratura é preenchido com material granítico fino hololeucocrático (Fig. 5c). É possível que estas constituam ramos secundários da Zona de Cisalhamento Três Pontas, orientada E-W e com sentido de movimentação sinistral, que passa pelo município homônimo (Almeida 1997).

NAPPE CARMO DA CACHOEIRA

Foliações

A feição planar mais visível nos xistos e quartzitos que a compõem é um bandamento análogo ao observado na Nappe Três Pontas-Varginha. As camadas possuem espessuras variáveis e são individualizadas por meio de diferenças composicionais e granulométricas. A distribuição das foliações nesta unidade está mostrada na Fig. 7a. Estas orientam-se predominantemente segundo a direção NE, com uma inflexão para S/SSE, semelhante à unidade anterior. O eixo de dobra construído para estas foliações orienta-se 238/14°.

Lineações

As lineações mais frequentes observadas são formadas por alinhamento de minerais alongados, como cianita e rutilo, tabulares, como micas, ou por estiramento de quartzo. Em quartzitos micáceos grossos encontra-se muito constantemente uma lineação formada por alongamento de muscovita normalmente paralela à lineação de estiramento. A distribuição destas lineações é mostrada na Fig. 7a, estando dispostas de maneira bastante dispersa ao longo de um grande círculo, exibindo caimentos baixos a médios. A maior concentração está no quadrante SW mas, secundariamente, verifica-se lineações orientadas NW/SE com caimentos para ambas as direções.

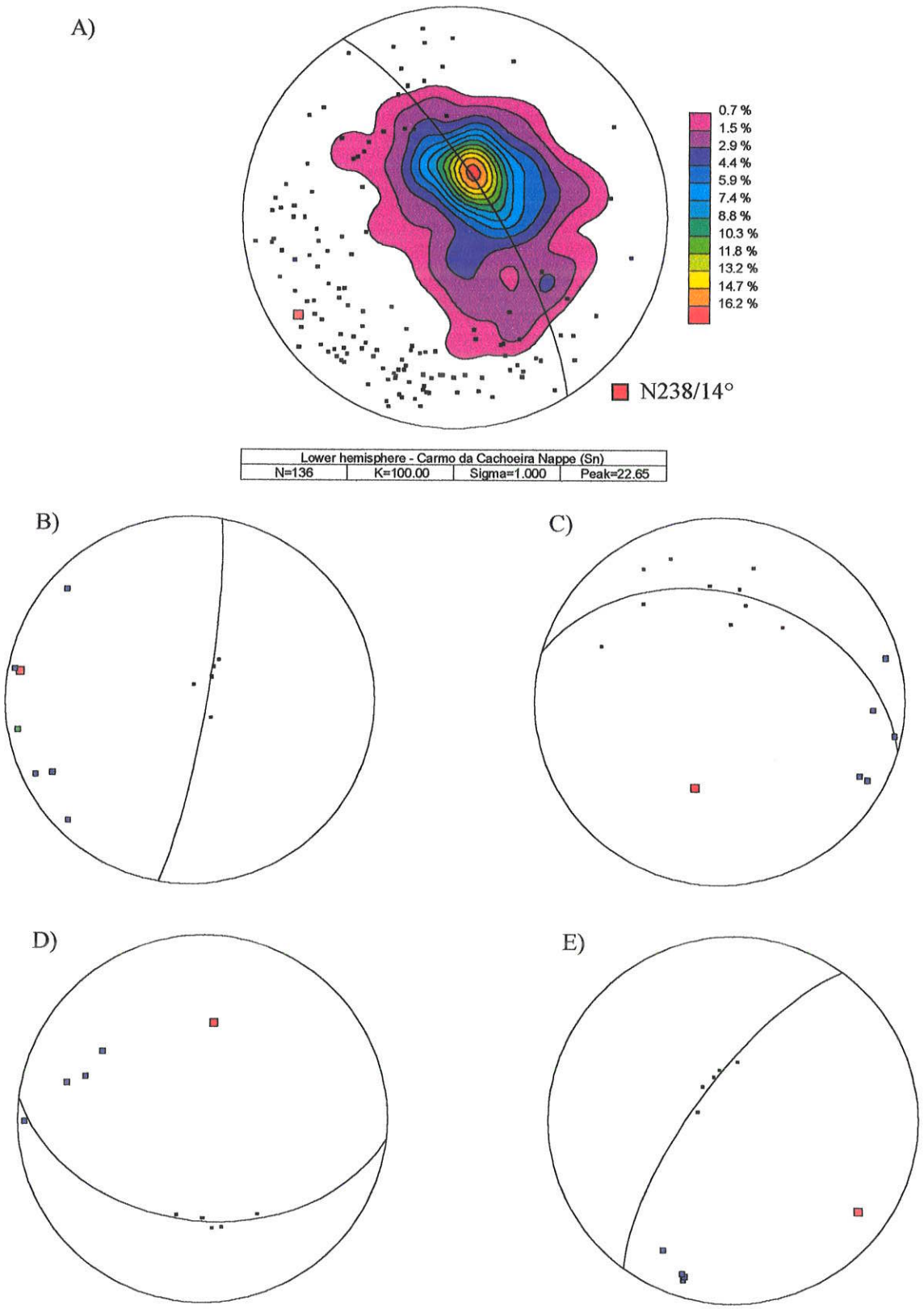


Fig. 7. a) Diagrama de elementos estruturais para a Nappe Carmo da Cachoeira; b) Ponto TC02; c) Ponto CC116a; d) Ponto CC129; d) Ponto RE246.

Dobras

As dobras encontradas nesta unidade são, na maior parte das vezes, associadas ao cisalhamento dúctil de baixo ângulo, predominante na região. Incluem dobras em bainha cujos eixos orientam-se paralelamente a lineações de estiramento e mineral (Fig. 8c). Nestes locais, provavelmente devido à grande competência do material, a rocha adquire uma estruturação extremamente linear onde vêem-se abundantes *rods* de quartzito. Microdobras com planos axiais íngremes e vergentes para ENE foram verificadas na porção leste da região, próximo ao contato da superfície de empurrão com biotita xistos e quartzitos da unidade inferior. Neste local a foliação realiza uma inflexão para E-SE e estas microdobras podem ter sido geradas tanto durante o desenvolvimento da xistosidade diferencial e posteriormente rotacionadas pelo cisalhamento ou estarem relacionadas diretamente à deformação de baixo ângulo, sendo neste caso indicativas do sentido de movimento.

Indicadores cinemáticos

Os indicadores cinemáticos observados nesta unidade constituem-se principalmente por porfiroclastos assimétricos, sombras de pressão e superfícies S-C. Em um afloramento (Ponto CC06) foi encontrada uma dobra em bainha com eixo concordante com as lineações de estiramento medidas. Alguns destes indicadores estão mostrados na Fig. 8.

Estruturas e deformação nas nappes Três Pontas-Varginha e Carmo da Cachoeira.

Estruturas pré-cisalhamento

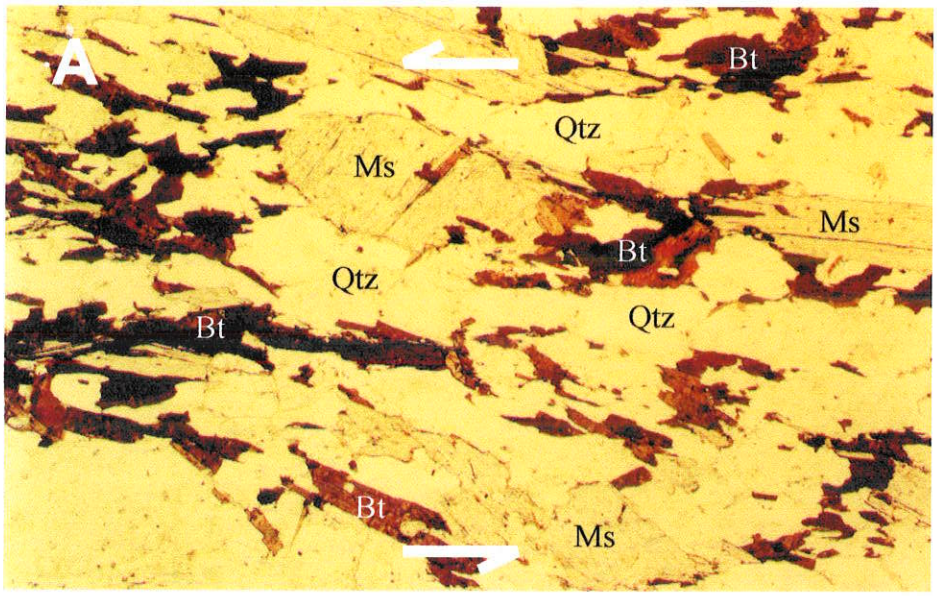
Reuniu-se sob esta denominação as estruturas relacionadas à história anterior ao cisalhamento principal de baixo ângulo que gerou uma foliação milonítica bastante penetrativa na área. Evidências destas estruturas anteriores foram encontradas principalmente como inclusões poliminerálicas em cristais de granada. Estas inclusões podem ser de dois tipos:

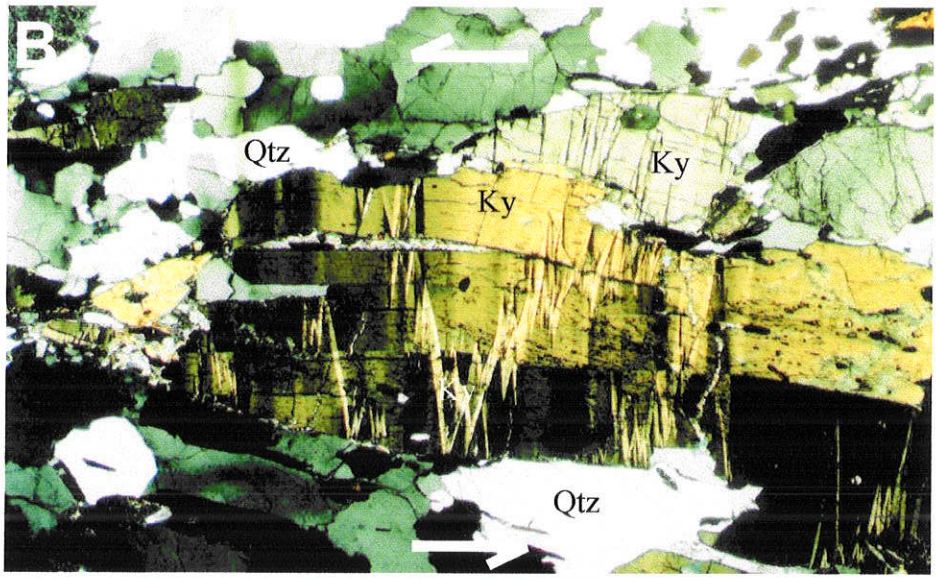
a) Inclusões normalmente restritas ao núcleo das granadas, nas quais se observa um textura granoblástica anterior, caracterizada pelo arranjo poligonal de minerais que representam

Fig. 8a - Porfiroclastos de muscovita tipo σ com sombras de pressão de biotita indicativos de metamorfismo progressivo. Granada-biotita-plagioclásio gnaisse, amostra TC01. Indicação de movimento de topo para NE. Lado maior da foto: 10 mm.

Fig. 8b - Extinção ondulante e dobramentos em cristal de cianita assimétrico. Cianita quartzito, amostra CC41a.. Indicação de movimento de topo para NE. Lado maior da foto: 5 mm.

Fig. 8c - Dobra em bainha (delineada pelas linhas tracejadas brancas) cujo eixo é paralelo a lineações de estiramento (seta branca). Granada quartzito, ponto CC06. Indicação de movimento de topo para NE.


A
Bt
Qtz
Ms
Ms
Bt
Qtz
Qtz
Bt
Bt
Ms


B
Qtz
Ky
Ky
Ky
Qtz

C

uma assembléia mais antiga. Geralmente estão associados biotita, quartzo, plagioclásio, cianita e rutilo.

b) Inclusões que tendem a se concentrar também no núcleo, mas que muitas vezes são observadas em bordas. Estes tipo possui por vezes formato espiralado e é formado por sillimanita fibrosa, turmalina e zircão.

Adicionalmente observou-se, em posição intrafolial à foliação milonítica, restos de dobras em arcos poligonais de minerais micáceos. Nos granada-biotita-plagioclásio gnaisses, com nenhuma ou pouca cianita, estes arcos poligonais são geralmente formados por muscovita, enquanto nos cianita-kfelspato-granada gnaisses, a biotita é o mineral micáceo principal.

Localmente, em nível quartzítico, foram identificadas dobras isoclinais a apertadas intrafolialmente a uma foliação claramente afetada pelo cisalhamento em escala de afloramento (Fig. 5b).

Estruturas relacionadas ao cisalhamento

Em escala macroscópica a principal estrutura associada ao cisalhamento é uma superfície de empurrão caracterizada principalmente por colocar em contato os xistos e quartzitos a cianita e granada da Nappe Carmo da Cachoeira com rochas de grau metamórfico bastante diferente. Em campo as principais evidências observadas são:

- a repentina ausência, num perfil de sul para norte, das granadas e cianitas tão características de todas as rochas das nappes Três Pontas-Varginha e Carmo da Cachoeira. A leste, este contato tectônico é feito com rochas da Sequência Luminárias, enquanto a oeste este contato se dá com ortognaisses e rochas ultramáficas do embasamento.

- A ocorrência de zonas nas quais a foliação milonítica está bastante desenvolvida. Nestes locais é freqüente a cominuição dos grãos nos vários litotipos envolvidos, além de estarem presentes abundantes indicadores cinemáticos.

- A existência de vários pontos tríplices ao longo deste contato, como pode ser observado no mapa geológico.

O desenvolvimento desta superfície de empurrão facilitou certamente a entrada de fluidos nas rochas próximas. Indícios da presença destes fluidos foram verificados em anfibolitos encontrados muitas vezes nas zonas de contato entre as unidades. Nestas rochas, uma

assembléia de alta pressão e temperatura é substituída de modo generalizado por associações retrometamórficas essencialmente hidratadas bastante típicas de zonas de cisalhamento.

Em porções mais internas das unidades, especialmente na Nappe Três Pontas-Varginha, observou-se o desenvolvimento de milonitos caracterizados por uma extrema deformação de minerais competentes como aluminossilicatos, granada, piroxênio e até mesmo zircão. Estas feições devem estar relacionadas à deformação em níveis bastante profundos.

Além da superfície principal de cavalgamento foram observadas algumas feições que certamente acomodaram os movimentos cisalhantes, como duplexes em várias escalas caracterizados por planos mais rúpteis separando dois conjuntos menos deformados (Fig. 5a) e planos menores de cavalgamento (Fig. 5b).

Estruturas pós cisalhamento

Estas estruturas estão representadas por dobramentos que deformam a foliação milonítica, gerando por vezes crenulações que em alguns locais chegam a formar um novo bandamento diferencial.

No entanto, as estruturas pós-cisalhamento podem ser melhor vistas em escala megascópica, como grandes sinformas e antiformas com eixos orientados NE-ENE. Na parte mais oeste da área, próximo à Serra de Três Pontas, a superfície de empurrão descrita está deformada por um megadobramento com plano axial mergulhando íngreme para ESE.

GRUPO CARRANCAS

Esta unidade engloba quartzitos micáceos e filitos grafitosos na base, que gradam para xistos micáceos finos com ou sem biotita, incluídos na Sequência Tipo Luminárias; e ortoquartzitos e muscovita quartzitos finos, filitos rítmicos e xistos com cloritóide, com ou sem granada, que afloram nas serras do Faria e da Bocaina, a nordeste, e na Serra de Três Pontas, a norte. A distribuição dos elementos estruturais para estas duas unidades estão apresentadas em conjunto no diagrama da Fig. 9a. Observa-se que as foliações se concentram preferencialmente nas direções E-W e ENE e suas disposições configuram uma superfície dobrada com eixo orientado N221/22°. Secundariamente verifica-se grupos de foliações orientadas especialmente

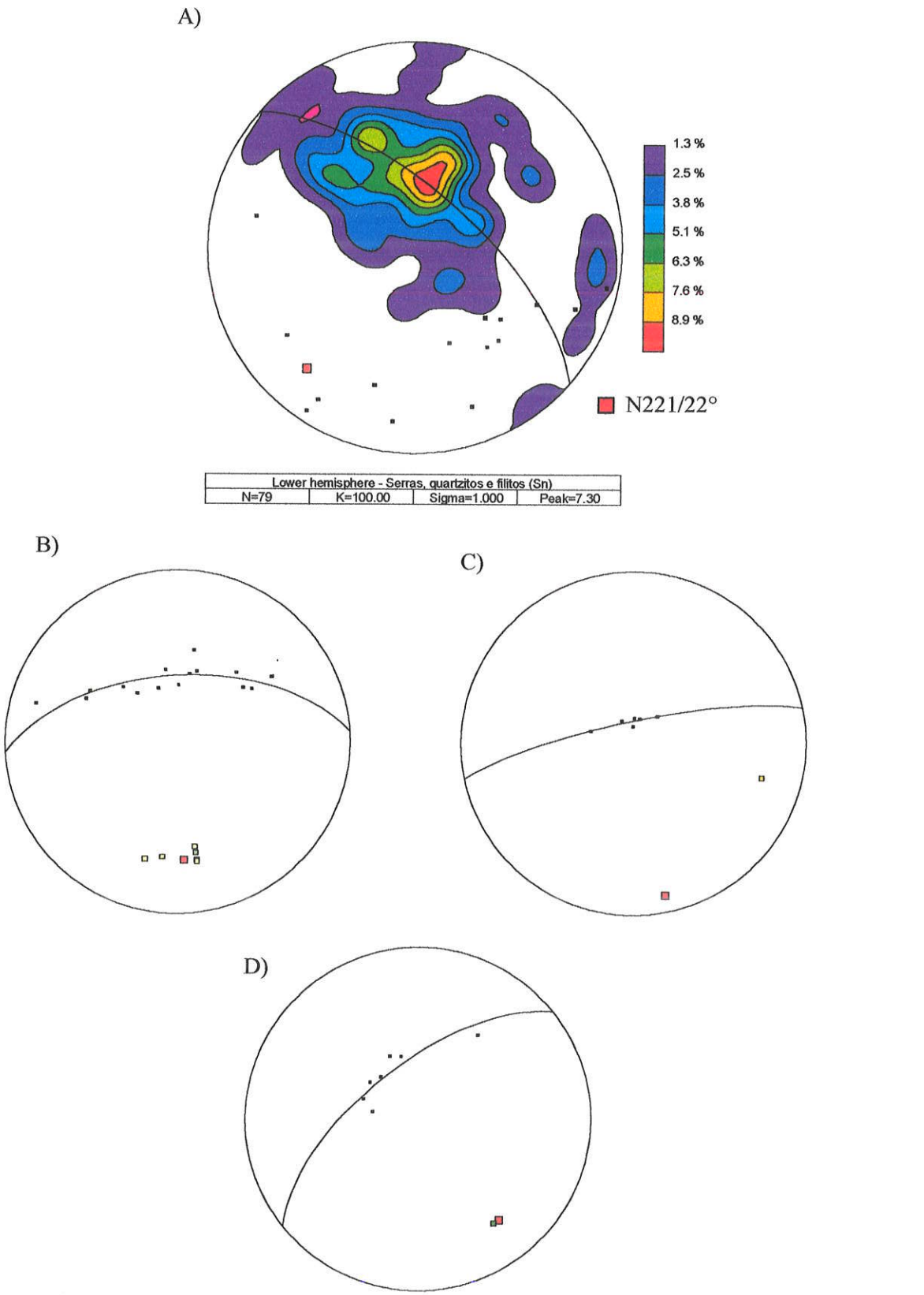


Fig. 9. a) Diagrama de elementos estruturais para o Grupo Carrancas; b) Ponto CC15; c) Ponto CC133; d) Ponto CC308.

NE, com mergulhos mais altos. As lineações de estiramento e mineral orientam-se predominantemente SE, com caimentos baixos a médios.

A descrição das feições estruturais é baseada essencialmente na Sequência Luminárias. Detalhes sobre a análise estrutural das serras do Faria e da Bocaina podem ser encontrados em Chrispin (1990) e sobre a Serra de Três Pontas em Maciel (1986).

Foliações

A foliação mais penetrativa nesta área é um bandamento diferencial formado por microlitons caracterizados por alternância de minerais micáceos e quartzo, nos xistos e filitos, enquanto nos quartzitos mais puros esta foliação é definida por crescimento tabular de grãos de quartzo (geralmente controlado por mica branca). Ao microscópio observa-se muitas vezes uma concentração de opacos ao longo de planos de clivagem de crenulação, causada possivelmente por dissolução preferencial de grãos de quartzo. Às vezes as crenulações se tornam tão apertadas que a clivagem de crenulação se transforma numa nova clivagem ardosiana, onde restam apenas algumas poucas charneiras isoladas, consideradas indícios de uma intensa transposição.

O bandamento diferencial é plano-axial a dobras intrafoliais fechadas a apertadas, que deformam uma clivagem ardosiana anterior aproximadamente paralela aos planos de acamamento primários. A Fig. 11a mostra uma relação esquemática entre as superfícies sedimentares originais e as dobras intrafoliais. Observa-se que nas regiões dos flancos a foliação metamórfica é aproximadamente paralela ao bandamento composicional mais antigo e apenas nas charneiras tem-se relações angulares indicativas do dobramento plano-axial. Resquícios desta clivagem mais antiga são encontrados ao microscópio como restos de dobras em bandas de quartzo, arcos poligonais e/ou cristais de mica branca (preferencialmente) dispostos intrafolialmente à foliação principal. Nas unidades mais quartzíticas, estruturalmente mais competentes, onde a clivagem de crenulação foi pouco desenvolvida, esta foliação constitui-se na estrutura planar mais facilmente observada. Nestes locais é comum o reconhecimento de uma clivagem ardosiana em domínios ou de uma clivagem disjuntiva.

Sobrepõe-se às superfícies diferenciadas uma foliação milonítica desenvolvida sob regime cisalhante de baixo ângulo, responsável pela geração de planos S-C, reorientação ou estiramento de grãos de quartzo e mica e intensa cominuição de grãos nos tipos mais

deformados. Associados a esta deformação foram identificados inúmeros indicadores cinemáticos.

Lineações

As principais lineações observadas são aquelas associadas à foliação milonítica e juntas caracterizam a deformação principal neste setor. Esta lineação foi reconhecida em quase todos os afloramentos, sendo definida por orientação preferencial de minerais alongados (comumente quartzo ou micas) ou pelo estiramento de grupos de minerais. Em algumas regiões onde a deformação foi mais intensa, a lineação torna-se mais evidente que a foliação milonítica, havendo por vezes geração de tectonitos L, nos quais o reconhecimento da foliação torna-se dificultosa.

Vênulas de quartzo extremamente deformadas, com formato ovalado, são encontrados comumente em meio a sericita filitos a xistos intensamente cisalhados. O formato destas vênulas é a de um tectonito LS (S1>S2>S3), associados a deformação plana (*plane strain)* e que expressam possivelmente a natureza do processo de deformação envolvido. Segundo Davis & Reynolds (1995) este tipo de deformação é característica de muitas zonas de cisalhamento, nas quais o estiramento em uma direção é compensado por achatamento segundo direções que formam ângulos retos com a direção de extensão. O plano da foliação (S1/S2) ocuparia a direção principal de achatamento, enquanto a lineação estaria contida neste plano, orientada paralelamente a S1. A orientação dos eixos do elipsóide formado por estas vênulas não foi medida em campo, mas estima-se que S1 seja paralelo às lineações medidas na área e neste caso seria representativa da deformação tangencial que afetou indistintamente as rochas da região. Internamente as vênulas de quartzo estão estruturadas segundo tiras estreitas de quartzo de cor escura a branca, certamente refletindo um estado de intensa deformação.

Uma lineação de crenulação penetrativa nos bancos filíticos e quartzíticos foi observada intensamente. Estas lineações ocorrem em geral orientados segundo duas direções preferenciais:

a) Eixos com caimentos baixos aproximadamente para E ou W

Estas lineações correspondem a eixos de microdobras parasitas a dobras assimétricas maiores e estão relacionadas à formação do bandamento diferencial mais penetrativo na área;

b) Eixos com caimentos baixos aproximadamente para N ou S

São as mais freqüentes, exibindo normalmente assimetrias que são condizentes com uma vergência das dobras maiores para W-WNW. Admite-se que sejam posteriores ao primeiro tipo, pois deformam seus eixos.

Dobras

Vários tipos de dobras foram identificados neste setor. As mais comuns são assimétricas, em geral fechadas, com vergência para NE/ENE e planos axiais paralelos à orientação geral da foliação. Estas dobras podem ou não desenvolver uma clivagem plano-axial que, quando existem, podem ser:

- Clivagens de crenulação (figuras 10a e 10b) - Caracterizada pelo alinhamento de minerais planares, normalmente micas e concentração de quartzo. Estas clivagens freqüentemente evoluem para bandamento diferencial;

- Clivagem disjuntiva - Encontrada caracteristicamente em bandas quartzíticas; e

- Clivagem ardosiana (Fig. 11b) - Caracterizada por orientação de micas, pode ou não formar leques divergentes.

O desenvolvimento destas clivagens está intimamente relacionado à competência do material envolvido. Na Fig. 10b observa-se uma clivagem bastante desenvolvida em níveis filíticos, enquanto na porção mais quartzítica o que se observa são pequenas dobras assimétricas, mas sem formação de clivagem. Do mesmo modo, o estilo das dobras também é determinado pelo tipo de rocha na qual são formadas, podendo variar desde isoclinais (Fig. 11c) até aproximadamente similares (Fig. 11b).

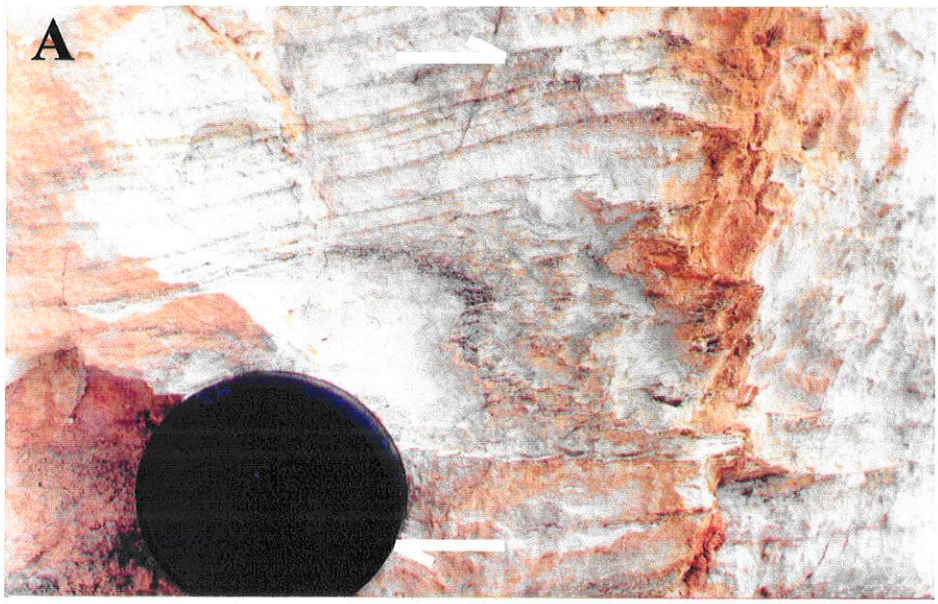
No interior dos planos da foliação milonítica foram identificados, tanto em escala microscópica como em afloramento, dobras intrafoliais consideradas relíquias de uma foliação mais antiga (Fig. 11b). Estas dobras têm normalmente uma clivagem ardosiana no plano axial e são melhor identificadas em alguns locais mais preservados da deformação. Em campo, seu reconhecimento é facilitado em níveis de colorações diferentes em quartzitos, enquanto microscopicamente evidencia-se principalmente pela existência de micas dobradas e às vezes recristalizadas, intrafolialmente ao bandamento diferencial.

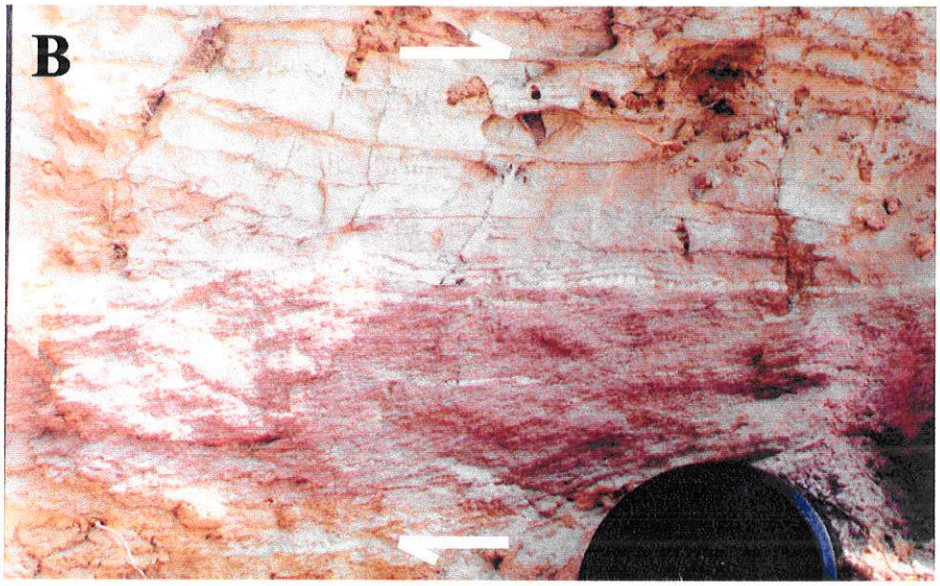
Destacam-se também na região dobras abertas a fechadas, assimétricas e vergentes para WNW e que foram responsáveis pela deformação da xistosidade principal da área e da foliação milonítica, ambas aproximadamente paralelas. Estas dobras variam em estilo desde similar, nas

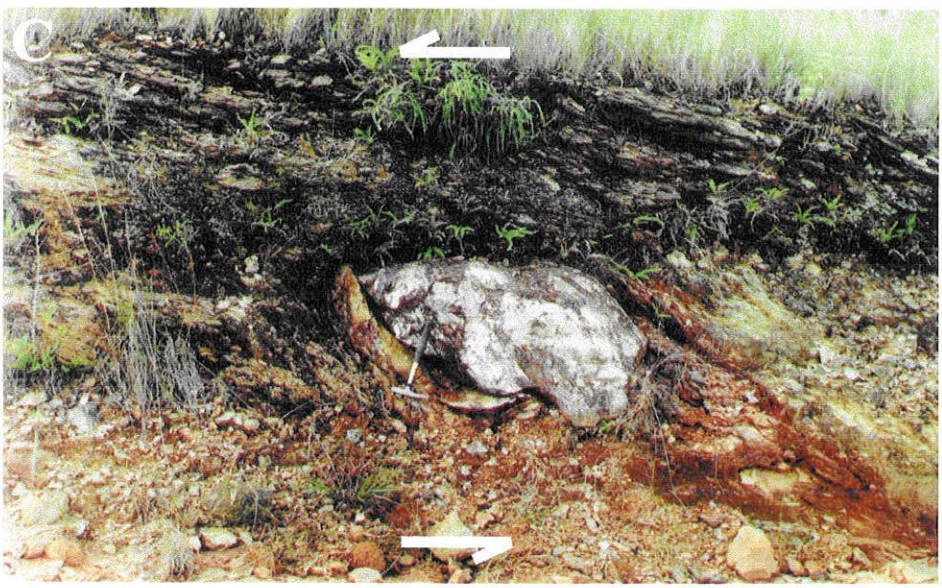
Fig. 10a - Dobra mostrando assimetria em "z" em quartzito intercalado com xisto a mica verde e mostrando vergência para NE. O bandamento diferencial mais penetrativo na área é plano-axial a estas dobras. Ponto CC327.

Fig. 10b - Foliação milonítica oblíqua a planos de foliação metamórfica paralelos ao acamamento sedimentar. Notar que a foliação está bastante desenvolvida nos níveis micáceos, enquanto nos quartzíticos (acima) verifica-se apenas pequenas dobras assimétricas. Ponto CC15.

Fig. 10c - Bloco de quartzo assimétrico orientado ao longo das superfícies S-C. Contato entre quartzitos e xistos da Sequência Luminárias e clorita xistos do embasamento. Ponto CC136.


A


B


C

camadas menos competentes até concêntrico, como pode ser observado em alguns níveis quartzíticos mais puros. Associadas a esta deformação desenvolveram-se microdobras com eixos de caimentos baixos para NNE/SSW. Estas microdobras mostram também assimetrias compatíveis com uma vergência para NE. Exemplos da orientação destas dobras abertas que deformam a foliação milonítica são apresentados nas figuras 9b a 9d.

Indicadores cinemáticos

Os indicadores cinemáticos encontrados constituem-se preferencialmente de foliações oblíquas, pares S-C e dobras assimétricas que evoluem para superfícies de arrasto. Em geral, a indicação de movimento dada pela assimetria destas estruturas é de topo para NE ou NNE. A Fig. 10 reúne alguns destes indicadores, coletados em campo.

Superposição de estruturas

As estruturas mais antigas observadas nos quartzitos e filitos são representadas por um acamamento sedimentar sobreposto por uma foliação metamórfica do tipo clivagem ardosiana que tende na maioria das vezes ao paralelismo (Fig. 11a). Evidências desta foliação foram reconhecidas localmente e consistem principalmente de dobras intrafoliais em bandas de quartzo (Fig. 11b), arcos poligonais e dobramentos em micas e foliações oblíquas determinadas muitas vezes por orientação preferencial de grãos de quartzo, visível por meio de placa de gipso.

Resquícios da existência de um bandamento diferencial anterior à foliação milonítica foram reconhecidas principalmente nos gnaisses metapelíticos e nos xistos e quartzitos de baixo grau. Em filitos e quartzitos, normalmente intensamente deformados, o bandamento diferencial é materializado por meio de microlitons formados alternadamente por níveis ou bandas de espessuras milimétricas. Nas rochas mais miloníticas este bandamento está geralmente orientado obliquamente aos planos de cisalhamento.

As estruturas pós-cisalhamento expressam-se como sinformais e antiformais de grande porte com eixos aproximadamente NNE/SSW que deformam a foliação de baixo ângulo anterior e são resultado de compressão na direção WNW. Feições megascópicas como a estruturação da Serra de Três Pontas são atribuídas a este regime compressional, que gerou também dobramentos com eixos para SSW e NNE com crenulações de mesma orientação associadas.

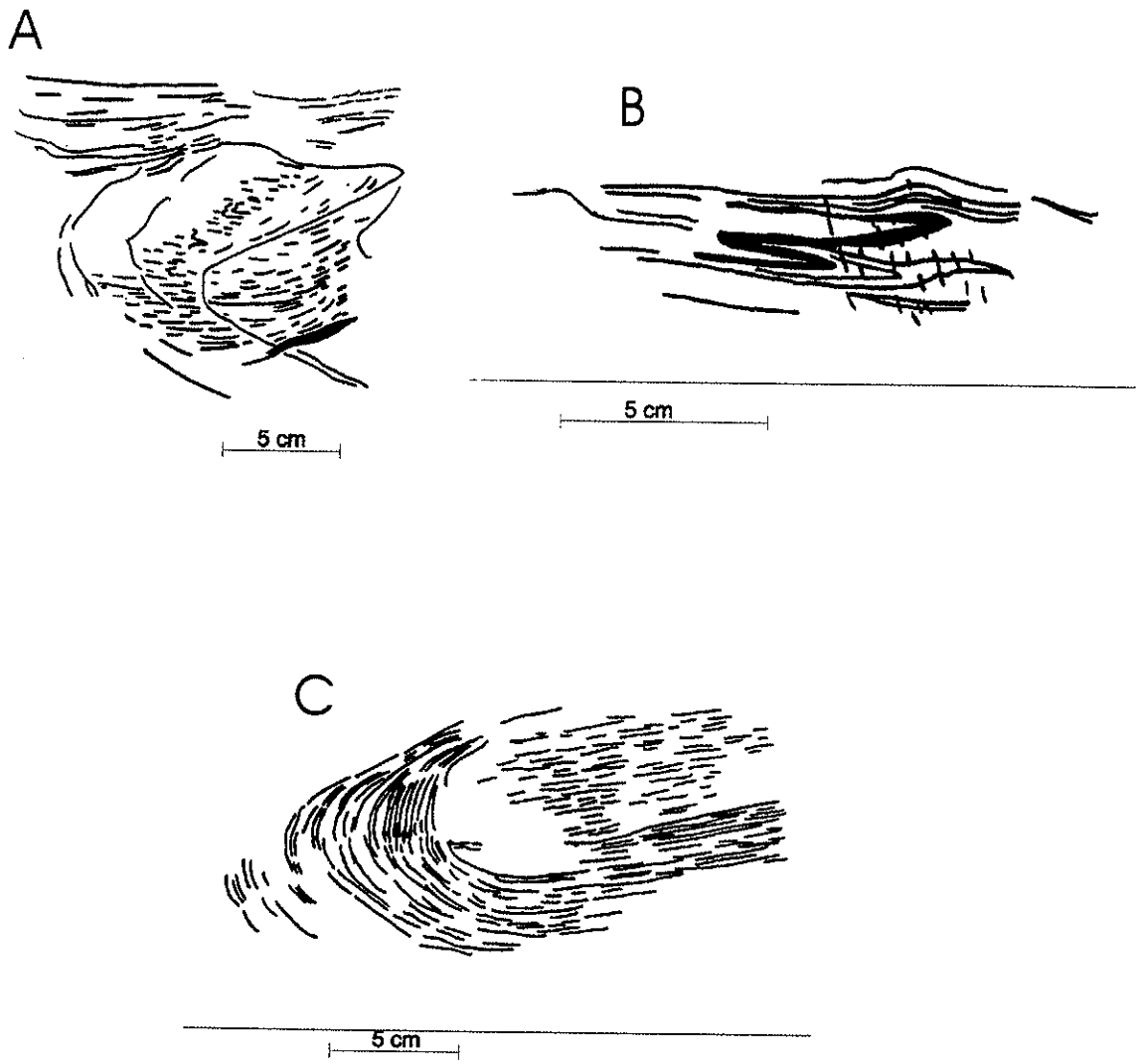


Figura 11 - a) Relações angulares entre as superfícies de acamamento primárias e uma foliação metamórfica gerada por dobramento. Ponto CC278; b) Dobra intrafolial apertada em níveis de cor cinza em quartzito fino intercalado em sericita filitos a xistos quartzosos. À direita, na camada quartzítica, observam-se planos de clivagem com mergulhos de alto ângulo para sul, associados a ligeiro arqueamento da charneira das dobras, posteriores à foliação plano-axial. Ponto CC273; c) Dobra aproximadamente similar com clivagem ardosiana plano-axial desenvolvida em níveis mais competentes da unidade de biotita xistos e filitos. Ponto CC279.

A interferência deste regime compressional nas estruturas de baixo ângulo anteriores gerou padrões de redobramento que se aproximam do tipo 2 de Ramsay (1967) e são visíveis principalmente em estereograma (Fig. 9a). Em escala de afloramento estas estruturas são materializadas como crenulações assimétricas com eixos na direção NNE/SSW e caimentos muito baixos. Uma síntese esquemática das relações estruturais observadas neste domínio é apresentada na Figura 11d.

EMBASAMENTO

Em virtude do comportamento bastante diferente observado nos ortognaisses situados a nordeste e a noroeste da área, estes dois setores serão descritos separadamente. No primeiro, cujos principais afloramentos situam-se imediatamente a norte das serras do Faria e da Bocaina, predominam biotita gnaisses porfiroclásticos, muitas vezes bandados e cortados por veios de várias gerações de material granítico fino a grosso. No segundo ocorrem preferencialmente biotita gnaisses finamente bandados com intercalações de lentes métricas a decamétricas de gnaisses anfibolítico fino. Em ambos os setores ocorrem rochas ultramáficas em geral xistosas que preservam várias estruturas. A distribuição dos elementos estruturais do conjunto é apresentada na Fig. 12.

No setor nordeste observa-se apenas uma foliação mascarada por vezes por zonas miloníticas aproximadamente concordantes, enquanto as rochas do setor noroeste apresentam evidências da superposição de vários eventos de deformação.

Foliações

Na porção nordeste a foliação principal é caracterizada por um bandamento gnáissico com espessuras variáveis gerado a partir da injeção de material granítico hololeucocrático em biotita gnaisses porfiroclásticos. Há evidências de que existam várias gerações de veios, tanto de material granítico como de quartzo e o aspecto bandado verificado em todos os litotipos pode estar relacionado a diferentes eventos deformacionais.

O contato destes ortognaisses com a seqüência de quartzitos e filitos das serras do Faria e da Bocaina é tectônico e caracterizado por cavalgamento com direção NNW. Resulta desta

movimentação uma foliação milonítica a protomilonítica que oblitera por vezes o bandamento gnáissico anterior e que se torna mais evidente nas proximidades do contato com a seqüência sobrejacente.

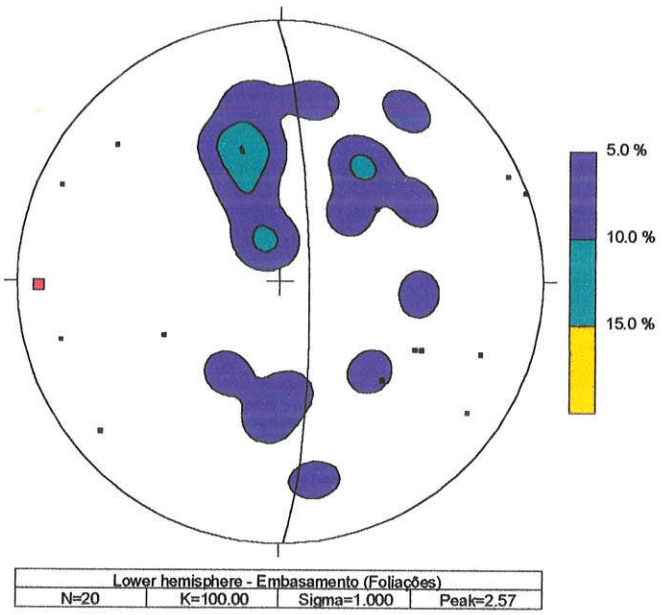


Fig. 11. Diagrama de elementos estruturais para o conjunto das rochas do embasamento.

Na porção noroeste as foliações mais antigas foram melhor reconhecidas em gnaisses anfibolíticos, sendo plano-axiais a dobras fechadas inclinadas com eixos com caimentos médios a altos orientados ESE, que deformam um bandamento composicional decimétrico a métrico. Neste local estes dobramentos são os únicos observados, o que pode ser atribuído tanto à presença de blocos preservados das deformações posteriores ou à grande competência da rocha. Microscopicamente estes gnaisses não apresentam uma orientação preferencial muito desenvolvida. Nas proximidades, em biotita gnaisses, resquícios deste bandamento foram identificados intrafolialmente a uma nova foliação gerada por transposição (Fig. 13a) e que se constitui na mais penetrativa na área.

Estas foliações têm direção preferencial NW-SE e estão intensamente crenuladas em alguns locais, havendo às vezes o desenvolvimento de uma clivagem de crenulação relacionada a dobras abertas que pode estar preenchida por material quartzoso. Dependendo da abundância destes veios de quartzo a rocha pode adquirir um aspecto bandado.

A distribuição das foliações neste domínio é bastante variada e, ao contrário dos outros, as foliações possuem mergulhos médios a altos e apenas secundariamente são observados mergulhos baixos (Fig. 12). De um modo geral as superfícies alinham-se segundo direções ENE/WSW com mergulhos preferencialmente médios a altos conformando uma superfície de dobramento aproximadamente subcilíndrica com eixo para ENE, subhorizontal. Secundariamente um outro padrão de distribuição pode ser observado, em foliações orientadas grosso modo NNW-SSE com mergulhos baixos a médios. A foliação de mergulho mais íngreme e orientada ENE estaria relacionada a zonas de cisalhamento transcorrentes observadas localmente.

Lineações

Poucas lineações foram verificadas nos ortognaisses. Na porção nordeste são em geral lineações de estiramento relacionadas ao cisalhamento que colocou as rochas metassedimentares das serras do Faria e da Bocaina por sobre o embasamento. Estas lineações são definidas por alinhamento de cristais de feldspato (nos tipos porfiroclásticos) ou biotita ou por estiramento de *ribbons* de quartzo.

A noroeste, onde as rochas parecem ter sido mais preservadas da milonitização, predominam lineações de crenulação relacionadas a dobramentos observados em várias direções e cujo padrão de superposição está explicado na Fig. 13a. Ao microscópio estas crenulações são caracterizadas pelo arqueamento de cristais de biotita que, por vezes, chegam à recristalização. Naquelas consideradas mais recentes há pouca extinção ondulante e as micas crescem preferencialmente ao longo dos planos de clivagem que normalmente se desenvolvem paralelos à lineação.

Em xistos ultramáficos foram observadas lineações de crenulação orientadas NNE que são em parte compatíveis com a deformação identificada para as supracrustais.

Dobras

Poucas dobras foram observadas neste domínio e restringem-se à sua porção noroeste, onde os biotita gnaisses intercalam com gnaisses anfibolíticos bandados. Em alguns afloramentos foi reconhecida uma complexa relação de superposição entre estes dobramentos.

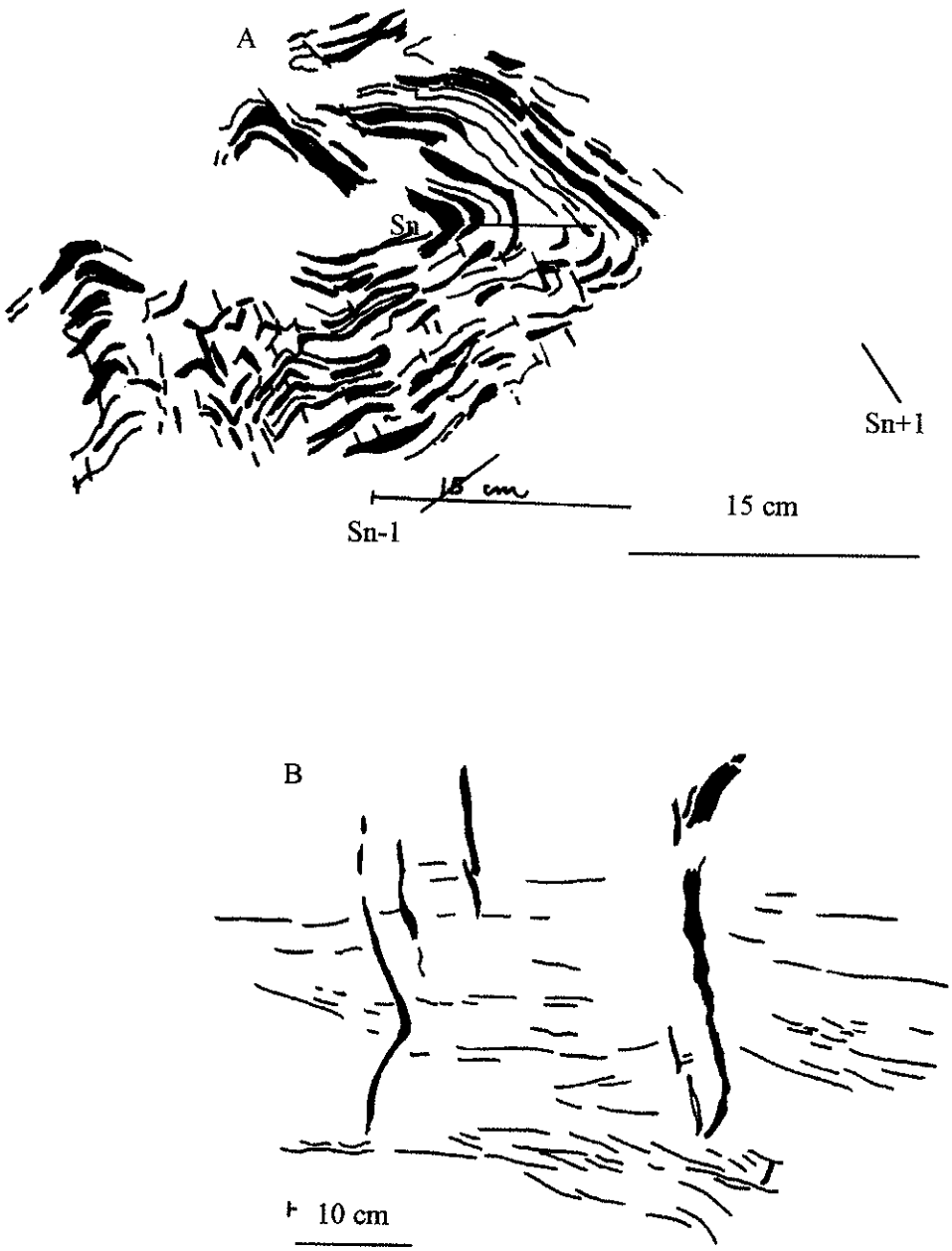


Fig. 13. Aspectos da deformação nos ortognaisses do embasamento. a) Relações de superposição de dobras. Biotita gnaisse bandado, ponto RE-228; b) Fraturas de tensão ("tension gashes") em zona de cisalhamento transcorrente dúctil-rúptil orientada NE. Sentido de movimentação sinistral. Biotita gnaisses porfiroclásticos, ponto CC-184.

Zonas de cisalhamento transcorrentes

Na porção nordeste deste domínio foram identificadas duas gerações de zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis de alto ângulo, geralmente com dimensões métricas a decimétricas. O primeiro conjunto está orientado aproximadamente NE e exibe uma movimentação lateral destral. Feições como desvio da foliação milonítica e assimetrias de porfiroclastos de feldspato indicam um caráter dúctil para estas zonas. Adicionalmente, observou-se a existência de zonas dúcteis-rúpteis, caracterizadas pela formação de fraturas de tensão e pelo fraturamento e posterior deslocamento dos porfiroclastos. Estas assimetrias dão um sentido de cisalhamento sinistral para o segundo grupo (Fig. 13b).

Deformação

A deformação nas rochas do embasamento não são tão bem preservadas como nas supracrustais descritas. Algumas relações estruturais foram entretanto identificadas em porções localizadas deste domínio e serão tentativamente ordenadas.

1. A foliação mais recente reconhecida (Sn+1) é uma clivagem de crenulação gerada a partir de microdobras com eixos orientados SSE com caimentos médios, associada a dobramentos suaves. Uma transposição de caráter local é às vezes observada, quando veios de quartzo dispostos nos planos de clivagem dão à rocha um aspecto bandado. Na maioria das vezes, entretanto, o que se observa é uma clivagem a ou lineação de crenulação localmente penetrativa mas que não chega a transpor o bandamento pretérito.

2. Estes dobramentos suaves são responsáveis pela deformação de um bandamento gnáissico fino a médio que é plano-axial a dobras apertadas a fechadas com eixos exibindo caimentos altos para NNW (Sn). Este bandamento gnáissico é formado por níveis subcentimétricos e decimétricos de porções ricas em minerais máficos (biotita e/ou hornblenda) e em félsicos.

3. Em porções mais preservadas de gnaisses anfibolíticos foi reconhecido um bandamento composicional deformado segundo dobras que desenvolvem uma clivagem plano-axial (Sn-1). Restos destas dobras foram observadas localmente em meio à foliação gnáissica.

4. Parte destas estruturas é obliterada por uma foliação milonítica dúctil aproximadamente paralela e que é responsável por uma extrema cominuição de grãos e

estiramento de minerais ou conjuntos minerais. Esta milonitização é melhor vista, em diversos graus de desenvolvimento, nos ortognaisses situados próximo a zonas de contato tectônico.

5. Estas estruturas são cortadas, principalmente na porção a nordeste, por dois conjuntos de zonas de cisalhamento de alto ângulo. As primeiras, de caráter dúctil, deformam a foliação gnáissica, são orientadas grosso modo NE e têm sentido de cisalhamento destral. As segundas são orientadas aproximadamente NW e revelam uma movimentação sinistral de caráter dúctil-rúptil.

REFERÊNCIAS

Almeida SHS. 1997. Estruturação tectônica da borda norte da Cunha de Guaxupé na região de Alfenas (MG). Dissertação de Mestrado, IGCE/UNESP/Rio Claro, 156p. (inédito)

Boullier AM, Bouchez JL. 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. Géol. France*, t.XX(3):253-262.

Chrispin SJ. 1990. Mapeamento geológico de uma área na folha Carmo da Cachoeira (MG) com ênfase na geologia estrutural das serras da Bocaina e do Faria. Dissertação de Mestrado, *IG/UFRJ*, 171p. (inédito)

Davis HG, Reynolds SJ. 1996. Structural geology of rocks and regions (2ª ed.). *John Wiley & Sons, Inc.*, 776p.

Hanmer S, Passchier C. 1991. Shear sense indicators: a review. Geological Survey of Canada, Paper 90-17.

Hobbs BE, Means WD, Williams PF. 1976. An outline of structural geology. John Wiley & Sons, 571p.

Maciel RR. 1986. Mapeamento geológico-estrutural de uma área a leste da cidade de Três Pontas, MG. Dissertação de Mestrado, *IG/UFRJ*, 102p. (inédito)

Passchier CW, Trouw RAJ. 1996. Microtectonics. *Springer*, 289p.

Ramsay JG. 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Book Company, New York, 560p.

IV. GEOQUÍMICA DOS METASSEDIMENTOS

INTRODUÇÃO

Ao todo foram reunidos dados referentes a 32 amostras de rocha total, 9 das quais retiradas da pesquisa de Janasi (1999). Adicionalmente, a análise de ETR da amostra NESG72y também foi tomada do mesmo autor. Das 21 amostras restantes, 7 foram feitas no Laboratório de Química e Plasma ICP-AES do IG/USP, para as quais foram determinados os valores de Fe^{2+} por volumetria, Perda ao Fogo (PF) por gravimetria e os óxidos de elementos maiores, assim como os traços V, Zr, Y, La, Sr e Ba por Espectrometria de Emissão em Plasma Indutivamente Acoplado (ICP). Outras 8 amostras foram analisadas no *Activation Laboratories (Actlabs)* por Ativação Neutrônica (INAA). As 8 amostras restantes foram analisadas por Fluorescência de Raios X no Laboratório de Geoquímica da Universidade de Edinburgh.

As amostras analisadas são, na sua maioria, gnaisses da Nappe Três Pontas-Varginha que, como grupo melhor representado, foram alvo de estudo mais consistente. A unidade é constituída por cianita-granada gnaisses afetados por metamorfismo de alta pressão na base, gradando para cianita/sillimanita-granada gnaisses no topo (tipos Três Pontas e Varginha de Campos Neto & Caby (1999), respectivamente). Para efeitos de distinção química, estes dois tipos foram tratados separadamente, sendo doravante referidos de modo simplificado como Três Pontas e Varginha. Foram investigadas 9 amostras da região de Três Pontas (NESG72 e RE113) e 7 da região de Varginha (NESG88, VA89, VA206, VA162, VA167 e VA73). Foram também estudadas uma amostra de xisto micáceo da Nappe Carmo da Cachoeira (CC116a) e 2 amostras da região da Serra da Bocaina (um muscovita quartzito - CC401a - e um filito com cloritóide - CC402b). Uma amostra pertencente à Nappe Aiuruoca-Andrelândia (NESG147), correlata à Nappe Carmo da Cachoeira, foi incluída para efeitos de comparação, além de uma amostra de muscovita quartzito da região de Carrancas (NESG183). Além disso, foram incluídas duas amostras de rochas calciossilicáticas (RE-113b2 e TP367) que ocorrem como lentes ou lascas intercaladas nos cianita gnaisses.

Os resultados analíticos estão apresentados na Tabela 1 e as razões elementais obtidas constam da Tabela 2. A normalização dos Elementos Terras Raras (ETR) foi feita pelo condrito de Taylor & McLennan (1985). Para os metassedimentos, as diagramas multielementares foram

normalizados pelo NASC (North American Shale Composite), de Gromet *et al.* (1984), enquanto que para as rochas calciossilicáticas a normalização foi feita segundo o PML (Phanerozoic marine limestone), em Condie *et al.* (1991).

RESULTADOS

Elementos maiores

As rochas gnáissicas analisadas são variáveis composicionalmente, tanto em termos de elementos maiores como traços. Os teores de SiO_2 variam de 57 a 72%, enquanto os valores para Al_2O_3 situam-se entre 14,2 e 22,7%. As razões SiO_2/Al_2O_3 são relativamente altas (2,55-4,71) e homogêneas para os dois tipos de gnaisses, mas as razões K_2O/Na_2O são consideravelmente distintas (0,45-11,71 para os gnaisses de Três Pontas e 0,23-2,48 para as amostras de Varginha). A distribuição destes valores no diagrama K_2O/Na_2O x SiO_2/Al_2O_3 (Fig. 1) mostra uma distinção entre os dois tipos, que tendem a plotar, respectivamente, nos campos dos folhelhos e das grauvacas de Wronkiewicz & Condie (1987). As amostras de xistos das nappes Carmo da Cachoeira e Airuruoca-Andrelândia são compatíveis com os cianita gnaisses de Três Pontas e correspondem a metapelitos.

Para destacar as semelhanças e diferenças entre as rochas estudadas, diagramas bivariantes utilizando SiO_2 como índice foram construídos para elementos maiores e traços e são mostrados na Fig. 2. Nestes diagramas, o comportamento dos óxidos de elementos maiores e traços foi testado e permitiu o monitoramento químico dos tipos de rochas envolvidos. Como esperado, a correlação negativa com Al_2O_3 (Fig. 2a) é compatível com o aumento da quantidade de quartzo à medida em que decresce o conteúdo de minerais micáceos. Assim como no diagrama de $FeO+Fe_2O_3$ (Fig. 2b), observa-se, de um modo geral, duas linhas de tendência ao longo das quais se alinham a maior parte das amostras de Três Pontas, as amostras NESG-147, NESG-183 e as amostras da Serra da Bocaina (teores mais elevados), e as amostras de Varginha, três amostras de Três Pontas e a amostra CC-116a (teores menos elevados). Comportamento inverso é observado no diagrama de MgO (Fig. 2c). Os teores de CaO são relativamente homogêneos nas amostras de Varginha (1,72-3,57), configurando grosseiramente uma correlação positiva entre os dois elementos (Fig. 2d). Entre as amostras de Três Pontas, entretanto, distingue-se dois grupos bem distintos com base no teor de CaO: o primeiro com valores

LEGENDA PARA AS FIGURAS 1 A 6

Amostras de Três Pontas

Amostras de Varginha

Amostras de Janasi (1999) - Varginha

Nappe Três Pontas-Varginha

CC-116a - Nappe Carmo da Cachoeira

NESG-147 - Nappe Auiruoca-Andrelândia

NESG-183 - Carrancas

CC-401a

CC-402b

Serra da Bocaina

RE-113b2

TP-367

Rochas cálcio-silicáticas
(Nappe Três Pontas-Varginha)

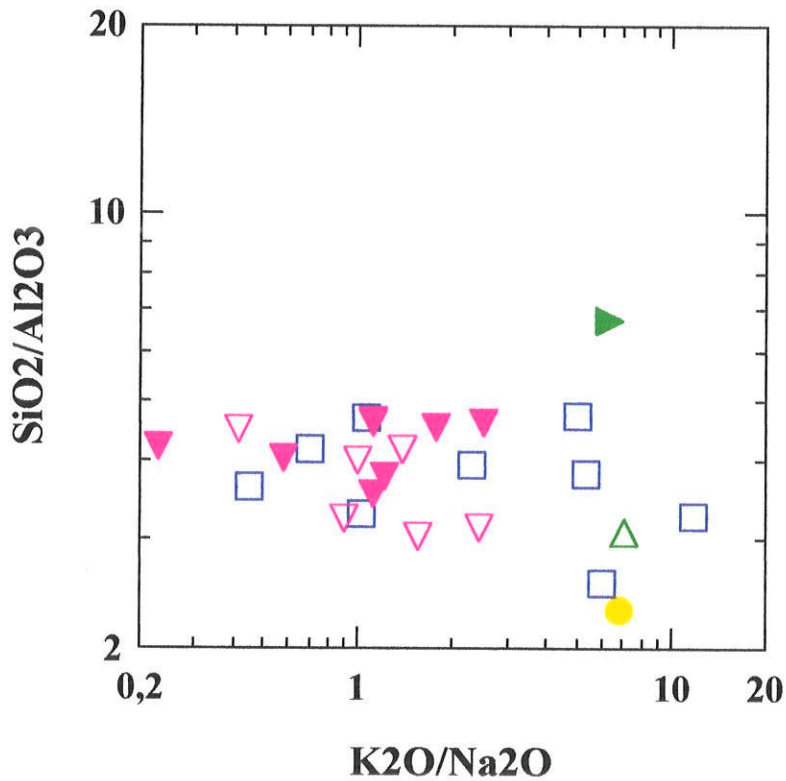


Fig. 1 – Diagrama SiO_2/Al_2O_3 *x* K_2O/Na_2O.

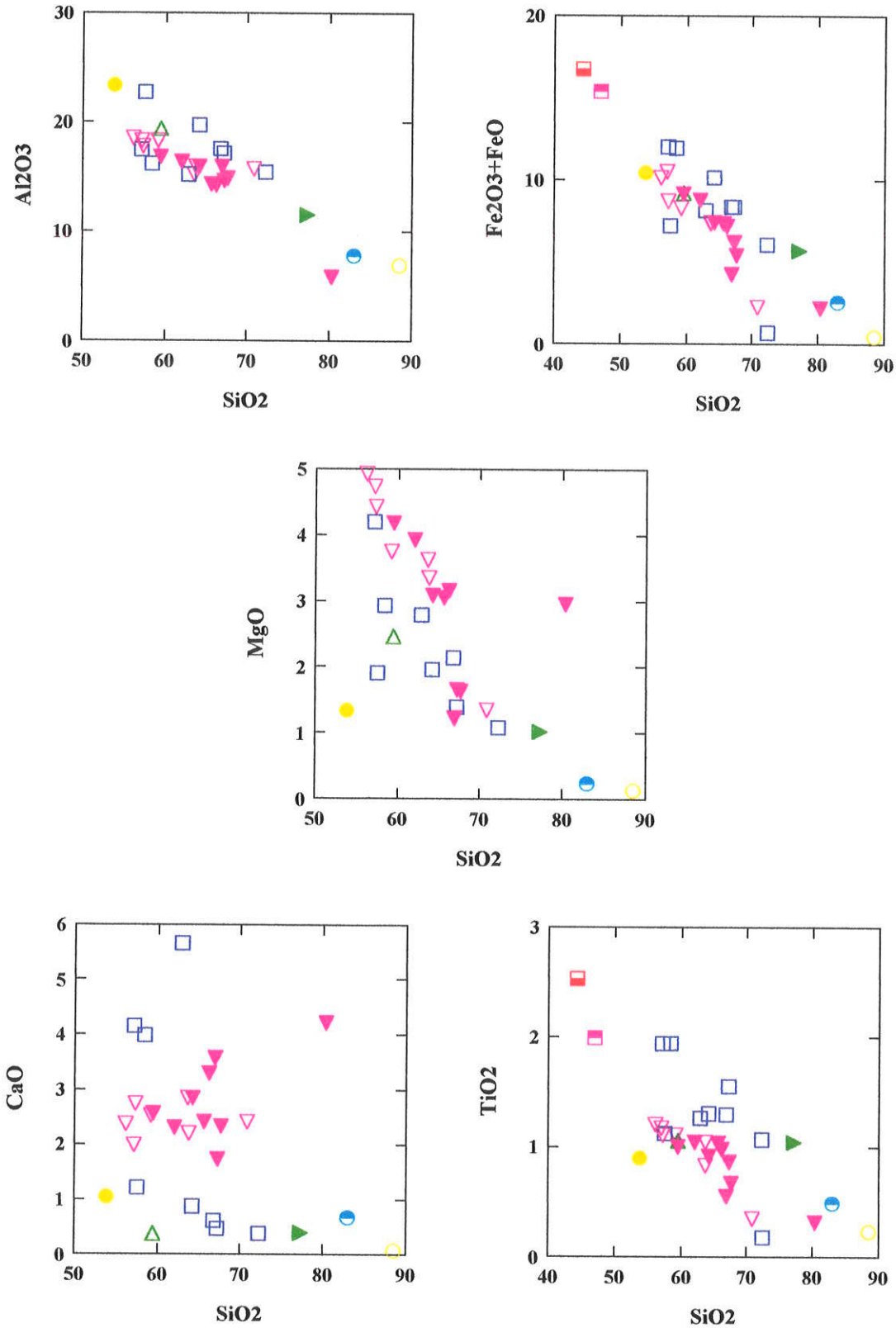


Fig. 2 – Diagramas bivariantes utilizando SiO_2 como índice.

inferiores a 1,2%, que inclui também as amostras de xistos de quartzitos, e o segundo com valores superiores a 3,98%. A distribuição dos dados no diagrama de TiO2 (Fig. 2e) delimita dois campos bem distintos, ambos caracterizados por uma correlação negativa com SiO_2. Com exceção de duas, as amostras de Três Pontas exibem teores mais elevados deste elemento em relação às amostras de Varginha.

A variação entre CaO, Na_2O e K_2O foi também testada e os diagramas são mostrados na Fig. 3. Uma correlação positiva configurada principalmente pelas amostras de Varginha, alinhando-se segundo uma razão aproximada de 1:1, pode ser observada no diagrama Na_2O x CaO (Fig. 3a). A comparação entre os valores de K_2O e Na_2O permite distinguir dois grupos que alinham-se grosso modo segundo uma correlação negativa (Fig 3b). A relação entre os três óxidos (Fig. 3c) mostra a disposição das amostras segundo uma linha em direção a K_2O, que não distingue, aparentemente, entre os dois tipos de gnaisses. Como já observado, são os conteúdos de CaO que separam os dois tipos.

Elementos traços

Os diagramas multielementares construídos para comparar as abundâncias dos elementos traços nas amostras são apresentados nas figuras 4a a 4d. Na Fig. 4a estão dispostos os valores correspondentes às amostras de Três Pontas, todas apresentando padrões semelhantes, enriquecidos em relação à média utilizada, mas bastante pobres em césio, com exceção da amostra RE113f. Como regra geral, as amostras são mais pobres em césio, urânio e elementos ferromagnesianos e mais ricas em bário, ETRL e ETRM. Três das amostras (RE113d, RE113e e RE113f) possuem ainda uma elevação marcante no conteúdo de estrôncio. A Fig. 4b mostra os padrões resultantes da normalização de quatro amostras de Varginha. Um dos exemplares (VA206a) é composicionalmente muito semelhante à média empregada, mas é consideravelmente empobrecido em césio e urânio e enriquecido em bário, estrôncio, zircônio e elementos ferromagnesianos. As outras amostras (VA89a, VA89b e VA89d) apresentam padrões bastante semelhantes à anterior mas são, nesta ordem, gradualmente mais ricas em todos os elementos considerados. A Fig. 4c reúne os padrões referentes aos xistos micáceos das nappes Carmo da Cachoeira e Aiuruoca-Andrelândia (CC116a e NESG147), o muscovita quartzito grosso da região de Carrancas (NESG183) e um muscovita quartzito fino (CC401a) e um xisto com cloritóide (CC402b) da Serra da Bocaina. Em geral as amostras possuem

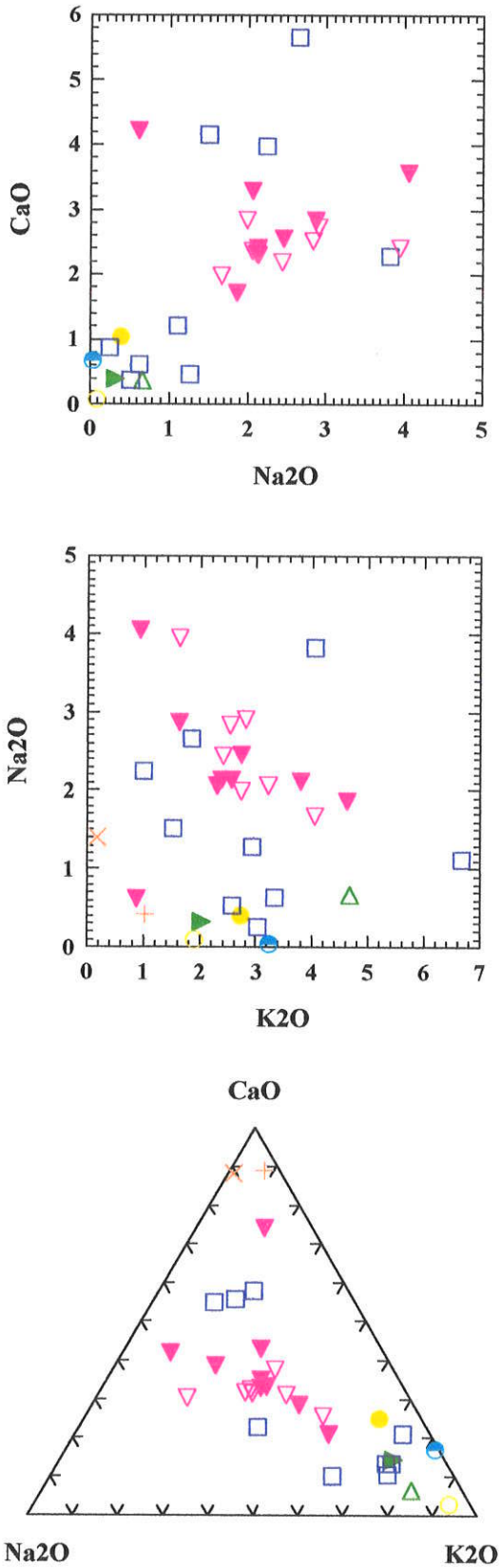


Fig. 3 – Diagramas de variação de CaO, Na_2O e K_2O.

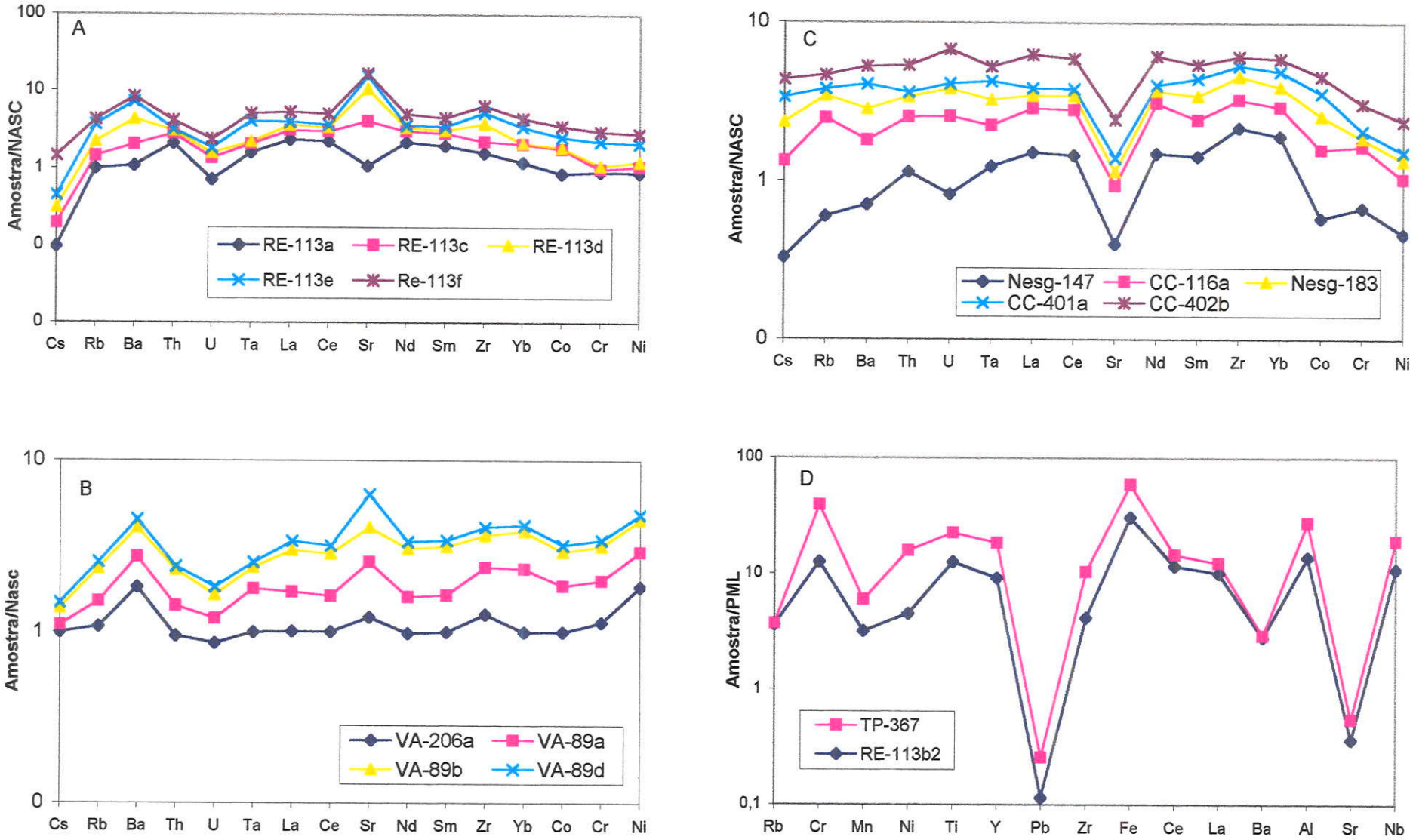


Fig. 4 - Diagramas multielementares.

comportamento semelhante, sendo mais pobres em césio, estrôncio e elementos ferromagnesianos e mais ricas em ETRL, ETRM.

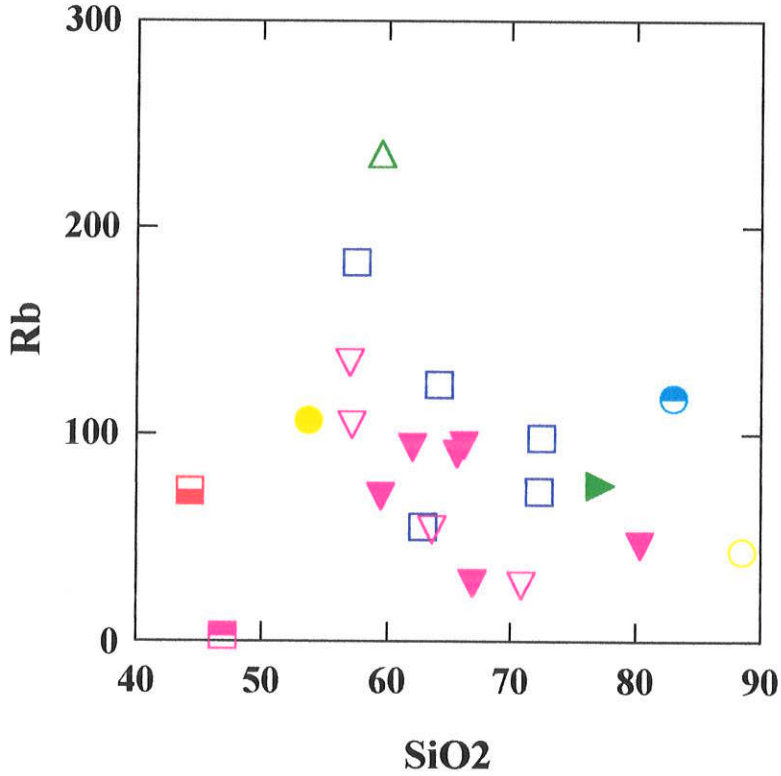
Os diagramas bivariantes construídos para elementos traço (SiO_2-Rb - Fig. 5a e SiO_2-Zr - Fig. 5b) mostram também que as rochas analisadas podem ser agrupadas em dois conjuntos distintos. As amostras de Três Pontas são normalmente mais enriquecidas nestes elementos do que as amostras de Varginha. Como observado em relação aos óxidos, as amostras CC-116a (Nappe Carmo da Cachoeira) e NESG-183 (Carrancas) mostram comportamento compatível com as primeiras, enquanto a amostra NESG-147 (Nappe Aiuruoca-Andrelândia) segue o padrão das últimas.

Embora o Sc tenha sido analisado em apenas 8 das amostras, as razões Th/Sc obtidas serão reportadas aqui porque constituem-se em indicadores de proveniência de sedimentos (McLennan *et al.* 1991, 1995). Duas amostras de gnaisses, uma de Três Pontas (RE113f) e outra de Varginha foram analisadas (VA206a), sendo os valores de Th/Sc de 0,814 e 0,43, respectivamente. Os outros resultados referem-se a um xisto micáceo da Nappe Carmo da Cachoeira (CC116a), que apresentou uma razão de 0,75, e a amostras de quartzito (CC401a) e filito com cloritóide (CC-402b) da Serra da Bocaina (0,68 e 0,94). O maior valor foi obtido na amostra NESG183, que é um muscovita quartzito grosso da região de Carrancas (1,93). Segundo Taylor & McLennan (1985), o valor de Th/Sc da média da crosta superior é 1,0. Valores semelhantes a este são interpretados por McLennan *et al.* (1991) como compatíveis com uma origem em plataforma relativamente estável para os sedimentos, enquanto valores inferiores seriam consistentes com ambientes de margem ativa.

A distribuição dos elementos traço nas duas amostras de rochas calciossilicáticas normalizados pela média de calcários marinhos Fanerozóicos (PML) é mostrada na Fig. 4d. As amostras são em geral enriquecidas em relação ao padrão calcário utilizado, o que indica que a maior parte destes elementos está concentrada nas fases não carbonáticas, predominantemente silicáticas. As exceções são Pb, Sr, além de Rb e Ba (estes para a amostra TP367), que exibem um substancial empobrecimento.

Elementos Terras Raras

Para os Elementos Terras Raras foram analisadas 9 amostras, sendo 5 de cianita gnaisses de Três Pontas, 3 de cianita/sillimanita gnaisses de Varginha e 1 amostra de xisto micáceo da



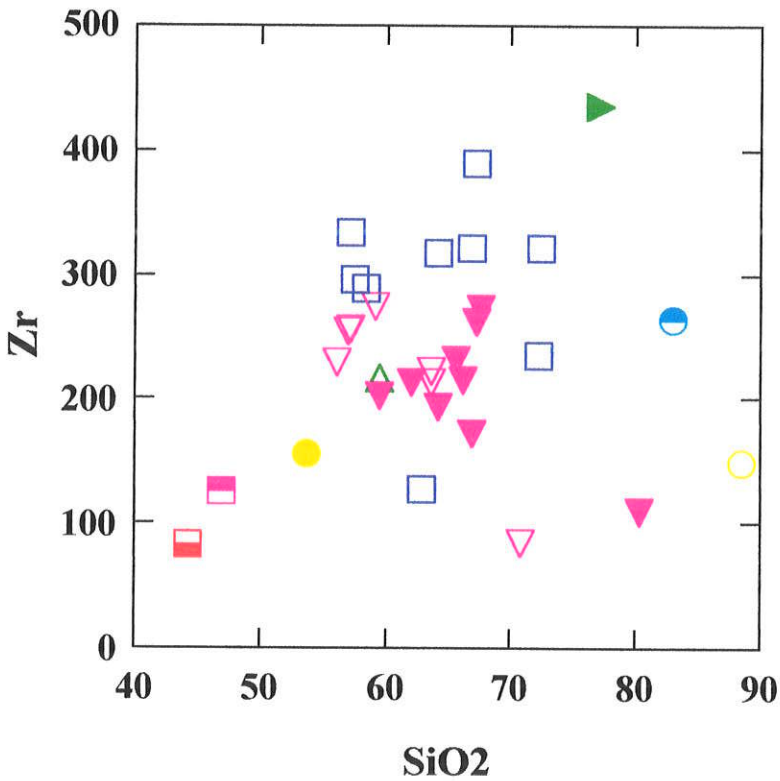


Fig. 5 – Diagramas bivariantes SiO_2-Rb e SiO_2-Zr.

Nappe Aiuruoca-Andrelândia. Embora os tipos de padrões obtidos sejam semelhantes para os dois grupos, a distribuição dos ETR está mostrada em figuras distintas, 6a e 6b, para uma melhor visualização. O padrão mais típico, verificado em 4 das 9 amostras, caracteriza-se por conteúdos de ETR relativamente altos (ΣETR=211,63-338,9), anomalias negativas de Eu (Eu/Eu*=0,61-0,71), enriquecimento em ETRL (La_N/Sm_N=3,0-4,18) e pouco fracionamento dos ETRP (Gd_N/Yb_N=1,22-1,97), sendo que a amostra NESG147 apresenta mesmo um ligeiro enriquecimento (Gd_N/Yb_N=0,95). Outras três amostras (RE113c, RE113e e VA89a) distinguem-se pelos padrões de ETRP levemente mais planos (Gd_N/Yb_N=0,99-1,35), por um empobrecimento significativo nos ETRL (ΣETRL=39,09-102,78 para uma média de 219,2 nos anteriores) e pela ausência de anomalia (Eu/Eu*=0,97), na amostra RE113c, até fracas anomalias positivas de Eu (Eu/Eu*=1,21-2,33).

Duas amostras apresentam padrões bem distintos das demais, RE113d e VA89d, caracterizados por conteúdos bem mais baixos de ETR (ΣETR=59,24 e 53,49), fortes anomalias positivas de Eu (Eu/Eu*=4,71 e 3,59) e um por um fracionamento de ETR que, no caso da amostra RE113d, é extremo (La_N/Yb_N=109).

AVALIAÇÃO DO GRAU DE INTEMPERISMO DA ÁREA-FONTE

O grau de intemperismo de áreas-fonte de sedimentos pode ser avaliado utilizando-se o Índice de Alteração Química (IAQ) proposto por Nesbitt & Young (1982), que utiliza as proporções moleculares dos óxidos de acordo com a seguinte relação:

$$IAQ = [Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+Na_2O+K_2O)] \times 100,$$

onde CaO* é a quantidade de CaO incorporada na fração silicática da rocha, descontados carbonato e apatita.

Cerca de 63% das amostras analisadas possuem valores de IAQ entre 55 e 67; 19% têm valores entre 48 e 51 e 25% apresentam resultados entre 74 e 81 (Tabela 2). As amostras da região de Varginha exibem uma dispersão nos valores (51 a 65, para uma média de 59) bem menor do que as amostras de Três Pontas (48 a 79, para uma média de 65). Os valores para os xistos da Nappe Carmo da Cachoeira e Aiuruoca-Andrelândia são similares (72 e 77). Os mais

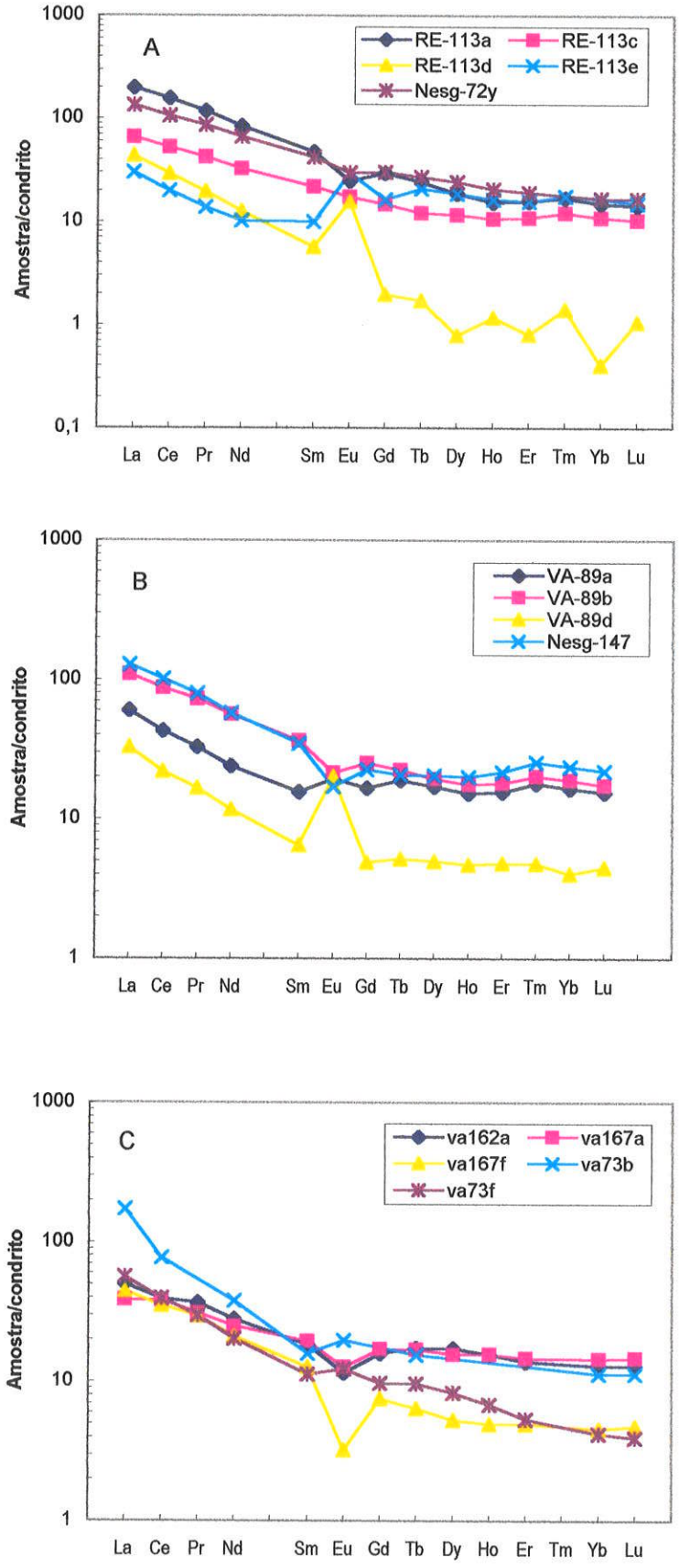


Fig. 6 - Padrões de Elementos Terras Raras.

altos valores de IAQ foram obtidos nas amostras da Serra da Bocaina (75 e 81). Estes resultados indicam uma predominância de intemperismo físico na área-fonte da maioria destas rochas. A plotagem dos dados no diagrama de proporções moleculares A-CN-K (Fig. 7) é consistente com esta afirmação e mostra que tanto os gnaisses de Três Pontas como os de Varginha alinham-se segundo uma direção que vai do ponto de composição final do plagioclásio ao segmento da ilita, sugerindo um *trend* de alteração no qual a maior parte das rochas são caracterizadas por um modesto grau de intemperismo. Embora os valores médios de IAQ possam sugerir uma maior atuação de intemperismo químico na área-fonte dos cianita gnaisses de Três Pontas, o diagrama mostra que as amostras com os maiores valores de IAQ, assim como os xistos e quartzitos das outras unidades, dispõem-se ao longo de um *trend* aproximadamente paralelo ao eixo A-K, o que pode caracterizar perdas significativas em K_2O causado por alteração avançada. De qualquer modo, este fato parece refletir uma grande heterogeneidade na fonte destes metassedimentos ou, alternativamente, modificações localizadas produzidas por alterações hidrotermais ou outro tipo, além do intemperismo. Segundo Nesbitt & Young (1982, 1984), os valores do IAQ podem ser considerados relativamente imutáveis mesmo sob metamorfismo de alto grau.

Outro elemento importante na identificação do intemperismo são as razões Rb/Sr. Valores inferiores a 1, como a maioria dos observados, em geral refletem histórias de intemperismo pouco significativas. A Tabela 2 mostra que estas razões tendem a aumentar com o aumento do IAQ, fato consistente com esta afirmação.

Discussão

A composição química dos metassedimentos analisados mostra uma significativa variação química que reflete provavelmente suas histórias de sedimentação, intemperismo e metamorfismo. Entre os cianita e cianita/sillimanita gnaisses da Nappe Três Pontas-Varginha, que consistem no grupo mais representado neste estudo, observa-se, de um modo geral, dois tipos de comportamento químico, que é refletido tanto nos elementos maiores como nos traços. Como regra geral, as amostras de Varginha apresentam maior homogeneidade química, enquanto que entre os gnaisses de Três Pontas os dados são mais dispersos e tendem a se agrupar em dois conjuntos distintos caracterizados principalmente pela variação nos conteúdos de cálcio.

Com base nas razões SiO_2/Al_2O_3 e K_2O/Na_2O, as amostras foram separadas em dois grupos caracterizados por sedimentos com afinidades distintas. A totalidade das amostras de

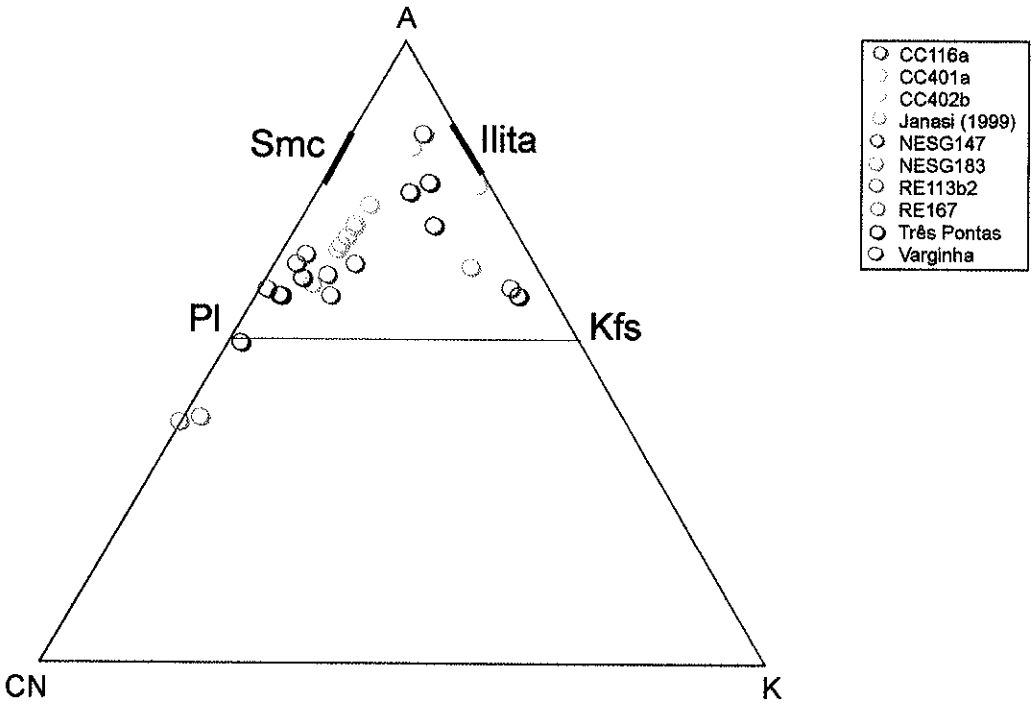


Fig. 7 - Diagrama A-CN-K.

Varginha e parte das amostras de Três Pontas exibem razões K_2O/Na_2O baixas (≤~2), compatíveis com sedimentos psamíticos com grande proporção de feldspatos, possivelmente metagrauvacas. Condie *et al.* (1991) alertam que a razão K_2O/Na_2O pode sofrer decréscimos devido à perda de K durante o metamorfismo de alto grau. Porém, tais perdas representariam também um aumento nos valores de IAQ, o que não ocorre com as rochas de Varginha e parte das de Três Pontas que apresentam baixas razões K/Na (IAQ=48-67), apesar de terem sido afetadas, de fato, por metamorfismo chegando à facies granulito. Este fato indica que as razões obtidas devem mesmo refletir a composição original dos sedimentos envolvidos. Outro grupo de amostras de Três Pontas apresenta razões K_2O/Na_2O altas (>4) que são compatíveis com uma origem a partir de sedimentos pelíticos. Este comportamento é consistente com as observações de Janasi (1999) que, com base nos índices A/CNK e N/K, reúne amostras semelhantes em dois grupos caracterizados, respectivamente, por altas razões N/K (>1), denominados metagrauvacas, e por razões N/K baixas (<0,4) e A/CNK bastante altas (>3), que corresponderiam a metapelitos.

Três tipos de padrões de ETR foram reconhecidos nas rochas estudadas. O mais freqüente é caracterizado por enriquecimento em ETRL, distribuição plana dos ETRP e significativas anomalias de Eu, sendo, no geral, indistingüível daqueles encontrados nas médias de folhelhos pós-arqueanos mais comuns, como PAAS (post-Archean Australian Shales - Nance & Taylor 1976) e NASC (North American Shale Composite - Gromet *et al.* 1984). Anomalias negativas de Eu são normalmente indicativas de que processos de diferenciação crustal envolvendo a separação de plagioclásio do líquido residual, como fusão parcial ou cristalização fracionada, afetaram substancialmente as rochas na área-fonte. Taylor & McLennan (1981, 1985) e McLennan *et al.* (1991, 1995) ponderam que processos deste tipo foram pouco significativos durante o Arqueano, mas tornaram-se dominantes a partir da transição para o pós-Arqueano devido à cratonização generalizada que parece ter se estabelecido no Neoarqueano. Isto sugere uma derivação a partir de fontes mais modernas para estas rochas. Entretanto, algumas destas amostras, p. ex. RE113a, apresentam valores de IAQ bastante altos (79), mais sugestivos de uma proveniência a partir de fonte mais antiga e/ou com história de intemperismo mais longa, do que de ambientes mais modernos. McLennan *et al.* (1991) reportaram características semelhantes em rochas do arco continental de Java, interpretadas como indicativas de contribuição variável de crosta continental antiga (tanto por erosão de rochas ígneas ou metamórficas ou por reciclagem de rochas sedimentares) para o ambiente de arco moderno. Explicações possíveis incluíram o fato de que o sedimento não tenha sido originado a

partir do arco, tendo sido, ao invés disso, trazido fluvialmente de outras regiões, mais antigas. Uma considerável diversidade nos padrões de ETR foi identificada por McLennan & Taylor (1991) para turbiditos modernos formados em diferentes ambientes de margens ativas, considerados o resultado da interação entre vários componentes de proveniência. Resultados semelhantes foram indicados pelos dados de Janasi (1999) e Janasi *et al.* (2000).

O outro tipo de padrão de ETR verificado caracteriza-se, como o anterior, pela disposição quase planar dos ETRP, mas apresenta um significativo empobrecimento em ETRL acompanhado por anomalias positivas de Eu. Tal comportamento, especialmente as anomalias positivas de Eu, não parece ser compatível com nenhum dos padrões mais comuns já reportados pra rochas sedimentares, sugerindo a participação de processos posteriores à geração dos sedimentos. Adicionalmente, o extremo fracionamento observado na amostra RE113d (La_N/Yb_N=109) deve resultar de modificações pós-sedimentares. Em muitos locais, as temperaturas atingidas pelo metamorfismo foram extremamente elevadas (>900°C), originando faixas ou bandas leucossomáticas formadas em grande parte por feldspato potássico. A amostra RE113d apresenta, com efeito, uma grande proporção de feldspato modal, o que explica a forte anomalia positiva observada neste espécime. O fato de ser um produto extraído a partir de metassedimentos bastante ricos em granada explica o intenso fracionamento. É possível que, ao menos em parte, as outras amostras, que apresentam padrões não tão extremos, representem produtos intermediários entre os metassedimentos e a fusão granítica.

CONCLUSÕES

As amostras examinadas neste estudo mostram uma considerável diversidade química que provavelmente reflete a heterogeneidade de suas fontes. Com base nos dados obtidos, foi possível estabelecer diversas diferenças e semelhanças entre os gnaisses de Varginha e Três Pontas, que é o conjunto melhor representado.

Os cianita/sillimanita gnaisses de Varginha apresentam uma variação composicional relativamente pequena, com razões SiO_2/Al_2O_3 altas (3,03-4,59) e K_2O/Na_2O relativamente baixas (0,23-2,48) que sugerem uma origem a partir de sedimentos psamíticos ricos em feldspato, provavelmente grauvacas. Os baixos valores de IAQ (51-65) indicam que as rochas na área-fonte sofreram histórias intempéricas pouco severas, marcadas por predomínio de

intemperismo físico ou por processo intempéricos de curta duração. Estas características os aproximam de ambientes de margens ativas pós-arqueanos.

Os cianita gnaisses de Três Pontas podem ser, composicionalmente, agrupados em dois conjuntos com características químicas distintas, o que indica a contribuição de diferentes componentes na proveniência dos sedimentos. O primeiro conjunto possui razões SiO_2/Al_2O_3 altas mas pouco variadas (3,28-4,69) e K_2O/Na_2O baixas (0,45-1,06), além de baixos valores de IAQ (48-60), características que os aproximam das rochas de Varginha. O segundo conjunto apresenta razões SiO_2/Al_2O_3 altas e variadas (2,55-4,71) e K_2O/Na_2O altas (2,30-11,71), constituindo prováveis produtos de sedimentos pelíticos relativamente puros. Os valores de IAQ são altos (67-79) e sugestivos de histórias marcadas por intensos e longos períodos de intemperismo químico. Ambientes de margem passiva ou, alternativamente, fontes crustais antigas, são os mais prováveis para a origem destes sedimentos.

References

Condie KC, Wilks M, Rosen DM, Zlobin VL. 1991. Geochemistry of metasediments from the Precambrian Hapschan Series, eastern Anabar Shield, Siberia. *Precambrian Research* 50:37-47.

Gromet LP, Dymek RF, Haskin LA, Korotev RL. 1984. The "North American Shale Composite": its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48:2469-2482.

Janasi VA. 1999. Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. Tese de Livre-Docência, IG/USP, 304p. (inédito)

Janasi VA, Campos Neto MC, Vasconcellos AC, Van Schmus WR, Garcia MGM. 2000. Geochemical and isotopic (Nd, Sr) evidences for a Neoproterozoic juvenile component in metasediments from allochtonous terranes in the southern Brasília Belt, Brazil. *In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, RJ. Abstracts...*

McLennan SM, Taylor SR. 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular *trends*. *The Journal of Geology* 99:1-21.

Mc Lennan SM, Taylor SR, McCulloch MT, Maynard JB. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54:2015-2050.

Mc Lennan SM, Hemming SR, Taylor SR, Eriksson KA. 1995. Early Proterozoic crustal evolution: Geochemical and Nd-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southwestern North America. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59(6):1153-1177.

Nance WB, Taylor SR. 1976. Rare earth element patterns and crustal evolution - I. Australian post-Archean sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41:225-231.

Nesbitt HW, Young GM. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major chemistry of lutites. *Nature* 299:715-717.

Nesbitt HW, Young GM. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48:1523-1534.

Taylor SR, McLennan SM. 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. R. Soc.* A301:381-399.

Taylor SR, McLennan SM. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford.

Wronkiewicz DJ, Condie KC. 1987. Geochemistry of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa: evidence for a 3-Ga-old evolved continental craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53:1537-1549.

Tabela 1 - Análises de elementos maiores e traços.

AMOSTRA	RE113a	RE113c	RE113d	RE113e	Re113f	Nesg72e	Nesg72y
SiO2	64,20	62,87	72,39	57,65	72,21	67,24	58,48
Al2O3	19,64	15,12	15,44	22,65	15,33	17,10	16,08
Fe2O3	1,96	2,78	0,32	1,91	6,02	0,26	0,40
FeO	8,18	7,43	0,63	7,18		8,06	11,51
MgO	1,96	2,78	0,32	1,91	1,08	1,38	2,93
CaO	0,87	5,65	2,29	1,20	0,36	0,46	3,98
Na2O	0,26	2,65	3,82	1,12	0,52	1,27	2,25
K2O	3,04	1,87	4,04	6,68	2,59	2,93	1,01
P2O5	0,33	0,09	0,02	0,03	0,12	0,09	0,59
MnO	0,09	0,14	0,01	0,12	0,09	0,12	0,24
TiO2	1,30	1,26	0,17	1,12	1,07	1,52	1,94
P.F.	<0,01	0,17	0,74	0,14	0,09	<0,01	<0,01
Total	101,83	102,81	100,21	101,72	99,47	100,43	99,41
V	141	182	14	110	111,5	117,65	69,46
Cr	114	10	13	140	99,7		
Co	22	24	2	18			
Ni	52	10	10	52	41		
Sc					14		6,30
Cu	33	17	10	33	11,4		
Zn	90	99	17	63	58,8		
Ga	24	20	20	22			
Ge	2	1	1	2			
As	5	5	5	5			
Rb	124	55	98	183	72		
Sr	154	425	929	746	146,2	147,87	429,97
Y	36	26	2	39	26,1	23,03	32,67
Zr	317	128	321	295	234,2	388,28	288,70
Nb	28	8	3	33	18,1		
Mo	1	0,5	0,5	0,9			
Ag	0,5	0,5	0,5	0,5			
In	0,2	0,2	0,2	0,2			
Sn	2	1	2	2			
Sb	0,1	0,1	0,1	0,1			
Cs	0,5	0,5	0,6	0,7			
Ba	686	612	1435	1847	764	587,26	522,49
Hf	8,4	3,4	8,4	7,7			
Ta	1,79	0,5	0,19	2,08			
W	0,9	0,5	0,5	0,5			
Tl	0,5	0,3	0,5	0,7			
Pb	12	18	50	44	8		
Bi	0,2	0,2	0,2	0,2			
Th	26	8,1	3,4	2	11,4		
U	1,9	1,7	0,6	0,7	1,4		
La	73	24	16	11	42		49,56
Ce	149	50	28	19	90,3		101,38
Pr	16,2	5,78	2,67	1,89			11,80
Nd	60	23	9	7,2	39		47,12
Sm	11	5	1,3	2,3			9,73
Eu	2,16	1,51	1,36	2,59			2,60
Gd	9	4,5	0,6	5			9,22
Tb	1,4	0,7	-0,1	1,2			1,56
Dy	7,1	4,4	0,3	7,1			9,22
Ho	1,3	0,9	-0,1	1,4			1,76
Er	3,9	2,7	0,2	3,9			4,74
Tm	0,60	0,43	-0,05	0,63			
Yb	3,7	2,7	0,1	4,1			4,13
Lu	0,54	0,39	-0,04	0,57			0,63

Tabela 1 - Análises de elementos maiores e traços.

AMOSTRA	*Nesg72c*	*Nesg72o*	*Nesg88C*	*Nesg88d*	*Nesg88g*	*VA206a*	*VA89a*
SiO2	66,82	57,16	59,17	56,15	63,62	57,12	63,74
Al2O3	17,58	17,45	18,31	18,53	15,20	18,25	15,96
Fe2O3	0,33	0,04	0,28	0,06	0,58	10,44	0,17
FeO	7,96	11,91	7,95	10,04	6,76		7,21
MgO	2,14	4,20	3,75	4,93	3,62	4,73	3,36
CaO	0,61	4,14	2,51	2,36	2,85	1,97	2,20
Na2O	0,63	1,50	2,83	2,07	1,99	1,67	2,44
K2O	3,35	1,53	2,54	3,22	2,73	4,05	2,41
P2O5	0,10	0,15	0,11	0,14	0,15	0,12	0,06
MnO	0,11	0,26	0,18	0,15	0,14	0,20	0,16
TiO2	1,29	1,94	1,11	1,20	1,04	1,17	0,83
P.F.	<0,01	0,48	<0,01	0,06	0,34	0,11	0,06
Total	100,93	100,75	98,73	98,91	99,03	99,61	98,61
V	129,87	213,80	148,4	196,08	128,09	194,1	120
Cr						141,9	107
Co							22
Ni						106,5	64
Sc						27,1	
Cu						8	41
Zn						156,9	100
Ga							17
Ge							2
As							5
Rb						135	54
Sr	131,82	222,56	263,76	204,55	225,02	173	190
Y	26,66	29,40	37,49	42,78	30	46	38
Zr	320,75	333,56	275,09	229,8	213,1	254	223
Nb						19,1	14
Mo							1,3
Ag							0,5
In							0,2
Sn							1
Sb							0,1
Cs							0,5
Ba	684,74	407,46	776,67	830,04	773,05	1162,8	583
Hf							5,8
Ta							0,89
W							0,5
Tl							0,3
Pb						18,6	20
Bi							0,2
Th						11,7	5,8
U						2,3	0,9
La						31,4	22
Ce						67,2	41
Pr							4,49
Nd						27	17
Sm							3,6
Eu							1,69
Gd							5,1
Tb							1,1
Dy							6,5
Ho							1,3
Er							3,9
Tm							0,64
Yb							4,1
Lu							0,59

Tabela 1 - Análises de elementos maiores e traços.

AMOSTRA	VA89b	VA89d	RE113b2	RE367	VA162a	VA167	VA167a
SiO2	70,77	57,30	44,28	47,04	59,54	64,24	62,04
Al2O3	15,73	17,78	13,77	13,84	16,8	15,93	16,39
Fe2O3	0,08	1,16	16,69	15,34	9,11	7,36	8,76
FeO	2,16	7,54					
MgO	1,35	4,42	8,11	7,86	4,17	3,08	3,93
CaO	2,41	2,73	11,62	11,66	2,55	2,84	2,31
Na2O	3,95	2,91	0,41	1,4	2,46	2,86	2,13
K2O	1,64	2,82	1	0,192	2,73	1,64	2,56
P2O5	0,04	0,17	0,345	0,229	0,22	0,21	0,19
MnO	0,04	0,19	0,267	0,233	0,16	0,14	0,18
TiO2	0,35	1,11	2,528	1,986	1,00	0,91	1,04
P.F.	1,24	0,70	0,35	0,35		0,16	0,02
Total	99,76	98,84	99,4	99,43	98,74	99,37	99,55
V	213	44	450,7	399,5	178	151	132
Cr	145	34	189,3	399,3	216,1		101,6
Co	28	7,2			26,4		16,9
Ni	93	17	67,8	169,8	54,7		34,9
Sc			60	51,6	24,5		14,9
Cu	12	64	98,3	30,3			15,7
Zn	162	34	199	125,3			93
Ga	23	17			0,56		1,38
Ge	2	1			0,07		0,66
As	5	5					
Rb	104	27	72	1,9	70		94
Sr	218	324	146,2	74,9	230	214	196
Y	44	11	45,9	46	34,8	33	34,1
Zr	257	84	83,1	125,8	202	193	214
Nb	13	4	16,4	12,5	16,9		15,5
Mo	0,6	0,5			0,47		0,38
Ag	0,5	0,5					
In	0,2	0,2					
Sn	3	1					
Sb	0,1	0,1					
Cs	1,5	0,5			0,52		0,32
Ba	840	298	240,4	7,7	785	444	675
Hf	6,7	2,5			4,87		6,13
Ta	0,66	0,19			0,78		1
W	0,5	0,5					
Tl	0,6	0,1					
Pb	20	20	0,8	1			
Bi	0,2	0,2					
Th	11	1,2	12,5	1,8	4,83		3,76
U	1,2	0,5	6,8	3	0,42		0,84
La	40	12	50,3	11,3	18,52	34	14,15
Ce	83	21	116,5	29,2	37,55		36,64
Pr	9,89	2,29			5,03		4,25
Nd	40	8,3	63,9	19,8	19,89		17,67
Sm	8,4	1,5			4,24		4,48
Eu	1,86	1,76			1		1,1
Gd	7,7	1,5			4,87		5,23
Tb	1,3	0,3			1,01		0,98
Dy	7,4	1,9			6,55		5,96
Ho	1,5	0,4			1,33		1,33
Er	4,5	1,2			3,44		3,65
Tm	0,72	0,17					
Yb	4,7	1			3,18		3,57
Lu	0,66	0,17			0,49		0,56

Tabela 1 - Análises de elementos maiores e traços.

AMOSTRA	VA167e	VA167f	VA73b	VA73f	VA73g	VA73j	Nesg147
SiO2	65,7	80,29	67,65	66,92	66,15	67,21	77,17
Al2O3	14,32	5,78	14,89	15,91	14,21	14,63	11,49
Fe2O3	7,32	2,16	5,38	4,24	7,17	6,17	0,23
FeO							5,43
MgO	3,05	2,96	1,64	1,22	3,15	1,65	1,03
CaO	2,41	4,21	2,33	3,57	3,29	1,72	0,39
Na2O	2,13	0,61	2,12	4,05	2,07	1,86	0,32
K2O	2,38	0,87	3,78	0,93	2,32	4,62	2,03
P2O5	0,15	0,05	0,04	0,06	0,19	0,19	0,08
MnO	0,13	0,06	0,09	0,07	0,14	0,14	0,09
TiO2	1,03	0,31	0,67	0,55	0,98	0,86	1,04
P.F.		1,81	0,23		0,41		0,86
Total	98,62	99,11	98,82	97,52	100,08	99,05	100,16
V	135	29	63	55	124	80	97
Cr		23,6		12,7			85
Co		5,4		8,7			15
Ni		18,3		10			27
Sc	18	3,9	11,9	9,4	15		
Cu							25
Zn	103	31			108		57
Ga		1,07		1,1			15
Ge		0,08		0,11			2
As							5
Rb	90	46		28	95		75
Sr	166	114	204	371	207	144	57
Y	31	10,9	29	15,7	26	38	50
Zr	232	110	272	173	216	261	435
Nb	5	4,5		5,4	5		20
Mo		0,57		0,42			0,5
Ag							0,5
In							0,2
Sn							2
Sb							0,1
Cs		1,63		0,11			1,7
Ba	640	276	902	172	584	859	452
Hf		3,77	7,2	4,64			11
Ta		0,25	0,6	0,36			1,39
W							0,5
Tl							0,3
Pb							10
Bi							0,2
Th	15	3,96	12,6	3,08	8		14
U		0,48	1	0,22			2,2
La	35	16,37	63,1	20,59	33	61	47
Ce	85	33,56	74	37,72	71		97
Pr		4,03		4,09			10,9
Nd	49	14,96	27	14,36	41		41
Sm		2,92	3,66	2,59			8
Eu		0,28	1,72	1,07			1,49
Gd		2,29		2,97			6,9
Tb		0,37	0,9	0,56			1,2
Dy		2,01		3,16			7,8
Ho		0,42		0,58			1,7
Er		1,23		1,33			5,4
Tm							0,91
Yb		1,13	2,8	1,04			5,9
Lu		0,18	0,43	0,15			0,84

Tabela 1 - Análises de elementos maiores e traços.

AMOSTRA	*CC116a*	*Nesg183*	*CC401a*	*CC402b*
SiO2	59,54	82,95	88,52	53,86
Al2O3	19,32	7,71	6,93	23,29
Fe2O3	9,15	2,55	0,46	10,39
FeO				
MgO	2,46	0,24	0,13	1,32
CaO	0,36	0,67	0,06	1,04
Na2O	0,66	0,04	0,1	0,4
K2O	4,67	3,232	1,915	2,726
P2O5	0,12	0,485	0,002	0,924
MnO	0,10	0,118	0,002	0,117
TiO2	1,06	0,484	0,225	0,896
P.F.	1,98	1,19	1,27	4,46
Total	99,42	99,67	99,49	99,42
V	162,50	39,40	21,10	146,60
Cr	121,40	25,80	28,50	122,50
Co				
Ni	33,30	18,00	10,50	49,80
Sc	22,80	5,50	4,10	22,60
Cu	17,70	0,70	1,10	25,50
Zn	138,10	28,50	7,50	124,30
Ga				
Ge				
As				
Rb	235,30	117,20	43,70	106,40
Sr	75,60	30,70	35,80	149,30
Y	63,90	18,30	5,70	59,90
Zr	216,60	263,80	149,40	155,90
Nb	20,40	9,80	2,90	24,50
Mo				
Ag				
In				
Sn				
Sb				
Cs				
Ba	692,4	653,30	779,90	762,80
Hf				
Ta				
W				
Tl				
Pb	14,50	13,60	5,90	18,40
Bi				
Th	17,00	10,60	2,80	21,15
U	4,60	3,30	0,80	7,10
La	42,00	18,3	12,2	75,1
Ce	89,50	42,3	25,3	140,2
Pr				
Nd	44,00	16	9,1	58,4
Sm				
Eu				
Gd				
Tb				
Dy				
Ho				
Er				
Tm				
Yb				
Lu				

T3304
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
— BIBLIOTECA —

Tabela 2 - Razões elementais.

AMOSTRA	*RE113a*	*RE113c*	*RE113d*	*RE113e*	*RE113f*	*Nesg72e*	*Nesg72y*	*Nesg72c*	*Nesg72o*	*VA89a*
SiO2/Al2O3	3,27	4,16	4,69	2,55	4,71	3,93	3,64	3,80	3,28	3,99
K20/Na2O	11,71	0,70	1,06	5,98	4,98	2,30	0,45	5,30	1,02	0,99
K2O/AL2O3	0,15	0,12	0,26	0,30	0,17	0,17	0,06	0,19	0,09	0,15
IAQ	79	48	51	67	77	74	57	75	60	60
IMAT	77	81	82	72	82	80	78	79	77	80
Cr/V	0,81	0,05	0,93	1,27	0,89					0,89
V/Ni	2,71	18,2	1,4	2,12	2,72					1,88
Ni/Co	2,36	0,42	5,88	2,89						2,91
La/Sc					3					
Zr/Hf	37,74	37,65	38,21	38,31						38,45
Th/U	13,68	4,76	5,67	2,86	8,14					6,44
Th/Sc					0,81					
La/Th	2,81	2,96	4,71	5,5	3,68					3,79
Yb/Hf	0,14	0,33	0,03	2,05						0,71
Rb/Sr	0,81	0,13	0,11	0,25	0,49					0,28
ΣETR	338,9	126,01	59,24	67,88			253,45			113,01
ΣETRL	298,2	102,78	55,67	39,09			209,86			84,49
ΣETRM	31,96	17,01	3,36	19,59			34,09			19,29
ΣETRP	8,74	6,22	0,21	9,2			9,5			9,23
LaN/YbN	13,33	6,01	109	1,81						3,63
LaN/SmN	4,18	3,02	7,74	3,01						3,85
GdN/YbN	1,97	1,35	4,9	0,99						1,01
*Eu/Eu**	0,66	0,97	4,71	2,33						1,21

Tabela 2 - Razões elementais.

AMOSTRA	VA89b	VA89d	VA206a	Nesg-88C	Nesg-88d	Nesg-88g	RE-113b2	RE-367	va162a	va167	va167a
SiO2/Al2O3	4,50	3,22	3,13	3,23	3,03	4,19	3,22	3,40	3,54	4,03	3,79
K20/Na2O	0,42	0,97	2,42	0,89	1,56	1,37	2,50	0,14	1,11	0,57	1,20
K2O/AL2O3	0,10	0,16	0,22	0,14	0,17	0,18	0,07	0,01	0,16	0,10	0,16
IAQ	55	58	64	60	62	57	38	37	59	58	62
IMAT	82	76	76	76	75	81	76	77	78	80	79
Cr/V	0,68	0,77	0,73				0,42	1	1,21		0,77
V/Ni	2,29	2,59	1,82				6,65	2,35	3,25		3,78
Ni/Co	3,32	2,36							2,07		2,07
La/Sc			1,16				0,84	0,22	0,76		0,95
Zr/Hf	38,36	33,6							41,48		34,91
Th/U	9,17	2,4	5,09				1,84	0,6	11,5		4,48
Th/Sc			0,43				0,21	0,03	0,20		0,25
La/Th	3,64	10	2,68				4,02	6,28	3,83		3,76
Yb/Hf	0,43	0,83							0,66		0,95
Rb/Sr	0,48	0,08	0,78				0,49	0,03	0,30		0,48
ΣETR	211,63	53,49							107,1		99,57
ΣETRL	172,89	43,59							80,99		72,71
ΣETRM	28,16	7,36							19		19,08
ΣETRP	10,58	2,54							7,11		7,78
LaN/YbN	5,75	8,11							3,94		2,68
LaN/SmN	3	5,04							2,75		1,99
GdN/YbN	1,33	1,22							1,24		1,19
Eu/Eu*	0,71	3,59							0,67		0,69

Tabela 2 - Razões elementais.

AMOSTRA	*va167e*	*va167f*	*va73b*	*va73f*	*va73g*	*va73j*	*Nesg147*	*CC116a*	*Nesg183*	*CC401a*	*CC402b*
SiO2/Al2O3	4,59	13,89	4,54	4,21	4,66	4,59	6,72	3,08	10,76	12,77	2,31
K20/Na2O	1,12	1,43	1,78	0,23	1,12	2,48	6,40	7,07	80,8	19,2	6,8
K2O/AL2O3	0,17	0,15	0,25	0,06	0,16	0,32	0,18	0,24	0,42	0,28	0,12
IAQ	59	65	57	51	59	56	77	72	52	75	81
IMAT	82	93	82	81	82	82	87	76	91	93	70
Cr/V		0,81		0,23			0,88	0,75	0,65	1,35	0,84
V/Ni		1,58		5,5			3,59	4,88	2,19	2,01	2,94
Ni/Co		3,39		1,15			1,8				
La/Sc	1,94	4,20	5,30	2,19	2,2			1,84	3,33	2,98	3,32
Zr/Hf		29,18	37,78	37,28			39,55				
Th/U		8,25	12,6	14			6,36	3,7	3,21	3,5	2,98
Th/Sc	0,83	1,02	1,06	0,33	0,53			0,75	1,93	0,68	0,94
La/Th	2,33	4,13	5,01	6,69	4,13		3,36	2,47	1,73	4,36	3,55
Yb/Hf		0,29	0,22	0,34			0,42				
Rb/Sr	0,54	0,40		0,08	0,46		1,32	3,11	3,82	1,22	0,71
ΣETR		79,75		90,21			236,04				
ΣETRL		68,92		76,76			195,9				
ΣETRM		8,29		10,93			27,09				
ΣETRP		2,54		2,52			13,05				
LaN/YbN		9,78	15,23	13,39			5,38				
LaN/SmN		3,53	10,85	5			3,7				
GdN/YbN		1,64		2,32			0,95				
*Eu/Eu**		0,33		1,18			0,61				

V. DADOS TERMOBAROMÉTRICOS

(Os dados e discussão referentes a este capítulo encontram-se no Anexo A)

VI. DADOS DE ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO

(Os dados e discussão referentes a este capítulo encontram-se no Anexo B)

VII. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

As unidades identificadas que compõem o conjunto de nappes em questão possuem histórias metamórficas e deformacionais distintas, anteriores à sua aglutinação. Como feições comuns e certamente relacionadas ao cisalhamento dúctil devido à convergência estão as foliações de baixo ângulo características de toda a região e as lineações de estiramento e mineral que indicam transporte de topo grosseiramente para E/ENE. A orientação das lineações mineral e de estiramento é levemente variável em cada uma das unidades estudadas e coincide com a orientação dos eixos de dobras construídos a partir das medidas da foliação principal para as mesmas unidades. Os granulitos basais da Nappe Socorro-Guaxupé, estrutura alóctone superior, encontram-se extremamente deformados, sendo que, com exceção de raras dobras sem raiz indicativas de transposição, poucas evidências de deformação anterior foram encontradas. A deformação dúctil predomina em todo o conjunto formado pelas nappes Três Pontas-Varginha e Carmo da Cachoeira, mas nesta última há diversas evidências de deformação sob temperaturas mais baixas, como dobramento seguido de fraturamento em cianitas e *kinks*. As rochas apresentam quase que invariavelmente uma marcada lineação de estiramento associada a planos de cisalhamento dúcteis de baixo ângulo sobrepostos ao bandamento diferencial. A extrema deformação observada nos aluminossilicatos, além de piroxênios e anfibólios, indica que a milonitização principal ocorreu sob condições drásticas de pressão e temperatura. As seqüências mais basais (tipo Luminárias e serras do Faria e da Bocaina), denominadas por Trouw (2000) Nappe São Tomé e *Klippe* de Carrancas, exibem uma deformação polifásica complexa e sentido de transporte de topo muitas vezes para NNW, dado principalmente por dobras em bainha e tubulares. A foliação metamórfica em cada uma destas unidades alóctones delineia extensas estruturas sinformais, com pequena amplitude, orientação axial sistemática para SW e fraco caimento.

Os cálculos termométricos utilizando-se o fracionamento de isótopos de oxigênio foram baseados em pares do tipo quartzo-mineral, considerados os mais favoráveis para a obtenção de temperaturas isotópicas. Na maior parte das vezes, porém, as temperaturas obtidas foram menores do que as observadas por termometria catiônica. Isto porque vários minerais pouco refratários foram utilizados nos cálculos, razão pela qual os resultados devam ser considerados com certa cautela. Os melhores valores de temperatura foram obtidos quando as fases mais

refratárias, como granada e cianita, foram utilizadas. Para a Nappe Três Pontas-Varginha, por exemplo, o valor obtido a partir do par quartzo-cianita (881°C) é compatível com aqueles produzidos por termobarometria catiônica (Campos Neto & Caby 2000) e reproduz provavelmente as condições metamórficas reais. Infelizmente, ou porque nem todos os litotipos possuem estes minerais na sua paragênese, ou pela ausência de uma coleta mais sistemática visando a obtenção destas fases mais propícias, uma discussão mais detalhada acerca destes valores foi prejudicada.

A despeito disto, o decréscimo na temperatura do topo para a base de todo o conjunto, já definido anteriormente (Trouw et al. 1986, Ribeiro et al. 1995, Paciullo 1997, Campos Neto & Caby 1999, 2000), foi bem documentado pela termometria de isótopos de oxigênio. Os resultados mostram uma redução significativa do topo para a base do sistema como um todo (de 703° - média dos valores para o par quartzo-granada - para 319°C, em muscovita quartzito da *Klippe* de Carrancas). Além disso, dentro do subconjunto que envolve a Nappe Três Pontas-Varginha, o mesmo padrão foi observado utilizando-se a termometria catiônica, caracterizado por uma gradação de cianita granulitos de mais altas pressões e mais baixas temperaturas na base para sillimanita granulitos de pressões mais baixas e temperaturas mais altas no topo. Campos Neto & Caby (1999) apontam uma origem baseada no modelo de Le Fort (1975), pelo qual o crescimento de sillimanita sobre cianita teria sido causado por sobreaquecimento, neste caso devido à superposição a quente das rochas granulíticas da Nappe Socorro-Guaxupé. Os dados petrográficos revelam, com efeito, várias evidências de que a sillimanita seja posterior à cianita, como *pods* nos quais se preservam cristais de cianita extremamente deformados, envolvidos por uma foliação milonítica onde sillimanita foi cristalizada.

Um fato notável é o considerável aumento na temperatura da unidade mais basal (*Klippe* de Carrancas) para o domínio do embasamento, verificado por meio da termometria por isótopos de oxigênio (de 319° em quartzo-muscovita para 522° e 565°C em quartzo-biotita). Os dados estruturais referentes às rochas do embasamento são pouco representativos se comparados às unidades alóctones, mas permitem inferir que as primeiras apresentam um padrão estrutural bastante diverso das últimas. Parte dos indicadores cinemáticos dúcteis encontrados em ortognaisses bandados (porfiroclastos rotacionados, sombras de pressão assimétricas) sugerem uma direção de transporte de topo para sul, bem distinto portanto daqueles observados nos metassedimentos superiores. No entanto, os indicadores cinemáticos dúcteis-rúpteis (fraturas de tensão, porfiroclastos microfraturados) apontam para um transporte de topo predominantemente

para ENE/NNE, o que pode indicar que a colocação dos pacotes superiores ocorreu sob condições de temperatura consideravelmente amenas e que os dois terrenos tenham sofrido histórias tectônicas anteriores distintas. A diferença na orientação das foliações também corrobora este fato.

Os valores para rocha total (12,979 e 13,769‰) obtidos para os cianita/sillimanita granulitos da Nappe Três Pontas-Varginha são compatíveis com seu protólito sedimentar e os resultados de $\delta^{18}O$ para os minerais individuais mostram boa consistência interna. Porém, quando comparados entre amostras, estes valores são significativamente diferentes, o que sugere a presença de fontes distintas para cada uma das amostras. Adicionalmente, as diferenças observadas entre os valores para os metassedimentos e as rochas cálciossilicáticas, aliadas às baixas razões água/rocha para estas últimas (0,6-0,9), sugerem que o metamorfismo tenha ocorrido sem a participação significativa de fluidos. Os dados litoquímicos são consistentes com estas afirmações e apontam para uma origem a partir de fontes bastante heterogêneas para estas rochas, fato também destacado por Janasi (1999). Os cianita/sillimanita gnaisses de Varginha exibem razões SiO_2/Al_2O_3 altas (3,03-4,59) e K_2O/Na_2O relativamente baixas (0,23-2,48), sugestivas de uma origem a partir de sedimentos psamíticos ricos em feldspato, provavelmente grauvacas, e possuem características que os aproximam de ambientes de margens ativas pós-arqueanos. Os cianita gnaisses de Três Pontas apresentam, comparativamente, maior variação composicional, podendo ser agrupados em dois conjuntos com características químicas distintas, o que indica a contribuição de diferentes componentes na proveniência dos sedimentos. O primeiro conjunto é quimicamente semelhante às rochas de Varginha, enquanto o segundo apresenta razões SiO_2/Al_2O_3 altas e variadas (2,55-4,71) e K_2O/Na_2O altas (2,30-11,71), constituindo prováveis produtos de sedimentos pelíticos relativamente puros possivelmente derivados de ambientes de margem passiva ou, alternativamente, fontes crustais antigas.

Com base em estudos sobre o comportamento dos isótopos de oxigênio em zonas de cisalhamento e em áreas de alteração hidrotermal, estimativas foram feitas acerca dos valores de $\delta^{18}O$ nos metapelitos. Os resultados indicaram que valores de até 18‰ podem ser esperados para os equivalentes indeformados da Nappe Três Pontas-Varginha e para os equivalentes inalterados da Nappe Carmo da Cachoeira, muito diferentes, portanto, dos 8,3±0,1‰ obtidos nas rochas granitóides do embasamento. Adicionalmente, Campos Neto & Caby (1999) destacam a pouca probabilidade de que os metapelitos das nappes Três Pontas-Varginha e Carmo da Cachoeira sejam derivados de rochas do Cráton São Francisco. Os autores apontam valores de ε_{Nd} (0,630)

entre –2 e –3,5 e idades modelo (T_{DM}) de 1,4 e 1,55 obtidos para estes metassedimentos, que tornam pouco provável sua correlação.

O metamorfismo granulítico que atingiu as rochas da Nappe Socorro-Guaxupé teve caráter basicamente anidro. Embora não conclusivos, os dados de isótopos de oxigênio sugerem que pouca ou nenhuma homogeneização ocorreu durante o metamorfismo, o que seria de se esperar se este fosse acompanhado de grande aporte de fluidos pervasivos. Estes resultados estão de acordo com aqueles obtidos por Iyer et al. (1996), que estudaram rochas semelhantes. A trajetória P-T sugerida para estas rochas também apontam para metamorfismo anidro, possivelmente relacionado a um sobreaquecimento na base da crosta causado por *underplating*. A profusão de magmatismo básico na base da unidade, assim como a grande variação na composição das rochas graníticas, também são apontadas por Janasi (1997, 1999) como indicativas de um aquecimento anômalo na base da crosta. Neste sentido, duas das amostras estudadas exibem trajetórias de equilíbrio baseadas em paragêneses de núcleo e borda de granadas que sugerem a ocorrência de pico térmico anterior ao pico bárico, o que caracterizaria uma trajetória anti-horária para parte destas rochas. Além de ser consistente com uma evolução ao longo de uma geoterma relaxada, típica de zonas onde houve espessamento da crosta continental e conseqüente aumento no aporte de calor, este modelo é particularmente atrativo porque explica a formação de sillimanita ao invés de cianita nos metapelitos do topo da unidade, encontrados localmente na área pesquisada. Entretanto, estudos mais detalhados são necessários a fim de esta hipótese seja confirmada.

Os resultados obtidos por meio da termobarometria catiônica indicaram que as três unidades investigadas apresentam trajetórias P-T coerentes com três ambientes tectônicos distintos. Para a Nappe Socorro-Guaxupé as trajetórias P-T são isobáricas e compatíveis com uma evolução metamórfica inicial envolvendo aquecimento na base da crosta inferior antes e durante o soterramento. O segmento correspondente à porção retrogressiva da trajetória foi registrado em texturas miloníticas reequilibradas, possivelmente relacionadas à extrusão da unidade. A temperatura máxima obtida foi 865°C para P=11,2Kb na assembléia hedembergita-anfibólio-hiperstênio-piropo-plagioclásio, enquanto o pico de pressão foi calibrado a 12,2Kb para T=848°C na associação hiperstênio-anfibólio-plagioclásio. Na Nappe Três Pontas-Varginha as trajetórias horárias tipo IBC (aquecimento e resfriamento quase isobárico), são encontrados mais tipicamente em ambientes colisionais. A trajetória dos cianita granulitos encontra-se inteiramente no campo de estabilidade da cianita (pressão máxima de 12,9Kb para T=835°C em

cianita-biotita-granada-plagioclásio), enquanto os dados para os sillimanita granulitos sugerem uma evolução próxima ao limite cianita/ sillimanita (temperatura máxima de 923°C para P=12,1Kb na paragênese diopsídio-granada-plagioclásio em rocha calciossilicática associada). Estas diferenças comprovam os contrastes entre a evolução metamórfica dos dois tipos de granulitos e demonstra o aumento das condições de temperatura em direção ao topo da unidade. As trajetórias evolutivas correspondentes tanto ao soterramento quanto ao soerguimento do pacote são muito semelhantes e caracterizam-se por temperaturas e pressões máximas atingidas em pontos muito próximos, implicando um soerguimento a frio com taxas de erosão e/ou extrusão expressivas. A trajetória construída para a Nappe Carmo da Cachoeira caracteriza-se por pressões altas atingidas sob condições de temperatura relativamente baixas, sendo compatível com terrenos com altas taxas de exumação. O maior valor de pressão foi obtido analisando-se a assembléia clinopiroxênio-granada-plagioclásio em granada anfibolito (16,3Kb para T=782°C). Esta trajetória exibe uma tendência para a depressão da paleogeoterma em direção a temperaturas mais baixas, possivelmente relacionadas ao *underthrusting* da litosfera fria em zonas de subducção.

A caracterização do segmento progressivo em trajetórias P-T para rochas granulíticas é muitas vezes intrincada porque a maior parte das evidências petrológicas relacionadas a eventos mais antigos é normalmente apagada pelas condições extremas de pressão e temperatura. Lardeaux & Spalla (1990) destacam que os sítios mais favoráveis à preservação de eventos metamórficos pretéritos são aqueles menos deformados, onde a maior parte das transformações coroníticas ocorre. Bandas miloníticas e zonas de cisalhamento em geral são, ao contrário, normalmente caracterizadas por reequilíbrio generalizado sob as novas condições de pressão e temperatura, principalmente devido ao fato de que as altas taxas de deformação nestes domínios contribuem para a aceleração das reações cinéticas. Embora em geral fortemente recristalizadas, as rochas estudadas constituem-se na maior parte das vezes de milonitos nos quais a maioria das associações minerais encontradas não representa as condições mais drásticas do metamorfismo. Por esta razão, acredita-se que o pico metamórfico não tenha sido calibrado em nenhuma das unidades estudadas e os valores obtidos correspondem, provavelmente, a condições de equilíbrio já retrógrado.

Lardeaux & Spalla (1990) ponderam que, embora muitas vezes as trajetórias metamórficas obtidas nas diversas unidades em sistemas de nappes sejam contrastantes, estas podem não estar relacionadas necessariamente a histórias geodinâmicas diferentes. Neste

sentido, o contraste entre as trajetórias P-T obtidas nas nappes Três Pontas-Varginha e Carmo da Cachoeira pode ser resultante do espessamento de crosta que normalmente acompanha um episódio de subducção, sendo as diferenças verificadas dependentes da posição relativa da rocha dentro da unidade considerada.

REFERÊNCIAS

Bohlen SR. 1987. Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. *Journal of Geology* **95**: 617-632.

Campos Neto MC & Caby R. 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Precambrian Research*, **97**: 3-26.

Campos Neto MC & Caby R. 2000. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of the southeast Brazil: petrologic and structural constraints. *Tectonics*, **19(4)**: 669-687.

Iyer SS, Choudhuri A, Pattison DRM & De Paoli GR. 1996. Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Guaxupé granulite terrain, southeast Brazil. *Precambrian Research* **77**: 23-40.

Janasi VA. 1997. Crustal anatexis and granite genesis in the Socorro-Guaxupé Thrust Nappe, southeastern Brazil: some constraints from elemental geochemistry. *Revista Brasileira de Geociências* **27**: 139-150.

Janasi VA. 1999. Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. Tese de Livre-Docência, IG/USP, 304p. (inédito)

Lardeaux JM & Spalla MI. 1990. Tectonic significance of P-T-t paths in metamorphic rocks: examples from ancient and modern orogenic belts. *Mem. Soc. Geol. It.* **45**:51-69.

Paciullo FVP. 1997. A Seqüência Deposicional Andrelândia. *Tese de Doutoramento, IG/UFRJ*, 245p. (inédito)

Ribeiro A, Trouw RAJ, Andreis RR, Paciullo FVP, Valença JG. 1995. Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasiliano na margem sul do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 25(4):235-248.

Trouw RAJ, Ribeiro A, Paciullo FVP. 1986. Contribuição à geologia da Folha Barbacena 1:250.000. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, 1986. *Anais...*, SBG/Núcleo Centro-Oeste, 2:974-984.

Trouw R, Heilbron M, Ribeiro A, Paciullo F, Valeriano C, Almeida JCH, Tupinambá M, Andreis RR. 2000. The Central Segment of Ribeira Belt. In: Cordani G, Milani EJ, Thomaz Filho A, Campos DA. (Eds.). Tectonic Evolution of South America:287-310.

ANEXO A

CONTRASTING HIGH-PRESSURE P-T PATHS IN THE NEOPROTEROZOIC COLLISION-RELATED NAPPE SYSTEM, SOUTH OF SÃO FRANCISCO CRATON, SE BRAZIL

Maria da Glória Motta Garcia[1]
(e-mail: garcia@usp.br)
Mário da Costa Campos Neto[1]
(e-mail: camposnt@usp.br)

[1]Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 05508-900, São Paulo, Brasil

Short title: Contrasting HP P-T paths, SE Brazil

ABSTRACT: P-T path reconstructions based on cationic thermobarometric calculations are carried out for three great tectonic entities, which are part of a huge structure, organised as a nappe complex with a verging sense towards the southern border of the São Francisco Craton. These trajectories are then interpreted and compared in terms of metamorphic evolution and tectonic processes. The uppermost Socorro-Guaxupé Nappe, represented by its granulitic basal portion, shows maximum temperature and pressure of 865°C and 12.2kb. Its metamorphic evolution is consistent with an abnormal overheating in the base of the crust, probably resulting from underplating of mantle portions. The underlying Três Pontas-Varginha Nappe presents two kinds of evolutionary P-T paths; both characterised by an isobaric heating followed by a nearly isothermal decompression. The kyanite-bearing granulites show higher peak pressure values (12.9kb for 835°C), whilst the sillimanite granulites show the highest temperatures (923°C for 12.3kb). Collisional settings where thrusting dominates are the most probable tectonic environment for this unit. Data on the Carmo da Cachoeira Nappe reveal an essentially isothermal decompression trajectory, in which the maximum pressure (16.3kb) was obtained under relatively low temperatures (782°C). This kind of evolution is normally related to overthickened crust in subduction zones. The inverted metamorphic pattern already observed across these sequences is confirmed by our thermobarometric data, which reveal that the lowest

temperatures were attained towards the base of the pile. Although roughly outlined for the whole system, this inversion is more noticeable within the Três Pontas-Varginha Nappe, in which, from base to top, kyanite-bearing granulites grade to sillimanite-bearing granulites.

Key words: Brazil, P-T path, thermobarometry, high-pressure granulite facies.

INTRODUCTION

The construction of evolutionary P-T paths resulting from the burial and exhumation of rocks during continental thickening is strongly based on rocks such as eclogites and high-pressure granulites, normally taken as key pieces in these geodynamic reconstructions. In high-pressure terrains, commonly characterised either by thrusting or magma addition in convergent plate margins; contrasted P-T trajectories have been frequently documented (Lardeaux & Spalla, 1990; Mercier *et al.*, 1991). Variations in the burial initial conditions, discrepancies in the uplift rates (erosion *vs* tectonism), and distinct tectonic histories are the most probable explanations for these divergent metamorphic histories, but do not imply necessarily highly different tectonic environments. Opposite P-T paths may be, for instance, the result of the normal evolution of domains such as subduction zones, where the controlling parameters may vary in space and time. The type of these paths may therefore result from their position relative to the main suture.

Two basic features must be taken into account when interpreting P-T histories: the shape and the sense of both prograde and retrograde segments (Bohlen *et al.*, 1991; Bohlen, 1991; Harley, 1989). Metamorphic evolutions dominated by isobaric or near-isobaric cooling are generally associated with the generation or retention of large amounts of heating within a normal or near normal thickened crust. IBC-type paths have been normally documented in rocks from diverse orogenic belts produced by continental collision, in which both extension and magmatism play important roles (Harley, 1989). Thrust systems such as the central Himalayan orogen show equivalent paths created by accommodation of continental convergence (Vannay & Hodges, 1996; Vannay & Grasemann, 1998). When associated with an anticlockwise sense, in which the thermal peak is attained before the baric peak, abnormal thermal anomalies and magma production must be invoked to explain the heating occurring before and during loading. Analogous P-T paths were recorded by Appel *et al.* (1998) for high-pressure granulite facies rocks from eastern Tanzania, though to result from magmatic underplating. Conversely,

isothermal or near-isothermal decompression P-T paths are conventionally related to the overthickening of continental crust, especially by subduction. The common scenario of maximum pressure prior to maximum temperature has been suggested for many orogenic systems characterised by amphibolite- to greenshist-facies rocks.

The inverted metamorphic zonation observed in many orogenic systems has been being investigated by several models that search for plausible mechanisms to explain this inversion. These models fall into two mains groups: a) those invoking a heat source acting above the inverted sequence, and b) those implying a pre-existing normal metamorphic sequence modified by later tectonic processes. Models such as the "hot iron" (Le Fort, 1975), in which a hotter, upper slice is thrusted over cooler rocks, and magmatic intrusions generating the metamorphic inversion, are contained in the first group. The second group includes the tectonic inversion of isograds by means of recumbent folding, thrusting, or shearing (Hubbard, 1996).

The aim of this work is to obtain cationic thermobarometric data for three main tectonic units that are included in the major nappe complex south of São Francisco Craton. An increase in the metamorphic grade from the lowest to the topmost units has been described by several authors (Trouw, 1986; Ribeiro *et al.*, 1995), being the inverted high-pressure metamorphic pattern defined by Campos Neto & Caby (1999). The reconstruction of their metamorphic histories is one of our goals, as well as the comparison between the trajectories obtained regarding their tectonic significance.

GEOLOGICAL SETTING AND TECTONIC UNITS

The area under investigation is characterised by the occurrence of three major tectonic units, which correspond to the high-grade metamorphic nappes transported to E-NE towards the southern edge of the São Francisco Craton (Fig. 1). The Socorro-Guaxupé Nappe represents the western and uppermost high-temperature magmatic arc terrane (Campos Neto & Figueiredo, 1995), resting horizontally as a deep-crust thick slice (minimum 10 km thickness) over high pressure, high temperature metasedimentary rocks. These metasediments seem to be derived from an active margin setting, being structurally organised as an upper Ky-granulite related Três Pontas-Varginha Nappe and a lower Ky-bearing schist and gneisses, included in the Carmo da Cachoeira Nappe (Campos Neto & Caby, 2000).

The basal portion of the Socorro-Guaxupé Nappe shows as a conspicuous feature a deformation-produced compositional layering, resulting in a typical striped appearance also promoted by the parallelism of neonosomatic layers. Intrafolial, isoclinal folds occur occasionally preserved from complete transposition. These layers possess variable thicknesses and are composed of both amphibolite and granulite facies mineral assemblages such as enderbitic and charnockitic gneisses, garnet granulites, mafic granulites, and quartz-feldspatic granulites, and also sillimanite-bearing metapelites, but to a less extent. The main foliation is homogeneously low- to medium- southeastward dipping, being usually associated with strong E-ENE plunging mineral lineations defined by an extreme stretching of individual mineral grains (quartz, pyroxene, garnet) or aggregates of mineral grains (Fig. 2). Kinematic indicators like S-C foliations, asymmetric deformed rigid objects, and oblique cleavage reveal a top movement predominantly towards ENE.

The underlying Três Pontas-Varginha Nappe contains Ky- and Sill-bearing metapelitic gneisses, with minor calc-silicate rocks, metabasic rocks and ultramafic rocks appearing as lenses or slices. From base to top, Ky-bearing assemblages grade to Sill-bearing types, which correspond to an inverted metamorphic pattern observed throughout a 5 km-thick allocthon, already reported by Campos Neto & Caby (1999). The most visible structural feature is a layering defined by spatial variation in mineralogical composition, texture and/or granulometry that is probably inherited from the sedimentary bedding. The analysis of the foliations reveals a gently southeastward dipping half synformal (Fig. 2) crosscut by a steeper, NE-oriented dextral shear zone. The observed lineations are developed parallel to the maximum stretching axes, being defined by the alignment of individual crystals of minerals such as micas, kyanite, sillimanite, and opaque minerals, or else by the lengthening of minerals or mineral groups (more commonly quartz, that forms polycrystalline ribbons in several of our observation scales). The distribution of the lineations shows a medium value of S80°W (Fig. 2).

The structurally lower unit, the Carmo da Cachoeira Nappe, is a 3 km-thick sequence separated from the Três Pontas-Varginha Nappe by a tectonic discontinuity. It is composed of kyanite/garnet-bearing metapelitic schists, gneisses derived from metagrawackes, and secondary metabasic rocks and gondites. The basal contact is a thrust surface characterised by a major metamorphic jump over the underlying rocks. In its eastern portion, these schists and gneisses are superposed on quartzites and low-grade phyllites, whilst in the west they are thrusted over orthogneisses and ultramafic rocks from the basement. The emplacement of these rocks shows

no evidence of overheating in the underlying units. In addition, the development of the thrust surface facilitated the entrance of fluids into the neighbouring rocks, resulting in hydrated retrometamorphic replacement of high-pressures high-temperature mineral assemblages in these amphibolites.

Socorro-Guaxupé Nappe

The main lithotypes include from enderbitic to charnockitic gneisses, mafic granulites, and quartz-feldspatic granulites. The enderbitic gneisses are fine-to medium grained, dark green to grey coloured, whilst the charnockitic gneisses and porphyroclastic charnockitic gneisses are medium to coarse grained, light grey coloured. They contain hypersthene, diopside, augite, garnet, hornblende, plagioclase, mesoperthitic microcline, biotite, and quartz in variable proportions, depending on the rock type. Some specimens show scapolite as a stable phase in conjuction with garnet, clinopyroxene, and orthopyroxene, commonly in preserved granoblastic arrangements. Quartz-feldspar granulites are fine-grained, reddish-coloured, and are made up essentially of extremely stretched quartz and feldspar grains. Minor interlayered mafic granulites are dark grey, normally garnet-bearing granoblastic rocks with no potash feldspar. Common accessory minerals are apatite, zircon, monazite, and opaque minerals.

The granulitic foliation is characterised by stretching or preferential orientation of minerals or groups of minerals such as garnet, clinopyroxene, and orthopyroxene (Fig.3a) These can also occur as recrystallisation trails. Granulite-facies assemblages, which are often replaced by hydrated amphibolite-facies associations such as hornblende and biotite, are preserved as relics inside the mylonitic foliation. In these specimens quartz appears normally as extremely lengthy mono or polycrystalline grains or ribbons which often include small asymmetric grains of plagioclase and microcline which have cuspate boundaries parallel to the mylonitic foliation (Fig. 3b). These features can be interpreted as dynamic recrystallisation of quartz-feldspar boundaries and are compatible with the high-temperature conditions of ductile deformation (Lister & Dornsiepen, 1982; Martelat *et al.*, 1997). Outside the ribbons typical high-temperature granoblastic arrangements predominate in the matrix. Features such as ondulose extinction and subgrains occur extensively in pyroxenes, as well as folding and fracturing (Fig. 3c). Although always aligned in the mylonitic foliation, hornblende appears as late, weakly deformed wedge-shaped grains (Fig. 3d).

Among this granulite-facies lithotypes occur grey coloured, hornblende bearing tonalitic and granodioritic gneisses, as well as augen gneisses. Although occurring throughout the area studied they predominate in the western part and are often found with migmatites. They are composed of quartz, plagioclase (commonly oligoclase), microcline, biotite, hornblende, and garnet. The most frequent accessory minerals are apatite, zircon, monazite, epidote, and opaque minerals. Megacrists are made up of mesoperthitic microcline.

Toward the top of the unit sillimanite-bearing metapelites occur less extensively in the area. They are medium to coarse grained, banded, composed of garnet, biotite, sillimanite, quartz, plagioclase, mesoperthitic microcline, and rutile in variable amounts. Staurolite-quartz-garnet-k-feldspar-rutile assemblages well preserved in garnet cores record early low- to medium amphibolite-facies conditions (Fig. 3e). Garnet inner rims are normally inclusion-free, but in the outer rim sillimanite occurs as a ring of minute prisms, which is continuous from one grain to another (Fig. 3e). Toward the matrix the sillimanite is coarser-grained. Breakdown of staurolite marks the beginning of high amphibolite facies and the new assemblage is garnet-biotite-sillimanite-quartz, thought to be stable at temperatures of up to 670°C. This reaction took place along the sillimanite isograd under minimum pressures of 6.4 to 7.0 Kb (Bohlen *et al.*, 1983). Although typical sillimanite features include ondulose extinction, it is rarely folded. Kyanite is absent in all the analysed samples. Zircon, monazite, rutile, and opaque minerals are ubiquitous accessory minerals.

Três Pontas-Varginha Nappe

In the base of this unit the prevailing lithotypes are well foliated, medium- to coarse-grained banded kyanite-bearing metapelites. Their main composition, in varying proportions, is quartz, mesoperthitic microcline, plagioclase, garnet, kyanite, and minor amounts of biotite, as well as rutile and ilmenite (Fig. 3f). Apatite, zircon, titanite, monazite, and opaque minerals constitute common accessory minerals. Muscovite occurs as secondary phase, as do chlorite, epidote, and carbonate. Kyanite is highly poikiloblastic and includes the early assemblage rutile + biotite + quartz + garnet + k-feldspar ± plagioclase. As a new assemblage occur kyanite + garnet + quartz + rutile + biotite +k-feldspar + plagioclase, which occurs frequently preserved from deformation. Garnet grains are zoned and can include fibrolitic sillimanite, quartz, and rutile. Kyanite/plagioclase symplectites are recognised in some garnet/kyanite boundaries and

are thought to represent decompression stages in the sequence, which would result in a liberation of the grossular molecule to produce anorthite. As a consequence, the garnet rim would be enriched in almandine. The stable high-pressure typical kyanite+k-feldspar assemblage is also affected, giving rise to quartz segregation and, locally, symplectitic growths of plagioclase and quartz. This reaction marks the disappearance of muscovite in the presence of quartz. The widespread occurrence of rutile is also indicative of high-pressure conditions. Secondary pyrophyllite is commonly found as a product of retrogressive reactions between kyanite and quartz and is possibly associated with discreet late shear zones that crosscut these rocks (Fig. 3g). Pseudomorphic green biotite also appears as common retrogressive transformations. High-temperature deformation is materialised by features such as ondulose extinction, subgrains, and folding in kyanite grain, whose porphyroclastic nature demonstrate a reequilibration in lower metamorphic conditions during late mylonitisation.

The sillimanite-bearing granulites occur at the top of the sequence, in a more restricted way than the kyanite granulites. Their upper limit is done with the Socorro-Guaxupé Nappe granulites. These lithotypes are characterised by a widespread replacement of early stage kyanite-bearing assemblages by sillimanite. Kyanite relics can be found preserved in garnet cores and in less-deformed pods (Fig. 3h). The new, higher-temperature assemblage comprises sillimanite + garnet + quartz + biotite + k-feldspar + plagioclase + ilmenite. Sillimanite also occurs as fibrous inclusions in garnet cores. Garnet grains are zoned and full of inclusions such as polycrystalline quartz, biotite, rutile, and ilmenite. These grains are commonly transformed into green biotite. Common accessory minerals are rutile, zircon, opaque minerals, and less-frequently, epidote, apatite, titanite, and tourmaline.

Calc-silicate rocks occur as concordant lenses or layers of variable thickness intercalated in the kyanite- and sillimanite-bearing gneisses. They are green-coloured, medium- to coarse-grained rocks, characterised by a common banding in which brown-reddish garnet levels are frequent. There is a wide range of intermediate compositions between the calc-silicate and the surrounding metapelites. Zoisite and clinozoisite are always absent as primary phases, thereby limiting the temperature level to circa 600°C. Two types of calc-silicates were identified: aluminium-rich metamarls and calc-silicate marbles. The first lithotype occurs more broadly and results probably from the interaction with the host metapelites. The principal rock-forming minerals are clinopyroxene, amphibole, garnet, biotite, microcline, plagioclase, and quartz in differing proportions. Titanite, apatite, and zircon occur as common accessory minerals. A few

samples contain scapolite as a stable phase in conjunction with clinopyroxene, garnet, and amphibole. No primary carbonate was found. Plagioclase compositions vary considerably, but this does not seem to be related to the metamorphic grade. This variation is thought to reflect the original sedimentary signatures rather than the metamorphic grade, which may account for the absence of a pervasive fluid acting during metamorphism. Calc-silicate augen mylonites are also found, with the main assemblage preserved from deformation in microscopic pods (Fig. 3i). These mylonites reveal a strong deformation in competent minerals such as garnet, apatite, and zircon, implying high-temperature deformation conditions. The calc-silicate marbles occurs only restrictedly and is made up of a more simple mineralogical composition. It is composed of 80 to 90% clinopyroxene, and smaller amounts of calcic amphibole, plagioclase, primary carbonate, and quartz. This lithotype commonly shows granoblastic polygonal textures, which suggest a post-kinematic annealing. Biotite occurs locally and probably results from the introduction of K-rich fluids from adjacent metapelites.

Below the main thrust zone of the Socorro-Guaxupé Nappe several migmatisation features such as milimetric to centimetric melanosomatic levels composed of biotite and subcentimetric to decimetric quartz-feldspatic hololeucocratic segregations, were also identified. To the west, porphyritic garnet/muscovite-bearing granitic gneisses appear as small (4-5 km) bodies. These are thought to represent different stages of melting in the adjacent metapelites.

Carmo da Cachoeira Nappe

The lithotypes included in this unit are kyanite- and garnet-bearing schists, feldspatic schists, and quartzites. They are fine- to coarse-grained rocks that exhibit a conspicuous banding similar to that of the kyanite- and sillimanite-bearing granulites. Garnet/quartz-rich layers (gondites) are common. A great variation in composition is characterised mainly by the presence or absence of phases such as biotite, kyanite, and plagioclase, as well as variable quartz content. There is a compositional grading among these rocks. Muscovite occurs as the main micaceous mineral in the northern part of the unit and is gradually replaced by biotite towards the south until it disappears completely (as a primary mineral). It is clearly pre-kinematic. The replacement of muscovite by biotite is also observed. Muscovite is found preferentially as deformed porphyroclasts whilst biotite occurs mainly in C and C' surfaces (Fig. 3j). When present, kyanite normally coexists with muscovite, both occuring as inclusions in garnet cores. In

some samples kyanite reaches 5 cm. Although present in mylonitic samples and showing some ondulose extinction, kyanite is normally fractured rather than folded. Garnet is a very common phase. When fine-grained, it is inclusion-free and stable in conjunction with biotite. In coarser-sized samples the mineral can be as large as 4 cm, and contains numerous inclusions such as kyanite, quartz, rutile or muscovite. Pseudomorphic chlorite or sericite occur frequently as alteration minerals. Plagioclase is not very common in these rocks, but when present it occurs as deformed saussuritised porphyroclasts. The principal accessory minerals are rutile, zircon, apatite, opaque minerals, and tourmaline.

Along with the schists occur grey-coloured, fine-grained garnet-biotite plagioclase gneisses with or without kyanite. Garnet cores show preserved granoblastic inclusions of rutile, kyanite. quartz, plagioclase, and muscovite (Fig. 3k). Rims are normally inclusion-free. Biotite is the main micaceous mineral and occurs extensively in the matrix. When included in garnet, it appears more frequently near the rims. It is a late phase in relation to muscovite, as can be seen on some muscovite porphyroclasts with biotite pressure shadows. Kyanite occurs in several of the samples studied but it is not always present.

Occurring as lenses or boudins within the schists and quartzites are epidote amphibolites, garnet-epidote amphibolites, garnet amphibolites, and amphibolites which can be both massive and foliated (Fig. 3l). The presence of epidote in the main assemblage was used as a criteria to distinguish between two distinct sets, the first metamorphosed in the transition between green schist and amphibolite facies, and the second metamorphosed in amphibolite facies. Epidote amphibolites are normally foliated, whereas amphibolites and garnet amphibolites are usually massive. Amphibole behaviour suggests temperatures under 550° C during shear (Brodie & Rutter, 1985), and lack of significant recrystallisation in plagioclases confirms this affirmation. The most common accessory minerals are opaque minerals, rutile, apatite, and zircon. High-pressure assemblages with clinopyroxene, garnet, and rutile, were replaced by a calcic amphibole-plagioclase bearing assemblage, typical of the transition between green schist and amphibolite facies, being then transformed into a mainly hydrated retrograde assemblage (chlorite + actinolite + clinozoisite + albite + titanite) due to the flux of fluids common in shear zones. According to Bucher & Frey (1994) replacement of albite by plagioclase (typically oligoclase) and of actinolite by hornblende, along the kyanite geotherm, occur in temperatures close to 500° C. Ruptile behaviour of minerals such as amphibole and pyroxene suggests that they were placed at temperatures near 550° C.

MINERAL CHEMISTRY, THERMOBAROMETRY, AND P-T PATH RECONSTRUCTION

Analytical methods

Mineral chemistry analyses were carried out at the Electronic Microprobe Lab at the University of São Paulo's Institute of Geosciences using a JEOL / JXA-8600 Model Electronic Microprobe with five spectrometers and operating in EDS (Energy Disperse System) and WDS (Wavelength Disperse System). The Tracor Northern / Noran Instrument (1990) analyses system operated under the following routine conditions: a) Beam current: 20.10nA; b) Beam diameter: 5m; c) Accelerating potential: 15qV. The following mineral phases were analysed: amphiboles, pyroxenes, plagioclase, garnet, biotite, muscovite, and ilmenite; FeO as total iron. Where possible we tried to analyse grain cores and rims in order to identify any compositional variations. To characterise the chemical zoning of garnet grains, several longitudinal traverses were measured (Fig. 4). Representative mineral analyses are given in Table 1 to 6. Mineral abbreviations follow Kretz (1983).

Temperature and pressure values correspond to the centre of the ellipse built into the geometric P-T space. Construction of these ellipses was carried out manually, following in part the method described by Hodges & McKenna (1987). Several thermometric and barometric calibrations were tested during the study and those considered more reliable were then selected for use in further calculations. These calibrations are listed in Table 7 and the results obtained from the ellipse centres are shown in Table 8.

The P-T paths built from thermobarometric data are shown in Fig. 5a-c. In the granulite samples the maximum preserved P-T conditions were more commonly obtained from garnet cores rather than garnet zoning.

Socorro-Guaxupé Nappe

Three samples were analysed from this unit, one of a mangerite (283a) and one of an enderbitic gneiss (434b), both collected at the base of Socorro-Guaxupé Nappe, and one of a sillimanite-bearing metapelite (350a).

Sample 283a is a garnet mangerite. Garnet compositional profiles show relatively flat patterns (Fig. 4a) characterised by slightly lower almandine contents from core to rim (Alm_{62-65}-Grs_{17-18}-Prp_{11-15}). Although not substancial, this decrease seems to be accompanied by a proportional increase, primarily in X_{Prp}, and secondarily, in X_{Grs}. Spessartite content is negligible. Garnet-core assemblages are diopside + kfeldspar + mesoperthite (An_{19-27}) + quartz, whereas rim assemblages include hedembergite + hypersthene + pargasite + plagioclase (An_{31-34}). The stable assemblage found in the matrix is hyperthene + pargasite + quartz + plagioclase.

Sample 434b corresponds to a mylonitic charno-enderbite. Garnet shows very homogeneous patterns, which are only locally modified by biotite inclusions (Fig. 4b). The average composition of the garnet is Alm_{52-56}–Grs_{16-17}–Prp_{25-29}. Early assemblages preserved in garnet-cores are plagioclase + biotite (X_{Phl} 0.60-0.65)+ amphibole + quartz. Enstatite and diopside are found as inclusions in garnet rims and are also stable in the mylonitic foliation, forming sigmoidal aggregates with recristallised trails. Amphibole is ferrous pargasitic hornblende. No compositional differences were observed between inclusions and the grains in the matrix.

Sample 350a is a sillimanite-biotite-garnet gneiss. Garnet grains (Alm_{54-63}-Grs_{2-5}-Prp_{31-41}) are slightly zoned and characterised by an increase in X_{Alm} towards the rim, as well as a decrease in X_{Prp}. Grossular and spessartite contents are negligible (Fig. 4c). Biotite (X_{Phl} 0.63) shows high titanium contents that tend to decrease from inclusions to matrix (5 to 2% TiO2). The average Al^{IV} in biotite is 1.5. Plagioclase is andesine (An_{36-38}) and shows no great compositional variation. Staurolite is found as rounded inclusions restricted to garnet cores and shows Fe contents (X_{Fe} 0.67) compatible with those found in these garnet cores.

Temperatures and pressures were calculated for mineral assemblages preserved in garnet cores in samples 283a and 434b, with values of 758° and 749°C, and 9.1 and 10.1 Kb, respectively (Table 8). Rim thermobarometric calculations furnished values of 865° and 730°C, and 11.2 and 11.5 Kb. The maximum temperature and pressure conditions were obtained when the matrix assemblages were analysed (848° and 748°C, and 12.2 and 11.1 Kb). The horizontal compositional behaviour verified in the garnet grains and the mylonitic reequilibrium commonly observed throughout the matrix suggest that the metamorphic peak conditions were not calibrated from these samples. TWEEQU calculations (Berman, 1991) were applied to these rocks and the results obtained are compatible with the quantitative thermobarometers.

The sillimanite-bearing metapelite calculations furnished information about early staurolite and sillimanite zones conditions. This sample indicates lower temperature and pressure conditions than those attained by the enderbites and charno-enderbites, which is coherent with petrographic observations. According to the thermobarometric results the staurolite-bearing assemblage registered in the garnet cores was stable at 627°C and 5.3 Kb conditions, whereas sillimanite-bearing assemblage yielded temperatures and pressures of 705°C e 6.2 Kb. According to Schreurs (1985), Ti contents in biotite tend to increase with the metamorphic grade, which is consistent with our thermobarometric calculations.

P-T path reconstruction for these samples shows evidences of two different evolutionary trajectories (Fig. 5a). The sillimanite-bearing metapelites follow a P-T trajectory characterised by an initial evolution along a Sill-geotherm, in which staurolite / rutile core inclusions are replaced by sillimanite / almandine-rich rims. These petrographic observations suggest that this part of the path was within the stability field of the staurolite and the sillimanite, a suggestion corroborated by the thermobarometric results. The somewhat preserved zonation in garnets from these samples also provides some confidence in the data obtained. This trajectory is quite distinct of that suggested by the granulitic samples analysed, in which core assemblages characterised both by Di- and Amp/Bt-rich mineral associations revealed considerably higher metamorphic conditions. Replacement of diopside by hedembergite towards the rims and matrix, and the appearance of hypersthene and amphibole are well illustrated in sample 283a, being compatible with an increase in both temperature and pressure. Mylonitic reequilibration was registered mainly in sample 434b. In this sample, assemblages taken both from the core and rim, as well as from the matrix, show very similar thermobarometric results and are thought to represent late mylonitic conditions.

Três Pontas-Varginha Nappe

Representative samples from both kyanite- and sillimanite-bearing granulites, as well as from calc-silicate rocks, were chosen in order to carry out the thermobarometric calculations. The following samples were included: kyanite- granulite samples (164b and 252), sillimanite-granulite samples (222 and 439a), and calc-silicate samples (359b and 367).

Samples 164b and 252 are kyanite-garnet-biotite gneisses. Garnet grains (Alm_{48-70}-Grs_{5-18}-Prp_{22-43}) show flat core patterns and a rim zoning corresponding to an increase in the X_{Alm} and

a proportional decrease in X_{Prp}, whereas X_{Grs} and X_{Sps} remain constant (Fig. 4d and 4e). This trend can be explained as a process of diffusional zoning resulting from a reequilibration during retrograde metamorphic evolution (Spear, 1993). Biotite compositions are close to those of eastonite and TiO2 content (2.2-4.3%) tend to increase from the inclusions to the matrix grains, whilst X_{Phl} shows the inverse relation (0.78-0.611). Plagioclase is oligoclase/andesine (An_{25-35}), being the mesoperthites more sodic than the recristallised grains.

Samples 222 and 439a constitute sillimanite-biotite-garnet gneisses. Fig. 4f and 4g show the compositional-profile patterns for the garnets of these samples, and indicate that chemical zoning is not related to grain size. The garnet grain in sample 439a is 4.1 mm and shows a completely flat pattern, whilst the grain in sample 222, much smaller, reveals a greater zoning. Alm_{45-56}-Grs_{3-4}-Prp_{34-47} is the average composition for both specimens. Biotite grains are eastonite (X_{Phl} 0.66-0.73) and show slight variation when in contact with garnet grains. Plagioclase is oligoclase/andesine (An_{25-35}).

Samples 359b and 367 are calc-silicate rocks and represent different stages in the metamorphic evolution. Compositional profiles were carried out only for garnets from sample 367 and show very homogeneous patterns (Alm_{45-52}-Grs_{23-27}-Prp_{22-28}) in which the rim compositions are enriched in the almandine molecule. X_{Grs} and X_{Prp} show similar contents (Fig. 4h). Calcic amphibole is magnesiohastingsite and tschermakite. Clinopyroxene in both samples is diopside. Plagioclases are very distinct in the two samples. In sample 367 they are andesines (An_{35-44}) and the anorthite content of the recristallised grains is slightly greater than of the porphyroclasts. Sample 359a shows variable plagioclase composition, ranging from labradorite to anorthite (An_{55-91}), but no chemical zoning was noted.

Kyanite-rich core thermobarometric estimations for the sillimanite-bearing gneisses (222 and 439a) furnished temperatures of 788° and 675°C and pressures of 12.3 and 10.9kb, respectively (Table 8). Estimations of the retrograde path were obtained from sillimanite-rich matrix in sample 439a (715°C and 10.2kb) and from sillimanite-rich rim in sample 222 (627°C and 6.8 kb). The temperature peak was obtained from a calc-silicate sample (359b), which yielded 923°C for 12.1kb. Core thermobarometry for the kyanite-bearing gneisses (164b and 252) provided the greatest pressures (12.9 and 11.1kb for 835° and 786°C, respectively). Retrogressive information was taken from rim calculations for both samples and furnished temperatures of 668° and 770°C and pressures of 9.1 and 10kb. A calc-silicate sample associated

with these metapelites (367) produced temperatures of 760° and 648°C and pressures of 12.9 and 7.2kb.

Two distinct P-T paths were established for this unit, both characterised by an isobaric heating and a near isobaric cooling (Fig. 5b). The basal kyanite-bearing granulites show a baric peak represented by both Pl-Bt-Ky cores and Cpx-rich assemblages in a calc-silicate sample (367). The analysed kyanite-bearing equilibrium assemblages are both coherent within each other and with petrographic observations. All these samples lie in the stability field of kyanite, as expected. The retrograde segment of the path and was calculated from rim and matrix calibrations. The sillimanite-bearing granulites at the top of the Três Pontas-Varginha Nappe present a P-T trajectory characterised by somewhat lower pressures and a higher thermal peak. In samples 222 and 439 the early kyanite-bearing assemblage was replaced by a general sillimanite overprint. Kyanite-bearing core assemblages analyses in these samples furnished temperatures and pressures compatible with the stability field of kyanite, which are thought to represent prograde initial stages of the metamorphic evolution, also observed in the kyanite granulites. The thermal peak was obtained from a calc-silicate sample (359b), which probably represents a general overheating that was responsible for sillimanite growth over kyanite. Thermobarometric calculations using the sillimanite-bearing matrix and rim assemblages produced considerably lower pressure results for quite similar temperature values. This retrograde segment delineates a cooling path along a Sill-geotherm that differs from that obtained from the kyanite granulites. The two P-T trajectories are compatible with an inverse metamorphic pattern for the whole unit, in which the lowest temperatures are verified in the most basal lithologies (Campos Neto & Caby, 2000).

Carmo da Cachoeira Nappe

In this unit four samples were analysed: one kyanite-garnet-biotite schist (116a), one garnet-biotite-plagioclase gneiss (42) and two metabasic samples (124b and 305).

The garnets from 116a (Alm_{73-78}-Grs_{4-5}-Prp_{14-20}) occur as small-sized inclusion-free grains. A slight enrichment in the almandine component followed by a reduction in pirope is apparent from core to rim (Fig. 4i). Plagioclase is oligoclase (An_{12-16}) and occurs always as porphyroclasts, with only a small zoning due to a decrease in Ca-contents from rim to core.

Biotite (X_{Phl} 0.48) is late phase in relation to muscovite and is oriented preferentially along shear surfaces.

Sample 42 is a kyanite-bearing garnet-biotite-plagioclase gneiss that was collected outside the area under investigation, but in a correlate unit (Aiuruoca-Andrelândia Nappe). The garnets (Alm_{58-68}-Grs_{9-13}-Prp_{16-27}) are inclusion-rich and show notable zoning characterised by an increase in X_{Alm} and a decrease in X_{Prp} from core to rim (Fig. 4j). Plagioclase is oligoclase/andesine (An_{23-29}) and occurs as inclusions in garnet, and as porphyroclasts, with the latter exhibiting some Ca decrease from rims to cores. Inclusions are more Ca-rich than porphyroclasts. Biotites (X_{Phl} 0.54) have Fe/(Fe+Mg) ratios of 0.35-0.45% and TiO2 contents of 1.7 to 3.2%.

Sample 124b constitute a garnet amphibolite. The garnets (Alm_{45-63}-Grs_{18-27}-Prp_{10-27}) exhibit flat core patterns but are somewhat zoned at the rims, which is possibly the result of late reequilibration (Fig. 4k). This zoning is characterised by a decrease in almandine molecule and increase in grossular molecule. X_{Prp} shows a nearly constant decrease from core to rim, which is related to this reequilibration. Core assemblages include pargasite whilst rim and matrix assemblages are edenite and pargasite. Plagioclase is albite/oligoclase (An_{10-13}).

In sample 305 the garnet show compositional profiles characterised by distinct zonations between the old and the overgrowing grains (Fig. 4l). The old grains present an increase in X_{Alm} and a decrease in X_{Prp} from rim to core, whereas the new grains reveal the opposite behaviour. X_{Grs} is slightly higher in the latter, but it doesn not exhibit any noticeable zonation. Average composition is quite similar for both grain types (Alm_{45-48}-Prp_{23-26}-Grs_{24-26}). The amphiboles are composed of pargasitic hornblendes or tschermakitic hornblendes. Clinopyroxene is diopside and show a jadeite content of 0.25. Plagioclase is oligoclase/andesine (An_{22-31}).

Both metapelite (116a) and gneiss (42) samples results are compatible with a prograde metamorphic path characterised by lower-temperature, higher-pressure muscovite-bearing mineral associations (657°C for 12.1kb) and higher-temperature, lower-pressure biotite-bearing assemblages (688-698°C for 11-11.8kb). One should notice the general lack of staurolite in these metapelites, despite of their reequilibration lies in the stability field of this mineral. One possible explanation is a non-ideal chemical composition to generate staurolite.

Reliable barometric calculations for the garnet amphibolite (124b) were obtained using only the pargasite-bearing assemblages that meet the GAPH geobarometer compositional criteria (Kohn & Spear, 1990). Edenite presented rather higher Na contents (1-1.2 cation pfu) and was

not suitable for this calibration. For this reason, attempts to determinate pressure conditions were carried out based on the calibrations of Hammarstrom & Zen (1986) and Hollister *et al.* (1987), yielding average results of 1.40-3.0 Kb and 1.21-1.0 Kb, respectively. As the above barometers were developed for igneous rocks, their use in the study of metamorphic rocks is somewhat limited, and any results obtained are therefore tentative at best. These same calibrations, when applied to the pargasite-bearing assemblage, produced values of 8.78-3.0 Kb and 9.48-1.0 Kb. Pressure and temperature values are consistent with our petrographic observations. The application of TWEEQU (Berman, 1991) furnished inconsistent results, probably due to the absence of compositional amphibole members other than tremolite. The ellipse centre results for pargasite-rich cores are 568°C and 9.7kb.

The most extreme baric conditions were obtained from the clinopyroxene-bearing assemblage in sample 305, using the Meyre *et al.*'s (1993) barometer, based on the jadeite content in clinopyroxene, and Eckert *et al.* (1991). The obtained results are 782° and 16.3 Kb for temperature and pressure, respectively. Amphibole-bearing assemblage furnished results of 665°C and 10.8kb.

This unit shows a mainly ITD (Isothermical Decompression)-P-T path characterised by very high pressures attained under relatively low temperatures (Fig. 5c). An initial prograde segment was calculated on the basis of pargasite-rich garnet cores and of muscovite-bearing assemblages in mica schist. As expected from petrographic observations, in a same sample (116a) these assemblages yielded higher pressures and lower temperatures than the biotite-bearing assemblages. The results obtained for the latter are greatly concordant with those registered for sample 42, which is a kyanite-bearing garnet-biotite-plagioclase gneiss from the correlate Aiuruoca-Andrelândia Nappe. The highest pressure result was obtained in a garnet amphibolite sample found at the base of this unit and that possibly represents relics of an eclogitic slice whose chemical signature points to a MORB-type toleiitic protolith. The final decompression stage was calculated from edenite-hornblende rims but only temperature values were considered reliable, as already noticed.

DISCUSSION

Modelling P-T trajectories is extremely dependent on the type of mineral record found in the available samples. The validity of thermobarometric calculations based on garnet-core

assemblages has been intensely discussed, especially in regard to high-grade terrains (Spear, 1993; Appel, 1999). Under extreme pressure and temperature conditions such garnets tend to be highly homogenised by later diffusional processes and the core compositions may not reproduce true metamorphic conditions. In the examples studied here, some of the garnet grains as large as 1 cm show flat patterns that could only be produced by high metamorphic conditions. If not controlled by means of petrographic work, lack of significant zoning in the garnet grains can, therefore, preclude their use as reliable quantitative thermobarometers. Despite this, data obtained from core and rim compositions in these samples show very concordant patterns which were then used for P-T reconstructions.

In this research we propose three distinct metamorphic P-T trajectories for each of the units studied. Data from the Socorro-Guaxupé Nappe are consistent with a metamorphic evolution characterised by an increase in temperature and pressure conditions from core to rim and matrix assemblages (Fig. 5a). Although reliable peak values had not been obtained due to the widespread mylonitic reequilibration verified in the samples studied, this behaviour can be suggestive of an at least partial anticlockwise P-T path for this unit. According to England & Thompson (1984) and Thompson & England (1984) the development of orogenic belt IBC paths are thought to indicate that the metamorphic peak has occurred in a normal-thickness crust, in isostatic equilibrium with the surrounding lithosphere. This kind of path may result from several thermal events occurring in the base of the crust. When coupled to anticlockwise evolutions, however, the only consistent models are those involving an intensive magmatic activity in the continental crust above or in the same region as granulite-facies metamorphism (Harley, 1989). Evidence such as the absence of kyanite and the general prevalence of sillimanite are noticed by Bohlen *et al.* (1987) as indicative of anticlockwise metamorphic paths. In addition, the existence of mineral inclusions which are not present in the matrix, can also be taken as indicative of anticlockwise paths. In the samples studied the presence of sillimanite instead of kyanite in the metapelitic samples suggests that the granulite metamorphism is a result of anomalous thermal gradients rather than of a normal heat-increasing burial. Also, the fact that staurolite is found only as inclusions in garnet, and not found at all in the matrix, reinforces this suggestion.

The acceptance of this metamorphic evolution for the Socorro-Guaxupé Nappe would imply some kind of significant magmatic activity in its base. Magmatic accretion in granulite terrains can be evidenced both by an extensive presence of intrusive rocks represented either by mafic or felsic-intermediate orthogneisses, as well as by the general prevalence of mafic

compositions in their lowermost sections. These two features hold true for the section of the Socorro-Guaxupé Nappe we studied. As pointed out by Janasi (1997), the widespread generation of different types of granites in the Socorro-Guaxupé Nappe, normally found in distinct tectonic environments, suggests the influence of a significant thermal anomaly, atypical in collisional settings. These assertions are coherent with an evolution from a continental magmatic arc as postulated by Campos Neto & Figueiredo (1995) and can also account for a fluid-absent melting origin for the granulitic metamorphism in the Socorro-Guaxupé Nappe. Indeed, oxygen isotope studies carried out in some of these same samples reveal that their $\delta^{18}O$ data lie in a typical I-type granitoid-rock range (9.266-10.078‰) that probably reflects their original chemical compositions, this implying a lack of a significant pervasive fluid during granulitisation. This is also suggested by Iyer *et al.* (1996) for mafic granulites from the base of the Socorro-Guaxupé Nappe. On the basis of textural and thermobarometric data, these authors refer to at least a partial decompression path (ITD-type) that would include a 2.5Kb pressure fall and a 200°C temperature drop, both related to the uplift of the Socorro-Guaxupé Nappe. The same authors argue that this decrease may result from either the tectonic event that produced the granulites or from a later episode. A comparable near-isothermal decompression was suggested by Del Lama *et al.* (2000), who obtained temperature and pressure peak values of 950°C and 14kb for the deepest portions of the unit.

One should notice the distinct metamorphic trajectories obtained for the sillimanite-bearing metapelites and the enderbites and charnockites, which possibly imply different thermal gradients for these two lithotypes. Regional studies demonstrate that these metapelites occur in stratigraphically higher levels than the granulites, separated by an intermediate metaluminous diatexitic unit that is missing in the area studied. The apparent lack of correlation between the two P-T paths may result therefore from a detachment-controlled metamorphic jump (Campos Neto & Caby, 2000).

The clockwise, IBC-type P-T paths registered for both kyanite- and sillimanite-type granulites from the Três Pontas-Varginha Nappe are characterised by both heating and cooling occurring in a nearly isobaric way (Fig. 5b). The entire basal kyanite-bearing granulites trajectory lies in the kyanite stability field, whilst data from the upper sillimanite-bearing granulites suggest an evolution towards the sillimanite / kyanite boundary. These distinct paths testify the differences between the metamorphic evolution of the two types of granulites, and demonstrate the decreasing temperature conditions towards the base of the unit. Recent data

from Campos Neto & Caby (2000) indicates a near-isobaric heating for the Três Pontas-Varginha Nappe, thought to represent a late metamorphic segment related to the sillimanite replacement. This means that the prograde P-T path is unlikely to be registered from the available mineral data and textures, since most of these seem to be obliterated by later features.

The Três Pontas-Varginha Nappe P-T paths are characterised by rapid increase and decrease in temperature accompanied by a relatively small variation in pressure, with prograde stages corresponding to a period of burial, and retrograde stages related to the uplifting. The close values obtained for the maximum-pressure and maximum-temperature conditions indicate that no period of heating without erosion has occurred and that the rock returned to the surface along a path that is similar to its burial. This implies a rapid phase of erosion after the metamorphic peak has occurred. Coexisting tremolite and diopside along the Ky-geotherm in the calc-silicate samples roughly coincide with the 670°C isotherm, which would then represent minimal temperature values for this assemblage. As petrographical observations clearly indicate that tremolite is a retrogressive phase, mineral phase equilibria suggests that higher temperature conditions (more than 700°C for P = 10 Kb) for the diopside-bearing assemblage should occur. Indeed, our thermobarometric data indicate a constant decrease from temperature and pressure conditions of *ca* 780°C and 10Kb (compatible with the kyanite stability field) to *ca* 630°C and 7kb (corresponding to the retrogressive path within the staurolite zone).

The obtained ITD-type P-T path for the Carmo da Cachoeira Nappe is compatible with fast rates of exhumation (Fig. 5c). Environments in which tectonic thickening dominates, such as subduction zones, are the most reliable for explaining these kinds of paths. The highest pressure estimate was recorded by a basal garnet amphibolite with a somewhat high Jd content (0.25). Field observations attest that similar rocks occur along a very regular line along the main thrust, and hypotheses suggesting that such rocks are part of an ancient basement that has been placed by thrusting can not be wholly rejected. The whole path exhibits a tendency for the depression of the paleogeotherm pattern toward lower temperatures related to underplating processes normally achieved in subduction zones.

The differences verified between the P-T paths in the Três Pontas-Varginha and Carmo da Cachoeira nappes may result from the normal thickening event that follows a subduction episode. Models illustrating the development of geotherms in orogenic systems (England & Thompson, 1984; Thompson & England, 1984) involve an stable crust-type, initial steady-state geotherm being transformed into a lower temperature, perturbed geotherm due to the

underthrusting of cooler subducting lithosphere. As the process continues, the thickened crust resulting from continental collision is dominated by an increase in the heat supplies, with consequent thermal deviation towards a relaxed geotherm.

The inverted metamorphic model within the metapelite sequence (Três Pontas-Varginha and Carmo da Cachoeira nappes) is well supported by the thermobarometric results. Average temperature for TPVN is 727 °C, whereas for CCN, subjacent, is 669 °C. Average pressures for the two units are 10 and 11 Kb, respectively. Average temperature and pressure values for the upper unit (SGN) are 754 °C and 10 Kb, respectively.

CONCLUSIONS

Analysis of the thermobarometric data and P-T paths obtained for the three units suggests the following conclusions, also summarised in Table 9:

1. P-T path reconstructions in the units studied indicate three different metamorphic histories that can be associated with distinct tectonic environments.

2. The P-T trajectory established for the Socorro-Guaxupé Nappe is compatible with an initial metamorphic evolution involving magmatic heating of the lower crust before and during its burial. Features such as abundance of intrusive rocks, mafic compositions predominating in its lowermost part and the presence of sillimanite instead of kyanite support this affirmation. This anomalous thermal gradient was responsible for the generation of the water-absent granulitic metamorphism. The retrograde portion of this path was registered by reequilibrated mylonitic textures that are probably related to the extrusion of the unit.

3. Both kyanite- and sillimanite-bearing granulites from the Três Pontas-Varginha Nappe shows a clockwise, IBC-type P-T path that seems to be common to many collisional settings. Loading and uplift of the package follow similar evolutionary trajectories in which maximum P and T were reached at points close to each other, which implies a heating-absence uplifting in which erosion processes were significative. The kyanite granulite trajectory is characterised by a slightly higher peak pressure value (12.9kb) than the sillimanite granulite path (12.3kb). In contrast, the temperature peak results for the former (835°C) is lower than the latter (923°C). Collisional settings dominated by thrusting are probable tectonic environments.

4. The Carmo da Cachoeira Nappe shows a markedly ITD-type path in which the highest pressures were attained under relatively low temperature conditions. The highest pressure and

temperature values were obtained from a garnet amphibolite (16.3kb adn 782°C) that occurs at the base of the unit and is thought to represent relics of ancient eclogites. Possible tectonic processes compatible with this evolution are the underthrusting of cold lithosphere in subduction zones.

5. The inverted metamorphic pattern established by Campos Neto & Caby (1999) is confirmed for the whole nappe system, but is more noticeable in the correlate Três Pontas-Varginha Nappe and Carmo da Cachoeira Nappe units. As a general rule, temperatures gradually decrease as we approach the base of each nappe, towards the Northeast. Pressures present the opposite behaviour.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by FAPESP (grants 97/07682-5 and 98/15624-8). C. Juliani is thanked for helpful comments. M. J. Holdaway is thanked for the supply of an updated garnet-biotite geothermometer version. We are also grateful to T. Shortall for the review of English Language.

REFERENCES

Appel, P., Moller, A. & Chenk, V., 1998. High-pressure granulite facies metamorphism in the Pan-African belt of eastern Tanzania: P-T evidence against granulite formation by continent collision. *Journal of Metamorphic Geology*, **16,** 491-509.

Berman, R.G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrologic applications. *Canadian Mineralogist*, **29,** 833-855.

Bohlen, S.R. & Liotta, J.J., 1986. A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. *Journal of Petrology*, **27,** 1025-1034.

Bohlen, S.R., Wall, V.J. & Boettcher, A.L., 1983. Experimental investigation and application of garnet granulite equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **83,** 52-61.

Bohlen, S.R., 1987. Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. *Journal of Geology*, **95,** 617-632.

Bohlen, S.R., 1991. On the formation of granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, **9,** 223-229.

Brodie, K.H. & Rutter, E.H., 1985. On the relationship between deformation and metamorphism, with special reference to the behaviour of basic rocks. In: *Metamorphic reactions: kinetics, textures, and deformation* (eds Thompson, A.B. & Rubie, D.C.), pp. 83-87. Advances in Physical Geochemistry, 4, Springer.

Bucher, K. & Frey, M., 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 6th edn - Complete revision of Winkler's Textbook. Springer-Verlag, 318p.

Campos Neto, M.C. & Figueiredo, M.C.H., 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8,** 143-162.

Campos Neto, M.C. & Caby, R., 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Precambrian Research*, **97,** 3-26.

Campos Neto, M.C. & Caby, R., 2000. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of the southeast Brazil: petrologic and structural constraints. *Tectonics*, **19(4),** 669-687.

Del Lama, E.A., Zanardo, A., Oliveira, M.A.F. & Morales, N., 2000. Exhumation of high pressure granulite rocks of the Guaxupé Complex - Southeastern Brazil. *Geological Journal*, **35(3/4)** (in press)

Eckert, J.O. & Newton, R.C., 1991. The DH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. *American Mineralogist*, **76,** 148-160.

Ellis, D. & Green, D.H., 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **71,** 13-22.

England, P.C. & Thompson, A.B., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions if thickened continental crust. *Journal of Petrology*, **25,** 894-928.

Fernandes, J.F., Iyer, S.S., Imakuma, K. & Choudhuri, A., 1987. Geochemical studies in the proterozoic metamorphic terrane of the Guaxupé Massif, Minas Gerais, Brazil: A discussion on large ion lithophile element fractionation during high-grade metamorphism. *Precambrian Research*, **36,** 65-79.

Graham, C.M. & Powell, R., 1984. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, southern California. *Journal of Metamorphic Geology*, **2,** 13-31.

Green, D.H. & Hellman, P.L., 1982. Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, **15,** 253-266.

Hammarstrom, J.M. & Zen, E., 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, **71,** 1297-1313.

Harley, S.L., 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, **126,** 215-331.

Hodges, K.V. & Spear, F.S., 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al2SiO5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, **67,** 1118-1134.

Hodges, K.V. & McKenna, L.W., 1987. Realistic propagation of uncertainties in geologic thermobarometry. *American Mineralogist*, **72,** 671-680.

Hoefs, J., 1997. *Stable isotope geochemistry*. Springer-Verlag

Hoisch, T.D., 1990. Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quart + muscovite + biotite + plagioclase + garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104,** 225-234.

Holdaway, M.J., 2000. Application of new experimental and Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, **85,** 881-892.

Holland, T. & Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116,** 433-447.

Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. & Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alcaline plutons. *American Mineralogist*, **72,** 231-239.

Indares, A. & Martignole, J., 1985. Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *American Mineralogist*, **70,** 272-278.

Iyer, S.S., Choudhuri, A., Pattison, D.R.M. & De Paoli, G.R., 1996. Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Guaxupé granulite terrain, southeast Brazil. *Precambrian Research*, **77,** 23-40.

Janasi, V.A., 1997. Crustal anatexis and granite genesis in the Socorro-Guaxupé Thrust Nappe, southeastern Brazil: some constraints from elemental geochemistry. *Revista Brasileira de Geociências*, **27,** 139-150.

Janasi, V.A., 1999. Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. Thesis, Igc, University of São Paulo.

Kohn, M.J. & Spear, F.S., 1990. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist*, **75,** 89-96.

Koziol, A.M., 1989. Recalibration of the garnet-plagioclase-Al2SiO5-quartz (GASP) geobarometer and applications to natural parageneses. *ESO*, **70,** 493.

Koziol, A.M. & Newton, R.C., 1988. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al2SiO5-quartz geobarometer. *American Mineralogist*, **73,** 216-223.

Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68,** 277-279.

Lardeaux, J.M. & Spalla, M.I., 1990. Tectonic significance of P-T-t paths in metamorphic rocks: examples from ancient and modern orogenic belts. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45,** 51-69.

Le Breton, N. & Thompson, A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 226-237.

Lister, G.S. & Dornsiepen, U.F., 1982. Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. *Journal of Structural Geology*, **4,** 81-92.

Martelat, J-E., Schulmann, K., Lardeaux, J-M., Nicollet, C. & Cardon, H., 1999. Granulite microfabrics and deformation mechanisms in southern Madagascar. *Journal of Structural Geology*, **21,** 671-687.

Mercier, L., Van Roermund, H.L.M. & Lardeaux, J.M., 1991. Comparison of PTt paths in allochtonous high pressure metamorphic terrains from the Scandinavian Caledonides and the French Massif Central: contrasted thermal structures during uplift. *Geologische Rundschau*, **80,** 333-348.

Meyre, C., Capitani, C. & Partzsch, J.H., 1997. A ternary solid solution model for omphacite and its application to geothermobarometry of eclogites from the Middle Adula nappe (Central Alps, Switzerland). *Journal of Metamorphic Geology*, **15,** 687-700.

Pattison, D.R.M. & Newton, R.C., 1989. Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **101,** 87-103.

Perchuck, L.L., 1991. Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. In: *Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology, A Memorial Volume in Honor of D.S. Korzhinskiy* (ed Perchuck, L.L.), pp. 93-112, Cambridge University Press, Cambridge.

Perchuck, L.L. & Lavrent'eva, I.V., 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reaction* (ed Saxena, S.K.), pp. 199-239, Springer-Verlag, Berlin.

Peters, M.T. & Wickham, S.M., 1995. On the causes of ^{18}O depletion and $^{18}O/^{16}O$ homogenisation during regional metamorphism, the east Humboldt Range core complex, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **119,** 68-82.

Powell, R., 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer / geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, **3,** 231-243.

Powell, R., Holland, T.J.B., 1988. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, **6,** 173-204.

Ribeiro, A., Trouw, R.A.J., Andreis, R.R., Paciullo, F.V.P. & Valença, J.G., 1995. Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasiliano na margem sul do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **25,** 235-266.

Spear, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and Pressure-Temperature-Time paths. *Mineralogical Society of America, Monograph Series*, 799p.

Thompson, A.B. & England, P.C., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism II. Their interference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *Journal of Petrology*, **25,** 929-955.

Töpfner, C., 1996. Brasiliano-granitoide in den bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais Brasilien - eine vergleichende studie. *Münchner Geol. Hefte*, **17,** 1-258.

Trouw, R.A.J., Ribeiro, A. & Paciullo, F.V.P., 1986. Contribuição à geologia da Folha Barbacena 1:250.000. In: *34th Congresso Brasileiro de Geologia, Anais*, pp. 972-986.

Vannay, J-C. & Hodges, K.V., 1996. Tectonometamorphic evolution of the Himalayan metamorphic core between the Annapurna and Dhaulagiri, central Nepal. *Journal of Metamorphic Geology*, **14,** 635-656.

Vannay, J-C. & Grasemann, B., 1998. Inverted metamorphism in the High Himalaya of Himachal Pradesh (NW India): phase equilibria versus thermobarometry. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **78,** 107-132.

FIGURES - CAPTIONS

Figure 1 - Geological map of the area studied. 1. Sillimanite-bearing metapelites; 2. Charnockitic to enderbitic gneisses, tonalite gneisses, and mafic garnet granulites; 3. Hololeucocratic granite; 4. Muscovite-garnet granitic gneisses; 5. Upper migmatites and quartzites; 6. Garnet/kyanite-bearing quartzites; 7. Granulitic kyanite/sillimanite-garnet gneisses, and calc-silicate rocks; 8. Amphibolites and garnet amphibolites; 9. Quartzites and muscovite quartzites, and amphibolites; 10. Kyanite-bearing garnet-biotite-plagioclase gneisses; 11. Kyanite/garnet-bearing schists, and gondites; 12. Fine-grained quartzites and graphytic phyllites; 13. Rhythmic phyllites; 14.Grey phyllites and fine-grained quartzites; 15. Fine-grained quartzites, garnet/staurolite/chloritoid-bearing schists; 16. Granodioritic orthogneisses; 17. Mafic-ultramafic sequences; 18. Mylonitic granodioritic gneisses.

Figure 2 - Geological section along the units focused and correspondent stereographic projections.

Figure 3 – Petrographic aspects of the main rock types. (a) Asymmetric mineral aggregate showing clinopyroxene being partially surrounded by orthopyroxene. Notice the recristallisation trails in orthopyroxene parallel to the mylonitic foliation (right side). Garnet enderbite, Socorro-Guaxupé Nappe, sample 434b. Width of view 10 mm; (b) Cuspate and lobate boundaries between quartz ribbons and potash feldspar due to high-temperature deformation. Mylonitic hololeucocratic granite, Socorro-Guaxupé Nappe, sample 376b. Width of view 10 mm; (c) Folding and fracturing of clinopyroxene occurring as an asymmetric recristallised trail in orthopyroxene. Charnockitic mylonite, Socorro-Guaxupé Nappe, sample 436c. Width of view 10 mm; (d) Asymmetric, weakly deformed wedge-shaped hornblende grains growing after clinopyroxene along the mylonitic foliation. Hornblende enderbitic gneiss, Socorro-Guaxupé Nappe, sample 344. Width of view 10 mm; (e) Garnet showing staurolite/rutile-rich core (left), inclusion-free inner rim (centre) and sillimanite-bearing outer rim (right). Sillimanite-biotite-garnet gneiss, Socorro-Guaxupé Nappe, sample350a. Width of view 10 mm; (f) Asymmetric kyanite porphyroclast showing ondulose extintion and fracturing. Notice the biotite pressure shadows. Kyanite-biotite-garnet gneiss, Três Pontas-Varginha Nappe, sample 162a. Width of view 5 mm; (g) Effects of retrograde metamorphism resulting from late mylonitisation. To the right, destruction of kyanite grain in contact with quartz producing sericite/muscovite. Observe

the sigmoidal shape of the sericite, indicating that the reaction occurred concomitantly to the shear. To the right, pseudoporphic green biotite replacing garnet. Kyanite-biotite-garnet gneiss, Três Pontas-Varginha Nappe, sample 112a. Width of view 10 mm; (h) Kyanite+biotite+garnet stable assemblage preserved in less-deformed pod. Notice the later sillimanite growing in the milonitic foliation. Kyanite / sillimanite-biotite-garnet gneiss, Três Pontas-Varginha Nappe, sample 222.Width of view 10 mm; (i) Clinopyroxene – calcic amphibole – biotite – plagioclase assemblage preserved from deformation. Calc-silicate augen mylonite, Três Pontas-Varginha Nappe, sample 206f. Width of view 10 mm; (j) Asymmetric muscovite porphyroclasts showing biotite pressure shadows. Notice the biotite also growing in C anc C' surfaces. Garnet-muscovite-biotite schist, Carmo da Cachoeira Nappe, sample 116a. Width of view 10 mm; (k) Plagioclase-biotite-quartz assemblage showing granoblastic texture preserved in garnet core. Garnet-biotite-plagioclase gneiss, Carmo da Cachoeira nappe, sample 155. Width of view 10 mm; (l) Plagioclase-amphibole reaction texture around garnet. Garnet amphibolite, sample 305. Width of view 10 mm.

Figure 4 - Garnet compositional profiles for the studied samples.

Figure 5 - P-T diagrams and paths for the units studied. (A) Socorro-Guaxupé Nappe; (B) Três Pontas-Varginha Nappe; (C) Carmo da Cachoeira Nappe. Reactions in the P-T grid: (1) Cld + Als = St + Chl; (2) Grt + Bt + Als = St; (3) Ms + Pl + Qz = Als + Kfs + Melt; (4) Bt + Als + Pl + Qz = Grt + Kfs + Melt; (5) Gr + Alm + 6Rut = 6Ilm + 3An + 3Qz; (6) Alm + Rut = Ilm + Ky + Qz. Reactions (1) and (2): Spear (1993); (3) and (4): Le Breton & Thompson (1988); (5): Bohlen & Liotta (1986); (6): Bohlen et al. (1983). Al-silicate triple-point after Powell (1985).

TABLES – CAPTIONS

Table 1 - Representative analyses of clinopyroxenes and orthopyroxenes from selected samples. Structural formulae calculated to 6 oxygen; all iron as FeO.

Table 2 - Representative analyses of amphiboles from selected samples. Structural formulae calculated to 23 oxygen and average of 15-NK and 13-CNK; all iron as FeO.

Table 3 - Representative analyses of garnets from selected samples. Structural formulae calculated to 12 oxygen; all iron as FeO.

Table 4 - Representative analyses of micas from selected samples. Structural formulae calculated to 22 oxygen; all iron as FeO.

Table 5 - Representative analyses of plagioclases from selected samples. Structural formulae calculated to 8 oxygen; all iron as FeO.

Table 6 - Representative analyses of ilmenite, rutile, and staurolite from selected samples. Structural formulae calculated to 6 (ilmenite), 2 (rutile), and 48 (staurolite) oxygens ; all iron as FeO.

Table 7 - Summary of the thermobarometers used in the calculations.
[a] Geothermometers: GP: Garnet-Pyroxene; GARH: Garnet-Hornblende; HP: Plagioclase-Hornblende; GARB: Garnet-Biotite;
[b] Geobarometers: GPPQ: Garnet-Pyroxene-Plagioclase-Quartz; GAPH: Garnet-Plagioclase-Hornblende; GMPQ: Garnet-Muscovite-Plagioclase-Quartz; GBPQ: Garnet-Biotite-Plagioclase-Quartz; GMBPQ: Garnet-Muscovite-Biotite-Plagioclase-Quartz; GASP: Garnet-Alumine-Silicate-Plagioclase-Quartz; GRAIL: Garnet-Rutile-Alumine-Silicate-Ilmenite; GRIPS: Garnet-Rutile-Ilmenite-Plagioclase.

Table 8 - Thermobarometry results.

[a] References for thermobarometric calibrations as in Table 7.

[b] Values of temperature and pressure, as well as their uncertanties, related to the center of the ellipse built in the P-T space.

Table 9 - Summary of the main results obtained for the units studied.

Figure 1

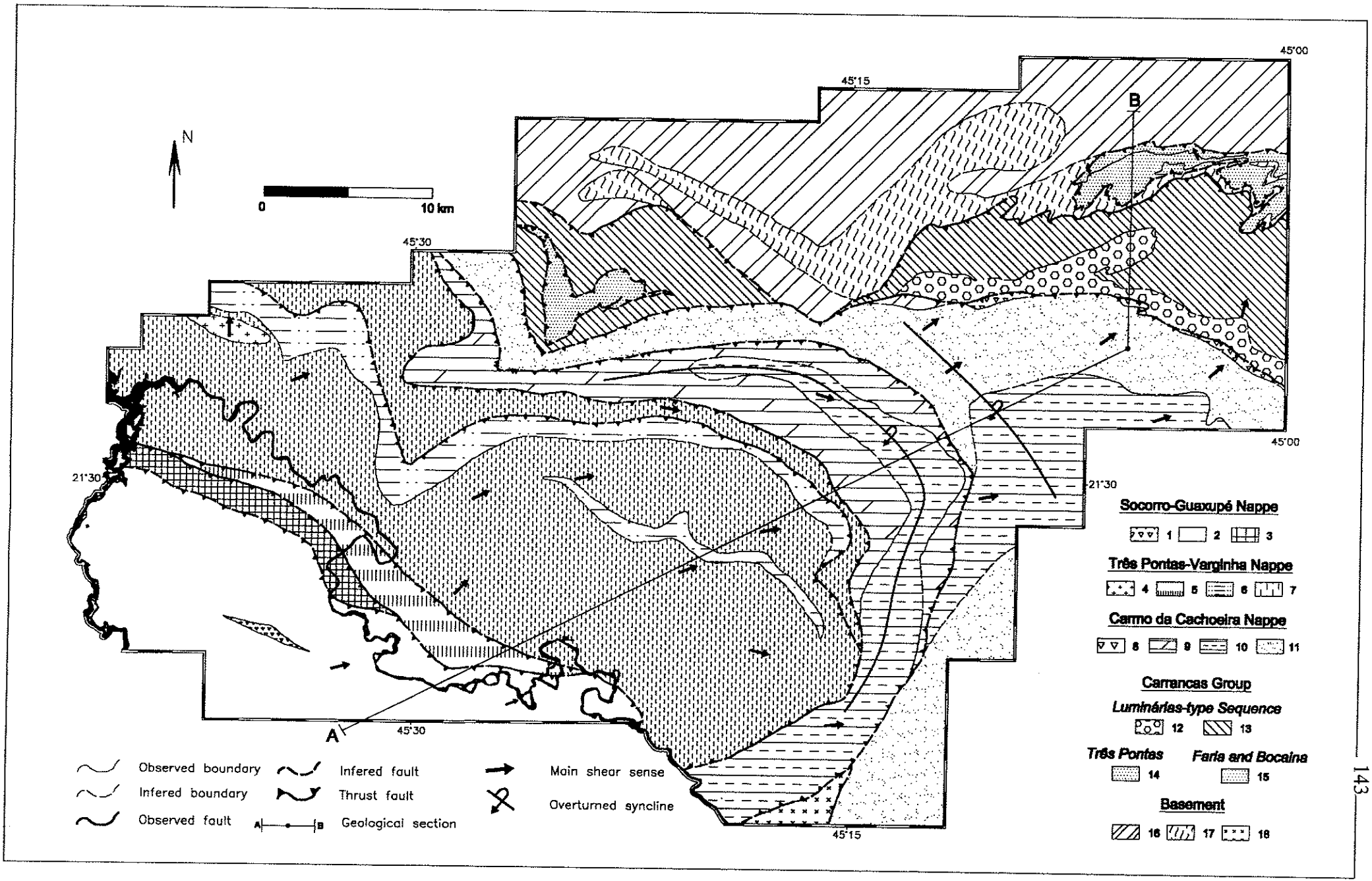
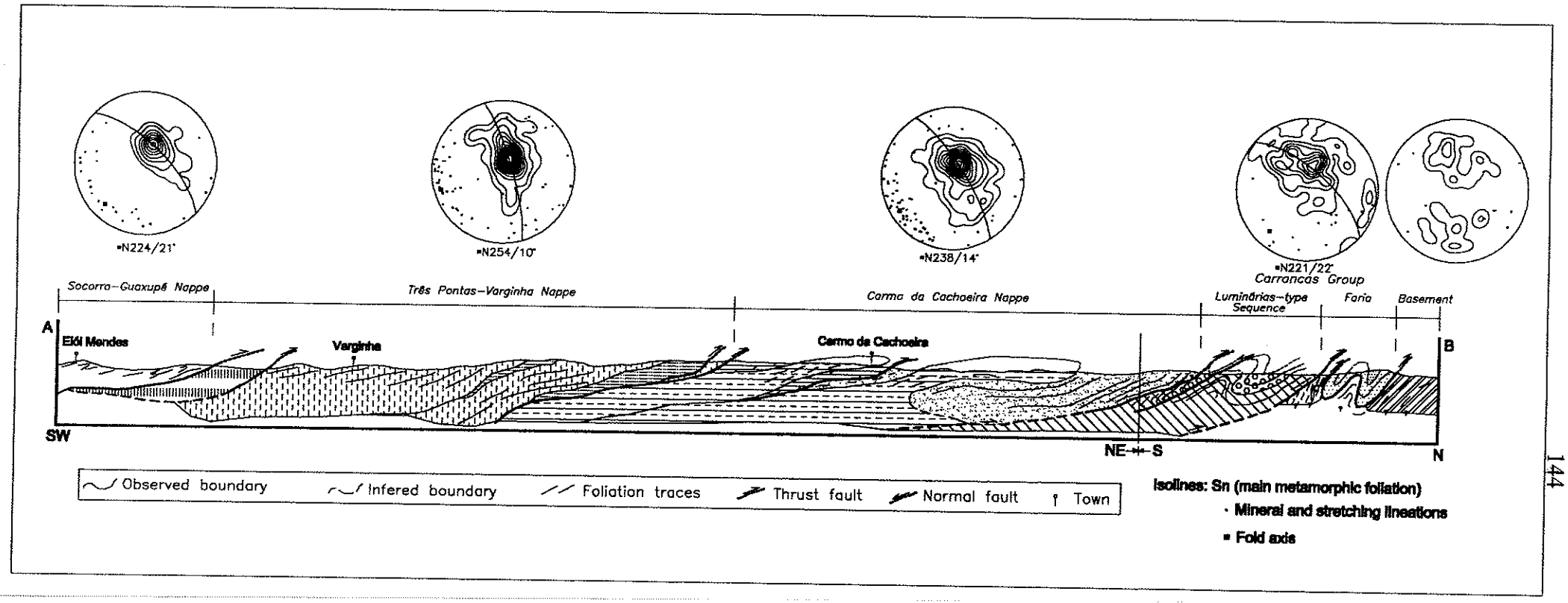

N
0
10 km
45°00
45°15
45°30
21°30
A
B
Observed boundary
Infered boundary
Observed fault
Infered fault
Thrust fault
A B Geological section
Main shear sense
Overturned syncline
Socorro-Guaxupé Nappe
1 2 3
Três Pontas-Varginha Nappe
4 5 6 7
Carmo da Cachoeira Nappe
8 9 10 11
Carrancas Group
Luminárias-type Sequence
12 13
Três Pontas
14
Faria and Bocaina
15
Basement
16 17 18

Figure 2


▪N224/21°
▪N254/10°
▪N238/14°
▪N221/22°
Carrancas Group
Socorro–Guaxupé Nappe
Três Pontas–Varginha Nappe
Carmo da Cachoeira Nappe
Luminárias–type Sequence
Faria
Basement
A
B
Eldi Mendes
Varginha
Carmo da Cachoeira
SW
NE
S
N
Observed boundary
Infered boundary
Foliation traces
Thrust fault
Normal fault
Town
Isolines: Sn (main metamorphic foliation)
Mineral and stretching lineations
Fold axis

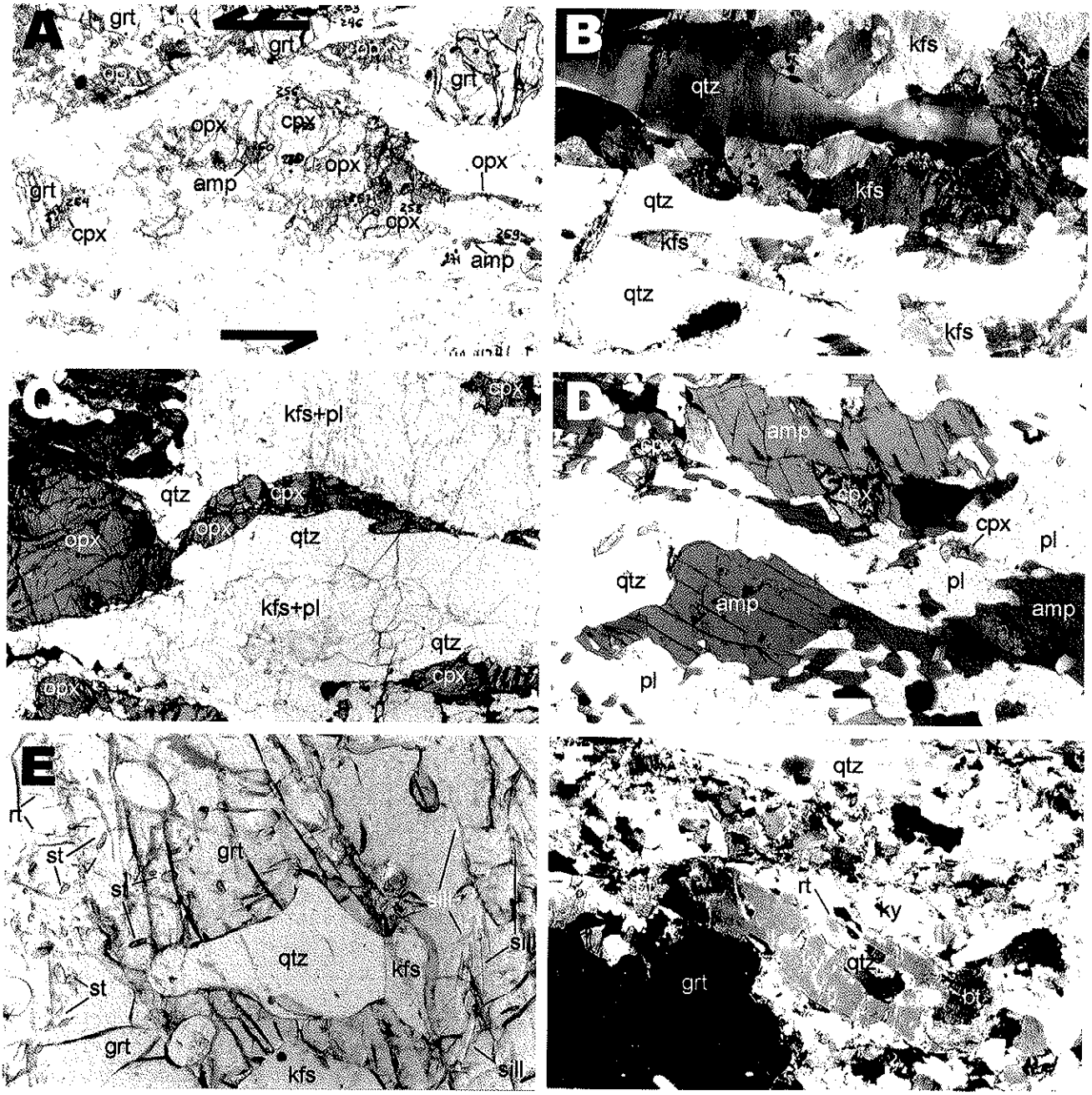

A
grt
grt
grt
opx
cpx
opx
opx
amp
grt
cpx
opx
amp
B
kfs
qtz
kfs
qtz
kfs
qtz
kfs
C
kfs+pl
cpx
qtz
cpx
opx
opx
qtz
kfs+pl
qtz
cpx
opx
D
amp
cpx
cpx
cpx
pl
qtz
pl
amp
amp
pl
E
rt
st
grt
st
qtz
kfs
sill
st
grt
kfs
sill
qtz
rt
ky
qtz
grt
bt

Figure 3

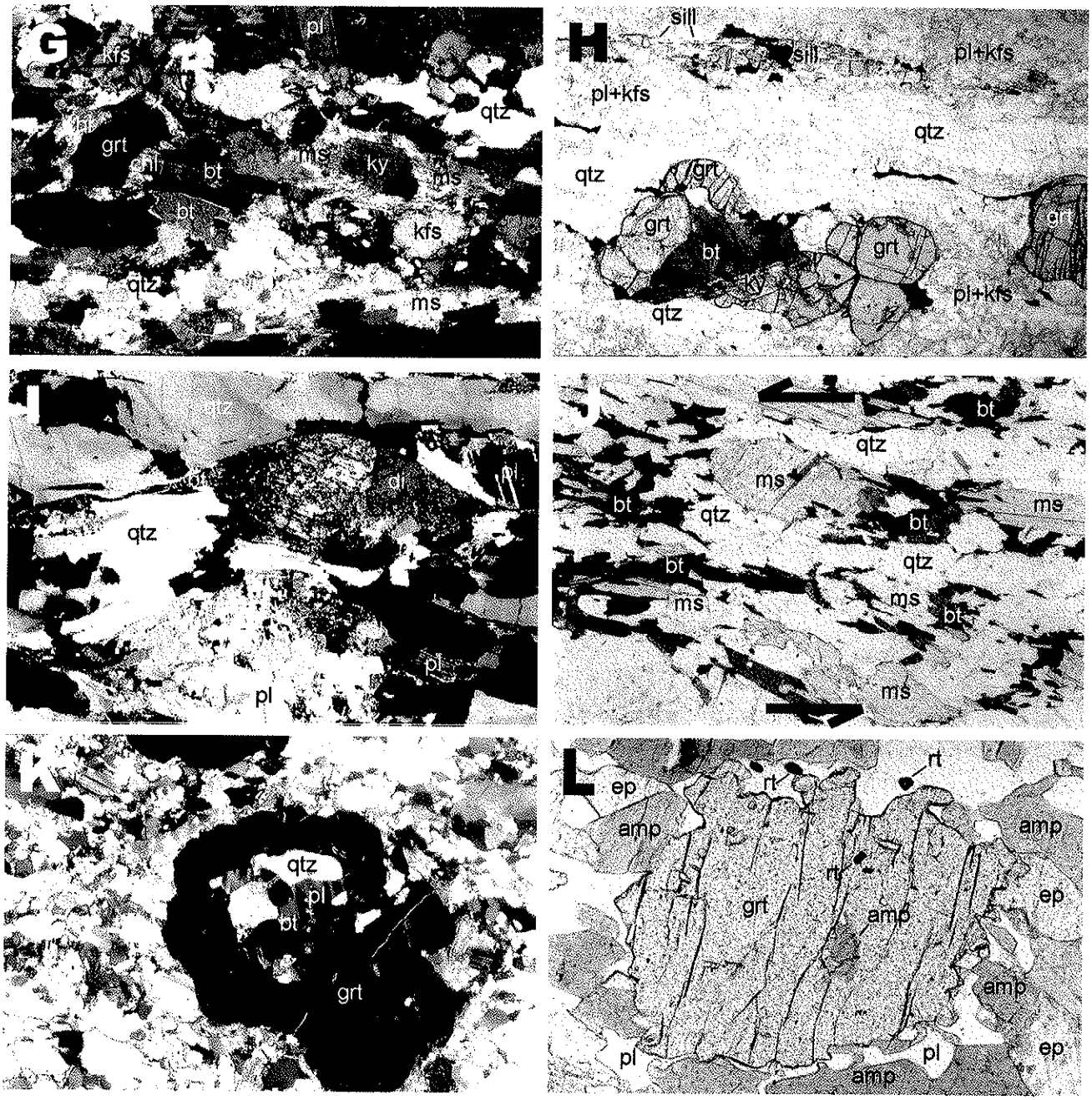

G
pl
kfs
qtz
grt
bt
ms
ky
kfs
qtz
ms
H
sill
sill
pl+kfs
pl+kfs
qtz
qtz
grt
grt
bt
grt
ky
pl+kfs
qtz
I
qtz
pl
qtz
pl
pl
J
bt
qtz
ms
bt
qtz
ms
bt
qtz
bt
ms
ms
bt
ms
K
qtz
pl
bt
grt
L
ep
rt
rt
amp
amp
rt
grt
amp
ep
amp
pl
pl
ep
amp

Figure 3

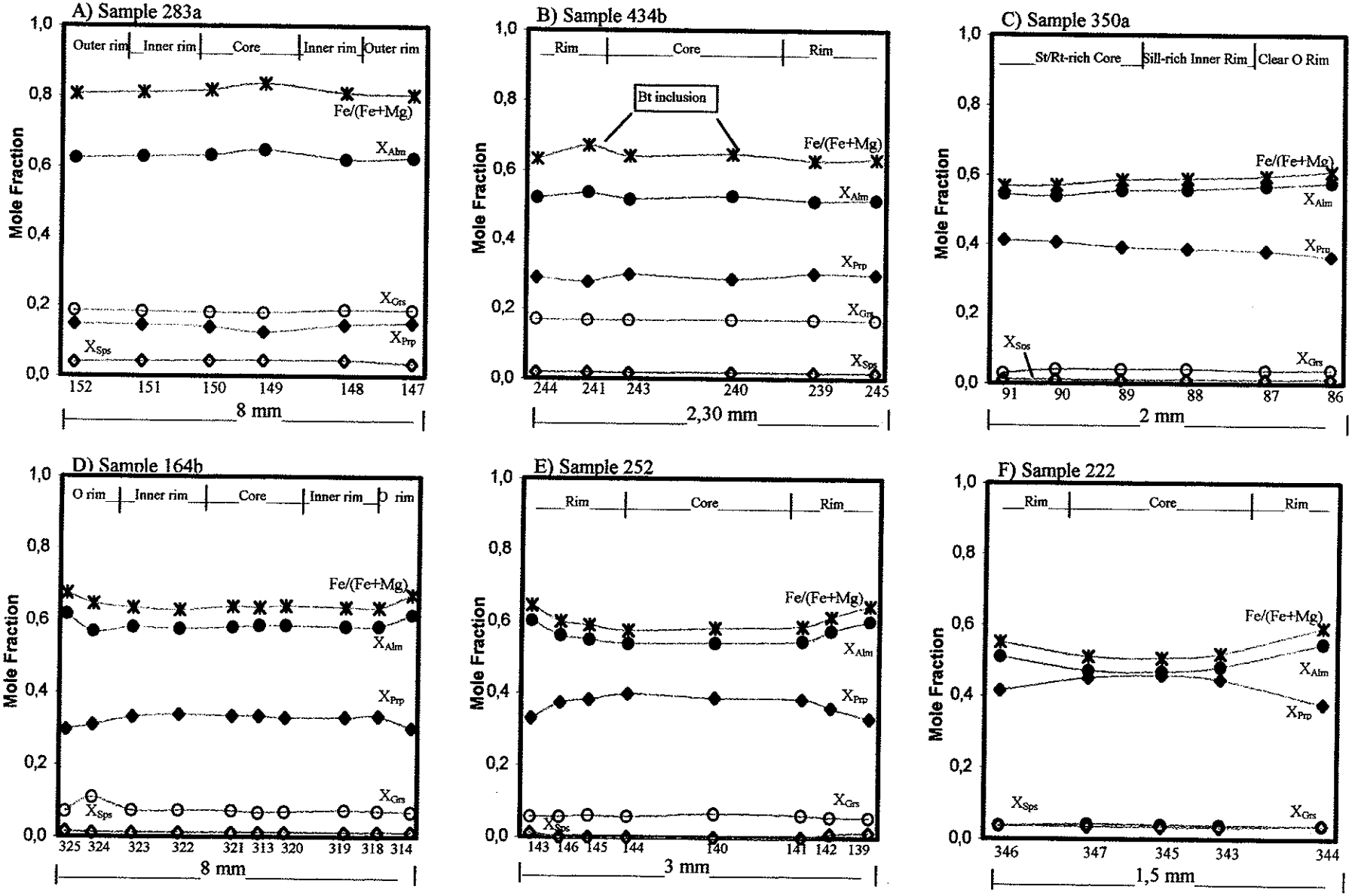

A) Sample 283a
Outer rim
Inner rim
Core
Inner rim
Outer rim
Fe/(Fe+Mg)
X_{Alm}
X_{Grs}
X_{Prp}
X_{Sps}
Mole Fraction
1,0
0,8
0,6
0,4
0,2
0,0
152 151 150 149 148 147
8 mm
B) Sample 434b
Rim
Core
Rim
Bt inclusion
Fe/(Fe+Mg)
X_{Alm}
X_{Prp}
X_{Grs}
X_{Sps}
Mole Fraction
244 241 243 240 239 245
2,30 mm
C) Sample 350a
St/Rt-rich Core
Sill-rich Inner Rim
Clear O Rim
Fe/(Fe+Mg)
X_{Alm}
X_{Prp}
X_{Sps}
X_{Grs}
Mole Fraction
91 90 89 88 87 86
2 mm
D) Sample 164b
O rim
Inner rim
Core
Inner rim
O rim
Fe/(Fe+Mg)
X_{Alm}
X_{Prp}
X_{Grs}
X_{Sps}
Mole Fraction
325 324 323 322 321 313 320 319 318 314
8 mm
E) Sample 252
Rim
Core
Rim
Fe/(Fe+Mg)
X_{Alm}
X_{Prp}
X_{Grs}
X_{Sps}
Mole Fraction
143 146 145 144 140 141 142 139
3 mm
F) Sample 222
Rim
Core
Rim
Fe/(Fe+Mg)
X_{Alm}
X_{Prp}
X_{Sps}
X_{Grs}
Mole Fraction
346 347 345 343 344
1,5 mm

Figure 4

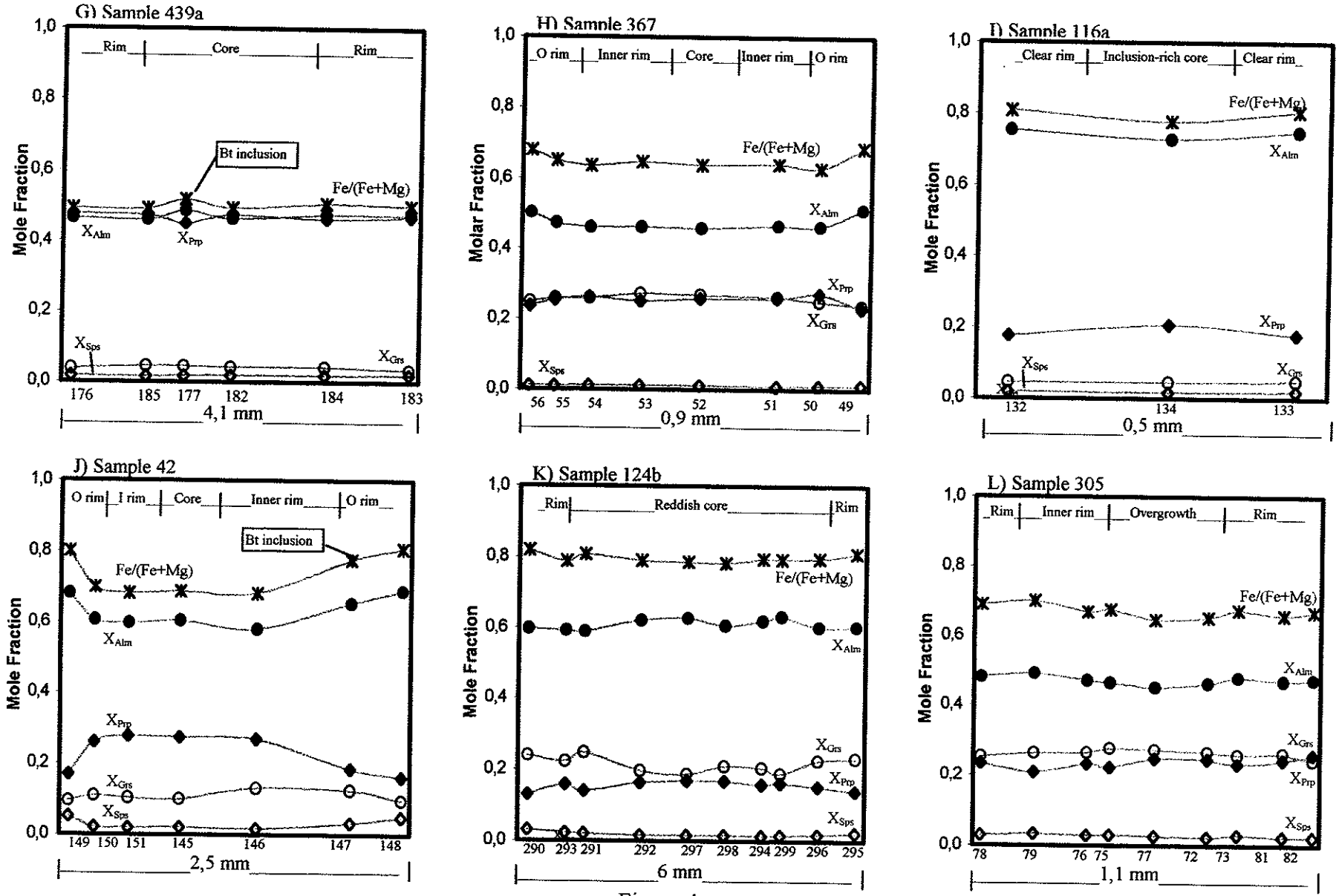
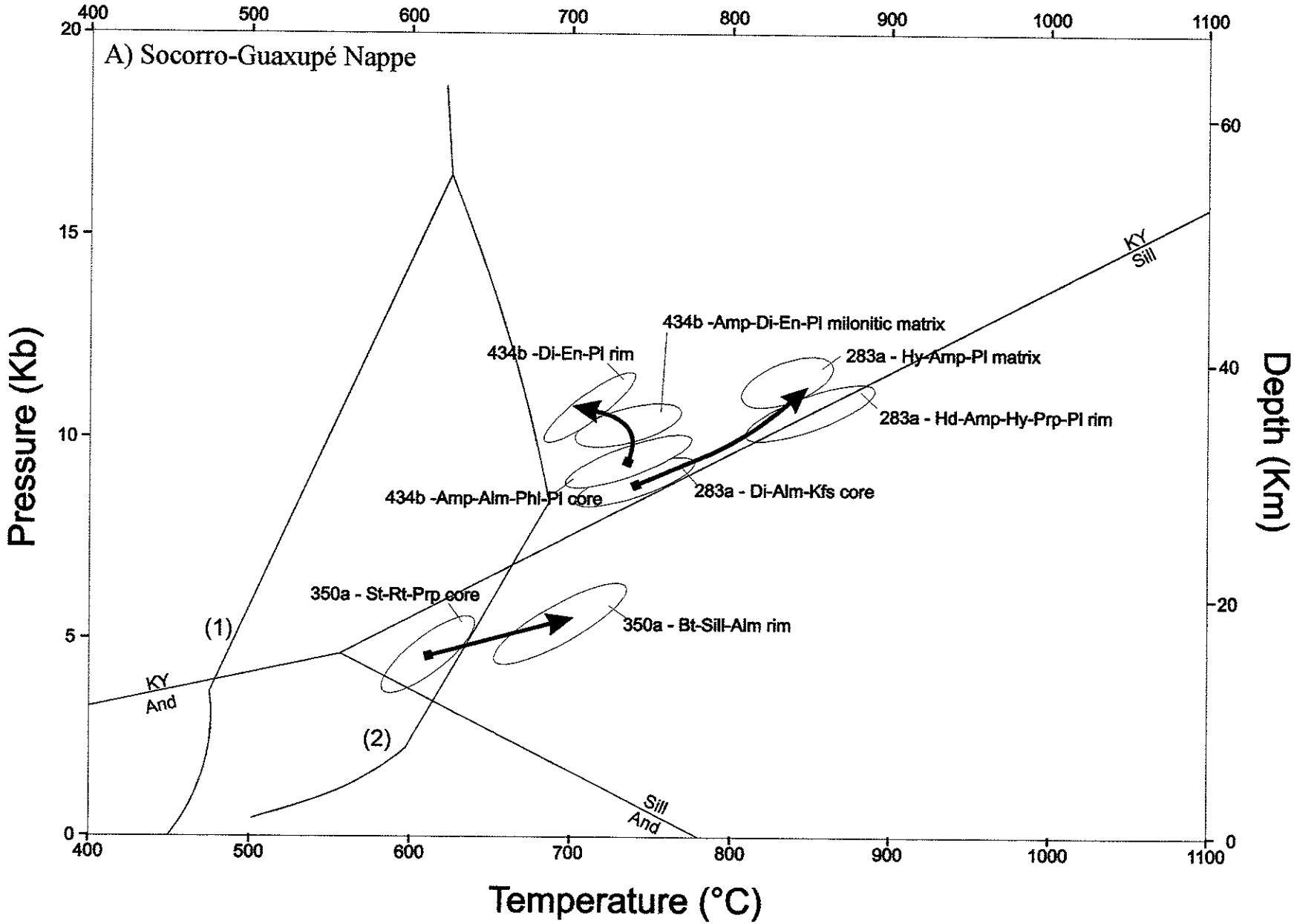
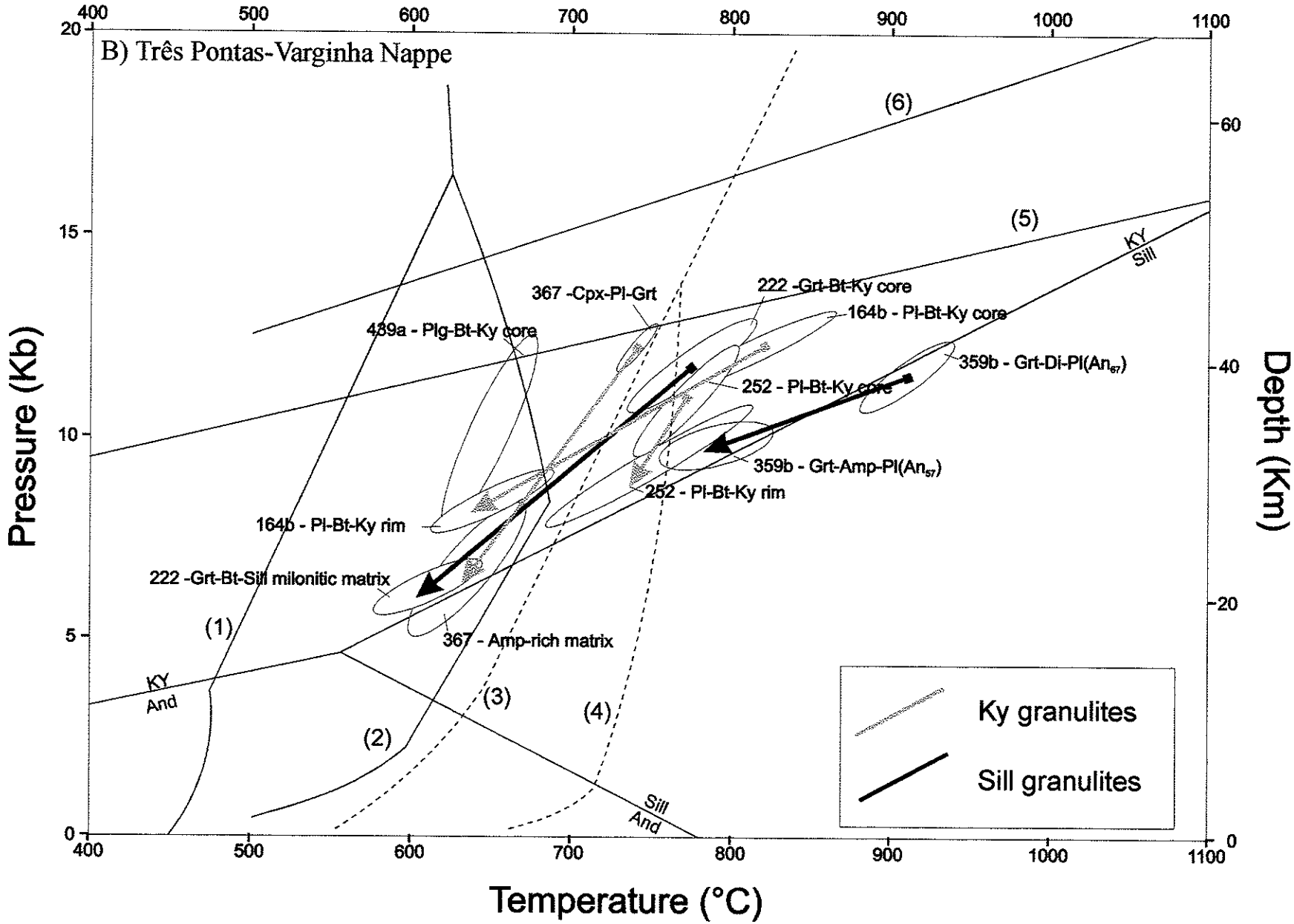

G) Sample 439a
Rim
Core
Rim
Bt inclusion
Fe/(Fe+Mg)
X_{Alm}
X_{Prp}
X_{Sps}
X_{Grs}
Mole Fraction
176 185 177 182 184 183
4,1 mm
H) Sample 367
O rim
Inner rim
Core
Inner rim
O rim
Fe/(Fe+Mg)
X_{Alm}
X_{Prp}
X_{Grs}
X_{Sps}
Molar Fraction
56 55 54 53 52 51 50 49
0,9 mm
I) Sample 116a
Clear rim
Inclusion-rich core
Clear rim
Fe/(Fe+Mg)
X_{Alm}
X_{Prp}
X_{Sps}
X_{Grs}
Mole Fraction
132 134 133
0,5 mm
J) Sample 42
O rim
I rim
Core
Inner rim
O rim
Bt inclusion
Fe/(Fe+Mg)
X_{Alm}
X_{Prp}
X_{Grs}
X_{Sps}
Mole Fraction
149 150 151 145 146 147 148
2,5 mm
K) Sample 124b
Rim
Reddish core
Rim
Fe/(Fe+Mg)
X_{Alm}
X_{Grs}
X_{Prp}
X_{Sps}
Mole Fraction
290 293 291 292 297 298 294 299 296 295
6 mm
L) Sample 305
Rim
Inner rim
Overgrowth
Rim
Fe/(Fe+Mg)
X_{Alm}
X_{Grs}
X_{Prp}
X_{Sps}
Mole Fraction
78 79 76 75 77 72 73 81 82
1,1 mm

Figure 4


A) Socorro-Guaxupé Nappe
Pressure (Kb)
Temperature (°C)
Depth (Km)
400
500
600
700
800
900
1000
1100
0
5
10
15
20
0
20
40
60
KY
Sill
434b -Amp-Di-En-Pl milonitic matrix
434b -Di-En-Pl rim
283a - Hy-Amp-Pl matrix
283a - Hd-Amp-Hy-Prp-Pl rim
434b -Amp-Alm-Phl-Pl core
283a - Di-Alm-Kfs core
350a - St-Rt-Prp core
350a - Bt-Sill-Alm rim
(1)
(2)
KY
And
Sill
And


B) Três Pontas-Varginha Nappe
Pressure (Kb)
Temperature (°C)
Depth (Km)
400
500
600
700
800
900
1000
1100
0
5
10
15
20
0
20
40
60
(1)
(2)
(3)
(4)
(5)
(6)
KY
And
Sill
And
KY
Sill
367 -Cpx-Pl-Grt
439a - Plg-Bt-Ky core
222 -Grt-Bt-Ky core
164b - Pl-Bt-Ky core
359b - Grt-Di-Pl(An67)
252 - Pl-Bt-Ky core
359b - Grt-Amp-Pl(An57)
252 - Pl-Bt-Ky rim
164b - Pl-Bt-Ky rim
222 -Grt-Bt-Sill milonitic matrix
367 - Amp-rich matrix
Ky granulites
Sill granulites

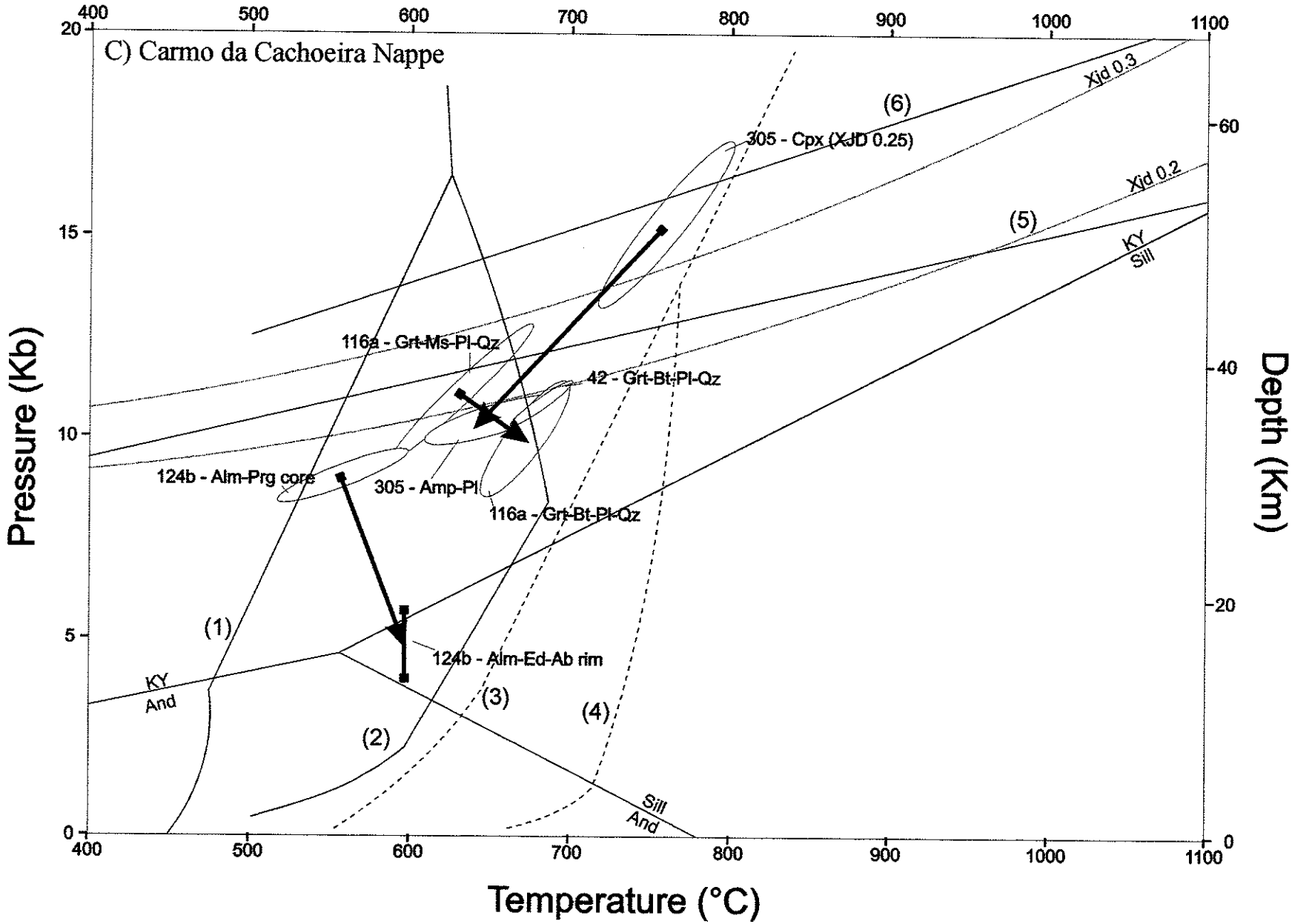

C) Carmo da Cachoeira Nappe
Pressure (Kb)
Temperature (°C)
Depth (Km)
400
500
600
700
800
900
1000
1100
0
5
10
15
20
0
20
40
60
Xid 0.3
Xid 0.2
KY
Sill
(6)
(5)
305 - Cpx (XJD 0.25)
116a - Grt-Ms-Pl-Qz
42 - Grt-Bt-Pl-Qz
124b - Alm-Prg core
305 - Amp-Pl
116a - Grt-Bt-Pl-Qz
124b - Alm-Ed-Ab rim
(1)
(2)
(3)
(4)
KY
And
Sill
And

Table 1. Representative analyses of clinopyroxene and orthopyroxene from selected samples.

Mineral	Clinopyroxene										Orthopyroxene			
Unit	SGN				TPVN				CCN		SGN			
Sample	283a	283a	434b	434b	367	367	359b	359b	305	305	283a	283a	434b	434b
Analysis	180	173	253	254	41	43	202	201	19	28	169	172	256	250
SiO_2	49,75	49,33	50,57	51,08	50,58	50,42	47,98	49,66	52,10	51,84	48,93	49,52	51,01	51,56
TiO_2	0,41	0,34	0,39	0,22	0,42	0,46	0,59	0,44	0,27	0,37	0,21	0,05	0,05	0,14
Al_2O_3	2,51	2,85	4,24	3,32	4,95	5,83	7,56	5,32	7,77	3,66	1,16	1,13	2,51	2,38
FeO	15,70	17,65	9,92	9,97	9,02	9,29	8,15	7,60	7,44	7,02	33,77	32,04	25,05	22,88
MnO	0,34	0,37	0,14	0,10	0,06	0,08	0,13	0,09	0,10	0,07	0,60	0,64	0,29	0,29
MgO	9,09	9,68	12,39	12,65	12,24	11,63	11,14	12,31	10,44	12,99	13,68	14,33	20,11	21,93
CaO	20,03	17,68	21,27	21,88	21,73	21,29	22,46	22,65	18,62	22,78	0,67	0,80	0,64	0,60
Na_2O	0,68	0,59	0,75	0,73	0,78	0,95	0,71	0,66	2,65	1,05	0,02	0,01	0,02	0,01
K_2O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02
Total	98,51	98,48	99,70	99,96	99,84	100,02	98,71	98,73	99,41	99,84	99,04	98,52	99,69	99,85
Si	1,94	1,93	1,89	1,90	1,88	1,88	1,81	1,86	1,92	1,92	1,95	1,97	1,93	1,92
Al	0,12	0,13	0,19	0,15	0,22	0,26	0,34	0,24	0,34	0,16	0,06	0,05	0,11	0,10
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	0,51	0,58	0,31	0,31	0,28	0,29	0,26	0,24	0,23	0,22	1,13	1,07	0,79	0,71
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01
Mg	0,53	0,56	0,69	0,70	0,68	0,65	0,63	0,69	0,57	0,72	0,81	0,85	1,13	1,22
Ca	0,84	0,74	0,85	0,87	0,87	0,85	0,91	0,91	0,74	0,90	0,03	0,03	0,03	0,02
Na	0,05	0,04	0,05	0,05	0,06	0,07	0,05	0,05	0,19	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Wo	44,31	39,10	45,87	46,22	47,39	47,53	50,56	49,48	47,71	49,11	1,43	1,72	1,33	1,22
En	27,99	29,79	37,19	37,18	37,15	36,14	34,89	37,42	37,21	38,96	40,91	43,11	57,80	62,03
Fs	27,70	31,12	16,94	16,60	15,46	16,33	14,55	13,11	15,08	11,94	57,66	55,17	40,87	36,76
Jd	5,14	4,50	5,50	5,27	5,79	7,13	5,44	4,97	19,70	7,57	0,12	0,09	0,18	0,07

Structural formulae calculated to 6 oxygen; all iron as FeO.

Table 2. Representative analyses of amphiboles from selected samples.

Unit	SGN				TPVN				CCN			
Sample	283a	283a	434b	434b	367	367	359b	359b	124b	124b	305	305
Analysis	220	215	259	264	1	3	207	212	34	28	11	16
SiO_2	39,73	39,68	41,32	40,90	45,19	43,38	42,82	42,11	40,98	50,78	44,88	43,58
TiO_2	2,66	2,95	2,24	2,75	1,14	1,68	1,19	1,43	1,10	0,32	0,83	1,03
Al_2O_3	12,57	12,51	13,34	13,43	11,93	13,31	14,53	14,93	14,18	6,96	13,71	13,78
FeO	21,46	20,70	15,92	13,86	12,32	13,63	12,72	12,50	16,05	12,03	12,49	13,20
MnO	0,15	0,17	0,13	0,05	0,03	0,05	0,11	0,07	0,09	0,12	0,11	0,11
MgO	6,59	6,83	10,45	11,32	12,76	11,83	12,00	12,07	10,09	7,88	12,43	11,85
CaO	10,80	10,78	11,76	11,51	11,94	11,51	11,84	11,69	10,23	16,34	11,82	11,59
Na_2O	1,43	1,53	1,33	1,77	1,23	1,74	1,81	1,82	2,69	3,95	1,83	2,12
K_2O	1,88	1,86	2,14	2,09	0,55	0,60	0,19	0,32	1,23	0,00	0,23	0,29
Total	97,27	97,00	99,30	98,20	97,20	97,73	97,21	96,92	97,66	98,39	98,37	97,55
Si	6,16	6,17	6,15	6,13	6,59	6,35	6,26	6,17	5,96	7,17	6,47	6,38
Al	2,30	2,29	2,34	2,37	2,05	2,29	2,50	2,58	2,43	1,16	2,33	2,37
Ti	0,31	0,35	0,25	0,31	0,13	0,18	0,13	0,16	0,12	0,03	0,09	0,11
Fe^{3+}	0,26	0,21	0,20	0,13	0,21	0,28	0,34	0,37	1,95	1,42	0,24	0,24
Fe^{2+}	2,53	2,48	1,78	1,60	1,30	1,39	1,22	1,16	0,00	0,00	1,27	1,38
Mn	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,52	1,58	2,32	2,53	2,78	2,58	2,61	2,64	2,19	1,66	2,67	2,59
Ca	1,79	1,80	1,88	1,85	1,87	1,81	1,85	1,84	1,59	2,47	1,83	1,82
Na	0,43	0,46	0,38	0,51	0,35	0,49	0,51	0,52	0,76	1,08	0,51	0,60
K	0,37	0,37	0,41	0,40	0,10	0,11	0,04	0,06	0,23	0,00	0,04	0,06

Structural formulae calculated to 23 oxygen and average of 15-NK and 13-CNK; all iron as FeO.

Table 3. Representative analyses of garnets from selected samples.

Unit	SGN						TPVN							CCN			
Sample	283a	283a	434b	434b	350a	350a	439a	439a	164b	252	252	359b	367	42	116a	305	305
Analysis	153	158	246	247	84	90	177	180	336	126	130	203	57	144	132	73	76
SiO_2	37,26	37,17	39,16	38,65	38,61	39,53	40,09	39,50	37,44	37,87	38,73	38,90	38,20	38,56	38,08	38,38	38,38
TiO_2	20,70	20,85	21,44	21,07	22,11	0,05	22,72	22,16	21,39	22,33	22,28	22,75	21,35	21,64	21,79	21,71	21,63
Al_2O_3	0,10	0,01	0,10	0,12	0,05	22,64	0,06	0,02	0,05	0,02	0,16	0,04	0,05	0,01	0,13	0,00	0,15
FeO	30,35	29,36	25,67	26,11	28,01	25,90	23,46	26,36	31,53	28,10	23,70	20,51	25,24	29,38	33,64	22,68	22,51
MnO	2,39	1,60	1,03	1,06	0,63	0,60	0,82	1,21	0,94	0,60	0,77	0,63	0,59	1,84	0,90	1,41	1,41
MgO	2,87	3,70	6,95	6,95	9,15	10,93	12,21	9,76	5,88	9,13	8,19	7,59	5,65	4,66	4,42	6,15	6,21
CaO	6,42	6,55	6,16	6,14	1,54	1,53	1,70	1,49	2,45	2,25	7,12	10,25	8,93	4,45	1,60	9,51	9,85
Na_2O	0,02	0,03	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
K_2O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Total	100,13	99,26	100,51	100,12	100,11	101,16	101,08	100,51	99,71	100,32	100,95	100,66	100,01	100,54	100,59	99,84	100,13
Si	2,97	2,97	3,02	2,99	2,97	3,00	2,99	3,02	2,96	2,91	2,94	2,94	2,97	3,03	3,01	2,97	2,96
Al^{IV}	0,03	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,04	0,09	0,06	0,06	0,03	0,00	0,00	0,03	0,04
Al^{VI}	1,92	1,93	1,95	1,92	1,98	1,99	1,99	1,99	1,95	1,92	1,93	1,97	1,92	2,00	2,03	1,85	1,92
Ti	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	1,64	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe^{2+}	2,02	1,96	1,66	1,69	1,80	1,68	1,46	1,68	2,08	1,80	1,50	1,30	0,00	1,93	2,23	1,47	1,45
Mg	0,34	0,44	0,80	0,80	1,05	1,18	1,36	1,11	0,69	1,04	0,93	0,86	0,66	0,55	0,52	0,71	0,71
Mn	0,16	0,11	0,07	0,07	0,04	0,03	0,05	0,08	0,06	0,04	0,05	0,04	0,04	0,12	0,06	0,09	0,09
Ca	0,55	0,56	0,51	0,51	0,13	0,12	0,14	0,12	0,21	0,19	0,58	0,83	0,74	0,38	0,14	0,79	0,81
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Alm	65,73	63,78	54,64	54,99	59,67	55,69	48,64	56,21	68,27	58,66	49,16	42,89	53,28	64,91	75,58	48,01	47,27
Gross	17,82	18,24	16,79	16,56	4,20	4,05	4,51	4,08	6,80	6,02	18,93	27,46	24,15	12,61	4,61	25,78	26,49
Pyrope	11,09	14,33	26,35	26,08	34,74	39,17	45,13	37,09	22,69	33,97	30,30	28,31	21,27	18,37	17,72	23,19	23,25
Spess	5,25	3,53	2,22	2,25	1,36	1,09	1,72	2,60	2,07	1,27	1,61	1,33	1,26	4,11	2,04	3,03	2,99

Structural formulae calculated to 12 oxygen; all iron as FeO.

Table 4. Representative analyses of micas from selected samples.

Mineral	Biotites												Muscovites
Unit	SGN		TPVN								CCN		CCN
Sample	434b	350a	439a	439a	222	222	164b	164b	252	252	42	116a	116a
Analysis	272	108	170	173	63	65	46	53	273	274	167	123	130
SiO_2	37,32	37,10	37,96	38,01	38,65	37,59	36,89	38,42	37,36	37,88	36,18	36,14	46,12
TiO_2	5,70	4,71	3,98	4,42	2,89	3,97	3,88	1,92	3,94	3,34	2,30	1,98	1,55
Al_2O_3	16,01	17,32	19,00	17,22	19,16	17,59	18,77	18,87	17,55	18,14	19,56	19,69	36,16
Cr_2O_3	0,04	0,20	0,01	0,02	0,00	0,01	0,09	0,08	0,00	0,00	0,04	0,03	0,01
FeO	12,68	11,97	7,49	11,21	8,44	9,79	14,46	14,48	12,58	10,28	16,43	18,61	1,33
MnO	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,01	0,00	0,02	0,05	0,04	0,03	0,00
MgO	15,48	15,33	18,55	16,66	17,17	17,50	12,08	13,49	14,21	15,94	12,30	10,78	1,12
CaO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,29	0,24	0,18	0,20	0,05	0,25	0,21	0,14	0,00	0,00	0,28	0,26	0,20
Na_2O	0,12	0,08	0,17	0,08	0,10	0,11	0,05	0,10	0,05	0,06	0,21	0,19	0,90
K_2O	9,84	9,81	9,74	9,90	8,54	8,47	9,83	9,23	9,96	9,94	9,21	9,20	9,83
F	1,09	0,53	1,42	1,02	1,33	0,98	0,60	0,77	0,47	0,56	0,11	0,48	0,21
Cl	0,13	0,15	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,08	0,00
Total	98,69	97,45	98,41	98,76	96,41	96,32	96,90	97,51	96,14	96,19	96,66	97,47	97,44
Si	2,71	2,70	2,68	2,72	2,76	2,72	2,72	2,79	2,74	2,75	2,68	2,69	5,47
Al^{IV}	1,37	1,48	1,58	1,45	1,61	1,50	1,63	1,61	1,52	1,55	1,70	1,72	2,53
Ti	0,31	0,26	0,21	0,24	0,16	0,22	0,22	0,11	0,22	0,18	0,13	0,11	0,14
Fe^{2+}	0,77	0,73	0,44	0,67	0,51	0,59	0,89	0,88	0,77	0,62	1,02	1,16	0,13
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,67	1,66	1,95	1,78	1,83	1,89	1,33	1,46	1,56	1,72	1,36	1,20	0,20
Ba	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,21
K	0,91	0,91	0,88	0,90	0,78	0,78	0,92	0,86	0,93	0,92	0,87	0,87	1,49
X_{Ann}	0,31	0,30	0,18	0,27	0,22	0,24	0,40	0,38	0,33	0,27	0,43	0,49	0,40
X_{Phl}	0,69	0,70	0,82	0,73	0,78	0,76	0,60	0,62	0,67	0,73	0,57	0,51	0,60

Structural formulae calculated to 22 oxygen; all iron as FeO.

Table 5. Representative analyses of plagioclases from selected samples.

Unit	SGN					TPVN						CCN			
Sample	283a	283a	434b	434b	350a	439a	222	164b	252	359b	367	116a	42	124b	305
Analysis	224	235	267	271	116	215	20	10	249	264	90	120	154	6	9
SiO_2	61,98	61,87	59,39	59,45	60,35	62,63	62,56	61,89	61,68	52,58	60,76	64,61	61,38	65,97	63,10
Al_2O_3	24,23	24,66	25,87	26,05	24,60	23,54	23,12	23,83	23,96	30,76	24,82	22,15	24,63	21,48	24,51
TiO_2	0,09	0,01	0,04	0,00	0,04	0,06	0,03	0,05	0,02	0,03	0,06	0,06	0,02	0,03	0,03
FeO	0,05	0,30	0,09	0,07	0,03	0,00	0,02	0,09	0,01	0,17	0,06	0,04	0,08	0,14	0,08
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
MgO	0,01	0,15	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
CaO	6,06	4,97	7,84	7,80	6,37	5,10	4,30	5,63	5,72	1,33	6,63	3,26	5,89	2,50	4,46
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,05	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,11	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00
Na_2O	7,13	7,19	7,00	6,98	7,91	8,56	9,06	8,31	7,03	3,51	6,63	9,82	8,34	9,87	8,22
K_2O	0,11	0,13	0,59	0,53	0,16	0,51	0,17	0,24	0,75	0,01	0,17	0,05	0,08	0,16	0,02
Total	99,66	99,28	100,81	100,93	99,53	100,54	99,28	100,13	99,17	100,40	99,12	100,09	100,46	100,23	100,43
Si	2,73	2,79	2,64	2,64	2,70	2,77	2,79	2,75	2,75	2,37	2,71	2,85	2,72	2,89	2,77
Al	1,28	1,22	1,35	1,36	1,30	1,22	1,21	1,25	1,26	1,63	1,31	1,15	1,28	1,11	1,27
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,29	0,24	0,37	0,37	0,31	0,24	0,21	0,27	0,27	0,64	0,32	0,15	0,28	0,12	0,21
Na	0,62	0,64	0,60	0,60	0,69	0,73	0,78	0,71	0,61	0,31	0,57	0,84	0,72	0,84	0,70
K	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Ab	67,50	71,70	59,70	60,00	68,60	73,10	78,40	71,80	65,80	32,30	63,80	84,20	71,60	86,90	76,90
An	31,70	27,40	37,00	37,00	30,50	24,00	20,60	26,80	29,50	67,70	35,20	15,50	28,00	12,10	23,00
Or	0,80	0,90	3,30	3,00	0,90	2,90	1,00	1,40	4,70	0,00	1,00	0,30	0,40	0,90	0,10

Structural formulae calculated to 8 oxygen; all iron as FeO.

Table 6. Representative analyses of staurolite, ilmenite, and rutile from selected samples.

Mineral	Staurolite	Ilmenite			Rutile	
Unit	SGN	SGN	TPVN	CCN	SGN	TPVN
Sample	350a	434b	222	124b	350a	252
Analysis	107	226	77	70	143	288
SiO2	25,72	0	0,041	0,026	0	0,022
TiO2	0,90	40,889	36,454	48,427	97,393	98,501
Al2O3	58,33	0,049	0,044	0,006	0,047	0,041
Cr2O3	0,25	-	-	-	-	-
FeO	10,60	55,106	57,037	47,528	0,71	0,406
MnO	0,02	0,104	0,13	0,683	0	0,007
MgO	3,98	1,062	0,452	0,14	0,012	0,006
ZnO	-	0,002	0,044	0,153	0,047	-
CaO	0,00	0,016	0	0,009	0,029	0,049
Nb2O5	-	0,084	0,035	-	0,721	-
Na2O	0,06	-	-	-	-	-
K2O	0,01	-	-	-	-	-
Total	99,85	97,313	94,237	96,97	98,959	99,031
Si	7,22	0	0,0024	0,001	0	0,009
Al	19,27	0,0032	0,003	0	0,023	0,002
Ti	0,19	1,6856	1,5885	0,962	2,9681	2,9894
Fe2	2,49	2,5262	2,764	1,05	0,0241	0,0137
Cr	0,06	-	-	-	-	-
Mn	0,01	0,0048	0,0064	0,015	0	0,002
Mg	1,66	0,0868	0,039	0,006	0,0007	0,004
Zn	-	0,0001	0,0019	0,003	0,0014	-
Ca	0,00	0,0009	0	0	0,0013	0,0021
Nb	-	0,0021	0,0009	-	0,0132	-
Na	0,03	-	-	-	-	-
K	0,00	-	-	-	-	-

Structural formulae calculated to 48 oxygen for staurolite, 6 oxygen for ilmenite, and 2 oxygen for rutile; all iron as FeO.

Table 7. Summary of the thermobarometers

Thermometers [a]	
GP	Ellis & Green (1979), Powell (1985), Pattison & Newton (1989)
GARB	Hodges & Spear (1982), Indares & Martignole (1985), Perchuck & Lavrent'eva (1983), Holdaway (2000)
GM	Green & Hellman (1982)
GARH	Grahan & Powell (1984)
HP	Holland & Blundy (1994)
GS	Perchuck (1989)
Barometers [b]	
GPPQ	Powell & Holland (1988), Eckert et al. (1991)
GAPH	Kohn & Spear (1990)
GMPQ / GBPQ / GMBPQ	Hoisch (1990)
GRAIL / GASP	Koziol & Newton (1988), Koziol (1989), Bohlen et al. (1983), Bohlen & Liotta (1986)

[a] Geothermometers: GP: Garnet-Pyroxene; GARH: Garnet-Hornblende; HP: Plagioclase-Hornblende; GARB: Garnet-Biotite;
[b] Geobarometers: GPPQ: Garnet-Pyroxene-Plagioclase-Quartz; GAPH: Garnet-Plagioclase-Hornblende; GMPQ: Garnet-Muscovite-Plagioclase-Quartz; GBPQ: Garnet-Biotite-Plagioclase-Quartz; GMBPQ: Garnet-Muscovite-Biotite-Plagioclase-Quartz; GASP: Garnet-Alumine-Silicate-Plagioclase-Quartz; GRAIL: Garnet-Rutile-Alumine-Silicate-Ilmenite; GRIPS: Garnet-Rutile-Ilmenite-Plagioclase.

Table 8 - Thermobarometry Results

Sample	Thermobarometers [a]	Temperature (C) [b]	σ	Pressure (Kb) [b]	σ
Socorro-Guaxupé Nappe					
283a - Di-Alm-Kfs core	GP / GPPQ	758	32	9.1	0.8
283a - Hd-Amp-Hy-Prp-Plg rim	GP / GPPQ	865	40	11.2	0.6
283a - Hy-Amp-Plg matrix	GARH / PH / GARHP	848	40	12.2	0.8
434b - Amp-Alm-Phl-Plg core	GP / GPPQ	749	30	10.1	0.6
434b - Di-En-Plg rim	GP / GPPQ	730	30	11.5	0.8
434b - Amp-Di-En-Plg matrix	GARH / PH / GARHP	748	20	11.1	0.7
350a - St-Bt-Prp-Rut core	GS / GARB / GARBP	627	25	5.3	0.9
350a - Sill-Bt-Alm rim	GARB / GARBP / GASP	705	35	6.2	0.8
Três Pontas-Varginha Nappe					
439a - Plg-Bt-Ky core	GARB / GARBP / GASP	675	25	10.9	2.2
439a - Plg-Bt-Sill rim	GARB / GARBP / GASP	715	45	10.2	2.3
222 - Grt-Bt-Ky core	GARB / GARBP / GASP	788	35	12.3	0.8
222 - Grt-Bt-Sill matrix	GARB / GARBP / GASP	627	30	6.8	0.7
164b - Plg-Bt-Ky core	GARB / GARBP / GASP	835	45	12.9	1.1
164b - Plg-Bt-Ky rim	GARB / GARBP / GASP	668	40	9.1	0.8
252 - Plg-Bt-Ky core	GARB / GARBP / GASP	786	35	11.1	1.2
252 - Plg-Bt-Ky rim	GARB / GARBP / GASP	770	60	10	1.6
367 - Di-Plg-Grt	GP / GPPQ	760	15	12.9	0.5
367 - Amp-Plg-Grt	GARH / PH / GARHP	648	25	7.2	1.4
359b - Di-Plg(An67)-Grt	GP / GPPQ	923	25	12.1	1
359b - Amp-Plg(An56)-Grt	GARH / PH / GARHP	802	30	10.7	0.7
Carmo da Cachoeira Nappe					
116a - Grt-Ms-Plg	GM / GARBMP / GMP / GASP	657	35	12.1	1.2
116a - Grt-Bt-Plg	GARB / GARBMP / GARBP / GASP	688	30	11	1.4
42 - Grt-Bt-Plg rim	GARB / GARBP / GASP	698	20	11.8	0.4
124b - Prg-Alm core	GARH / PH / GARHP	568	40	9.7	0.7
124b - Ed-Alm-Ab rim	GARH / PH / GARHP	627	25	-	-
305 - Cpx(Jd0.25)-Grt	GP / GPP / GARHP	782	40	16.3	2.2
305 - Amp-Grt	GARH / PH / GARHP	665	40	10.8	0.5

[a] References for thermobarometric calibrations as in Table 7.

[b] Values of temperature and pressure, as well as their uncertanties, related to the center of the ellipse built in the P-T space.

Table 9. Summary of the main conclusions.

	Socorro-Guaxupé Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe		Carmo da Cachoeira Nappe
		Ky granulites	Sill granulites	
T_{max} (°C)	865	835	923	782
Stable assemblage in T_{max}	Hd-Amp-Hy-Prp-Pl	Ky-Bt-Grt-Pl	Di-Grt-Pl	Di-Grt-Pl
P_{max} (kb)	12.2	12.9	12.3	6.3
Stable assemblage in P_{max}	Hy-Amp-Pl	Di-Grt-Pl / Ky-Bt-Grt-Pl	Ky-Bt-Grt-Pl	Di-Grt-Pl
Shape of P-T path	isobaric cooling, possibly anticlockwise	clockwise isobaric heating and near isobaric cooling		clockwise isothermal decompression
Tectonic Process	Magmatic underplating	Thickening of continental crust by thrusting		Underthrusting of cold lithosphere
Possible Tectonic Environment	Continental magmatic arcs	Continental collision zones		Subductions zones

ANEXO B

OXYGEN ISOTOPE COMPOSITION AND GEOTHERMOMETRY OF GRANULITE- TO GREEN SCHIST-FACIES METAMORPHIC ROCKS: A STUDY FROM THE NEOPROTEROZOIC COLLISION-RELATED NAPPE SYSTEM, SOUTH OF SÃO FRANCISCO CRATON, SE BRAZIL

M. Glória M. Garcia[1]
(gloriagarcia@bol.com.br)

Mário C. Campos Neto[1]
(camposnt@usp.br)* - Corresponding author

Anthony E. Fallick[2]
(T.Fallick@surrc.gla.ac.uk)

[1] Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 05508-900, São Paulo, Brasil
[2] Scottish Universities Research and Reactor Centre, East Kilbride, Glasgow G75 0QU, UK

Abstract - Oxygen isotope studies were carried out in a traverse along the units compounding the nappe system. A temperature decrease towards the base of the whole system is reported, consistently with a recognised inverted metamorphic pattern. The tectonic contact of the basal unit and the reworked southern São Francisco Craton shows a steep temperature gradient suggesting low-temperature thrusting acting as a dominant tectonic process. The contrasts between the Três Pontas-Varginha and Carmo da Cachoeira nappes $\delta^{18}O$ values and the differences among samples and minerals are consistent with preservation of isotopic composition prior to metamorphism, arguing for a heterogeneous source for these rocks. The low Três Pontas-Varginha Nappe calc-silicate W/R ratios (0.6-0.9) indicate that mylonitisation occurred under rock-dominated conditions, and fluids played a minor role. The small differences in the $\delta^{18}O$ values from the undeformed to the deformed calc-silicate specimen (~1.6‰) suggest that mylonitisation fluids $\delta^{18}O$ composition was close to that equilibrated with the metamorphic

assemblage. The distinct metapelitic and calc-silicate samples $\delta^{18}O$ values and the great temperature drop from one type to the other indicate that no large-scale fluid-interaction processes occurred during metamorphism. Oxygen isotopic estimations of both Três Pontas-Varginha undeformed and Carmo da Cachoeira unaltered equivalents points to $\delta^{18}O$ values of up to 18‰. Comparison between these values and those from the "basement" orthogneisses (8.267-8.490‰) argues against the latter as possible sources for the metapelites.

Keywords: Neoproterozoic, Brazil, Oxygen isotopes, Thermometry, Fluid-rock interaction

1. Introduction

The application of stable isotopic fractionation in regional metamorphic studies is concentrated mainly in the knowledge of the sources of the fluid phase, the character of the fluid-rock interaction (in both metamorphic and mylonitisation processes), and in the estimations of apparent temperatures based on $^{18}O/^{16}O$ fractionations. Oxygen isotopic composition of rocks and minerals is a powerful tool to the understanding of the nature and magnitude of fluid-rock interaction (e.g., Hoernes *et al.*, 1994, Baker & Matthews, 1995, Krylov *et al.*, 1998). Fluid-rock ratios can vary from very high to very low values. High ratios are characteristic of fluid-dominated systems, implying isotopic equilibrium throughout a certain area independently of lithological or structural control. Low ratios, oppositely, suggest that the $\delta^{18}O$ in the rock is prevalent related to the fluid, and only local isotopic equilibrium is likely to occur. Most of the granulitic terrains show evidences of preservation of their original isotopic composition, e.g., $\delta^{18}O$ ranging from mantle- to sedimentary-typical values, which is normally taken as indicative of fluid-absent granulitisation, being the isotopic exchange controlled by diffusion or channelled fluid flow (Valley & O'Neil, 1984, Farquhar *et al.*, 1996). Hoefs (1997) points out that few isotopic evidences have in fact been found regarding large-scale fluid flux as an important element in granulite facies metamorphism. In some other areas, however, high-grade complexes exhibit regional-scale $\delta^{18}O$ homogenisation over largely different lithologies that is attributed to pervasive fluid flows acting during metamorphism. This homogenisation results frequently from

changes such as ^{18}O depletion of metasedimentary rocks in relation to their protolith (Peters & Wickham, 1995).

Local scale mineral-mineral oxygen isotope distribution provides temperatures that are generally lower than the maximum metamorphic conditions estimated using cationic thermometers. This behaviour can be explained by the fact that isotopic exchange between mineral phases continue even after the metamorphic peak is attained, so that the oxygen isotope thermometry is more likely to reflect the closure temperatures of the minerals involved than equilibrium conditions during metamorphism. Studies from high-temperature rocks (Farquhar *et al.*, 1993, 1996) have shown, however, that the chances of obtaining reliable temperatures from isotopic data can be maximised if certain criteria are observed. On the basis of concepts proposed by Dodson (1973) and Giletti (1986), the authors argue that the best samples for thermometry in high-grade rocks are those presenting at least one slow-diffusing phase and a great modal proportion of the fast-diffusing phase. The most precise temperature values would be those obtained among the minerals presenting the highest fractionation factors. Refractory, slow-diffusing minerals such as garnets and aluminum-silicates seem to be the most likely to hold records of peak conditions in high-grade rocks. In contrast, fast-diffusing phases, such as feldspars, pyroxenes, as well as amphiboles, although not ideal for observing these highest temperatures, can be useful for gaining insight into the cooling history of the samples and for getting information regarding retrogressive changes.

The application of quartz-garnet and quartz-alumino-silicate fractionations in thermometric calculations has received considerable attention in recent studies (Sharp, 1995). In high metamorphic grades, the garnet-biotite thermometer can therefore register retrograde effects (Essene, 1989), in opposition to refractory minerals such as garnets and aluminum-silicates, which have been successfully applied in oxygen isotopic thermometric studies in granulites from Canada and Antarctic (Farquhar *et al.*, 1996), in metapelites from Canada (Ghent & Valley, 1998), and in high-pressure rocks from the Dabie Mountains (Zheng *et al.*, 1998, 1999). Vannay *et al.* (1999) applied the oxygen isotope thermometry to calculate peak temperatures from a geological section in the Himalayas. These authors observed that the garnet-biotite thermometer normally used in thermometric calculations furnished temperatures that were non-concordant with the metamorphic conditions predicted by phase equilibria constraints, e.g., the temperatures obtained would be lower than those achieved during the metamorphic

peak. The use of the quartz-garnet pair in oxygen temperature calculations furnished more coherent temperatures.

The present study concerns the stable isotope geochemistry and geothermometry of rocks metamorphosed in granulite to green schist facies taken from a NE-SW traverse along the several units that compound the nappe system in the southern border of the São Francisco Craton (Campos Neto & Caby, 1999, 2000). Most of the samples are metapelites, but two calc-silicate samples from the Três Pontas-Varginha Nappe and two granitoid samples from the northern basement were also analysed. Apart from the basal granulitic rocks from Socorro-Guaxupé Nappe, which was the object of a whole-rocks oxygen isotope study of Iyer *et al.* (1996), the region lacks stable isotope data. Our main purposes were the following: 1) Acquisition of oxygen isotope data and characterisation of its distribution along the units studied; 2) Appreciation of oxygen isotope distribution within individual samples in order to detect internal isotopic disequilibrium; 3) Estimation of the role of fluids in the granulitic metamorphism for the Socorro-Guaxupé Nappe; 4) Identification of the effects of mylonitisation on the behaviour of the oxygen isotopes; 5) Obtainment of oxygen isotope apparent temperatures and comparison of the results with previous cationic thermobarometry.

2. Geological setting and tectonic units

The area under investigation is characterised by a set of structurally related units roughly transported to E-NE towards the southern edge of the São Francisco Craton (Fig. 1). The Socorro-Guaxupé Nappe represents the western and uppermost high-temperature magmatic arc terrain (Campos Neto & Figueiredo, 1995), resting horizontally as a deep-crust thick slice (minimum 10 km thickness) over high pressure, high temperature metasedimentary rocks. The basal portion of this unit shows as a conspicuous feature a deformation-produced compositional layering, resulting in a typical striped appearance also visible by the parallelism of neosomatic layers. Intrafolial, isoclinal folds occur occasionally preserved from complete transposition. These layers possess variable thickness and are composed of both amphibolite and granulite facies mineral assemblages such as enderbitic and charnockitic gneisses, garnet granulites, mafic granulites, and quartz-feldspatic granulites, and also sillimanite-bearing metapelites, but to a less extent. The main foliation is homogeneously low- to medium- southeastward dipping, being usually associated with strong E-ENE plunging mineral lineations defined by an extreme

stretching of individual mineral grains (quartz, pyroxene, garnet) or aggregates of mineral grains. Kinematic indicators like S-C foliations, asymmetric deformed rigid objects, and oblique cleavage reveal a top movement predominantly towards ENE.

The underlying units occur as a large metasedimentary pile that seems to be derived from an active margin setting, and which is structurally organised as an upper Ky-bearing granulitic Três Pontas-Varginha Nappe and a lower Ky-bearing schistose and gneissic Carmo da Cachoeira Nappe (Campos Neto & Caby, 2000). The Três Pontas-Varginha Nappe contains metapelitic granulitic gneisses, with minor calc-silicate rocks, metabasic rocks and ultramafic rocks appearing as lenses or slices. From base to top, Ky-bearing assemblages grade to Sill-bearing types, which correspond to an inverted metamorphic pattern constrained by as isobaric cooling path observed throughout a 5 km-thick allocthon, already reported by Campos Neto & Caby (1999, 2000). The most visible structural feature is a layering defined by spatial variation in mineralogical composition, texture and/or granulometry that is probably inherited from the sedimentary bedding. The analysis of the foliations reveals a gently southeastward dipping half synformal crosscut by a steeper, NE-oriented dextral shear zone. The observed lineations are developed parallel to the maximum stretching axes, being defined by the alignment of individual crystals of minerals such as micas, kyanite, sillimanite, and opaque minerals, or else by the lengthening of minerals or mineral groups (more commonly quartz, that forms polycrystalline ribbons in several of our observation scales). The distribution of the low-plunging lineations shows a medium value of S80°W.

The structurally lower unit, the Carmo da Cachoeira Nappe, is a 3 km-thick sequence separated from the TPVN by a tectonic discontinuity. It is composed of kyanite/garnet-bearing metapelitic schists, gneisses derived from metagrawackes, and secondary metabasic rocks and gondites. The basal contact is a thrust surface characterised by a major metamorphic jump over the underlying rocks. The emplacement of these rocks shows no evidence of overheating in the underlying units. In addition, the development of the thrust surface facilitated the entrance of fluids into the neighbouring rocks.

To the north, placed under the Carmo da Cachoeira Nappe, occurs a metapelitic sequence composed of a narrow strip of quartzites and graphytic phyllites in the base, grading to biotite-bearing and rhythmic schists to the top. This sequence is part of the Luminárias Nappe and Carrancas Klippe as defined by Trouw *et al.* (2000). The main foliation is a differential layering superposed by a low-angle mylonitic foliation that has generated a widespread reorientation,

stretching and grain-size reduction of quartz and mica. Mineral and stretching lineations and kinematic indicators such as oblique ondulose extinction of quartz grains, S-C and C' surfaces, and mica fish reveal a top shear sense towards ENE.

In the eastern portion of the sequence, the schists and phyllites are superposed on low-grade metasediments, whilst in the west they are thrusted over orthogneisses and ultramafic rocks from the basement. The former are composed of micaceous quartzites predominating in the base, grading to aluminous and graphytic metapelites towards the top (Três Pontas, Faria, and Bocaina *serras*) and tectonically settled onto the northern basement. The sequence shows a polyphasic deformation history in which mineral and stretching lineations and sheet and tubular folds give a top transport direction towards the N/NNW. The "basement", to the north, is part of the São Francisco Craton, being characterised by nearly continuous mafic-ultramafic sequences associated with intrusive granitic and granodioritic orthogneisses and hornblende-bearing gneisses.

3. Metamorphism and cationic thermobarometric data

The metamorphic conditions preserved along the traverse examined in this study range from granulite- to green schist-facies. The distribution of these facies along this traverse is compatible with an inverted pattern marked by an increase in the temperature conditions from the lowest to the topmost units. P-T path reconstructions based on cationic thermobarometric calculations, carried out for three of these units (Socorro-Guaxupé, Três Pontas-Varginha, and Carmo da Cachoeira nappes), indicate considerably different metamorphic histories that can be associated with distinct tectonic environments (Fig. 2) – Campos Neto & Caby (1999, 2000), Garcia & Campos Neto (submitted). For the Socorro-Guaxupé Nappe a P-T trajectory compatible with an initial metamorphic evolution involving magmatic heating of the lower crust before and during its burial was established. Features such as abundance of intrusive rocks, mafic compositions predominating in its lowermost part and the presence of sillimanite instead of kyanite support this affirmation. This anomalous thermal gradient was responsible for the generation of the water-absent granulitic metamorphism. The retrograde portion of this path was registered by reequilibrated mylonitic textures that are probably related to the extrusion of the unit. The Três Pontas-Varginha Nappe shows, for both kyanite- and sillimanite-bearing granulites, a clockwise, IBC-type P-T path that seems to be typical in many collisional settings.

Loading and uplift of the package follow similar evolutionary trajectories in which maximum P and T were reached at points close to each other, which implies a heating-absence uplifting in which erosion processes were significant. The kyanite granulite trajectory is characterised by a slightly higher peak pressure value (12.9kb) than the sillimanite granulite path (12.3kb). In contrast, the temperature peak results for the former (835°C) is lower than the latter (923°C). The Carmo da Cachoeira Nappe shows a markedly ITD-type path in which the highest pressures were attained under relatively low temperature conditions. The highest pressure and temperature values were obtained from a garnet amphibolite (16.3kb and 782°C) that occurs at the base of the unit and is thought to represent relics of ancient eclogites (Campos Neto & Caby, 1999, Trouw *et al.*, 2000). Possible tectonic processes compatible with this evolution are the underthrusting of cold lithosphere in subduction zones.

Additionally, thermobarometric data obtained by Campos Neto & Caby (1999) in almandine-rich garnet and muscovite assemblages from the lower external nappe gave temperature conditions of 620°-636°C for a 6.5Kb reference pressure. For the parauthoctonous unit, calculations based on phengite Si contents (3.25 PFU) from chloritoid- and Zn-rich staurolite-bearing metapelites resulted in a 7-kb pressure value for 500°C.

4. Oxygen isotope geochemistry

4.1. Sampling and analytical procedures

Twelve samples were selected for oxygen isotope and whole-rock chemical analyses, three of which had already been used in cationic thermobarometric calculations. Mineralogical compositions and diagnostic metamorphic assemblages are given in Table 1. Samples were crushed to different-sized powders, depending on their granulometry, and inclusions or mineral aggregates were rejected in order to avoid any interference in the final result. Pure mineral separates were obtained by conventional separation techniques, and afterwards by handpicking under a binocular microscope in order to guarantee 98-100% purity. The different concentrates were then washed in solutions of HNO_3 and HCl, except for the feldspars. Whole rock, quartz, feldspar, clinopyroxene, orthopyroxene, amphibole, garnet, kyanite, biotite, and muscovite were analysed. For each sample the maximum number of phases were analysed in order to obtain satisfactory information about the isotopic equilibrium of the rock. Temperature calculations

were carried out using the quartz-mineral pairs, considered to be the most reliable for quantitative studies.

Oxygen isotope ratios were measured at the Scottish Universities Research and Reactor Centre (SURRC). Samples of 1 to 2 mg were used. Purified chlorine trifluoride was used for oxygen extraction in a laser fluorination system based on Sharp (1990). The oxygen was converted to CO_2 by reaction on a hot graphite rod and its isotopic composition analysed on a VG PRISM III mass-spectrometer. All oxygen ratios are given in the standard permil-notation relative to SMOW (Standard Mean Ocean Water) as defined by Craig (1961). A laboratory internal quartz standard (SES) was regularly tested during the course of analyses and furnished adequate results.

Whole-rock chemical analyses of the samples studied were carried out by X-Ray Fluorescence in the Geochemistry Laboratory at the University of Edinburgh.

4.2. Oxygen isotope systematic

Oxygen isotope compositions of whole rock and minerals are presented in Table 2 and whole rock chemical analyses of the same samples are shown in Table 3. From their silica content (51.75-65.95% SiO_2) the Socorro-Guaxupé Nappe rocks can be classified as enderbitic to charnockitic gneisses with an igneous parentage indicated by positive Shaw's (1972) DF values (1.81-3.89). The three samples show quite homogeneous whole-rock $\delta^{18}O$ values in the range of 9.266 and 10.078‰. Two of the samples (434b and 436d) show oxygen isotope distribution which are consistent with at least partial equilibrium, as demonstrated by the quite similar $\delta^{18}O$ values exhibited by the mineral phases. Sample 434b presents $\delta^{18}O$ values for clinopyroxene, amphibole and garnet in the range of 8.079 and 8.230‰, whilst in sample 436d the results for clinopyroxene, orthopyroxene, amphibole and biotite range from 7.593 to 7.990‰. This implies that these samples have probably achieved isotopic equilibrium for these minerals. Sample 436c, on the other hand, yields non-concordant $\delta^{18}O$ values for the minerals orthopyroxene and garnet (7.860 and 6.960‰, respectively), which suggests a disequilibrium between these phases during cooling. As further verified from thermometric calculations, this sample also presents anomalous temperature values that may be related with this disequilibrium.

For all the samples, magnetite presents $\delta^{18}O$ values that are well below those measured in the other phases (2.357-3.975‰), implying in disequilibrium with magnetite. The order of ^{18}O enrichments for coexisting minerals obtained from our isotopic data is quartz > feldspar > clinopyroxene > biotite ≥ orthopyroxene > amphibole > garnet > magnetite, which is in accordance with that expected from theoretical studies (Bottinga & Javoy, 1973, 1975; Hoefs, 1987).

The two Três Pontas-Varginha Nappe metapelitic samples correspond to Sill- (206a) and Ky-bearing (113f) granulites, in which the variable SiO2 content (57.12 and 72.21) suggests a quite heterogeneous source for these rocks. They present whole-rock oxygen compositions of 12.979 and 13.769‰, respectively, which, although compatible with a sedimentary protolith, vary considerably. Also, while the $\delta^{18}O$ values for the individual minerals show internal consistency within samples, they are significantly different when compared across samples. For example, the quartz-mineral fractionations ($\Delta^{18}O_{(Quartz\text{-}Min)}$) for k-feldspar and garnet are similar for both samples (average 1.943±0.2 and 2.940±0.04‰, respectively), but their $\delta^{18}O$ values are quite different for the two samples (13.686 and 11.498‰ for k-feldspar, and 12.419 and 10.770‰ for garnet. However, the $\delta^{18}O$ results for biotite do not follow the same tendency. In both samples biotite shows similar values (average 10.521±0.4‰), but its quartz-mineral fractionation varies considerably (from 4.493 to 3.535‰). Indeed, petrographic observations indicate that biotite from sample 206a is widespread in the matrix and so may be in isotopic equilibrium with the other minerals, whilst biotite from sample 113f is found in a narrow strip probably representing a migmatitic melanosome, unrelated to the main metamorphic event affecting the other phases. In sample 113f the $\delta^{18}O$ value of kyanite was also measured (11.964‰).

In addition to the metapelites, two Três Pontas-Varginha Nappe calc-silicate rock samples containing the general paragenesis grossular_diopside_Ca-amphibole_plagioclase were also selected (113b2 and 367). The first shows a non-foliated granoblastic texture thought to record the metamorphic conditions prior to mylonitisation, and the second is a strongly-oriented mylonite whose mineral association probably reflects late deformation conditions. Results from these two samples will be discussed later.

One Carmo da Cachoeira Nappe green-schist facies metapelitic sample was investigated (116a), yielding a $\delta^{18}O$ whole-rock value of 10.512‰, considerably lower than the values obtained for the Três Pontas-Varginha Nappe granulite facies metapelites. Similarly, garnet and biotite also present lower $\delta^{18}O$ and quartz-mineral fractionation values (6.88±0.2 and 5.085± 0.2‰, respectively) than Três Pontas-Varginha Nappe samples. Muscovite shows a $\delta^{18}O$ value of 9.237‰, resulting in a 2.728‰ quartz-mineral fractionation.

Although belonging to the same unit, the sample from the Luminárias Nappe (183) is located outside the area under investigation (Carrancas Klippe). It is a mylonitic medium-grained green-muscovite quartzite showing a milimetric concordant quartz vein. The whole rock $\delta^{18}O$ result is 12.007‰. In order to test for possible fluid interference oxygen isotopic analyses were carried out in quartz from both the rock and the vein, yielding $\delta^{18}O$ values of 12.892 and 12.600‰, respectively. These very close values indicate that the hydrothermal event, which generated the quartz vein, occurred in isotopic equilibrium with the rock; e.g., quartz from both vein and rock were formed probably from the same fluid.

Data from two samples from the parauthoctonous unit, which occurs as a narrow belt between the northern São Francisco Craton and the nappes, were also analysed. Sample 401a is a fine-grained muscovite quartzite and sample 402b is a chloritoid-rich schist. Because of its extremely fine granulometry, only whole-rock $\delta^{18}O$ value was determined for the latter (11.975‰). The former shows whole rock, quartz, and muscovite $\delta^{18}O$ values of 13.022, 23.825, and 7.149‰, respectively.

Two samples of granitoid rocks (252 and 171a) were collected from the northern basement, which is part of the São Francisco Craton. According to their silica content (68.97-72.69% SiO_2) these samples are classified as granite and alkali granite, respectively (Wilson 1989). Although sample 171a presents textural features indicative of partial mylonitisation, $\delta^{18}O$ values for this specimen are very similar to those measured for sample 252, a coarse grained, relatively undeformed granite. Whole rock, quartz, feldspar, and biotite $\delta^{18}O$ values across the two samples range from 8.490-8.267‰, 9.442-9.207‰, 6.816-6.619‰, and 4.208-4.555‰. The muscovite $\delta^{18}O$ value for sample 171a is 8.029‰. These results are strikingly similar to those estimated for I-type granitic rocks (Nabelek, 1991, Rollinson, 1995).

4.3. Deformation and fluid-rock interaction

In order to estimate the extent and nature of the fluid-rock interaction, and test the role of deformation on oxygen isotope compositions, the two Três Pontas-Varginha Nappe calc-silicate samples (113b2 and 367) were examined. Both samples consist of high-Al metamarls derived from the interaction with the host metapelites. The principal rock-forming minerals are clinopyroxene, amphibole, garnet, biotite, microcline, plagioclase, and quartz in differing proportions. Titanite appears frequently in significant amounts. Apatite and zircon occur as common accessory minerals. No primary carbonate was found. Sample 113b2 is granoblastic and shows evidences of textural equilibrium among clynopyroxene and garnet, whilst amphibole and biotite occur as retrogressive phases (Fig 3a). Sample 367 is a mylonite containing scapolite as a stable phase in conjunction with clinopyroxene, garnet, and amphibole (Fig 3b). As the appearance of grossular in these metamarls seems to occur under very-low X_{CO2} values, the local presence of scapolite is possibly the result of abnormal heating. Plagioclase compositions vary considerably, but this does not seem to be related to the metamorphic grade. This variation is thought to reflect the original sedimentary signatures rather than the metamorphic grade, which may account for the absence of a pervasive fluid acting during metamorphism.

An oxygen isotopic composition comparative diagram for the calc-silicate samples is shown in Fig. 4. Whole-rock for the two samples resulted at 8.924 and 7.315‰, respectively. $\delta^{18}O$ values for quartz are very similar from the undeformed to the deformed sample (11.694 and 11.682‰), but feldspar gives very different values of 11.081 and 7.759‰, which may suggest an interaction with isotopically lighter deformation-related fluids, acting preferentially in the most sensitive phase. Clinopyroxene, amphibole, and garnet furnished $\delta^{18}O$ values of 7.899, 8.003 and 7.438‰ for 113b2 and 6.091, 6.282 and 6.625‰ for 367. These internally concordant values argue for equilibrium among these minerals in both samples. In addition, sample 367 contains biotite, which shows a $\delta^{18}O$ value of 8.433‰. Whole-rock hydrogen analyses were carried out for both samples and showed quite similar δD values (-70.01‰ for sample 113b2 and -78.80‰ for sample 367), which fall in the -40 to -100 δD field of metasedimentary rocks (Sheppard, 1986). This similarity suggests that the mylonitisation took place under fluid conditions that were very similar to those of the pre-existing assemblages. According to Bucher & Frey (1994) the appearance of grossular in Al-rich metamarls may occur as a result of two

main reactions: 2Clinozoisite + 3Quartz + 5Calcite = 3Grossular + H_2O + 5CO_2; and Anorthite + Quartz + 2Calcite = Grossular + CO_2, being its presence indicative of interaction with an externally derived H2O-rich fluid.

The quantification of the fluid/rock interaction in closed and open systems can be carried out using the following equations (Taylor, 1974, 1977):

$$W/R_{closed} = \delta^{18}O_{f\,(rock)} - \delta^{18}O_{i\,(rock)} / \delta^{18}O_{i\,(fluid)} - (\delta^{18}O_{i\,(rock)} - \Delta);\ \text{and}$$

$$W/R_{open} = \ln (W/R_{closed} + 1),$$

where $\Delta = \delta^{18}O_{f\,(rock)} - \delta^{18}O_{f\,(fluid)}$. The initial value for the rock is obtained from "ideal" values for the specific kind of rock or from the undeformed or unaltered specimen (in this study 8.924‰, from sample 113b2), and the final value is the $\delta^{18}O$ value from the deformed or altered specimen (7.315‰, from sample 367). The composition of the final fluid may be deduced from the mineralogy of the transformed sample. A useful approximation is to consider the $\delta^{18}O$ for the rock as equal to the $\delta^{18}O$ for the feldspar, since this mineral is the most likely to exchanging with any fluid phase, and is the most sensitive to any changes in metamorphic conditions. The feldspar-water fractionation can then be used to calculate the water composition, and from the equation of O'Neil & Taylor (1967), we have:

$$1000\ln\alpha_{(Fsp\text{-}Wt)} = (-3.41 - 0.14An) + (2.91 - 0.76An)\,(10^6/T^2),$$

which, for an estimate averaged temperature of 475°C (based on garnet-amphibole isothermal equilibria, see below), furnished a final $\delta^{18}O$ values for the fluid of +6.145‰.

The initial value for the fluid is assumed to correspond to the most likely water reservoir type. From the observed shifts from sample 113b to 367 (~1.6‰) we can infer that the ^{18}O composition of the shear fluid was lower, but close, to that in equilibrium with the original metamorphic paragenesis. On the other hand, possible sources for these aqueous fluids include formation and meteoric waters, as well as metamorphic waters, or a combination of these. Sheppard (1986) points out that the volumetrically most important meteoric waters have $\delta^{18}O$

values ranging from 0 to -10‰, whilst the formation waters field for medium-latitude regions is very close to 0‰. Metamorphic waters lie in a wide range of ^{18}O compositions (3-20‰). A plausible range for these $\delta^{18}O$ values might be therefore 0 to +9‰, and for our purposes the initial $\delta^{18}O$ value for the fluid is assumed to be 4.5‰, which fall in the field where metamorphic and formation waters overlap. It is important to notice that this uncertainty means that oxygen data alone are not sufficient to estimate proper fluid compositions, and more appropriate values would be obtained if oxygen data were coupled with hydrogen isotope analyses. Although coherent, the 4.5‰ value assumed thus carries uncertainties that may account for slight but not significant different final results.

On the basis of this postulated value, the W/R ratios calculated for the closed and open systems were 0.9 and 0.6, respectively, which represent the most likely final members for the system investigated. These results indicate that the mylonitisation processes occurred under rock-dominated conditions and fluids are not likely to play an important role.

5. Oxygen isotope thermometry

5.1. Thermometric results and isotopic equilibrium

The adequate application of an isotopic thermometer in natural mineral assemblages must consider two main aspects: 1) Isotopic equilibrium among the minerals, and 2) Calibration of the fractionation factors. O'Neil (1986) argues that the isotopic equilibrium in a mineral assemblage can be tested by criteria such as the lack of unusually large fractionations and temperature concordance, which can be done by diagrams such as δ–δ or Δ+B-A. The second condition consists in selecting the most trustful calibrations, among all available. The great diversity of calibrations also allows comparing the temperatures obtained for different mineral pairs in a same sample, providing subsides to control the internal equilibrium state of the system investigated. Table 2 also presents the results obtained from the application of two different calibrations to estimate temperature values for the samples studied. The calibration of Bottinga & Javoy (1975), henceforth B&J, is semi-empirical and, although its use seems restricted to a narrow range of thermal conditions (500-600°C), the results obtained are not significantly different from those yielded by other calibrations. In addition, Sharp (1995), henceforth S,

presents an experimental calibration for the aluminum silicates polymorphs (2.25 ± 0.2‰), as well as an average garnet value of 3.1 ± 0.2‰ from a survey of the recent literature, also used in this research. The calculations were carried out using quartz-mineral pairs. Fig. 5 plots the $\Delta^{18}O_{(Qtz\text{-}Min)}$ - $A_{(Qtz\text{-}Min)}$ *vs* $B_{(Min)}$ for the samples studied, where *A* and *B* stand for the fractionation factors determined by Bottinga & Javoy (1973, 1975). The resulting diagrams correspond to the Javoy *et al.*'s (1970) graphical method, in which, if all the minerals in the rock are in equilibrium with quartz, a straight line passing through the origin will be produced, its slope being proportional to $10^6/T^2$.

Following B&J's calibrations, quartz-mineral fractionations for two of the three Socorro-Guaxupé Nappe samples, 434b and 436d, define internally concordant sets of temperatures in the 656-672°C and 748-815°C ranges, respectively. Quartz-plagioclase fractionation is also concordant in the sample 434b, yielding a temperature of 676°C, but in sample 436d a considerably discordant value was obtained (594°C), which can indicate a lack of equilibrium between this phase and the others. Estimates for the quartz-garnet pair in sample 434b are 656°C, following B&J, and 695°C, following S. Sample 436c, on the other hand, shows quite discordant quartz-mineral temperatures that range from 570°C (quartz-garnet) to 814°C (quartz-orthopyroxene), which seem to reflect the great disequilibrium verified in our petrographic observation. This is also corroborated from the extremely unrealistic temperature indicated by the quartz-plagioclase fractionation in this sample (2369°C). For all the samples, quartz-magnetite fractionations produced considerably lower temperature values (570-648°C). As predicted by petrographic and $\delta^{18}O$ observation, samples 434b and 436d show the best fit for the isotherm line (R^2 values of 0.99 and 0.98, respectively - Fig. 5a and 5c). Sample 434b shows a good correlation among all the minerals analysed and the calculated temperature is 664°C. The best fit for sample 436d was constructed excluding plagioclase and the resulting temperature is 792°C. Sample 436c fails to produce a good fit (R^2=0.92) and the scattering of the data suggests a strong disequilibrium among the phases (Fig. 5b). The 715°C isotherm-produced temperature is therefore probably erroneous. Plagioclase, which average An_{37} value was taken from mineral chemistry analyses in the sample 434b, was not included in the calculations for sample 436d because both temperature and fractionation are greatly in disequilibrium with the other phases.

Because of its low $\delta^{18}O$ values, magnetite was excluded from the graphic calculations for all samples.

Quartz-mineral (quartz-garnet, quartz-biotite, and quartz-kyanite) temperatures were calculated for the two Três Pontas-Varginha Nappe metapelitic samples (206a and 113f). Quartz-biotite fractionations produced values constantly lower than those furnished by the quartz-garnet pair. The sillimanite-bearing granulite (206a), following B&J, yielded results of 711° (quartz-garnet) and 578° (quartz-biotite), whereas the kyanite-bearing granulite (113f) furnished values of 722° (quartz-garnet) and 672° (quartz-biotite). The results obtained for the quartz-garnet pair using S are considerably higher than those given by means of the B&J's calibration (755° and 766°C for 206a and 113f, respectively). Quartz-feldspar fractionations in both samples reveal a strong disequilibrium between this mineral and the other phases (480° and 394°C). Quartz-kyanite calculations for sample 113f resulted in a temperature of 1051° and 881°C, using B&J's and S's calibrations, respectively. The oxygen isotopic distribution between minerals from these samples reveals an internal isotopic disequilibrium easily seen in the diagrams of Fig. 5d and 5e. In the first sample, the isotherm was built on the basis of the three mineral phases available, and the obtained R^2 value is notably low (0.85). Sample 113f shows a somewhat better correlation among the phases considered (garnet and kyanite), and, although the R^2 value produced is far from satisfactory (0.95), the temperature obtained (756°C) is consistent with the expected phase equilibria. Biotite was excluded from the calculations in the latter because it appears in the rock as a neosomatic vein, clearly in disequilibrium with the other phases.

The two Três Pontas-Varginha Nappe calc-silicate samples (113b2 and 367) show quartz-mineral temperatures much lower than those obtained from the metapelites. For the B&J's calibration, the quartz-mineral fractionation produced temperatures that range from 549 to 615°C in the undeformed sample (113b2) and 428° to 482°C in the deformed sample (367). Quartz-garnet temperatures calculated according to S's survey average furnished estimates of 584° and 513°C, respectively. In spite of these considerably lower values, the temperatures calculated for the quartz-amphibole, quartz-clinopyroxene, and quartz-garnet pairs show a constant decrease from the undeformed to the deformed sample. Averages taken from B&J's calibration are 580° and 460°C, respectively. Quartz-plagioclase estimated temperatures reveal a great disequilibrium in sample 113b2 (meaningless 1236°C) and in sample 367 (323°C). When

plotted in the Javoy *et al.*'s (1970) diagram, these samples show considerably distinct behaviours that are coherent with those predicted from petrographic data. Both diagrams (Fig 5f and 5g) are characterised by a substantial scattering of the data, which makes these samples not suitable for thermometric calculations. Despite this, the best line for sample 113b2 is determined when including garnet and clinopyroxene (562°C), whilst sample 367 exhibits the best fit built for garnet and amphibole (475°C). Although not quantitative, this general temperature decrease from the more preserved (113b2) to the mylonitic sample (367) might be highly expected from mineral equilibria.

Quartz-mineral temperatures were calculated for the quartz-garnet, quartz-biotite, and quartz-muscovite pairs for sample 116a, which is a garnet-biotite schist from Carmo da Cachoeira Nappe. Quartz-garnet pairs show the most constant values (518°C, following B&J, and 528°C, using S. The values obtained from the quartz-biotite fractionation is 518°C, whereas the quartz-muscovite pair yielded temperatures of 540°C. The isotherm built from these data furnished a temperature of 512°C, for a R^2 value of 0.97 (Fig. 5h), and included all the minerals analysed.

Result from sample 183, which is a coarse-grained muscovite quartzite taken from the Carrancas Klippe, is 442°C for the quartz-muscovite pair. The fine grained muscovite quartzite collected from the parauthoctonous unit (401a) furnished a quartz-muscovite temperature of 319°C.

The two samples from the "basement" (252 and 171a) show quartz-biotite temperatures of 522° and 565°C, respectively. A quartz-muscovite temperature from secondary muscovite was measured only in sample 171a and furnished much higher values (839°C). Results from quartz-plagioclase fractionations are also indicative of disequilibrium among the phases (335°C for sample 252 and 971°C for sample 171a). Both the quartzite samples and the two granitoid rocks were excluded from isotherm calculation study because of the small number of mineral phases.

5.2. Preservation of metamorphic-peak temperatures and retrogressive information

The three Socorro-Guaxupé Nappe samples present very distinct isotope behaviours. The results presented above indicate that only 436d shows quartz-mineral temperatures compatible with the granulite-facies conditions attained by these rocks. In addition, these temperatures also lie in a very narrow range, as previously noted, suggesting equilibrium between the mineral

phases, a suggestion borne out by the Javoy *et al.*'s (1970) diagram. However, although petrographic studies attest to this equilibrium, it does not contain garnet. As a consequence, these results should be treated with care, since the phases to which they are related, e.g., pyroxenes and amphiboles, are not the most suitable for thermometric calculations. Different results were obtained from sample 434b, which also shows internally concordant temperature values, although well below than expected for such a high-grade metamorphism. The most reliable temperature estimates are those taken from the most refractory phase, garnet, when S was used. Although still lower if compared with the expected peak metamorphic conditions, this value is not far from those obtained by cationic thermometry for the same sample (730-749±30°C for P=10.1-11.5Kb) – Garcia & Campos Neto (submitted). Together with an extensive re-equilibration of all the mineral phases suggested by petrographic observation, these close values may therefore represent the retrogressive changes resulting from mylonitisation. Sample 436c, on the other hand, reveals a complete isotopic internal disequilibrium confirmed by both highly discordant quartz-mineral temperatures and the scattered plot observed in the Javoy *et al.*'s (1970) diagram. Quartz-magnetite temperatures are significantly lower than those yielded by other quartz-mineral pairs, as this mineral is highly fast diffusing and not therefore ideal for high-temperature thermometry. However, this characteristic makes it very suitable for obtaining information on the cooling histories of high-temperature rocks.

The results obtained from the quartz-garnet and quartz-kyanite fractionations for Três Pontas-Varginha Nappe metapelites are highly compatible with the metamorphic conditions predicted by cationic thermometry, especially using S. Estimates from cationic thermometry, based on garnet-biotite Fe-Mg exchange furnished temperatures ranging from 668°C (P=9.1kbar) to 835°C (P=12.9kbar) in the Ky-granulites and from 627°C (P=6.8kbar) to 788°C (P=12.3kbar) in the Sill-granulites (Garcia & Campos Neto, submitted). Therefore, the 881°C-temperature value obtained from the quartz-kyanite fractionation reproduces probably the true metamorphic conditions, in agreement with Campos Neto & Caby (2000) results.

The oxygen isotopic temperatures achieved for the garnet-biotite schist from Carmo da Cachoeira Nappe are considerably lower than those verified in cationic thermometric calculations (657-688°C for P=12.1-11.0). Petrographic observations indicate a textural equilibrium between garnet, biotite, and muscovite, which is to some extent supported by the similarity between the mineral $\delta^{18}O$ values and by the isotherm diagram. However, taking in

account that both units are correlate (Campos Neto & Caby, 1999), the differences observed between the isotopic composition of these samples and those of the Três Pontas-Varginha Nappe are not in agreement with the general observation that $\delta^{18}O$ values tend to increase towards lower metamorphic grades (Hoefs 1997). One possible explanation can be related to latter weathering resulting from interaction between the rock and external fluids, and petrographic inspection again shows some evidence of retrograde and/or weathering processes. Garlick & Epstein (1967) report a study of hydrothermal alteration of a quartz monzonite, in which the oxygen isotopic composition of the same minerals taken from both the unaltered specimen and the altered margin are compared. The authors showed that all the minerals had experienced some kind of isotopic exchange with the isotopically lighter hydrothermal fluid, resulting in a general decrease in their $\delta^{18}O$ values. Additionally, Baker & Mathews (1995) discussed the effects of retrograde infiltration in marbles and metapelites cross-cut by numerous isotopically lighter calc-silicate veins and documented decreases of up to 12‰ in the marbles and up to 4‰ in the pelites. On the other hand, as already noticed, the similar $\delta^{18}O$ values encountered for the two samples of calc-silicate rocks from the Três Pontas-Varginha Nappe, together with their low W/R ratios, strongly suggest that any important fluid interaction has occurred on a regional scale. The sample analysed (116a) was taken from an outcrop where many quartz veins and gondite layers coexist, which may account for a retrograde infiltration occurring in this particular location. It should be also noticed that meteoric waters constitute a reservoir that is highly depleted in $\delta^{18}O$ relative to mantelic and crustal rocks (Rollinson, 1995), so any isotopic exchange between them would result in isotopically lighter rock products. On the basis of these facts, a minimum increase of 4 can be proposed for the $\delta^{18}O$ values for this rock. Although tentative, this would place the $\delta^{18}O$ values at a more reliable level (around 14‰ for whole rock, 16‰ for quartz, 11‰ for garnet and biotite, and 13‰ for muscovite). These values will obviously be used only as a reference.

Data from quartz-biotite fractionation for the two "basement" samples seem to agree with the temperature conditions expected for biotite formation, but the quartz-muscovite temperature obtained for sample 171a is highly unrealistic and must therefore reflect its disequilibrium. The most interesting fact, however, is the notable increase in these temperatures from the parauthoctonous unit to the northern basement.

6. Discussion

The three samples collected from Socorro-Guaxupé Nappe show $\delta^{18}O$ values that lie within the normal I-type granitoid rock range of 6 to ~10‰ (Nabelek, 1991, Rollinson, 1995), in agreement with the igneous derivation indicated by Sharp's (1972) DF parameter. However, oxygen isotope studies in plutonic rocks suggest that lighter ^{18}O compositions are expected as the silica content decreases (Faure, 1986), and this relationship is not observed in our samples. On the other hand, Hoernes *et al.* (1994) suggested that granulite-facies rocks produced by fluid-absent metamorphism should preserve their early isotopic compositions, whilst granulitisation associated with carbonic-fluid reactions would result in an isotopic homogenisation depending on the composition of the fluid. Taking into account the very narrow variation observed in the $\delta^{18}O$ values for the samples studied (0.8‰), together with the similarity between these values and that estimated for CO_2-rich fluids (+12‰), it would be hard to say whether these reflect their original chemical signatures or result from some kind of metamorphism-related fluid. Evidences such as the influence of a significant thermal anomaly in the widespread generation of different kinds of granites (Janasi, 1997), as well as the presence of significant amounts of basic rocks at the Socorro-Guaxupé Nappe base, can account for a fluid-absent granulitic metamorphism in this part of the unit. These results are in accordance with previous data from Iyer *et al.* (1996), which studied similar samples from the base of the same unit.

The two metapelitic samples from Três Pontas-Varginha Nappe (206a and 113f) show considerably heterogeneous whole rock and mineral $\delta^{18}O$ values. Such a preservation of isotopic heterogeneous values suggests that no pervasive fluid has taken place during the metamorphism and these results may therefore reflect the internal heterogeneities of their source. This suggestion is supported by the differences in the $\delta^{18}O$ values from these metapelites and the calc-silicates from the same unit and by the also distinct $\delta^{18}O$ values obtained from the correlate Carmo da Cachoeira Nappe schist.

Some observations should be done regarding the oxygen isotope distribution in the calc-silicate samples from the Três Pontas-Varginha Nappe: (1) the markedly homogeneous $\delta^{18}O$ values showed by quartz in the two samples (11.694 and 11.682‰). As this mineral is highly resistant to isotopic exchange in low temperatures (Giletti, 1986), this behaviour strongly

indicates that the mylonitisation processes occurred under moderate thermal conditions. (2) the extremely distinct $\delta^{18}O$ values exhibited by plagioclase (11.081 and 7.759‰). Several studies have demonstrated that, because of their low closure temperature (~275°C) and fast-diffusional character, feldspars are very susceptible to any changes in the isotopic equilibrium of the system (Giletti, 1986, Jenkin *et al.*, 1991). Interaction with a low-temperature, isotopically lighter fluid, would be enough to decrease their $\delta^{18}O$ values towards values similar to slower-diffusing phases such as garnets and pyroxenes. (3) the internally concordant $\delta^{18}O$ values revealed by clinopyroxene, amphibole, and garnet (averages 7.78±0.2‰ - sample 113b2- and 6.3±0.3‰ - sample 367). (4) the very distinct temperature equilibrium stages produced from isotopic thermometric calculations (averaged 580°C for sample 113b2 and 460°C for sample 367), after B&J, and the similar results obtained from isotherm method (562° and 475°C). As can be seen from Fig. 5f and 5g, although not equilibrated, the best fit for these samples correspond, respectively, to the lines joining garnet-pyroxene and garnet-amphibole, which is consistent with normal retrogressive transformations.

In addition, the considerably lower temperatures verified in these same samples are open to interpretation. Oxygen isotope studies in calc-silicate rocks (Baker, 1990, Peters & Wickham, 1995, Hoefs, 1997) reveal that these rocks achieve an only limited communication with the external environment during metamorphism, behaving as relatively impermeable barriers to external fluids. As a consequence, these fluids are channelled through the pelitic layers and allow the carbonate beds to preserve part of their sedimentary signatures (Valley *et al.*, 1990). As noted above, oxygen isotope compositional data in the metapelites from Três Pontas-Varginha Nappe and Carmo da Cachoeira Nappe, which are correlate units, strongly suggest that no important fluid participation occurred during metamorphism, at least regionally. The extremely different $\delta^{18}O$ values observed between the metapelites and the calc-silicate rocks support this hypothesis. The temperature drop observed from the metapelitic to the calc-silicate samples may, therefore, reflect predominant diffusion-controlled isotope exchange acting differentially in the distinct sedimentary beds.

Based on the above, some speculation can be made regarding the source of the metapelites in the Três Pontas-Varginha Nappe, which occur associated with the calc-silicate rocks. Studies of oxygen isotope composition variation in 400-450°C shear zones reveal a

general decrease of about 2 to 4‰ in the whole-rock and 3‰ in the quartz $\delta^{18}O$ values from the undeformed to the deformed rocks (McCaig *et al.*, 1990), whilst in deeper seated fault zones decreases as high as 10‰ can be expected (Kerrich *et al.*, 1984). In the metapelitic samples studied, petrographic features such as polycrystalline quartz ribbons, folding of competent minerals like kyanite and sillimanite, and the widespread recristallisation observed in the matrix, suggest a high-temperature deformation. Taking these into account, one can predict minimal $\delta^{18}O$ values of up to 18‰ for the undeformed equivalents of the Três Pontas-Varginha Nappe samples (206a and 113f). Therefore, the oxygen isotopic values measured from the two samples from the northern craton (8.4±0.2‰) make these unlikely possible sources for the metapelites, a suggestion supported by earlier Sm/Nd data reported by Campos Neto & Caby (1999).

The results obtained using oxygen isotope thermometric calculations are in general lower than those predicted from cationic thermometry. Notwithstanding, a decreasing temperature pattern toward the northern craton was recorded (Fig. 6), which is coherent with an inverted metamorphic model already predicted for the whole nappe system, as well as for the individual units (Campos Neto & Caby, 1999, 2000). According to this model the lowest temperatures were achieved toward the base of the metamorphic pile and, indeed, our isotope thermometric data based mainly on quartz-garnet fractionations indicate that this inversion is characterised by a decrease from 703±8° to 319°C from the top to the base of the whole sequence. Additionally, this isotopic data also shows that the contact zone between the nappe system lowest sequence and the northern basement is characterised by a great increase in the temperature values (from 319°C in quartz-muscovite to 522° and 565°C in quartz-biotite). This change in the temperature gradient implies possibly also a change in the tectonic regime from one unit to the other.

Temperature data calculated from quartz-mineral fractionations are considerably more reliable in refractory phases, such as garnet and kyanite, than in more sensitive minerals. This is especially true for the two Três Pontas-Varginha Nappe metapelitic samples, which show temperature results very close to those obtained by means of cationic thermometers. Kyanite, because of its slow oxygen diffusion, is very appropriate for the acquisition of peak metamorphic temperatures and, indeed, the quartz-kyanite temperature obtained (881°C) is in good agreement with cationic results for the same kind of rock. Unfortunately, the scarcity of the data does not allow farther discussion, and a more systematic sampling in respect to aluminosilicates is needed in order to build detailed considerations regarding the peak temperature conditions. In spite of

this, a considerable variance (766° and 881°C) was recorded from quartz-garnet to quartz-kyanite temperatures in the sample 113f, which is similar to those observed by Sharp (1995) and Vannay *et al.* (1999). These authors attributed these contrasts to small differences in the crystallisation temperatures of these minerals.

Other important fact concerning the use of garnet in peak temperature studies is the prospect that any isotopic zoning might be preserved. Studies relative to the capability of refractory phases to preserve crystallisation isotopic compositions have been carried out by Chamberlain & Conrad (1991) and showed that these minerals show frequently oxygen isotope zoning related to changes in the $\delta^{18}O$ values during garnet growth. Although not necessarily connected, petrographic and mineral chemistry analyses indicate that garnets from the Socorro-Guaxupé Nappe granulites show in general an absent or only slight compositional zoning that results probably from high diffusion rates at extreme temperature conditions. Whether this homogeneity is accompanied by a similar behaviour of the $\delta^{18}O$ values is a matter of question but, as noticed by Chamberlain & Conrad (1991), this mechanism is very unlikely to have been acted as a main process regarding to oxygen isotope distribution, since the diffusivity of oxygen in garnet is notably low under metamorphic temperatures. On the opposite, garnets from the Três Pontas-Varginha Nappe show normally flat cores and Fe/Mg enriched rims, as well as concentric growth of different minerals as inclusions from core to rim. This may account for distinct metamorphic reactions occurring during its development, each of these reflecting different metamorphic conditions, thus being reasonable to suppose that the $\delta^{18}O$ values obtained from these garnets may reflect an average of any possible oxygen isotope zoning.

The results obtained from quartz-pyroxenes fractionations are sometimes reliable, but, as noticed by Hoefs (1987), these minerals are not as suitable as garnet or kyanite because of their higher oxygen diffusivities and their susceptibility to late alteration. Quartz-magnetite fractionation yielded considerably lower temperature values, which can be attributed to fast oxygen diffusion, recrystallisation during late-stage deformation or intergrowth of other iron oxides such as hematite. For all the units studied, the temperature values resulting from quartz-feldspar fractionations are frequently spurious. This can be explained by the fact that feldspars are strongly sensitive minerals regarding any change on metamorphic conditions, being possible that even a discreet fluid entrance could change their composition.

7. Conclusions

The main conclusions taken from this research are as follows:

1. Our oxygen isotope data, alone, is not enough to characterise the granulite facies metamorphism in the base of Socorro-Guaxupé Nappe, as the 0.8‰ variation in the $\delta^{18}O$ values are not in agreement with the expected behaviour of plutonic rocks and the predicted 12‰ for CO2-rich mantle fluids seems too similar to those observed in our samples. However, several other evidences such as the widespread occurrence of basic rocks in this part of the unit, as well as the great diversity verified in the granitoid types, can suggest that this metamorphism took place probably under fluid-absent or low P_{CO2} conditions. The results point out to an absence of pervasive fluid flow and oxygen isotope homogenisation as important processes in these rocks.

2. The contrasts observed in the $\delta^{18}O$ values from Três Pontas-Varginha and Carmo da Cachoeira nappes, as well as the internal differences among both samples and mineral phases, are consistent with a general preservation of their isotopic composition prior to metamorphism, and argue for a highly heterogeneous source for these rocks. In addition, the extremely distinct $\delta^{18}O$ values showed by the metapelitic and calc-silicate samples, as well as the great drop observed in the temperatures calculated from one rock type to the other, indicate that no large-scale fluid-interaction processes occurred during the high-grade metamorphism. Oxygen isotopic exchange is therefore more likely to result from more restricted diffusion-related processes than from extensive fluid flow.

3. The low W/R ratios (0.6-0.9) estimated for the calc-silicate samples from Três Pontas-Varginha Nappe indicate that mylonitisation occurred under prevalent rock-dominated conditions, and fluid-related processes played only a minor role. The contrast observed from the temperature estimates from the calc-silicate to the metapelitic samples also supports this affirmative. In addition, the relatively small differences observed in the $\delta^{18}O$ values from the undeformed to the deformed specimen (~1.6‰) suggest that the $\delta^{18}O$ composition of the fluid associated with the mylonitisation processes was close to that in equilibrium with the metamorphic assemblage.

4. Estimation of the oxygen isotopic composition of both Três Pontas-Varginha undeformed and Carmo da Cachoeira unaltered equivalents points to $\delta^{18}O$ values of up to 18‰.

Comparison between these values and those achieved from the orthogneissic rocks from the southern São Francisco Craton (8.267-8.490‰) argues against the latter as possible sources for the metapelites.

5. The best temperature estimates in the studied samples were obtained from the most refractory phases, garnet and kyanite. This is true especially for the metapelitic samples from Três Pontas-Varginha Nappe, where the temperatures calculated are in agreement with those given by means of cationic thermometry. Temperatures obtained from feldspar are normally spurious and reflect probably the strong ability of this mineral to change its isotopic composition under even small rates of fluid interaction or low temperature conditions.

6. A general decrease in the temperature values (703±8° to 319°C) is observed towards the most basal portions in the whole nappe system, which is in agreement with the inverted metamorphic pattern already predicted. The tectonic contact of the most basal unit, to the northeast, and the basement, is characterised by a steep temperature gradient that can suggest a low-temperature thrusting acting as a dominant tectonic process.

Acknowledgements

This work was supported by FAPESP (grants 97/07682-5 and 98/15624-8) and by CNPq. We thank J. Bettencourt for valuable and constructive suggestions. C. Taylor is thanked for supervising the oxygen laser work at SURRC. T. Shortall reviewed the English Language.

References

Baker, A.J., 1990. Stable isotopic evidence for fluid-rock interactions in the Ivrea Zone, Italy. Journal of Petrology 31(1), 243-260.

Baker, J., Matthews, A., 1995. The stable isotopic evolution of a metamorphic complex, Naxos, Greece. Contributions to Mineralogy and Petrology 120, 391-403.

Bottinga, Y, Javoy, M., 1973. Comments on oxygen isotope geothermometry. Earth and Planetary Science Letters 20, 250-265.

Bottinga, Y., Javoy, M., 1975. Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks. Rev. Geophys. Space Phys. 13, 401-418.

Bucher, K., Frey, M., 1994. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 6th edition, Complete revision of Winkler's Textbook. Springer-Verlag, Berlin.

Campos Neto, M.C., Figueiredo, M.C.H., 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences 8(2), 143-162.

Campos Neto, M.C., Caby, R., 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. Precambrian Research 97, 3-26.

Campos Neto, M.C., Caby, R., 2000. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of the southeast Brazil: petrologic and structural constraints. Tectonics 19(4), 669-687.

Chamberlain, C.P., Conrad, M.E., 1991. Oxygen isotope zoning in garnet. Science, 254:403-406.

Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science 133, 1702-1703.

Essene, E.J., 1989. The current status of thermobarometry in metamorphic rocks. In: Daly, J.S., Cliff, R.A., Yardley, B.W.D. (Eds.) Evolution of metamorphic belts. Geological Society Special Publication 43, 1-44.

Farquhar, J., Chacko, T., Frost, B.R., 1993. Strategies for high-temperature oxygen isotope thermometry: a worked example from the Laramie Anorthosite Complex, Wyoming, USA. Earth and Planetary Science Letters 117, 407-422.

Farquhar, J., Chacko, T., Ellis, D., 1996. Preservation of oxygen isotope compositions in granulites from Northwestern Canada and Enderby Land, Antarctica: implications for high-temperature isotopic thermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology 125, 213-224.

Faure, G., 1986. Principles of isotope geology. 2nd. Ed. Wiley, New York.

Garcia, M.G.M., Campos Neto, M.C., (submitted). Contrasting high-pressure P-T paths in the Neoproterozoic collision-related nappe system, south of São Francisco Craton, SE Brazil.

Garlick, G.D., Epstein, S., 1967. Oxygen isotope ratios in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta 31,181.

Giletti, B.J., 1986. Diffusion effects on oxygen isotope temperatures of slowly cooled igneous and metamorphic rocks. Earth and Planetary Science Letters 77, 218-228.

Hoefs, J., 1997. Stable isotope geochemistry. Springer-Verlag, Berlin.

Hoernes, S., Fiorentini, E., Hoffbauer, R., 1994. The role of fluids in granulite-facies metamorphism as deduced from oxygen and carbon isotopic compositions. Precambrian Research 66, 183-198.

Iyer, S.S., Choudhuri, A., Pattison, D.R.M., De Paoli, G.R., 1996. Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Guaxupé granulite terrain, southeast Brazil. Precambrian Research 77, 23-40.

Javoy, M., 1977. Stable isotopes and geothermometry. Journal of the Geological Society of London 133, 609-636.

Javoy, M., Fourcade, S., Allegre, C.J., 1970. Graphical method for examination of 18O/16O fractionations in silicate rocks. Earth and Planetary Science Letters 10, 12-16.

Jenkin, G.R.T., Farrow, C.M., Fallick, A.E., Higgins, D., 1994. Oxygen isotope exchange and closure temperatures in cooling rocks. Journal of Metamorphic Geology 12, 221-235.

Kerrich, R., La Tour, T.E., Willmore, L., 1984. Fluid participation in deep fault zones: evidence from geological, geochemical, and $^{18}O/^{16}O$ relations. Journal of Geophysical Research 89(B6), 4331-4343.

Kohn, M.J., Valley, J.W., 1998. Obtaining equilibrium oxygen isotope fractionations from rocks: theory and examples. Contributions to Mineralogy and Petrology 132, 209-224.

Krylov, D.P., Hoernes, S., Bridgwater, D., 1998. Changes in the 18O/16O ratios of fluids as evidence for different metamorphic episodes in high grade gneisses from the Konovalov Mountains area (Rayner Complex, East Antarctica). Chemical Geology 147, 295-312.

Matthews, A., 1994. Oxygen isotope geothermometers for metamorphic rocks. Journal of Metamorphic Geology 12, 211-219.

McCaig, A.M., Wickham, S.M., Taylor, H.P., 1990. Deep fluid circulation in alpine shear zones, Pyrenees, France: field and oxygen isotope studies. Contributions to Mineralogy and Petrology 106, 41-60.

Nabelek, P.I., 1991. Stable isotope monitors. In: Kerrick, D.M. (Ed.) Contact metamorphism. Reviews in Mineralogy 26,

O'Neil, J.R., 1986. Theoretical and experimental aspects of isotopic fractionation. In: Valley, J.W., Taylor, H.P., O'Neil, J.R. (Eds.). Stable isotopes in high temperature geological processes. Reviews in Mineralogy 16, 1-40.

O'Neil, J.R., Taylor, H.P., 1967. The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. American Mineralogist 52, 1414-1437.

Peters, M.T., Wickham, S.M., 1995. On the causes of ^{18}O-depletion and 18O/16O homogenization during regional metamorphism; the East Humboldt Range core complex, Nevada. Contributions to Mineralogy and Petrology 119, 68-82.

Rollinson, H., 1995. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Geochemistry Series, Singapore.

Sharp, Z.D., 1990. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. Geochimica et Cosmochimica Acta 54, 1353-1357.

Sharp, Z.D., 1995. Oxygen isotope geochemistry of the Al2SiO5 polymorphs. American Journal of Science 295, 1058-1076.

Sheppard, S.M.F., 1986. Characterisation and isotopic variations in natural waters. In: Valley, J.W., Taylor, H.P., O'Neil, J.R. (Eds.). Stable isotopes in high temperature geological processes. Reviews in Mineralogy 16, 165-183.

Taylor, H.P., 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Economy Geology 69, 843-883.

Taylor, H.P., 1977. Water/rock interactions and the origin of H2O in granite batholiths. Journal of the Geological Society 133, 509.

Trouw, R., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Andreis, R.R., 2000. The Central Segment of Ribeira Belt. In: Cordani, G., Milani, E.J., Thomas Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). Tectonic Evolution of South America:287-310.

Vannay, J-C., Sharp, Z.D., Grasemann, B., 1999. Himalayan inverted metamorphism constrained by oxygen isotope thermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology 137, 90-101.

Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis. Unwin Hyman, London.

Zheng, Y.F., Fu, B., Li, Y., Xiao, Y., Li, S., 1998. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ultrahigh-pressure eclogites from the Dabie Mountais and the Sulu terrane. Earth and Planetary Science Letters 155, 113-129.

Zheng, Y.F., Fu, B., Li, Y., Gong, B., 1999. Hydrogen and oxygen isotope evidence for fluid-rock interactions in the stages of pre-and post-UHP metamorphism in the Dabie Mountains. Lithos 46, 677-693.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1 – Geological map of the area studied. Numbers represent the location of the samples analysed for oxygen isotopic studies. Section A-B corresponds to the geological profile showed in Fig. 7.

Figure 2 – Core and rim thermobarometry and predicted P-T paths for the studied units; Socorro-Guaxupé Nappe (SGN), Três Pontas-Varginha Nappe (TPVN), and Carmo da Cachoeira Nappe (CCN). Reactions in the P-T grid: (1) Cld + Als = St + Chl; (2) Grt + Bt + Als = St; (3) Ms + Pl + Qz = Als + Kfs + Melt; (4) Bt + Als + Pl + Qz = Grt + Kfs + Melt; (5) Gr + Alm + 6Rut = 6Ilm + 3An + 3Qz; (6) Alm + Rut = Ilm + Ky + Qz. Reactions (1) and (2): Spear (1993); (3) and (4): Le Breton & Thompson (1988); (5): Bohlen & Liotta (1986); (6): Bohlen et al. (1983). Al-silicate triple-point after Powell (1985).

Figure 3 – Petrographic aspects of the calc-silicate rocks. a) Sample 113b2. Relatively undeformed sample showing granoblastic texture. Width of view 10 mm; b) Sample 367. Retrogressed sample showing amphibole grains oriented along the main foliation. Width of view 10 mm.

Figure 4 – Oxygen isotopic compositions of the calc-silicate samples.

Figure 5 – Isotherm diagrams. Filled squares: phases used in regression (those consistent with isotopic equilibrium). Open squares: phases excluded from regression (those showing isotopic disequilibrium).

Figure 6 – Representative geological section along the studied units and oxygen temperature results. Apparent temperature calculations after Bottinga & Javoy (1973, 1975), except Qtz-Grt and Qtz-Ky (after Sharp 1995).

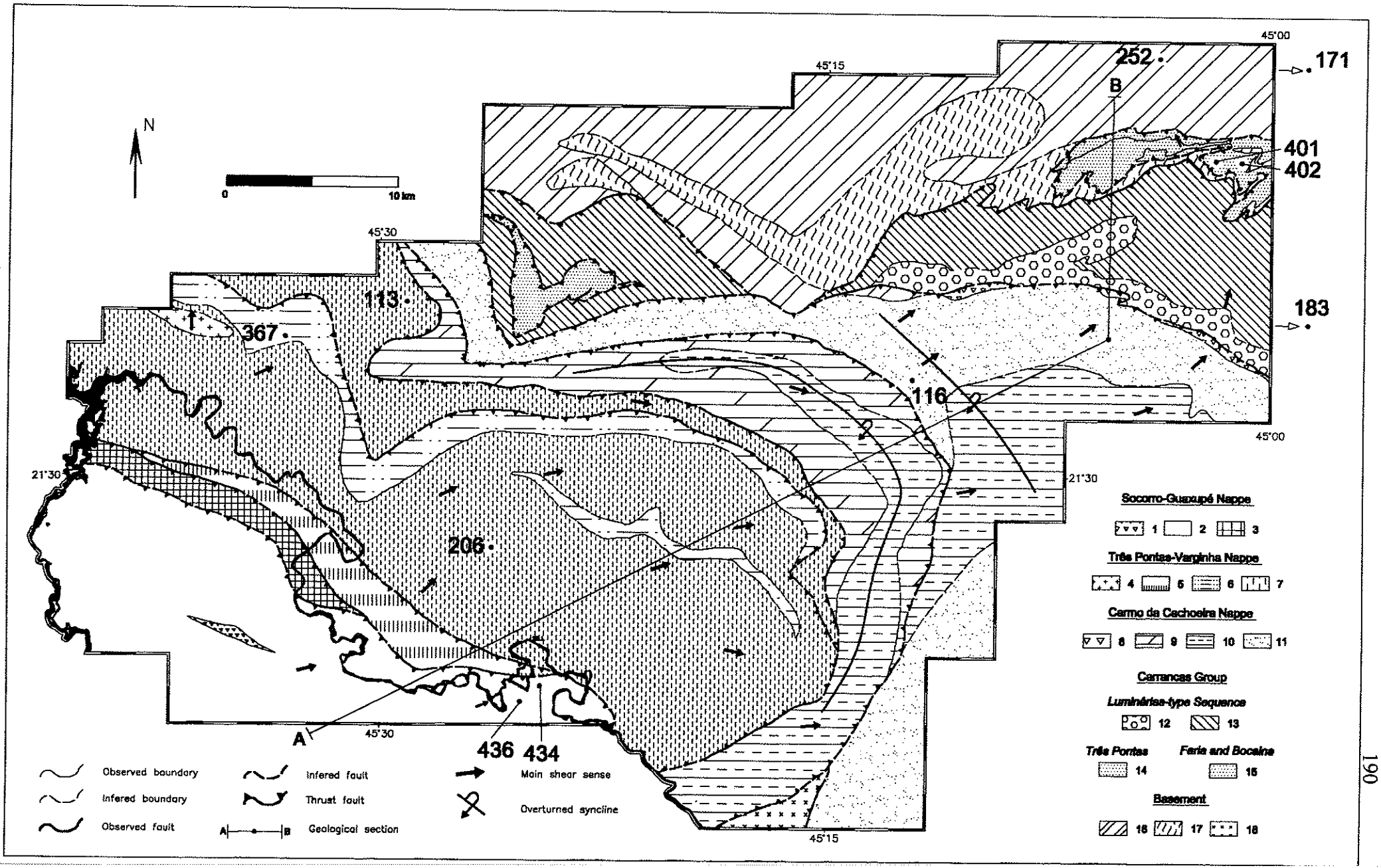
TABLE CAPTIONS

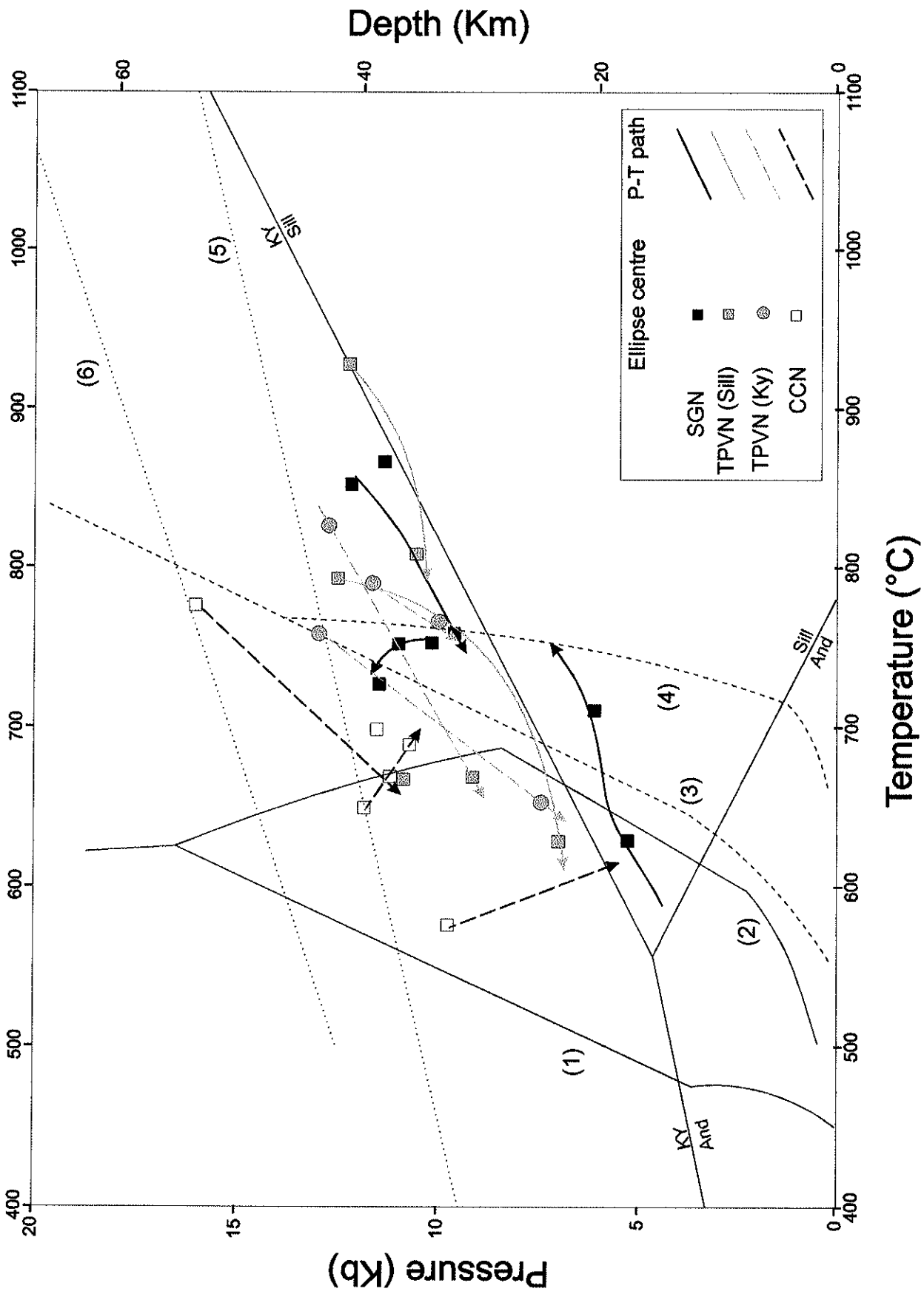
Table 1 – Mineralogical compositions and diagnostic metamorphic assemblages for the samples studied.

Table 2 – Whole rock chemical analyses.

Table 3 – Oxygen isotopic composition and thermometric results.

Figure 1


N
0
10 km
45°00
45°15
45°30
21°30
252
171
B
401
402
183
116
113
367
206
A
436
434
Observed boundary
Infered boundary
Observed fault
Infered fault
Thrust fault
A
B
Geological section
Main shear sense
Overturned syncline
Socorro-Guaxupé Nappe
1
2
3
Três Pontas-Varginha Nappe
4
5
6
7
Carmo da Cachoeira Nappe
8
9
10
11
Carrancas Group
Luminárias-type Sequence
12
13
Três Pontas
Faria and Bocaina
14
15
Basement
16
17
18


Depth (Km)
Temperature (°C)
Pressure (Kb)
Ellipse centre
P-T path
SGN
TPVN (Sill)
TPVN (Ky)
CCN
(1)
(2)
(3)
(4)
(5)
(6)
Ky
Sill
Sill
And
Ky
And

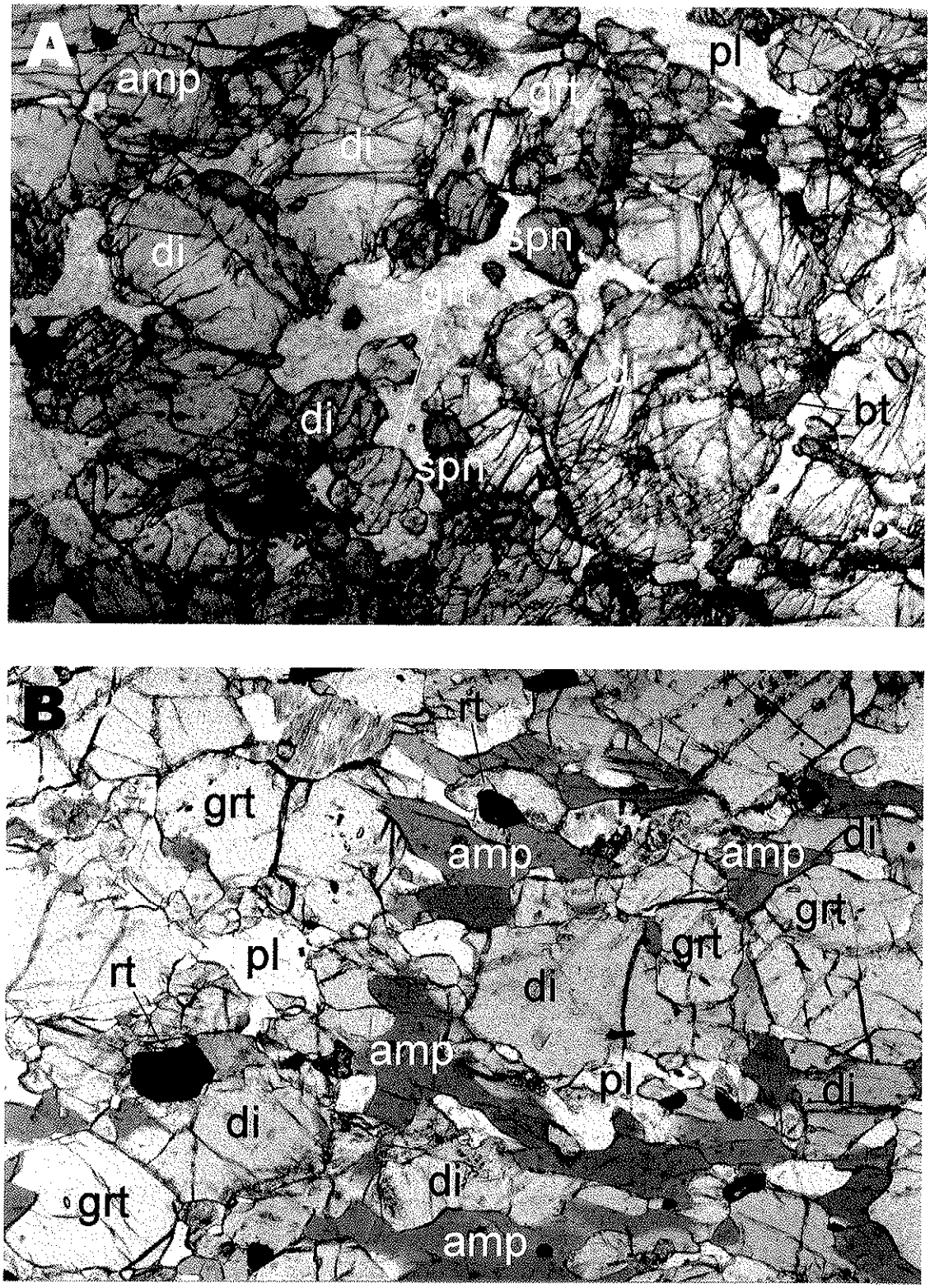

A
amp
pl
grt
di
di
spn
grt
di
bt
di
spn
B
rt
grt
amp
amp
di
grt
grt
rt
pl
di
amp
pl
di
di
di
grt
amp

Figure 3

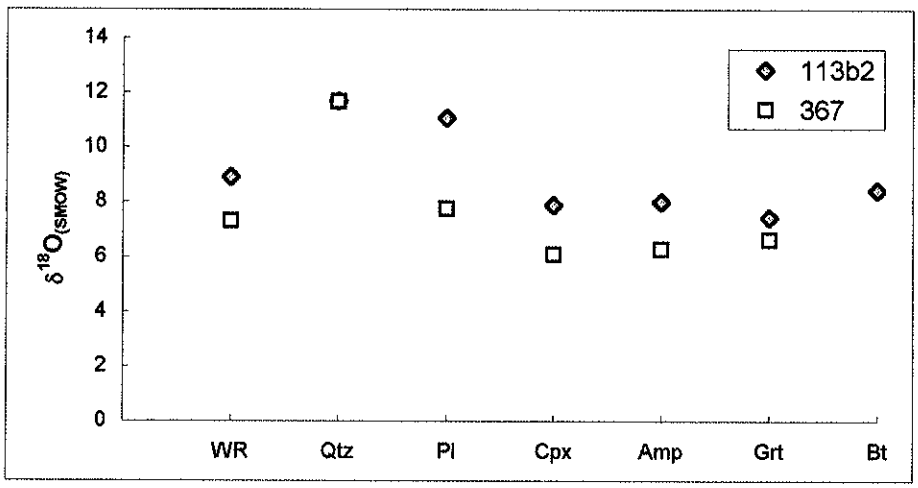


Figure 4

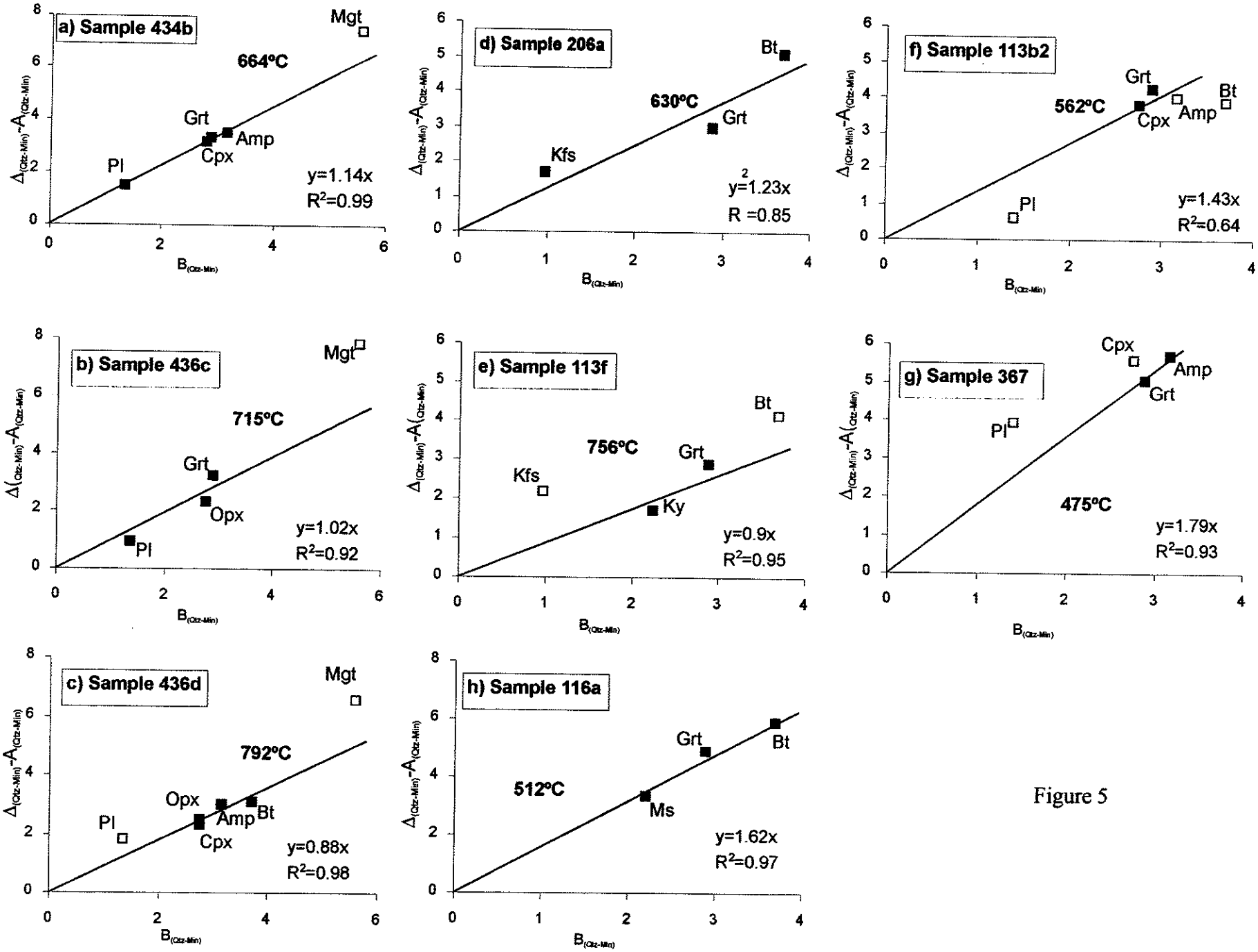
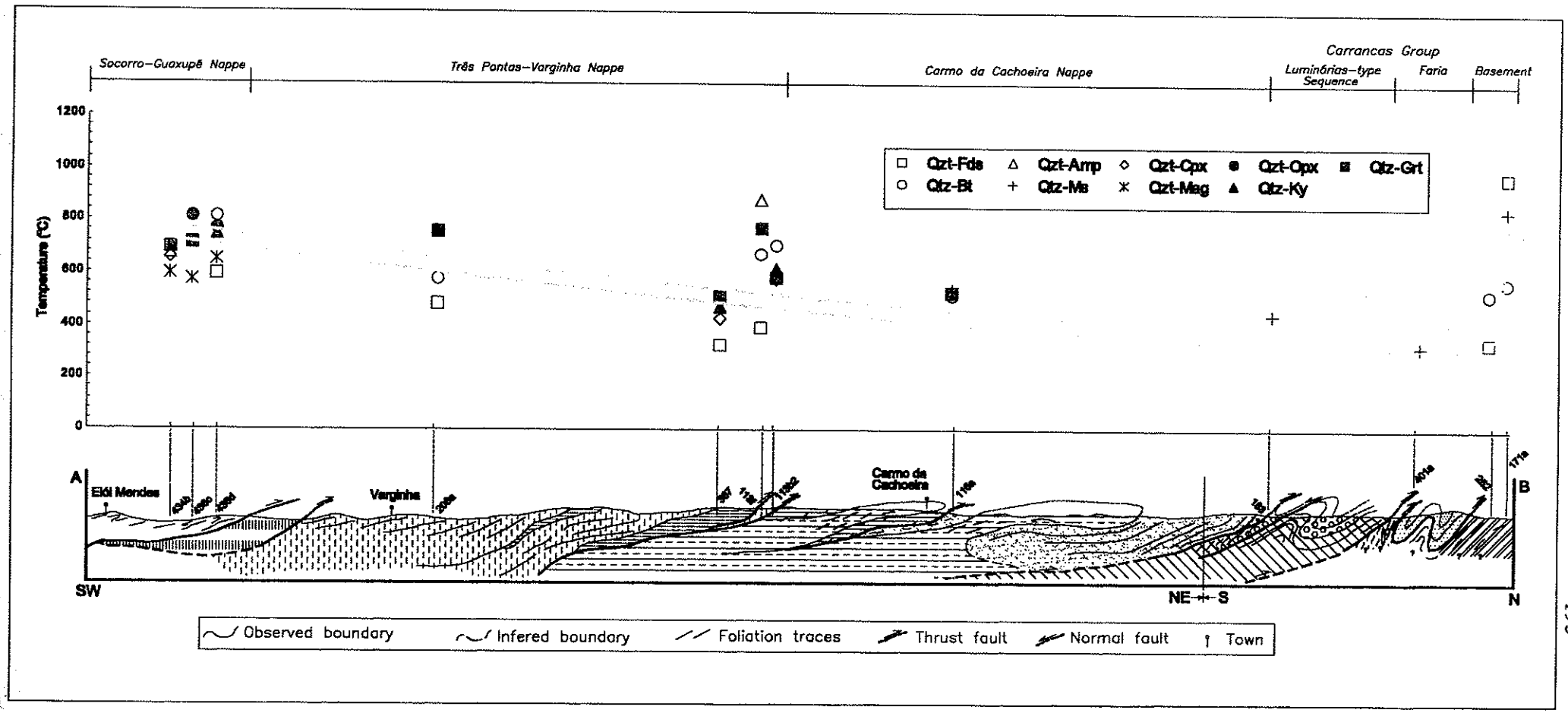

a) Sample 434b
664°C
Mgt
Grt
Amp
Cpx
Pl
y=1.14x
R²=0.99
d) Sample 206a
630°C
Bt
Grt
Kfs
y=1.23x
R =0.85
f) Sample 113b2
562°C
Grt
Bt
Amp
Cpx
Pl
y=1.43x
R²=0.64
b) Sample 436c
715°C
Mgt
Grt
Opx
Pl
y=1.02x
R²=0.92
e) Sample 113f
756°C
Bt
Grt
Kfs
Ky
y=0.9x
R²=0.95
g) Sample 367
475°C
Cpx
Amp
Grt
Pl
y=1.79x
R²=0.93
c) Sample 436d
792°C
Mgt
Opx
Amp
Bt
Pl
Cpx
y=0.88x
R²=0.98
h) Sample 116a
512°C
Grt
Bt
Ms
y=1.62x
R²=0.97

Figure 5

Figure 6


Socorro–Guaxupé Nappe
Três Pontas–Varginha Nappe
Carmo da Cachoeira Nappe
Carrancas Group
Luminárias–type Sequence
Faria
Basement
Temperature (°C)
1200
1000
800
600
400
200
0
Qzt-Fds
Qzt-Amp
Qzt-Cpx
Qzt-Opx
Qtz-Grt
Qtz-Bt
Qtz-Ms
Qzt-Mag
Qtz-Ky
A
B
Eldi Mendes
Varginha
Carmo da Cachoeira
SW
NE
S
N
Observed boundary
Infered boundary
Foliation traces
Thrust fault
Normal fault
Town

Sample	Granulite facies	Amphibolite facies	Green schist facies	Rock
434b	Opx-Cpx-Grt-Qtz-Pl	Amp-Grt-Qtz-Pl-Bt-Ilm-Mag	Spn-Chl	Grt charno-enderbite
436c	Opx-Grt-Pl-Qtz	Bt-Mag-Ilm-Pl-Qtz	Ep-Spn-Ms-Chl	Grt charno-enderbite
436d	Opx-Cpx-Pl-Qtz-Scp	Amp-Pl-Qtz-Mag	Bt Ms-Spn	Hbl enderbite
206a	Sill-Grt-Pl-Qtz	Ky-Kfs-Rt	Chl	Sill-Bt-Grt gneiss
113f	Ky-Grt-Kfs-Qtz-Rt	Bt-Ilm	Ms-Chl	Ky-Bt-Grt gneiss
113b2	Grs-Di-Pl	CaAmp-Pl-Spn	Chl-	Calc-silicate
367	Grs-Di-Pl	CaAmp-Pl-Rt-Ilm	Tr-Zo-Chl-Spn	Calc-silicate
116a			Grt-Bt-Ms-Pl-Qtz	Grt-Ms-Bt schist
183			Ms-Qtz	Mylonitic coarse grained Ms quartzite
401a			Ms-Qtz	Mylonitic fine grained Ms quartzite
402b			Cld-Ms-Qtz	Fine grained Ms-Chl phyllite

Table 1

Table 2. Oxygen isotope compositions of whole rock and minerals and thermometry results.

Sample	Mineral	$\delta^{18}O_{(SMOW)}$	Pair	$\Delta^{18}O$	T1 (°C)[a]	T2 (°C)[a]
Socorro-Guaxupé Nappe						
434b	Whole rock	10.078				
	Quartz	11.417				
	Plagioclase (An 37)	9.913	Qz-Plg	1.504	676	
	Clinopyroxene	8.230	Qz-Cpx	3.187	656	
	Amphibole	8.193	Qz-Amp	3.224	672	
	Garnet	8.079	Qz-Grt	3.338	656	695
	Magnetite	3.975	Qz-Mgn	7.442	592	
436c	Whole rock	9.887				
	Quartz	10.187				
	Plagioclase (An 37)	9.993	Qz-Plg	0.940	2369	
	Orthopyroxene	7.860	Qz-Opx	2.327	814	
	Garnet	6.960	Qz-Grt	3.227	672	711
	Magnetite	2.357	Qz-Mgn	7.830	570	
436d	Whole rock	9.266				
	Quartz	10.314				
	Plagioclase (An 37)	8.511	Qz-Plg	1.803	594	
	Clinopyroxene	7.990	Qz-Cpx	2.324	815	
	Orthopyroxene	7.791	Qz-Opx	2.523	771	
	Amphibole	7.593	Qz-Amp	2.721	748	
	Biotite	7.799	Qz-Bt	2.515	815	
	Magnetite	3.745	Qz-Mgn	6.569	648	
Três Pontas-Varginha Nappe						
206a	Whole rock	13.769				
	Quartz	15.394				
	K-feldspar	13.686	Qz-Kf	1.708	480	
	Garnet	12.419	Qz-Grt	2.975	711	755
	Biotite	10.901	Qz-Bt	4.493	578	
113f	Whole rock	12.979				
	Quartz	13.676				
	K-feldspar	11.498	Qz-Kf	2.178	394	
	Garnet	10.770	Qz-Grt	2.906	722	766
	Biotite	10.141	Qz-Bt	3.535	672	
	Kyanite	11.964	Qz-Ky	1.712	1051	881
113b2	Whole rock	8.924				
	Quartz	11.694				
	Plagioclase (An 41)	11.081	Qz-Plg	0.613	1236	
	Clinopyroxene	7.899	Qz-Cpx	3.795	578	
	Amphibole	8.003	Qz-Amp	3.691	615	
	Garnet	7.438	Qz-Grt	4.256	549	584
	Biotite	8.433	Qz-Bt	3.261	704	

Table 2. (cont.)

Sample	Mineral	$\delta^{18}O_{(SMOW)}$	Pair	$\Delta^{18}O$	T1 (°C)	T2 (°C)
367	Whole rock	7.315				
	Quartz	11.682				
	Plagioclase (An 41)	7.759	Qz-Plg	3.923	323	
	Clinopyroxene	6.091	Qz-Cpx	5.591	428	
	Amphibole	6.282	Qz-Amp	5.400	470	
	Garnet	6.625	Qz-Grt	5.057	482	513
Carmo da Cachoeira Nappe						
116a	Whole rock	10.512				
	Quartz	11.965				
	Garnet	7.089	Qz-Grt	4.876	518	528
	Biotite	6.671	Qz-Bt	5.294	518	
	Muscovite	9.237	Qz-Ms	2.728	540	
Carrancas-Luminárias Nappe						
NESG-183	Whole rock	12.007				
	Quartz	12.892				
	Muscovite	7.149	Qz-Ms	3.696	442	
Parauthoctonous Unit						
CC-401a	Whole rock	13.022				
	Quartz	12.815				
	Muscovite	7.149	Qz-Ms	5.666	319	
CC-402b	Whole rock	11.975				
Basement						
252	Whole rock	8.490				
	Quartz	9.442				
	Feldspar	6.816	Qz-Kf	2.626	335	
	Biotite	4.208	Qz-Bt	5.234	522	
171a	Whole rock	8.267				
	Quartz	9.207				
	Feldspar	6.619	Qz-Kf	2.588	971	
	Biotite	4.555	Qz-Bt	4.652	565	
	Muscovite	8.029	Qz-Ms	1.178	839	

[a] Apparent temperature values according to the: T_1) Semi-empirical calibrations of Bottinga & Javoy (1973, 1975); T_2) Calibrations of Sharp (1995).

Sample	434b	436c	436d	206a	113f	113b2	367	116a	183	401a	402b	252	171a
SiO_2	59.07	65.95	51.75	57.12	72.21	44.28	47.04	59.54	82.95	88.52	53.86	68.97	72.69
TiO_2	0.872	0.500	1.389	1.173	1.071	2.528	1.986	1.062	0.484	0.225	0.896	0.338	0.218
Al_2O_3	16.84	16.51	17.69	18.25	15.33	13.77	13.84	19.32	7.71	6.93	23.29	15.57	14.08
Fe_2O_3	8.11	3.93	9.07	10.44	6.02	16.69	15.34	9.15	2.55	0.46	10.39	2.23	1.67
MnO	0.144	0.090	0.139	0.200	0.087	0.267	0.233	0.101	0.118	0.002	0.117	0.024	0.019
MgO	3.04	1.47	5.31	4.73	1.08	8.11	7.86	2.46	0.24	0.13	1.32	0.60	0.26
CaO	5.99	4.04	7.42	1.97	0.36	11.62	11.66	0.36	0.67	0.06	1.04	2.20	1.08
Na_2O	3.70	4.75	3.56	1.67	0.52	0.41	1.40	0.66	0.04	0.10	0.40	5.65	4.48
K_2O	1.246	1.564	1.978	4.046	2.588	1.026	0.192	4.668	3.232	1.915	2.726	2.567	4.627
P_2O_5	0.152	0.172	0.468	0.122	0.116	0.345	0.229	0.118	0.485	0.002	0.924	0.090	0.023
LOI	0.30	0.47	0.75	0.11	0.09	0.35	0.35	1.98	1.19	1.27	4.46	1.24	0.48
Total	99.46	99.45	99.52	99.61	99.47	99.40	99.43	99.42	99.67	99.49	99.42	99.48	99.63
Zn	93.6	50.2	121.3	156.9	58.8	199.0	125.3	138.1	28.5	7.5	124.3	54.9	33.6
Cu	9.9	33	105	8	11.4	98.3	30.3	17.7	0.7	1.1	25.5	2.4	2.6
Ni	32.9	14.5	91	106.5	41	67.8	169.8	33.3	18	10.5	49.8	13.1	11.3
Cr	56.3	12.9	150.1	141.9	99.7	189.3	399.3	121.4	25.8	28.5	122.5	14.3	11.5
V	142	49.6	199.6	194.1	111.5	450.7	399.5	162.5	39.4	21.1	146.6	30.6	17.1
Ba	417.3	1538.1	986.3	1162.8	764.4	240.4	7.7	692.4	653.3	779.9	762.8	1135.1	830.2
Sc	19.6	3.8	23.2	27.1	14	60	51.6	22.8	5.5	4.1	22.6	0	0.8
Nb	7.6	3.7	13.6	19.1	18.1	16.4	12.5	20.4	9.8	2.9	24.5	5.3	6.7
Zr	77.5	154.2	117.8	254	234.2	83.1	125.8	216.6	263.8	149.4	155.9	125	163.8
Y	13	4.3	20.4	46	26.1	45.9	46	63.9	18.3	5.7	59.9	1.8	9.4
Sr	264.1	750	866.4	173.3	146.2	146.2	74.9	75.6	30.7	35.8	149.3	432.1	232.7
Rb	16.9	16.8	48.7	135.2	72	72	1.9	235.3	117.2	43.7	106.4	66.1	120.9
U	0	0.4	1.6	2.3	1.4	6.8	3	4.6	3.3	0.8	7.1	0.2	2.3
Th	0.1	0.9	2.2	11.7	11.4	12.5	1.8	17	10.6	2.8	21.15	6.5	48.4
Pb	6.7	10.6	10.3	18.6	8	0.8	1	14.5	13.6	5.9	18.4	14.7	37
La	16.3	39.7	32.5	31.4	42	50.3	11.3	42	18.3	12.2	75.1	33.9	49.6
Ce	35.5	68.2	71.1	67.2	90.3	116.5	29.2	89.5	42.3	25.3	140.2	60.4	35.6
Nd	16.9	22.9	39.3	27	39	63.9	19.8	44	16	9.1	58.4	19.6	37.1

Table 3

T3307
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
BIBLIOTECA

N

escala 1:100.000

0 1 2 3 4 5 km

TRÊS PONTAS

Boa Vista

SERRA TRÊS PONTAS

SERRA DO FARIA

SERRA DA BOCAINA

Pontalete

COBERTOR

SILL

VARGINHA

ELÓI MENDES

CHAPEU MARTINS

FLORA

TRÊS CORAÇÕES

CARMO DA CACHOEIRA

PALMITAL

45'00
45'15
45'30
21'30
430
440
450
460
470
480
490
500
7610
7620
7630
7640

Articulação das Folhas
1:50.000

Três Pontas	Ribeirão da Espera	Carmo da Cachoeira
Elói Mendes	Varginha	Três Corações

ESTRADAS PRINCIPAIS
ESTRADAS SECUNDÁRIAS
DRENAGEM
CURVA DE NÍVEL
CIDADE
PEDREIRA

81 Sn−1
81 Sn
81 Sn+1
78 Foliação milonítica
6 L estiramento e mineral
37 L crenulação
37 LB de interseção
73 Eixos B de dobras
01 afloramentos

ANEXO C - MAPA DE PONTOS

Associações Metamórficas de Alta Pressão: Nappes Neoproterozóicas a Sul do Cráton São Francisco

Tese de Doutoramento

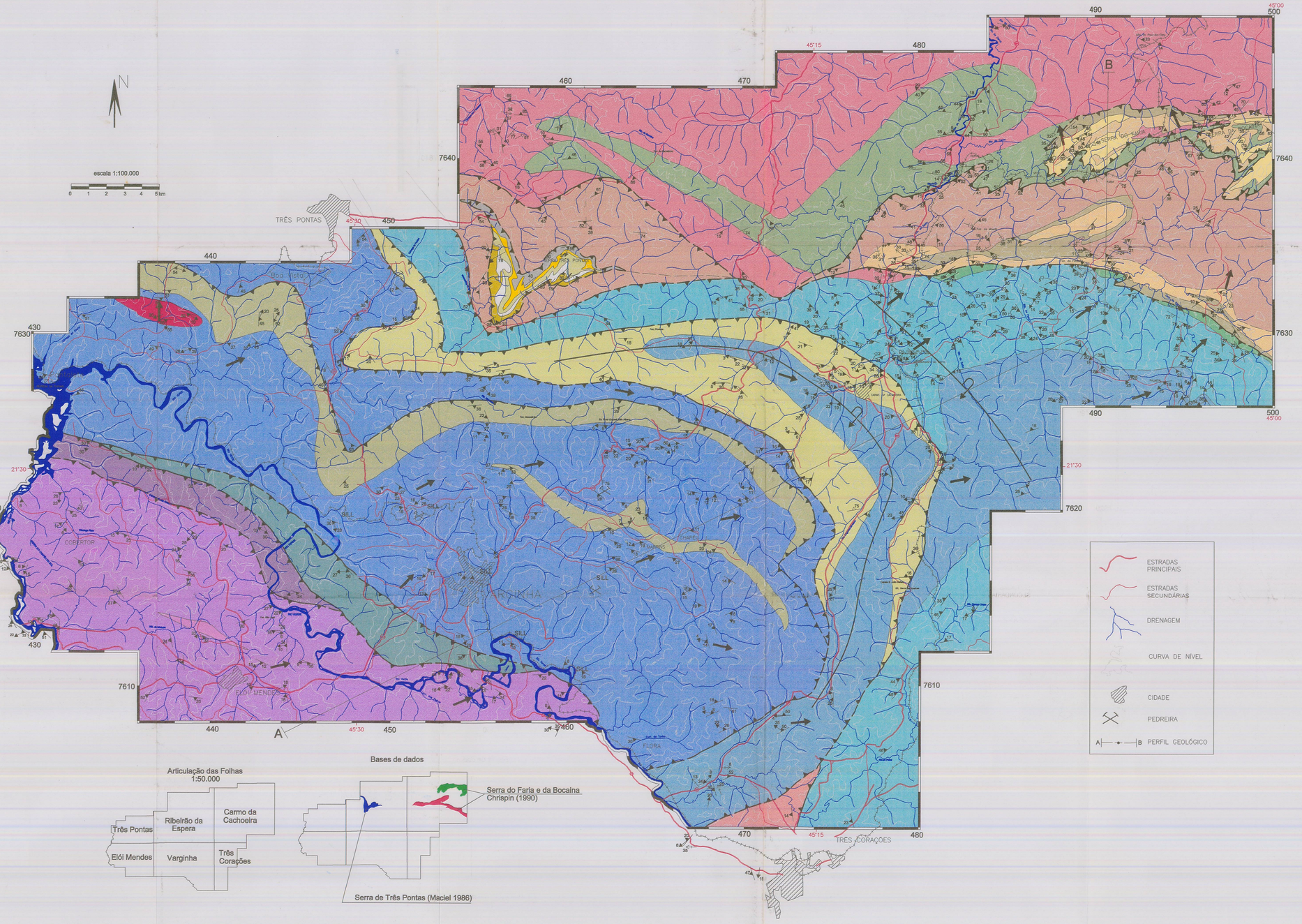
Maria da Glória Motta Garcia

Orientador: Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto

GMG/IG/USP

2001

T3307
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
BIBLIOTECA



LEGENDA

Nappe Socorro-Guaxupé

- Biotita-granada gnaisses com sillimanita
- Gnaisses charnockíticos a enderbíticos bandados, finos, porfiroclásticos ou não, com ou sem hornblenda, com ou sem granada, associados tonalito gnaisses, granada granulitos máficos e granitos hololeucocráticos
- Granito hololeucrático milonítico, róseo

Nappe Três Pontas-Varginha

- Muscovita-granada gnaisses graníticos porfiroclásticos
- Migmatitos superiores e quartzitos
- Quartzitos e muscovita quartzitos grossos, com ou sem granada, com ou sem cianita, com intercalações de anfibolitos
- Cianitas/sillimanita-granada gnaisses granulíticos bandados, com ou sem biotita, miloníticos ou não, com lentes e *boudins* de rochas cálcio-silicáticas

Nappe Carmo da Cachoeira

- Anfibolitos e granada anfibolitos
- Quartzitos a muscovita quartzitos grossos, com ou sem granada, com ou sem cianita, associados a anfibolitos e granada anfibolitos
- Xistos a quartzitos micáceos grossos, com ou sem granada, com ou sem cianita, bandados; e gonditos
- Granada-biotita-plagioclásio gnaisses finos, acinzentados, com ou sem cianita, maciços a bandados

Grupo Carrancas

Seqüência tipo Luminárias

- Quartzitos a muscovita quartzitos finos, com mica verde
- Filitos acinzentados, grafitosos, quartzosos ou não
- Filitos rítmicos, com ou sem biotita

Serra de Três Pontas

- Filitos prateados e quartzitos finos
- Quartzitos listrados finos
- Filitos prateados
- Quartzitos finos e filitos verdes
- Filitos cinza e muscovita quartzitos

Serra do Faria e da Bocaina

- Filitos e xistos com ou sem granada, com ou sem estaurolita, com ou sem cloritóide
- Quartzitos micáceos finos e xistos finos com ou sem mica verde

Embasamento (Borda Sul Retrabalhada do Cráton São Francisco)

- Ortognaisses de composição granodiorítica a quartzo-granodiorítica, porfiroclásticos ou não, bandados ou não, por vezes miloníticos, e hornblenda gnaisses bandados
- Seqüências máficas-ultramáficas xistosas ou não
- Granodiorito gnaisses finos, miloníticos

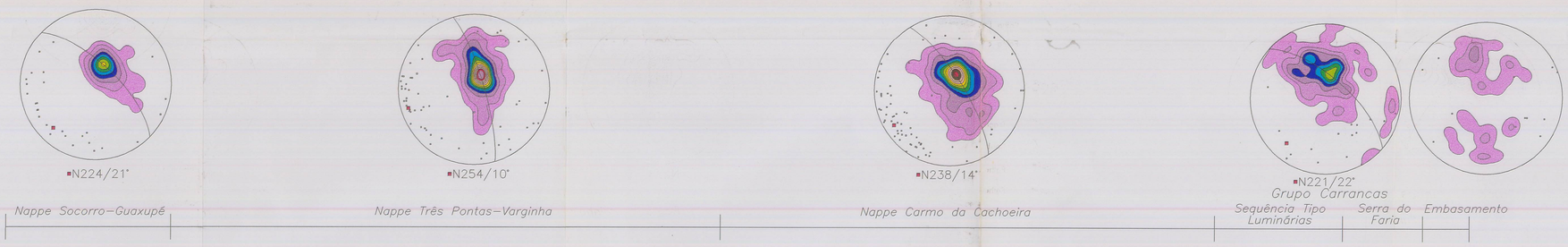
Mapa

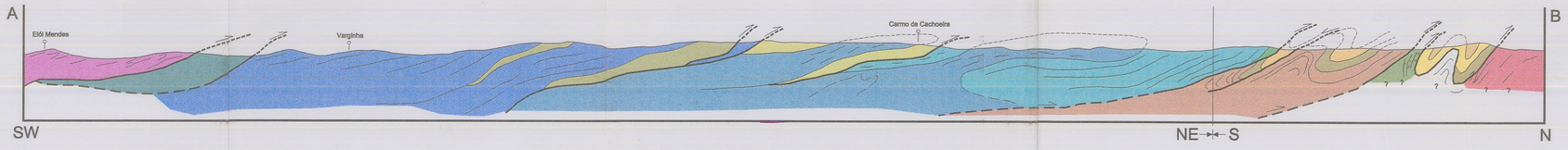
- Sn-1
- Sn
- Sn+1
- Foliação milonítica
- L estiramento e mineral
- L crenulação
- LB de interseção
- Eixos B de dobras
- Sentido de movimentação principal
- Anticlinal invertido
- Contato observado
- Contato inferido
- Falha observada
- Falha inferida
- Falha de empurrão

Seção Geológica

- Traços da foliação
- Contato geológico
- Falha de empurrão
- Falha normal
- Cidade

Isolinhas: Sn (foliação metamórfica principal)
- Lineações de estiramento
- Eixos de dobra construídos





ANEXO D - MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL

Associações Metamórficas de Alta Pressão: Nappes Neoproterozóicas a Sul do Cráton São Francisco

Tese de Doutoramento

Maria da Glória Motta Garcia

Orientador: Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto

GMG/IG/USP **2001**