

**UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



**PETROLOGIA, GEOQUÍMICA E TERMOCRONOLOGIA DAS
ROCHAS GRANULÍTICAS DO SECTOR SÃO FIDELIS –
SANTO ANTÓNIO DE PÁDUA (ZONA CENTRAL DA FAIXA
RIBEIRA, RIO DE JANEIRO, SE DO BRASIL)**

Telmo Manuel Bento dos Santos

Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para obtenção do grau de Doutor em Geologia, na especialidade de Geoquímica, sob a orientação do Prof. Doutor José M. U. Munhá e do Prof. Doutor Colombo C. G. Tassinari.

Lisboa, 2008

Para a Ana e o Tiago

RESUMO

A região de São Fidelis localiza-se a norte do Rio de Janeiro (SE do Brasil) e pertence à zona central da Faixa Ribeira, uma faixa móvel de idade Neoproterozóica – Ordovícica. Esta tese apresenta dados referentes a diversas metodologias com o objectivo de caracterizar a evolução dos granulitos (s. l.) presentes na área e, desta forma, discriminar a evolução geodinâmica da Faixa Ribeira, formada no final do Ciclo Brasileiro por colisão dos crátons de São Francisco e Congo no contexto da aglutinação do mega-continente Gondwana Ocidental.

Os resultados indicam que após a colisão há 630 – 610 Ma, o pico do metamorfismo granulítico ($T \sim 850 \text{ }^\circ\text{C}$; $P \sim 8 \text{ kbar}$), contemporâneo de cavalgamentos de alta temperatura (no contexto da formação de uma mega-estrutura em flor), extensa migmatização de rochas supracrustais e geração de granitóides, foi atingido há $\sim 565 \text{ Ma}$, tendo o arrefecimento que se seguiu sido processado mais rapidamente nas rochas próximas da zona central da estrutura em flor ($3 - 10 \text{ }^\circ\text{C/Ma}$) que nas presentes nas rampas laterais ($\sim 1 \text{ }^\circ\text{C/Ma}$).

Uma anomalia térmica, provavelmente resultante de *upwelling* da astenosfera e *underplating* (num contexto de extensão pós-colisional), terá permitido, auxiliada pelo longo período de deformação transpressiva sub-horizontal que se seguiu, um arrefecimento muito lento e manutenção de $T \geq 650 \text{ }^\circ\text{C}$ para alguns granulitos durante $\sim 100 \text{ Ma}$. Após o longo período transpressivo (há 510 – 480 Ma), as taxas de arrefecimento aumentaram rapidamente ($8 - 30 \text{ }^\circ\text{C/Ma}$) por exumação mais rápida relacionada com o relaxamento termo-tectónico do colapso do orógeno.

A evolução termocronológica da área estudada sugere a existência de um longo período com manutenção de condições térmicas elevadas que terá condicionado tanto a evolução das condições físicas (T , P , $f\text{O}_2$, $a_{\text{H}_2\text{O}}$) deste segmento crustal como a formação das feições petrológicas e geoquímicas que destas dependem, sendo que a manutenção da anomalia térmica por $\sim 100 \text{ Ma}$ terá levado a elevada desidratação da crosta inferior e produção generalizada de charnockitos na Faixa Ribeira.

Palavras-chave: Brasil; Geoquímica; Termocronologia; Charnockito; Fluidos.

ABSTRACT

The São Fidelis region is located north of Rio de Janeiro (SE Brazil) and is part of the central zone of Ribeira Belt, a Neoproterozoic – Ordovician mobile belt. This thesis presents data obtained with several techniques with the purpose of characterizing the evolution of the granulites (s. l.) present in the area and, in this way, to constrain the geodynamic evolution of the Ribeira Belt, formed in the final stages of the Brazilian Cycle as the result of the collision between the São Francisco and Congo cratons in the Western Gondwana mega-continent amalgamation context.

Results show that after the collision at 630 – 610 Ma, granulitic metamorphism ($T \sim 850 \text{ }^\circ\text{C}$; $P \sim 8 \text{ kbar}$), coeval with high-temperature thrusts (as the result of the formation of a mega flower structure), widespread migmatization of supracrustal rocks and granitoid production, was attained at $\sim 565 \text{ Ma}$, and the cooling that followed was faster for the rocks closer to the centre of the flower structure ($3 - 10 \text{ }^\circ\text{C/Ma}$) than for those present in the lateral ramps ($\sim 1 \text{ }^\circ\text{C/Ma}$).

A thermal anomaly, probably resultant of asthenospheric upwelling and underplating (in a post-collisional extension context), allowed, aided by the long-term sub-horizontal transpressive deformation period that followed, a very slow cooling and preservation of $T > 650 \text{ }^\circ\text{C}$ for some granulites during $\sim 100 \text{ Ma}$. After the long-term transpressive period (at 510 – 480 Ma), cooling rates increased rapidly ($8 - 30 \text{ }^\circ\text{C/Ma}$) by faster exhumation due to thermo-tectonic relaxation and orogenic collapse.

The thermochronologic evolution of the studied area suggests a long-term maintenance of high-thermal flux, that conditioned the evolution of this crustal segment physical conditions (T , P , $f\text{O}_2$, $a_{\text{H}_2\text{O}}$), as well as, the petrological and geochemical features dependent. The long-term thermal anomaly that lasted $\sim 100 \text{ Ma}$ may have led to extensive lower crust dehydration and widespread formation of charnockites in the Ribeira Belt.

Keywords: Brazil; Geochemistry; Thermochronology; Charnockite; Fluids.

a) Structure

Structural analysis on metatexites, diatexites, charnockites and blastomylonites from the studied area indicate that the regional thrusts D_1 ($245\text{-}260^\circ$, $55\text{-}70^\circ \text{ NW}$) were coeval with the high grade peak metamorphism at 565 – 575 Ma, post-dating earlier collision related nappe thrusts at 630 – 610 Ma (D_0). These were mostly erased by D_2

thrusting and long-term dextral transpressional shearing (50-65°, 70-85° NW), simultaneous with very slow cooling of the orogen until 480 – 520 Ma. Brittle, extensional, tectonic event D₃ (290-320°, sub-vertical) is associated with late granite emplacement in the area, being followed by tectonic collapse that resulted in rapid exhumation/cooling of the high grade rocks at ~ 470 Ma.

Results suggest that a > 35 Ma period of nearly orthogonal shortening between the San Francisco and West Congo cratons occurred until 565 Ma with development of the D₁ flower thrust system. Afterwards, when rocks could not absorb further orthogonal shortening, D₂ dextral transpressive regime became dominant, turning the flower structure asymmetric.

Specific positioning within the flower structure and partition of deformation induced “local” antithetical sinistral kinematics within the main regional dextral regime and differential exhumation: granulites in the central axis were rapidly exhumed, whereas along the lateral branches exhumation was much slower resulting in very slow cooling that lasted for almost 100 Ma.

b) Metamorphism

Pseudosections, geothermobarometric estimates and careful petrographic observations of gneissic migmatites and granulites from Neoproterozoic central Ribeira Fold Belt (SE Brazil) were performed in order to quantify the metamorphic P-T conditions during prograde and retrograde evolution of the Brasiliano Orogeny.

Results establish a prograde metamorphic trajectory from amphibolite facies conditions to metamorphic peak ($T = 850 \pm 50$ °C; $P = 8 \pm 1$ kbar) that promoted widespread dehydration-melting of 30 to 40% of the gneisses and high grade granulitization.

Soon after metamorphic peak, migmatites evolved with cooling and decompression to $T \approx 500$ °C and $P \approx 5$ kbar coupled with $a_{\text{H}_2\text{O}}$ increase, replacing the high grade paragenesis garnet-plagioclase-K-feldspar by biotite-quartz-sillimanite-(muscovite). Cordierite absence, microtextural observations and P-T results constrain migmatite metamorphic evolution in the pseudosections as a clockwise P-T path with retrograde cooling and decompression.

High-temperature conditions further dehydrated the lower crust with biotite and amphibole-dehydration melting and granulite formation coupled with 10% melt generation. Granulites can thus be envisaged as lower crustal dehydrated restites.

During this period, granulites were slowly (nearly isobaric) cooled, followed by late exhumation/retrograde rapid decompression and cooling, reflecting a two step P-T path. This retrograde evolution, coupled with water influx, chemically reequilibrated the rocks from granulite to amphibolite/greenschist facies, promoting the replacement of plagioclase-hypersthene-garnet peak assemblage by biotite-quartz-K-feldspar symplectites.

c) Geochemistry

New elemental and Sr-Nd isotope geochemistry data on migmatites, diatexites, charnockites and orthogneisses from the central segment of Ribeira Fold Belt (SE Brazil) indicate that they are LILE-enriched weakly peraluminous granodiorites.

Harker diagrams correlation trends for TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3^t , MgO , P_2O_5 , Sr, Zr, Hf, Th, U, REE^t, LREE/HREE and La/Lu, as well as incompatible element trends of Th-Hf-La suggest that these rocks represent a co-genetic sequence, whereas variations on CaO, MnO, Y and HREE can be explained by garnet melting during granulite formation.

Similar REE patterns and juxtaposed isotopic values of $\epsilon_{\text{Nd}}^{575} = -5.4$ to -7.3 and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{575} = 0.706$ to 0.711 for granulites, orthogneisses and migmatites, as well as similar T_{DM} ages between 2.0 to 1.5 Ga are consistent with these rocks having evolved from a relatively homogeneous and enriched common meta-sedimentary protolith.

Results suggest a genetic link between charnockites, diatexites, orthogneisses and migmatitic leucosomes, namely that partial melting of meta-sediments formed migmatites and associated granitoid bodies, whereas long-term crustal slow cooling promoted further dehydration that led to widespread development of granulites. These new data indicate a two step process for charnockite development: generation of a hydrated igneous protolith by partial melting of paragneisses, followed by high-grade metamorphism that transformed “type-S granitoids” (leucosomes and diatexites) into orthogneisses and, as metamorphism and dehydration progressed, into charnockites.

d) Ages and cooling rates

The studied sector of central Ribeira Fold Belt (SE Brazil) comprises metatexites, diatexites, charnockites and blastomylonites. This study integrates petrological and thermochronological data of these rocks in order to constrain the thermotectonic and geodynamic evolution of this Neoproterozoic – Ordovician mobile belt during Western Gondwana amalgamation.

New data indicate that after earlier collision stage at ~ 610 Ma (zircon, U-Pb age), peak metamorphism and lower crustal partial melting coeval with main regional high grade D₁ thrust deformation occurred between 575 – 555 Ma (zircon, U-Pb ages). Overall average cooling rate was low (< 5 °C/Ma) from 750 to 250 °C (at ~ 455 Ma; bi-WR Rb-Sr age), but disparate cooling paths indicate differential uplift for distinct lithotypes: migmatites and blastomylonites show a globally stable 3 – 5 °C/Ma cooling rate, whereas most charnockites remained at T > 650 °C during sub-horizontal D₂ shearing until ~ 510 – 470 Ma (g-WR Sm-Nd ages) (1 – 2 °C/Ma), being then rapidly exhumed/cooled (8 – 30 °C/Ma) during post-orogenic D₃ phase deformation with granite emplacement at ~ 490 Ma (zircon, U-Pb age). Garnet – biotite Fe – Mg diffusion based petrological cooling rates are generically consistent with geochronological cooling rates, revealing that migmatites were cooled faster at high T (6 °C/Ma) and slowly at low T (0.1 °C/Ma), decreasing cooling rates with time, whereas charnockites show low cooling rates (2 °C/Ma) near metamorphic peak conditions and high cooling rates (120 °C/Ma) at lower T, increasing cooling rates during retrogression.

Both charnockite thermal evolution and extensive production of granitoid melts in the area imply that high geothermal gradients were sustained for a long period of time (50 – 90 Ma). This thermal anomaly, reflecting upwelling of asthenospheric mantle and magma underplating coupled with long-term generation of high HPE (heat producing elements) granitoids, should have sustained elevated crustal geotherms for ~ 100 Ma, promoting widespread charnockite generation at middle to lower crustal levels.

e) Fluids

Combined fluid inclusion (FI) microthermometry, Raman spectroscopy, X-ray diffraction, C-O-H isotopes and oxygen fugacities of granulites from central Ribeira Fold Belt, SE Brazil, provided the following results:

i) Magnetite-Hematite fO_2 estimates range from $10^{-11.5}$ bar (QFM +1) to $10^{-18.3}$ bar (QFM -1) for the temperature range of 896 °C to 656 °C, implying fO_2 decrease from metamorphic peak temperatures to retrograde conditions;

ii) 5 main types of fluid inclusions were observed: a) CO₂ and CO₂-N₂ (0 to 11 mol%) high to medium density (1.01 – 0.59 g/cm³) FI; b) CO₂ and CO₂-N₂ (0 to 36 mol%) low density (0.19 to 0.29 g/cm³) FI; c) CO₂ (94 to 95 mol%) – N₂ (3 mol%) – CH₄ (2 to 3 mol%) – H₂O (water ϕ_v (25 °C) = 0.1) FI; d) low-salinity H₂O-CO₂ FI; and e) late low-salinity H₂O FI;

iii) Raman analyses evidence two graphite types in khondalites: an early highly ordered graphite ($T \sim 450$ °C) overgrown by a disordered kind ($T \sim 330$ °C);

iv) $\delta^{18}\text{O}$ quartz results of 10.3 – 10.7‰ imply high-temperature CO_2 $\delta^{18}\text{O}$ values of 14.4 to 14.8‰, suggesting the involvement of a metamorphic fluid, whereas lower temperature biotite $\delta^{18}\text{O}$ and δD results of 7.5 – 8.5‰ and -54 to -67‰, respectively imply H_2O $\delta^{18}\text{O}$ values of 10 to 11‰ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ of -23 to -36‰, suggesting $\delta^{18}\text{O}$ depletion and increasing fluid/rock ratio from metamorphic peak to retrograde conditions.

Isotopic results are compatible with low-temperature H_2O influx and $f\text{O}_2$ decrease that promoted graphitic deposition in retrograde granulites, simultaneous with low density CO_2 , $\text{CO}_2\text{-N}_2$ and $\text{CO}_2\text{-N}_2\text{-CH}_4\text{-H}_2\text{O}$ fluid inclusions at $T = 450 - 330$ °C.

Graphite $\delta^{13}\text{C}$ results of -10.9 to -11.4‰ imply CO_2 $\delta^{13}\text{C}$ values of -0.8 to -1.3‰ suggesting decarbonation of Cambrian marine carbonates with small admixture of lighter biogenic or mantle derived fluids.

Based on these results, it is suggested that metamorphic fluids from the central segment of Ribeira Fold Belt evolved to $\text{CO}_2\text{-N}_2$ fluids during granulitic metamorphism at high $f\text{O}_2$, followed by rapid pressure drop at $T \sim 400 - 450$ °C during late exhumation that caused $f\text{O}_2$ reduction induced by temperature decrease and water influx, turning carbonic fluids into $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (depleting biotite $\delta^{18}\text{O}$ and δD values), and progressively into H_2O . When $f\text{O}_2$ decreased substantially by mixture of carbonic and aqueous fluids, graphite deposited forming khondalites.

AGRADECIMENTOS

No decorrer do longo e árduo plano de trabalhos do curso de doutoramento que agora chega ao fim, muitas foram as pessoas e instituições com quem trabalhei e colaborei, devendo os meus agradecimentos pelo apoio demonstrado.

Em primeiro lugar, ao Prof. Doutor José Manuel Urbano Munhá, por prontamente me ter aceite como seu orientando, bem como por me ter mostrado como transformar resultados em bruto em ideias consistentes e integradas e, dessa forma, me ter dado uma visão do que desejo para o meu futuro enquanto geocientista.

De igual forma, ao Prof. Doutor Colombo Celso Gaeta Tassinari, que aceitou a missão de ser co-orientador deste doutoramento e que me introduziu à “arte” da geocronologia e aos mundos do Hemisfério Sul.

Queria de igual forma agradecer, nas próximas linhas, a todos os professores e funcionários das instituições que me acolheram e, desta forma, agradecer às próprias instituições pelo apoio logístico que me foi fornecido.

No Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (DG-FCUL), no Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL), no Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LATTEX) e no Centro de Recursos Minerais, Mineralogia e Cristalografia (CREMINER) devo o meu agradecimento ao Prof. Doutor Paulo Fonseca por toda a ajuda concedida na compreensão da evolução geodinâmica da área estudada, pelo companheirismo e por tudo mais; ao Prof. Doutor João Mata por ter feito o contacto para a obtenção do doutoramento, pela gestão da sala de pós-graduação da Geoquímica e pela amizade, à Prof. Doutora Teresa Palácios por todo o apoio concedido nas análises de microsonda, ao Doutor Nuno Leal pelos ensinamentos relativos às inclusões fluidas, ao Prof. Doutor Carlos Matos Alves pelas lições de petrografia, à Prof. Doutora Lúcia Martins por toda a amizade e troca de ideias, ao Doutor Álvaro Pinto pelo apoio na observação de minerais opacos e ao Prof. Doutor Rui Taborda pelo tratamento estatístico de alguns procedimentos. De igual forma, queria agradecer ao Sr. Octávio Chaveiro pela sua amizade, por todos os bons momentos e conversas, assim como pelas horas dispensadas à frente da microsonda, ao Sr. Alberto Verde pela paciência em aturar a minha pressa em obter as lâminas delgadas, polidas e bi-polidas, às Sras. Célia Lee e Clea Melo por todas as “encrencas” burocráticas de que me livraram fazendo o seu trabalho de uma forma excepcional e à Sra. Dulce Fernandes pelo apoio na pesquisa bibliográfica.

No Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP) devo o meu mais sincero agradecimento ao Prof. Doutor Coriolano Dias Neto, por nos ter guiado no campo e pelas discussões ao ar livre, e aos Prof. Doutor Umberto Cordani, Prof. Doutor Ciro Correa e Prof. Doutor Miguel Stipp Basei pelo generoso apoio logístico na obtenção das análises de geocronologia. Queria também agradecer aos seguintes funcionários do IGc-USP: Vasco Lóios (o meu companheiro luso), Rodrigo Feriani, Ivone Sonoki, Helen Sonoki, Walter Sproesser, Liliane Petronilho, Solange Souza, Artur Onoe, Kei Sato, Vera e Silvana pela paciência que tiveram durante as minhas estadias em São Paulo.

No Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto (DG-FCUP) e no Centro de Geologia da Universidade do Porto (CGUP) devo o meu agradecimento por toda a hospitalidade e generosidade ao Prof. Doutor Fernando Noronha, à Doutora Alexandra Guedes e à Prof. Doutora Armanda Dória.

Queria ainda agradecer aos meus colegas de gabinete e departamento: Dra. Cyntia Mourão e Dra. Sofia Martins (minhas companheiras de gabinete e aflições), Doutora Ana Jesus, Dra. Inês Cruz, Dr. Rui Miranda, Dr. João Amaral, Dr. João Gonçalves, Dra. Tânia Ferreira, Dra. Rute Ramos, Doutora Filipa Marques, Dra. Isabel Martins, Dr. Pedro Almeida, Dra. Elisabete Nunes, bem como aos meus amigos/companheiros do IGc-USP: Doutor Agustin Cardona, Dra. Marta Salazar e Dr. Alejandro Salazar. O apoio de todos vós foi fundamental para conseguir ultrapassar alguns dos piores momentos destes quatro anos e não sei se alguma vez vos poderei mostrar o quão agradecido estou.

O meu agradecimento vai igualmente para a FCT que, financiando-me durante quatro anos, permitiu que tivesse a estabilidade suficiente para a melhor prossecução dos trabalhos. Estendo este agradecimento à FAPESP por ter financiado os trabalhos desenvolvidos em São Paulo.

Devo igualmente agradecer à Doutora Luísa Duarte, minha orientadora no Laboratório Nacional de Energia e Geologia após o doutoramento por ter permitido que disponibilizasse o tempo necessário a fazer a revisão da tese para esta impressão.

Para a minha família e amigos (muitos atrás referidos) não devo agradecer aqui. As minhas dívidas estendem-se muito além destes quatro anos e quaisquer palavras sob a forma de agradecimento pecariam sempre por curtas.

ÍNDICE

Parte I - Introdução e Enquadramento Geológico.....	1
<u>INTRODUÇÃO.....</u>	3
a) Localização.....	3
b) Levantamento Geológico.....	3
c) Objectivos.....	3
d) Geomorfologia.....	6
<u>ENQUADRAMENTO REGIONAL.....</u>	9
a) Síntese Bibliográfica Regional.....	9
b) Síntese Bibliográfica do sector São Fidelis – Santo António de Pádua..	19
<u>BREVE NOTA ACERCA DA PROBLEMÁTICA DOS CHARNOCKITOS.....</u>	23
<u>DESCRIÇÃO LITOLÓGICA E ESTRUTURAL DA ÁREA.....</u>	29
Parte II - Petrologia e Geocronologia.....	39
<u>PETROGRAFIA.....</u>	41
a) Descrição Petrográfica.....	41
Migmatitos.....	41
Metatexitos (Unidades São Fidelis e Catalunha).....	41
Agregados retrógrados biotíticos (<i>Selvedges</i>).....	45
Migmatitos grafitosos (Khondalitos).....	47
Intercalações nos metatexitos.....	48
<i>Anfibolitos</i>	48
<i>Mármore</i> s.....	49
<i>Calco-silicatadas</i>	51
Diatexitos (Unidade Angelim).....	52
<i>Metadiabases</i>	53
Charnockitos (Unidade Bela Joana).....	55

Charnockitos (s. s.).....	55
<i>Núcleos dos maciços charnockíticos</i>	55
<i>Margens dos maciços charnockíticos</i>	58
Enderbitos.....	60
Intrusões nos charnockitos (s. s.).....	63
<i>Ortognaisses</i>	63
<i>Aplitos</i>	63
<i>Selvedges biotíticos</i>	64
<i>Granitos e Pegmatitos tardios</i>	65
Blastomilonitos (Unidade Santo Eduardo).....	66
Migmatitos blastomilonitizados.....	66
Charnockitos blastomilonitizados.....	67
Blastomilonitos de Pádua (s. s.).....	69
Anfibolitos “Três Rios” Primários.....	69
Anfibolitos “Três Rios” Secundários.....	70
Intercalações de rochas máficas em blastomilonitos.....	71
b) Síntese da evolução paragenética baseada na petrografia.....	73
<u>QUÍMICA MINERAL</u>	77
a) Feldspatos.....	77
b) Granadas.....	78
c) Piroxenas.....	80
d) Biotite.....	81
e) Anfíbolos.....	82
f) Óxidos.....	83
g) Olivina.....	84
h) Carbonatos.....	84
<u>GEOTERMOBAROMETRIA</u>	85
a) Migmatitos.....	86
b) Charnockitos (s.l.) e diatexitos.....	89
c) Blastomilonitos, mármore e anfibolitos.....	92
d) Evolução P-T-t.....	95
e) Pseudo-secções.....	97

<u>GEOQUÍMICA</u>	105
a) Resultados da Geoquímica de Rocha Total.....	105
b) Principais Conclusões da Geoquímica.....	114
<u>GEOLOGIA ISOTÓPICA</u>	117
a) Idades Modelo Sm – Nd (T_{DM}).....	117
b) ϵ_{Nd}^i e $^{87}Sr/^{86}Sr_i$	120
<u>GEOCRONOLOGIA E TERMOCRONOLOGIA</u>	123
a) Datação do Pico Metamórfico (U-Pb em zircões).....	123
b) Datações pós-pico metamórfico.....	137
c) Taxas de Arrefecimento Geocronológicas.....	143
d) Taxas de Arrefecimento Petrológicas.....	146
<i>Parte III - Estudo dos Fluidos</i>	155
<u>FUGACIDADE DO OXIGÉNIO</u>	157
a) Cálculo da fO_2	157
b) Modelação de fluidos.....	162
<u>INCLUSÕES FLUIDAS</u>	165
a) Petrografia das Inclusões Fluidas.....	165
b) Microtermometria de Inclusões Fluidas e Espectroscopia Raman.....	165
<u>ANÁLISE DAS GRAFITES</u>	171
<u>ISÓTOPOS ESTÁVEIS</u>	173
<u>EVOLUÇÃO P-T-FLUIDO</u>	177

Parte IV - Discussão e Conclusões.....	181
<u>DISCUSSÃO.....</u>	183
a) Evolução P-T-t.....	183
b) Evolução Termocronológica.....	184
c) Fontes dos Fluidos.....	187
d) Evolução P-T-Fluido da Faixa Ribeira.....	188
<u>EVOLUÇÃO GEODINÂMICA.....</u>	191
<u>CONSIDERAÇÕES FINAIS E TRABALHOS FUTUROS.....</u>	193
a) Período Pré-Orogénico.....	193
b) Período Colisional (D ₀) – Pico Metamórfico (D ₁ -M ₁).....	193
c) Período Transpressivo (D ₂ -M ₂).....	194
d) Período Pós-Orogénico (D ₃).....	194
e) Conclusões.....	195
<u>BIBLIOGRAFIA.....</u>	199
Parte V – Anexos.....	215
A) Mapas.....	217
1. Estações e Amostragem.....	219
B) Metodologias e procedimentos analíticos.....	221
1. Síntese dos Procedimentos Técnicos.....	223
2. Método de extracção do Ar.....	230
3. Tratamento químico do método K-Ar.....	231
4. Tratamento químico do método Rb-Sr.....	232
5. Tratamento químico do método Sm-Nd.....	233
6. Tratamento químico do método U-Pb (TIMS).....	234

Parte I

Introdução e Enquadramento Geológico

INTRODUÇÃO

a) Localização

A área estudada, o sector São Fidelis – Santo António de Pádua (daqui em diante denominado por SFSAP), situa-se na região de São Fidelis, norte do estado do Rio de Janeiro, no SE do Brasil e encontra-se limitado pelos paralelos 21° 45' S e 21° 15' S e pelos meridianos 41° 30' W e 42° 15' W (Fig. 1). Do ponto de vista geológico, a área alvo desta dissertação localiza-se na zona centro-norte da denominada Faixa Ribeira (Fig. 2b), formada aquando da aglutinação do super-contidente Gondwana Ocidental (Fig. 2a), e abrange as cartas geológicas 1:50.000 de Italva, São Fidelis, Cambuci e Santo António de Pádua (DRM-RJ, 1978; 1982), numa área que se estende por mais de 2500 km² (Fig. 3).

b) Levantamento Geológico

A área alvo deste trabalho foi pesquisada em Fevereiro de 2004 e Novembro de 2005, tendo sido dada maior importância ao reconhecimento litológico na primeira série de observações enquanto a segunda foi principalmente investigada do ponto de vista da geologia estrutural. No conjunto destas observações de campo foram recolhidas 113 amostras mesoscópicas representativas de todas as unidades e litótipos reconhecidos (Anexo A1) para uso nas diferentes metodologias abordadas por esta dissertação.

c) Objectivos

Tal como sugere o tema desta dissertação, em todo o trabalho de obtenção de resultados e de tratamento de dados foi dada predominância ao estudo da petrologia e da termocronologia. Assim, foram empregues várias metodologias no estudo das rochas granulíticas com o objectivo principal de determinar o percurso tectono-metamórfico e suas características no sector estudado e, conseqüentemente, da evolução geodinâmica da zona central da Faixa Ribeira.

Esta dissertação encontra-se dividida em quatro partes fundamentais com o intuito de estruturar e melhor exemplificar as vertentes de estudo empregues: Parte I (Introdução e Enquadramento Geológico); Parte II (Petrologia e Geocronologia); Parte III (Estudo dos Fluidos); Parte IV (Discussão e Conclusões). Espera-se assim que o raciocínio por detrás deste trabalho torne mais explícito o modelo geotectónico

sugerido para a Orogenia Brasileira – Panafricana no SE do Brasil, bem como o modelo proposto para a evolução geoquímica dos granulitos presentes na faixa orogénica em estudo.

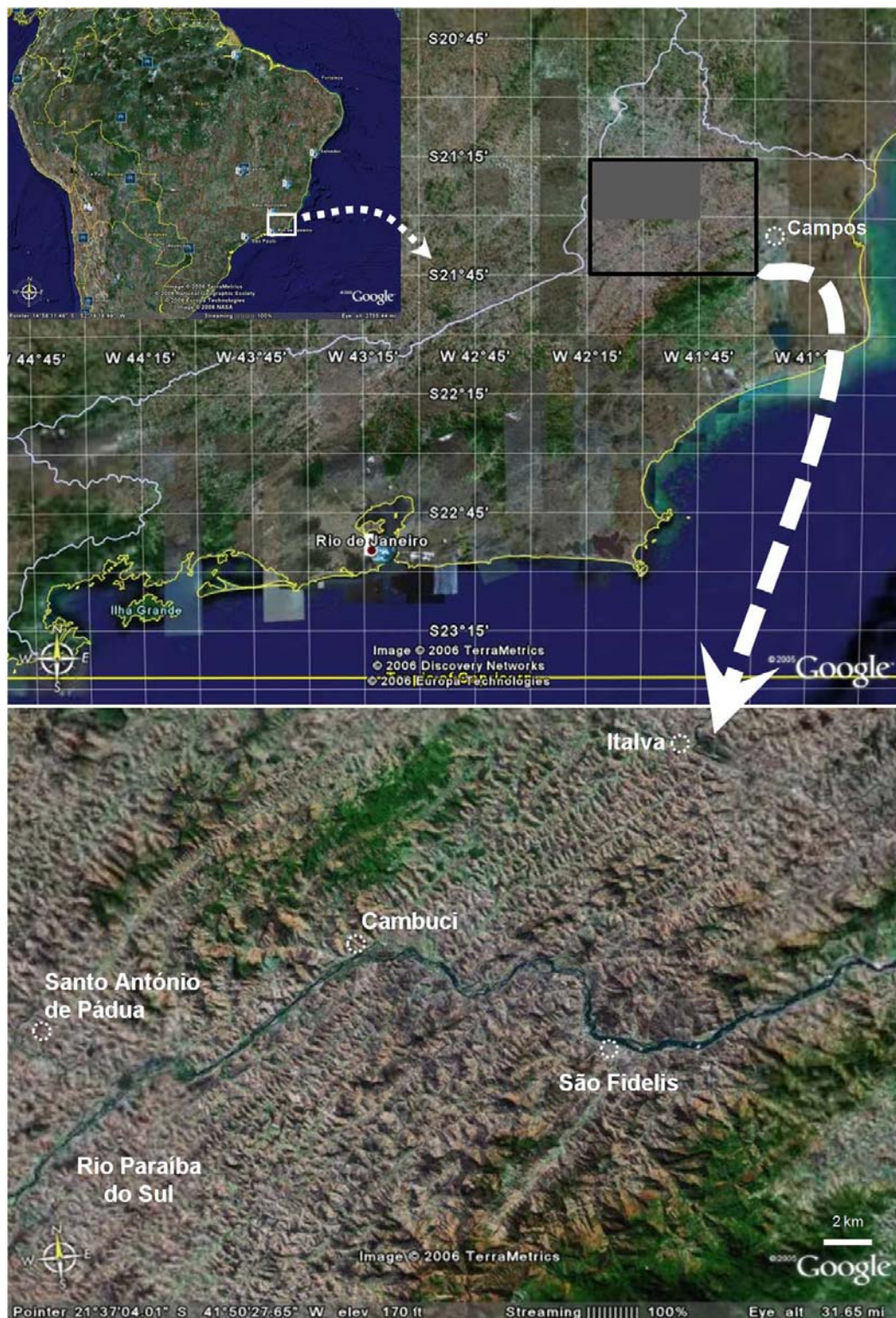


Fig. 1 – Localização do sector São Fidelis – Santo Antônio de Pádua, N do Estado do Rio de Janeiro, área abordada por este trabalho de doutoramento.

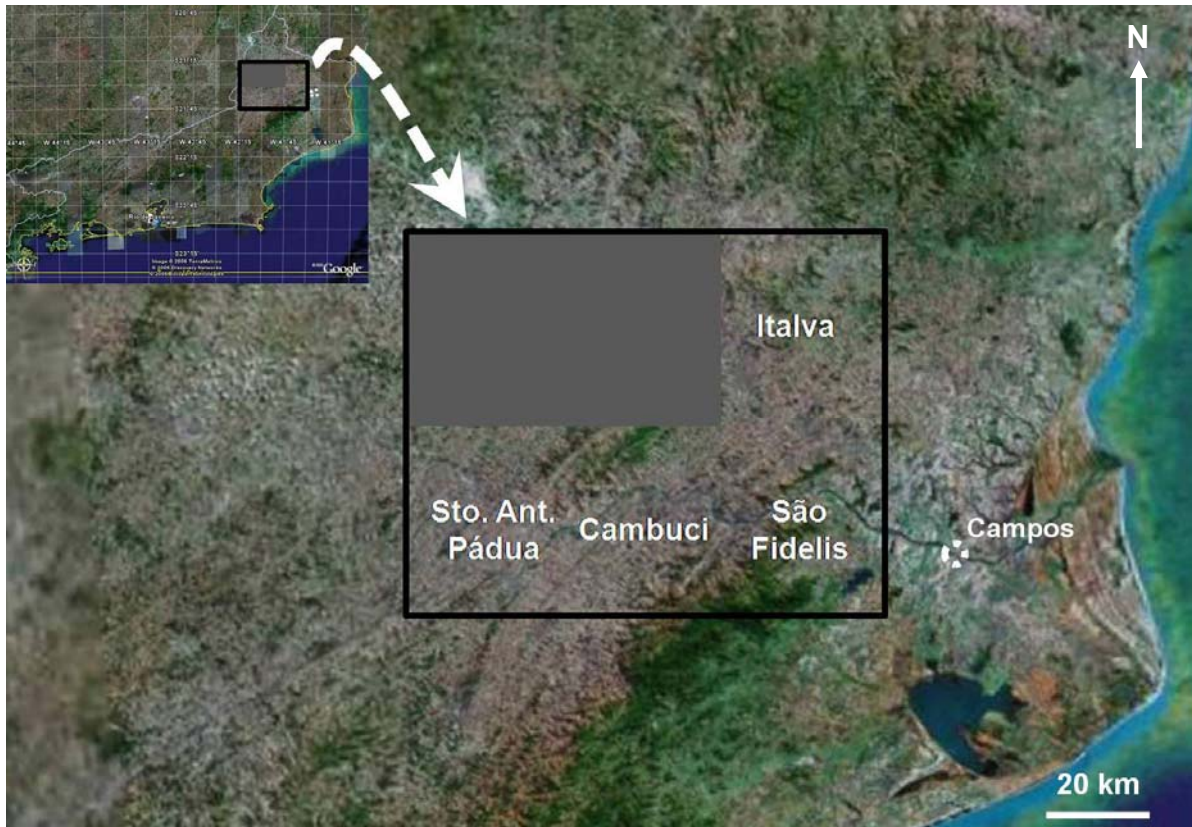


Fig. 3 – Localização das cartas geológicas 1:50.000 de Italva, São Fidelis, Cambuci e Santo Antônio de Pádua (DRM-RJ, 1978; 1982) no Estado do Rio de Janeiro.

d) Geomorfologia

Do ponto de vista geomorfológico, o sector estudado caracteriza-se pela presença do rio Paraíba do Sul que atravessa a região de SW para NE na zona mais a W da área, inflectindo perto de Cambuci para uma direcção W – E em direcção à bacia de Campos (Fig. 4).

A região estudada situa-se imediatamente a N do sistema montanhoso da Serra do Mar e a S do sistema montanhoso Caparaó, apresentando um relevo bastante acidentado onde dominam, por um lado, vários relevos de dureza denominados de *inselberg* ou pão-de-açúcar, correspondentes às litologias mais compactas e resistentes à erosão e, por outro lado, vales em “V” onde o rio Paraíba do Sul e seus principais afluentes (rios Pomba, Dois Rios, Preto e Muriaé) se encontram encaixados nas reologias menos resistentes ou em fraquezas estruturais (ver Capítulo da Descrição Litológica e Estrutural da Área) que influenciam o seu percurso até ao Oceano Atlântico.

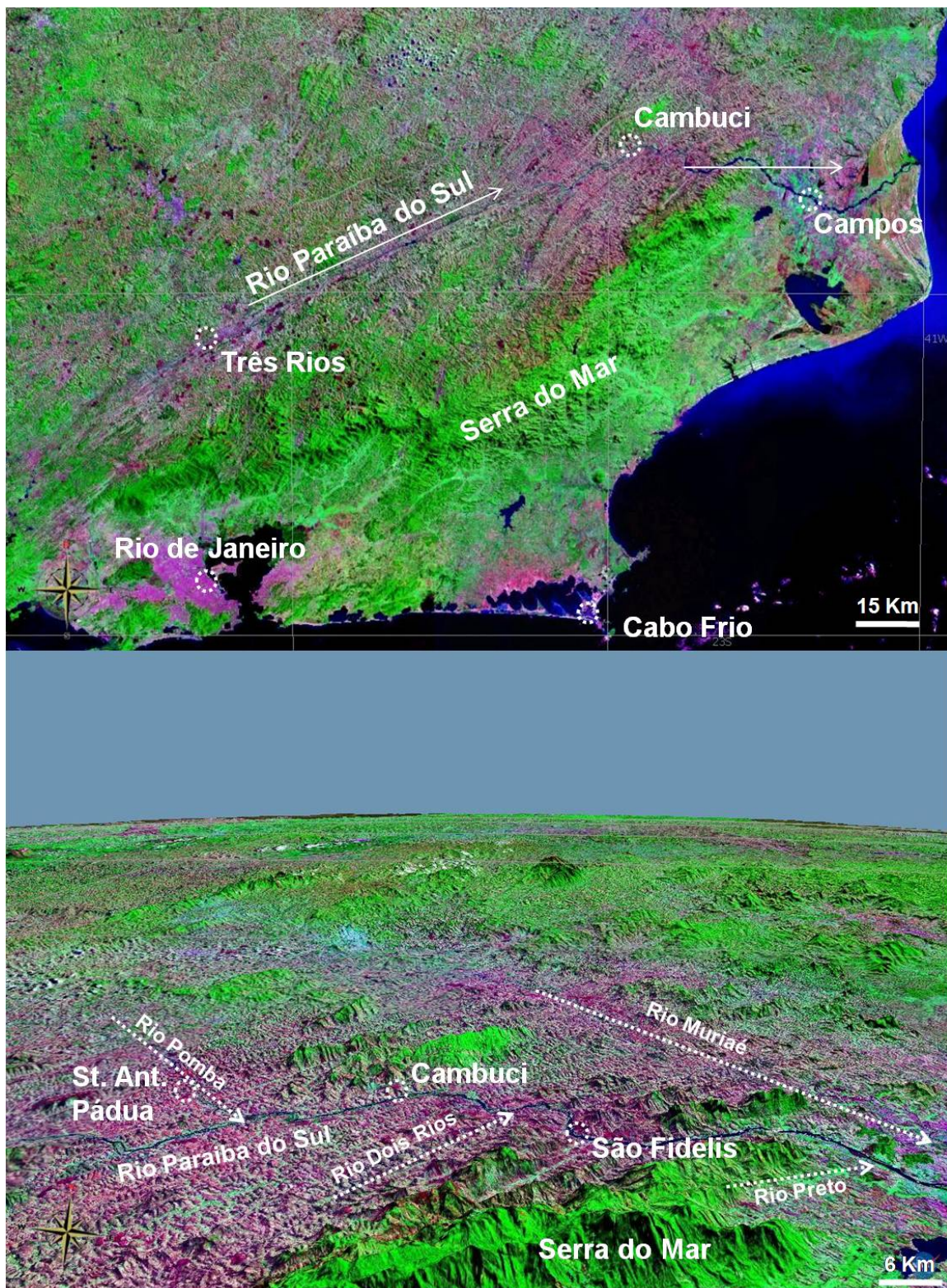


Fig. 4 – Mapa-síntese da geomorfologia da área estudada. As setas preenchidas indicam a orientação global do Rio Paraíba do Sul, enquanto as setas pontuadas indicam a orientação do trajecto final dos principais afluentes do Rio Paraíba do Sul.

ENQUADRAMENTO REGIONAL

a) Síntese Bibliográfica Regional

Há mais de um século que o norte do estado do Rio de Janeiro no sudeste do Brasil tem merecido a atenção de vários investigadores, maioritariamente focando aspectos geocronológicos e estruturais. Cedo se constatou que esta região se apresentava muito deformada, sendo que Hartt (1870) se refere à Serra do Mar como estruturada segundo dobramento monoclinal, enquanto Derby (1880) concluiu a presença de uma estrutura sinclinal ao longo do rio Paraíba do Sul (in Batista, 1984).

No entanto, foram os trabalhos desenvolvidos por Ebert e Rosier nas décadas de 1950 e 1960 que trouxeram os primeiros avanços significativos no conhecimento geológico da área estudada por este trabalho.

Ebert (1956, 1967, 1968) inferiu a existência de duas longas faixas orogénicas bifurcantes na extremidade sul do Cráton de São Francisco (CSF). Denominou de Faixa Paraíbides ou Paraíba ao ramo com direcção NE, acompanhando o vale do Rio Paraíba do Sul e paralelo à costa SE do Brasil, desde o sul da Bahia até ao Uruguai; e Faixa Araxáides com direcção WNW, ocupando o sul de Minas Gerais, paralelo ao bordo W do CSF. Na Faixa Paraíba, observou vergência para o CSF na região mais próxima deste (Minas Gerais), e oposta a SE do Rio Paraíba do Sul. Definiu a Série Juiz de Fora composta por granulitos paraderivados e charnockitos (fácies granulítica); e o Grupo Paraíbuna de fácies predominantemente anfibolítica, composto por gnaisses, grauvaques e quartzitos (in Batista, 1984; Jacobsohn, 2002).

Os trabalhos de Rosier (1957, 1965) que estudou a “baixada fluminense”, a Serra do Mar e o vale do rio Paraíba do Sul, localizados no Estado do Rio de Janeiro, são, em regra, concordantes com as observações feitas por Ebert. Rosier concluiu que a região seria o resultado de uma orogenia proterozóica estruturada pelo empilhamento de várias *nappes* com vergência para NW. De igual forma, concluiu que havia continuidade litológica e estrutural para norte (Estado do Espírito Santo) e para sul (restante do Estado do Rio de Janeiro e São Paulo). A grande variedade litológica observada levou a que dividisse a área estudada em séries: Paraíba - Desengano de idade proterozóica, composta por gnaisses e migmatitos, alternados com charnockitos e metassedimentos, nomeadamente migmatitos, quartzitos e mármore; Série Serra dos Órgãos, composta por gnaisses e migmatitos granitóides homogéneos; e Faixa Saquarema – Cabo Frio – Macaé composta por gnaisses granitóides e migmatíticos.

Posteriormente (Rosier, 1965), considerou a sucessão litológica estudada como formada por um geossinclinal Brasileiro (in Batista, 1984; Valladares, 1997; Jacobsohn, 2002).

Os estudos geocronológicos inovadores desenvolvidos por Cordani (1971) e Cordani et al. (1973) obtiveram idades Rb-Sr e K-Ar brasileiras para as rochas da Faixa Paraíba (Ebert, 1967). Este autor denominou a Faixa Paraíba de Cinturão Orogénico Ribeira (mais tarde conhecido por Faixa Ribeira), como sendo uma vasta faixa de dobramentos de idade Brasileira e extensão ao longo da costa SE do Brasil e Uruguai. Segundo Cordani et al. (1973) o Cinturão Orogénico Ribeira seria constituído por rochas metamórficas da fácies dos xistos verdes até à fácies anfibolítica, estruturalmente paralela à costa, possuiria soco ensiálico (faixas de idade transamazónica) reactivado no Brasileiro. Estes mesmos autores excluíram a possibilidade de acreção continental Brasileira e utilizando a teoria da Tectónica de Placas, propuseram uma evolução mobilista para o Cinturão Orogénico Ribeira. Os dobramentos deste ter-se-iam formado pela colisão de duas paleo-placas portadoras de crosta siálica no final do Pré-câmbrico, sendo que o Cinturão Orogénico Ribeira seria o homólogo do Cinturão Orogénico Damara, situado na parte africana.

Almeida et al. (1973) consideraram que a plataforma brasileira teria sido consolidada no Ciclo Brasileiro, sendo que a região do Estado do Rio de Janeiro seria uma das faixas marginais brasileiras com vergência para o Cráton de São Francisco (Cinturão Orogénico Ribeira de Cordani et al., 1973). Consideraram igualmente que esta faixa apresentava rochas de duas orogenias distintas, denominando de Cinturão Dobrado Paraíba do Sul às rochas mais antigas (Ciclo Transamazónico, representado pela Série Paraíba – Desengano de Rosier, 1965); e Cinturão Dobrado Ribeira às rochas reactivadas durante o Ciclo Brasileiro (correspondente à Série Serra dos Órgãos de Rosier, 1965) (in Batista, 1984; Jacobsohn, 2002).

Utilizando imagens de radar, Brandalise (1976) observou a presença de acidentes tectónicos com extensão regional na região SE do Brasil, como o Lineamento Além Paraíba, anteriormente definido por Almeida et al. (1975) entre Andrade Pinto e Cambuci, expresso pelo encaixe do rio Paraíba do Sul e com extensão de 150 km de rochas miloníticas, resultantes, segundo os autores, de transcorrência dextrógira (in Bascou, 2002).

Almeida (1977) e Almeida et al. (1981) propuseram a compartimentação tectónica da Plataforma Brasileira em províncias estruturais. Entre outras, define como Província

Mantiqueira a área entre a margem E do CSF e a costa SE do Brasil, desde o paralelo 15° S (sul da Bahia) até ao Uruguai, sendo esta composta pelo Cinturão Ribeira de idade Brasileira e o Cinturão Paraíba do Sul de idade transamazônica.

Oliveira (1980) denominou o Cinturão Orogénico Ribeira de Cordani et al. (1973) de Complexo Juiz de Fora, tendo-o dividido em duas faixas: a Faixa Juiz de Fora, composta por granulitos intercalados por rochas metassedimentares e a Faixa Paraíba do Sul, composta por gnaisses, migmatitos e rochas supracrustais. Segundo este autor, todas estas rochas teriam sido intensamente deformadas durante o Ciclo Transamazónico, no qual os charnockitos (ígneos plutónicos) terão sido transformados em granulitos e milonitos. Apresentou também estimativas de T e P para o metamorfismo granulítico, situando-o no intervalo de temperaturas de 844 – 877 °C e pressões de 6 a 7 kbar (in Jacobsohn, 2002).

Campanha (1981) estudou detalhadamente o Lineamento Além Paraíba (Almeida et al., 1975) na área circundante à cidade de Três Rios no estado do Rio de Janeiro, tendo concluído que este seria uma zona de deformação cataclástica/milonítica de evolução polifásica. Observou retrabalhamento nos granulitos locais e recristalização tardia em fácies anfíbolítica, enquadrando a formação deste alinhamento no período final do Ciclo Brasileiro em que teria havido transcorrência.

Machado Filho et al. (1983) caracterizaram a área entre o Cráton de São Francisco e a costa sudeste do Brasil como dividida por Complexo Juiz de Fora, composto por enderbitos ortoderivados, calco-alcalinos a toleíticos, granulitos e migmatitos paraderivados; e Complexo Paraíba do Sul, composto por migmatitos e gnaisses granatíferos paraderivados e gnaisses com hornblenda, anfíbolitos, rochas calco-silicatadas e quartzitos. Segundo estes autores, ambos os complexos teriam idade transamazônica com reactivação brasileira.

Machado (1984) estudou o Grupo Paraíba do Sul no Rio de Janeiro, na região de Vassouras e Paracambi e observou uma estrutura em flor positiva e divergente, tendo concluído que o modelo que melhor explicava a estruturação e petrologia da área em estudo seria a de uma colisão continental com metamorfismo granulítico, sucedido por cavalgamentos e posterior tectónica transcorrente que teria retrogradado as rochas para fácies anfíbolítica.

Iyer et al. (1987) enquadraram os dados geocronológicos até então obtidos para as rochas granulíticas do Brasil, tendo concluído que as idades Rb – Sr de 3.2 – 2.7 Ga e 2.2 – 2.0 Ga para as rochas da margem sul do CSF, assim como os dados

obtidos para a Faixa Ribeira (~ 600 Ma) seriam representativos de rejuvenescimento isotópico (retrabalhamento) de rochas ortoderivadas de idade Arcaica e Paleoproterozóica, tendo delimitado o Ciclo Brasileiro entre os 1100 – 570 Ma.

Zimbres et al. (1990) observaram que as idades K – Ar de biotite são progressivamente mais antigas na zona NW (600 Ma) do que na zona central (450 Ma) da Faixa Ribeira, tendo interpretado estes dados isotópicos como o resultado de exumação diferencial da zona central da Faixa Ribeira (in Jacobsohn, 2002).

Heilbron et al. (1991, 1993, 1995) realizaram diversos perfis estruturais que cruzavam a estrutura centrada no rio Paraíba do Sul. Concluíram a existência de um megassinformal com a sobreposição de três domínios tectônicos: o Domínio Paraíba do Sul, composto por paragneisses quartzo-feldspáticos (com intercalações calcossilicatadas) e gnaisses com hornblenda no topo da estrutura; justaposto ao Domínio Juiz de Fora que seria composto pelos granulitos ortoderivados do Complexo Juiz de Fora com intercalações metassedimentares do Grupo Andrelândia; e o Domínio Andrelândia, encarado como o soco dos demais, composto por uma sequência metassedimentar e ortogneisses. Estes autores (Heilbron et al., 1995) propuseram que a evolução tectono-metamórfica da Orogenia Brasileira se dividisse em 3 períodos: a) período colisional (590-563 Ma) com deformação principal ($D_1 + D_2$ e M_1) responsável pela sobreposição dos domínios tectônicos referidos; b) período pós-colisional (535-520 Ma), também denominado por D_3 e M_2 , relacionado com o metamorfismo retrógrado resultante do desenvolvimento das zonas de cisalhamento dextróginas; c) no período pós tectônico (503-492 Ma) ocorreria o relaxamento da compressão regional e transição para regime distensivo com granitogênese associada.

Machado & Endo (1993) verificaram que o Cinturão de Cisalhamento Transpressivo, nome dado por estes autores ao mega-cisalhamento expresso pelo Lineamento Além Paraíba, apresentava orientação NE-SW na zona a sul do CSF e orientação NNE – SSW a este deste, desde o paralelo 11° até 30° S ao longo da costa SE do Brasil. Postularam um modelo cinemático exclusivamente desenvolvido no Ciclo Brasileiro, dividido em dois estágios, afirmando que teria havido convergência oblíqua, com rotação da componente de compressão principal de E – W para N – S.

Corrêa Neto et al. (1994) e Carneiro et al. (1996) estudaram o Lineamento Além Paraíba tendo concluído a existência de uma estrutura em flor positiva por transpressão, tal como propusera Machado (1984). Segundo os autores, esta estrutura seria a responsável pela coexistência dos elementos estruturais observados como o

encurtamento, o estiramento vertical e a existência de charnockitos lado a lado às demais rochas de menor grau metamórfico, por acção de movimentos verticais diferenciais presentes na parte central da estrutura. A existência de anfibolitos seria o resultado da retrogradação desses granulitos durante a exumação.

Campos Neto & Figueiredo (1995) e Campos Neto (2000) concluíram que a Faixa Ribeira terá incluído diferentes terrenos (microplacas) consolidadas durante o Paleoproterozóico e que evoluíram para um ambiente de margem continental activa e formação de um arco magmático continental, tendo sido aglutinados no Neoproterozóico – Ordovícico. A Orogenia Rio Doce (Campos Neto & Figueiredo, 1995), bem caracterizada na “Microplaca Serra do Mar”, teria envolvido magmatismo de arco calco-alcálico entre 590 a 570 Ma seguida de colisão contra o CSF há 560 – 530 Ma. Posteriormente teria havido magmatismo pós-colisional (520 – 480 Ma), caracterizado pela instalação de batólitos alcali-cálcicos. Os trabalhos desenvolvidos por estes autores conceptualizaram a existência de várias colisões continentais na Faixa Ribeira em diferentes períodos do Ciclo Brasileiro.

Ebert et al. (1996) e Ebert & Hasui (1998) concluíram que a estruturação do SE do Brasil deveria ser explicada pela colisão E – W de três blocos crustais, Brasília, São Paulo e Vitória, dividida em dois eventos tectónicos principais de natureza tangencial (Orogenia Brasília e Orogenia Ribeira), sendo que o mais recente, resultante da colisão entre a placa Vitória e as recém-agregadas placas Brasília e São Paulo, originou cavalgamentos para WNW durante o processo colisional principal seguido do desenvolvimento de um sistema cisalhante dextrógiro, que terá retrabalhado e alterado o *fabric* primário das rochas. Este sistema cisalhante tardio, denominado pelos autores de Cinturão Transpressivo Paraíba do Sul, seria constituído por um conjunto de estruturas em flor assimétricas (mergulhantes para SE), provavelmente enraizado numa grande zona de descolamento. Concluíram igualmente que pouca crosta juvenil teria sido gerada no Brasileiro, indicando que a colisão continental que teria gerado a faixa envolveria um oceano de dimensões restritas.

Machado et al. (1996) estudando a zona central da Faixa Ribeira, no Estado do Rio de Janeiro, caracterizaram quatro unidades tectono-litológicas: Andrelândia, Juiz de Fora, Paraíba e Costeiro, separadas por cisalhamentos dextrógiros profundos. Apesar de terem registado a presença de idades mais antigas (611-604 Ma), os autores sugerem que o evento tectono-metamórfico principal que afectou todos os domínios tectónicos teria ocorrido há 590 – 565 Ma (M_1), retrabalhando e fundindo

rochas do soco (com idades arcaicas a transamazônicas: 3.0 a 2.1 Ga) e gerando vários corpos granitóides. Segundo estes autores, este primeiro evento terá igualmente desenvolvido zonas de cisalhamento dextróginas. Nos Domínios Paraíba do Sul e Costeiro foi igualmente identificado um episódio orogénico mais jovem a 535 – 520 Ma (M_2), associado ao desenvolvimento de cavalgamento e cisalhamentos tardios, seguido de actividade pós-tectónica a 503 – 492 Ma.

Posteriormente, Valladares (1997) e Valladares et al. (1997, 1999) concluíram, através do uso do método SHRIMP U-Pb em zircões da porção central da Faixa Ribeira, que os metassedimentos dos domínios tectónicos Juiz de Fora, Andrelândia e Paraíba do Sul, teriam sido predominantemente derivados da erosão de crosta transamazónica, entre 1.7 e 2.2 Ga, com contribuição inferior de crosta arcaica (até 2.9 Ga). O Domínio Costeiro, no entanto, teria sido derivado de metassedimentos de crosta predominantemente mais jovem (600 – 1600 Ma) e contribuição transamazónica e arcaica menor, tendo esta diferença sido interpretada como resultante de *resetting* preferencial do sistema U-Pb no Domínio Costeiro aquando da Orogenia Brasileira.

Wernick & Topfner (1997) estudaram as idades do magmatismo Brasileiro na porção sul da Faixa Ribeira, nomeadamente nos estados de São Paulo e Minas Gerais, tendo concluído a existência de magmatismo básico típico de ambiente de *rift* para o intervalo temporal de 1000-950 Ma, magmatismo sin-colisional seguramente mais antigo que 630 Ma e magmatismo pós-colisional aos 590 Ma, sendo que os processos de transcorrência se teriam situado entre os 625 – 595 Ma.

Cunningham et al. (1998) realizaram um perfil nos estados do Espírito Santo e Minas Gerais, tendo concluído que a deformação Brasileira produziu estruturas vergentes para oeste, enquanto a Faixa Pan-Africana do Congo Ocidental apresenta vergência para este, concluindo que o limite Pré-câmbrico entre estas duas províncias estruturais mas com cinemática contrária deverá situar-se no *offshore* de qualquer um dos continentes (América do Sul ou África) e que a abertura do Atlântico deverá ter sido estruturalmente influenciada por este limite.

Dehler & Machado (1998) observaram na região sul do estado de Minas Gerais a existência de dois domínios litoestruturais: Domínio do Embasamento (soco) com ortognaisses graníticos a granodioríticos e foliação E-W e mergulhos sub-verticais; e o Domínio da Cobertura com unidades de mármore, filitos e quartzitos intercalados cuja foliação principal apresenta mergulhos sub-horizontais para sul e movimentação para NNW. Estes autores inferiram idades transamazónicas para o soco e idades

brasileiras para a cobertura, tendo esta última sofrido uma deformação do tipo epidérmica com vergência para o CSF.

Pedrosa Soares et al. (1998) verificaram evidências de crosta oceânica obductada na zona N da Faixa Ribeira, excluindo assim a possibilidade de evolução exclusivamente ensialica para a Orogenia Brasileira e admitindo a existência de um ciclo de Wilson completo.

Tupinambá et al. (1998), Tupinambá (1999), Schmitt (1998, 2001), Schmitt et al. (1999, 2004), Trouw et al. (2000), Heilbron et al. (1998) e Heilbron & Machado (2003), desenvolveram um modelo multi-colisional para a zona central da Faixa Ribeira originalmente proposto por Campos Neto & Figueiredo (1995) dividindo e descrevendo os domínios tectônicos envolvidos (Heilbron & Machado, 2003) e, utilizando dados geocronológicos, quantificaram os diferentes períodos colisionais referidos. Assim, segundo estes autores o segmento central da Faixa Ribeira podia ser dividido em quatro domínios tectônicos de NW para SE: 1) o Terreno Ocidental, que seria a margem retrabalhada do CSF (soco), composta por sucessões de margem passiva pré-1.8 Ga (Grupo Andrelândia); 2) o *klippe* Paraíba do Sul, um sinforma composto por ortognaisses e metassedimentos paleoproterozóicos em fácies anfíbolítica; 3) o Terreno Oriental, composto por arcos de ilhas, dividido em três sub-domínios (Domínio Cambuci, considerado uma associação de *fore-arc*; o Domínio Costeiro, que conteria uma sucessão de margem passiva distal intruída pelos complexos de arco magmático Rio Negro (Tupinambá et al., 1998; Tupinambá, 1999); e o Domínio Italva, composto por mármore, psamitos, gnaisses e anfíbolitos, considerados uma bacia de *back-arc*); e 4) o Terreno Cabo Frio, um terreno alóctone, pertencente ao Cráton do Congo. Assim, os autores consideraram que o Terreno Oriental (Arco Magmático do tipo Japão) teria colidido com o CSF (neste caso, com o Terreno Ocidental) há cerca de 580 Ma, enquanto o Cráton do Congo terá colidido com o conjunto Terreno Oriental e CSF há 530 - 520 Ma, deixando o Terreno Cabo Frio acrecionado aos demais (Orogenia Búzios. Schmitt (2001) e Schmitt et al. (2004) estimaram condições de pico metamórfico de $T > 780\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P > 9\text{ kbar}$ há cerca de 525 Ma para a Orogenia Búzios e taxas de arrefecimento de aproximadamente $10\text{ }^{\circ}\text{C} / \text{Ma}$ até 480 Ma, decrescendo posteriormente para $5\text{ }^{\circ}\text{C} / \text{Ma}$.

Hackspacher et al. (1999, 2000, 2001) obtiveram dados geocronológicos e geoquímicos dos Grupos São Roque e Açungui da zona central da Faixa Ribeira no Estado de São Paulo, tendo concluído que terá havido deposição das sequências

sedimentares estudadas há cerca de 700 – 750 Ma (dadas pelas idades dos zircões detríticos); posterior subducção por baixo do CSF; colisão há cerca de 620 Ma e consequente migmatização e granitogénese sin-colisional; fase extensional com a formação de um *back-arc* continental e oceanização restrita; e colisão tardia há 600 Ma caracterizada por escape lateral ao longo de zonas de cisalhamento. Estes autores verificaram também a existência de diacronismo colisional na Faixa Ribeira, apontando como critério as idades dos granitos sin-colisionais, progressivamente mais jovens para norte.

Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) e Pedrosa Soares et al. (2001), estudando a zona setentrional da Faixa Ribeira, denominada pelos autores por Faixa Araçuaí apenas por critérios geográficos, idealizaram um modelo evolutivo para a Faixa Ribeira que consistia no desenvolvimento de um Ciclo de Wilson completo em ambiente confinado. Neste modelo, os autores sugerem que o CSF seria uma paleo-península do Cráton do Congo, sendo a Orogenia Araçuaí – Congo Ocidental (Orogenia Brasileira) o resultado de um único ciclo metamórfico em sedimentos depositados num paleo-golfo. A evolução ter-se-á iniciado com uma fase de *rift* há cerca de 1000 Ma (fragmentação do paleo-contidente Rodinia) e sedimentação em plataforma continental, seguida de oceanização (datação de vestígios ofiolíticos na Faixa Araçuaí com cerca de 800 Ma), subducção da crosta oceânica para E, ou seja, por baixo do Cráton do Congo, e consequente formação de um arco vulcânico continental do tipo Andino (idades U – Pb em zircões de granitos pré-colisionais com 625 – 590 Ma), e colisão entre o CSF e o Cráton do Congo há cerca de 591 – 575 Ma (idades U – Pb em zircões).

Brueckner et al. (2000) obtiveram idades Sm-Nd para a zona sul do CSF, bem como para a Faixa Ribeira, situada a E deste nos Estados de Minas Gerais e Espírito Santo. Estes autores consideraram a existência de duas faixas paralelas com direcção aproximadamente N – S, ao longo do CSF. Denominaram a zona interior dessa faixa móvel como Faixa Araçuaí e a zona externa como Faixa Ribeira, separadas por uma descontinuidade que interpretaram como sendo uma sutura Brasileira. Obtiveram idades Sm-Nd de recristalização na ordem dos 547 a 575 Ma para a Faixa Araçuaí, de 538 a 589 Ma para a Faixa Ribeira e 2098 Ma (idade modelo de 2.3 Ga) para a margem do Cráton de São Francisco. As idades modelo obtidas para a Faixa Araçuaí situam-se no intervalo 2.3 a 2.8 Ga, enquanto a Faixa Ribeira apresentou idades modelo na ordem dos 1.6 a 2.0 Ga. Concluíram que a margem sul do CSF terá sido

afectada por um evento Transamazónico; e que o conjunto das duas faixas consideradas por estes autores terá sido metamorfozizada durante um evento Brasileiro, sendo os protólitos arcaicos, para a Faixa Araçuaí, e transamazónicos a mesoproterozóicos para a Faixa Ribeira. Estes autores usaram as idades modelo obtidas para justificar a presença da descontinuidade que separa as duas faixas.

Janasi et al. (2001) obtiveram idades U-Pb de batólitos graníticos neoproterozóicos no estado de São Paulo, tendo concluído que o período de magmatismo sin-colisional da parte sul da Faixa Ribeira (Estado de São Paulo) é consistentemente mais antigo (610-600 Ma) que na parte norte da mesma faixa (590-565 Ma), revelando assim o carácter diacrónico do metamorfismo Brasileiro. Os autores sugerem igualmente que após o estabelecimento da colisão que originou a Faixa Brasília a W do CSF (630-620 Ma), o Cráton do Congo terá começado a colidir com o CSF de S para N, dando origem a granitos com idades progressivamente mais jovens para N.

Nogueira et al. (2004) concluíram que o Complexo Juiz de Fora, constituído por granulitos e charnockitos ácidos a básicos, terá sofrido metamorfismo granulítico a $T > 850\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 4 - 6\text{ kbar}$ e evolução em percurso indirecto no Ciclo Transamazónico (soco) e $T = 800\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 6 - 7\text{ kbar}$ com evolução em percurso directo na Orogenia Brasileira (rochas supracrustais). Verificaram o claro predomínio de inclusões fluidas carbónicas, tendo concluído que as abundantes ocorrências granulíticas seriam devidas ao influxo de uma frente de fluidos carbónicos na base da crosta durante o Ciclo Transamazónico. Segundo estes autores a forte deformação Brasileira teria intercalado as rochas do soco (como os charnockitos) com as rochas supracrustais.

Kuhn et al. (2004) estudaram a evolução metamórfica da zona central da Faixa Ribeira (Estado do Rio de Janeiro), descrevendo a evolução paragenética de migmatitos associada ao uso de diagramas petrogenéticos indicados para essa mineralogia peraluminosa. Constataram que a paragénese de pico metamórfico apresentava $T = 750 - 800\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 7\text{ kbar}$. Com base nas paragénese mineral, os autores inferiram igualmente a existência de um “percurso P-T-t directo, envolvendo aquecimento, seguido de descompressão pós-pico e arrefecimento associado”.

Silva et al. (2005) obtiveram resultados U-Pb para os principais pulsos magmáticos Brasileiros da Província da Mantiqueira (Faixa Ribeira) e integraram resultados previamente obtidos por outros autores, tendo dividido a evolução geodinâmica da Orogenia Brasileira em três períodos: Brasileiro I, representado pelos

vestígios de arcos vulcânicos mais antigos da Província da Mantiqueira presentes apenas na zona mais a SW, com colisões a 790 e 730 – 700 Ma; Brasiliano II, representado desde o Uruguai até ao estado de São Paulo com idades de magmatismo pré a sin-colisional desde 640 a 600 Ma e tardi a pós-colisional desde 600 a 560 Ma. Os autores consideraram estas as idades representativas para os principais pulsos magmáticos Brasilianos na Faixa Ribeira, aqui considerada como sendo apenas a parte sul da Província Mantiqueira. E por fim, Brasiliano III, representado pelas idades U-Pb obtidas na zona norte da Província Mantiqueira, aqui denominada por Faixa Araçuaí, com magmatismo pré-colisional desde 630 – 570 Ma, sin-colisional desde 580 a 560 Ma e pós-colisional desde 560 a 490 Ma, e pelas idades obtidas na Orogenia Búzios (Schmitt, 2001) desde 530 a 500 Ma para os granitos sin-colisionais.

Alkmin et al. (2006) estudaram o orógeno na sua zona norte e seu homólogo africano, definindo assim o orógeno Araçuaí – Congo Ocidental, formado em resposta ao fecho da Bacia de Macaúbas, rodeada pelo paleo-continente Congo - São Francisco (como sugerido por Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa Soares et al., 2001). Estes autores consideraram que o modelo que melhor explicava as feições estruturais observadas nestas áreas era um modelo de tectónica em “quebra-nozes”, na qual inicialmente as porções internas do orógeno fluíram para norte (620 Ma), ocorrendo substancial espessamento crustal no seu interior (570 Ma), passando a frente de deformação para o exterior, gerando faixas de cavalgamentos com vergências para os crátons. Com a continuação do fecho da bacia e falta de espaço no interior do orógeno, terá ocorrido escape lateral para sul há aproximadamente 520-490 Ma, seguido do colapso tectónico do orógeno que gerou granitos pós a tardi-colisionais e exumação das rochas de alto grau metamórfico.

Valladares et al. (2008) obtiveram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões de anfibolitos e granulitos dos Terrenos Ocidental e Oriental da Faixa Ribeira, tendo observado que o Terreno Ocidental apresenta zircões com idades predominantemente proterozóicas de 2.1 - 2.2 Ga até 1.1 Ga, arcaicas de 2.5 a 3.6 Ga e menor quantidade de idade Neoproterozóica (700 – 550 Ma). O Terreno Oriental (abrangido por esta tese) revelou grande dispersão de idades proterozóicas, desde 2.1 a 0.5 Ga, com maior abundância de idade entre 0.5 e 1.6 Ga, e muito pouco abundantes idades Arcaicas (2.5 a 2.9 Ga). Os autores interpretaram que o Terreno Ocidental deverá ter sido originado por deposição de sedimentos de terrenos com crosta transamazónica e arcaica, enquanto

os zircões do Terreno Oriental terão resultado de re-homogeneização isotópica da Orogenia Brasileira em zircões mais antigos, embora estes não excluam a presença de uma fonte mesoproterozóica.

b) Síntese Bibliográfica do sector São Fidelis – Santo António de Pádua

Sucessivos trabalhos do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (DRM – RJ) no final da década de 1970 possibilitaram a publicação do Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro (DRM – RJ, 1978; 1982), do qual se destacam as cartas geológicas de escala 1:50.000 das áreas abordadas por esta tese (São Fidelis, Cambuci, Italva e Santo António de Pádua). O DRM – RJ (1978, 1982) propõe uma divisão cartográfica em unidades (também apresentada nesta dissertação). No seguimento deste trabalho, Moutinho da Costa e Marchetto (1978), que coordenaram os trabalhos cartográficos no nordeste fluminense, colocaram as unidades aí presentes como correlacionáveis com o Grupo Paraíba do Sul, sendo este constituído por rochas metamorizadas na fácies anfíbolítica a granulítica. O Grupo Paraíba do Sul seria de idade mesoproterozóica (Transamazónica) com recristalização de rochas arcaicas, tendo sido subdividido em três unidades: a primeira com charnockitos, a segunda com gnaisses bandados e laminados e a terceira com gnaisses e migmatitos. Moutinho da Costa & Marchetto (1978) caracterizaram igualmente as rochas da região de São Fidelis. Definiram a Unidade São Joaquim como constituída por mármore, rochas Calco-silicatadas e anfíbolitos; a Unidade São Fidelis composta por gnaisses migmatíticos; a Unidade Santo Eduardo composta por gnaisses migmatíticos bandados, anfíbolitos e quartzitos; a Unidade Italva composta por gnaisses tonalíticos; e a Unidade Angelim por gnaisses homogéneos. Estes autores, com base em petrografia, concluíram uma origem magmática e plutónica para os charnockitos presentes na área (Unidade Bela Joana), sendo que os granulitos e gnaisses (como os da Unidade São Fidelis) teriam origem na deformação, cataclase e recristalização destes últimos.

Através do uso de dados geocronológicos e petrológicos, bem como da análise das feições estruturais presentes na região de São Fidelis, Batista (1984) concluiu que a Faixa Ribeira seria um cinturão móvel ensialico no qual os diferentes processos de magmatismo, migmatização, metamorfismo e deformação teriam ocorrido em diferentes fases proterozóicas sobrepostas a rochas de idade Arcaica. Assim, o autor sugere uma evolução policíclica com rejuvenescimento de rochas de idade Arcaica nos

Ciclos Transamazónico e Brasileiro. No Arcaico teria sido formado o actual soco, composto por enderbitos e gnaisses de afinidade tonalítica, enquanto o Ciclo Transamazónico seria responsável pelo metamorfismo e deformação das rochas arcaicas, bem como das supracrustais, entretanto depositadas sobre o soco. A Orogenia Brasileira teria sido predominantemente térmica, provocando importante anatexia do conjunto anterior, sendo responsável pelos migmatitos e granitóides presentes na região. A este último grande ciclo estariam também associadas falhas transcorrentes resultantes de reactivação das estruturas prévias. Este autor realizou igualmente uma profunda cartografia geológica, tendo definido novas unidades cartográficas similares às presentes nas cartas geológicas 1:50.000 de Italva, São Fidelis e Cambuci (DRM – RJ, 1982). No entanto, a nomenclatura utilizada por Batista (1984) para as litologias presentes na área em estudo não será adoptada neste trabalho, pois a distinção entre muitas das unidades é meramente baseada em pequenas diferenças de fácies em observação de campo.

A região de São Fidelis foi novamente estudada por Rêgo (1989) que dividiu as litologias presentes nos seguintes domínios: Domínio Paraíba do Sul – Unidade Santo Eduardo (DRM-RJ, 1978) – e Domínio Costeiro – Unidades Bela Joana, Angelim, São Fidelis e Catalunha (DRM-RJ, 1978) – voltando à designação informal de Unidade definida pela Carta Geológica 1:50.000 do Estado do Rio de Janeiro (Folhas São Fidelis, Cambuci, Italva e Santo António de Pádua). Assim, segundo Rêgo (1989) o Domínio Costeiro é composto por granitóides, charnockitos e gnaisses migmatíticos, enquanto o Domínio Paraíba do Sul é fundamentalmente constituído por migmatitos, paragnaisses, blastomilonitos, cataclasitos, mármore, rochas calco-silicatadas, anfibolitos, quartzitos e granulitos. Rego (1989) considerou que as rochas da região teriam como idade mais provável o Mesoproterozóico ao Neoproterozóico e empregando métodos de análise litogeoquímica concluiu que as unidades Angelim (granitóides) e Bela Joana (charnockitos) corresponderiam a sequências plutónicas calco-alcalinas, relacionadas com a formação de um ambiente de arco vulcânico ou de margem continental activa em que as unidades São Fidelis, Catalunha e Santo Eduardo corresponderiam a supracrustais entretanto depositadas na margem deste ambiente geotectónico. Esta autora usou igualmente geotermobarómetros para estimar as condições de temperatura e pressão presentes nas rochas da região de São Fidelis, tendo concluído que estas apresentariam condições de pico metamórfico no intervalo entre $T = 655$ e 778 °C e $P = 5.2$ a 6.6 kbar.

Vauchez et al. (1992), Porcher et al. (1995), Egydio-Silva et al. (2002, 2005) e Bascou et al. (2002) caracterizaram o Cisalhamento Além Paraíba – Pádua (daqui em diante denominado por CAPP) (Egydio-Silva et al., 2002) em parte da região estudada por este trabalho e consideraram esta importante estrutura como resultante de tectónica de escape, devido à morfologia da terminação sul do CSF. Desta forma, dividiram a estruturação da Faixa Ribeira em dois eventos tectono-metamórficos tangenciais: colisão frontal do CSF com o Cráton do Congo seguida de um evento transcorrente com movimentação dos blocos paralelos ao CAPP. Trompette et al. (1993) utilizou igualmente o modelo cinemático de Vauchez et al. (1992) para explicar o padrão estrutural da Faixa Ribeira à escala continental. Os autores anteriormente mencionados obtiveram resultados termobarométricos para o metamorfismo M_1 na região de Três Rios e Santo António de Pádua e concluíram que as rochas desta região estiveram a $T > 700 - 800^\circ\text{C}$, não apresentando dados conclusivos para a pressão (Porcher et al., 1995 e Bascou, 2002). Egydio-Silva et al. (2002), observando a deformação interna dos minerais num sector abrangido por esta dissertação, concluíram que o sistema cisalhante Além-Paraíba – Pádua seria uma rede anastomosada transcorrente resultante de convergência continente – continente praticamente ortogonal às margens no sector norte da Faixa Ribeira e oblíqua no domínio sul, sendo a área abordada por esta dissertação uma zona de transição entre estes dois domínios.

Este capítulo evidencia bem a complexidade (e a relevância do estudo) do sector abordado por esta dissertação, bem como o tipo de dados que se podem obter para o incremento do conhecimento da evolução geodinâmica da Faixa Ribeira. Desta forma, o uso de métodos anteriormente empregues como a geocronologia, geoquímica e análise estrutural (entretanto refinados), bem como de novas abordagens e metodologias permitirão constranger a evolução P-T-t e o percurso tectono-metamórfico do sector estudado, a evolução dos fluidos e da geodinâmica dos últimos estágios da Orogenia Brasileira, e desta forma, a evolução geoquímica e formação dos granulitos da Faixa Ribeira.

BREVE NOTA ACERCA DA PROBLEMÁTICA DOS CHARNOCKITOS

As espectaculares ocorrências de charnockitos na Índia e Sri Lanka levaram os diversos autores citados neste capítulo a centrar a sua atenção nestes, sendo que a maior parte dos estudos sobre este tema têm lugar nas faixas orogénicas indianas, como por exemplo no Eastern Ghats e no Terreno Granulítico do sul da Índia e Sri Lanka. No entanto, existem ocorrências de charnockitos em várias faixas orogénicas distribuídas por todos os continentes como a Faixa Ribeira (Brasil), Enderby Land (Antárctida), Sector Bamble (Noruega), Adirondacks (Estados Unidos), Faixa Natal (África do Sul), Madagáscar, etc.

Holland (1900) caracterizou os charnockitos como rochas plutónicas devido ao seu aspecto geralmente massivo, homogéneo e não deformado (Fig. 5a), sendo que por vezes apresentam contactos aparentemente intrusivos e xenólitos. No entanto, Pichamuthu (1960) descreveu pela primeira vez a transformação de gnaisses migmatíticos em charnockitos numa pedreira de Kabbaldurga (sul da Índia). O autor reconheceu que os veios e manchas difusas de charnockitos cristalinos e grosseiros eram de natureza prógrada, tendo sido este fenómeno (metamórfico) posteriormente confirmado por vários autores (Janardhan et al., 1979; Hansen et al., 1987). Este tipo de charnockitos ficou conhecido como charnockitos incipientes ou *arrested* por ter ficado incompleta a sua transformação (Fig. 5b).

Desde a descrição de Pichamuthu (1960), muitos autores têm vindo a teorizar sobre o modo de ocorrência, petrografia, geoquímica e mais importante ainda, a origem ou modo de formação dos charnockitos.

Os vários estudos realizados em charnockitos (citados neste capítulo) permitiram realizar uma breve síntese das suas características. Estes apresentam normalmente cor esverdeada e a mineralogia é tipicamente granulítica: plagioclase + ortopiroxena + feldspato potássico + quartzo + biotite + ilmenite ± granada ± anfíbola ± clinopiroxena (Fig. 6), apresentando equilíbrio plagioclase – ortopiroxena e coroas ou simplectites de biotite e/ou anfíbola a substituir a piroxena (Ravindra Kumar, 2004). Os estudos de geotermobarometria indicam temperaturas de pico metamórfico entre 700 – 1000 °C e pressões entre 5 – 10 kbar. São normalmente empobrecidos em LILE e apresentam frequentes inclusões fluidas de CO₂. Outra característica importante é a sua presença exclusiva em terrenos de alto grau metamórfico, geralmente antigos.

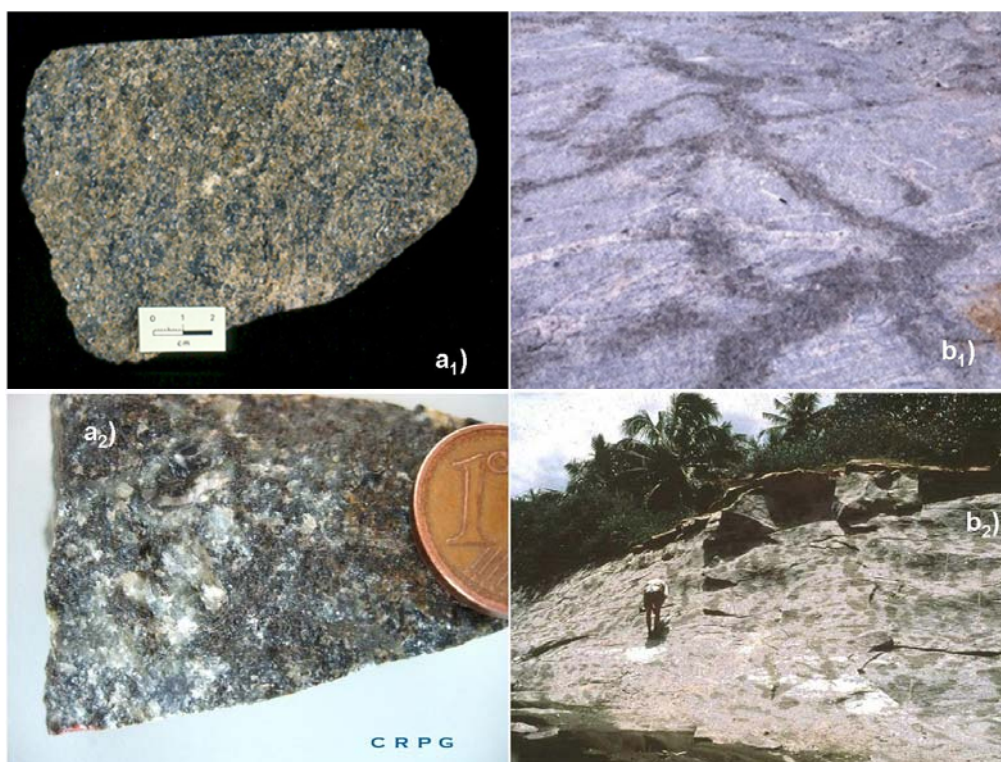


Fig. 5 – Principais tipos de ocorrência em campo: a) Charnockitos massivos; b) Charnockitos incipientes. Localização dos charnockitos: a₁ – Baffin Island, Canadá; a₂ – Bamble Sector, Noruega; b₁ e b₂ – Kabbaldurga, Índia.

Tem havido grande controvérsia acerca do modo de formação dos charnockitos, sendo que os autores têm concluído uma origem ígnea (Kilpatrick & Ellis, 1992; Zhao et al., 1997; Van der Kerkhof & Grantham, 1999; Frost et al., 2000; Rajesh & Yoshida, 2001; Santosh & Yoshikura, 2001; Rajesh, 2004; Frost & Frost, 2008), metamórfica (Cooray, 1969; Fyfe, 1973; Nesbit, 1980; Valley & O’Neil, 1984; Hansen et al., 1987; Le Breton & Thompson, 1988; Vielzeuf & Holloway, 1988; Stevens & Clemens, 1993) ou metassomática (Touret, 1974, 1981; Janardhan et al., 1982; Newton et al., 1980; Newton, 1992; Hansen et al., 1987; Harlov et al., 1998; Perchuck & Gerya, 1993; Perchuk et al., 2000; Ravindra Kumar, 2004) para estas rochas.

A observação de campo feita por vários autores da transição de gnaisses migmatíticos com biotite ou anfíbola para charnockitos massivos de dimensão regional levou Cooray (1969) a concluir que todos os charnockitos seriam sem dúvida rochas metamórficas da fácies granulítica, sendo que poderiam ter como precursores rochas plutônicas ou metassedimentares. Fyfe (1973) e Nesbit (1980) consideraram mesmo os charnockitos (granulitos) como sendo os resíduos desidratados resultantes da anatexia regional da crosta inferior. A geração de ortopiroxena dar-se-ia pela fusão incongruente de biotite: biotite + quartzo => ortopiroxena + feldspato potássico +

líquido ou pela fusão incongruente de anfíbola: hornblenda + quartzo => ortopiroxena ± clinopiroxena + plagioclase + líquido, aquando da passagem das rochas da fácies anfibolítica para granulítica.

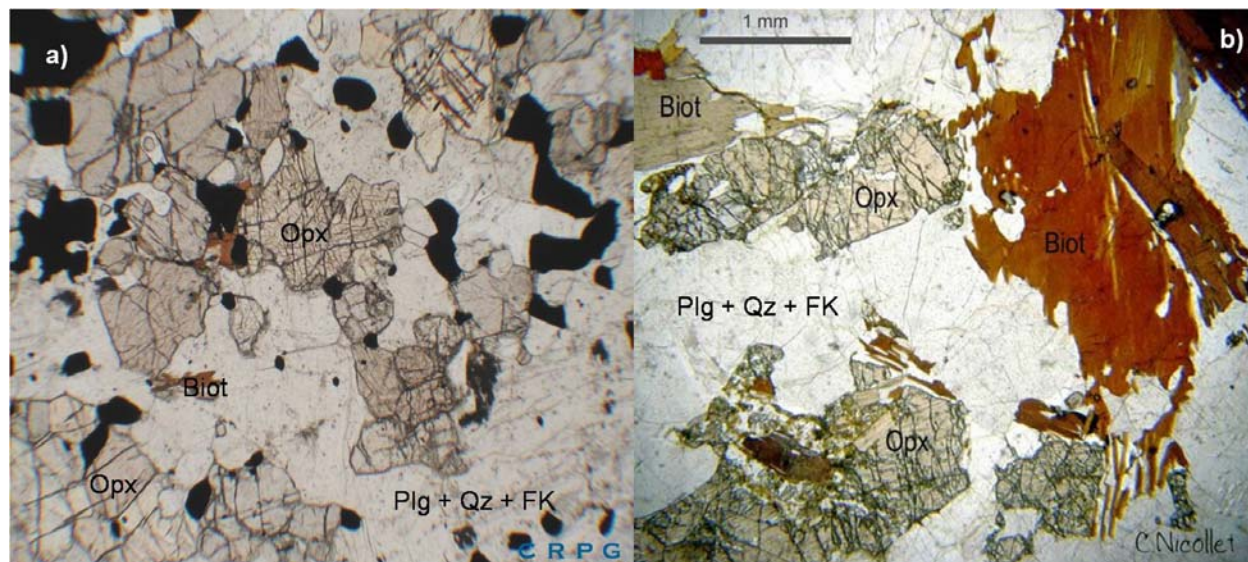


Fig. 6 – Exemplos de observações petrográficas de charnockitos: a) charnockito com paragênese de pico metamórfico granulítico preservada (Bamble Sector, Noruega); b) charnockito com abundantes symplectites de biotite, evidenciando retrogradação com forte descompressão (Ansignan, França).

A semelhança dos charnockitos com granulitos típicos é evidente: paragênese mineral anidra megablástica (baixa actividade da H_2O), temperatura e pressão de pico metamórfico idênticas, empobrecimento em LILE e HREE, inclusões fluidas ricas em CO_2 , para além de óbvias semelhanças petrográficas, de entre as quais, a presença exclusiva de biotite e anfíbola como produtos de retrogradação da piroxena.

O modelo aceite é que os charnockitos são de origem metamórfica, envolvendo um processo em duas etapas: um precursor hidratado e conseqüente metamorfismo de alto grau sob condições anidras. Este modelo tem vindo a ser comprovado por estudos complementares de petrologia experimental como os de Le Breton & Thompson (1988), Vilzeuf & Holloway (1988), Stevens & Clemens (1993) e Patino Douce & Beard (1995) que comprovam que a partir de pelitos com igual composição química à que frequentemente compõe os migmatitos associados a charnockitos é possível, através da fusão incongruente de biotite e anfíbola a temperaturas e pressões normais para granulitos, gerar resíduos com piroxena (charnockitos) e magmas sub-saturados em água com composição comumente encontrada nas faixas orogénicas. Esta conclusão é também válida para protólitos intermédios a básicos (Skjerlie & Johnston, 1993; Patino Douce & Beard, 1995).

Outro aspecto muito desenvolvido no estudo dos charnockitos tem sido o papel dos fluidos na gênese destes. Desde que Touret (1971, 1974, 1977, 1985) observou que as inclusões fluidas das rochas da fácies granulítica do Sector Bamble (Noruega) apresentavam menor quantidade de água e mais CO₂ que as da fácies anfibolítica que vários autores têm perspectivado um papel fundamental do CO₂ na geração dos charnockitos, nomeadamente através de influxo pervasivo vindo de fontes profundas, promovendo a fusão incongruente dos minerais hidratados, consequente libertação de água do sistema e remoção dos LILE (Tarney & Windley, 1977; Newton et al., 1980; Newton, 1992; Janardhan et al., 1979, 1982; Stahle et al., 1987). Embora a maioria dos autores que advogam uma fonte externa para o decréscimo da actividade da água nos charnockitos idealizem a existência de um fluido rico em CO₂, outros autores consideram provável a existência de fluidos aquosos hiper-salinos ricos em potássio, com ou sem CO₂, provenientes de fontes profundas como o manto (Korzinskiy, 1962 in Perchuck & Gerya, 1993; Harlov et al., 1998; Perchuck et al., 2000).

O principal argumento para se considerar que a charnockitização é um processo metassomático induzido por um fluido carbónico é o controlo estrutural que a maior parte das ocorrências apresenta, sugerindo a existência de zonas de canalização de fluidos que induzem o decréscimo da actividade da água e consequente charnockitização (Newton, 1992). No entanto, existem vários factores que vão contra a ideia do CO₂ se infiltrar vindo de fontes profundas. O CO₂ estabelece ângulos de contacto com o quartzo maiores que os fluidos aquosos (Brennan & Watson, 1988), o que diminui a sua capacidade de circular pelas rochas.

Newton (1992) resumiu as possíveis fontes de CO₂ capazes de promover o processo de charnockitização: reacções de desvolatilização (descarbonatação) na crosta inferior de mármore ou sedimentos subductados (Helmstaedt & Gurney, 1984); libertação de CO₂ de inclusões fluidas de granulitos profundos (Stahle et al., 1987); CO₂ libertado de magmas em cristalização (Frost & Frost, 1987); *underplating* de magmas básicos na base da crosta (Touret, 1971, 1985); fontes mantélicas em desvolatilização (Newton et al., 1980; Menzies et al., 1985); fusão incongruente e concentração de CO₂ residual por saída de água (Crawford & Hollister, 1986); oxidação de grafite em reacção com silicatos hidratados (Srinakantappa et al., 1985; Hansen et al., 1987). De notar que as duas últimas fontes de CO₂ são internas, não pressupondo metassomatismo carbónico como essencial no processo de formação dos charnockitos.

Embora a teoria da frente pervasiva de CO₂ vinda do manto ou de magmas na base da crosta de Newton et al. (1980), Newton (1992) e Janardhan et al., (1982) tenha tido grande aceitação, esta tem sido sucessivamente negada por dados experimentais e teóricos de vários estudos em rochas de alto grau (Lamb & Valley, 1984, 1985; Lamb et al., 1991; Valley et al., 1983; Stevens & Clemens, 1993). Estes autores advogam a impossibilidade de transportar CO₂ suficiente (10 – 25 % da massa afectada – Newton et al., 1980; Lamb & Valley, 1984) para gerar granulitização massiva através da crosta; a constatação de que a maioria dos granulitos tem fO_2 abaixo do QFM, mas não apresenta grafite em quantidade (0.01%) e a manutenção de valores isotópicos pré-metamórficos, suporta a hipótese de que o principal processo gerador de granulitos (e charnockitos) é o metamorfismo de alto grau sob condições de fluido ausente (Lamb & Valley, 1985; Stevens & Clemens, 1993).

Há muito que se sabe que os LILE são fortemente remobilizados durante o metamorfismo granulítico (Fyfe, 1973). A passagem da fácies anfibolítica para granulítica é concomitante com a fusão de minerais hidratados como a biotite e a anfíbola, que libertam para os magmas gerados água e elementos de alto raio iónico como o Na, K, Rb, Ba, Sr, Th e U, empobrecendo as rochas granulíticas em LILE. Não há, no entanto, acordo entre os estudos que se debruçaram sobre a geoquímica dos charnockitos no que diz respeito ao comportamento dos LILE no processo de charnockitização. Segundo Subba Rao & Divakara Rao (1988) os charnockitos são enriquecidos em K e Rb quando comparados com os migmatitos que lhes deram origem. Newton (1992) sugere ganho de Na e perda de Rb durante a charnockitização. Ravindra Kumar et al. (1985) afirmam que a transformação é isoquímica. Ravindra Kumar (2004) concluiu posteriormente que podia haver incremento de Na e empobrecimento de K, Rb e Ba, sendo o Sr constante. Dobmeier & Raith (2000) sugerem enriquecimento em todos os LILE.

Do ponto de vista geoquímico há concordância na possibilidade da charnockitização provocar um decréscimo de HREE e Y (Collerson & Fryer, 1978; Hansen et al., 1987; Stahle et al., 1987), pelo consumo de granada na geração de piroxena (Santosh et al., 1990). Foi igualmente sugerido por Collerson & Fryer (1978) que a frente de CO₂ advogada por Touret (1974) fosse responsável pela remoção de HREE e Y.

Ao longo deste capítulo é notória a dificuldade em obter consenso na origem e definição de charnockito, bem como na sua terminologia. Embora Frost & Frost (2008) utilizem o termo apenas para rochas ígneas com piroxena, são muitos os autores que o utilizam para toda uma família litológica, diferenciando-o num vasto conjunto de designações: enderbito, opdalito, mangerito, jotunito, adamelito, etc., que em conjunto formam a série charnockítica.

Este trabalho procura simplificar este conjunto de designações, aplicando apenas os termos charnockito (s. s.) às rochas granulíticas (com ortopiroxena) que tenham uma afinidade geoquímica granítica a granodiorítica e o termo enderbito aos granulitos (com ortopiroxena) que tenham uma afinidade geoquímica diorítica a tonalítica, separando, de uma forma genérica (e implícita), estes litótipos em granulitos ácidos e básicos ou em granulitos félsicos e máficos (Rajesh & Santosh, 2004).

Os migmatitos apresentam, de igual forma, algumas complexidades de definição, estando retratadas na bibliografia inúmeras designações pouco usuais. Neste trabalho são usadas as recomendações da IUGS (Wimmenauer & Bryhni, 2007) para as seguintes definições:

Metatexito – variedade de migmatito com leucossomas, mesossomas e melanossomas discretos formados por metatexia – processo inicial de anatexia onde a rocha parental se encontra parcialmente dividida em paleossoma (ou restito) imóvel e neossoma móvel.

Diatexito – variedade de migmatito onde as partes escuras e claras resultantes do processo de diatexia – estágio avançado de anatexia em que o fundido se encontra no local de formação – se encontram misturadas.

Esta dissertação, tal como outros estudos realizados no SE do Brasil (Tassinari et al., 2000a, 2006; Dias Neto, 2001; Dias Neto et al., 2006; Munhá et al., 2005; Bento dos Santos et al., 2005, 2006, 2007a, 2007b, 2007c, 2008a, 2008b), representam um esforço contínuo na caracterização da evolução geodinâmica da Faixa Ribeira ao longo dos estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Espírito Santo. Esta tese apresenta novos dados petrológicos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos da área estudada que, para além de contribuir para uma melhor compreensão da geodinâmica Neoproterozóica do SE do Brasil, responderá, na opinião do autor, a algumas das questões mais relevantes sobre a origem e evolução litológica e geoquímica dos charnockitos.

DESCRIÇÃO LITOLÓGICA E ESTRUTURAL DA ÁREA

O sector São Fidelis – Santo António de Pádua (SFSAP), situado na zona centro-norte da Faixa Ribeira, estende-se por uma área superior a 2500 km² no norte do estado do Rio de Janeiro, tendo como elemento estrutural mais proeminente o megacisalhamento Além Paraíba – Santo António de Pádua (CAPP), cujo cisalhamento principal se situa a NW da área em estudo.

Do ponto de vista estrutural/tectónico, a área estudada sofreu deformação polifásica complexa evidenciada em três fases tectono-metamórficas (Fig. 7) que globalmente correspondem a três períodos termocronológicos (ver capítulo da Termocronologia). O período de deformação mais precoce observável no campo (D_1) corresponde a cisalhamentos dúcteis em regime cavalgante de alta temperatura (240-250°, 55-70° NW) e lineações de estiramento (55-65°, 5-20°) que foram profusamente “apagados” pela fase de deformação D_2 , correspondente ao sistema de cisalhamentos e cavalgamentos do CAPP. Este mega-sistema é composto por zonas de cisalhamento dextróginas em regime transpressivo com atitude 230-245°, 70-85° NW e lineações de estiramento sub-horizontais (5-15°, 172-178°). De igual forma, pode-se observar, associado e contemporâneo a este, um sistema conjugado dextrógiro dúctil de alta temperatura com atitude 120-140°, 80-85° SW (D_{2b}). Este sistema de falhas conjugadas cavalgantes para NNE-NE apresenta lineações de estiramento impressas na foliação milonítica com atitude 70°, 230° e encontra-se demarcado na região em estudo pelas feições geomorfológicas do Rio Paraíba do Sul (Fig. 8). Finalmente, o evento deformacional D_3 na transição dúctil/frágil e associado à instalação de fases granitóides e pegmatíticas tardias corresponde à reactivação (abertura e relaxamento térmico) do sistema D_{2b} (110-140°, sub-vertical). Também presente na área em estudo encontra-se uma descontinuidade frágil sub-horizontal (D_{3b}) que corta todas as estruturas prévias e que provavelmente representa o reequilíbrio mecânico tardi-tectónico do colapso do orógeno (como em Clift et al., 2004).

As referidas observações estruturais são compatíveis com a presença de uma estrutura “em flor” assimétrica (Fig. 9) vergente para o Cráton de São Francisco com um ramo SE mais largo provocado pela colisão deste com o Cráton do Congo, tal como descrito por Machado (1984).

Uma das observações estruturais mais importantes é a de que as fases de deformação $D_1 + D_2$ correspondem a um regime transpressivo dextrógiro desenvolvido num sistema tectónico não homogéneo com características de partição da deformação

(Teyssier et al., 1995; Tassinari et al., 2004), evidenciadas pela presença cartográfica de corredores discretos de mega-cisalhamentos secundários paralelos ao CAPP, mas separados por distâncias consideráveis (5 a 10 km) (Fig. 8 e 10).

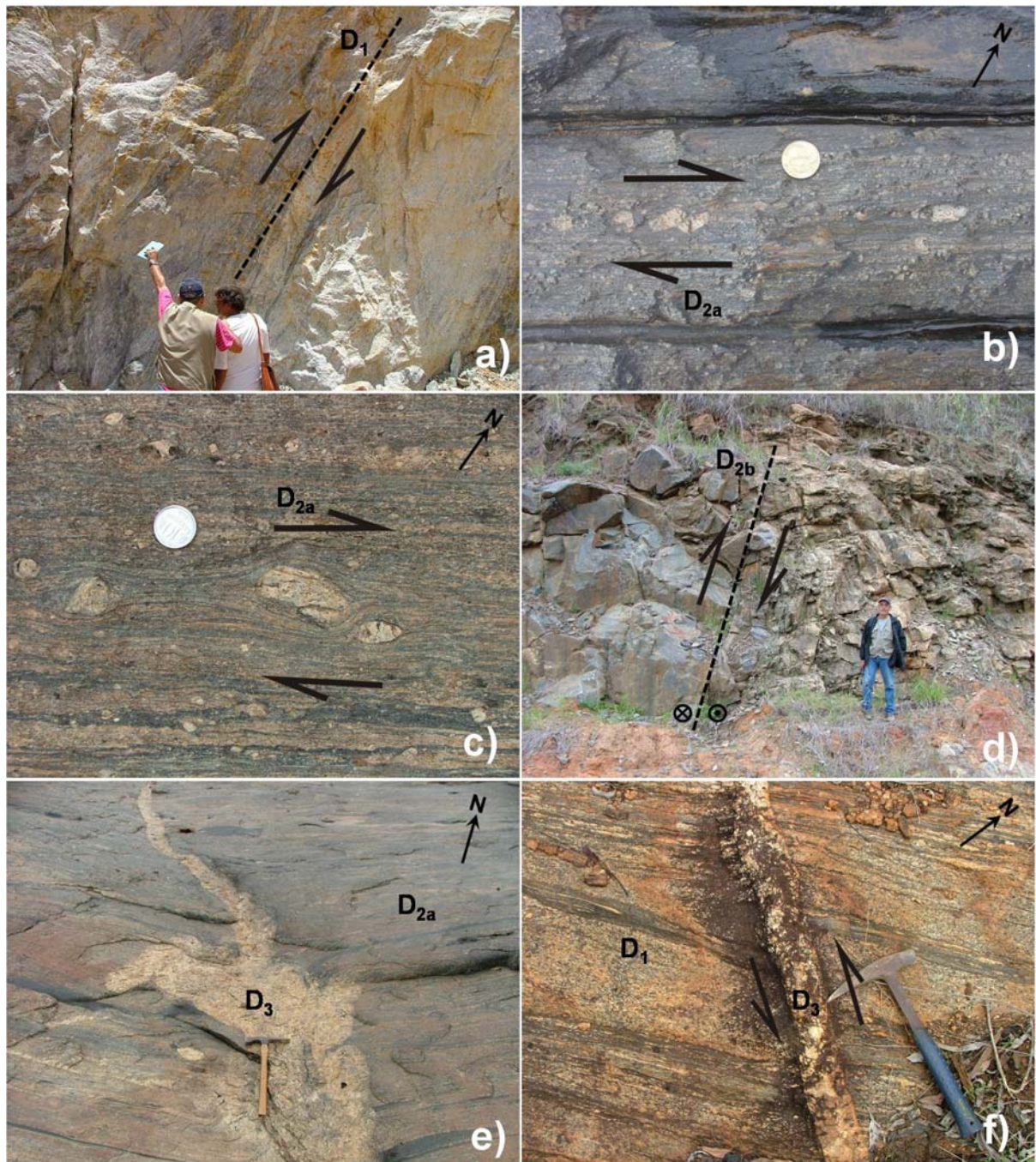


Fig. 7 – Síntese das fases deformacionais presentes na área em estudo: a) Cavalgamentos de alta temperatura D_1 em metatexitos; b) e c) CAPP na zona de Três Rios mostrando texturas em *book-shelf* e “clastos cavalgantes”; d) Conjugado D_{2b} do CAPP com cavalgamento de um granulito sobre migmatitos cisalhados à saída de Cambuci; e) Instalação de um pegmatito tardio D_3 sobre os anfibolitos de Três Rios; f) Instalação de um pegmatito tardio D_3 nos metatexitos com movimentação esquerda.

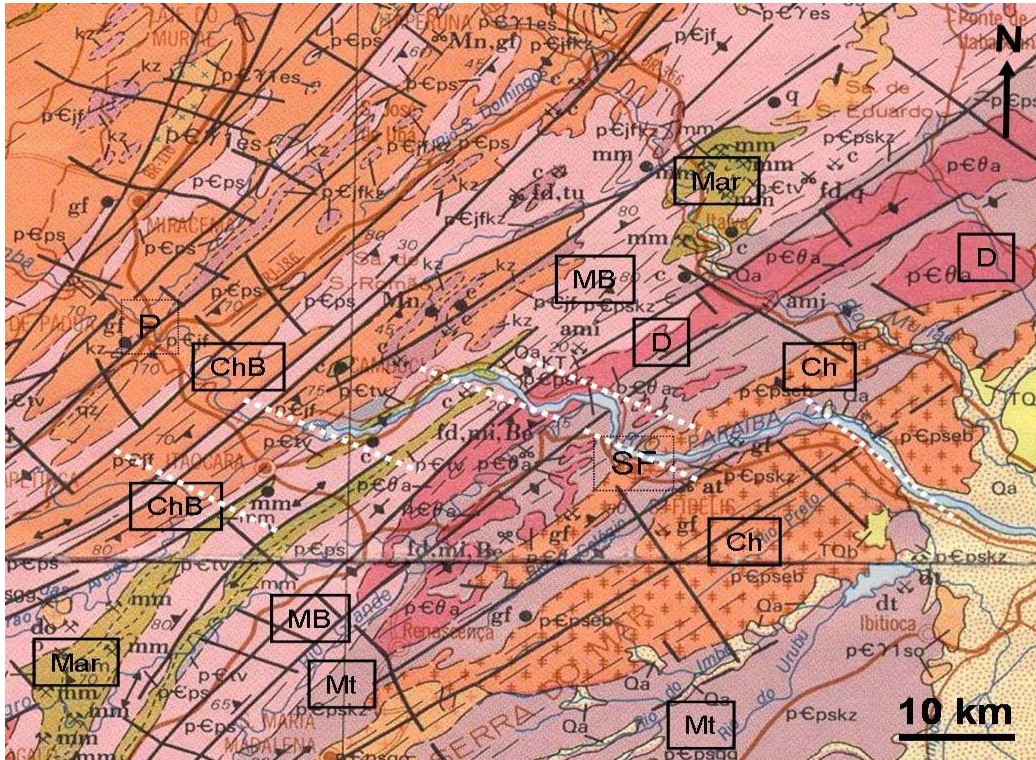


Fig. 8 – Mapa cartográfico com novas evidências da fase deformacional D_{2b} realçadas (a branco). É possível observar a inflexão do curso do rio nas zonas próximas a estas falhas conjugadas da fase deformacional principal D_{2a} . A cartografia da área em estudo evidencia, de igual modo, a existência de partição da deformação sob a forma de mega-corredores de cisalhamento separados por 5 a 10 km de distância. Ch: charnockitos; Mt: metatextitos; D: diatextitos; Mar: mármore; MB: migmatitos blastomilonitizados; ChB: charnockitos blastomilonitizados (Modificado de DRM-RJ, 1978).

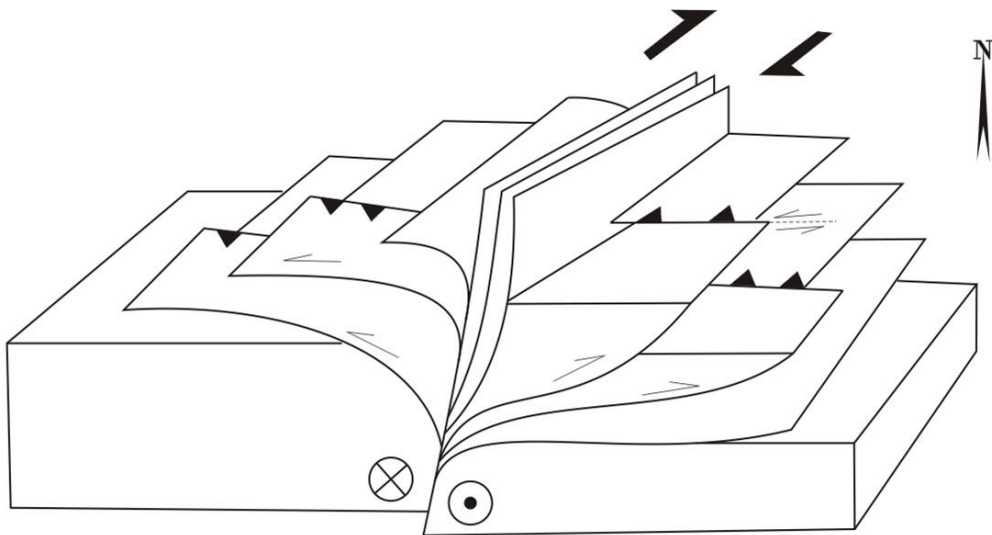


Fig. 9 – Esquema 3D da estrutura em flor assimétrica presente na região em estudo, tal como inferido pelas observações de geologia estrutural.

Do ponto de vista litológico, destaca-se a existência de intenso metamorfismo granulítico simultâneo com a fase colisional D_1 que gerou a intensa migmatização e granitização da área em estudo. Desta forma, os litótipos encontrados no sector SFSAP são: paragnaisses migmatíticos (metatexitos da Unidade São Fidelis e Catalunha de DRM-RJ, 1978; 1982) intercalados por mármore, rochas calcossilicatadas e anfibolitos; migmatitos diatexíticos (Unidade Angelim de DRM-RJ, 1978; 1982); charnockitos do tipo massivo (predominantemente) ou incipiente associados aos seus precursores graníticos ou ortognáissicos e a aplitos (Unidade Bela Joana de DRM-RJ, 1978; 1982); e blastomilonitos (Unidade Santo Eduardo de DRM-RJ, 1978; 1982) que resultaram da deformação D_2 e retrogradação dos litótipos anteriormente referidos, especialmente nas zonas próximas ao CAPP. Todas as anteriores unidades se encontram intruídas por granitos e/ou pegmatitos tardios não deformados associados à fase deformacional D_3 .

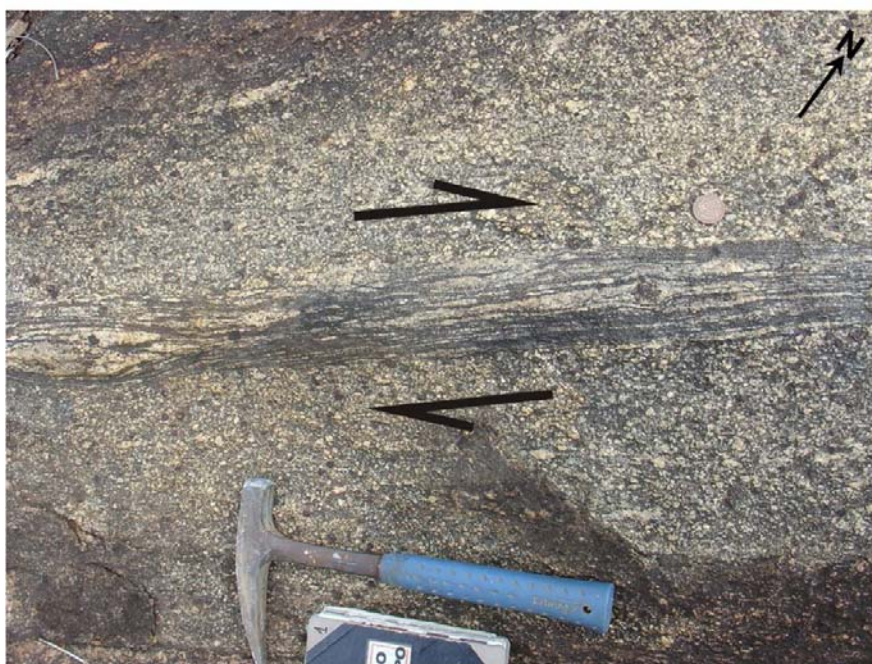


Fig. 10 – Um exemplo (à escala do afloramento) de partição da deformação que se encontra concentrada num corredor de cisalhamento dextrógiro com largura centimétrica.

Os **metatexitos** (Fig. 11) apresentam uma clara separação entre paleossoma, frequentemente paragnáissico, e neossoma, tipicamente aplitico, pegmatóide ou leptinítico. Estas rochas têm um bandado gnáissico bem desenvolvido, apresentando igualmente importantes evidências de deformação e retrogradação tardias. Quando em contacto com os charnockitos apresentam uma coloração esverdeada (charnockitização incipiente – Fig. 12), estando ocasionalmente associados a

pequenos depósitos de grafite (**khondalitos**). Estes encontram-se limitados às áreas de contacto litológico entre os migmatitos e os charnockitos, apresentando, por isso, abundantes evidências de deformação e retrogradação. Ocasionalmente, os metatexitos e, em menor abundância, os charnockitos encontram-se envolvidos por pequenas lentes de agregados retrógrados biotíticos (*selvedges*) com granada. Estas têm sido interpretadas como resultando do arrefecimento diferencial das camadas migmatíticas.

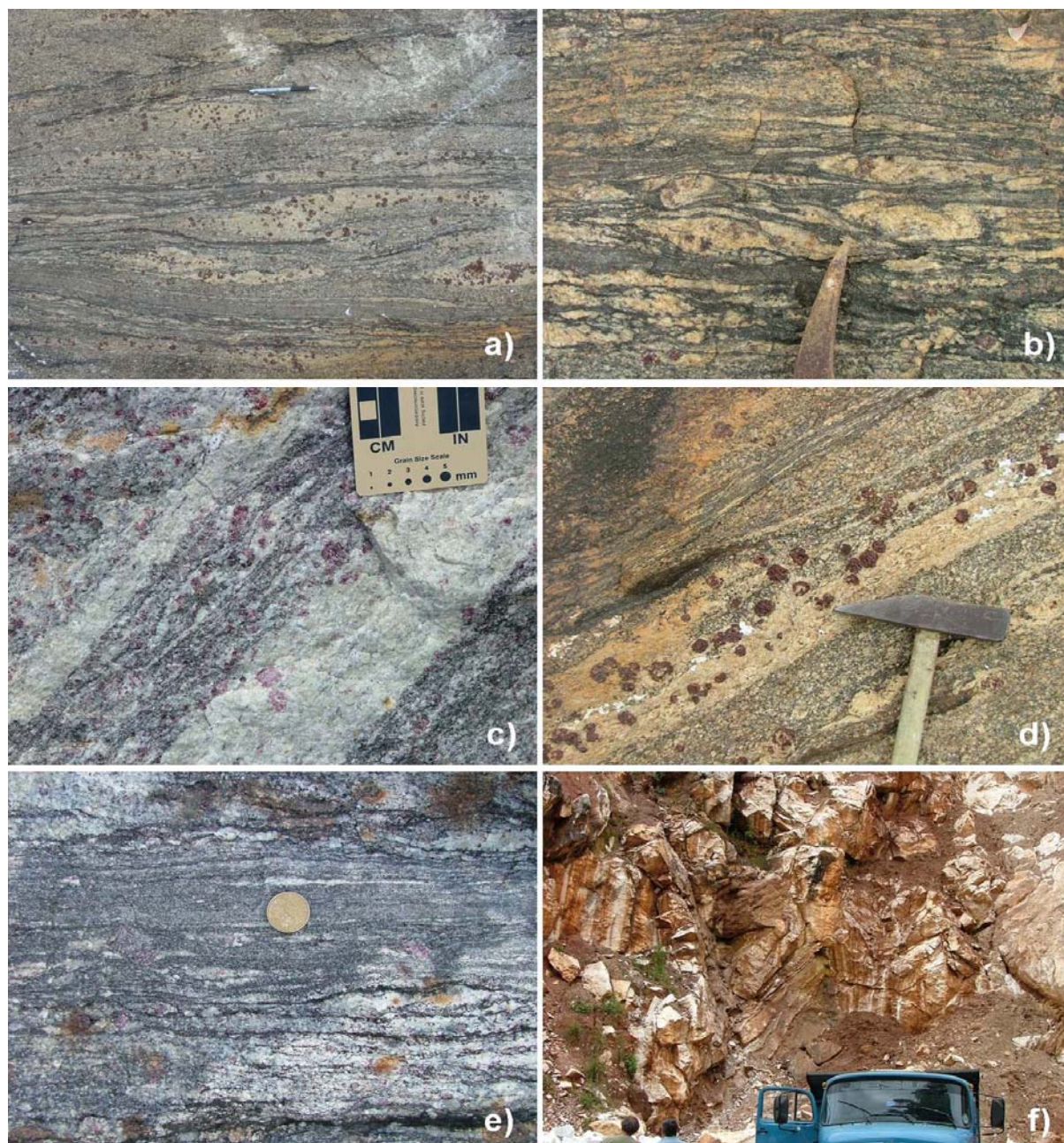


Fig. 11 – Vários exemplos de metatexitos encontrados na área em estudo (a-e). O metatexito da estampa e) encontra-se fortemente deformado pela fase deformacional D_{2a} . A estampa f) apresenta uma bolsada de mármores que se encontra intercalada nos metatexitos.



Fig. 12 – Exemplo de charnockitização incipiente presente na Pedreira de Itereré (JC24).

Os **diatexitos** (Fig. 13) são “batólitos” migmatíticos e/ou graníticos granatíferos quilométricos de forma alongada ou arredondada e que apresentam uma textura mesoscópica homogênea ou não deformada. Em observação de campo é possível verificar que estes progradam lateralmente dos metatexitos, resultando de um estágio avançado de anatexia e estando ocasionalmente intercalados nestes últimos.

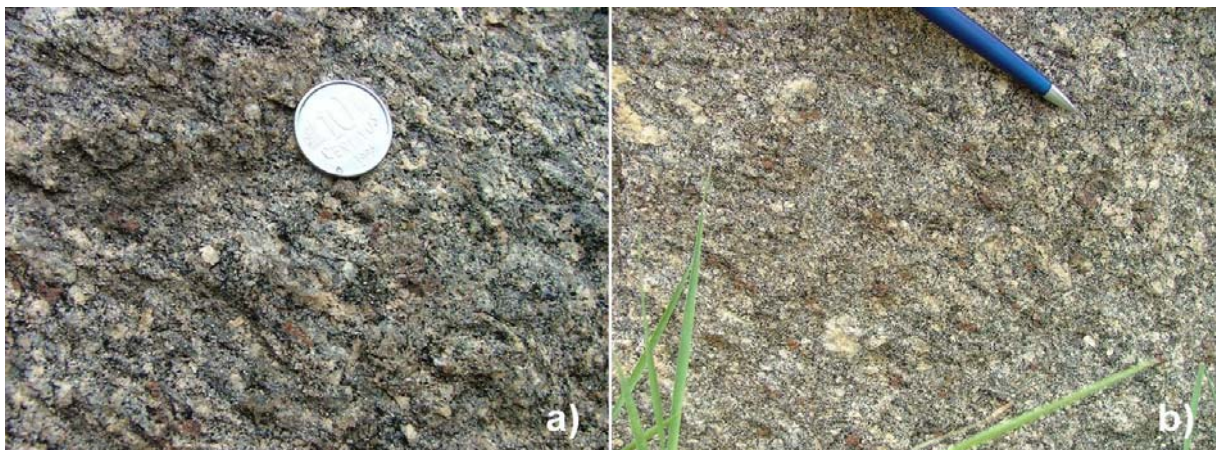


Fig. 13 – Observação de campo de diatexitos. É possível observar o seu aspecto homogêneo no qual paleossoma e neossoma se encontra misturados. Na estampa b) é possível observar a presença de granada estirada.

Na área em estudo, os **charnockitos** ocorrem em maciços alongados com orientação aproximadamente NE-SW e variam composicionalmente de enderbitos (charnockitos de composição básica) a charnockitos (s. s.). De acordo com o seu tipo de ocorrência na área e paragênese (ver Petrografia) estes podem ser divididos em três tipos: **a)** charnockitos massivos, indeformados e homogêneos, normalmente presentes nos núcleos dos maciços (Fig. 14a e 14b). Estes encontram-se associados aos precursores graníticos ou ortognáissicos e a aplitos (Fig. 14c a 14f); **b)** charnockitos bandados, de granularidade fina e com inúmeras evidências de fenômenos de deformação e retrogradação para fácies anfibolítica, sendo frequentes nas margens dos maciços ou na cercania dos principais acidentes tectônicos como na área próxima da cidade de Pádua (Fig. 14g); e **c)** enderbitos grosseiros e bandados com grande variação dos efeitos da deformação (Fig. 14h).

Como anteriormente referido, os **blastomilonitos** (Fig. 15a a 15c) presentes na área, resultaram da deformação dos outros litótipos. No entanto, ainda é possível, em alguns casos, discriminar o protólito original destes. Num dos migmatitos blastomilonitizados, perto de Jaguarembé (Fig. 15d), observaram-se xenólitos métricos de *flaser-gabros* e cumulados piroxeníticos, provavelmente associados ao desenvolvimento de câmaras magmáticas de origem mantélica (*underplating*).

As observações de âmbito estrutural, bem como petrográficas (ver Petrografia), sugerem que a retrogradação para fácies anfibolítica das unidades anteriormente referidas resultou dos grandes cisalhamentos diretos gerados durante a deformação regional D_2 que produziram as ocorrências blastomiloníticas. No entanto, esta deformação não foi igualmente distribuída, pois os metatexitos apresentam uma deformação mais penetrativa enquanto os charnockitos e os diatexitos (mais rígidos) se preservaram como *mega-boudins* apenas com as margens deformadas, como se pode observar no mapa cartográfico da Fig. 8. Do ponto de vista geomorfológico, estas rochas granulares (charnockitos e diatexitos) são *inselbergs* dispostos entre os corredores de deformação que os preservaram como *mega-boudins* quilométricos, um caso típico de partição de deformação na área. A cartografia da área de estudo mostra igualmente este fenómeno, evidenciando que as lineações de estiramento dos migmatitos envolvem (mudando de direcção) os corpos mais rígidos, especialmente nas zonas afastadas do centro do CAPP. Outro exemplo geomorfológico da presença de partição da deformação é a mudança abrupta da direcção do curso do Rio Paraíba do Sul que se encontra tectonicamente controlada pelos conjugados D_{2b} (Fig. 8). Estes

apresentam-se igualmente sob a forma de planos discretos de deformação, embora com uma menor taxa de deformação que o muito mais importante CAPP.

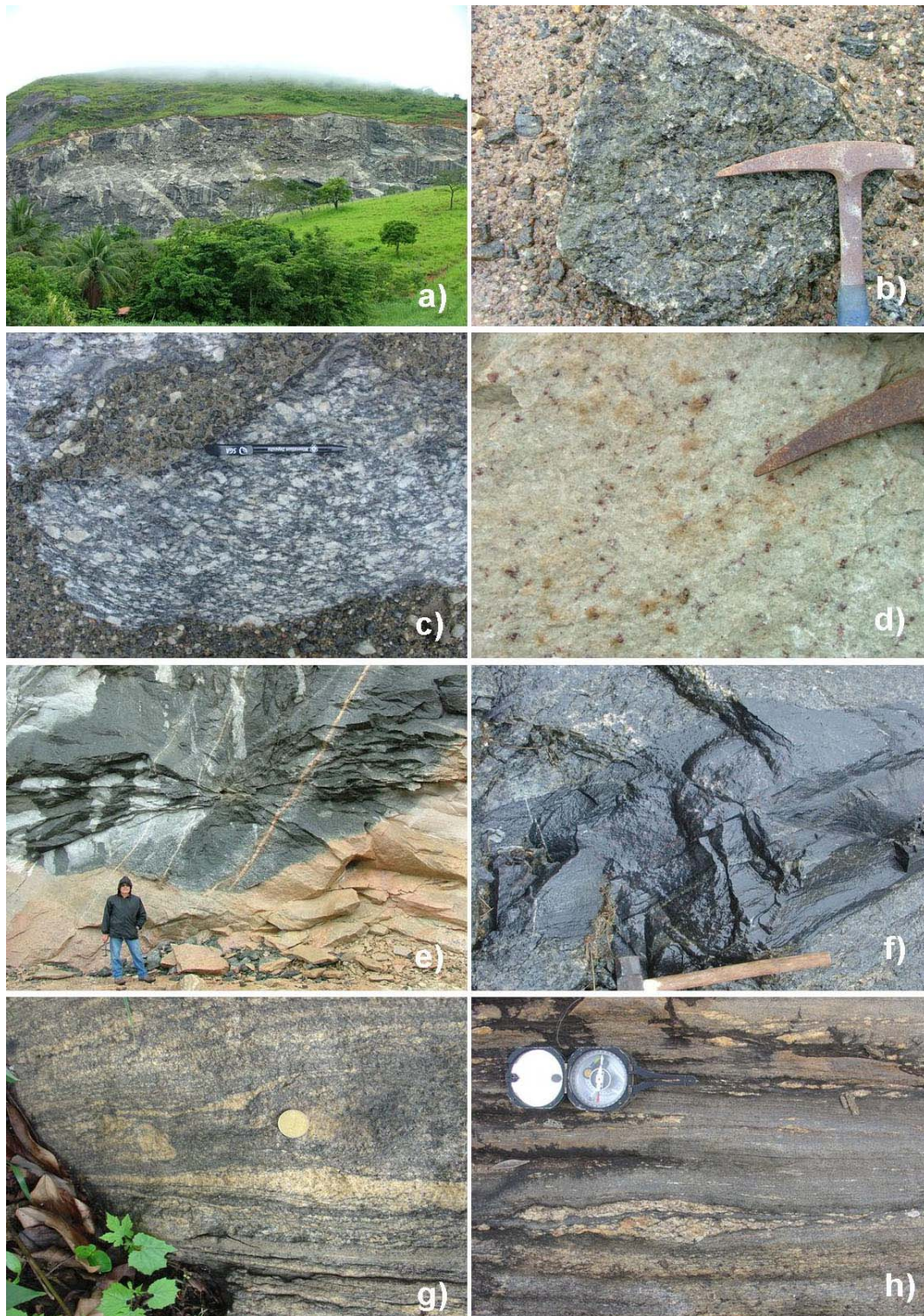


Fig. 14 – Charnockitos maciços (a; b); ortognaisse (c), aplitos (d, e), biotititos (f); charnockitos deformados (g); enderbitos deformados (h).

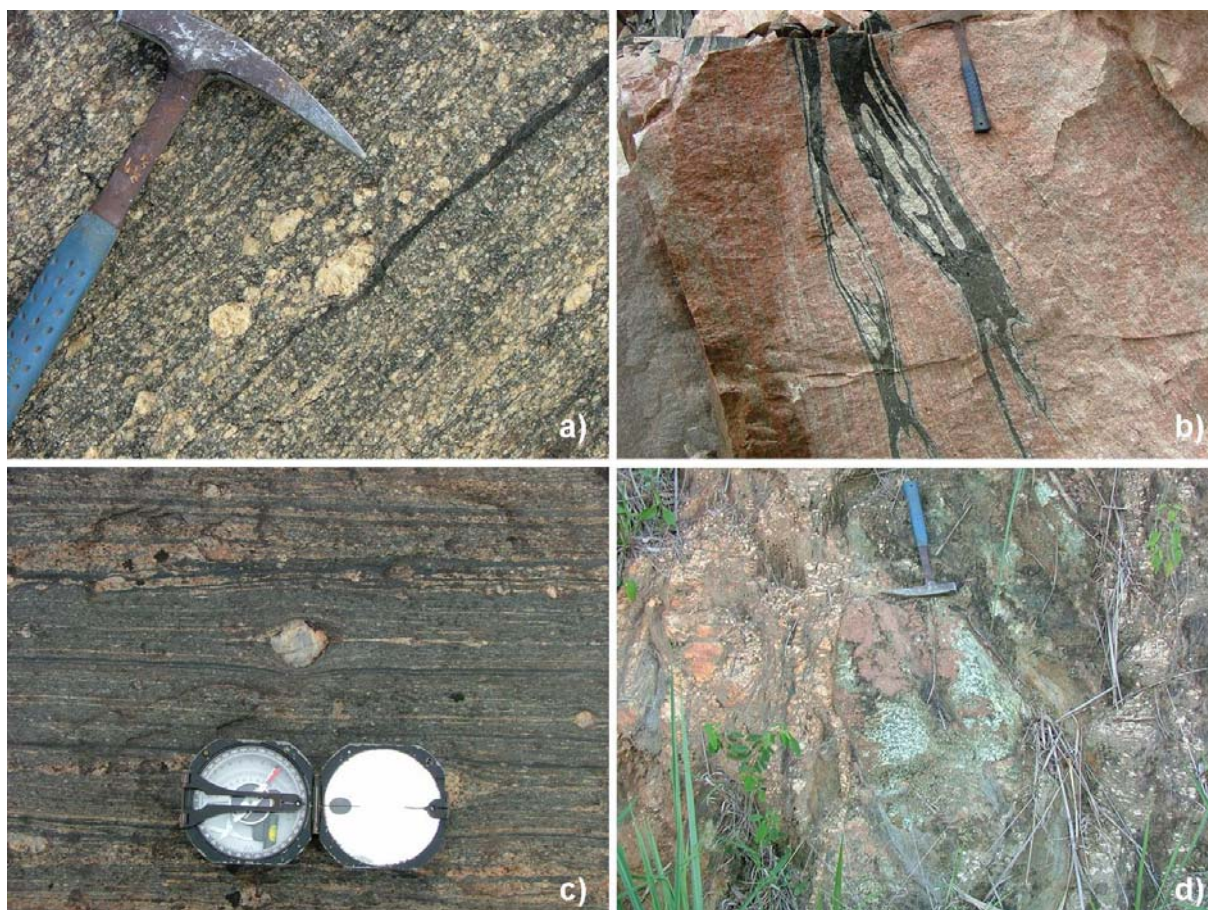


Fig. 15 – Observação típica de um blastomilonito, com neoblastos de plagioclase (a); Blastomilonito de Pádua com segregação entre parte clara e escura (b); Anfibolitos secundários (blastomilonitizados) de Três Rios (c); Xenólito de *flaser*-gabro anfibolitizado intercalado em migmatitos muito deformados (d).

Outra característica estrutural interessante na área em estudo, é a presença de repetição geométrica a multi-escala, que se estende desde a micro-escala até à mega-escala. Um exemplo deste padrão geométrico peculiar pode ser observado nas mudanças das feições estruturais perto dos corpos rígidos: biotite sigmoidal perto das granadas (à escala da petrografia) ou metatexitos com critérios cinemáticos direitos nas vizinhanças dos “batólitos” charnockíticos, à escala regional.

Igualmente peculiar na área em estudo é a presença de cinemática antitética esquerda em regime globalmente direito (Fig. 16). Este fenómeno ocorre quando a partição de deformação é tão intensa em alguns acidentes principais direitos que o comportamento reológico do material nas vizinhanças desses corredores é obrigado a ter a cinemática contrária (como referido por Carreras, 2001). Este fenómeno já tinha sido descrito no estado de São Paulo por Dias Neto et al. (2006) e Dehler et al. (2007).

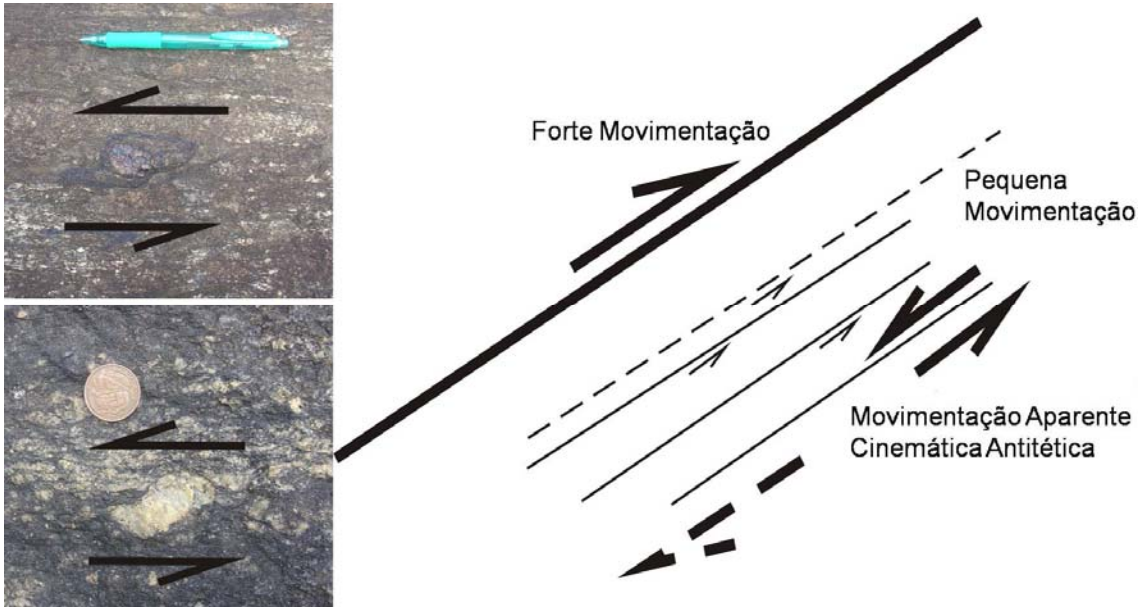


Fig. 16 – Cinemática antitética esquerda em regime globalmente direito.

Parte II

Petrologia e Geocronologia

PETROGRAFIA

a) Descrição Petrográfica

Migmatitos

Embora as denominações de Unidade São Fidelis e Unidade Catalunha como estabelecidas por DRM – RJ (1978) e Batista (1984) sejam aqui usadas por estarem relatadas na bibliografia, este trabalho utilizará a denominação genérica de metatexitos para estas unidades, sendo sempre tratadas em conjunto, pois a sua divisão é baseada numa simples mudança de fácies metassedimentar. Tal como Rêgo (1989) descreveu, a Unidade Catalunha é composta por termos mais grauváquicos, enquanto a Unidade São Fidelis por termos mais pelíticos.

Metatexitos (Unidades São Fidelis e Catalunha)

Estes metatexitos caracterizam-se por apresentarem elevada percentagem de fusão parcial, com clara separação entre paleossoma, tipicamente gnáissico, e neossoma, frequentemente aplítico, pegmatóide ou leptinítico (s. s.). A mineralogia típica destes migmatitos está presente tanto no leucossoma como no paleossoma, embora o leucossoma apresente uma mineralogia predominantemente félsica (sempre superior a 70%) e abundante granada, enquanto o paleossoma se caracteriza pela abundância da associação mineral de biotite, granada, plagioclase, feldspato potássico e quartzo (Fig. 17a-d). Estes migmatitos contêm ainda ocasionalmente rútilo, magnetite, ilmenite, apatite e sillimanite como minerais acessórios (Fig. 17e-h), e moscovite tardia, espinela (s. s.), zircão, pirite, pirrotite e calcopirite como minerais vestigiais.

Estes migmatitos apresentam, na maior parte dos casos, uma foliação bem definida com orientação preferencial, desenvolvimento de bandado gnáissico e claras evidências de forte deformação e retrogradação, chegando a ser cataclástica em algumas amostras (Fig. 17a-b).

A textura pode ser definida como granolepidoblástica na qual os megablastos de granada, plagioclase e feldspato potássico (com dimensões que podem chegar aos 8 cm) se encontram rodeados pela associação de biotite (muito abundante no paleossoma), quartzo, rútilo, apatite (em algumas amostras muito abundante), opacos e sillimanite com dimensões infra-milimétricas (Fig. 17f-h).

As plagioclases, como anteriormente referido, apresentam dimensões milimétricas a centimétricas (até 3 cm), hábito subeuédrico, aspecto tabular e abundantes maclas polissintéticas. As plagioclases megablásticas são mais abundantes no leucossoma. É comum a existência de pontos triplos entre a plagioclase, quartzo, feldspato potássico e granada, embora noutros casos estas apresentem os bordos deformados (por vezes triturados) e fortemente recristalizados. Nestes casos também as maclas se apresentam dobradas ou interrompidas. As maiores plagioclases apresentam inclusões de biotite, quartzo e de grãos menores de outros feldspatos. Também comum nestas plagioclases é a presença de antipertites, bem como de mirmequites perto dos bordos deformados e recristalizados deste mineral (Fig. 19).

O feldspato potássico apresenta predominantemente maclas de Carlsbad, e tem dimensões que podem ir até 2 cm. Alguns feldspatos potássicos de maiores dimensões encontram-se deformados, apresentando extinção ondulante, com os bordos habitualmente reabsorvidos e finamente recristalizados. Os feldspatos potássicos megablásticos apresentam ainda algumas inclusões de biotite, quartzo, apatite e zircão.

O quartzo é normalmente anédrico e alongado, apresenta sempre extinção ondulante e é profuso nas zonas onde há abundante recristalização, ocupando os interstícios dos contactos entre plagioclase, granada e feldspato potássico. A dimensão destes cristais é normalmente inferior a 1 mm estando associado à biotite nas bandas gnáissicas presentes tanto no paleossoma como no leucossoma.

A granada ocorre como porfiroblastos arredondados, alongados ou subeuédricos de dimensões frequentemente centimétricas (até 8 cm), com crescimento poiquiloblástico ou esquelético e apresentando abundantes inclusões da generalidade dos minerais presentes na rocha, como biotite (maioritariamente), sillimanite, quartzo globular, rútilo, zircão e apatite (Fig. 17b-d). As granadas encontram-se também frequentemente deformadas, fracturadas e reabsorvidas, apresentando abundante biotite, quartzo e sillimanite orlando os seus bordos ou em golfos de corrosão, sugerindo retrogradação (Fig. 17g-h; Fig. 18), conseqüente da solidificação *in situ* do liquido magmático. Também é comum a presença de simplectites de biotite e quartzo perto dos bordos reabsorvidos da granada (Fig. 19).

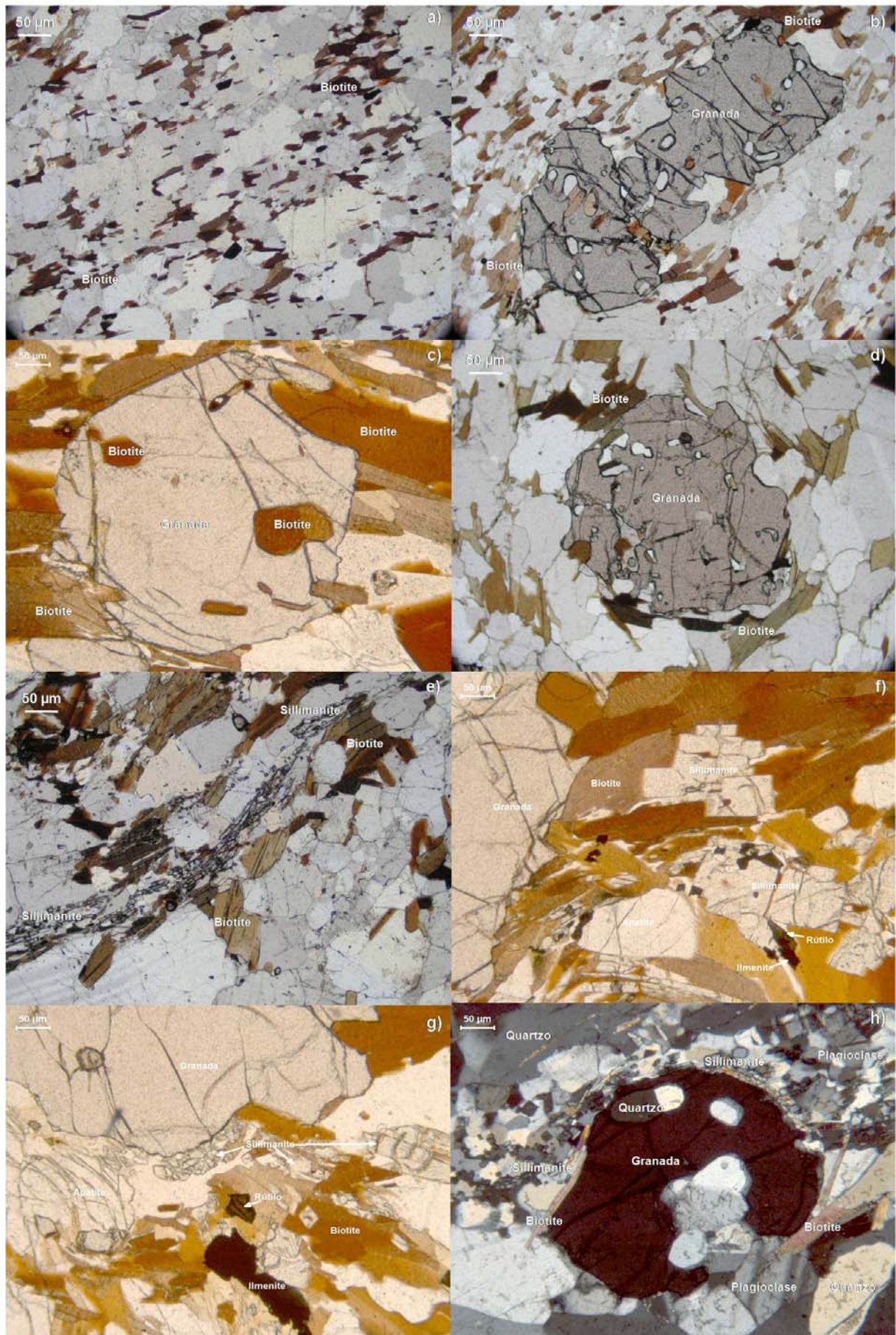


Fig. 17 – Petrografia geral dos metatexitos (a-e) e principais minerais acessórios (e-h).

As biotites têm hábito lamelar, dimensões infra-milimétricas e apresentam várias inclusões de zircão e ilmenite e exsoluções de rútilo. Dispõem-se normalmente em alinhamentos com quartzo, apatite e rútilo ao longo da matriz lepidoblástica e, em associação com sillimanite e quartzo, ao redor dos granoblastos de granada e feldspato potássico, gerando sombras de pressão, ou formando simplectites.

Dos minerais acessórios e vestigiais, destaque para o rútilo que está presente em todas as amostras e por vezes em quantidades consideráveis (cerca de 1%). Apresenta-se com hábito subeuédrico a anédrico e dimensões infra-milimétricas. Este está principalmente associado à biotite, ocorrendo como gotículas exsolvidas dentro ou fora desta. A apatite tem também presença generalizada, embora muito variável. A presença de apatite de grandes dimensões (até 2 mm) e concentrações superiores a 5% em duas amostras dever-se-á à composição inicial rica em fósforo nos sedimentos que deram origem a essas rochas. É comum a inclusão de cristais de zircão na apatite de maiores dimensões.

A análise petrográfica destes metatexitos permite concluir que a paragênese de pico metamórfico era composta por plagioclase, feldspato potássico, granada, quartzo e alguma biotite residual. Esta paragênese encontra-se intensamente retrogradada para uma paragênese composta por biotite, quartzo, sillimanite e plagioclase (Fig. 18).

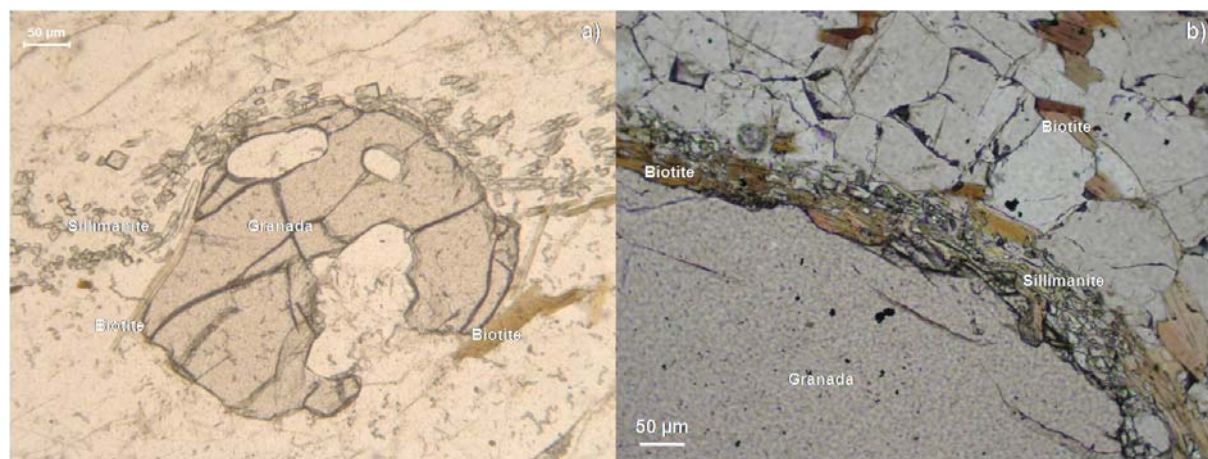


Fig. 18 – Evidências petrográficas de reabsorção de granada com produção retrógrada de biotite e sillimanite nos metatexitos.

Por vezes, os migmatitos metatexíticos são cortados por zonas de cisalhamento importantes, concentrando a deformação em determinados planos do bandado gnáissico, dando origem a milonitos. Nestas amostras, a paragênese granoblástica tem granularidade fina, e a granada encontra-se fortemente reabsorvida, ocorrendo

nas foliações miloníticas biotite e sillimanite (de dimensões centimétricas) e, menos frequentemente, moscovite secundária.

A presença de migmatitos com diferentes graus de deformação (foliados, miloníticos, cataclasados) sugere a existência de variações significativas no padrão de arrefecimento aquando do processo de exumação desta faixa granulítica. Esta afirmação é também válida, como será demonstrado adiante, para os charnockitos.

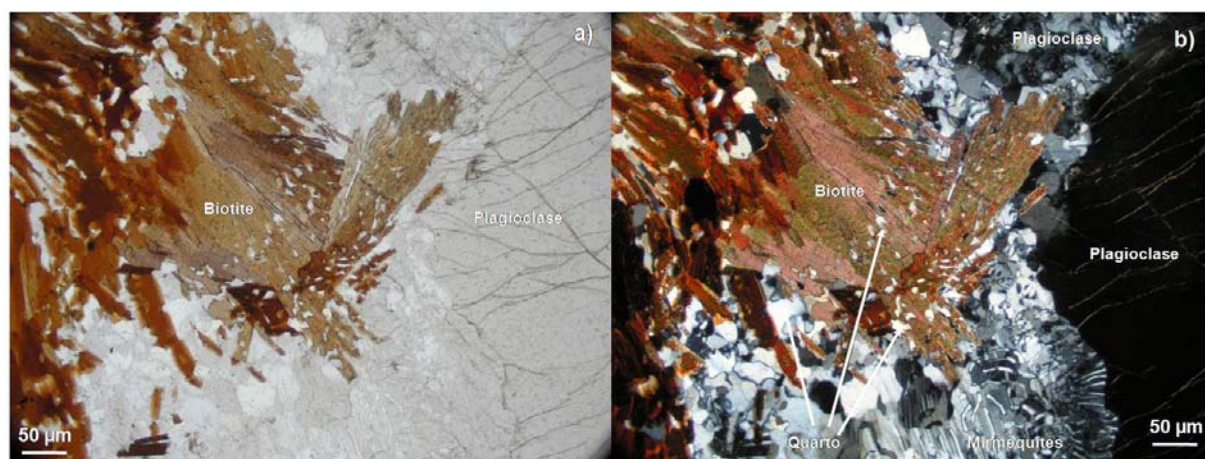


Fig. 19 – Simplectites de biotite e quartzo nas proximidades de um cristal de plagioclase e de granada (à esquerda da imagem). É igualmente possível observar a presença de mirmequites na proximidade da plagioclase.

Agregados retrógrados biotíticos (*Selvedges*)

Estas rochas surgem intercaladas nos metatexitos e caracterizam-se por apresentar uma paragénese predominantemente composta por biotite e granada (cerca de 80 % - Fig. 20) e acessoriamente plagioclase, feldspato potássico, quartzo, rútilo, sillimanite, ilmenite, pirite e apatite.

A granada apresenta-se sob a forma de porfiroblastos arredondados, alongados ou subeuédricos com aspecto maciço, dimensões frequentemente centimétricas (até 5 cm), com crescimento poiquiloblástico e abundantes inclusões de biotite, rútilo, sillimanite e opacos. As granadas encontram-se deformadas e reabsorvidas, apresentando abundante biotite, quartzo e sillimanite ao longo dos seus bordos ou em simplectites, tal como a generalidade dos metatexitos descritos anteriormente.

As biotites apresentam hábito lamelar, dimensões infra-milimétricas e várias inclusões de ilmenite. Dispõem-se, juntamente com algum quartzo, plagioclase e sillimanite, em grandes agregados de espessura centimétrica ao redor da granada,

envolvendo-a de forma que a matriz lepidoblástica apresenta dobras na proximidade dos granoblastos.

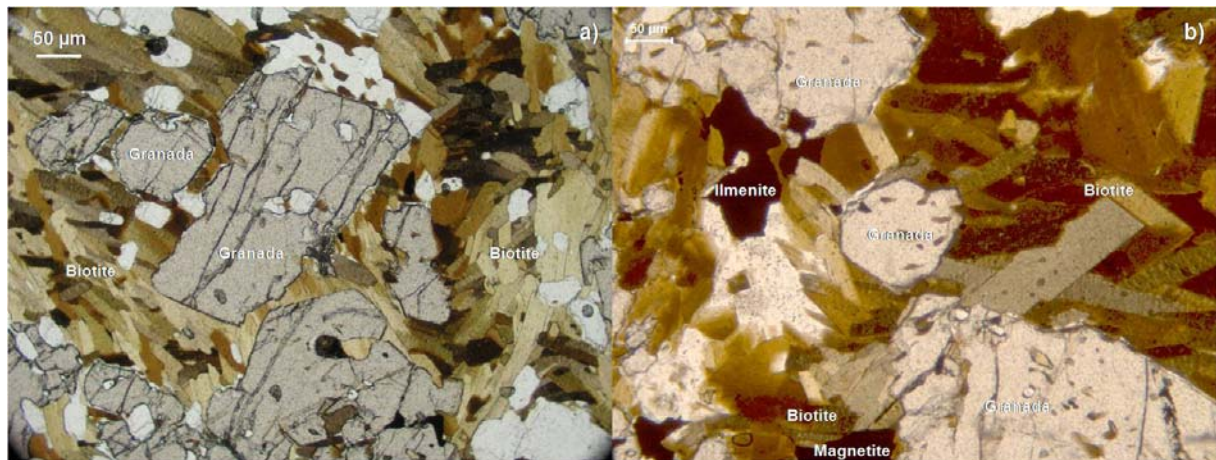


Fig. 20 – Observação petrográfica dos *selvedges* biotíticos presentes nos metatexitos.

Os minerais félsicos encontram-se pouco representados e com dimensões reduzidas (milimétricas a infra-milimétricas), sendo que o quartzo é o mais abundante. Dispõem-se no interior da matriz lepidoblástica ou em pequenos agregados diferenciados, apresentando alguns pontos triplos entre si. O conjunto das duas texturas lembra a matriz granolepidoblástica dos metatexitos, embora com muito menor quantidade de minerais félsicos. As plagioclases apresentam forma subeuédrica e maclas polissintéticas frequentemente interrompidas. Estas plagioclases apresentam antipertites e mirmequites nos bordos em contacto com o quartzo. O feldspato potássico, pouco abundante, apresenta algumas maclas de Carlsbad, extinção ondulante e os bordos recristalizados. O quartzo é tipicamente anédrico ou alongado, com extinção ondulante e muito comum perto dos bordos reabsorvidos de granada.

Os outros minerais acessórios apresentam-se sempre associados à biotite e com características gerais iguais às dos metatexitos com a excepção da pirite que se encontra abundantemente representada, com hábito tipicamente euédrico (quadrados), dimensões milimétricas e dispersa pela rocha.

Estes *selvedges* biotíticos são interpretados como gerados pelo arrefecimento diferencial dos migmatitos, gerando uma carapaça biotítica ao redor do diferenciado félsico ou como resultante de abundante deformação e retrogradação das paragénese de mais alto grau em locais onde ocorreu concentração preferencial dos cisalhamentos.

Migmatitos grafitosos (Khondalitos)

Os gnaisses migmatíticos com grafite (khondalitos) presentes na área em estudo encontram-se apenas localizados no contacto entre os charnockitos e os migmatitos, tendo sido descritas ocorrências esporádicas, nomeadamente em pequenas concentrações exploráveis nos meados do século passado (Batista, 1984).

Estes migmatitos caracterizam-se por apresentarem uma coloração esverdeada e, tal como os outros metatexitos, uma textura granolepidoblástica com megablastos centimétricos de granada, plagioclase e feldspato potássico envoltos numa matriz fina de biotite, quartzo, plagioclase, opacos e sillimanite, comumente cortada por veios compostos de palhetas milimétricas de grafite (Fig. 21a-b).

Estes khondalitos apresentam megacristais anédricos de feldspato potássico e plagioclase intensamente fracturados, deformados e recristalizados. As plagioclases apresentam maclas polissintéticas encurvadas, antipertites e poucas inclusões de biotite. O feldspato potássico apresenta extinção ondulante e os bordos finamente recristalizados. O quartzo ocupa os interstícios dos contactos entre plagioclase, granada e feldspato potássico e ocorre frequentemente com a biotite em redor dos bordos da granada.

A granada apresenta-se com um aspecto maciço, com algumas inclusões de biotite e opacos embora muito fracturada e fortemente reabsorvida, estando frequentemente envolvida por biotite e sillimanite (como nos outros metatexitos) ou por grafite e sillimanite. Quando a grafite é dominante, envolvendo por completo a granada, é comum a existência de agregados radiais de sillimanite fibrosa (fibrolite) (Fig. 21c-d) que parece crescer em simultâneo com a deposição tardia de grafite. Também visível nessas amostras é a presença de hematite tardia, resultante de meteorização (Fig. 21e-f).

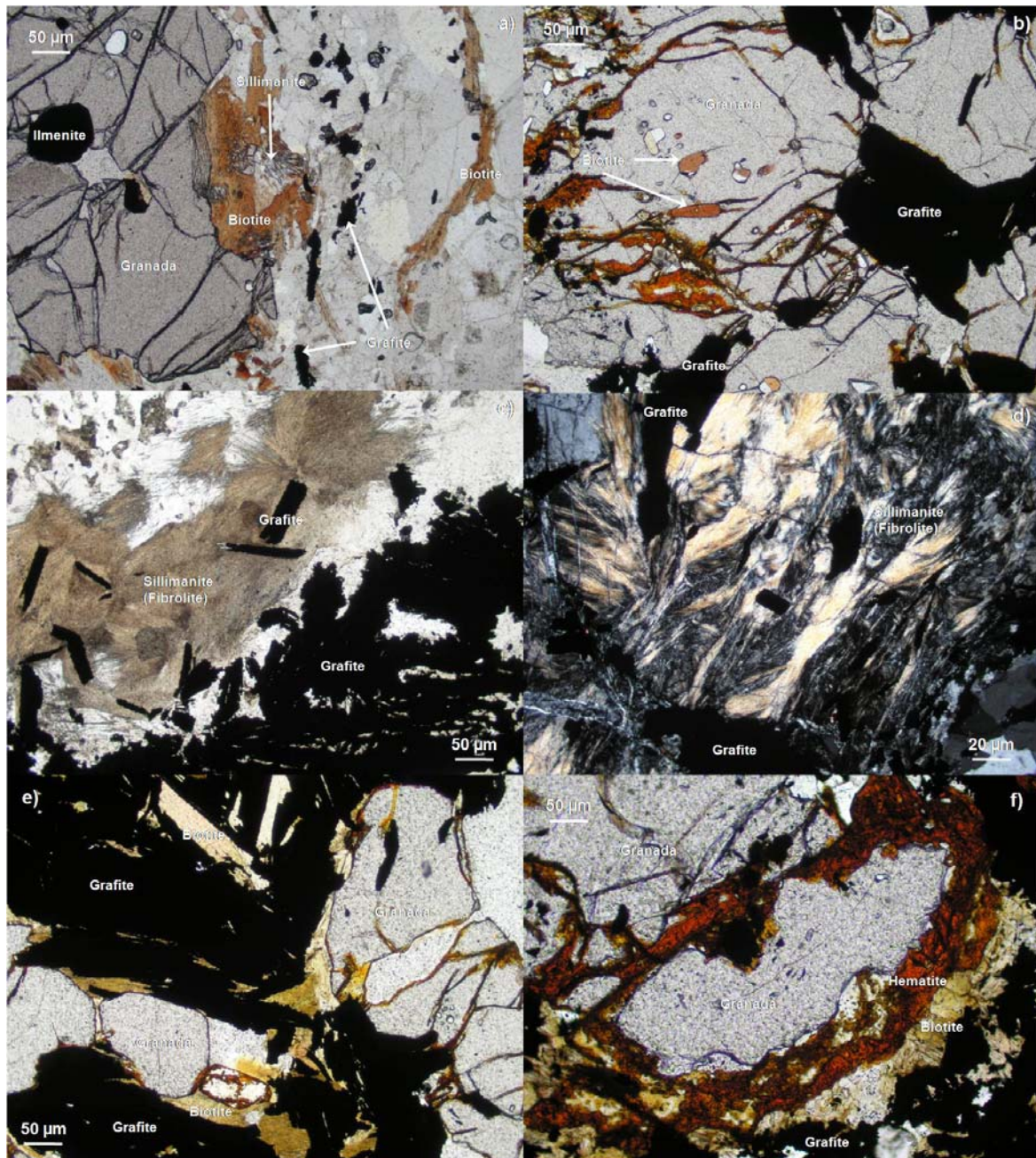


Fig. 21 – Observação petrográfica do aspecto geral dos khondalitos (a-b). Observa-se que a grafite é tardia, rodeando a paragênese típica dos metatexitos (a-b; e-f). Em alguns casos a introdução de grafite é acompanhada da cristalização simultânea de sillimanite fibrosa (c-d).

Intercalações nos metatexitos:

Anfibolitos

Estes anfibolitos apresentam uma textura ofítica como relíquia. Assim, a paragênese primária destas rochas é composta por fenocristais/granoblastos de

plagioclase, ortopiroxena, clinopiroxena e opacos, sendo que o metamorfismo sobreposto é anfíbolítico com anfíbola, predominantemente, e biotite retrógradadas.

Os minerais da paragénese primária apresentam dimensões milimétricas, são geralmente subeuédricos a arredondados, com muitos pontos triplos entre si. A orto e clinopiroxena estão maioritariamente rodeadas de anfíbola, encontrando-se fortemente reabsorvidas e apresentam exsoluções de óxidos como ilmenite e magnetite no contacto entre os grãos. A plagioclase apresenta maclas polissintéticas não deformadas e bordos minerais reabsorvidos quando em contacto com a anfíbola ou biotite.

A anfíbola é tipicamente uma hornblenda que envolve quase por completo a paragénese de alto grau, substituindo-a. Apresenta hábito prismático com o desenvolvimento de losangos (em secção transversal) e são abundantes as exsoluções de óxidos. A anfíbola é, por sua vez, parcialmente substituída por biotite lamelar (infra-milimétrica), presente em muito menor quantidade. De referir ainda a presença vestigial de pirite, calcopirite e pirrotite de dimensões muito reduzidas.

Mármores

Na área em estudo ocorrem dois tipos de mármore intercalados nos migmatitos, os mármore cristalinos e praticamente puros da Unidade São Joaquim (DRM-RJ, 1978; 1982), constituindo uma bancada de espessura métrica de carbonatos metamorfizada em conjunto com os migmatitos da **Unidade Santo Eduardo**; e os mármore flogopíticos e forsteríticos que ocorrem em bolsadas de dimensão métrica a decamétrica intercaladas na Unidade Catalunha (Fig. 22a-b).

Estes últimos apresentam textura hipidioblástica inequigranular, sendo que a matriz fundamentalmente calcítica (com uma quantidade ínfima de dolomite) apresenta granularidade média e os minerais silicatados, com abundância entre 5 – 20%, são geralmente grosseiros (até 1 cm).

Os carbonatos são frequentemente euédricos ou subeuédricos, por vezes com os bordos irregulares, apresentam maclas da calcite e os cristais formam pontos triplos entre si.

Entre os carbonatos dispõem-se os silicatos granoblásticos, nomeadamente flogopite lamelar, forsterite (geralmente subeuédrica) e menor quantidade de espinela, tremolite e apatite (Fig. 22c-e). Os granoblastos de espinela (s. s.) e tremolite encontram-se muito reabsorvidos e substituídos pela paragénese prógrada, flogopite e

forsterite. A presença de orlas de diópsido nos bordos da olivina em contacto com a calcite (Fig. 22f) demonstra igualmente o carácter granulítico do metamorfismo nestas rochas da série carbonatada, segundo a reacção $Mg_2SiO_4 + 2CaCO_3 + 3SiO_2 \Rightarrow 2CaMgSi_2O_6 + 2CO_2$. As olivinas apresentam frequentemente inclusões de carbonatos, bem como golfos de corrosão com carbonatos.

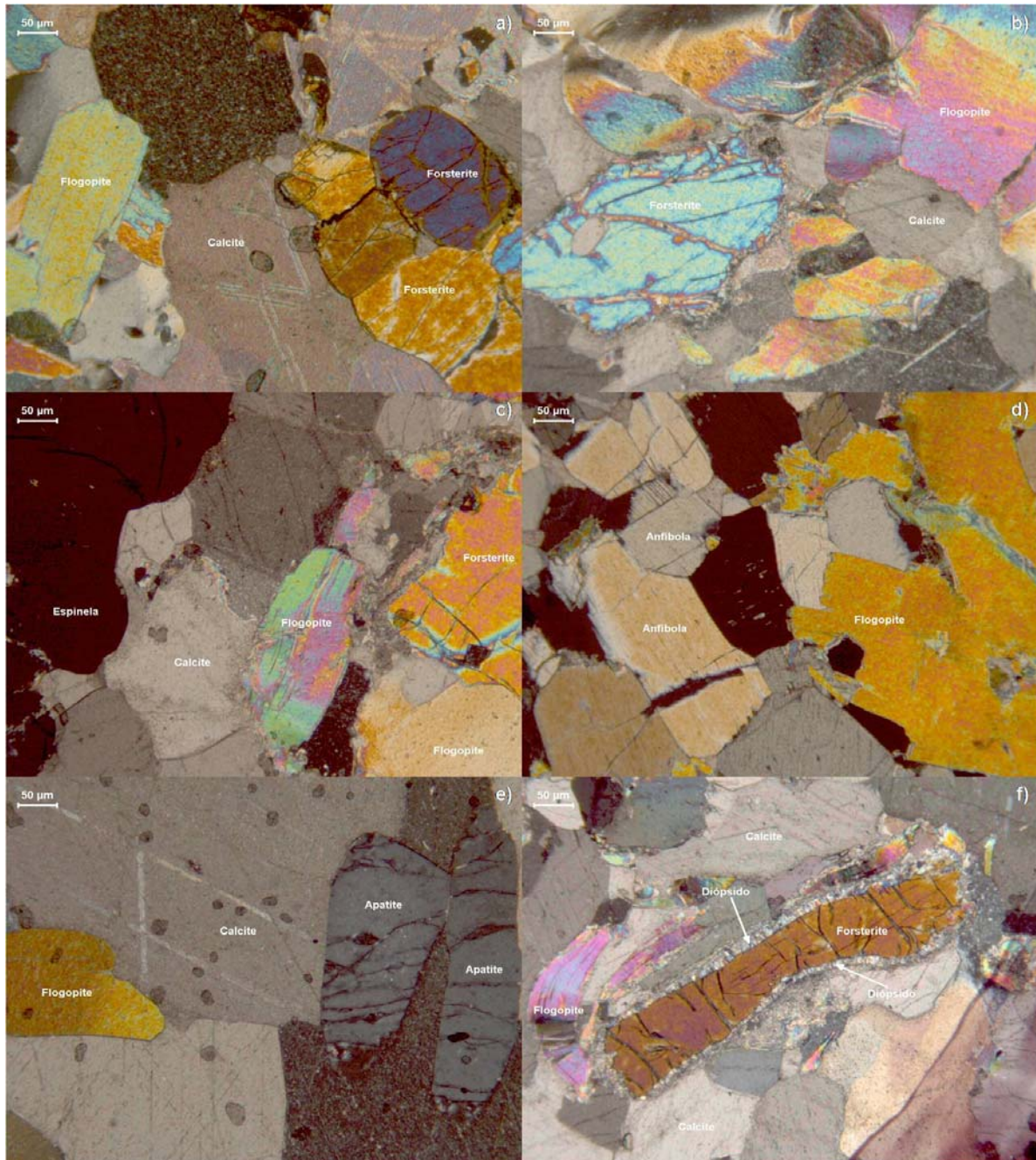


Fig. 22 – Observação petrográfica dos mármore flogopíticos e forsteríticos intercalados nos metatexitos. Espinela (c), anfibola (d) e apatite (e) são minerais acessórios típicos, sendo que em alguns casos se observa a presença de diópsido nos contactos entre forsterite e calcite (f).

Calco-silicatadas

As rochas calco-silicatadas presentes na área em estudo ocorrem sob a forma de lentes ou nódulos de espessura centimétrica e cor esverdeada. Apresentam textura granoblástica, equigranular de granularidade fina (infra-milimétrica) e abundantes pontos triplos. São comumente compostas por plagioclase, quartzo, granada, clinopiroxena, esfena, opacos, zircão, apatite e cerca de 20% de carbonatos (calcite).

A plagioclase tende a ser subeuédrica e apresenta maclas polissintéticas não deformadas. O quartzo é tipicamente euédrico (pontos triplos) e sem extinção ondulante. A granada é euédrica a subeuédrica, com crescimento poiquiloblástico e apresenta várias inclusões de quartzo globular. A clinopiroxena é tipicamente anédrica, apresenta dimensões muito reduzidas e encontra-se dispersa pela rocha. Dos minerais acessórios, a esfena é o mais abundante. Geralmente encontra-se junto à granada com formas arredondadas ou subeuédricas.

Diatexitos (Unidade Angelim)

A Unidade Angelim é constituída por migmatitos e granitóides diatexiticos paraderivados, pouco deformados que incluem a associação plagioclase, feldspato potássico, quartzo, hornblenda, biotite, granada, apatite, zircão, rara moscovite tardia e, num único caso, clinopiroxena.

Este litótipo caracteriza-se por apresentar uma textura homogénea ou isótropa a levemente orientada, geralmente porfiroblástica a granolepidoblástica ou granonematoblástica, consoante o mineral máfico predominante seja biotite ou anfíbola (Fig. 23). É comum a existência de granada, plagioclase, feldspato potássico e quartzo de dimensões grosseiras (até 3 cm), enquanto a matriz é de dimensões médias, principalmente composta pelos minerais félsicos, biotite e anfíbola, e acessoriamente apatite e zircão.

Os minerais félsicos compõem sempre mais de 70% da rocha, sendo que o quartzo e o feldspato potássico são mais abundantes que a plagioclase. Esta última apresenta-se muitas vezes porfiroblástica (até 1 cm), com hábito subeuédrico a euédrico e algumas inclusões de biotite, apatite, zircão e anfíbola nos cristais de maiores dimensões. É possível a observação de antipertites, assim como, de mirmequites no contacto com alguns porfiroblastos de quartzo. As maclas polissintéticas apresentam-se pouco deformadas, sendo que, por vezes, ao redor das plagioclases de maiores dimensões se formam sombras de pressão com quartzo e biotite. O feldspato potássico apresenta maioritariamente maclas de Carlsbad, e pode atingir até 3 cm de comprimento, apresenta geralmente hábito euédrico e juntamente com o quartzo e a plagioclase tendem a formar pontos triplos nas amostras menos deformadas. Por vezes surge microclina com as típicas maclas em xadrez. Tanto o quartzo como o feldspato potássico megablástico apresentam abundantes inclusões de biotite e zircão e extinção ondulante. O quartzo tem geralmente um hábito anédrico a alongado, dimensões que podem chegar a 1 cm de comprimento e apresenta forte recristalização junto aos bordos dos porfiroblastos. O feldspato potássico encontra-se, por vezes, sericitizado nos bordos minerais.

A granada é geralmente milimétrica, podendo em alguns casos atingir até 3 cm, com crescimento poiquiloblástico, hábito alongado ou arredondado e com um aspecto maciço. Ocorre frequentemente fracturada e reabsorvida, apresentando alguns golfos de corrosão com biotite e feldspato potássico e por vezes simplectites de biotite e

quartzo (Fig. 23g-h). Embora em algumas amostras a granada não apresente inclusões, muitas têm inclusões de biotite, quartzo, plagioclase e feldspato potássico.

A anfíbola não está presente em todas as amostras mas quando surge é um mineral importante, reflectindo diferenças composicionais nos sedimentos fonte. A anfíbola é tipicamente hornblenda verde, com dimensões que rondam os 0.5 a 4 mm de diâmetro, com algumas inclusões de biotite. A anfíbola forma alinhamentos com a biotite ao redor dos granoblastos, nomeadamente da granada e da plagioclase, e possui extinção ondulante.

A biotite tende, tal como a hornblenda, a formar finos alinhamentos de cristais de dimensões infra-milimétricas com hábito lamelar que rodeiam os porfiroblastos, particularmente a granada que se encontra abundantemente substituída por este mineral. No entanto, este mineral está também presente disperso pela matriz sem qualquer orientação preferencial. Algumas biotites encontram-se substituídas por moscovite de pequenas dimensões, outras possuem inclusões de zircão.

A piroxena é uma clinopiroxena de pequenas dimensões presente em quantidades muito reduzidas numa única amostra. São cristais isolados rodeados por anfíbola, dando a ideia de a hornblenda se transformar em piroxena, bem como, esta ser substituída no caminho retrometamórfico.

A moscovite é secundária, sendo que os raros cristais se apresentam como produto de alteração da biotite.

Metadiabases

Este litótipo, ocasionalmente associado aos diatexitos da Unidade Angelim, apresenta tipicamente textura ofítica relacionada com uma génese plutónica, sendo composta por uma abundante associação mineral de plagioclase, piroxena (principalmente clinopiroxena) e minerais opacos. Não apresenta quartzo, sendo que é comum a presença de minerais acessórios como a apatite sob a forma de pequenos prismas ou de anfíbola ígnea. No entanto a presença de anfíbola metamórfica, nomeadamente hornblenda, é frequente como produto de substituição das piroxenas.

A textura encontra-se bem preservada e os minerais não apresentam nenhuma orientação preferencial. Desta forma, é ainda possível definir uma ordem de cristalização: óxidos + plagioclase + apatite, seguidos da cristalização das piroxenas e, por fim, de anfíbola ígnea. O metamorfismo que originou a substituição de piroxena por hornblenda é o último evento possível de identificar com base em petrografia.

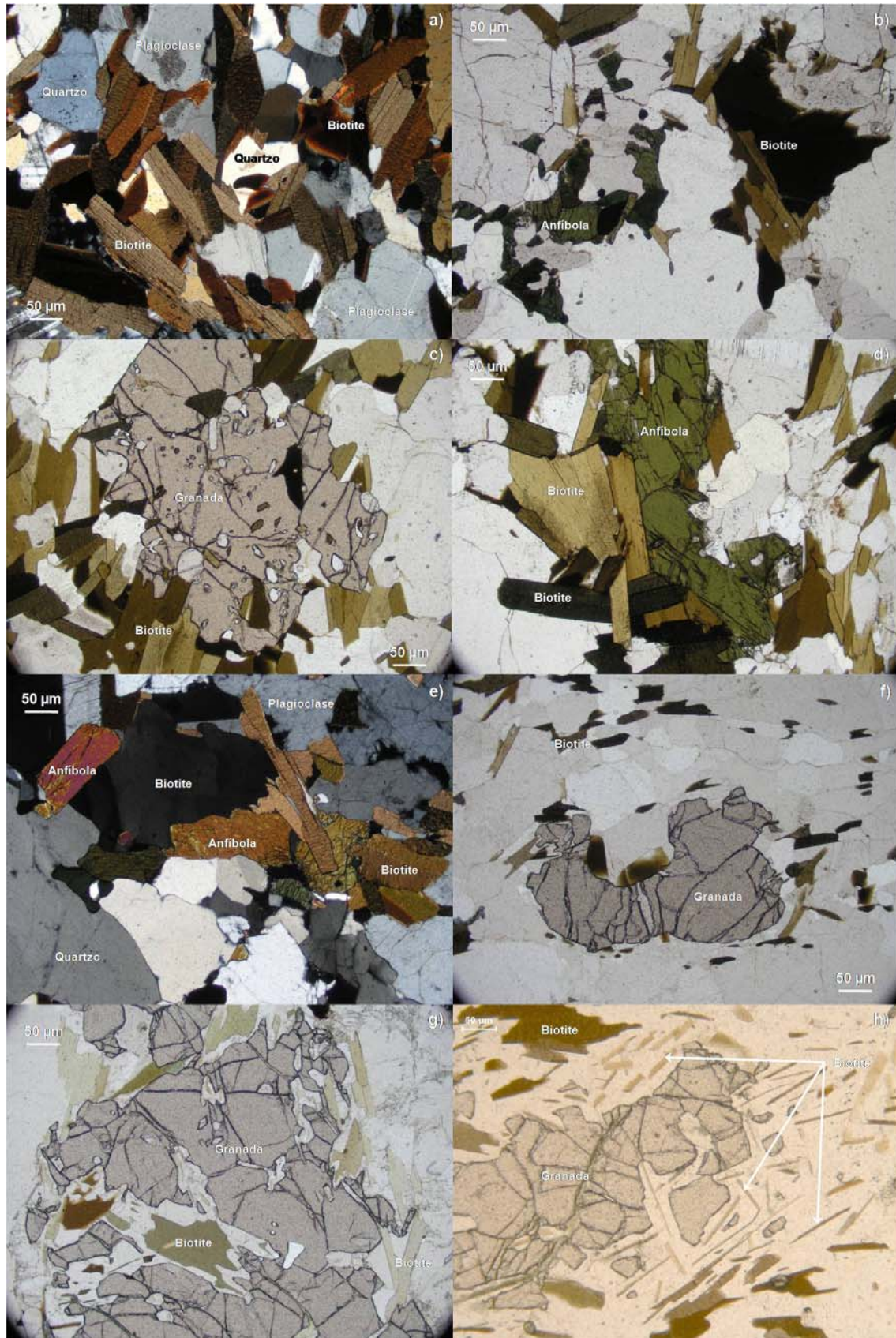


Fig. 23 – Observação petrográfica típica dos diatexitos (a-f). É comum a presença de biotite e anfíbola rodeando a granada (c; f), bem como de simplectites de biotite + quartzo retrógrado reabsorvendo a granada (g-h).

Charnockitos (Unidade Bela Joana)

Charnockitos (s. s.)

Núcleos dos maciços charnockíticos (Charnockitos isótopos)

Estes charnockitos apresentam frequentemente textura granoblástica de granularidade média a grosseira com a presença de megacristais tabulares de plagioclase, frequentemente centimétricos, bem como abundantes fenocristais de quartzo, feldspato potássico, piroxena (hiperstena) e granada (Fig. 24). Na matriz é frequente a presença de quartzo, biotite e vários minerais opacos, dos quais se destaca a ilmenite e a magnetite e acessoriamente pirite e calcopirite de dimensões muito reduzidas. Os outros minerais acessórios são a apatite, o zircão e alguns minerais de alteração como a sericite e moscovite. Os minerais máficos nunca ultrapassam os 30 % de abundância nestas rochas.

A matriz granoblástica constituída pelos minerais de maiores dimensões encontra-se por vezes recristalizada, surgindo nas bordas dos fenocristais uma matriz poligonizada de dimensões inferiores a 0.5 mm, evidenciando deformação e retrogradação da paragénese de granularidade grosseira. Os minerais mais comuns nesta matriz recristalizada são a biotite, quartzo, plagioclase, feldspato potássico, ilmenite e magnetite.

Os megablastos de plagioclase apresentam-se frequentemente euédricos a subeuédricos, com aspecto tabular e abundantes maclas polissintéticas. A dimensão média situa-se por volta de 0.5 cm, havendo alguns casos de plagioclases decimétricas. Estes cristais apresentam abundantes inclusões de outros minerais como quartzo, biotite, ortopiroxena, opacos, zircão e outros feldspatos (microclina e plagioclase). A plagioclase encontra-se algo deformada sendo possível observar maclas polissintéticas dobradas. Também comum nestas plagioclases é a presença de antipertites, bem como de mirmequites no contacto com quartzo perto dos bordos deformados e recristalizados deste mineral. É possível verificar que a plagioclase megablástica se encontra em equilíbrio com os minerais de maiores dimensões, nomeadamente com a ortopiroxena com a qual estabelece a paragénese de pico metamórfico nesta rocha.

O feldspato potássico é frequentemente microclina, sendo possível observar maclas em xadrez, embora também se possa observar maclas de Carlsbad. Tal como na plagioclase, as maclas encontram-se por vezes deformadas, existindo também

feldspatos com extinção ondulante. Os bordos deste mineral apresentam-se habitualmente reabsorvidos, sendo que os fenocristais, geralmente arredondados, chegam a atingir, no máximo, 1 cm.

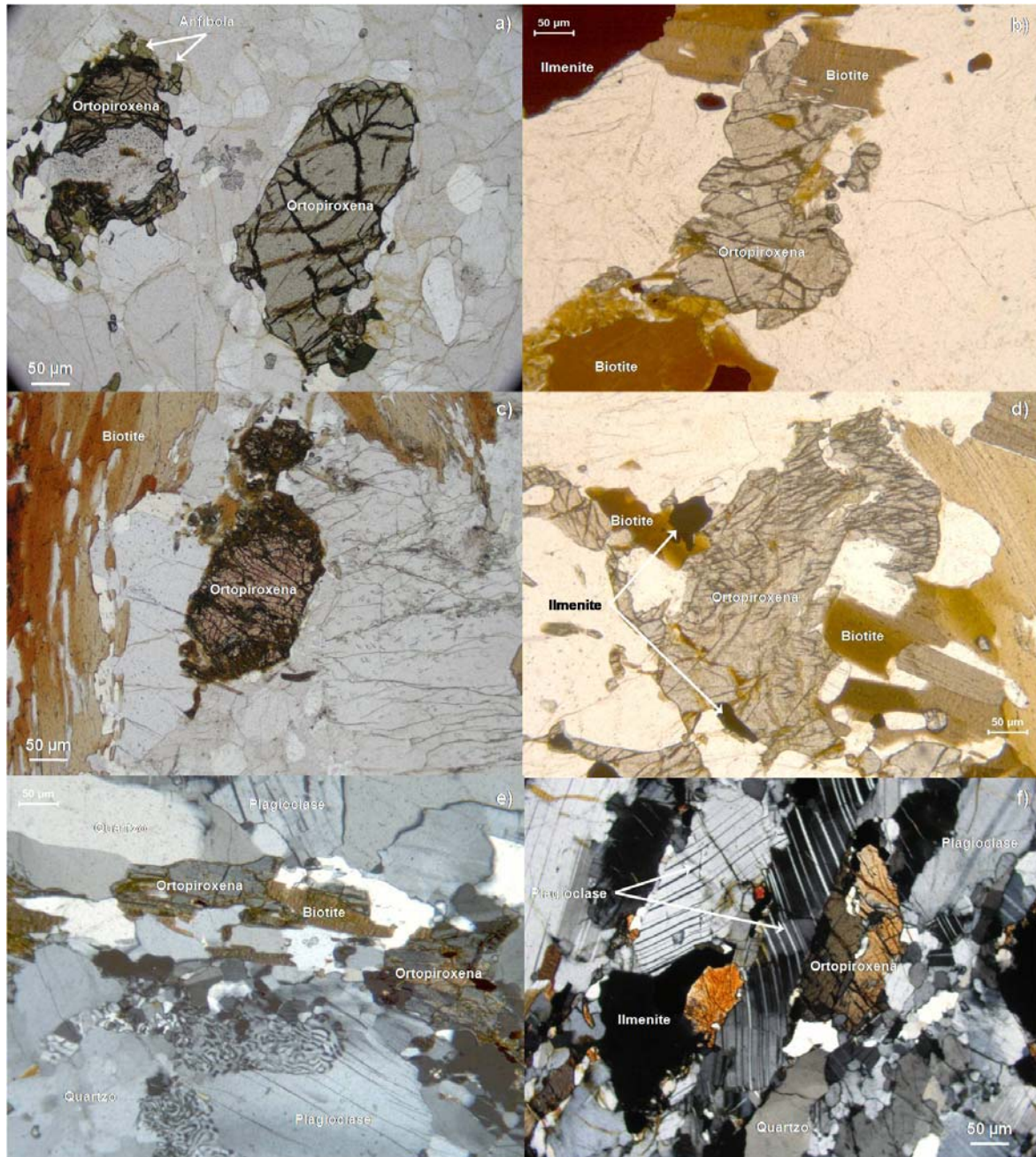


Fig. 24 – Charnockitos isótopos (a-e) ou pouco deformados (f). Observa-se a substituição de piroxena por biotite (b-e) e a presença de mirmequites (e). Na estampa f) é possível observar que as maclas polissintéticas da plagioclase se encontram deformadas.

O quartzo apresenta-se normalmente com hábito anédrico, sempre com extinção ondulante e abundantemente recristalizado, ocupando os interstícios dos contactos entre plagioclase, ortopiroxena, feldspato potássico e granada. A dimensão destes

cristais é normalmente inferior a 1 mm. Os cristais de maiores dimensões (máximo 1 cm) apresentam inclusões de plagioclase, biotite, apatite e zircão.

A piroxena destes charnockitos é sempre hiperstena, de dimensões milimétricas a centimétricas, hábito subeuédrico a euédrico e normalmente deformadas. Estes granoblastos apresentam-se muito deformados, com muitas fracturas, sendo comum a presença de simplectites de biotite e quartzo junto aos seus bordos reabsorvidos, sugestiva de forte descompressão e retrogradação (Fig. 25a-b). A piroxena apresenta, por vezes, exsoluções de óxidos, sendo que também é possível observar a presença de algumas inclusões de biotite.

As granadas são geralmente subeuédricas a claramente arredondadas com crescimento poiquilítico e com dimensões que não ultrapassam os 2 cm. Apresentam um aspecto maciço e bem desenvolvido, embora frequentemente fracturadas e com os bordos reabsorvidos, apresentando, tal como a ortopiroxena, simplectites de biotite e quartzo ao seu redor (Fig. 25c-d). Apresentam várias inclusões de biotite (maioritariamente), quartzo, plagioclase, ilmenite, magnetite, apatite e zircão.

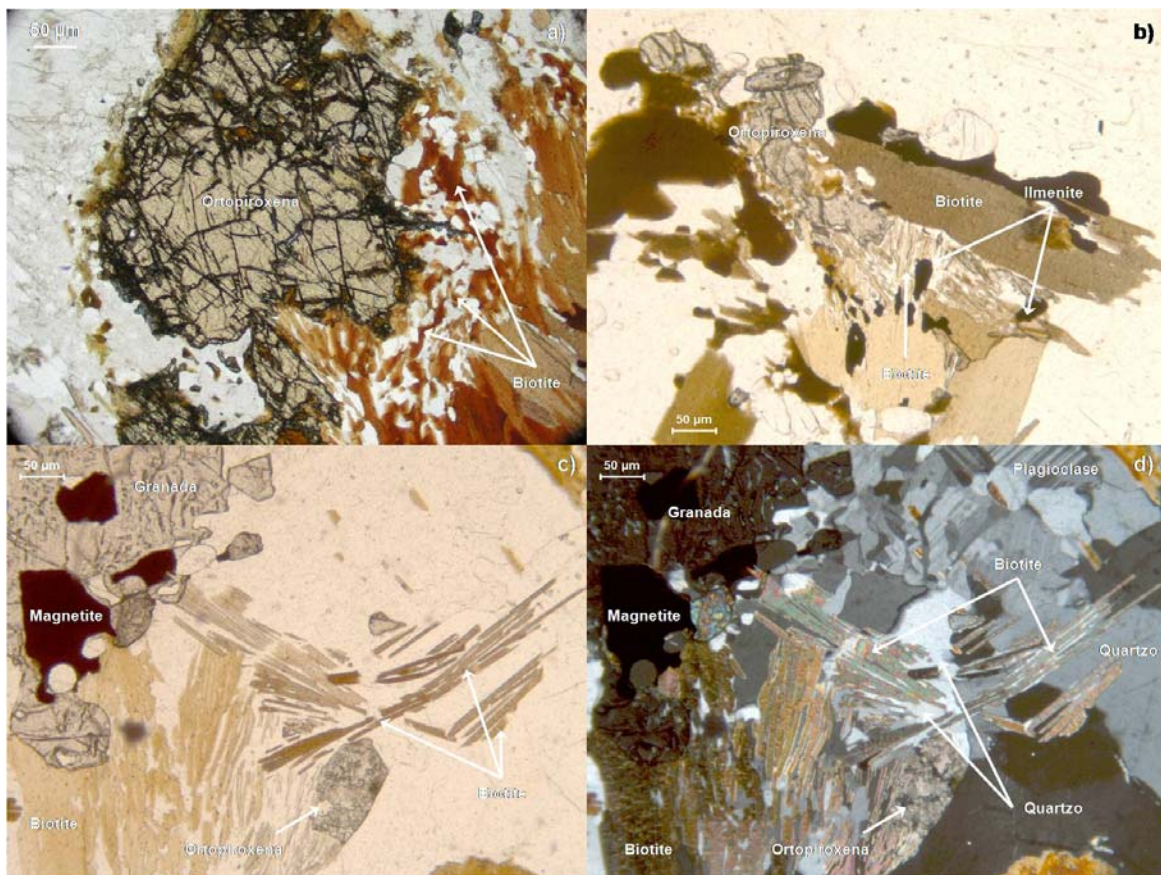


Fig. 25 – Observações petrográficas de existência de forte descompressão nos charnockitos: simplectites de biotite + quartzo a substituir ortopiroxena (a; b) ou granada (c; d).

As biotites são geralmente subeuédricas e de pequenas dimensões (menor que 1 mm), apresentando o hábito lamelar típico e várias inclusões de opacos e menos frequentemente de zircão com halos pleocróicos e apatite. Dispõem-se normalmente de uma forma isotrópica a levemente orientada na matriz ou formando simplectites com o quartzo e os minerais opacos ao redor dos fenocristais máficos, substituindo-os. A extinção ondulante está sempre presente nos cristais de biotite.

Dos minerais acessórios destacam-se os minerais opacos (ilmenite e magnetite) que apresentam geralmente dimensões muito reduzidas (inferiores a 0.5 mm) e como referido atrás estão presentes principalmente na matriz, à volta dos megablastos máficos com biotite e quartzo, ou inclusos nos minerais de maiores dimensões. É comum a existência de inclusões de apatite nos opacos.

Embora a textura granoblástica seja mais comum nestas rochas de aspecto isótropo, por vezes encontram-se amostras com sinais de maior deformação. Nestas é possível observar texturas granolepidoblásticas nas quais a biotite e o quartzo são responsáveis pela presença de um bandado algo incipiente. Nestas amostras os cristais apresentam-se bem mais deformados que o previamente referido, sendo possível observar cristais megablásticos triturados, bem como a transformação de alguns cristais de piroxena e plagioclase em deltas (porfiroclastos). A existência destas texturas e a presença de simplectites de biotite e quartzo ao redor da ortopiroxena e da granada (sugestiva de forte descompressão) demonstra o caminho retrometamórfico destas rochas, enquanto a inclusão de biotite em ortopiroxena, e muito mais frequentemente, em granada demonstra o caminho metamórfico prógrado seguido até ao pico metamórfico.

Margens dos maciços charnockíticos (Charnockitos deformados)

Estas rochas apresentam a mesma mineralogia que os núcleos dos maciços charnockíticos, embora de menores dimensões e com grandes diferenças a nível da textura. A textura é frequentemente granolepidoblástica a cataclástica/milonítica, sendo que os minerais se apresentam perfeitamente alinhados e fortemente deformados, fracturados e triturados (Fig. 26).

Por vezes estão também presentes pequenos cristais de hornblenda, associada a ilmenite, ao redor da ortopiroxena, embora esta seja muito mais comum, chegando a ser dominante, nos charnockitos de composição básica (enderbitos).

Todos os minerais presentes nestes charnockitos apresentam vários sinais de deformação e retrogradação pronunciada, como a dimensão mais reduzida, os bordos fortemente reabsorvidos, o hábito anédrico, arredondado ou alongado, a abundância de biotite, opacos e anfíbola e escassez de ortopiroxena e granada, as abundantes maclas dobradas das plagioclases e feldspatos potássicos e a presença de quartzo em bandas com extinção ondulante.

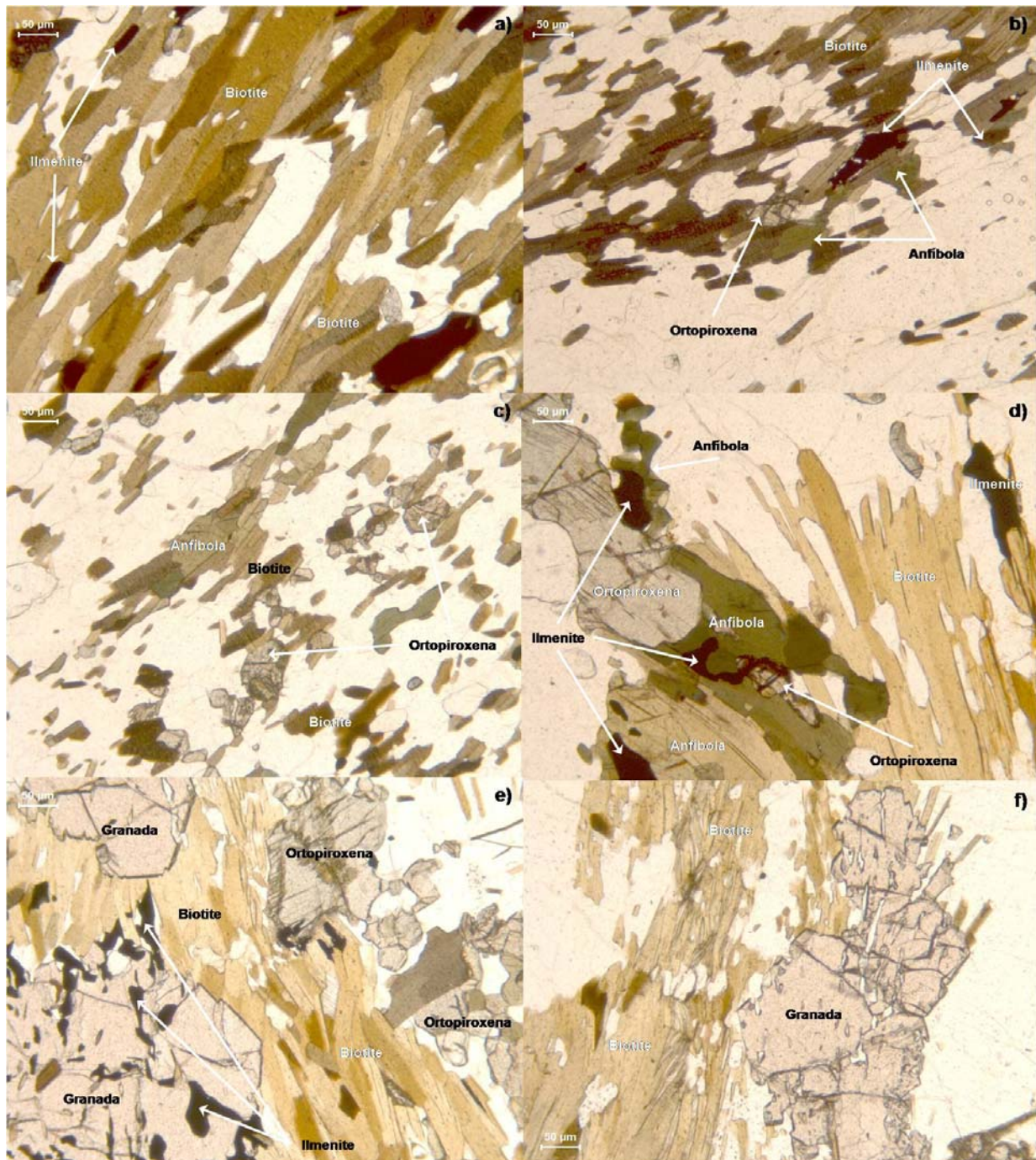


Fig. 26 – Charnockitos cisalhados com várias evidências de deformação retrógrada acentuada: completa ausência de ortopiroxena (a), textura milonítica com granulometria reduzida (b-c), ou formação de *selvedges* biotíticos de substituição da paragênese de alto grau (d-f).

Enderbitos

Os enderbitos apresentam frequentemente granularidade média com a presença de inúmeros pontos triplos entre os granoblastos de plagioclase, ortopiroxena, clinopiroxena, granada e pequenas quantidades de feldspato potássico e quartzo. O mineral dominante nestas rochas é a anfíbola que em conjunto com a ilmenite, magnetite e, em menor quantidade, biotite rodeiam a paragénese anteriormente referida, conferindo a estas rochas uma textura granonematoblástica (Fig. 27a-c). Estão ainda presentes como minerais acessórios a apatite e o zircão. Nestas rochas, os minerais máficos estão sempre presentes numa abundância superior a 50%.

Ao contrário do referido para os charnockitos (s. s.), os enderbitos presentes na área estudada apresentam sempre vários indícios de forte deformação e retrogradação como a textura perfeitamente alinhada, a existência de um bandado gnáissico e a abundante presença de anfíbola e alguma biotite por retrogradação das piroxenas.

A plagioclase dos enderbitos apresenta-se frequentemente subeuédrica a anédrica, com abundantes maclas polissintéticas deformadas e extinção ondulante. A dimensão máxima não ultrapassa os 2 cm, sendo que a dimensão média é aproximadamente 0.5 cm. Apresenta inclusões de alguns opacos e a ocorrência de antipertites é comum, bem como de mirmequites nos bordos deformados em contacto com o quartzo. A plagioclase estabelece inúmeros pontos triplos com ortopiroxena, clinopiroxena e granada, podendo estabelecer-se que esta é a paragénese de pico metamórfico nesta rocha.

É rara a presença de feldspato potássico nos enderbitos, podendo-se caracterizar a ocorrência deste mineral em pequenos cristais de dimensões infra-milimétricas na matriz recristalizada, com hábito arredondado ou anédrico junto a cristais de plagioclase e quartzo.

O quartzo está presente apenas na matriz recristalizada, apresentando-se alongado em tiras com extinção ondulante ou com hábito anédrico, junto à anfíbola e aos minerais opacos, formando um bandado gnáissico. As tiras de quartzo apresentam um comprimento máximo de 1 cm e largura de 2 mm.

A ortopiroxena está presente em menor quantidade nos enderbitos que nos charnockitos, tem dimensões milimétricas (máximo 5 mm) e apresenta-se geralmente alongada ou arredondada e muito deformada. Os cristais estão fortemente reabsorvidos, sendo normalmente rodeados de anfíbola e opacos (Fig. 27d-e). No

entanto, é possível observar alguns casos em que a ortopiroxena apresenta inclusões de anfíbola (Fig. 28), bem como de apatite e granada. Estas observações demonstram que o processo de charnockitização nos enderbitos é processado principalmente pela fusão incongruente de anfíbola e não biotite, como acontece nos charnockitos (s. s.).

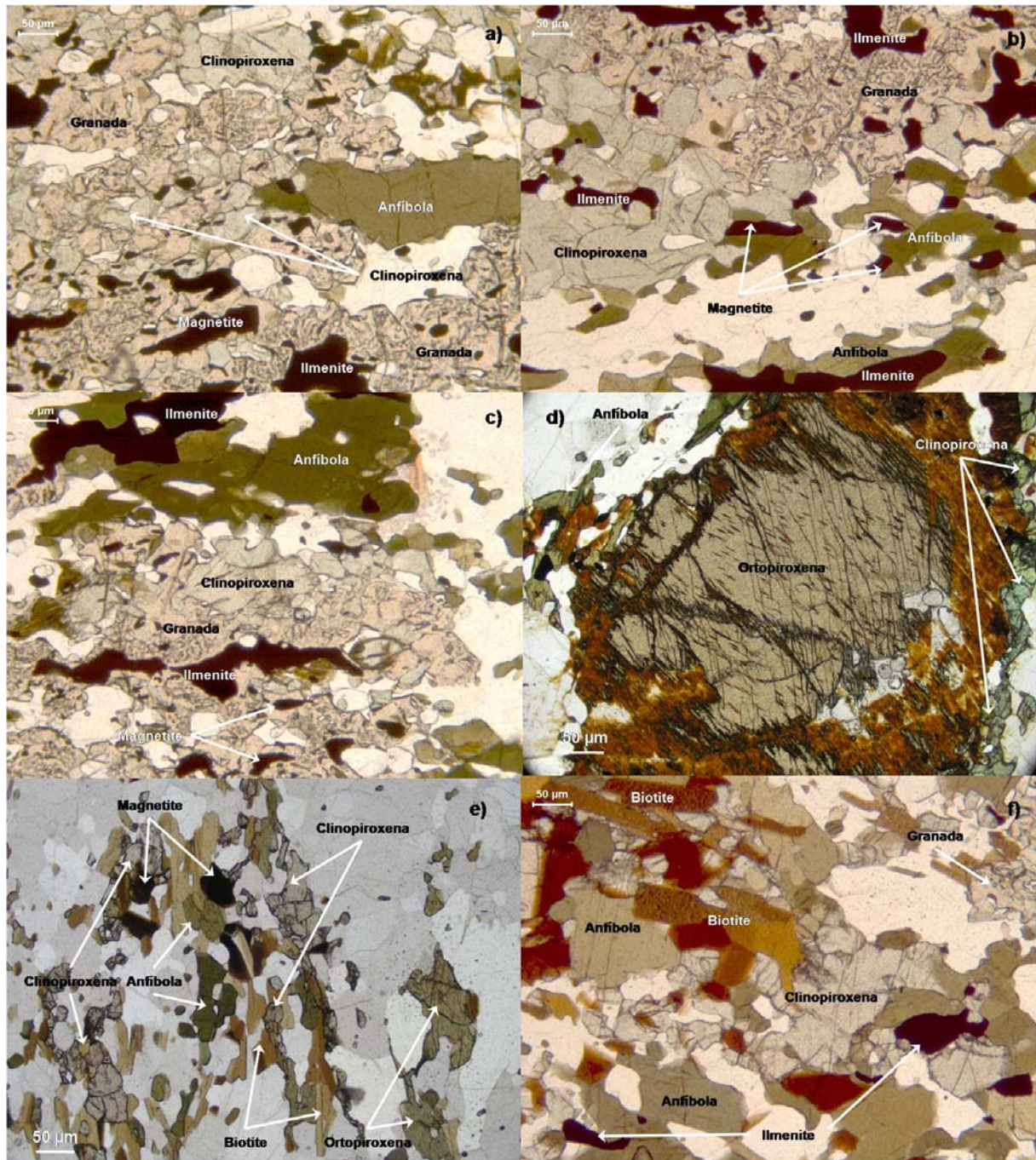


Fig. 27 – Observação petrográfica dos enderbitos. É possível observar a presença significativa de anfíbola e das duas piroxenas, em contraste com os charnockitos (s. s.), bem como algumas evidências de metamorfismo retrógrado mais acentuado (d-f).

A clinopiroxena apresenta as mesmas feições petrográficas que as referidas para a ortopiroxena, embora presente em maior quantidade.

As granadas presentes nestes enderbitos são geralmente alongadas, com aspecto reticulado ou maciço e com dimensões que não ultrapassam os 5 mm. Apresentam várias inclusões de piroxena, anfíbola, ilmenite, magnetite, biotite e zircão e os bordos, fortemente reabsorvidos, comumente rodeados de anfíbola e opacos.

A anfíbola é tipicamente uma hornblenda, apresentando-se alinhada, disposta em bandas gnáissicas com quartzo, minerais opacos e rara biotite, sendo maioritariamente um mineral de retrogradação por substituição de ortopiroxena e clinopiroxena. A anfíbola é geralmente equidimensional ao longo das amostras, sendo que os cristais não ultrapassam os 5 mm. É comum a exsolução de minerais opacos, nomeadamente de ilmenite, a partir destas hornblendas.

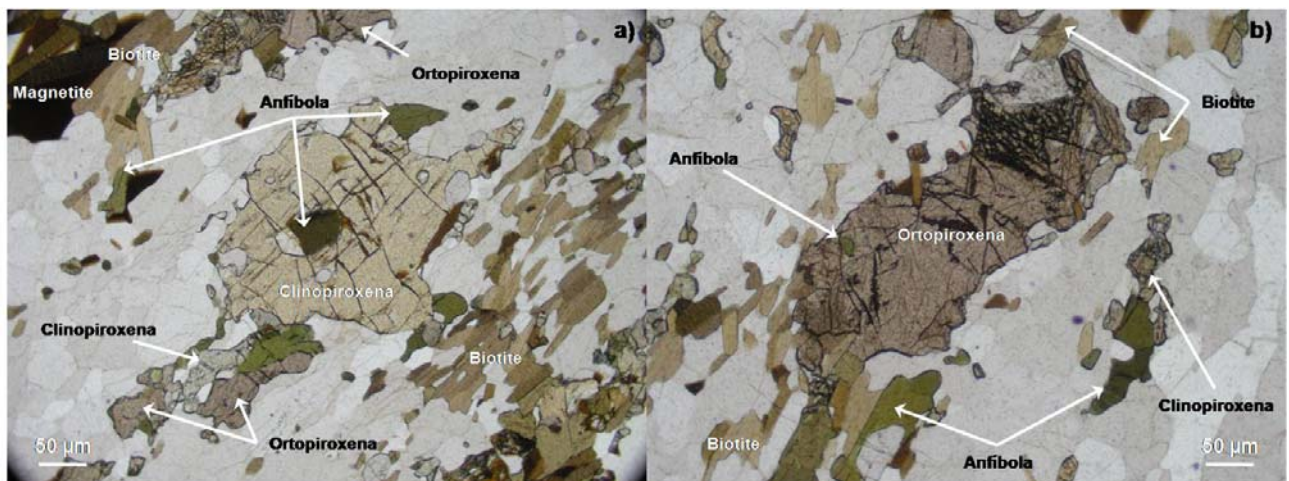


Fig. 28 – Evidências petrográficas de formação de clinopiroxena (a) e ortopiroxena (b) por consumo de anfíbola.

Os minerais opacos (ilmenite e magnetite) apresentam geralmente dimensões muito reduzidas (inferiores a 0.5 mm), estando sempre associados à anfíbola. Tal como nos charnockitos (s. s.) é comum a existência de inclusões de apatite.

Estas rochas apresentam abundantes veios migmatíticos ricos em plagioclase, feldspato potássico e quartzo que são encarados como resultantes do processo de fusão incongruente de anfíbola aquando da formação dos enderbitos (ver capítulo de geoquímica). Estes encontram-se igualmente deformados e recristalizados, apresentando as feições texturais descritas para o resto da rocha.

A análise petrográfica e textural dos enderbitos permitiu concluir que estes apresentam preservada uma paragénese de pico metamórfica composta por

plagioclase, ortopiroxena, clinopiroxena e granada, em equilíbrio com líquido resultante de fusão incongruente de anfíbola. A paragênese granulítica de pico metamórfico encontra-se parcialmente retrogradada para fácies anfíbolítica devido a forte deformação associada ao processo de exumação.

Intrusões nos charnockitos (s. s.):

Ortognaisses

Estes ortognaisses apresentam uma textura tipicamente granolepidoblástica a granoblástica, geralmente orientada, com abundantes vestígios de deformação, sendo que os minerais félsicos como a microclina, plagioclase e quartzo apresentam uma abundância superior a 70%, e o restante conteúdo é composto por biotite, granada, magnetite, ilmenite e zircão.

A plagioclase apresenta-se frequentemente subeuédrica, com aspecto tabular, abundantes maclas polissintéticas deformadas, e dimensão inferior a 0.5 cm. É comum a presença de antipertites, bem como de mirmequites no contacto com quartzo perto dos bordos deformados deste mineral.

A microclina apresenta-se geralmente arredondada, chegando a atingir, no máximo, 1 cm. Os bordos estão frequentemente reabsorvidos, apresentando as maclas em xadrez deformadas.

O quartzo apresenta hábito anédrico e extinção ondulante, abundante recristalização e dimensão normalmente inferior a 1 mm.

As granadas são geralmente arredondadas, poiquilíticas e com dimensões inferiores a 5 mm. Apresentam-se frequentemente fracturadas, com os bordos reabsorvidos e simplectites de biotite, opacos, feldspato potássico e quartzo ao seu redor.

As biotites têm hábito lamelar, dimensões inferiores a 1 mm e algumas inclusões de opacos, estando presentes maioritariamente em redor das granadas.

Aplitos

Estes litótipos caracterizam-se por uma mineralogia predominantemente félsica, pois mais de 90% da rocha corresponde a quartzo, microclina e plagioclase, apresentando também de uma forma subordinada granada e minerais opacos, como a magnetite.

As plagioclases, bem como os feldspatos potássicos, são geralmente subeuédricos, alongados e com dimensões que não ultrapassam os 5 mm. É comum a presença de pertites, bem como de mirmequites no contacto com os cristais de quartzo.

A granada apresenta-se normalmente arredondada, fracturada, com os bordos reabsorvidos e com algumas inclusões de espinela, não apresentando dimensões superiores a 5 mm.

Embora estes aplitos sejam aparentemente intrusivos nos charnockitos, estes não apresentam qualquer orla de reacção no contacto entre ambas as litologias. Este assunto será posteriormente abordado no capítulo da Geoquímica e da Geocronologia.

Selvedges biotíticos

Estes selvedges biotíticos ocorrem como pequenas bolsadas intercaladas nos charnockitos, sendo em tudo semelhantes aos intercalados nos metatexitos. Caracterizam-se por apresentar uma paragénese predominantemente composta por biotite e granada (cerca de 80 %) e acessoriamente plagioclase, feldspato potássico, quartzo, opacos, apatite, espinela e zircão.

As granadas constituem porfiroblastos arredondados de aspecto maciço, dimensões frequentemente centimétricas (até 4 cm), crescimento poiquiloblástico e abundantes inclusões de biotite, opacos, espinela, apatite e zircão. As granadas encontram-se reabsorvidas, apresentando abundante biotite, quartzo e feldspato potássico ao longo dos seus bordos ou em simplectites.

As biotites apresentam o típico hábito lamelar, dimensões infra-milimétricas e várias inclusões de ilmenite. Dispõem-se, juntamente com quantidades menores de quartzo, plagioclase e feldspato potássico, em agregados centimétricos em redor da granada, envolvendo-a, tal como nos metatexitos, de forma que a matriz lepidoblástica se apresenta dobrada na proximidade dos granoblastos.

Os minerais félsicos encontram-se principalmente representados por granoblastos de maiores dimensões (até 9 mm) de plagioclase e cristais milimétricos a infra-milimétricos de quartzo e feldspato potássico. As plagioclases têm frequentemente textura esquelética, hábito subeuédrico e maclas polissintéticas dobradas. Apresentam ainda antipertites e mirmequites. O feldspato potássico apresenta maclas de Carlsbad, extinção ondulante e juntamente com o quartzo, tipicamente anédrico, é muito comum perto dos bordos reabsorvidos de granada.

Dos minerais acessórios destaque para a espinela que se encontra inclusa na granada ou em redor desta, sempre associada a biotite.

Estes *selvedges* biotíticos são interpretados, tal como nos metatexitos, como gerados pelo arrefecimento diferencial dos migmatitos, gerando uma carapaça biotítica ao redor do diferenciado félsico.

Granitos e Pegmatitos tardios

As manifestações graníticas claramente intrusivas nos charnockitos da Pedreira de Itereré caracterizam-se por apresentar uma textura inequigranular média a grosseira com plagioclase, feldspato potássico e quartzo como minerais félsicos (em abundância nunca menor que 90%) e ainda allanite, biotite, pirite primária, ilmenite, magnetite, apatite e zircão.

A plagioclase é tipicamente subeuédrica, de forma tabular, com dimensões que não ultrapassam 1 cm. Os bordos da plagioclase estão comumente reabsorvidos, embora esta não apresente qualquer sinal de deformação.

O feldspato potássico é o mineral mais abundante deste granito, normalmente microclina com maclas em xadrez e dimensões até 1 cm. Também está presente feldspato potássico com maclas de Carlsbad. Os cristais são geralmente alongados com hábito subeuédrico.

O quartzo é tipicamente anédrico, apresenta dimensões até 5 mm e inclusões de apatite, zircão e biotite. É frequente a extinção ondulante no quartzo, mas não nos outros minerais.

No que diz respeito aos minerais acessórios a allanite é o mais frequente, apresentando-se normalmente como fenocristal com dimensões até 1 cm e a biotite geralmente tem inclusões de pirite, zircão e apatite.

Os pegmatitos que cortam todas as rochas presentes em Itereré apresentam mineralogia em que o conjunto microclina megablástica (até 3 cm de comprimento), plagioclase e quartzo é sempre superior a 90% da rocha, e os minerais acessórios são biotite, apatite e moscovite.

A intrusão destes corpos de composição granítica, principalmente dos pegmatitos caracteriza-se pela formação de uma orla de reacção que provoca a retrogradação dos charnockitos, por introdução de fluidos aquosos.

Blastomilonitos (Unidade Santo Eduardo)

Os efeitos da retrogradação para fácies anfíbolítica são particularmente evidentes na Unidade Santo Eduardo, composta pelos litótipos já referidos, muito embora intensamente deformados por se encontrarem mais próximos da zona axial da deformação (CAPP). Nessa região, é impossível determinar, à escala do afloramento, a tipologia dos protólitos devido à intensa transformação blastomilonítica que as rochas experimentaram. Desta forma, o termo geral de blastomilonitos é utilizado, sendo divididos, quando possível na observação petrográfica, em migmatitos ou charnockitos blastomilonitizados. Nos casos em que a deformação é tão intensa que as rochas se encontram completamente transfiguradas, sendo impossível reconhecer os seus protólitos, como acontece perto da cidade de Santo António de Pádua, atribuiu-se o nome genérico de Blastomilonitos de Pádua.

Migmatitos blastomilonitizados

Estes migmatitos apresentam textura granolepidoblástica cataclástica, com porfiroblastos de granada alongada e muito reabsorvida. Ocorrem sempre com forte deformação, sendo comum a existência de grãos partidos, triturados e finamente recristalizados. A textura tende a ser equigranular de dimensão fina a média (quando há recristalização blastomilonítica), evidenciando uma textura milonítica bem desenvolvida (Fig. 29a-b). Estas rochas mostram ainda vestígios da textura migmatítica, nomeadamente a separação de leucossoma e paleossoma e o bandado gnáissico.

No que diz respeito à paragénese mineral, é possível observar a substituição da associação de granada, plagioclase e feldspato potássico por biotite, plagioclase (neoblástica), quartzo, sillimanite e moscovite. Ambas as associações encontram-se perfeitamente alinhadas e deformadas.

As granadas apresentam tipicamente um crescimento esquelético, encontrando-se muito fracturadas, reabsorvidas e com os bordos recristalizados. Têm normalmente dimensão milimétrica, apresentando-se arredondadas, alongadas ou com formas sigmoidais e estando totalmente rodeadas de biotite, quartzo, plagioclase e sillimanite. Tal como os migmatitos, apresentam abundantes inclusões de biotite.

As biotites têm hábito lamelar, dimensões infra-milimétricas e dispõem-se em alinhamentos com o quartzo e plagioclase na matriz granolepidoblástica ou em redor da granada e feldspato potássico, gerando sombras de pressão.

Ocorrem dois tipos de plagioclase nestas rochas: as da matriz milonítica, que se encontram intensamente deformadas, apresentando dimensões infra-milimétricas, maclas polissintéticas dobradas e interrompidas e bordos finamente recristalizados, dispostas ao longo da textura milonítica juntamente com biotite e quartzo; e as plagioclases neoblásticas de dimensões milimétricas a centimétricas com hábito subeuédrico tabular, ligeiramente deformadas que crescem sobre a textura milonítica. Estes neoblastos apresentam inclusões de biotite e apatite da matriz milonítica. O desenvolvimento de plagioclase neoblástica de dimensões milimétricas confere o carácter blastomilonítico a estas rochas.

O feldspato potássico é microclina, apresenta dimensões menores que a plagioclase, existindo apenas na matriz milonítica. Encontra-se fortemente deformado com extinção ondulante, bordos reabsorvidos e finamente recristalizados. O quartzo é normalmente alongado, anédrico ou arredondado, apresenta sempre extinção ondulante, sendo a dimensão destes cristais normalmente inferior a 1 mm. Tanto o quartzo como o feldspato potássico se encontram comumente associados a biotite das finas bandas gnáissicas.

A ilmenite é o mineral acessório mais comum, estando sempre associada à biotite no bandado milonítico. A sillimanite encontra-se nos alinhamentos biotíticos que rodeiam a granada.

Charnockitos blastomilonitizados

Estes blastomilonitos apresentam tipicamente uma associação mineral composta por plagioclase, quartzo, feldspato potássico, ortopiroxena, clinopiroxena, granada (paragénese de alto grau abundantemente deformada - Fig. 29c-d), anfíbola e biotite e como minerais acessórios a vestigiais apatite, magnetite, ilmenite, moscovite, zircão, pirite, pirrotite e calcopirite. A textura é comumente milonítica a cataclástica de granularidade fina (abundante quantidade de cristais triturados, alongados e partidos) e disposta em bandas que alternam entre zonas claras em que o quartzo alongado (bandas de quartzo) predomina e zonas de concentração dos minerais máficos, predominantemente a anfíbola e a biotite, encontrando-se os minerais de alto grau como meras relíquias de pequenas dimensões (até 2 mm).

Por vezes, quando a deformação não é tão pronunciada, predomina uma textura fortemente heterodimensional, típica de cataclase sendo que os minerais de maiores dimensões apresentam uma textura granoblástica grosseira com os bordos minerais

fortemente deformados, triturados e recristalizados. Nestes casos, é comum a observação da transformação de piroxena em anfíbola e a recristalização das plagioclases. A granada apresenta-se estirrada e com inclusões de biotite e opacos, sendo também comum a presença de simplectites de biotite e quartzo ao redor da granada.

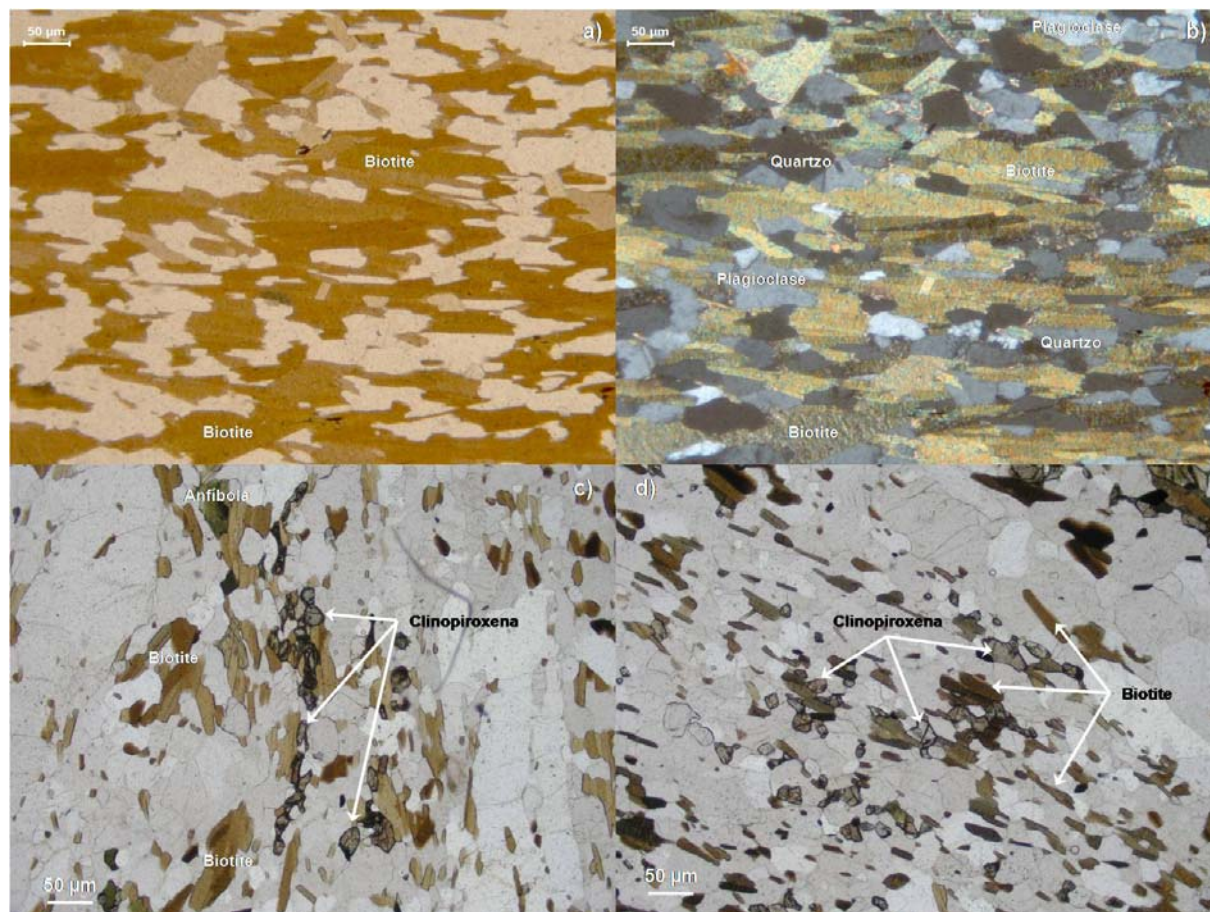


Fig. 29 – Observações petrográficas dos migmatitos blastomilonitizados (a; b) e charnockitos (enderbitos) fortemente blastomilonitizados (c; d).

De uma forma geral, pode-se considerar que os migmatitos e os charnockitos blastomilonitizados apresentam uma petrografia semelhante aos seus equivalentes não deformados, com a exceção de terem uma textura milonítica profusa com abundantes cristais partidos, triturados e finamente recristalizados. A substituição mineralógica das paragêneses de alto grau processa-se de maneira idêntica, sendo que nos blastomilonitos só existem vestígios da paragênese granulítica e ocorrem neoblastos de plagioclase de granularidade média (com inclusões de minerais da matriz) sobre a matriz recristalizada, indicando estabilidade térmica aquando do processo principal de deformação.

Blastomilonitos de Pádua (s. s.)

A intensa deformação dos litótipos destes blastomilonitos originou a separação textural da rocha em níveis escuros e claros, sendo que os níveis claros apresentam textura granoblástica com plagioclase, feldspato potássico, quartzo, magnetite, ilmenite, anfíbola, biotite, zircão e allanite. Os minerais encontram-se fortemente fracturados, triturados e recristalizados, com vários exemplos de textura cataclástica/blastomilonítica (Fig. 30b-c). A paragénese mineral apresenta vários indícios de deformação e retrogradação pronunciada, como dimensão reduzida dos granoblastos não alongados, bordos fortemente reabsorvidos, hábito anédrico, arredondado ou alongado, maclas dobradas nos feldspatos e a presença de quartzo em bandas com extinção ondulante. A anfíbola que se encontra em pequenas quantidades e a biotite (vestigial) crescem sobre o bandado granoblástico. A anfíbola, assim como a biotite, encontram-se cloritizadas.

Os níveis escuros apresentam textura granonematoblástica com anfíbola, biotite, plagioclase, quartzo, clinopiroxena, granada, apatite, ilmenite, magnetite, zircão e epidoto. Apresentam uma textura de granularidade fina com a clinopiroxena e a plagioclase claramente substituídas pela paragénese anfíbola, biotite e granada (Fig. 30d) que se encontram a crescer sobre o bandado cataclástico, tal como observado nos níveis mais claros.

Anfibolitos “Três Rios” Primários

Estes anfibolitos que afloram no leito do Rio Paraíba do Sul, na localidade de Três Rios (a SW da área abordada), foram igualmente estudados (Fig. 31b; 31d). Apresentam uma textura grosseira, tipicamente nematogranoblástica na qual é comum a presença abundante de anfíbola substituindo a clinopiroxena (primária) (Fig. 31a).

É possível observar que a associação primária era clinopiroxena, plagioclase e minerais opacos como magnetite e ilmenite, encontrando-se metamorfizada em fácies anfibolítica cuja paragénese é composta por hornblenda (predominante), plagioclase e pequenas quantidades de biotite. Como minerais vestigiais encontra-se apatite e zircão.

Estes anfibolitos encontram-se protegidos da deformação principal pois ficaram preservados como *boudins* no meio da deformação principal que os retrogradou (Fig. 31b).

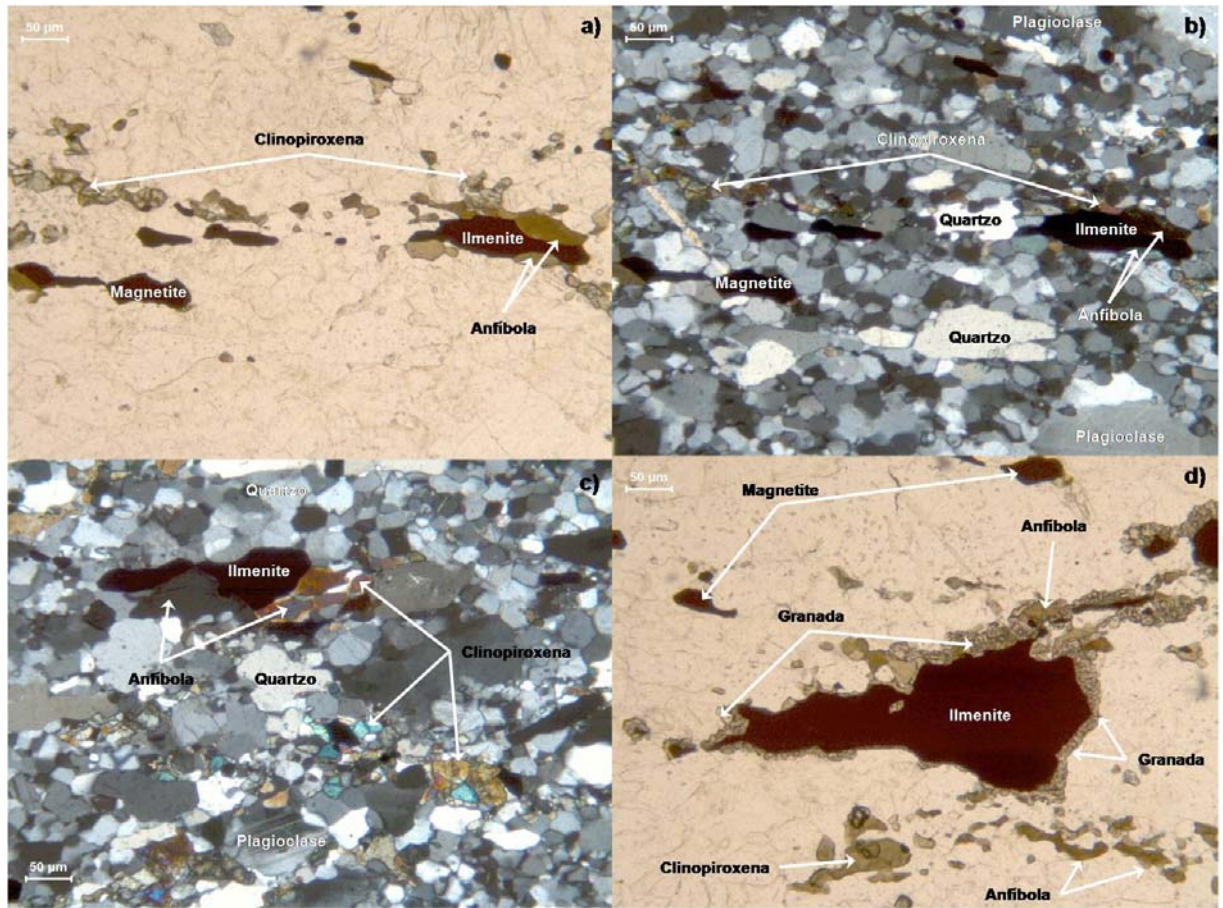


Fig. 30 – Blastomilonito de Pádua evidenciando forte milonitização/cataclase (a-c) e crescimento de granada retrógrada à volta de ilmenite (d).

Anfibolitos “Três Rios” Secundários

Rocha fortemente bandada, com textura nematogranolepidoblástica, apresentando uma granulação globalmente muito fina, embora com heterogeneidade dimensional na qual as anfíbolos e as plagioclases apresentam dimensões entre 0.1 e 5 mm. Estes anfibolitos retrogradados apresentam maior quantidade de biotite (que substitui parcialmente a anfíbola) e ainda plagioclase recristalizada, quartzo, microclina, apatite, ilmenite, magnetite e zircão de dimensões muito reduzidas (< 0.5 mm). As anfíbolos encontram-se frequentemente fracturadas e trituradas e substituídas por biotite e opacos (Fig. 31c).

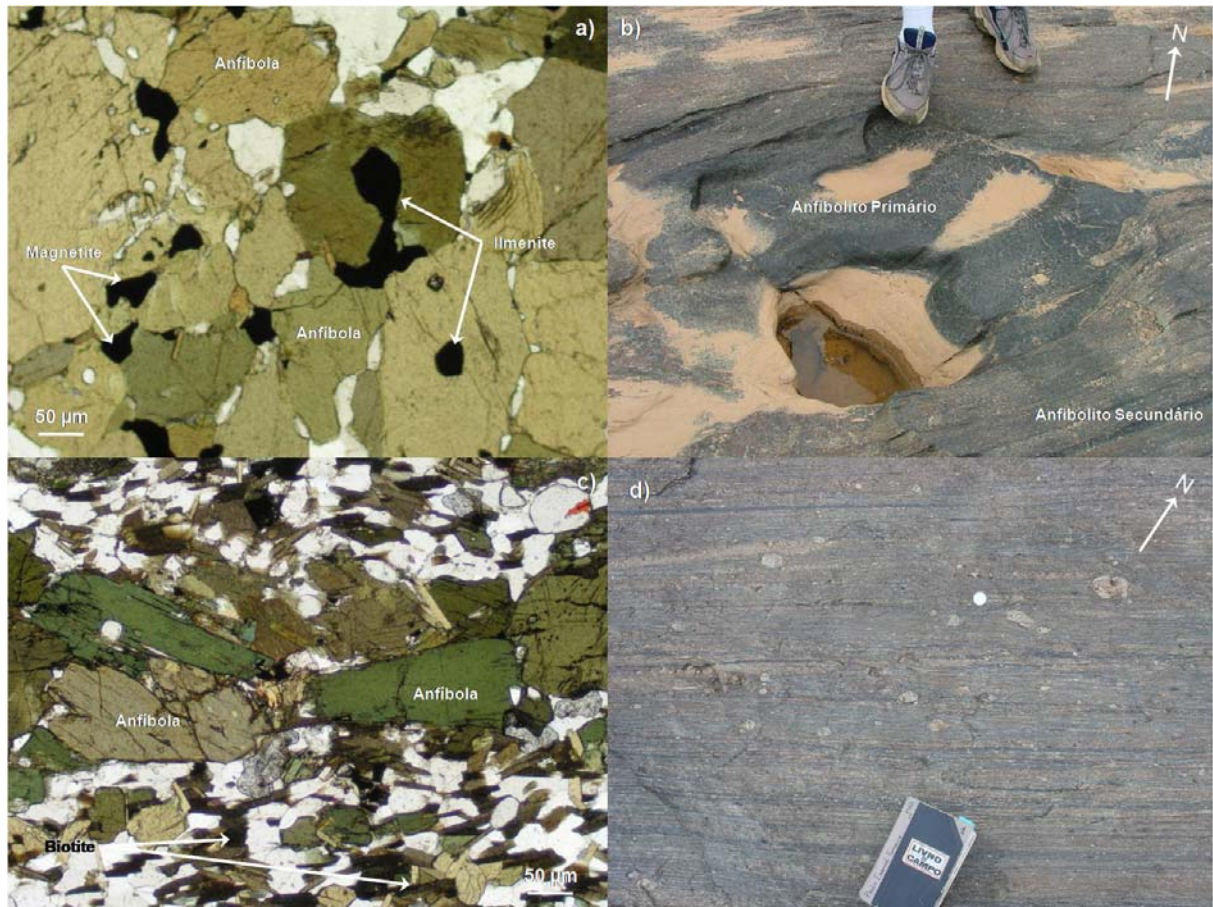


Fig. 31 – Observação petrográfica e de campo de anfibolitos primários (a; b) e anfibolitos secundários (c; d), respectivamente.

Intercalações de rochas máficas em blastomilonitos

Nesta unidade ocorrem várias intercalações de outras rochas devido à deformação que tende a justapor as rochas de diferentes níveis estruturais. Assim, observaram-se xenólitos de *flaser-gabros* e cumulos piroxeníticos anfibolitizados preservados em blastomilonitos migmatíticos (Fig. 15d).

A textura encontra-se parcialmente preservada, sendo ainda possível observar uma textura tipicamente ofítica com a associação mineral primária de plagioclase, orto e clinopiroxena, feldspato potássico e opacos, dispostos numa textura granoblástica com abundantes pontos triplos (Fig. 32). Esta paragénese ígnea encontra-se fortemente substituída por anfíbola de retrogradação perfeitamente alinhada que representa 30 a 40% da rocha.

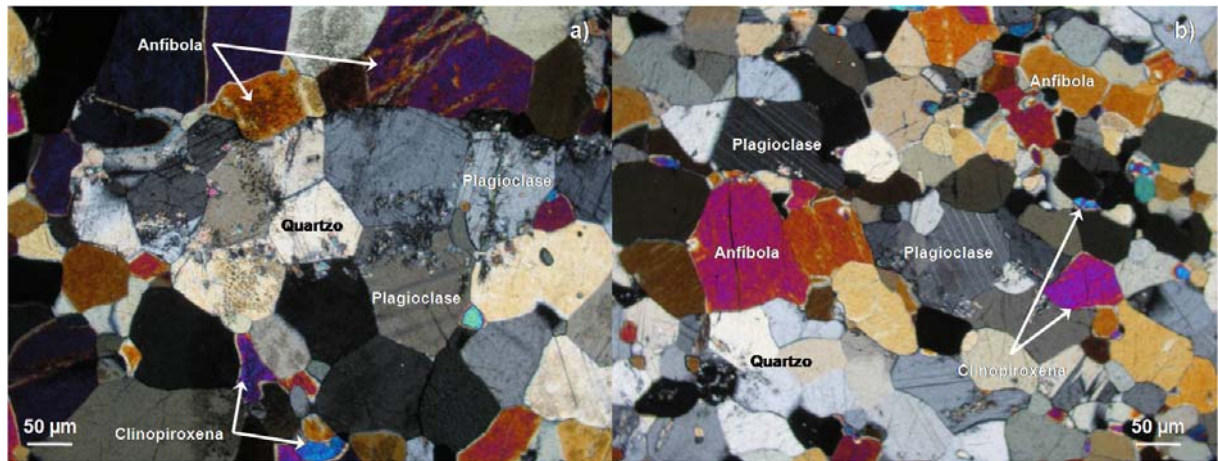


Fig. 32 – Observação petrográfica das intercalações máficas em blastomilonitos. Embora estas rochas se apresentem bastante anfibolitizadas, é ainda possível observar partes da textura gabróica/ofítica original.

b) Síntese da evolução paragenética baseada na petrografia

A observação petrográfica representa uma excelente oportunidade de caracterizar a evolução das associações mineralógicas presentes nas rochas em estudo e, conseqüentemente, a evolução das condições de temperatura e pressão que as condicionaram. Assim, a determinação da evolução das paragéneses metamórficas ao longo do tempo, tanto durante a parte prógrada do metamorfismo como durante a retrogradação pós-pico metamórfico, permitem, de uma forma grosseira, constranger qualitativamente o percurso P-T-t resultante da evolução geodinâmica destas rochas. No entanto, as reacções que se seguem são meramente demonstrativas da evolução das associações minerais presentes supondo um sistema simples. Será com uma abordagem semelhante, mas com o uso de *software* apropriado para um sistema com vários componentes que no capítulo das pseudo-secções serão constrangidos quantitativamente os percursos prógrada e retrometamórfico destas rochas.

Nos metatexitos observou-se que a paragénese megablástica plagioclase + feldspato potássico + granada apresentava abundantes inclusões dos minerais da matriz, nomeadamente de biotite, quartzo e sillimanite, e que essa paragénese de pico metamórfico se encontrava abundantemente envolvida por simplectites de biotite + quartzo e por orlas de biotite + sillimanite em redor da granada. A reacção de fusão incongruente de biotite: biotite + sillimanite => granada + feldspato potássico + líquido (1) tem sido frequentemente apontada como uma das mais importantes reacções de formação de granada em metapelitos (Spear et al., 1999) e é apoiada pelas observações petrográficas (Fig. 33a; b). A retrogradação processar-se-ia pelo caminho inverso: granada + feldspato potássico + líquido => biotite + sillimanite (2) (Fig. 18) ou pela reacção de descompressão: granada + feldspato potássico => biotite + quartzo (3) (Fig. 19). O facto da granada se apresentar abundantemente substituída por biotite e muito raramente por moscovite é um forte indício que a solidificação destes migmatitos se processou maioritariamente a $P < 4$ kbar (Spear et al., 1999). Este facto indica que os migmatitos sustentaram $T > 500 - 600$ °C a níveis crustais relativamente superficiais.

Nos diatexitos, tal como nos metatexitos, é abundante a presença de granadas com várias inclusões de biotite e quartzo rodeadas por uma matriz genericamente granolepidoblástica. No entanto, os diatexitos apresentam frequentemente hornblenda e nunca sillimanite. Este facto pressupõe que os diatexitos apresentam uma composição menos peraluminosa que os metatexitos. Desta forma, a única reacção

que poderá ter concorrido para a produção de granada terá sido: biotite + quartzo => granada + feldspato potássico + líquido (4) (Fig. 33c). A presença de simplectites de biotite + quartzo ao redor de granada revela que a granada terá sido reabsorvida através da reacção (3) (Fig. 33d).

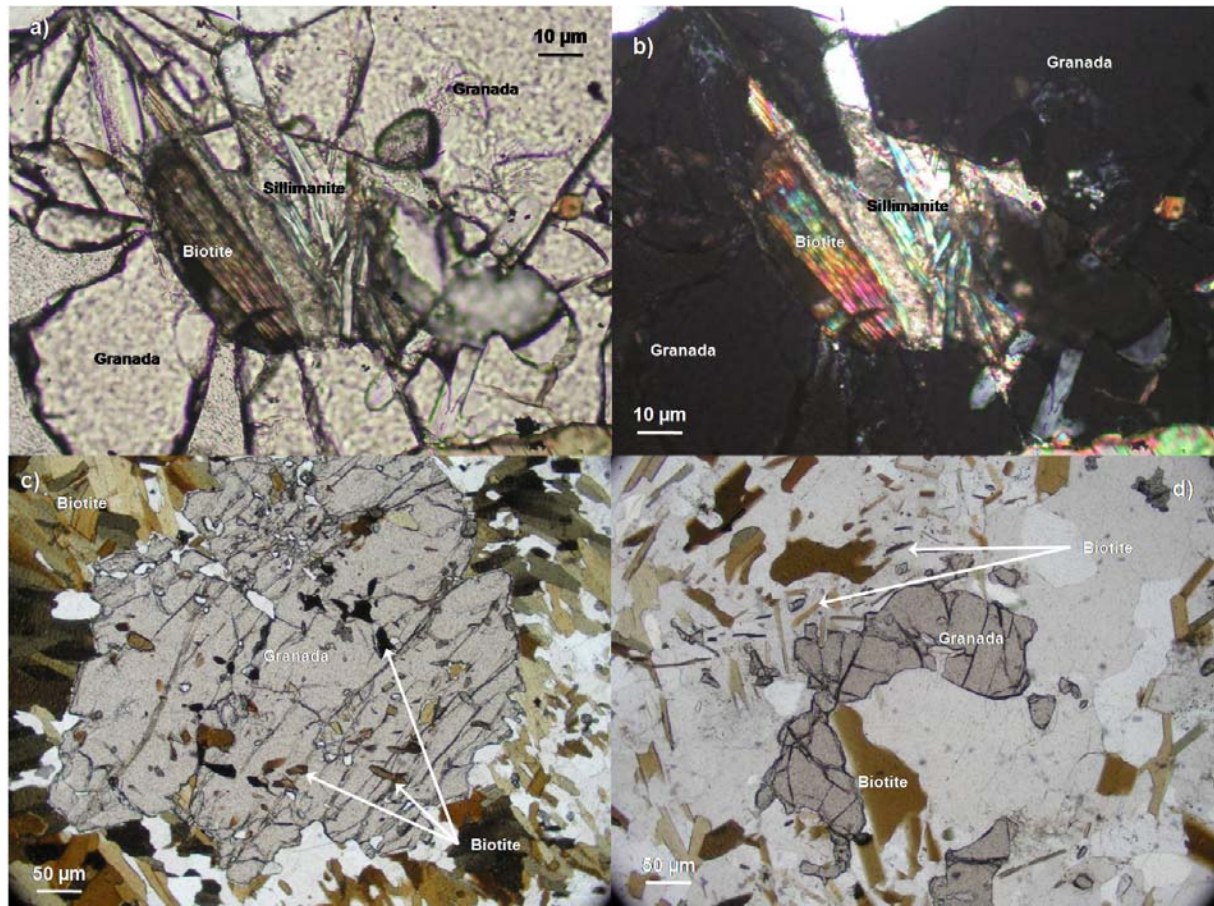


Fig. 33 – Observação petrográfica da reacção de crescimento de granada nos metatexitos (a; b), inclusões de biotites em granada nos diatexitos (c), e simplectites de biotite + quartzo ao redor da granada nos diatexitos (d).

Os charnockitos apresentam, tal como anteriormente referido, o desenvolvimento megablástico de uma paragénese tipicamente granulítica, bem como abundantes evidências texturais de deformação e retrogradação da paragénese mineral prévia. As frequentes inclusões de biotite em granada e, ocasionalmente, em ortopiroxena (Fig. 24) demonstram o percurso prógrado seguido até ao pico metamórfico: biotite + quartzo => granada + feldspato potássico + líquido (4); e biotite + quartzo => ortopiroxena + feldspato potássico + líquido (5); enquanto a presença de simplectites de biotite e quartzo ao redor da ortopiroxena e da granada (sugestivas de forte descompressão) demonstra o caminho retrometamórfico destas rochas (Fig. 34a; b),

através das reacções: ortopiroxena + feldspato potássico + líquido => biotite + quartzo (6) e granada + feldspato potássico => biotite + quartzo (3).

De igual forma, os enderbitos que apresentam uma paragénese mineral de pico metamórfico composta por plagioclase + ortopiroxena + clinopiroxena + granada, com abundantes inclusões de biotite e anfíbola sugerem a presença de reacções de fusão incongruente de biotite (5) para a formação de ortopiroxena, e de anfíbola – hornblenda + quartzo => clinopiroxena + plagioclase + líquido (7) – para o desenvolvimento de clinopiroxena (Fig. 34c). A abundante anfibolitização destas rochas de composição intermédia a básica sugere que as reacções clinopiroxena + plagioclase + líquido => hornblenda + quartzo (8) e granada + plagioclase + líquido => hornblenda + quartzo (9) foram importantes durante o percurso retrógrado (Fig. 34d; Fig. 27).

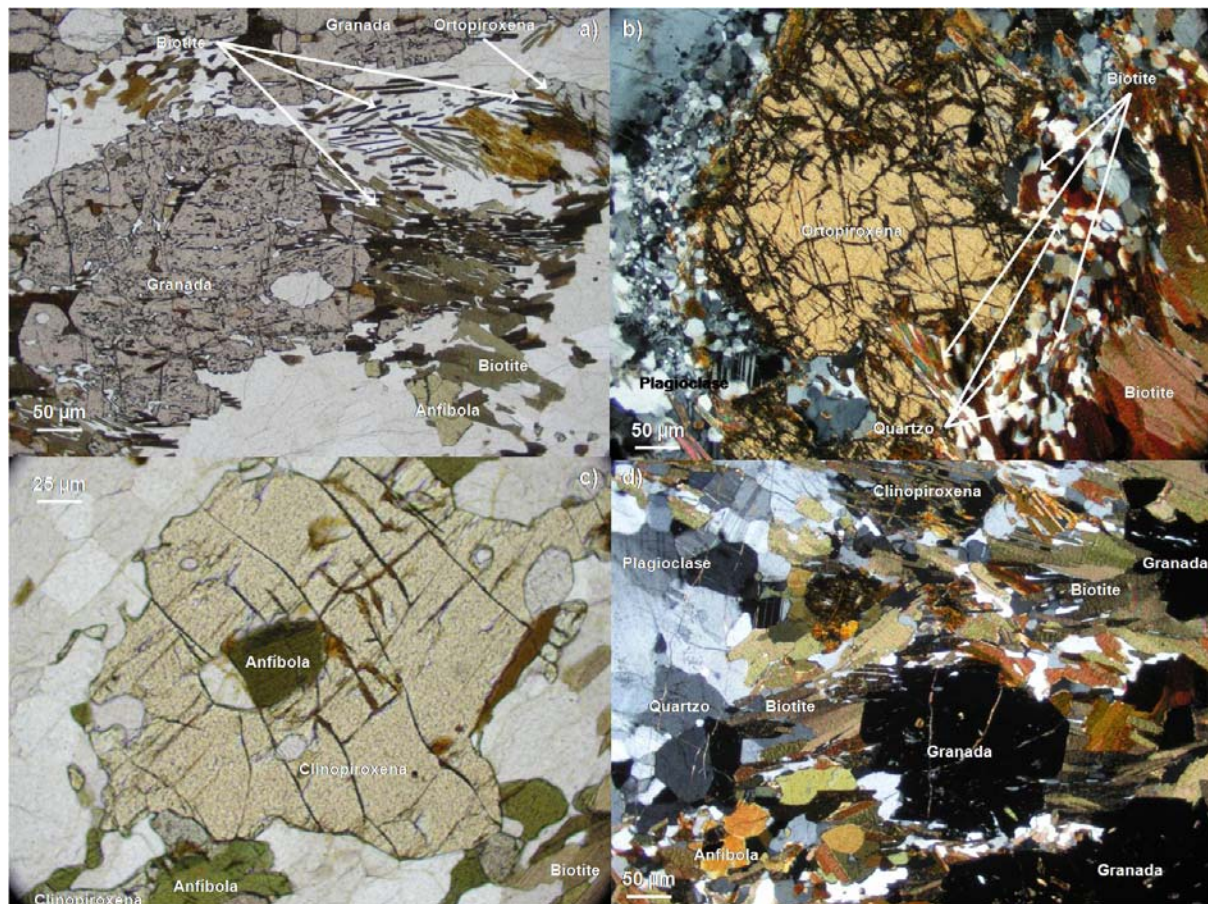


Fig. 34 – Observação petrográfica das reacções de decompressão dos charnockitos (a; b), crescimento de clinopiroxena com inclusão de anfíbola (c), e simplectites de biotite + quartzo ao redor de granada e clinopiroxena (d).

Os blastomilonitos apresentam, independentemente do seu protólito, uma clara substituição da paragénese de mais alto grau por uma paragénese típica de fácies anfibolítica a fácies dos xistos verdes alta. Dá-se o gradual desaparecimento de ortopiroxena, clinopiroxena e granada e recristalização de plagioclase, biotite, feldspato potássico, quartzo, anfíbola (no caso das rochas intermédias a básicas), sillimanite (no caso dos migmatitos) e, em raros casos, de epídoto. Assim, a associação mineral típica dos blastomilonitos é plagioclase + biotite + quartzo + feldspato potássico, encontrando-se algumas relíquias dos minerais típicos de mais alta temperatura.

QUÍMICA MINERAL

Foi realizado um extenso estudo de química mineral, nomeadamente através da análise composicional de elementos maiores de todos os minerais considerados relevantes (plagioclase, feldspato potássico, granada, biotite, anfíbola, óxidos, ortopiroxena e clinopiroxena, e acessoriamente olivina, calcite e dolomite), com o objectivo de correctamente representar a evolução mineral das rochas em estudo.

As fórmulas estruturais dos diferentes minerais foram calculadas da seguinte forma: feldspatos – com base em 8 átomos de oxigénio e a fórmula $(Ca,Na,K)Al(Al,Si)Si_2O_8$; granadas – com base em 24 átomos de oxigénio e a fórmula $A_3O_2T_3O_{12}$; piroxenas – com base em 6 átomos de oxigénio e a fórmula $M_2M_1T_2O_6$; biotites – com base em 20 oxigénios e 4 OH^- e a fórmula $X_2Y_{4-6}T_8O_{20}(OH)_4$; anfíbolos – com base em 13 catiões (excepto Ca, Na e K) e a fórmula $A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}(OH)_2$; ilmenite – com base em 2 catiões e a fórmula estrutural $ATiO_3$; espinelas – com base em 3 catiões e a fórmula estrutural AB_2O_4 ; olivinas – com base em 4 átomos de oxigénio e a fórmula $(M_2,M_1)_2TO_4$; carbonatos – com base em 1 catião e a fórmula $(M_2,M_1)CO_3$. A quantidade de Fe^{2+} e Fe^{3+} foi calculada por balanço de cargas, assumindo que o Fe é o único elemento presente com carga variável.

As composições e fórmulas estruturais dos minerais analisados podem ser disponibilizadas por pedido ao autor desta tese (telmo.santos@ineti.pt).

a) Feldspatos

Embora o conteúdo em anortite na plagioclase (X_{An}) para os diferentes tipos de rochas raramente tenha um zonamento pronunciado do bordo para o núcleo (zonamento máximo $X_{An} = 0.1$), tendo os núcleos um enriquecimento muito ligeiro em anortite, diferentes amostras do mesmo litótipo apresentam uma grande variação consoante o local onde foram amostradas. Assim, as plagioclases estudadas são fundamentalmente andesinas com os valores de X_{An} a variarem de 0.29 a 0.51 ($X_{Or} = 0 - 0.03$) para os charnockitos (s. s.), de $X_{An} = 0.30$ a 0.47 ($X_{Or} = 0.01 - 0.03$) para os enderbitos, $X_{An} = 0.26$ a 0.39 ($X_{Or} = 0.01 - 0.04$) para os metatexitos, $X_{An} = 0.35$ a 0.43 ($X_{Or} = 0.01 - 0.02$) para os diatexitos, e $X_{An} = 0.35$ a 0.50 ($X_{Or} = 0 - 0.01$) para as intercalações anfíbolíticas nos metatexitos. Os blastomilonitos apresentam a maior variação de conteúdo em anortite devido à formação de plagioclase neoblástica tardia do tipo oligoclase com tendência para valores mais sódicos ($X_{An} = 0.17$ a 0.21), variando entre $X_{An} = 0.17$ a 0.55 ($X_{Or} = 0.01 - 0.02$). Os feldspatos potássicos são em

norma muito pobres em Ca e Na ($X_{Ab} < 0.1$ e $X_{An} < 0.01$), sendo que algumas composições mais albíticas chegam a um máximo de $X_{Ab} = 0.22$. A Fig. 35 mostra as variações composicionais dos feldspatos analisados no diagrama Ab-An-Or.

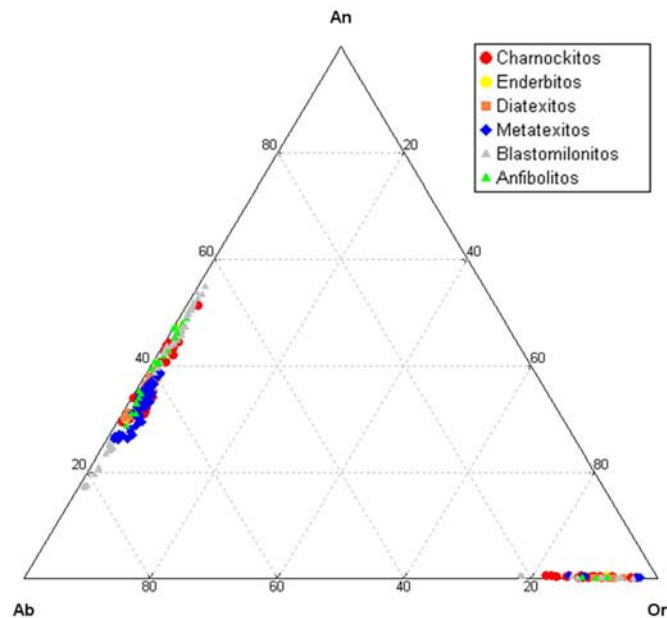
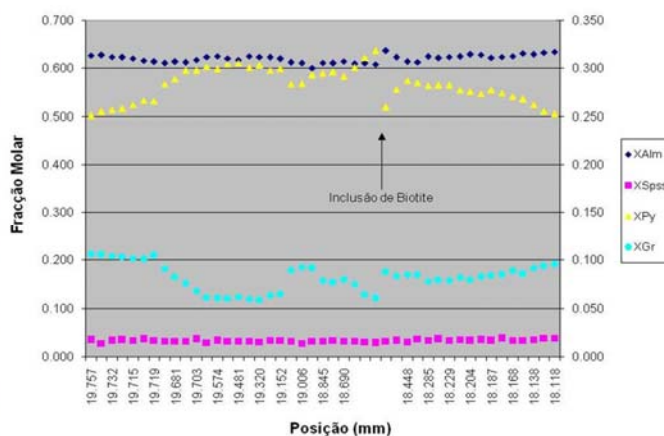
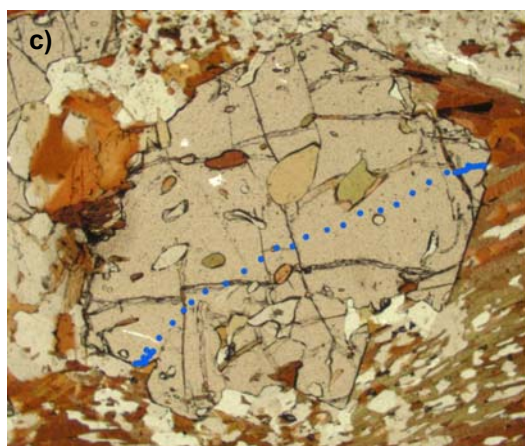
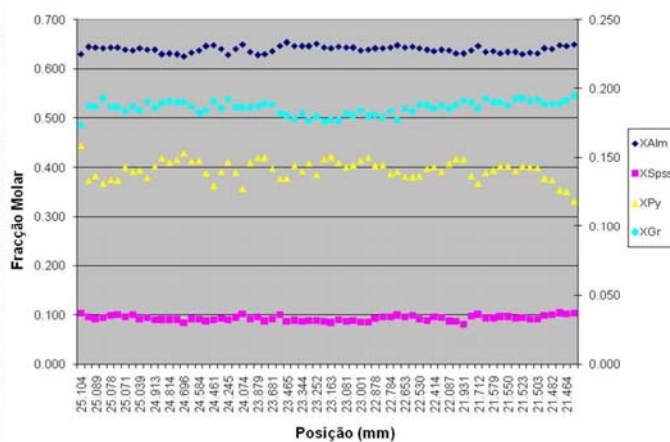
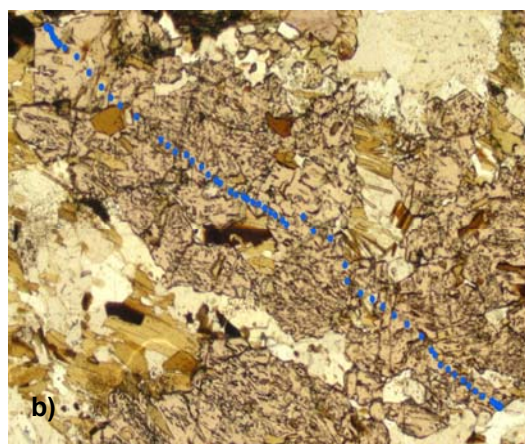
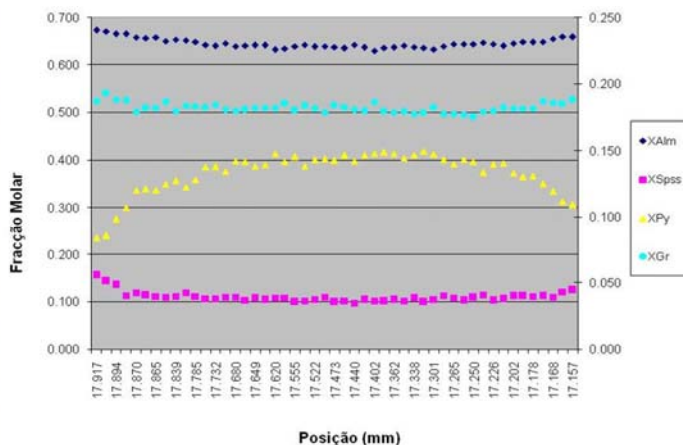
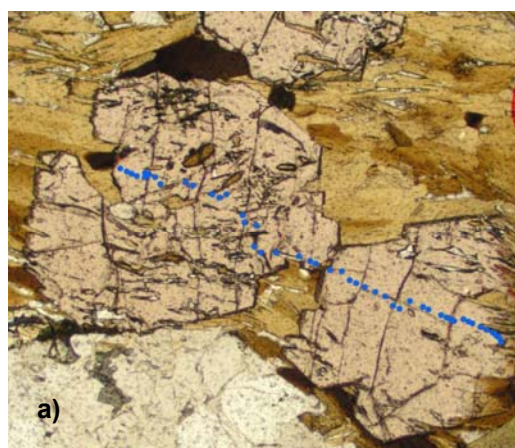


Fig. 35 – Gráfico Ab-An-Or com a variação composicional das plagioclases e feldspatos potássicos analisados para os diferentes litótipos da área estudada.

b) Granadas

As granadas são tipicamente ricas em almandina independentemente dos litótipos, com X_{Alm} sempre superior a 0.54, e os núcleos mais ricos em Mg do que os bordos. Embora todos os litótipos apresentem o mesmo tipo de padrão de zonamento do Bordo (rico em Fe) para o Núcleo (rico em Mg), apresentam igualmente grandes diferenças nos seus valores, nomeadamente $X_{Alm} = 0.66$ a 0.75 e $X_{Py} = 0.09$ a 0.21 para os charnockitos (s. s.), $X_{Alm} = 0.61$ a 0.71 e $X_{Py} = 0.07$ a 0.18 para os enderbitos, $X_{Alm} = 0.58$ a 0.77 e $X_{Py} = 0.15$ a 0.37 para os metatexitos, $X_{Alm} = 0.54$ a 0.67 e $X_{Py} = 0.07$ a 0.09 para os diatexitos e $X_{Alm} = 0.59$ a 0.77 e $X_{Py} = 0.11$ a 0.19 para os blastomilonitos, o que faz com que os metatexitos apresentem os conteúdos mais ricos em molécula pirópica e mais baixo em grossulária ($X_{Gr} = 0.01$ a 0.11), enquanto os diatexitos têm o mais alto conteúdo em grossulária ($X_{Gr} = 0.21$ a 0.27). Quando comparados aos charnockitos (s. s.), os enderbitos são naturalmente mais enriquecidos em cálcio, tendo por isso X_{Gr} a variar entre 0.15 a 0.22, enquanto os seus homólogos félsicos apresentam $X_{Gr} = 0.02$ a 0.18 . O conteúdo em espessartina é

sempre baixo, chegando a um máximo de 0.13 nos charnockitos e diatexitos, enquanto enderbitos e metatexitos apresentam valores sempre inferiores a 0.05. A Fig. 36 apresenta o padrão de zonamento típico pormenorizado para os enderbitos (a; b) e para os metatexitos (c; d), sendo possível a observação que o zonamento Núcleo – Bordo é sempre baixo, não ultrapassando os 10 % para cada componente da granada e que na maioria dos litótipos ocorre substituição de Fe por Mg, à exceção das granadas ricas em grossulária (presentes nos diatexitos e enderbitos) nas quais ocorre também substituição de Mg por Ca, com menor substituição de Fe por Ca.



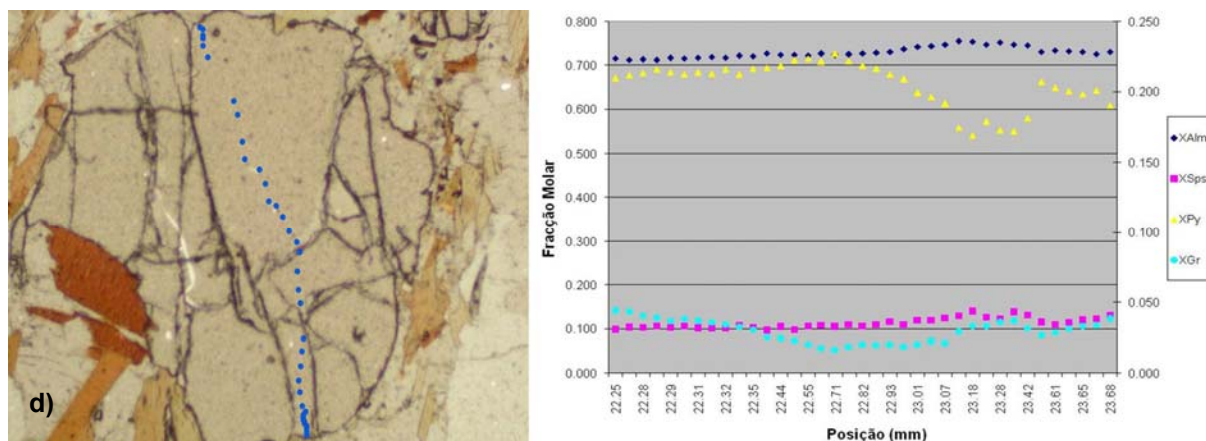


Fig. 36 – Exemplos de perfis composicionais de granadas de enderbitos (a, b) e de metatexitos (c, d). Em todos os gráficos X_{Alm} é apresentado no eixo principal, enquanto X_{Spss} , X_{Py} e X_{Gr} são apresentados no eixo secundário. A Fig. 38a apresenta um perfil composicional difusivo típico com zonamento Bordo-Núcleo-Bordo no qual há um decréscimo de Fe e Mn e acréscimo de Mg do bordo para o núcleo. Na Fig. 38b esse zonamento composicional encontra-se presente apenas num dos bordos. Na Fig. 38c é possível observar como uma inclusão de biotite perturba o padrão de zonamento típico da granada, aumentando substancialmente a razão Fe/(Fe+Mg) da granada. Na Fig. 38d apresenta-se um raro perfil em que as fases composicionais de granada não apresentam os valores esperados, o que provavelmente se deve à passagem do perfil por uma zona heterogênea.

c) Piroxenas

As ortopiroxenas (hiperstenas) presentes nos charnockitos apresentam conteúdos em enstatite (X_{En}) que variam entre 0.39 e 0.48 com um máximo de 3% de wollastonite (X_{Wo}) e Al_2O_3 a variar entre 0.76 e 3.40 Wt% (~ 0.1 catiões de alumínio por fórmula). São ligeiramente zonadas, com um enriquecimento genérico de Mg no núcleo. Os enderbitos apresentam zonamentos Bordo – Núcleo semelhantes, $X_{En} = 0.41$ a 0.44, um máximo de 2% de wollastonite, sendo que o seu valor em Al_2O_3 é consideravelmente inferior (0.59 a 0.98 Wt%). As amostras de blastomilonitos com relíquias de ortopiroxena têm valores de enstatite e Al_2O_3 semelhantes aos dos enderbitos. Os anfíbolitos inclusos nos metatexitos apresentam valores de enstatite mais altos, variando entre 0.51 e 0.52 e Al_2O_3 mais baixo (0.76 a 0.95 Wt%).

As clinopiroxenas normalmente são augites diopsídicas, não apresentam zonamento e têm um conteúdo em molécula wollastonítica de 0.42 a 0.48 para todas as amostras. A enstatite varia entre 0.30 a 0.35 para os enderbitos e os blastomilonitos, 0.37 a 0.41 para os anfíbolitos e 0.47 a 0.52 para os mármore pobres em Fe intercalados nos metatexitos (diópsidos). As quantidades de Na e Al são baixas variando entre < 0.6 Wt% e 0.8 - 2.1 Wt% (< 0.1 catiões de Al por fórmula), respectivamente. A Fig. 37 mostra a variação composicional das piroxenas estudadas.

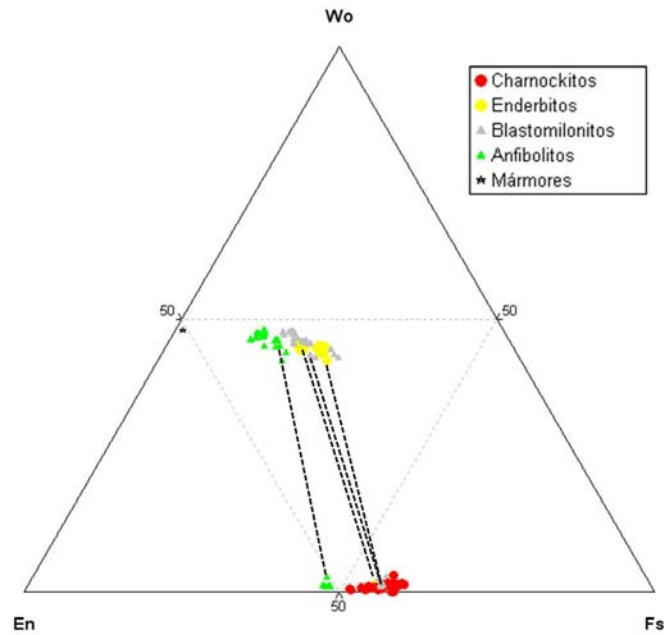


Fig. 37 – Gráfico Wo-En-Fs com a variação composicional das piroxenas analisadas para os diferentes litótipos da área estudada. A figura mostra ainda a ligação entre ortopiroxena e clinopiroxena presentes na mesma amostra de enderbito, blastomilonito e anfibolito.

d) Biotite

Os enderbitos e os diatexitos têm biotites pobres em Mg, apresentando $X_{Mg} = 0.42$ a 0.43 e $X_{Mg} = 0.36$ a 0.38 , respectivamente, enquanto as biotites dos charnockitos e dos blastomilonitos apresentam uma grande variação ($X_{Mg} = 0.39$ a 0.55). O conteúdo em TiO_2 é relativamente elevado para os enderbitos ($TiO_2 = 5.7 - 5.8$ Wt%) e charnockitos ($TiO_2 = 3.8 - 6.3$ Wt%), tal como esperado para rochas de alto grau metamórfico, mas também para os blastomilonitos ($TiO_2 = 4.9 - 5.8$ Wt%). Os diatexitos apresentam valores de TiO_2 mais baixos, variando entre 3.7 a 4.5 Wt%. Os metatexitos e os anfibolitos têm biotites pobres em Fe, com X_{Mg} a variar entre 0.52 a 0.76 e 0.55 a 0.65 , respectivamente. Os seus conteúdos em TiO_2 também são similares ($3.7 - 4.5$ Wt%). Os mármores intercalados nos metatexitos apresentam as biotites com maior conteúdo em flogopite ($X_{Mg} = 0.92$ to 0.98) e o mais baixo valor em TiO_2 , variando entre 1.3 a 3.3 Wt%, o que está certamente condicionado pela composição original dos protólitos e não pelo grau metamórfico que é, tal como nas demais rochas, muito alto. As biotites da matriz são genericamente semelhantes às biotites inclusas nas granadas (com a exceção de que estas apresentam razões Fe/Mg ligeiramente mais baixas que as da matriz, por reequilíbrio retrógrado com a

granada), apresentando em número de catiões por fórmula a variação composicional observada na Tab. 1 e na Fig. 38.

Biotites	Charnockitos	Enderbitos	Diatexitos	Metatexitos	Blastomilonitos
Si	5.3 - 5.6	5.4 - 5.7	5.4 - 5.7	5.3 - 5.6	5.5 - 5.6
Al ^{VI}	0.00 - 0.41	0.00 - 0.09	0.19 - 0.46	0.10 - 0.90	0.00 - 0.23
Ti	0.4 - 0.8	0.4 - 0.7	0.4 - 0.5	0.1 - 0.8	0.6 - 0.7
Fe ²⁺	1.9 - 3.1	2.2 - 2.9	2.8 - 3.2	0.9 - 2.1	2.2 - 2.8
Mg	1.9 - 2.9	2.1 - 2.9	1.6 - 2.0	2.2 - 4.1	2.1 - 2.6
K	1.76 - 1.99	1.78 - 1.95	1.71 - 2.00	1.53 - 2.00	1.81 - 2.00
Na	0.00 - 0.11	0.01 - 0.07	0.00 - 0.04	0.00 - 0.12	0.00 - 0.03

Tab. 1 – Variação composicional das biotites dos diferentes litótipos para os elementos mais relevantes (em número de catiões por fórmula).

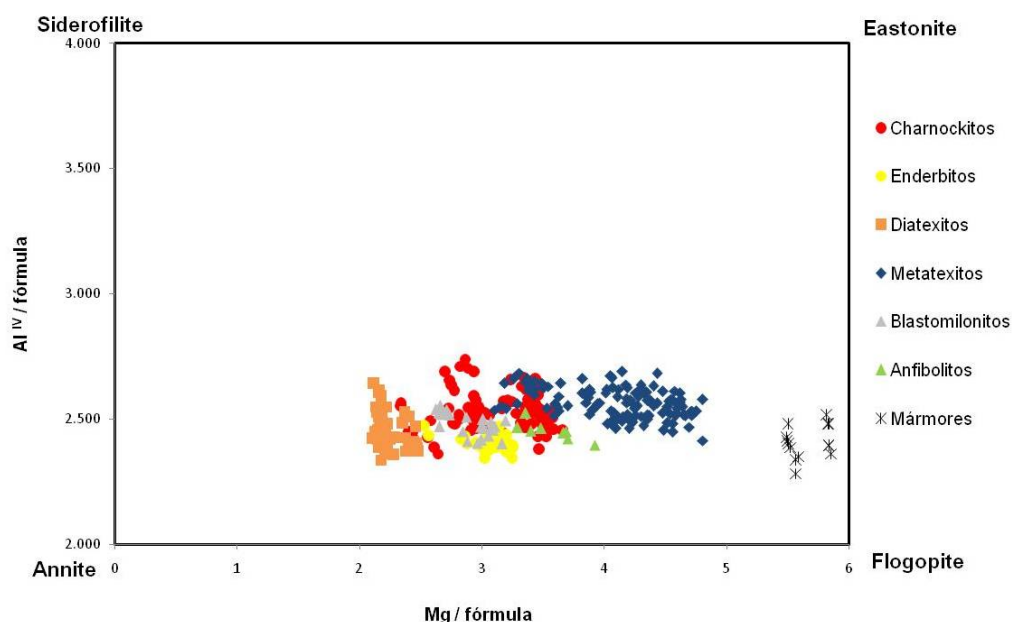


Fig. 38 – Variação composicional das biotites analisadas para os diferentes litótipos.

e) Anfíbolos

As anfíbolos são tipicamente hornblendas (s. l.) com valores de X_{Mg} a variar entre 0.35 e 0.65 para os charnockitos, enderbitos, diatexitos e blastomilonitos, com os enderbitos a apresentarem valores progressivamente mais enriquecidos em magnésio. No entanto, as anfíbolos dos diatexitos apresentam valores mais baixos de TiO_2 (1.1 – 1.5 Wt%) do que os charnockitos ($TiO_2 = 1.8 - 2.4$ Wt%). Os anfíbolitos têm os conteúdos em TiO_2 (1.0 – 3.0 Wt%) e X_{Mg} (0.54 – 0.73) mais elevados, enquanto os mármore apresentam anfíbolos muito pobres em Fe e valores de TiO_2 a variar entre

0.9 e 1.2 Wt%. Em termos de cátions por fórmula, as anfíbolos apresentam a variação composicional observada na Tab. 2 e na Fig. 39.

Anfíbolos	Charnockitos	Enderbitos	Diatexitos	Blastomilonitos	Anf. Metatex.	Anf. 3 Rios
Si	6.1 - 6.2	6.2 - 6.4	6.1 - 6.3	6.2 - 6.7	6.2 - 6.4	6.3 - 6.7
Al ^{VI}	0.3 - 0.5	0.3 - 0.5	0.4 - 0.6	0.1 - 0.6	0.4 - 0.6	0.2 - 0.4
Ti	0.2 - 0.3	0.2 - 0.3	0.1 - 0.2	0.1 - 0.2	0.2 - 0.3	0.1 - 0.2
Fe ²⁺	1.9 - 2.4	1.7 - 2.2	2.0 - 2.6	1.3 - 2.2	1.4 - 1.8	1.0 - 1.6
Fe ³⁺	0.3 - 0.9	0.2 - 0.8	0.2 - 0.9	0.2 - 1.3	0.1 - 0.6	0.3 - 0.9
Mg	1.6 - 1.9	1.6 - 2.1	1.4 - 1.5	1.7 - 2.5	2.2 - 2.4	2.3 - 2.8
Ca	1.6 - 1.9	1.7 - 1.8	1.8 - 1.95	1.6 - 1.9	1.7 - 1.8	1.7 - 1.9
(Na+K) _A	0.49 - .79	0.42 - 0.67	0.40 - 0.65	0.20 - 0.65	0.44 - 0.64	0.30 - 0.56

Tab. 2 – Variação composicional das anfíbolos nos diferentes litótipos para os elementos mais relevantes (em número de cátions por fórmula).

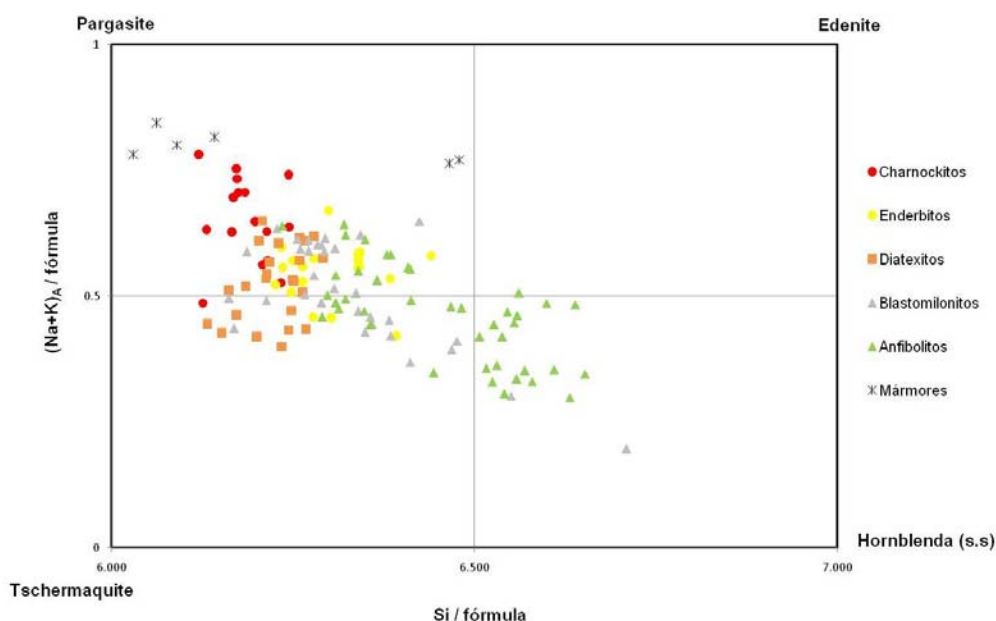


Fig. 39 – Variação composicional das anfíbolos analisadas para os diferentes litótipos.

f) Óxidos

Os óxidos presentes nas rochas estudadas são fundamentalmente ilmenites e magnetites, podendo encontrar-se em menor quantidade Ti-magnetites e espinela (s.s.). As ilmenites apresentam teores em $X_{\text{Hem}} = 0.05 - 0.10$ ($X_{\text{Gk}} < 0.02$ e $X_{\text{Py}} < 0.06$) para os charnockitos (s. s.) e $X_{\text{Hem}} = 0.04 - 0.12$ ($X_{\text{Gk}} < 0.03$ e $X_{\text{Py}} < 0.01$) para os enderbitos, enquanto as magnetites apresentam $X_{\text{Mt}} > 0.99$. Um charnockito muito retrogradado apresenta espinela zincífera (ZnO = 15 – 16 Wt%) com FeO ~ 21 Wt%, podendo ser considerada uma solução sólida entre ganite e hercinite. Os metatexitos,

bem como os anfibolitos intercalados e a generalidade dos blastomilonitos, apresentam exclusivamente ilmenite com muito baixo teor de hematite ($X_{Hem} = 0 - 0.03$), $X_{Gk} = 0 - 0.07$ e $X_{Py} = 0 - 0.03$, sendo que o único blastomilonito com magnetite apresenta $X_{Usp} < 0.11$ (o mais elevado de todas as magnetites analisadas) e ilmenites com $X_{Py} < 0.1$. Os mármore intercalados nos metatexitos apresentam espinela (s. s.) com $X_{Her} < 0.07$, enquanto os anfibolitos de 3 Rios apresentam ilmenite com $X_{Hem} = 0 - 0.13$ ($X_{Gk} = 0 - 0.02$ e $X_{Py} = 0 - 0.03$) e magnetites com $X_{Mt} > 0.99$. A Fig. 40 mostra a variação composicional dos óxidos analisados.

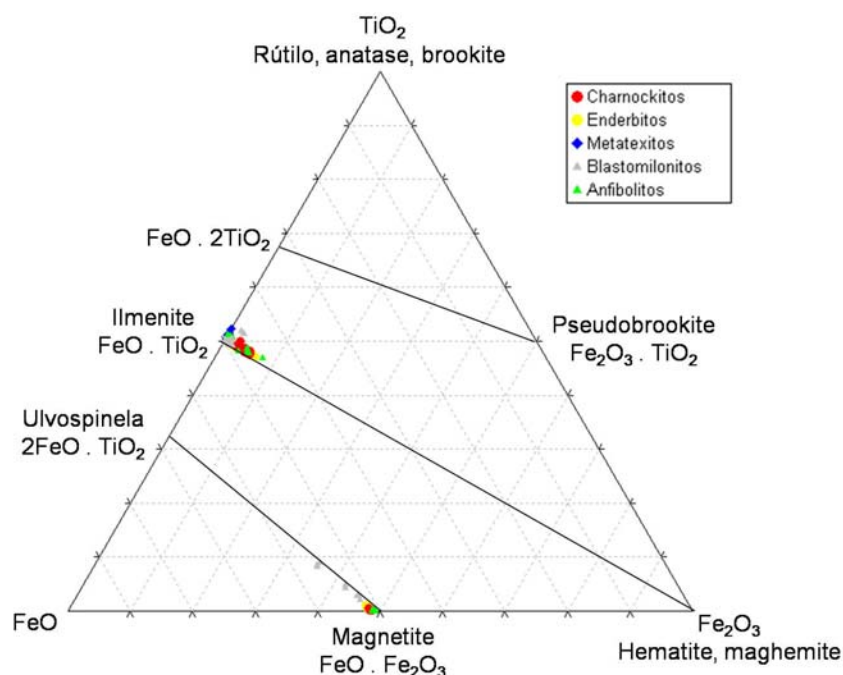


Fig. 40 – Variação composicional dos óxidos analisados para os diferentes litótipos.

g) Olivina

Olivina está presente na área em estudo apenas como parte dos mármore pobres em Fe, tendo um conteúdo elevado em forsterite ($X_{Fo} = 0.86 - 0.97$).

h) Carbonatos

Os carbonatos presentes nos mármore intercalados em metatexitos são fundamentalmente calcite (99%) com conteúdos diminutos de dolomite. As calcites apresentam teores em X_{Mg} na ordem de 0.06 a 0.1, enquanto as dolomites apresentam X_{Mg} a variar entre 0.46 – 0.49. Ambas apresentam teores negligenciáveis de siderite.

GEOTERMOBAROMETRIA

Foi realizado um extenso estudo geotermobarométrico de modo a determinar as condições de temperatura e pressão no pico metamórfico, bem como o percurso retrometamórfico que se seguiu. Deste modo, tal como descrito no capítulo anterior, procedeu-se a análises quantitativas de elementos maiores nos núcleos e bordos de cada mineral.

Os geotermómetros utilizados foram os seguintes: termómetro de troca catiónica Fe-Mg entre granada e biotite de Ferry & Spear (1978), corrigido por Hodges & Spear (1982), os termómetros de troca catiónica Fe-Mg entre granada e ortopiroxena de Lal (1993) e Lee & Gangully (1988), o termómetro de troca catiónica Fe-Mg entre granada e clinopiroxena de Ellis & Green (1979), o termómetro de troca catiónica Fe-Mg entre granada e anfíbola de Krogh Ravn (2000), o termómetro de troca catiónica Na-Ca entre anfíbola e plagioclase de Holland & Blundy (1994), o termómetro de 2 piroxenas e o termómetro olivina-clinopiroxena de Andersen & Lindsley (1988) e o termómetro de 2 feldspatos de Stormer (1975). Os geobarómetros utilizados foram os baseados em reacções de transferência de rede GAPES (granada – plagioclase – enstatite – SiO_2) e GADS (granada – anortite – diópsido – SiO_2) de Eckert et al. (1991), os geobarómetros HD e DI de Moecher et al. (1988), o geobarómetro GASP (granada – Al_2SiO_5 – SiO_2 – plagioclase) de Newton & Haselton (1981), os geobarómetros GRIPS (granada – rútilo – ilmenite – plagioclase – SiO_2) e GRAIL (granada – rútilo – Al_2SiO_5 – ilmenite – SiO_2) de Ghent & Stout (1984) e o geobarómetro GAmPS (granada – anfíbola – plagioclase – SiO_2) de Kohn & Spear (1990) (Tab. 3).

Como as rochas estudadas são granulitos, sabendo-se à partida que são rochas de alta temperatura e expectavelmente pressão relativamente baixa, procurou-se realizar o estudo geotermobarométrico em três etapas: a) estabelecimento aproximado da temperatura, usando para isso os geotermómetros reconhecidamente mais resistentes ao erro associado ao desconhecimento da pressão (Ferry & Spear, 1978; Hodges & Spear, 1982; Lal, 1993; Lee & Gangully, 1988; Ellis & Green, 1979) e posteriormente, com esse valor aproximado de temperatura, o uso dos geobarómetros mais resistentes ao erro associado ao desconhecimento da temperatura (GAPES e GADS de Eckert et al., 1991), obtendo-se assim valores aproximados de T e P; b) repetição do procedimento anterior, usando todos os geotermómetros e geobarómetros referidos, incluindo os previamente utilizados, para que fosse possível um refinamento das estimativas de P e T; c) por fim, nos casos em que a paragénese

mineral o permitiu, comparação dos valores obtidos (Tab. 6) com os programas informáticos TWQ 2.02 (Berman, 1991; Berman & Aranovich, 1996) e Thermocalc 3.2.1 (Powell & Holland, 1999) que utilizam bases de dados com consistência interna. Como se pode observar nos exemplos da Fig. 41, existe uma concordância muito boa entre os resultados obtidos com os programas informáticos que utilizam bases de dados com consistência interna e os valores obtidos para essas mesmas amostras usando geotermómetros e geobarómetros isoladamente (Tab. 6; Fig. 41). Como os resultados obtidos com os programas referidos se revelam muito próximos dos obtidos com o uso separado dos geotermómetros e geobarómetros, e estes últimos apresentam uma mais fácil e rápida discriminação das temperaturas e pressões relativas a cada uma das associações minerais utilizadas, os valores obtidos na Tab. 6 serão tomados como referência para este trabalho.

Nº	Referência	Reacções
1	Ferry & Spear (1978)	$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + Mg_3Al_2Si_3O_{12}$
	Hodges & Spear (1982)	$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ $Ca_3Al_2Si_2O_8 + 2Al_2SiO_5 + SiO_2 = 3CaAl_2Si_2O_8$
2	Lal (1993)	$3Fe_2Si_2O_6 + 2Mg_3Al_2Si_3O_{12} = 3Mg_2Si_2O_6 + 2Fe_3Al_2Si_3O_{12}$
3	Lee & Gangully (1988)	$3Fe_2Si_2O_6 + 2Mg_3Al_2Si_3O_{12} = 3Mg_2Si_2O_6 + 2Fe_3Al_2Si_3O_{12}$
4	Holland & Blundy (1994)	$NaCa_2Mg_5Si_7AlO_{22}(OH)_2 + 4SiO_2 = Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + NaAlSi_3O_8$ $NaCa_2Mg_5Si_7AlO_{22}(OH)_2 + NaAlSi_3O_8 = CaNa_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + CaAl_2Si_2O_8$
5	Ellis & Green (1979)	$3CaFeSi_2O_6 + Mg_3Al_2Si_3O_{12} = 3CaMgSi_2O_6 + Fe_3Al_2Si_3O_{12}$
6	Andersen & Lindsley (1988)	$FeSiO_3 + CaMgSi_2O_6 = MgSiO_3 + CaFeSi_2O_6$
7	Krogh Ravn (2000)	$4Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3Ca_2Mg_4Al_2Si_7O_{22}(OH)_2 = 4Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 3Ca_2Fe_4Al_2Si_7O_{22}(OH)_2$
8	Stormer (1975)	$NaAlSi_3O_8 (FK) = NaAlSi_3O_8 (Plg)$
9	Andersen & Lindsley (1988)	$CaMgSi_2O_6 + Fe_2SiO_4 = CaFeSi_2O_6 + Mg_2SiO_4$
10	Kohn & Spear (1990)	$6CaAl_2Si_2O_8 + 3Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 = 2Ca_3Al_2Si_3O_{12} + Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 3Ca_2Mg_4Al_2Si_7O_{22}(OH)_2 + 6SiO_2$ $6CaAl_2Si_2O_8 + 3Ca_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2 = 2Ca_3Al_2Si_3O_{12} + Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3Ca_2Fe_4Al_2Si_7O_{22}(OH)_2 + 18SiO_2$
11	Eckert et al. (1991)	$3CaAl_2Si_2O_8 + 3Mg_2Si_2O_6 = 2Mg_3Al_2Si_3O_{12} + Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 3SiO_2$
12	Eckert et al. (1991)	$3CaAl_2Si_2O_8 + 3CaMgSi_2O_6 = 2Ca_3Al_2Si_3O_{12} + Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 3SiO_2$
13	Moecher et al. (1988)	$3CaFeSi_2O_6 + 3CaAl_2Si_2O_8 = 2Ca_3Al_2Si_3O_{12} + Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3SiO_2$ $3CaMgSi_2O_6 + 3CaAl_2Si_2O_8 = 2Ca_3Al_2Si_3O_{12} + Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 3SiO_2$
14	Ghent & Stout (1984)	$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3TiO_2 = 3FeTiO_3 + Al_2SiO_5 + 2SiO_2$ $2Fe_3Al_2Si_3O_{12} + Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 6TiO_2 = 6FeTiO_3 + 3CaAl_2Si_2O_8 + 3SiO_2$
	Newton & Haselton (1981)	$Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 2Al_2SiO_5 + SiO_2 = 3CaAl_2Si_2O_8$

Tab. 3 – Geotermómetros e geobarómetros utilizados nesta dissertação, bem como as reacções minerais pertinentes para estimativa da temperatura e da pressão.

a) Migmatitos

A caracterização geotermobarométrica das rochas metamórficas de alto grau, especialmente os litótipos onde ocorre abundante migmatização, apresenta várias dificuldades que se prendem com as incertezas relativas à estimativa do pico

metamórfico, pois reacções de difusão catiónica intergranular ou reacções de transferência de rede com formação de paragénese retrógradas podem alterar significativamente as composições minerais das paragénese de pico metamórfico e, desta forma, impedir a correcta estimativa do clímax térmico (Spear & Florence, 1992).

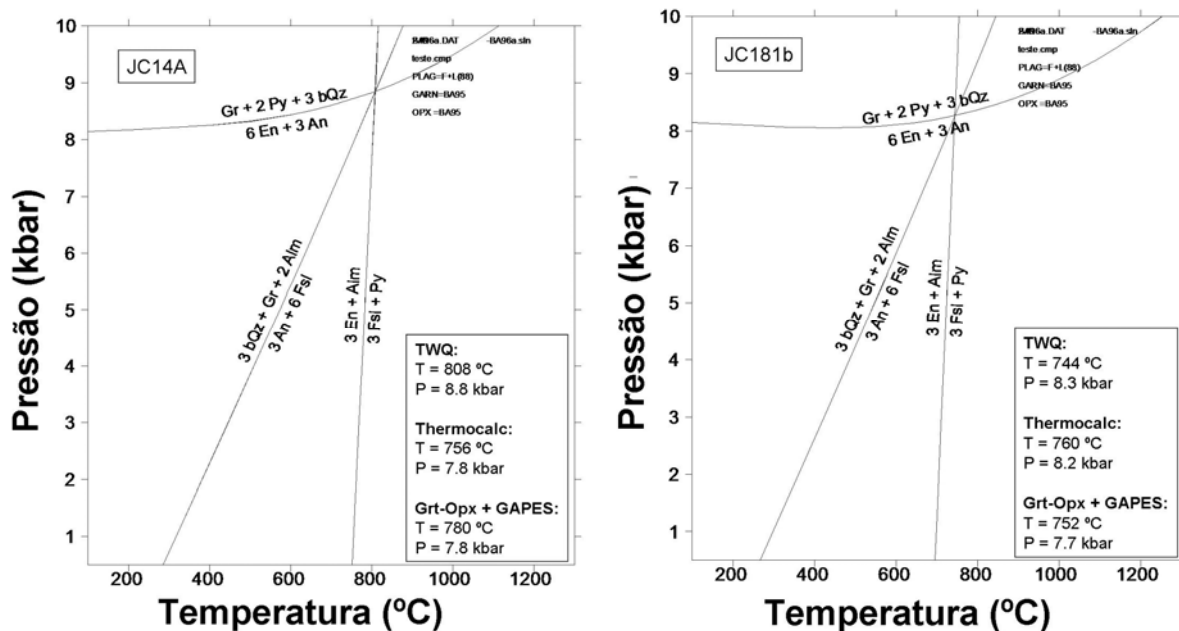


Fig. 41 – Geotermobarometria TWQ 2.02 (Berman, 1991; Berman & Aranovich, 1996) e resultados TWQ 2.02, Thermocalc 3.2.1 (Powell & Holland, 1999) e granada – ortopiroxena (Lal, 1993) + GAPES (Eckert et al., 1991) obtidos neste trabalho para as duas amostras em questão. Como é possível observar pela variação de T e P (16 – 52 °C e 0.6 – 1 kbar, respectivamente), o erro associado à estimativa isolada de T e P é reduzido.

Como evidenciado pelos resultados da Tab. 4, nos casos em que não há sillimanite retrógrada, podendo assumir-se a existência exclusiva de difusão pós-pico metamórfico entre granada e biotite, as temperaturas granada (núcleo) – biotite (matriz) são similares (T ~ 819 – 880 °C) aos valores estimados a partir da intersecção das curvas de equilíbrio das reacções GRIPS e GRAIL (T = 801 – 869 °C; Fig. 42), sugerindo que após o pico metamórfico (T ~ 850 ± 50 °C) a variação da razão Fe/(Fe+Mg) entre granada e biotite foi pouco alterada, o que pode significar rápido arrefecimento subsequente ou reduzida disponibilidade de biotite na matriz.

Os metatexitos com formação retrógrada de sillimanite, ou seja, na qual se processaram reacções retrógradas de transferência de rede como granada + feldspato potássico + líquido => biotite + sillimanite, apresentam, à excepção de uma amostra, temperaturas granada (núcleo) – biotite (matriz) superiores a muito superiores ao pico

metamórfico. Tal deve-se ao facto de, embora o núcleo da granada não tenha sofrido modificações significativas na razão Fe/(Fe+Mg) após o pico metamórfico, a razão Fe/(Fe+Mg) da biotite matricial é agora significativamente maior devido às reacções de consumo do bordo da granada que apresenta uma muito maior razão Fe/(Fe+Mg), produzindo resultados geotermométricos granada – biotite pouco razoáveis que podem ir até $T = 1025 \text{ }^\circ\text{C}$.

As biotites inclusas nas granadas permanecerão num sistema fechado onde é possível difusão com consequente variação da razão Fe/(Fe+Mg) até à temperatura de fecho mineral, sendo que as temperaturas estimadas com as inclusões de biotite e a granada em contacto com as mesmas se aproximam da temperatura de fecho efectiva para a difusão no contacto granada – biotite ($T = 478 - 562 \text{ }^\circ\text{C}$). Por sua vez, as temperaturas estimadas com os bordos das granadas e as biotites da matriz apresentam valores que se aproximam das temperaturas até as quais foi possível a difusão de Fe e Mg entre o bordo da granada e as biotites da matriz no caso das amostras sem sillimanite ($T = 519 - 680 \text{ }^\circ\text{C}$) ou as temperaturas até as quais foram possíveis reacções de difusão e de transferência de rede, no caso das amostras com sillimanite ($T = 509 - 769 \text{ }^\circ\text{C}$).

Metatexitos	Amostra	$\text{Grt}_N - \text{Bi}_{\text{Mat}}$	$\text{Grt}_N - \text{Bi}_{\text{inc}}^*$	$\text{Grt}_{\text{contacto}} - \text{Bi}_{\text{inc}}^{**}$	$\text{Grt}_B - \text{Bi}_{\text{Mat}}$	GRIPS-GRAIL
S/ Sill	13a	819	730	562	519	-
	12b	880	691	538	680	-
C/ Sill	26A2a	815	655	511	520	801
	26B1d	770	-	-	509	842
	35Aa	1025	-	-	656	869
	35Ba	1001	-	-	769	-
	35Bc	920	600	478	609	-
	35C	961	-	-	654	-

Tab. 4 – Geotermometria granada - biotite (Ferry & Spear, 1978) para os metatexitos com e sem sillimanite e resultados GRIPS e GRAIL, representativos da temperatura do pico metamórfico. *Temperatura mais alta das inclusões analisadas; **Temperatura mais baixa das inclusões analisadas.

Para além da existência de reacções de troca catiónica e de transferência de rede, outros factores condicionam a variação da razão Fe/(Fe+Mg) da granada e das biotites após o pico metamórfico e que influenciam a difusão entre estes minerais, nomeadamente a razão volumétrica entre granada e biotite, que intervêm na disponibilidade de Fe e Mg para a troca catiónica entre os dois minerais, e a velocidade de arrefecimento das rochas, razão pela qual este tópico será

posteriormente desenvolvido no capítulo das taxas de arrefecimento petrológicas onde serão feitas várias inferências respeitantes à pertinência da existência predominante dos modelos difusivo/transfêrencia de rede consoante o comportamento (ajuste) dos perfis composicionais Fe/(Fe+Mg) da granada utilizados na modelação petrológica da taxa de arrefecimento.

A observação textural da reacção prógrada de fusão incongruente de biotite (1): biotite + sillimanite + quartzo => granada + feldspato potássico + líquido sugere valores da temperatura no pico metamórfico em $T \sim 820 \text{ } ^\circ\text{C}$, sendo que o uso, como já foi referido, dos geotermobarómetros combinados GRIPS e GRAIL permitiram quantificar as condições de T e P presentes no pico metamórfico destas rochas como variando entre 801 e 869 $^\circ\text{C}$ e 7.1 e 8.0 kbar (Fig. 42).

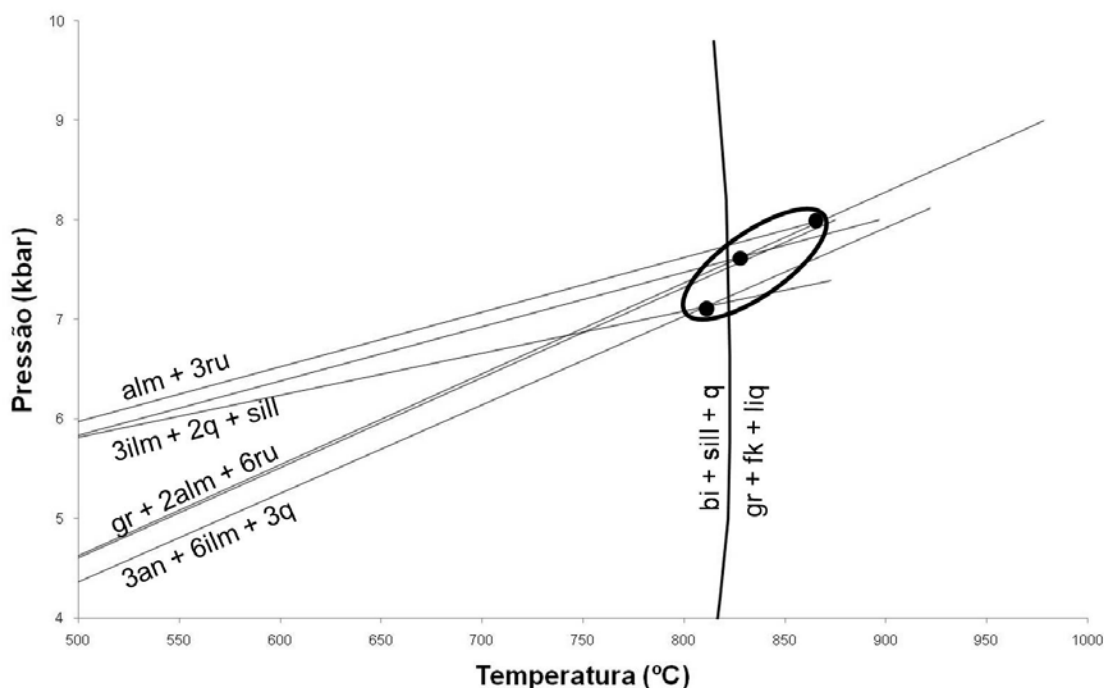


Fig. 42 – Constrangimentos qualitativos e quantitativos das condições de pico metamórfico para os metatexitos (geotermobarometria GRIPS & GRAIL e reacção de fusão incongruente da biotite para a amostra PI (C/6-45) utilizada nas pseudo-secções – a reacção é meta-estável abaixo de 7 kbar, como se pode verificar na pseudo-secção da pág. 99). A oval representa a variação de T e P para as amostras analisadas. As notações minerais são apresentadas como no programa Thermocalc 3.2.1.

b) Charnockitos (s. l.) e diatexitos

A geotermobarometria dos charnockitos (s. l.) e diatexitos é facilitada devido à possibilidade de um maior número de reacções pertinentes à estimativa das temperaturas e pressões, nomeadamente a presença de associações do tipo

plagioclase – quartzo – ortopiroxena – granada – biotite nos charnockitos, de plagioclase – clinopiroxena – ortopiroxena – granada – quartzo – hornblenda – biotite nos enderbitos e de plagioclase – quartzo – granada – biotite – hornblenda nos diatexitos permite o uso de, para além do geotermómetro granada – biotite, de outros pares de minerais considerados muito precisos para a estimativa da T (granada – ortopiroxena, granada – clinopiroxena, granada – anfíbola) e de reacções de transferência de rede capazes de fornecer estimativas precisas da pressão (GAPES, GADS e GAmPS – ver Tab. 3).

Embora estas rochas apresentem associações minerais que permitem o uso de um maior número de geotermómetros e geobarómetros, como visível na Tab. 3 e 6, apenas um número reduzido delas caracteriza correctamente as condições geotermobarométricas presentes no pico metamórfico, nomeadamente as que apresentam associações minerais em equilíbrio (paragéneses) presentes no pico metamórfico, são compostas pelos minerais que fecham os sistemas químicos a mais alta temperatura e melhor resistem ao reequilíbrio químico da retrogradação. Os geotermómetros que cumprem estes requisitos e que são consideradas como mais fiáveis na discriminação do pico metamórfico para os charnockitos e enderbitos são os baseados na paragénese granada – ortopiroxena, sendo que a calibração de Lal (1993) apresenta valores mais fiáveis do que a de Lee & Gangully (1988) que fornece valores entre 20 a 30 °C mais elevados que o pico metamórfico (Lal, 1993); e os geotermómetros baseados na paragénese granada – clinopiroxena, sendo que a calibração experimental de Ellis & Green (1979) é considerada por vários autores como a mais fiável (Johnson et al., 1983; Krogh, 1988). A comparação entre os geotermómetros granada – ortopiroxena/clinopiroxena revela que o primeiro apresenta temperaturas mais elevadas resultantes de uma temperatura de fecho mais elevada. Como os diatexitos não apresentam piroxena e existe equilíbrio granada – anfíbola, o geotermómetro formulado por Krogh Ravn (2000) foi utilizado para melhor discriminação da temperatura máxima. Para a estimativa da pressão são considerados mais fidedignos os geobarómetros complementares aos geotermómetros supracitados (Eckert et al., 1991; Kohn & Spear, 1990).

Tal como verificado nos metatexitos sem sillimanite, os charnockitos, enderbitos e diatexitos, rochas de composição mais metaluminosa (sem sillimanite), apresentam, à excepção de uma amostra (36Cb; T = 1020 °C), temperaturas granada (núcleo) – biotite (matriz) similares ou inferiores (T = 674 – 806 °C) ao máximo térmico estimado

com o geotermómetro granada – ortopiroxena (ou granada – biotite + GRIPS para a amostra 24E) para os charnockitos ($T = 661 - 896 \text{ }^{\circ}\text{C}$) e enderbitos ($T = 752 - 790 \text{ }^{\circ}\text{C}$) ou granada – anfíbola para os diatexitos ($T = 753 - 806 \text{ }^{\circ}\text{C}$) (Tab. 5).

De igual forma, as temperaturas Fe – Mg (Hodges & Spear (1982), devido à presença significativa de grossulária na granada) estimadas para o sistema inclusão de biotite – granada (em contacto) revelam temperaturas de fecho na ordem dos $T = 554 - 639 \text{ }^{\circ}\text{C}$ para os charnockitos, $T = 608 - 640 \text{ }^{\circ}\text{C}$ para os enderbitos, e $T = 633 - 674 \text{ }^{\circ}\text{C}$ para os diatexitos. As temperaturas granada (bordo) – biotite (matriz) apresentam valores próximos, embora mais extremados, das temperaturas de fecho: $T = 461 - 687 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $599 - 660 \text{ }^{\circ}\text{C}$ e $585 - 634 \text{ }^{\circ}\text{C}$, respectivamente, sugerindo que a temperatura de fecho do sistema Fe-Mg nestas rochas variou significativamente, estando provavelmente dependente de factores como a razão volumétrica granada/biotite e da velocidade de arrefecimento. De notar que a amostra que apresenta as estimativas mais baixas para as temperaturas granada – ortopiroxena e granada – biotite, sugerindo maior difusão catiónica após o pico metamórfico, é também a amostra que apresenta o arrefecimento mais lento no capítulo das taxas de arrefecimento geocronológicas (JC24A).

Verifica-se igualmente que os charnockitos, as rochas expectavelmente de mais alto grau metamórfico na área em estudo, não apresentam as estimativas de temperaturas de pico metamórfico mais elevadas. Sugere-se que tal facto poderá dever-se ao mais extenso reequilíbrio metamórfico causado pela menor taxa de arrefecimento (ver capítulo da Geocronologia e Termocronologia) que os charnockitos apresentam, permitindo uma maior taxa de reequilíbrio químico do sistema Fe-Mg (explicando resultados geotermométricos granada – ortopiroxena dos núcleos minerais tão baixos como $661 \text{ }^{\circ}\text{C}$), enquanto os migmatitos, que terão sido removidos do pico metamórfico mais precocemente, apresentam temperaturas de pico mais elevadas pois preservaram os núcleos das paragénese de alto grau. Como anteriormente referido, vários autores relataram as dificuldades em obter as temperaturas máximas (pico metamórfico) das paragénese granulíticas (Spear & Florence, 1992; Kohn & Spear, 2000) com base em geotermobarometria. Uma forma de contornar este problema nos charnockitos é considerar a temperatura máxima obtida com o geotermómetro granada - ortopiroxena ($896 \text{ }^{\circ}\text{C}$) como a temperatura do pico metamórfico destes litótipos (sendo mesmo assim um limite mínimo) e as temperaturas máximas estimadas para cada rocha como as temperaturas máximas após

reequilíbrio, tendo a temperatura das rochas evoluído desde o pico metamórfico para o registo máximo de cada rocha por arrefecimento que se pressupõe, à falta de mais evidências, aproximadamente isobárico (como evidenciado na Fig. 43).

Rocha	Amostra	Grt _N - Bi _{Mat}	Grt _N - Bi _{inc} ⁽¹⁾	Grt _{contacto} - Bi _{inc} ⁽²⁾	Grt _B - Bi _{Mat}	Grt - Opx	GRIPS - Grt-Bi	Grt - Anf
Charnockitos	14a	752	-	-	687	780	-	-
	24Ab	674*	-	-	461**	664*	-	-
	24E	806	711-745	554-577	610	-	830	-
	36Cb	1020	704-746	618-639	658	896	-	-
	45A2b	-	-	-	-	764	-	-
	45A2a	684	-	-	533	661	-	-
Enderbitos	181b	748	-	-	660	752	-	-
	222	708	659 - 739	608-640	599	790	-	-
Diatexitos	341a	767	660	633	634	-	-	769
	341b	-	-	-	-	-	-	753
	342	774	749	674	631	-	-	-
	441	806*	-	-	585**	-	-	806

Tab. 5 – Geotermometria Fe-Mg entre granada e biotite (Hodges & Spear, 1982) para os charnockitos, enderbitos e diatexitos. Também são apresentados os resultados granada – ortopiroxena (Lal, 1993), granada – anfíbola (Krogh Ravna, 2000) e o resultado (granada – biotite + GRIPS) de um charnockito retrogradado sem piroxena, considerados como representativos da temperatura do pico metamórfico. ⁽¹⁾Temperatura mais elevada das inclusões analisadas; ⁽²⁾Temperatura mais baixa das inclusões analisadas. *Temperatura obtida para P = 10 kbar; **Temperatura obtida para P = 5 kbar.

c) Blastomilonitos, mármore e anfibolitos

Os blastomilonitos apresentam fundamentalmente as mesmas associações minerais que as litologias atrás referidas, embora com uma presença mais acentuada das paragénese retrógradadas. Desta forma, aplicaram-se os geotermobarómetros e os critérios atrás referidos na escolha dos resultados mais fidedignos.

Os blastomilonitos apresentam temperaturas e pressões máximas claramente influenciadas pela extensa retrogradação milonítica variando entre 615 e 785 °C e 6.4 e 8.2 kbar. Os valores agora obtidos para os blastomilonitos estudados fornecem igualmente um constrangimento das condições de temperatura (mínima) para o início da fase de deformação cisalhante do CAPP. Sugere-se assim, que a deformação tangencial associada ao CAPP é de facto precoce, pois ocorreu ainda a temperaturas muito elevadas, o que é compatível com os dados recolhidos no campo e os resultados geocronológicos (ver capítulo da Geocronologia).

Os mármore e anfibolitos revelaram-se impossíveis de estimar as condições barométricas devido à ausência de associações minerais apropriadas. No entanto, a P

= 10 kbar (valor considerado razoável tendo em conta os resultados geobarométricos das litologias a que estão associados) para as composições dos núcleos minerais, tal como referido para as outras litologias, obteve-se T = 804 – 824 °C e T = 751 – 827 °C para o pico metamórfico de mármore e anfibolitos, respectivamente.

Rocha	Amostra		Geotermómetros (°C)											Geobarómetros (Kbars)				
			1a	1b	2	3	4	5	6	7	8	9	14a	10	11	12	13	14b
Charnockitos	14a	N	752	-	780	821	785	-	-	-	-	-	-	8.3	7.8	-	-	-
		B	687	-	687	694	731	-	-	-	-	-	-	7.0	6.0	-	-	-
	181b	N	748	-	752	792	761	737	689	697	-	-	-	8.5	7.7	8.6	7.7	-
		B	660	-	659	656	717	620	650	628	-	-	-	7.6	5.7	6.6	6.4	-
	222	N	708	659-739	790	833	783	694	757	670	-	-	-	7.6	8.7	8.9	8.0	-
		B	599	608-640	721	737	760	597	627	586	-	-	-	5.7	5.9	6.0	6.0	-
	24Ab	N	674*	-	664*	727*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		B	461**	-	520**	534**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	24E	N	806	711-745	-	-	-	-	-	-	700	-	830 ⁽¹⁾	-	-	-	-	8.6 ⁽¹⁾
		B	610	554-577	-	-	-	-	-	-	605	-	653 ⁽¹⁾	-	-	-	-	7.1 ⁽¹⁾
	36Cb	N	1020	704-746	896	929	-	-	-	-	-	-	-	-	8.8	-	-	-
		B	658	618-639	740	770	-	-	-	-	-	-	-	-	6.2	-	-	-
	45A2b	N	-	-	764	801	-	-	-	-	-	-	-	7.7	8.3	-	-	-
		B	-	-	688	696	-	-	-	-	-	-	-	7.0	6.8	-	-	-
45A2a	N	684	-	661	684	-	-	-	-	-	-	-	-	7.0	-	-	-	
	B	533	-	629	622	-	-	-	-	-	-	-	-	6.0	-	-	-	
Metatexitos	26A2a	N	820	658	-	-	-	-	-	-	-	-	801	-	-	-	-	7.1
		B	522	621	-	-	-	-	-	-	-	-	542	-	-	-	-	4.6
	26B1d	N	772	-	-	-	-	-	-	-	-	-	842	-	-	-	-	7.7
		B	514	-	-	-	-	-	-	-	-	-	512	-	-	-	-	4.4
	13a	N	821*	732	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		B	527**	565	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	12b	N	881*	696	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		B	687**	524	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	35Aa	N	1027*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	869	-	-	-	-	8.0
		B	672**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	620	-	-	-	-	5.5
	35Ba	N	1001*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		B	782**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	35Bc	N	926*	602	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		B	612**	461	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
35C	N	963*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	B	660**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

Tab. 6 – Resultados geotermobarométricos dos charnockitos e metatexitos. A amarelo encontram-se destacados os valores considerados mais representativos de T e P das diferentes amostras, conforme explicado no texto. A tabela continua na página seguinte.

Rocha	Amostra		Geotermómetros (°C)											Geobarómetros (Kbars)				
			1a	1b	2	3	4	5	6	7	8	9	14a	10	11	12	13	14b
Diatexitos	341a	N	767	660	-	-	731	-	-	769	-	-	-	9.0	-	-	-	-
		B	634	633	-	-	723	-	-	699	-	-	-	7.5	-	-	-	-
	341b	N	-	-	-	-	753	-	-	-	-	-	-	9.0	-	-	-	-
		B	-	-	-	-	672	-	-	-	-	-	-	7.5	-	-	-	-
	342	N	774	749	-	-	732	-	-	705	-	-	-	8.4	-	-	-	-
		B	631	674	-	-	716	-	-	662	-	-	-	6.8	-	-	-	-
	441	N	806*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		B	585**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mármoreos	312a	N	-	-	-	-	-	-	-	-	-	804*	-	-	-	-	-	
		B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	678**	-	-	-	-	-	
	32Bb	N	-	-	-	-	-	-	-	-	-	824*	-	-	-	-	-	
		B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	636**	-	-	-	-	-	
Blastomilonitos	28A1a	N	683	-	-	-	-	669	-	-	-	-	-	-	-	6.4	5.4	-
		B	555	-	-	-	-	569	-	-	-	-	-	-	-	5.9	4.5	-
	28A2	N	732	-	-	-	800	714	-	739	-	-	-	8.2	-	8.1	7.0	-
		B	540	-	-	-	671	579	-	576	-	-	-	6.9	-	6.3	4.5	-
	28B1	N	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	714	-	-	-	-	7.4
		B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	579	-	-	-	-	4.9
	33A	N	809	-	-	-	786	-	-	615	-	-	-	7.5	-	-	-	-
		B	649	-	-	-	623	-	-	533	-	-	-	5.7	-	-	-	-
	33C	N	-	-	-	-	778	-	714	-	-	-	-	7.5	-	-	-	-
		B	-	-	-	-	673	-	633	-	-	-	-	5.7	-	-	-	-
48	N	-	-	-	-	-	656	-	544	653	-	-	7.6	-	7.7	-	-	
	B	-	-	-	-	-	613	-	520	544	-	-	6.8	-	5.7	-	-	
Anfibolitos	30B	N	-	-	-	-	827*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		B	-	-	-	-	782**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	462	N	-	-	-	-	751*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		B	-	-	-	-	690**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	47A	N	-	-	-	-	785*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		B	-	-	-	-	713**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

Tab. 6 (cont.) - Resultados geotermobarométricos dos diatexitos, mármoreos, blastomilonitos e anfibolitos. 1a: Ferry & Spear (1978), corrigido por Hodges & Spear (1982); 1b: Ferry & Spear (1978), corrigido por Hodges & Spear (1982) para as inclusões de biotite na granada; 2: Lal (1993); 3: Lee & Ganguly (1988); 4: Holland & Blundy (1994); 5: Ellis & Green (1979); 6: Andersen & Lindsley (1988); 7: Krogh Ravn (2000); 8: Stømer (1975); 9: Andersen & Lindsley (1988); 10: Kohn & Spear (1990); 11 e 12: Eckert et al. (1991); 13: Moecher et al. (1988); 14a e 14b: T e P calculadas por Ghent & Stout (1984) e Newton & Haselton (1981), simultaneamente. *Resultados de geotermometria calculados para P = 10 kbar; ** Resultados de geotermometria calculados para P = 5 kbar; ⁽¹⁾Geotermobarometria combinada GRIPS e Hodges & Spear (1982). A amarelo encontram-se destacados os valores considerados mais representativos da T e P das diferentes amostras, conforme explicado no texto.

d) Evolução P-T-t

Os valores de T e P escolhidos como representativos para cada uma das amostras apresenta-se destacado na Tab. 6, sendo que, para as estimativas das condições de pico metamórfico, consideraram-se mais fidedignos os valores de T e P obtidos com paragénese de mais alto grau (Lal, 1993; Ellis & Green, 1979; Eckert et al., 1991; Ghent & Stout, 1984), pois são estas que estão presentes no máximo térmico, são compostas pelos minerais que “fecham” os sistemas químicos a mais alta temperatura e melhor resistem ao reequilíbrio provocado pela retrogradação (Johnson et al., 1983), tal como referido atrás. De igual forma, para as condições retrógradas, fornecidas pelos bordos minerais, foram preferencialmente considerados os geotermómetros e geobarómetros que empregam associações minerais das paragénese retrógradas.

Embora as temperaturas obtidas para granulitos sejam habitualmente inferiores ao verdadeiro pico metamórfico experimentado por essas rochas devido à existência de transferência catiónica processada no percurso de retrogradação (Spear & Florence, 1992; Kohn & Spear, 2000), obtiveram-se estimativas de temperatura para os núcleos minerais na ordem dos 661 a 896 °C e pressões que variam entre 7.0 e 8.9 kbar (para as temperaturas correspondentes) nos charnockitos, metatexitos e diatexitos.

As temperaturas agora estimadas para o pico metamórfico (850 ± 50 °C), inferidas com base na geotermobarometria combinada GRIPS e GRAIL e na estimativa máxima do geotermobarómetro granada – ortopiroxena, encontram-se no intervalo de temperaturas obtidas por outros trabalhos para a zona central da Faixa Ribeira como Basco et al. (2002), Kuhn et al. (2004), Schmitt et al. (2004). Existem poucos trabalhos com estimativas de pressão para a zona central da Faixa Ribeira, mas os valores agora obtidos (8 – 9 kbar) são bastantes superiores, cerca de 2 a 4 kbar, aos previamente apresentados por Rêgo (1989), Kuhn et al. (2004) e Nogueira et al. (2004). Estes valores de P demonstram que esta é uma faixa granulítica de pressão intermédia com importantes implicações na interpretação da sua evolução geodinâmica.

O zonamento composicional retrógrado (núcleo => bordo) para as rochas estudadas indica uma variação de temperatura (ΔT) na ordem dos -100 a -200 °C e uma variação de pressão (ΔP) de -1 a -3 kbar para os charnockitos e diatexitos durante o percurso de exumação, enquanto os metatexitos e blastomilonitos apresentam $\Delta T =$

-200 a -350 °C e $\Delta P = -2$ a -2.5 kbar ($T \sim 500$ °C e $P \sim 5$ kbar) após as condições de pico metamórfico, reflectindo o contínuo reequilíbrio químico provocado pelo período de retrogradação (Fig. 43). Estes percursos retrógrados são igualmente evidenciados nos resultados das pseudo-seções do capítulo seguinte.

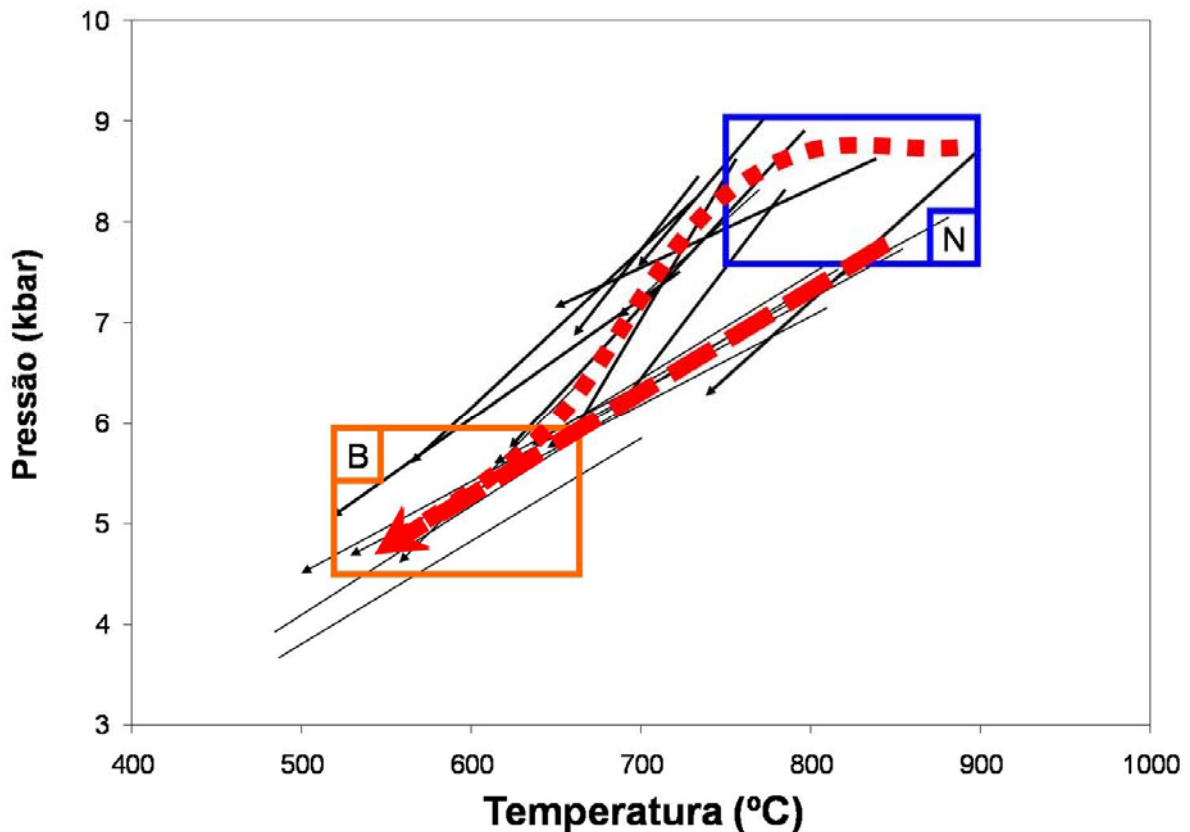


Fig. 43 – Geotermobarometria Bordo-Núcleo das rochas estudadas. As caixas azul (N) e laranja (B) representam o intervalo P-T obtido para os núcleos e os bordos minerais, respectivamente. As setas pretas espessas representam a evolução P-T Núcleo-Bordo de cada amostra de charnockitos e diatexitos, enquanto as setas pretas finas representam a evolução P-T Núcleo-Bordo de cada amostra de metatexitos e blastomilonitos. As linhas pretas apresentam a variação máxima do equilíbrio da reacção GASP (Newton & Haselton, 1981) para os bordos minerais dos metatexitos. As setas vermelhas representam o caminho P-T inferido para os charnockitos e diatexitos (seta pontuada) e metatexitos e blastomilonitos (seta tracejada).

A existência de percursos geotermobarométricos distintos – arrefecimento aproximadamente isobárico seguido de forte descompressão para diatexitos e charnockitos, enquanto os metatexitos e blastomilonitos apresentam descompressão com arrefecimento – será o resultado de diferentes tipos de exumação: os charnockitos e diatexitos, após a primeira fase com taxas de arrefecimento baixas, terão sido rapidamente exumados na fase de deformação D_3 , sendo colocados lado a

lado aos metatexitos e blastomilonitos (previamente exumados nas fases de deformação D_1 e D_2), evoluindo em conjunto após $T < 500$ °C. Embora existam estes dois percursos retrometamórficos, é possível concluir que, genericamente, as rochas granulíticas do sector SFSAP evoluíram segundo um percurso P-T-t directo que envolveu descompressão e arrefecimento após o estabelecimento do pico metamórfico.

e) Pseudo-secções

O significado e a quantificação da evolução das rochas estudadas, bem como as transformações mineralógicas e formação de líquido magmático durante os processos prógradados e retrógradados podem ser obtidos através do uso de Pseudo-secções P-T (Hensen, 1971). Uma pseudo-secção é um tipo específico de diagrama de fases onde se apresentam os campos de estabilidade das diferentes associações minerais para a composição global de uma rocha. O uso desta metodologia, apoiada pelos resultados geotermobarométricos e as observações cuidadas da petrografia, fornece dados importantes nos estudos petrológicos, visto que a evolução das paragénese e as reacções texturais observadas podem ser usadas para constranger proporções de fases e isopletras composicionais e, desta forma, constranger o percurso metamórfico global.

Este trabalho utiliza o sistema NCKFMASH ($\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$) e o programa informático THERMOCALC 3.2.1 de Powell & Holland (1999), bem como a sua base de dados termodinâmicos com consistência interna. Para as composições globais utilizaram-se um xisto regional (Amostra PJ (C/6-45) de Grossi Sad & Dutra, 1988) para modelar a evolução das rochas metapelíticas, e o charnockito JC24A (assumindo esta composição como representativa) para modelar a evolução dos litótipos mais metaluminosos. As composições normalizadas para oito componentes utilizadas encontram-se na Tab. 7. Neste trabalho consideraram-se as seguintes fases: quartzo (em excesso), plagioclase, feldspato potássico, granada, biotite, moscovite, ortopiroxena, cordierite, Al_2SiO_5 , água e líquido magmático para os migmatitos e para os charnockitos. As abreviaturas dos minerais apresentam-se tal como em Holland & Powell (1998).

As pseudo-secções P-T obtidas (Fig. 44a e 45a) estão de acordo com as observações reais da evolução das paragénese, nomeadamente no que diz respeito às paragénese de mais alto grau, sendo possível em ambos os casos, combinando

os resultados geotermobarométricos e os dados petrográficos, constranger a evolução global P-T, tal como apresentada nas Fig. 44b e 45b.

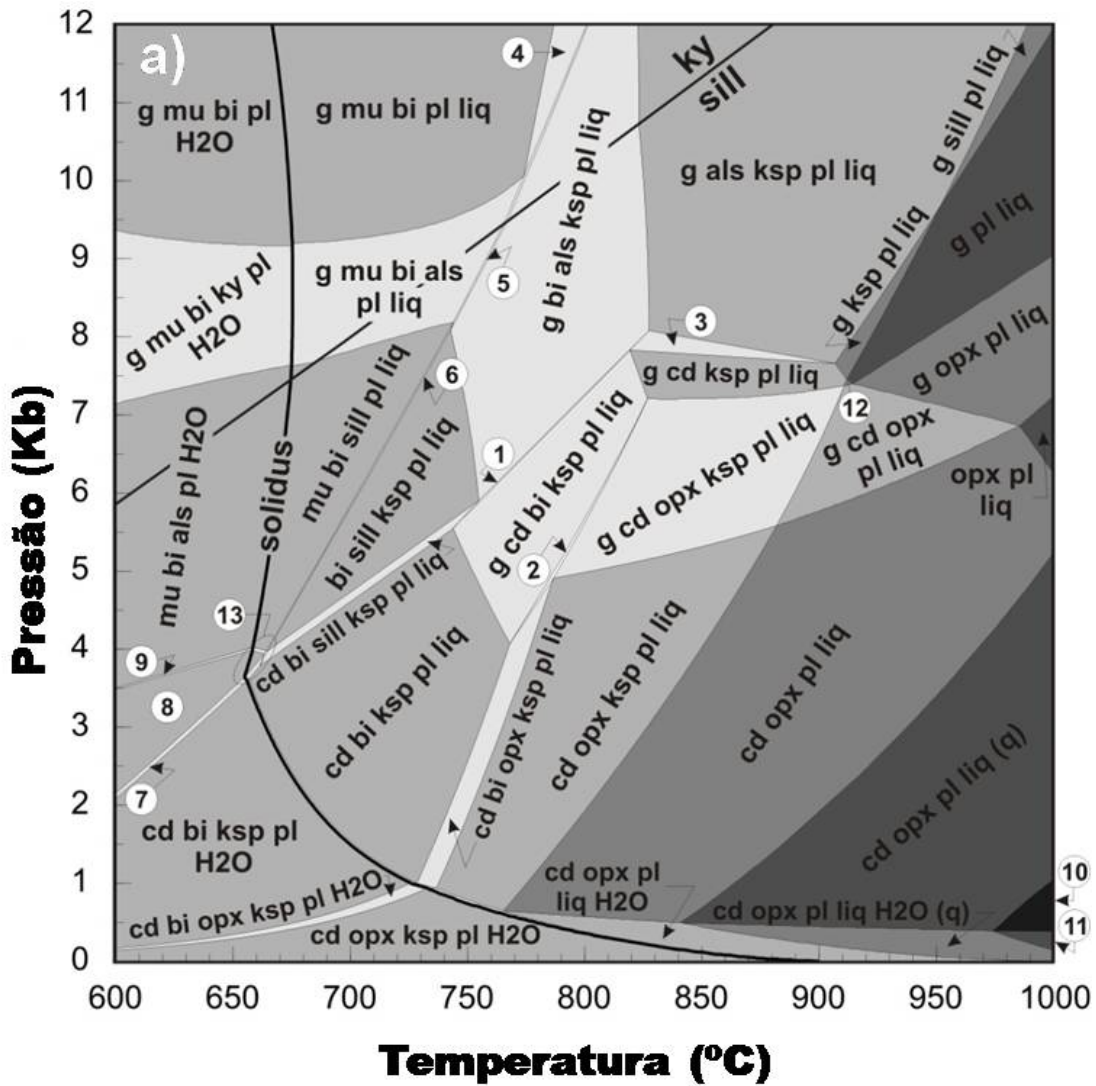
Xisto PJ (C/6-45)	SiO₂	Al₂O₃	FeO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	H₂O
	71.07	9.60	3.66	4.07	1.58	2.30	2.45	5.26
Charnockito JC24A	SiO₂	Al₂O₃	FeO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	H₂O
	74.63	9.56	2.86	1.87	4.19	3.42	1.60	1.86

Tab. 7 – Composições normalizadas para oito componentes utilizadas neste capítulo.

A evolução P-T-t para os migmatitos (Fig. 44) apresenta-se estrangida pelas observações petrográficas que denotam a ausência de cordierite, implicando uma evolução metamórfica a pressões superiores aos campos de estabilidade deste mineral, bem como pelo facto de a moscovite raramente se encontrar presente nas paragénese prógradas e retrógradas e pela observação de que a granada se forma por consumo de biotite e sillimanite, sendo consumida por geração de simplectites destes dois minerais. Desta forma, o caminho prógrado terá passado pelo campo trivariante g+bi+als+ksp+pl+liq+(q) até atingir o pico metamórfico e o percurso retrógrado terá passado de volta pelo campo trivariante g+bi+als+ksp+pl+liq+(q) e pelo campo quadrivariante bi+sill+ksp+pl+liq+(q).

O metamorfismo prógrado dos charnockitos (Fig. 45) apresenta-se difícil de constranger apesar das observações petrográficas de que a paragénese de alto grau ter-se-á formado pelo consumo de biotite, feldspato potássico e até mesmo granada, enquanto o caminho retrometamórfico encontra-se estrangido pela presença de paragénese retrógradas com biotite e granada, tornando pouco provável a passagem pelo campo pentavariante opx+ksp+pl+liq+(q), e sugerindo a passagem pelo campo quadrivariante g+bi+ksp+pl+liq+(q) e pelo campo pentavariante g+bi+ksp+pl+(q), tal como indicado pelos resultados geotermobarométricos.

Foram também obtidas isopletras composicionais para o líquido magmático (Fig. 44b e 45b). As pseudo-seções revelam que no pico metamórfico as paragénese migmatíticas se encontram em equilíbrio com aproximadamente 30 a 40% de líquido magmático de composição granítica, enquanto os charnockitos se encontram em equilíbrio com cerca de 10% de líquido magmático com composição aproximada à dos aplitos associados (ver capítulo de geoquímica).



- | | |
|----------------------------|---------------------------|
| 1: g cd bi sill ksp pl liq | 4: g mu bi ksp pl liq |
| 2: g cd bi opx ksp pl liq | 5: g mu bi als ksp pl liq |
| 3: g cd sill ksp pl liq | 6: mu bi sill ksp pl |
| 7: cd mu bi ksp pl H2O | 10: cd pl liq (q) |
| 8: cd mu bi pl H2O | 11: cd pl liq H2O (q) |
| 9: cd mu bi sill pl H2O | 12: g cd pl liq |
| | 13: → |

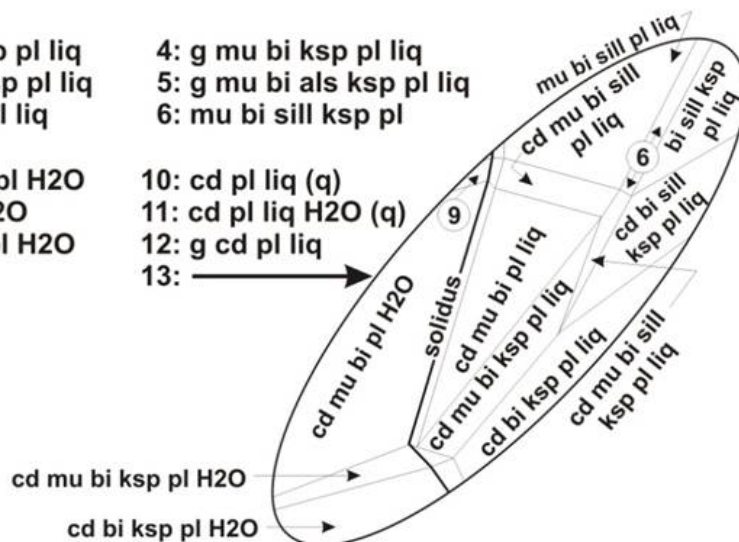


Fig. 44 – Pseudo-seção P-T dos migmatitos (a). As notações minerais apresentam-se como no programa Thermocalc 3.2.1 (Holland & Powell, 1998). O quartzo encontra-se sempre em excesso, excepto em (q) que denota a ausência deste mineral nos campos de estabilidade em questão.

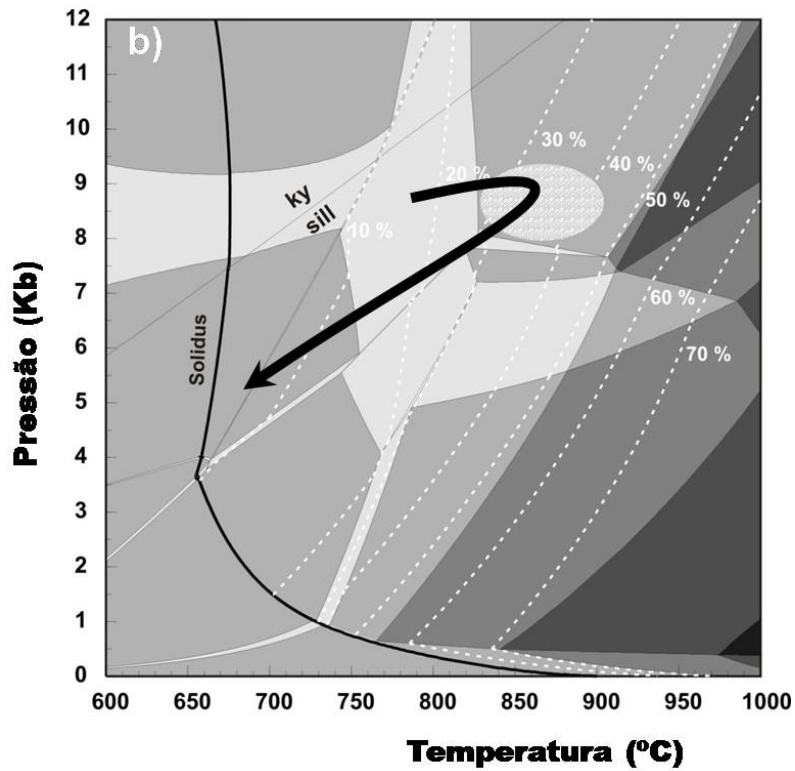


Fig. 44 (cont.) – Pseudo-seção P-T com isopletas composicionais de líquido magmático (b) dos migmatitos. É igualmente apresentada a evolução P-T que mais se adequa aos resultados obtidos.

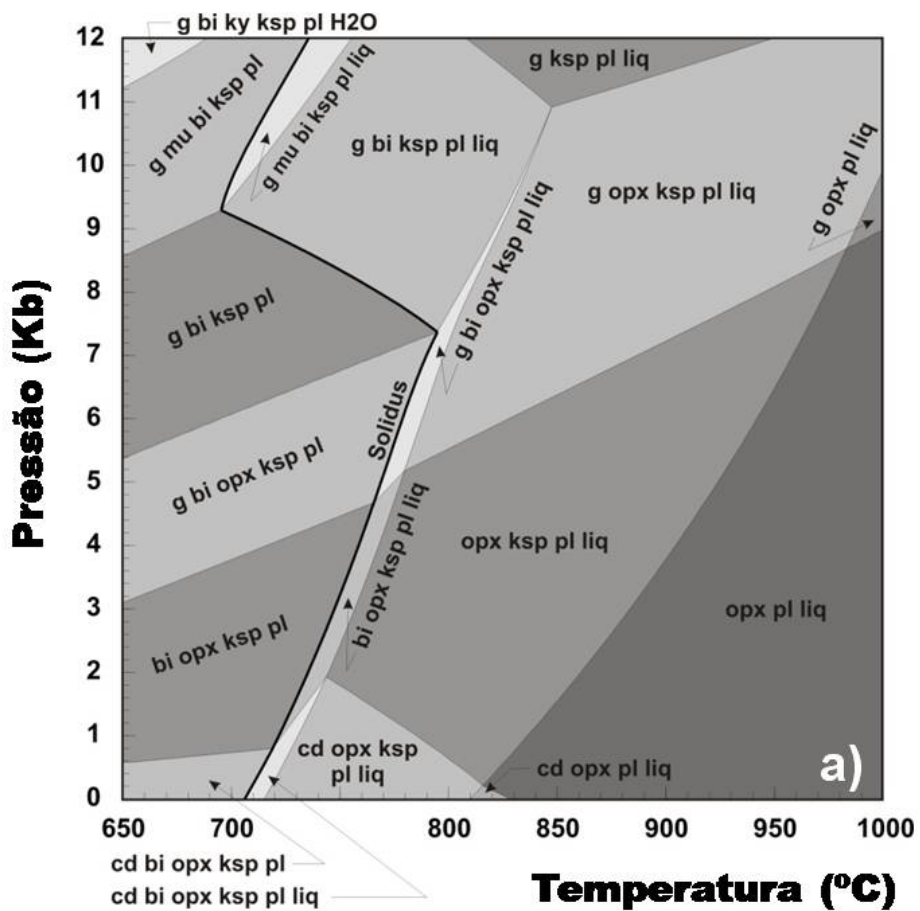


Fig. 45 – Pseudo-seção P-T dos charnockitos (a). O quartzo encontra-se sempre em excesso.

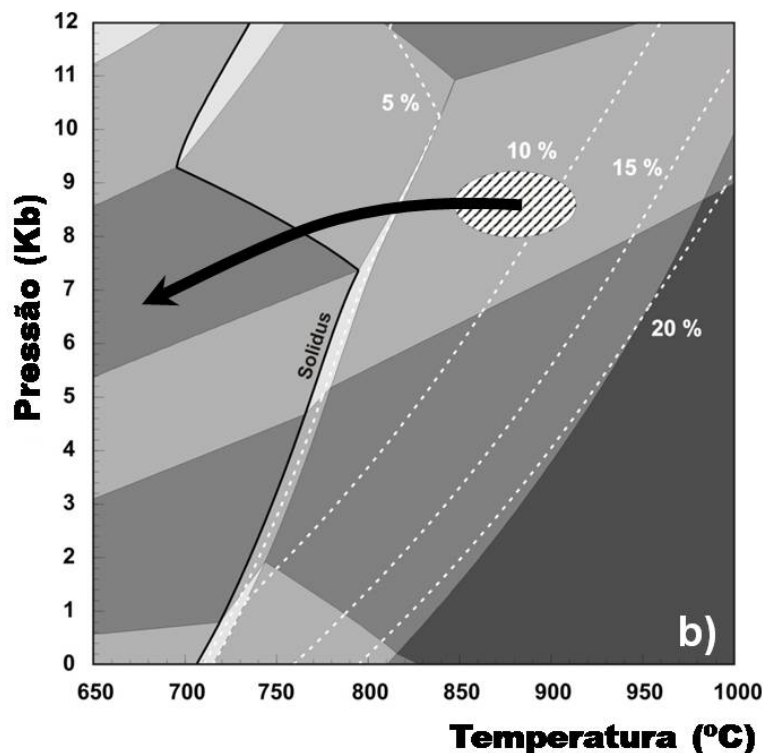


Fig. 45 (cont.) – Pseudo-secção P-T com isopletas composicionais de líquido magmático (b) dos charnockitos. Apresenta-se igualmente a evolução P-T que mais se adequa aos resultados e às observações.

Foi também realizada uma pseudo-secção T-X (H_2O) para os charnockitos com o intuito de revelar o caminho retrometamórfico destes a mais baixas temperaturas e com incremento substancial de água no sistema (Fig. 46), sendo que os resultados são concordantes no que diz respeito à passagem dos charnockitos a blastomilonitos. A pseudo-secção sugere a possibilidade de se formar granada na paragénese retrógrada, tal como observado nos blastomilonitos de Pádua (Fig. 30d), bem como a evolução para paragénese retrometamórficas com a exclusividade da associação mineral biotite + feldspato potássico + plagioclase + moscovite com o decréscimo da temperatura e o influxo de água no sistema durante a retrogradação, tal como verificado para os blastomilonitos. O campo de estabilidade desta associação mineral ($T < 530 \text{ }^\circ\text{C}$, $X(H_2O) = 0.05 - 0.5$) permite apenas a formação de cerca de 4 Wt% de moscovite, estando de acordo com as observações petrográficas nas quais esse mineral se encontra apenas como vestigial nos blastomilonitos.

De igual forma, foi realizada uma pseudo-secção T-X (líquido magmático) (Fig. 47) com o intuito de modelar a perda de líquido dos migmatitos através do caminho retrometamórfico. Conclui-se efectivamente que para a maioria das amostras houve

perda substancial de líquido magmático, observado pela ausência de moscovite, enquanto para outros essa perda terá sido menor, apresentando na paragénese retrógrada abundante moscovite e sillimanite, tal como referido na petrografia.

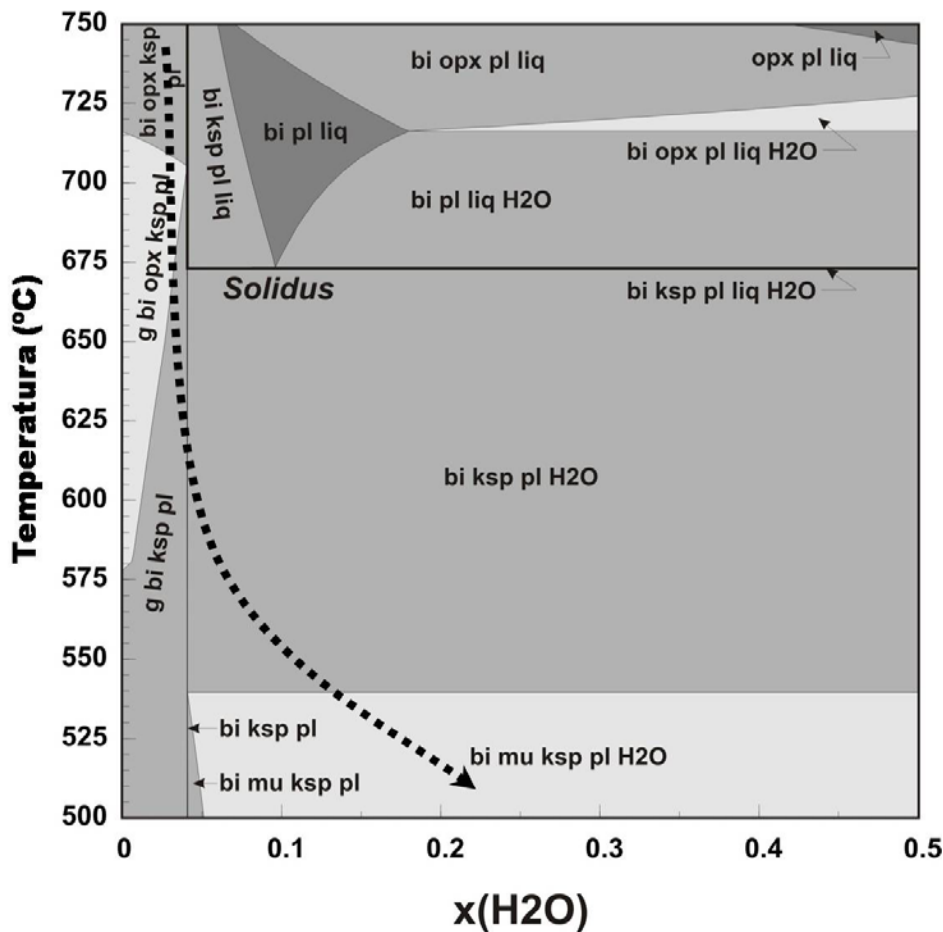


Fig. 46 – Pseudo-secção T-X (H₂O) para os charnockitos e evolução da paragénese destes pressupondo substancial influxo retrógrado de água durante o arrefecimento (P = 5 kbar). Como se evidencia nesta pseudo-secção, a evolução retrometamórfica dos charnockitos a mais baixas temperaturas (e com o incremento da actividade da água) pressupõe a formação de paragénese hidratadas e o desaparecimento das paragénese anidras de mais alta temperatura, como observado nos blastomilonitos.

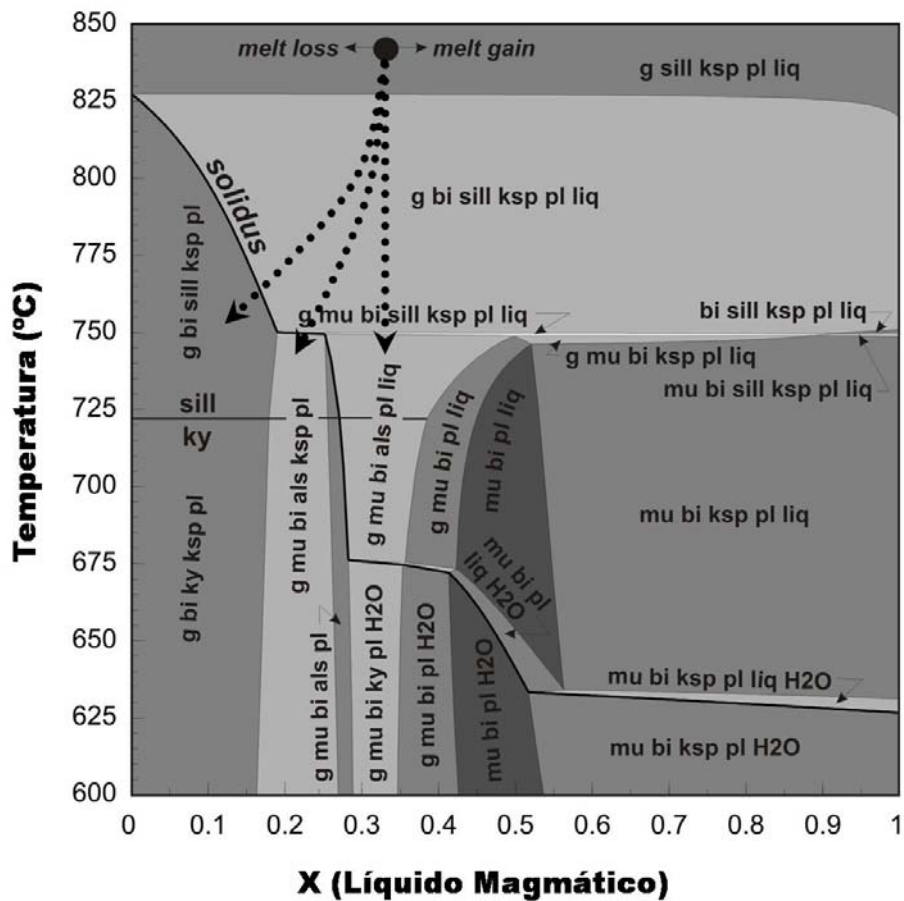


Fig. 47 – Pseudo-seção T-X (Líquido magmático) para os migmatitos a P = 5 kbar. De igual forma, apresentam-se setas que representam o possível trajecto composicional da paragénese retrógrada dos migmatitos nos casos em que não há perda de líquido magmático (abundante presença de moscovite), em que há perda reduzida de líquido magmático (quantidade reduzida de moscovite e biotite) e em que há perda significativa de líquido magmático (ausência de moscovite). Como constatado na petrografia destas rochas a presença de moscovite é reduzida, pressupondo-se abundante segregação de líquido magmático durante a evolução destas rochas.

GEOQUÍMICA

Embora no passado tenham sido realizados vários trabalhos com o objectivo de constranger a evolução geodinâmica da Faixa Ribeira (Cordani, 1971; Heilbron & Machado, 2003; Tassinari et al., 2006), permanecem ainda várias dúvidas acerca das transformações litológicas, petrológicas e geoquímicas que os granulitos desta faixa móvel experimentaram durante o metamorfismo de alto grau Neoproterozóico. Desta forma, usando argumentos geoquímicos, tentar-se-á descortinar a evolução geoquímica destas rochas, tendo principal interesse na geração de charnockitos durante a Orogenia Brasileira.

Foi realizada geoquímica de rocha total em 24 amostras representativas dos diversos litótipos da área em estudo, nomeadamente 7 charnockitos, 6 diatexitos, 2 ortognaisses, 1 granito tardio, 1 aplito granatífero, 1 leucossoma de metatexito, 3 anfibolitos e 3 gabros. Como as rochas seleccionadas tinham que ser homogéneas apenas um enderbito foi seleccionado. Este trabalho apresenta igualmente 8 amostras de charnockitos (análises de elementos maiores) obtidas por Rêgo (1989).

a) Resultados da Geoquímica de Rocha Total

Os charnockitos (s. s.) presentes na área em estudo apresentam uma variação de SiO₂ entre 61 e 75%, estendendo-se no diagrama TAS entre quartzo-monzonitos e granitos (Fig. 48a), sendo que a vasta maioria deles são granodioritos, podendo ser descritos como charnoenderbitos, segundo Shelley (1993). Estes charnockitos são fracamente peraluminosos (Fig. 48b) e apresentam Sr/Rb = 1.7 a 4.25 e K/Rb = 96 a 170. Os ortognaisses, diatexitos, aplitos e o leucossoma do migmatito são igualmente peraluminosos (Fig. 49a), representando globalmente no diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) uma sequência calco-alcalina, juntamente com os charnockitos, enderbitos e o granito tardio (Fig. 49b). Os anfibolitos e os gabros são metaluminosos e representam uma sequência toleítica. Os diatexitos apresentam Sr/Rb = 1.0 a 2.5 e K/Rb = 64 a 163 e são fundamentalmente granodioritos, incluindo também termos dioríticos e graníticos.

Os diagramas de Harker (Fig. 50) revelam que os charnockitos apresentam correlação negativa para o TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃^t, MgO, P₂O₅, Sr, Zr, Hf, Th, REE_t, LREE/HREE, LREE e La/Lu, uma correlação positiva para o U e correlação negligenciável para os LILE (NaO, K₂O, Ba, Rb) e CaO, MnO, Nb, Y e HREE.

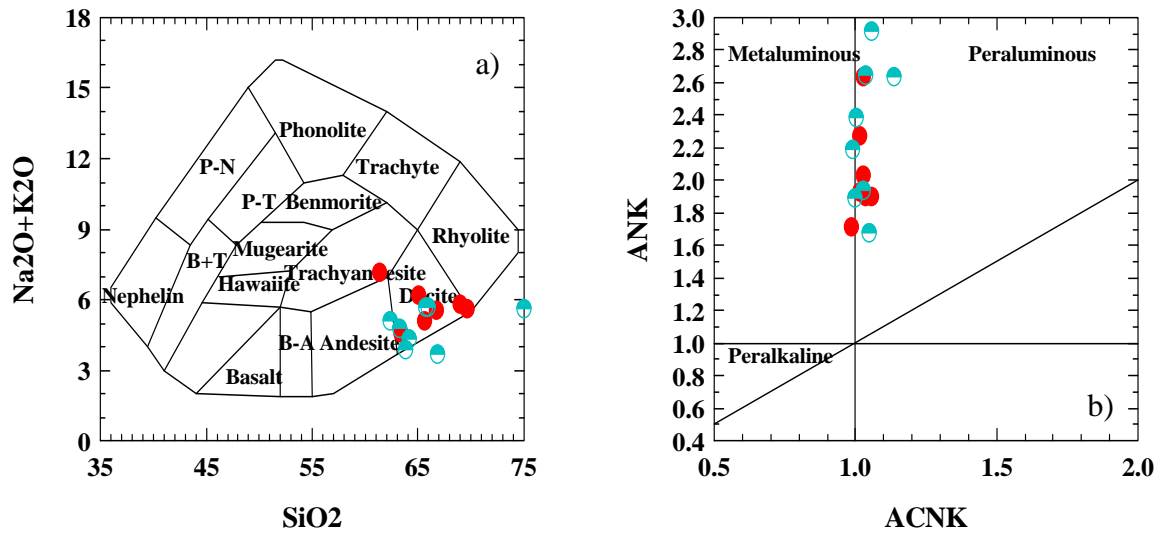


Fig. 48 – Diagrama TAS (a) e índice de aluminosidade de Maniar & Piccoli (1989) (b) para os charnockitos estudados e os charnockitos analisados por Rêgo (1989). Os símbolos para os diferentes litótipos são: ● - charnockitos; ● - charnockitos de Rêgo (1989); ◆ - enderbite; ● - diatexitos; ● - ortognaisses; ■ - leucossomas de migmatitos; ◇ - aplito; ▷ - granito tardio; ► - anfibolitos; ● - gabros.

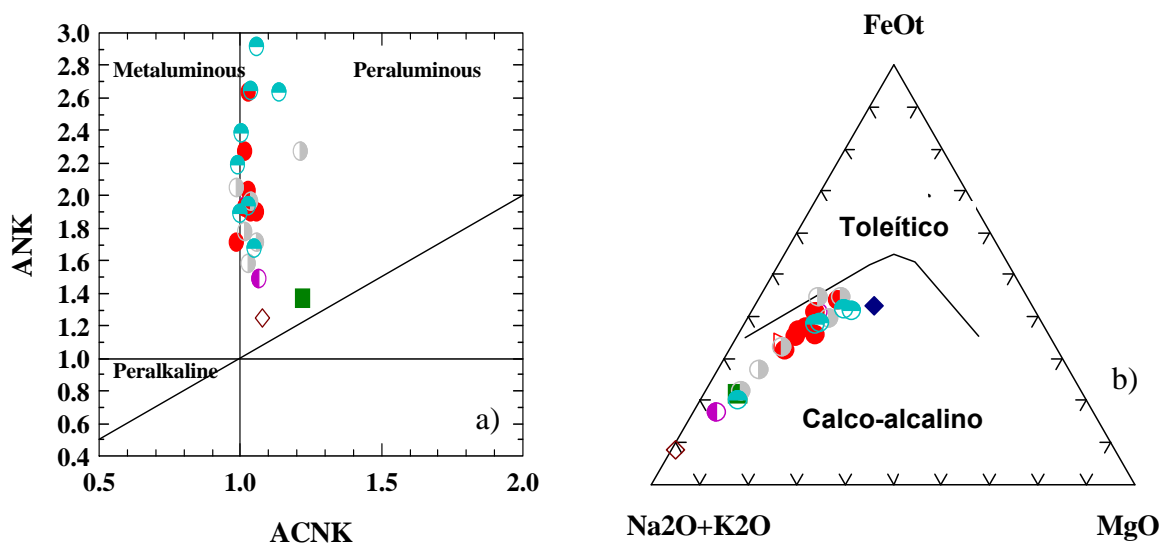


Fig. 49 – Índice de aluminosidade de Maniar & Piccoli (1989) (a) e diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) (b) para charnockitos, diatexitos, ortognaisses, leucossoma de migmatito e aplito granatífero. Os símbolos apresentam-se como na Fig. 48.

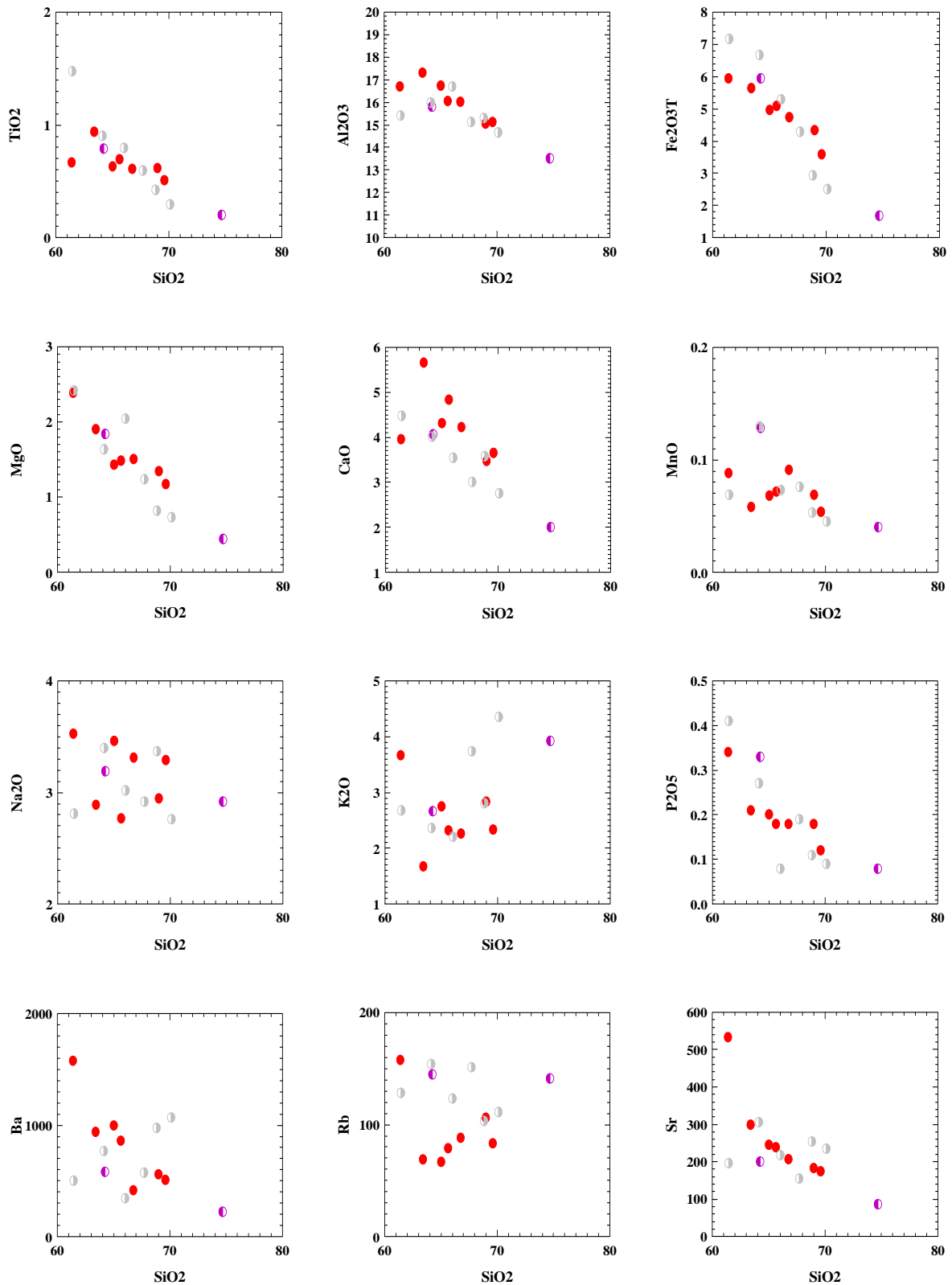


Fig. 50 – Diagramas de Harker do TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃^t, MgO, CaO, MnO, NaO, K₂O, P₂O₅, Ba, Rb, Sr para charnockitos, diatexitos e ortogneisses. Os símbolos apresentam-se como na Fig. 48.

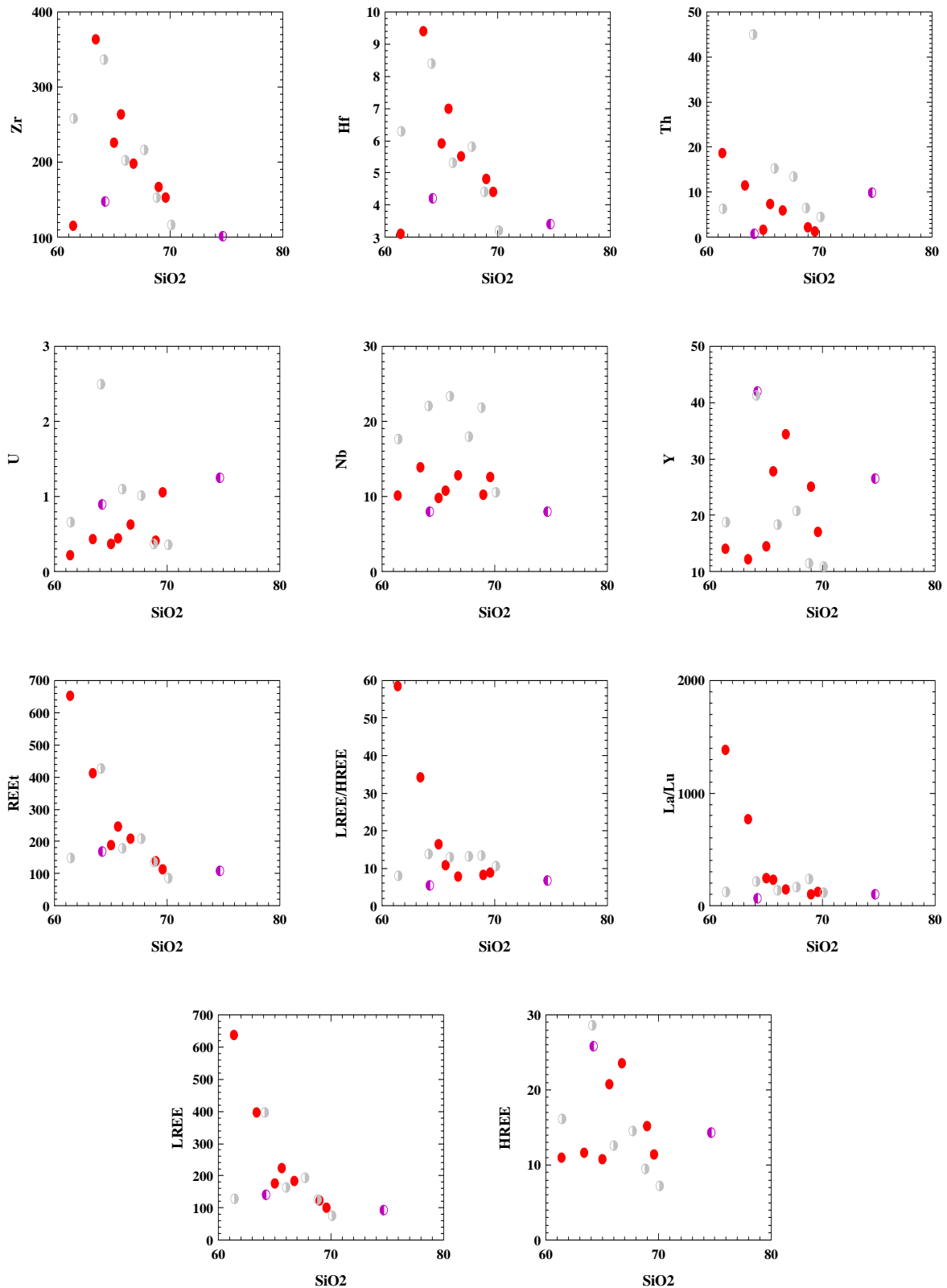


Fig. 50 (cont.) – Diagramas de Harker de Zr, Hf, Th, U, Nb, Y, REE_t, LREE/HREE, La/Lu, LREE e HREE para charnockitos, diatexitos e ortogneisses. Os símbolos apresentam-se como na Fig. 48.

Os diatexitos mostram diagramas de Harker muito semelhantes aos charnockitos para os elementos atrás referidos (Fig. 50). De facto, os diatexitos estão quase sempre

justapostos aos charnockitos, revelando uma proximidade genética, com as exceções de: a) MnO, CaO, Y e HREE, nos quais os diatexitos, ao contrário dos charnockitos, apresentam correlação negativa, o que pode ser explicado pelo facto de alguns charnockitos consumirem granada aquando da sua geração (Stahle et al., 1987) enquanto os diatexitos retêm a granada residual; e b) Sr e Th, que nos diatexitos não apresentam correlação. Os diatexitos, de igual forma, não apresentam qualquer correlação para os LILE, o que reforça a ideia de que estes elementos são extremamente móveis durante o metamorfismo granulítico (Fyfe, 1973). Os ortognaisses encontram-se igualmente justapostos aos charnockitos e diatexitos nos diagramas Harker.

A projecção de elementos incompatíveis como o Th-Hf, Th-La ou La-Hf (Fig. 51) para charnockitos, diatexitos e ortognaisses suporta igualmente a ideia de que estes litótipos são uma sequência cogenética, visto que apresentam de uma forma genérica correlações positivas, especialmente evidente na projecção La-Hf.

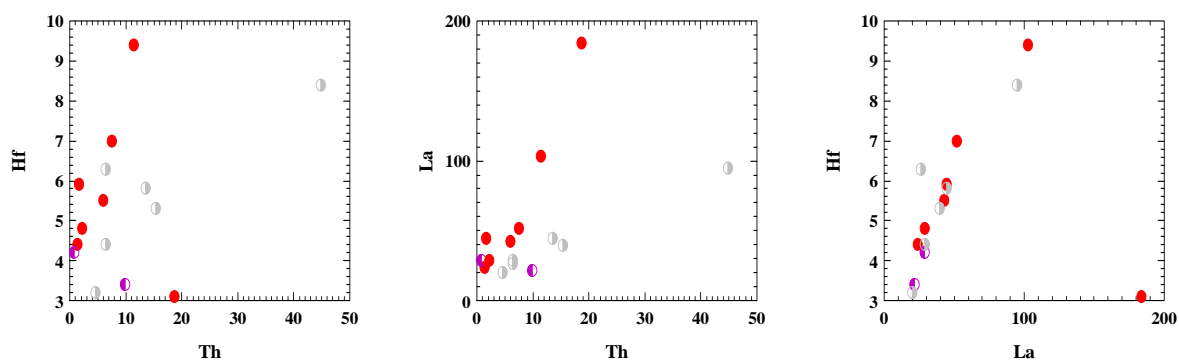


Fig. 51 – Projecção de elementos incompatíveis (La-Hf, Th-La e Th-Hf) para os charnockitos, diatexitos e ortognaisses. Os símbolos apresentam-se como na Fig. 48.

Os charnockitos e os diatexitos apresentam igualmente padrões de Terras Raras (REE) semelhantes (Fig. 52a). Ambos os litótipos se encontram bastante fraccionados, variando entre $(La/Lu)_N = 10$ a 143 para os charnockitos e $(La/Lu)_N = 12$ a 25 para os diatexitos (normalização condrítica de Palme & O'Neill, 2003). O valor de La/Lu é superior para os charnockitos, tal como seria esperado para rochas nas quais a granada terá sido consumida. Os charnockitos apresentam uma grande variação de Eu, entre $Eu/Eu^* = 0.62$ a 1.16, enquanto os diatexitos apresentam uma variação desde elevadas anomalias positivas de Eu ($Eu/Eu^* = 1.89$) a anomalias negativas ($Eu/Eu^* = 0.37$).

Outra característica importante dos padrões de terras raras é a proximidade composicional entre charnockitos, ortogneisses, diatexitos e leucossomas de metatexitos (Fig. 52b), que sugere que todos estes litótipos tiveram uma origem similar: fusão parcial das rochas paragnáissicas.

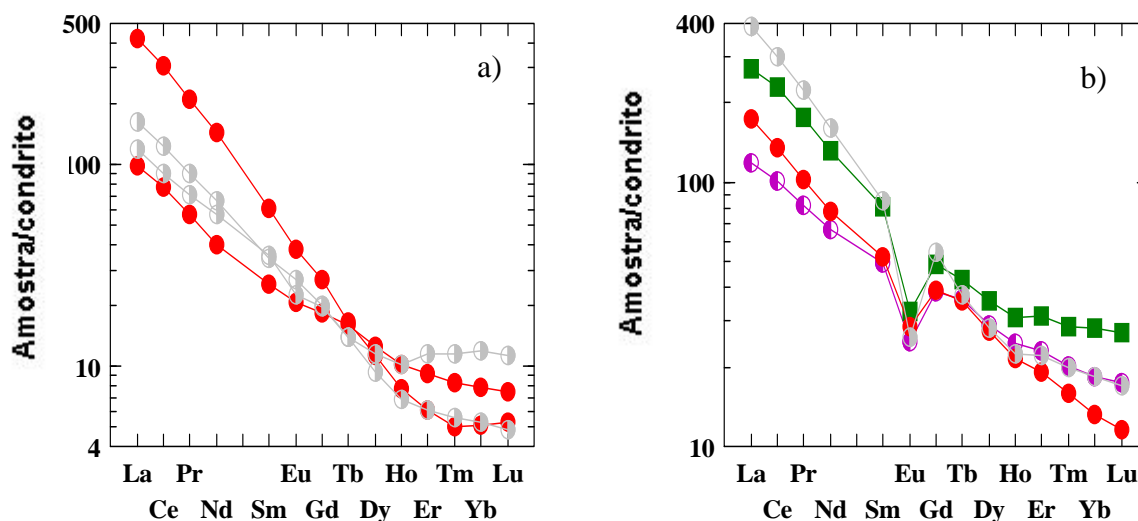


Fig. 52 – Padrões de Elementos da Terras Raras (REE) para charnockitos e diatexitos (a); Padrões de REE para charnockito, diatexito, ortogneisse e leucossoma de migmatito (b). Os símbolos apresentam-se como na Fig. 48.

Os veios aplíticos granatíferos que cortam os charnockitos mostram um padrão de REE com forte empobrecimento em MREE (Fig. 53a), sugestivo de que estes se formaram por fusão incongruente de anfíbola em rochas granodioríticas (Sisson, 1994 – Fig. 53b). Esta característica é considerada uma importante evidência geoquímica de que a formação de charnockitos se processa, tal como observado na petrografia, via reacções de fusão incongruente de anfíbola (neste caso) ou de biotite, correspondendo os charnockitos aos resíduos desidratados.

Os padrões de Terras Raras para as rochas máficas mostram conteúdos de REE e fraccionação LREE/HREE muito variáveis. As rochas gabróicas apresentam baixos conteúdos de REE e anomalias positivas de Eu, indicando acumulação de plagioclase (Fig. 54a). Os anfibolitos apresentam enriquecimento em LREE com $(La/Lu)_N = 2$ a 8 (em relação ao condrito), similar a basaltos E-MORB (Fig. 54c), de ilhas oceânicas (Fig. 54d) ou continentais (Fig. 54b). Os padrões REE dos enderbitos são similares aos dos anfibolitos enriquecidos em LREE, mas mostram valores de HREE mais baixos, sugerindo o envolvimento de granada e anfíbola na sua génese.

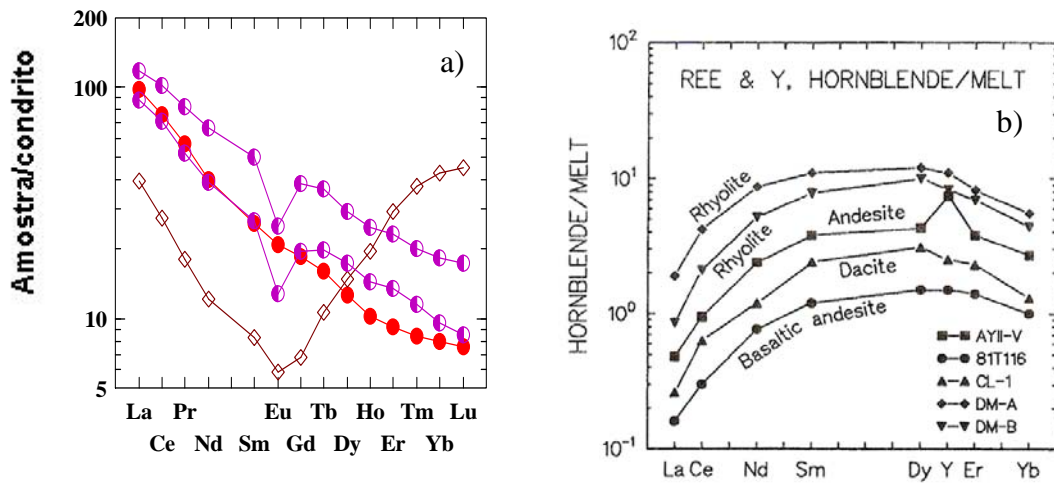


Fig. 53 – Padrões de REE para o aplito granatífero e rochas relacionadas no campo (Pedreira do Itereré) (a); Coeficientes de distribuição para REE e Y entre a hornblenda e diferentes líquidos magmáticos, tal como obtido por Sisson (1994) (b). Os símbolos apresentam-se como na Fig. 48.

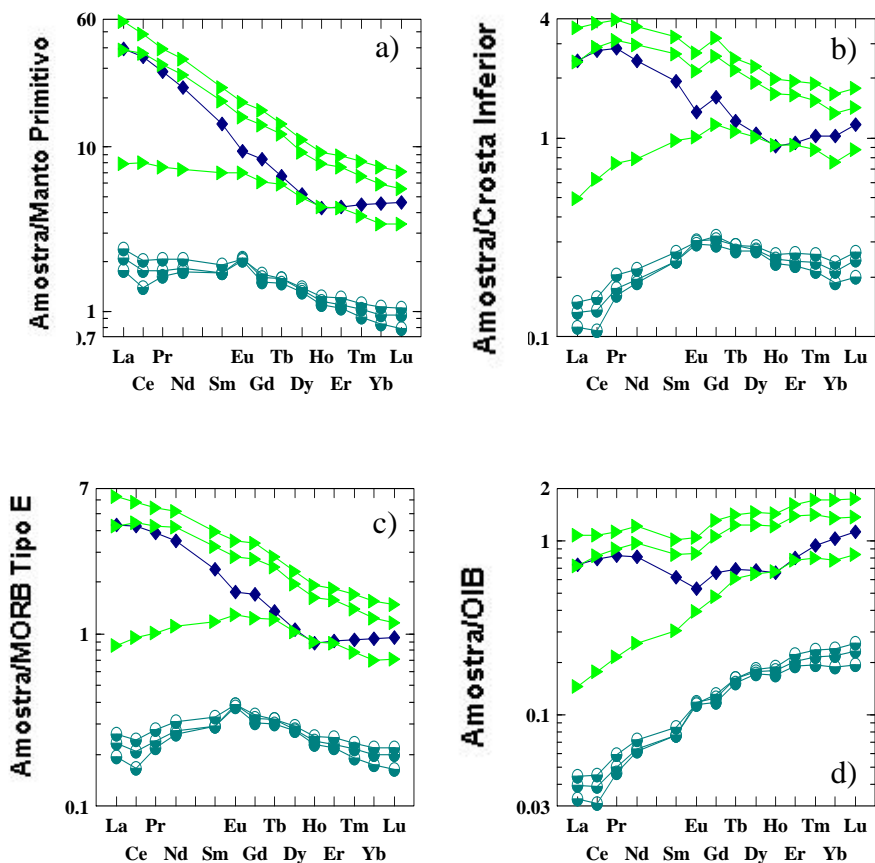


Fig. 54 – Padrões de REE para as rochas máficas estudadas: a) normalização para o Manto Primitivo (Palme & O'Neil, 2003); b) normalização para a Crosta Inferior (Rudnick & Fountain, 1995); c) normalização para os MORB Tipo E (Niu et al., 2002); e normalização para basaltos de ilhas oceânicas (OIB) (Sun & McDonough, 1989). Os símbolos apresentam-se como na Fig. 48.

Os charnockitos apresentam padrões multi-elementares (Fig. 55) muito semelhantes entre si, o que é sugestivo de que o metamorfismo de alto grau terá afectado estas rochas da mesma forma. Os charnockitos são globalmente enriquecidos em LILE e empobrecidos em HREE quando comparados com os valores da crosta inferior (Rudnick & Fountain, 1995 - Fig. 55b), o que de novo sugere a fusão de granada aquando da sua formação.

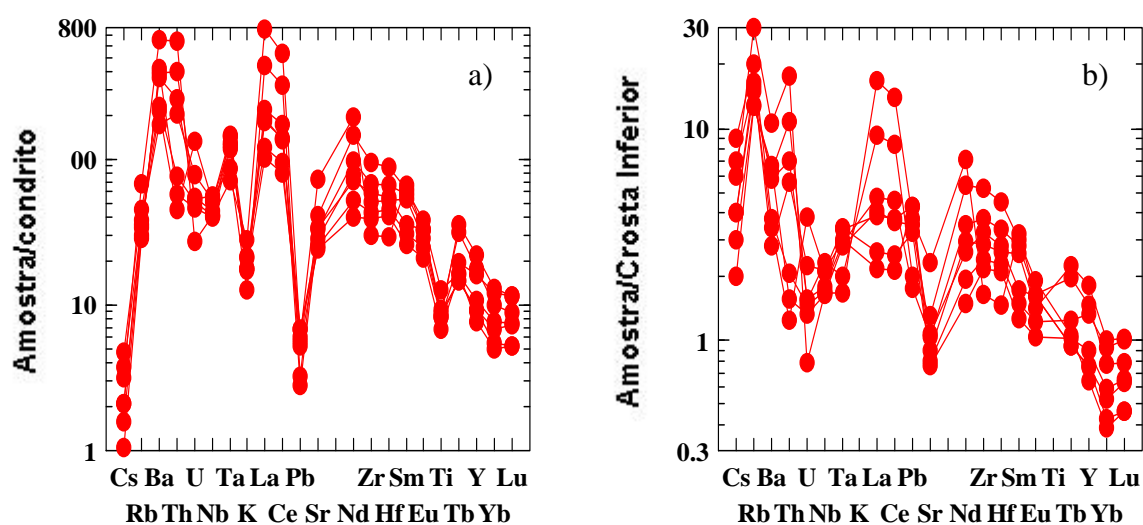


Fig. 55 – Padrões multi-elementares para os charnockitos da área de estudo: normalizados para o condrito (Palme & O'Neil, 2003) (a) e para a crosta inferior (Rudnick & Fountain, 1995) (b). Os símbolos apresentam-se como na Fig. 48.

Os diagramas discriminantes revelam que os charnockitos, tal como os ortogneisses e os diatexitos terão sido granitóides de arco vulcânico (VAG) ou granitóides pré-placa (Pearce et al., 1984; De La Roche, 1980 - Fig. 56). Esta aparente contradição com os dados de campo, petrológicos e outros dados geoquímicos é provavelmente devida ao uso de diagramas discriminantes que utilizam elementos químicos que não permaneceram imóveis durante o metamorfismo de alto grau. Estes resultados, sugerem que o uso de diagramas discriminantes (sem qualquer outro método complementar) para rochas que passaram por extensos períodos de metamorfismo de alto grau deve ser feito com muita cautela, pois segundo Förster et al. (1997) em ambientes colisionais ou de arco continental onde há mistura de componentes na formação dos magmas graníticos ou nos processos de diferenciação que costumam formar tendências composicionais que atravessam os limites dos

campos definidos pelos diagramas discriminantes, são frequentes os erros de interpretação.

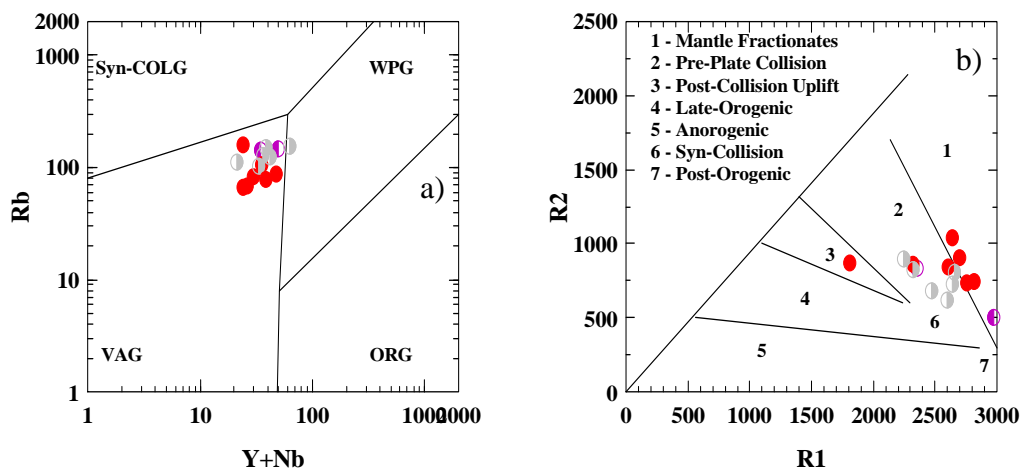
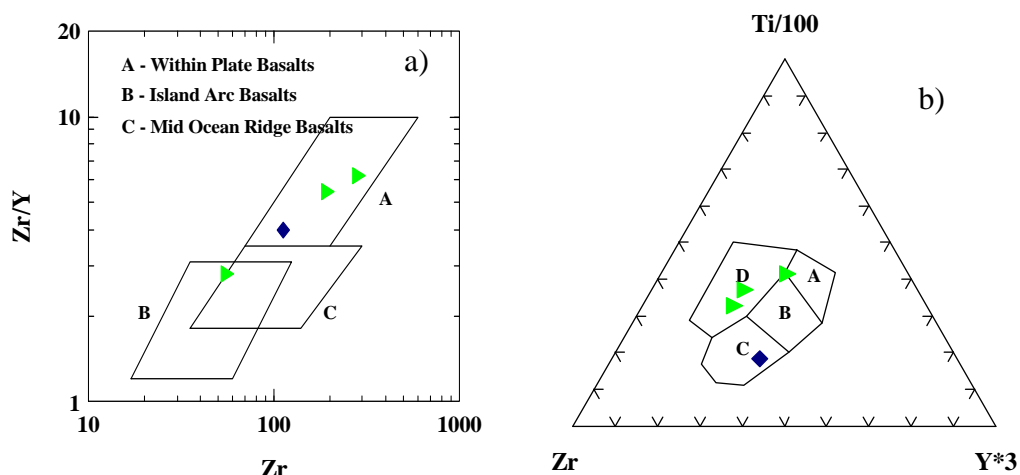


Fig. 56 – Diagramas discriminantes para os charnockitos, diatexitos e ortogneisses: Pearce et al. (1984) (a); De La Roche (1980) (b). Os símbolos apresentam-se como na Fig. 48.

Os diagramas discriminantes para as rochas máficas (Fig. 57) sugerem que os anfibolitos são basaltos intra-placa ou continentais, na sua maioria, de arco vulcânico ou de ilha oceânica metamorizados. As observações de campo são consistentes com a possibilidade destes anfibolitos se terem formado em ambiente continental (Heilbron & Machado, 2003).



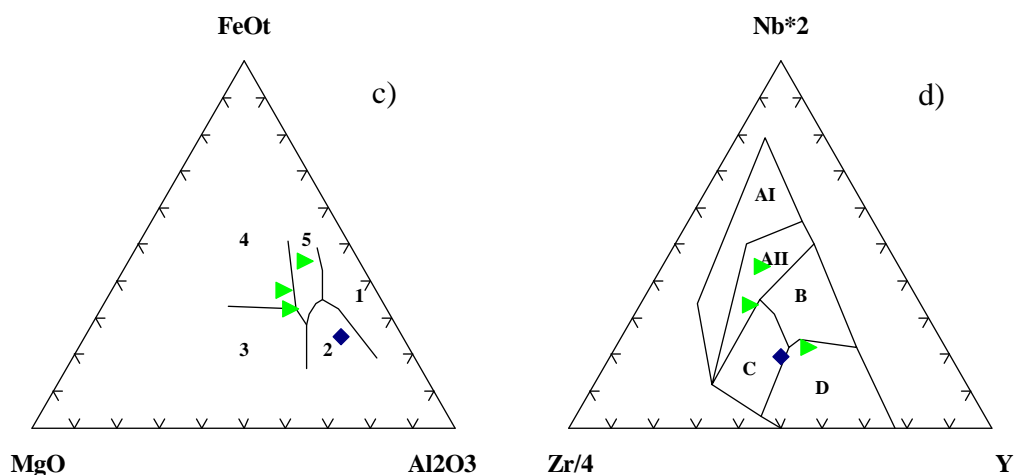


Fig. 57 – Diagramas discriminantes para as rochas máficas estudadas: Pearce & Cann (1973) (a, b); Nisbet & Pearce (1977) (c); Meschede (1986) (d). Na Fig. 57a as letras correspondem a: A – basaltos intra-placa; B – basaltos de arco vulcânico; C – MORB. Na Fig. 57b as letras correspondem a: A, B – toleitos de baixo potássio; B – basaltos dos fundos oceânicos; B, C – basaltos calcocalcalinos; D – basaltos intra-placa. Na Fig. 57c os números correspondem a: 1 – centro de afastamento; 2 – orogênicos; 3 – crista oceânica; 4 – ilha oceânica; 5 – continentais. Na Fig. 57d as letras correspondem a: AI, AII – basaltos alcalinos intra-placa; AII, C – basaltos toleíticos intra-placa; B – P-MORB; D – N-MORB; C, D – basaltos de arco vulcânico. Os símbolos apresentam-se como na Fig. 48.

b) Principais Conclusões da Geoquímica

A remobilização dos LILE durante o metamorfismo granulítico tem sido considerada como um dos principais processos que concorrem para a evolução da crosta inferior (Fyfe, 1973). A passagem da fácies anfibolítica para a granulítica é simultânea com a fusão incongruente de biotite e anfíbola que liberta água para os líquidos magmáticos ascendentes e desta forma empobrecem a crosta inferior em LILE. No entanto, têm surgido observações contraditórias sobre o comportamento dos LILE aquando da formação dos charnockitos. Como já referido neste trabalho, de acordo com Subba Rao & Divakara Rao (1988), os charnockitos são enriquecidos em K e Rb e empobrecidos em Ba e Sr quando comparados com os seus protólitos, enquanto Newton (1992) afirma que há ganho de Na e perda de Rb, e Dobmeier & Raith (2000) sugerem ainda um enriquecimento global de LILE.

Apesar dos argumentos contraditórios apresentados, pode-se afirmar com algum grau de certeza que a generalidade dos LILE não se comportaram como elementos imóveis durante o metamorfismo de alto grau, o que explica a ausência de correlações

nos diagramas Harker, enquanto os elementos imóveis retêm a assinatura original do protólito.

Os diagramas Harker dos elementos considerados imóveis, as projecções dos elementos mais incompatíveis e os padrões de Terras Raras sugerem que os charnockitos, diatexitos e ortognaisses estão relacionados a um mesmo protólito, formado pela fusão parcial de migmatitos, enquanto os diagramas Harker dos LILE e outros elementos móveis e os diagramas multi-elementares revelam que as rochas hoje observadas são o resultado do subsequente metamorfismo que formou os ortognaisses (a partir de granitóides pré-existentes) e os charnockitos por desidratação das rochas prévias via fusão incongruente de biotite e anfíbola.

Em suma, os novos dados sugerem que os charnockitos da região de São Fidelis tiveram, de facto, uma origem metamórfica (tal como observado no campo). Formaram-se em condições anidras de alto grau metamórfico a partir de um protólito ígneo que se desenvolveu previamente a partir da fusão parcial de metassedimentos. Os resultados agora apresentados indicam um processo de formação dos charnockitos dividido em duas etapas: geração dos protólitos ígneos hidratados por fusão parcial dos paragnaisses, seguido de metamorfismo de alto grau que transformou os “granitóides” de tipo S (leucossomas e diatexitos) em ortognaisses e, à medida que o metamorfismo e a desidratação, longa no tempo (ver capítulo da Termocronologia), progredia, em charnockitos.

GEOLOGIA ISOTÓPICA

Esta dissertação apresenta novos dados isotópicos de U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr e K-Ar obtidos em amostras de Rocha Total e de concentrados de minerais (zircão, granada, biotite, plagioclase e feldspato potássico) nas rochas metamórficas do sector em estudo. Os novos dados geocronológicos, em conjugação com os previamente obtidos, foram usados para discriminar idades modelo Sm-Nd, a idade do pico metamórfico granulítico, bem como as subseqüentes taxas de arrefecimento deste sector da zona central da Faixa Ribeira.

a) Idades Modelo Sm – Nd (T_{DM})

Como os REE apresentam comportamentos geoquímicos similares e a razão Sm/Nd das rochas tende a não ser fraccionada pela generalidade dos processos geológicos crustais (Faure, 1977), as idades modelo Sm-Nd têm sido utilizadas para inferir o momento em que os protólitos das rochas em causa foram removidos de um determinado reservatório (DePaolo & Wasserburg, 1976). Neste trabalho usam-se as idades modelo T_{DM} , referentes ao “Manto Empobrecido” (*Depleted Mantle* – DM; DePaolo, 1980), pois consideram-se essas idades como representantes da idade em que os protólitos destas rochas foram extraídos do manto superior.

No entanto, esta metodologia tem várias limitações no que diz respeito a identificar períodos e taxas de crescimento de certos segmentos crustais (Allègre & Ben Othman, 1980; De Paolo, 1981; Harris et al., 1996), como por exemplo a mistura de sedimentos provenientes de várias fontes com idades modelo diferentes, fornecendo uma idade modelo que é uma média ponderada das diferentes idades das fontes dos sedimentos. Outra fonte de fraccionação da razão Sm-Nd e que modifica a idade modelo obtida é o possível reequilíbrio isotópico do Nd em períodos de metamorfismo de alto grau ($T > 700$ °C), pois foi demonstrado que a estas temperaturas a difusão dos REE tende a exceder a escala do grão, provocando re-homogeneização isotópica, especialmente se houver fluidos pervasivos no sistema (Black & McCulloch, 1987).

Vários autores notaram igualmente que os valores $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de gnaisses na fácies anfíbolítica eram semelhantes aos valores da crosta média, enquanto os da fácies granulítica apresentavam uma razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ menor (Burton & O’Nions, 1990; Harris et al., 1994). Assim, a alteração desta razão implicará (ao longo do tempo) modificações na razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, gerando grandes incertezas nas idades

modelo calculadas, a não ser que se corrija a fraccionação de Sm/Nd. A correcção normalmente aplicada implica a utilização do valor $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ medido até à idade do metamorfismo, neste caso Brasileiro, sendo depois assumido o valor $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ da crosta média (Ben Othman et al., 1984).

Foram obtidos valores isotópicos de Sm-Nd em 12 amostras de rocha total. Como existe a possibilidade de o metamorfismo granulítico Brasileiro ter fraccionado a razão Sm/Nd, os dados isotópicos foram corrigidos com o propósito de minimizar a possível re-homogeneização isotópica de Nd durante a Orogenia Brasileira. Assim, as idades modelo foram corrigidas usando a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ medida para a evolução isotópica até há 565 Ma (idade média calculada para o metamorfismo granulítico deste sector da Faixa Ribeira – ver capítulo seguinte) e depois assumindo uma razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de ~ 0.11 (valor típico para a crosta média – Taylor & McLennan, 1985) para a intersecção entre as rochas estudadas e a curva de evolução do manto empobrecido.

Os valores obtidos para as idades modelo Sm-Nd variam entre 2.0 e 1.5 Ga, sugerindo que eventos paleo e mesoproterozóicos, como os observados noutras partes da Plataforma Sul-Americana (Ventuari – Tapajos (Orogenia Transamazónica), Rio Negro – Juruena e Rondónia – San Ignácio, do Cráton Amazónico; Tassinari et al., 2000b), tenham sido os períodos principais de geração crustal para os protólitos das rochas da Faixa Ribeira (Tab. 8). Da mesma forma, a convergência entre diferentes litótipos, como por exemplo vários charnockitos, aplitos e um migmatito, com idades modelo entre 1.47 e 1.51 Ga (Evento Rondónia – San Ignácio) sugere, tal como os dados de geoquímica de rocha total, a proximidade genética entre os diferentes tipos de rocha.

Tal como referido anteriormente, é possível que os protólitos destas rochas (de origem metassedimentar) sejam provenientes de fontes com idades transamazónicas (2.0 Ga) e tenham sofrido reequilíbrio parcial durante o metamorfismo brasileiro ou que estes valores de T_{DM} possam reflectir a mistura de sedimentos de fontes com idades modelo diferentes. No entanto, independentemente destes constrangimentos verifica-se que os resultados evidenciam a existência de, pelo menos, uma fonte Transamazónica (Ciclo Eburneano), o que faz com que as rochas do Cráton de São Francisco sejam os principais candidatos para os seus protólitos, nomeadamente a margem do Cráton de São Francisco que frequentemente tem fornecido idades transamazónicas (Brueckner et al., 2000).

Rocha	Amostra	T_{DM} (Ga)	Eventos de Cratonização
Charnockitos	JC20	2.02	Ventuari - Tapajos
	JC36C	1.57	Rio Negro - Juruena
	JC45A	1.48	Rondônia - San Ignácio
	JC24A	1.47	Rondônia - San Ignácio
Charnockito*	JC24E	1.53	Rondônia - San Ignácio
Aplitos	JC24B	1.51	Rondônia - San Ignácio
	JC24G	1.51	Rondônia - San Ignácio
Migmatitos	JC27	1.60	Rio Negro - Juruena
	JC12	1.60	Rio Negro - Juruena
	JC35A	1.48	Rondônia - San Ignácio
	JC26B	1.65	Rio Negro - Juruena
Blastomilonito	JC28B	1.90	Ventuari - Tapajos

Tab. 8 – Idades Modelo Sm-Nd para as rochas estudadas, bem como os respectivos eventos de cratonização presentes na plataforma sul-americana, tal como considerado por Tassinari et al. (2000b).

Embora o estudo U-Pb SHRIMP realizado nesta dissertação tenha explorado significativamente a possibilidade de reconhecer zircões referentes a orogenias mais antigas que a Brasiliana (nomeadamente através da obtenção de análises em vários núcleos de zircão), não foram encontradas evidências de zircões detríticos mais antigos (ver capítulo seguinte da geocronologia U-Pb). No entanto, vários autores têm recentemente apresentado dados U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS de núcleos de zircões detríticos de áreas vizinhas, sugerindo, para além das idades brasilianas, a existência de idades arcaicas e transamazônicas. Os resultados de Schmitt et al. (2004) para os paragneisses do Terreno Cabo Frio, bem como os resultados de Valladares et al. (2008) para a cobertura metassedimentar (granulitos e anfíbolitos) na zona Central da Faixa Ribeira produzem predominantemente idades 2.0 e 2.6 Ga, excepto para o Terreno Oriental (que engloba a área desta dissertação) que apresenta maioritariamente valores neo a mesoproterozóicos, com as idades paleoproterozóicas subordinadas. Campanha et al. (2008, in press) obtiveram zircões herdados do Arcaico (2.7 Ga), Paleoproterozóico (2.1 Ga) e Mesoproterozóico (1.5 – 1.8 Ga) em metassedimentos conglomeráticos e brechóides da zona sul da Faixa Ribeira, enquanto Noce et al. (2008, in press), estudando os granulitos da zona norte da Faixa Ribeira, obtiveram idades de núcleos de zircões com 1.9 a 2.1 Ga, 2.6 Ga e ~ 3.1 – 3.2 Ga. Estes resultados revelam uma variação significativa nas idades de formação dos núcleos de zircão, que se distribuem desde o Arcaico ao Neoproterozóico, consoante as áreas abordadas. No entanto, estes resultados são genericamente concordantes

com os valores de T_{DM} agora obtidos para a área em estudo que apresentam idades majoritariamente mesoproterozóicas e paleoproterozóicas, estando, tal como no trabalho de Valladares et al. (2008), ausentes idades arcaicas. Os resultados de T_{DM} de Brueckner et al. (2000) vão igualmente de encontro a estes, pois nesse trabalho a área abordada por esta dissertação apresenta exclusivamente idades modelo meso e paleoproterozóicas.

A convergência entre os resultados obtidos pelas idades modelo Sm-Nd e os resultados U-Pb em zircões herdados para as idades transamazónicas e mesoproterozóicas sugere que estas rochas fizeram parte de um segmento crustal diferenciado do manto nesse período (2.0 a 1.5 Ga), enquanto as idades Brasilianas obtidas pelos zircões, mas ausentes nas idades modelo, implicam retrabalhamento de sedimentos e possivelmente do soco (noutros sectores da Faixa Ribeira) e re-homogeneização isotópica das idades mais antigas, sem geração significativa de crosta juvenil, contrariando os modelos geodinâmicos poli-orogénicos apresentados por Campos Neto & Figueiredo (1995), Heilbron & Machado (2003) e Schmitt et al. (2004). A dispersão significativa dos resultados de U-Pb em zircões herdados desde idades paleoproterozóicas a neoproterozóicas sugere ainda que algumas idades mais jovens obtidas nos zircões herdados poderão ser o resultado de re-homogeneização isotópica provocada pela orogenia Brasiliana, como verificado pela abundante existência de zircões discordantes com perda de Pb significativa (Machado et al., 1996; Schmitt et al., 2004; Noce et al., 2008, in press), tornando algo dúbio a existência de uma fonte mesoproterozóica, como sugerido por Valladares et al. (2008).

b) ϵ_{Nd}^i e $^{87}Sr/^{86}Sr_i$

A notação ϵ_{Nd}^i fornece uma comparação entre os valores $^{143}Nd/^{144}Nd$ de uma rocha e o valor do reservatório condrítico uniforme (CHUR) à data de formação dessa rocha ou de outro evento (DePaolo & Wasserburg, 1976), sendo que no caso de terrenos que suportaram eventos metamórficos capazes de fraccionar a razão Sm/Nd, a idade escolhida para ϵ_{Nd}^i não deve exceder a idade do último evento metamórfico (Harris et al., 1996); $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ representa a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ da rocha estudada à data desejada (neste caso a mesma idade escolhida para ϵ_{Nd}^i), desde que a rocha não tenha sofrido eventos metamórficos posteriores capazes de modificar a razão Rb/Sr da rocha. Estas notações têm sido utilizadas conjuntamente para definir proveniências

isotópicas no que diz respeito a tipos de reservatórios mantélicos (Zindler & Hart, 1986), sendo a sua utilização para terrenos polimetamórficos mais complexa.

Os valores de ϵ_{Nd}^i e $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ foram calculados para $i = 565$ Ma (idade média do pico metamórfico calculada neste trabalho), exceptuando a amostra JC24E que terá sido profusamente deformada durante o período de exumação há aproximadamente 490 Ma (idade Sm-Nd). Ao calcular-se o valor da razão $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ para 565 Ma, obtém-se 0.680085, que não possui significado geológico, enquanto o cálculo para 490 Ma, revela um valor compatível com os demais charnockitos da área em estudo. Os resultados apresentam-se na Tab. 9 e Fig. 58.

Rocha	Amostra	ϵ_{Nd}^0	ϵ_{Nd}^{565}	$^{87}Sr/^{86}Sr_{565}$
Charnockitos	JC20	-17.3	-13.4	0.727213
	JC36C	-12.1	-6.9	0.710243
	JC45A	-11.3	-5.7	0.710232
	JC24A	-10.6	-5.5	0.709168
Charnockito*	JC24E (565)	-6.9	-6.3	0.680085
	JC24E (490)	-6.9	-6.4	0.708114
	JC24E (450)	-6.9	-6.4	0.721293
Aplitos	JC24B	-11.2	-6.1	-
	JC24G	-11.9	-6.1	0.707053
Granito Tardio	JC24C	-	-	0.706371
Blastomilonito	JC28B	-18.4	-11.8	-
Migmatitos	JC27	-10.1	-7.4	0.711212
	JC12	-4.4	-7.3	0.717267
	JC35A	-9.6	-5.6	0.709968
	JC26B	-12.9	-8.0	0.716733
Anfibolito	JC46	-	-	0.708804

Tab. 9 – Resultados de ϵ_{Nd}^{565} e $^{87}Sr/^{86}Sr_{565}$ para as rochas da área em estudo e do charnockito* JC24E em que foram escolhidos os valores ϵ_{Nd}^{490} e $^{87}Sr/^{86}Sr_{490}$.

Os resultados obtidos apresentam uma tendência linear desde $\epsilon_{Nd}^{565} = -5.5$ e $^{87}Sr/^{86}Sr_{565} = 0.707$ até $\epsilon_{Nd}^{565} = -13.4$ e $^{87}Sr/^{86}Sr_{565} = 0.727$, representando uma larga variação isotópica (Fig. 58).

De uma forma genérica, à excepção do enderbito JC20 ($\epsilon_{Nd}^{565} = -13.4$ e $^{87}Sr/^{86}Sr_{565} = 0.727$) e do blastomilonito JC28B ($\epsilon_{Nd}^{565} = -11.8$) (profusamente deformado) que apresentam ϵ_{Nd}^{565} claramente díspares dos demais, os granulitos estudados apresentam 9 amostras (charnockitos, aplitos e migmatitos) com ϵ_{Nd}^i semelhante (-5.5 a -8.0), e o agrupamento de 7 amostras com valores isotópicos de

$\epsilon_{\text{Nd}}^{565}$ entre -5.5 e -7.4 e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{565}$ entre 0.707 a 0.711, revelando-se, do ponto de vista isotópico, relativamente homogêneos e radiogênicos, independentemente dos litótipos serem charnockitos, aplitos, diatexitos ou metatexitos, reforçando a ideia de que estas rochas terão evoluído de um protólito crustal comum anterior a 565 Ma, ou seja, que charnockitos e aplitos tenham derivado, como sugerido pela geoquímica elementar e pelas idades modelo concordantes, dos migmatitos por processos de fusão parcial de crosta continental preexistente e subsequente metamorfismo granulítico.

Os metatexitos JC12 ($\epsilon_{\text{Nd}}^{565} = -7.3$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{565} = 0.717$) e JC26B ($\epsilon_{\text{Nd}}^{565} = -8.0$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{565} = 0.717$) apresentam igualmente valores de $\epsilon_{\text{Nd}}^{565}$ similares aos demais granulitos, mas valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{565}$ mais elevados, o que se poderá dever a fenómenos locais de fraccionação isotópica causada pelo processo de fusão parcial ou do metamorfismo/deformação que retrogradou estas rochas.

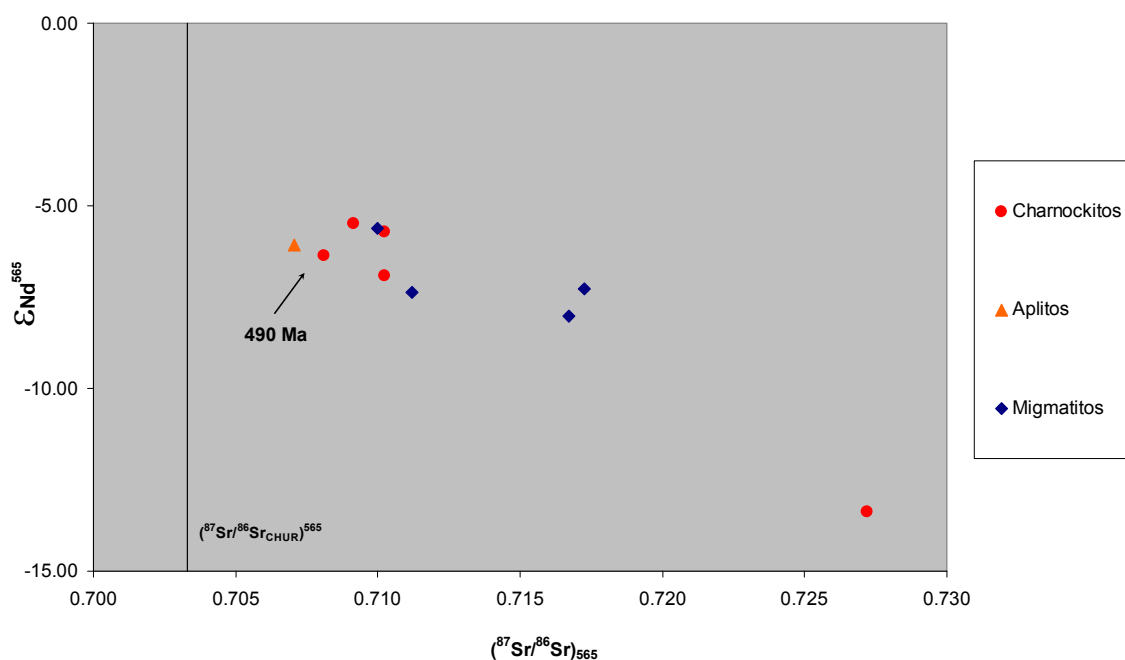


Fig. 58 - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{565}$ vs. $\epsilon_{\text{Nd}}^{565}$ para as rochas estudadas. Encontra-se indicada a amostra JC24E cujos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ e ϵ_{Nd}^i foram calculados para 490 Ma, altura em que este charnockito terá sido profusamente deformado e recristalizado.

GEOCRONOLOGIA E TERMOCRONOLOGIA

Dados provenientes de petrologia experimental e modelação térmica têm revelado que os vários sistemas isotópicos (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, etc.) apresentam temperaturas de fecho isotópico distintas para os diferentes minerais analisados em cada um dos sistemas isotópicos. Os trabalhos de diferentes autores concluem que os zircões, devido à sua baixa difusividade isotópica, fecham o sistema U-Pb a temperaturas elevadas, muito próximas do pico metamórfico ($T \geq 750 \text{ }^\circ\text{C}$), exceptuando se são metamícticos (Heaman & Parrish, 1991; Cherniak et al., 1997). De igual forma, as temperaturas de fecho utilizadas neste trabalho são: $650 \text{ }^\circ\text{C}$ (Sm na granada – Mezger et al., 1992), $500 \text{ }^\circ\text{C}$ (Rb na plagioclase e feldspato potássico – Lovera et al., 1997), $350 \text{ }^\circ\text{C}$ (Rb na biotite – Harrison & MacDougall, 1980) e $250 \text{ }^\circ\text{C}$ (Ar na biotite – Onstott et al., 1989). Assim, para os sistemas isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr, foram utilizadas isócronas mineral – rocha, que, aliadas às idades U-Pb em zircão e K-Ar em biotite, permitem discriminar a evolução térmica de cada amostra. Espera-se, desta forma, que, obtendo as diversas idades mineral - rocha em diferentes sistemas isotópicos para a mesma amostra, seja possível inferir acerca da evolução da temperatura de cada rocha ao longo do tempo, reflectindo a história térmica do metamorfismo e, de uma forma genérica, as suas taxas de exumação com consequentes implicações na evolução geodinâmica das rochas estudadas.

a) Datação do Pico Metamórfico (U-Pb em zircões)

Uma melhor compreensão do estudo realizado neste trabalho referente ao sistema U-Pb pode ser encontrada nos anexos B.1 e B.6, onde se explica detalhadamente todos os processos e técnicas referentes a estas datações, desde a preparação da amostra até à obtenção do resultado final. As datações que se seguem, realizadas através de SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) e TIMS (Thermo Ionization Mass Spectrometer), são sempre apresentadas com o erro 2σ .

Charnockitos e rochas associadas:

Foram datados os charnockitos JC24A, JC36C e JC45A, bem como as rochas associadas JC24B (aplito), JC24C (granito tardio) e JC24D (ortognaisse), cujos resultados e descrições dos cristais de zircão analisados se apresentam de seguida.

JC24A: os zircões deste charnockito são transparentes, com uma coloração acastanhada e apresentam duas tipologias principais, dividindo-se em zircões finos e alongados (4:1 a 5:1) e zircões ovais (1.5:1 a 2:1) (como é possível observar na Fig. 59 que apresenta imagens de catodoluminescência) com dimensões máximas (comprimento) a variar entre 50 a 250 μm . Apresentam-se, de uma forma geral, prismáticos, com as terminações ligeiramente arredondadas, sem fracturas e com poucas inclusões. A catodoluminescência revela a presença de zonamentos oscilatórios, bem como sobre-crescimentos metamórficos e luminescências contrastantes, desde muito brilhantes (baixo U) a escuros (alto U). Foram datados 6 zircões (7 análises) de ambas as populações, bordos e núcleos, zonamentos e sobre-crescimentos metamórficos e áreas com luminescências contrastantes, obtendo-se uma razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ a variar desde 0.40 a 0.72, tendo os núcleos e o zircão 6.1 (ambos sem zonamentos) apresentado os valores mais elevados (0.58-0.72). No entanto, obteve-se sempre idades concordantes e sem variações significativas da razão $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (10.4 – 11.1), sendo o valor médio da idade U-Pb concórdia 572 ± 13 Ma e o valor médio das idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} = 575 \pm 15$ Ma.

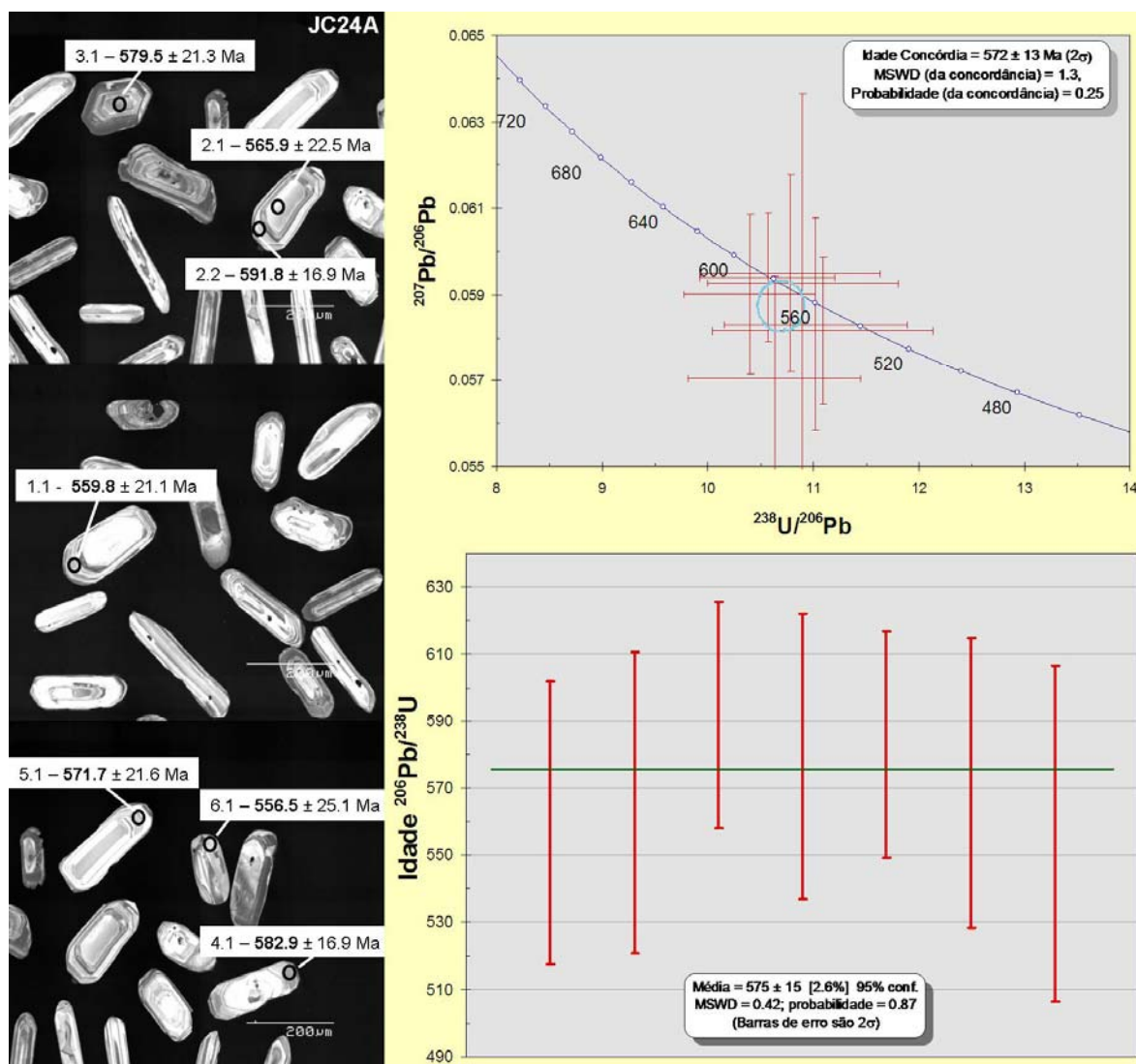


Fig. 59 – Catodoluminescência e resultados das idades concórdia (projectadas num diagrama Tera-Wasserburg) e idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ no charnockito JC24A.

JC24B: os zircões deste aplito são transparentes, com uma coloração acinzentada a acastanhada e apresentam duas populações principais, dividindo-se em zircões finos e alongados (4:1 a 5:1) e zircões tabulares (1.5:1 a 3:1) (como é possível observar na Fig. 60 que apresenta a catodoluminescência da amostra) com dimensões máximas (comprimento) a variar entre 100 a 400 μm . Apresentam-se, de uma forma geral, prismáticos a euédricos com as terminações ligeiramente arredondadas, ocasionalmente com fracturas e sem inclusões. A catodoluminescência revela, tal como na amostra anterior a presença de zonamentos oscilatórios e de sobre-crescimentos, sendo que os zircões têm sempre luminescência muito baixa. Foram datados 9 cristais de zircão (9 análises) de ambas as populações, com preferência para os bordos um pouco mais luminescentes, obtendo-se 3 zircões discordantes com clara perda de chumbo (idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ = 313.8 a 422.9 Ma) e uma aglomeração dos

outros seis zircões (com concordâncias contrastantes: 87.9 a 111.2%) em redor da idade concórdia de 567 ± 14 Ma, sendo o valor médio das idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ é 561 ± 17 Ma. A razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ varia significativamente desde 0.04 a 0.13 para os zircões discordantes e desde 0.24 a 0.37 para os zircões concordantes. Estes valores são indiferentes à tipologia dos zircões ou local analisado no interior do zircão.

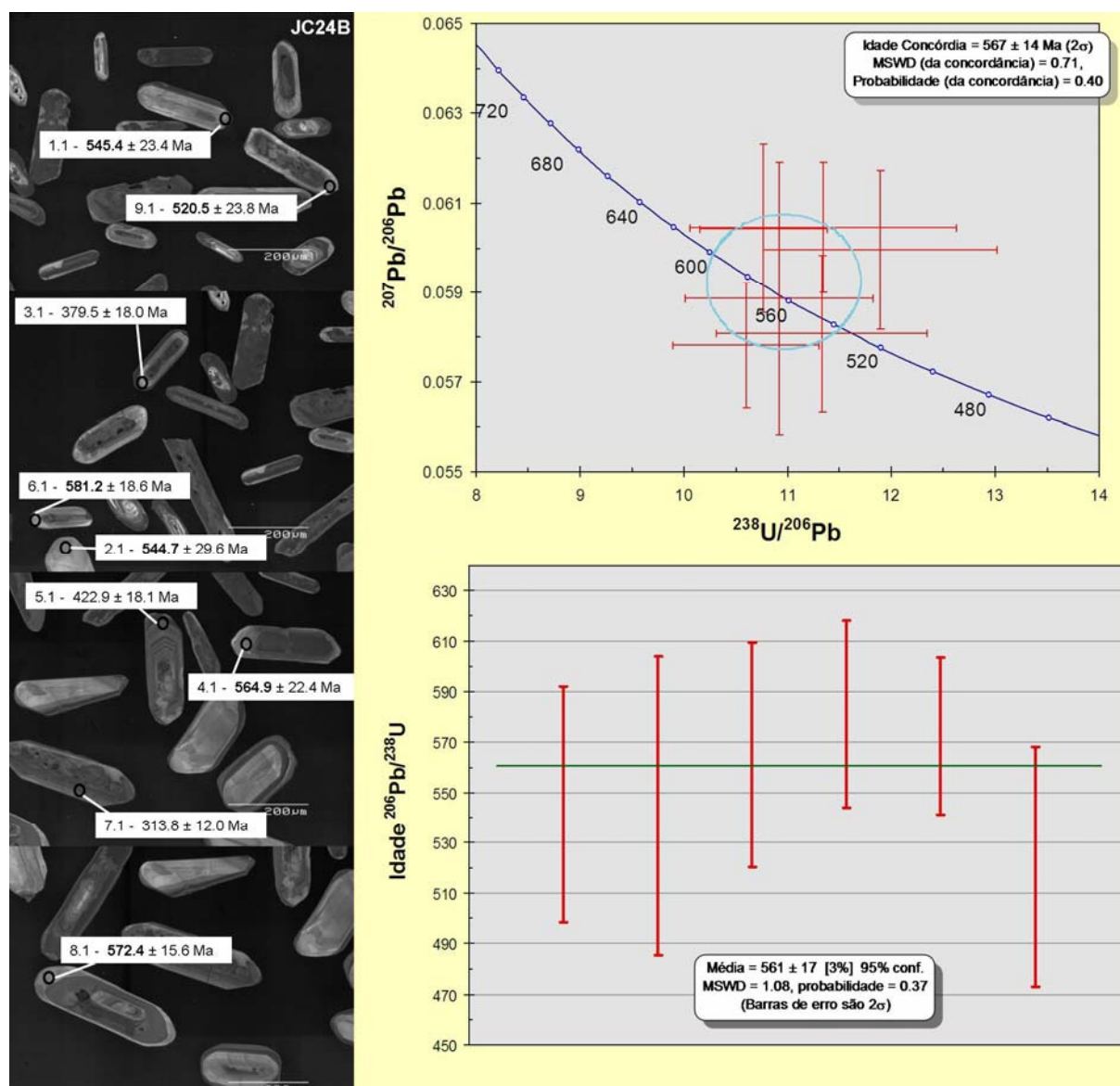


Fig. 60 – Catodoluminescência e resultados das idades concórdia (projectadas num diagrama Tera-Wasserburg) e idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ do aplito JC24B. Os zircões 3.1, 5.1 e 7.1 não foram considerados para efeitos do cálculo da idade da rocha, visto que apresentam idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ pouco plausíveis, com evidente perda de Pb.

JC24C: os zircões deste granito tardio são transparentes, incolores e apresentam duas populações principais, dividindo-se em zircões finos e alongados (4:1 a 7:1) e zircões ovais (1.5:1 a 2:1) (Fig. 61) com dimensões máximas (comprimento) a variar

entre 100 e 300 μm . Apresentam-se, de uma forma geral, euédricos com os bordos muito bem preservados, sem fracturas, com algumas inclusões de dimensões reduzidas (até 10 μm). A catodoluminescência não apresenta zonamentos ou sobre-crescimentos, tendo os zircões uma grande homogeneidade na luminescência muito brilhante. Foram datados 7 zircões (7 análises) de ambas as populações, bordos e núcleos, e zonas de luminescência algo contrastante (maioria em áreas de luminescência muito forte e 2 análises em áreas com luminescência um pouco mais baixa), obtendo-se uma razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ muito elevada e contrastante a variar entre 0.56 a 2.54, não estando dependente da tipologia ou local da análise. Os resultados $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ apresentam pouca variação entre 12.3 e 13.0, sendo todos os zircões concordantes, com uma idade média concórdia de $493 \pm 14 \text{ Ma}$ e o valor médio das idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} = 491 \pm 14 \text{ Ma}$, confirmando a sua idade mais jovem, tal como observado em afloramento.

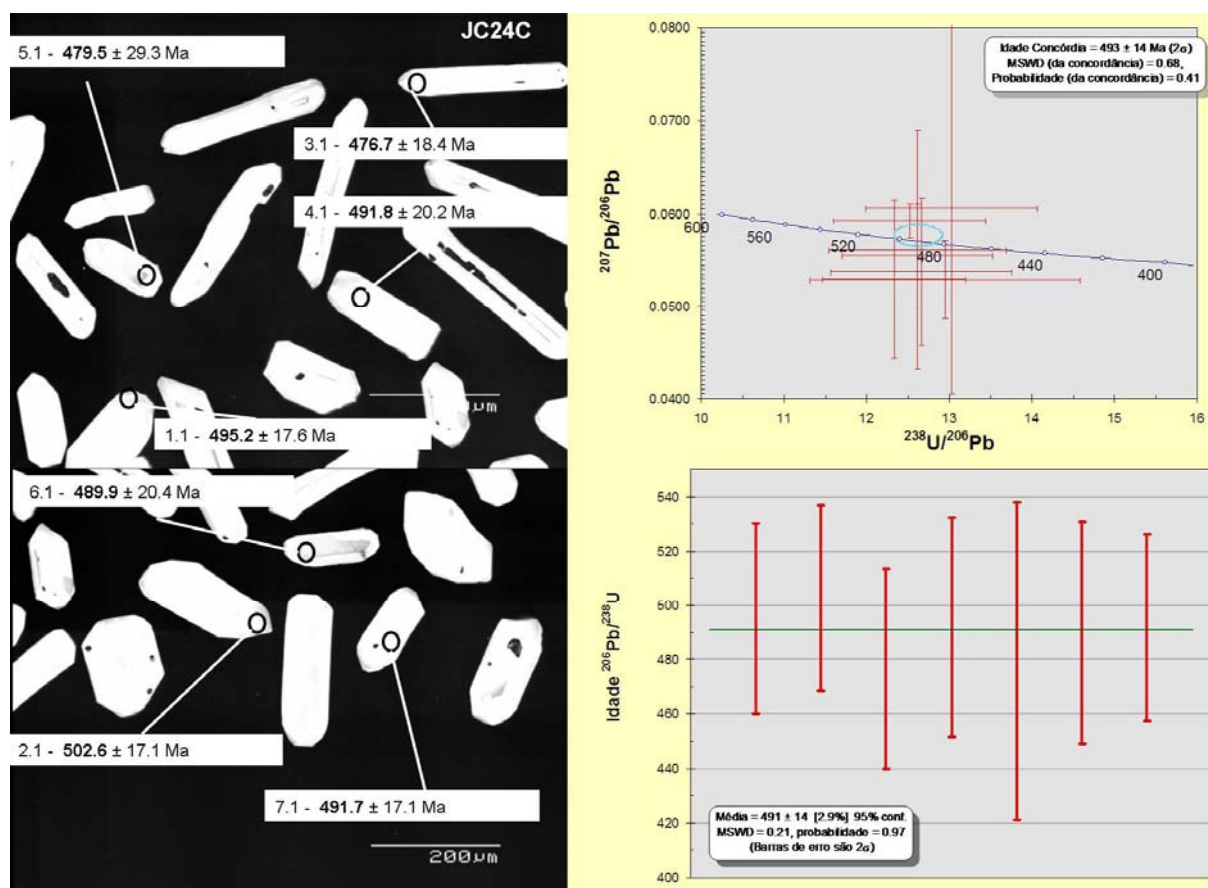
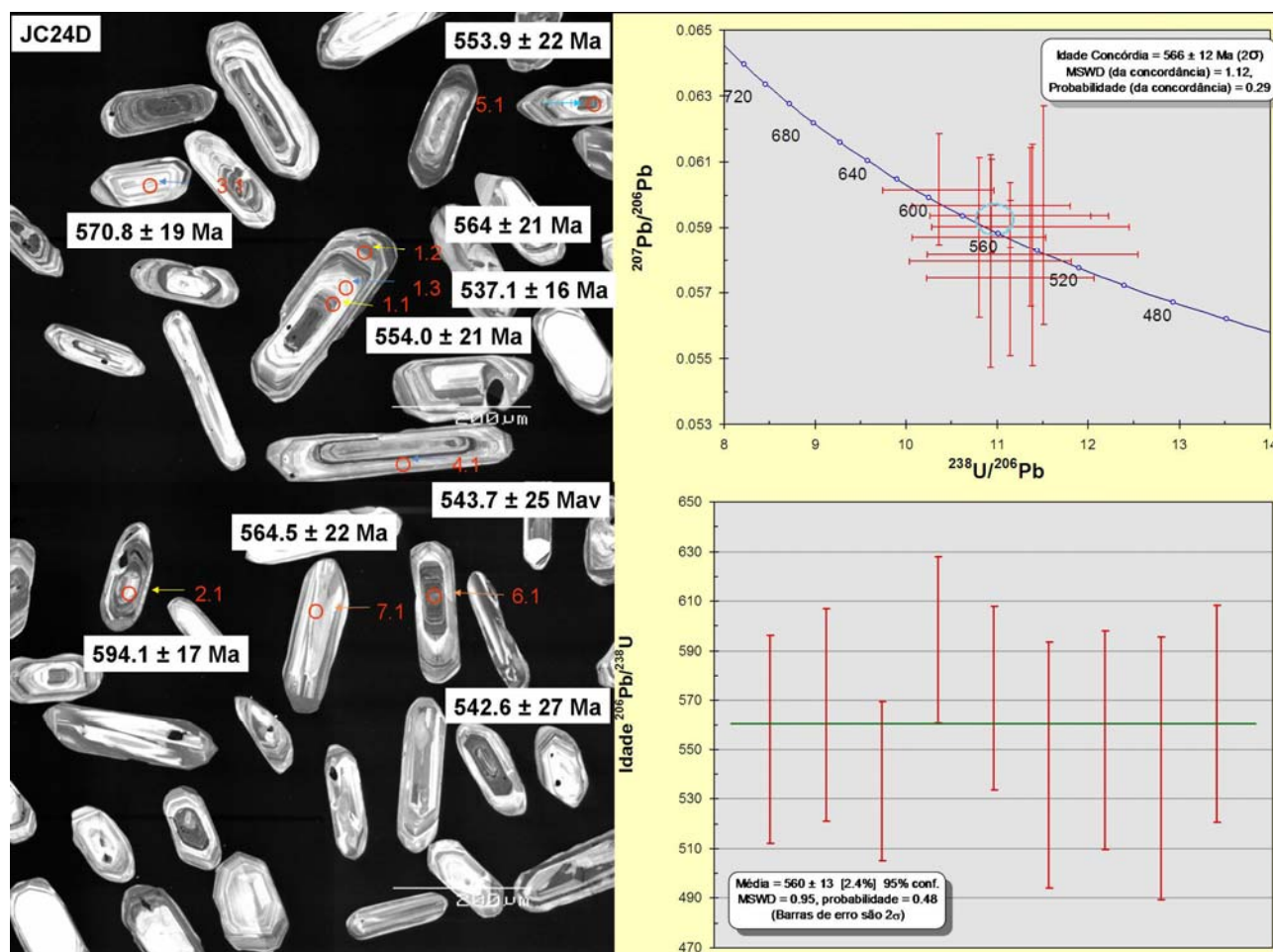


Fig. 61 – Catodoluminescência e resultados das idades concórdia (projectadas num diagrama Tera-Wasserburg) e idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ do granito tardio JC24C.

JC24D: os zircões deste ortogneisse são transparentes com uma coloração acastanhada e apresentam duas populações principais, dividindo-se em zircões

prismáticos tabulares (3:1 a 4:1) e zircões ovais (1.5:1 a 2:1) (como é possível observar na Fig. 62 que apresenta a catodoluminescência da amostra) com dimensões máximas (comprimento) a variar entre 80 a 300 μm . Apresentam-se, de uma forma geral, prismáticos com as terminações ligeiramente arredondadas, sem fracturas e com poucas ou nenhuma inclusões. A catodoluminescência apresenta zircões com zonamento oscilatório ou sem zonamento, com sobre-crescimentos metamórficos e com luminescências contrastantes, desde brilhantes a escuros. Foram datados 7 zircões (9 análises) de ambas as populações, bordos, núcleos e zonas intermédias, zonas com luminescências contrastantes, áreas de zonamento oscilatório e sobre-crescimentos, obtendo-se uma razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ com uma variação significativa desde 0.27 a 0.72, mas sem correlação com a posição da análise. De facto, obteve-se sempre idades concordantes (93 a 109%) e sem variações significativas da razão $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (10.4 – 11.5) e da idade $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, sendo o valor médio para a idade concórdia $566 \pm 12 \text{ Ma}$ e o valor médio das idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} = 560 \pm 13 \text{ Ma}$.



JC36C: os zircões deste charnockito são transparentes, incolores e apresentam duas populações principais, dividindo-se em zircões tabulares (3:1 a 4:1) e zircões ovais (1.5:1 a 2:1) (como é possível observar na Fig. 63 que apresenta a catodoluminescência da amostra) com dimensões máximas (comprimento) a variar entre 100 a 400 μm . Apresentam-se, de uma forma geral com as terminações arredondadas, algo fracturados e com algumas inclusões. A catodoluminescência revela a existência de zonamentos oscilatórios e de sobre-crescimentos, bem como de luminescências contrastantes, mas preferencialmente luminescência baixa. Foram datados 5 zircões (6 análises) de ambas as populações, bordos, núcleos e zonas intermédias e com luminescências contrastantes, obtendo-se uma razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ muito heterogénea desde 0.21 a 0.65, indiferentemente do local onde foi analisado o zircão. As razões $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ são relativamente pouco contrastantes (10.1 – 13.5), sendo que os zircões são normalmente pouco concordantes (44 a 124%), com idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ a variar desde 458 ± 10 a 608 ± 15 Ma, não definindo um agrupamento de idades específico *per se*. No entanto, o uso do diagrama concórdia (Fig. 63) sugere, embora com um grau elevado de incerteza, a existência de dois grupos de idades que se podem dividir como um agrupamento de idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ desde 608 ± 15 a 554 ± 13 Ma (para os 3 zircões mais antigos) e outro com idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ desde 526 ± 12 a 458 ± 10 Ma (para os 3 zircões mais recentes). Os 2 zircões com maior concordância (105%) apresentam as idades 554 ± 13 Ma, valor relativamente próximo dos resultados médios das restantes rochas, e 507 ± 13 Ma, valor muito próximo do resultado do granito tardio JC24C. Esta divisão de idades é igualmente observada de uma forma genérica no cristal de zircão que apresenta uma idade $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ na zona intermédia de 608 ± 15 Ma (análise 3.1) e uma idade $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ no bordo de 526 ± 12 Ma (análise 2.1). Curiosamente, a única datação realizada num núcleo de zircão revela a idade $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ mais recente, demonstrando a elevada variabilidade desta amostra e uma provável longa manutenção de condições propícias para a cristalização de zircão, mesmo a temperaturas mais baixas. No entanto, a presença das sucessivas idades concordantes destes zircões podem igualmente ser o resultado de contínua perda de Pb (ao longo da concórdia) numa rocha que passou por taxas de arrefecimento muito baixas, tal como observado por Ashwal et al. (1999) e sugerido no capítulo seguinte.

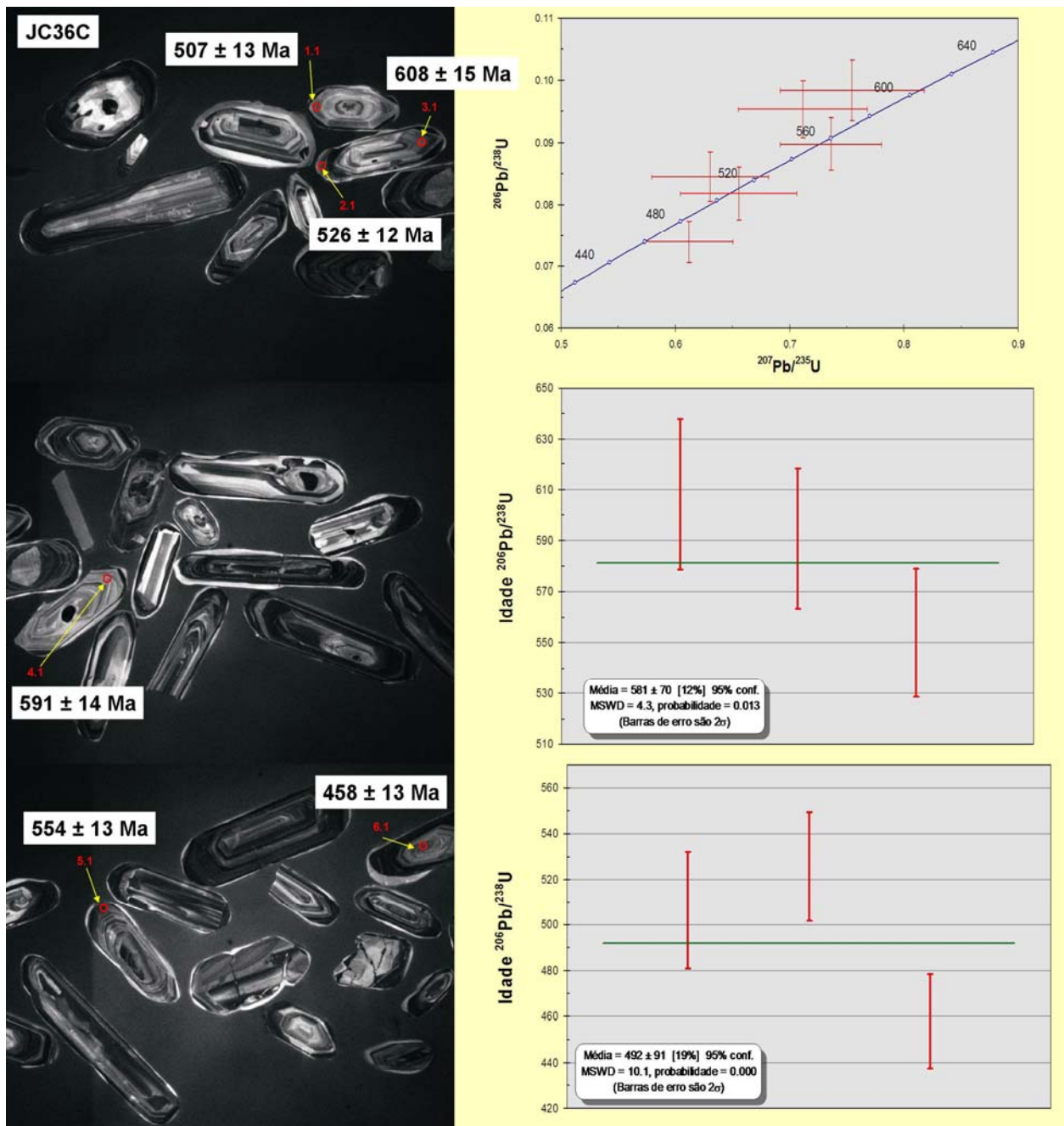


Fig. 63 – Catodoluminescência e datações $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ com dispersão de idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ desde 608 ± 15 a 458 ± 10 Ma para o charnockito JC36C. O diagrama concórdia apresenta igualmente a dispersão de idades, embora sugerindo a existência de dois grupos de idade dos zircões que se poderão agrupar como presente nos diagramas seguintes (581 ± 70 Ma e 492 ± 91 Ma). Os elevados erros associados a estas médias de idades não permitem considerar estes resultados como fidedignos.

JC45A: os zircões deste charnockito são transparentes, com uma coloração acastanhada e apresentam duas populações principais, dividindo-se em zircões tabulares a alongados (3:1 a 6:1) e zircões ovais (1.5:1 a 2:1) (como é possível observar na Fig. 64 que apresenta a observação microscópica das fracções analisadas) com dimensões máximas (comprimento) a variar entre 50 a 200 μm . Apresentam-se, de uma forma geral, prismáticos com os bordos arredondados, com algumas fracturas e poucas inclusões. Foram datadas 6 fracções de zircão de ambas as populações (62 zircões), pelo método U-Pb (TIMS), com pesos desde 23 a 35 μg , obtendo-se uma variação significativa da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (0.059 a 0.067) que é explicada pela existência da fracção 3115 que apresenta uma razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ muito mais elevada que as demais fracções ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.0589 - 0.0595$), uma razão $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (9.91) contrastante das restantes (10.63 a 10.93) e idade $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ mais antiga (615 ± 3 Ma) em comparação com as outras fracções (564 ± 3 a 580 ± 3 Ma). Não foram detectadas diferenças significativas nos resultados dependentes da tipologia das fracções. Assim, para o cálculo da idade média foram consideradas as fracções 3114, 3116, 3118, 3148 e 3149, obtendo-se um valor médio das idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} = 570.5 \pm 7.1$ Ma, inferindo-se que a fracção 3115, mais antiga, deverá representar herança crustal.

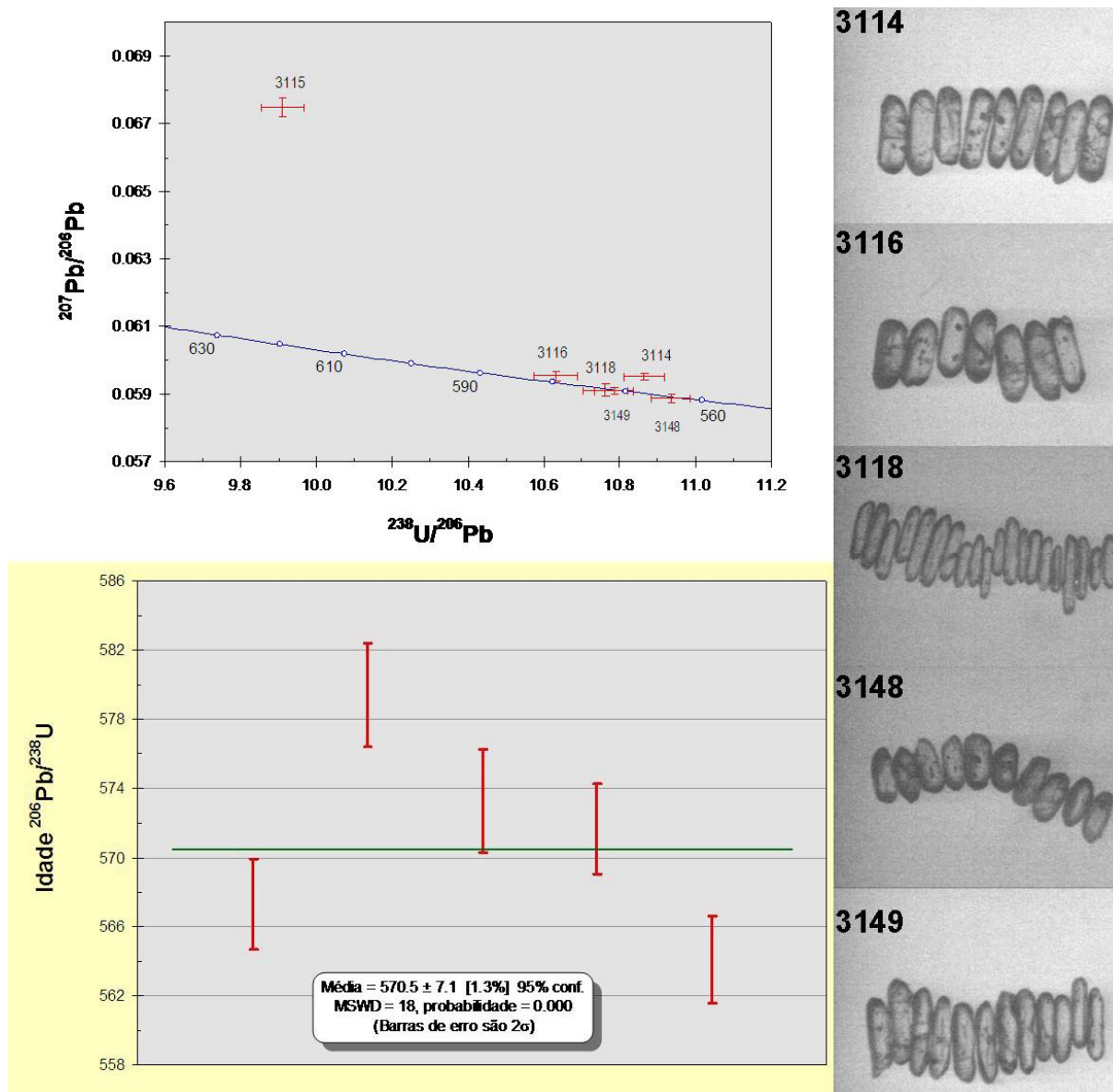


Fig. 64 – Observação à lupa, diagrama Tera-Wasserburg das datações e resultados das idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ do charnockito JC45A. As fracções consideradas para o cálculo da idade $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ encontram-se à direita.

Uma amostra de migmatito da Unidade Angelim (diatexito) foi igualmente objecto de análise geocronológica pelo método U-Pb (TIMS), sendo que as observações realizadas nos zircões desta amostra, bem como os resultados, são apresentados de seguida.

JC27: os zircões deste diatexito são transparentes e incolores a acastanhados e apresentam duas populações principais, dividindo-se em zircões finos e muito alongados (5:1 a 8:1) e zircões ovais (2:1 a 3:1) (como é possível observar na Fig. 65 que apresenta a observação microscópica das fracções analisadas) com dimensões máximas (comprimento) a variar entre 50 a 300 μm . Apresentam-se, de uma forma

geral, prismáticos com as terminações arredondadas, pouco fracturados e com algumas inclusões. Foram datadas 7 fracções de zircão de ambas as populações (77 zircões), com pesos desde 26 a 36 µg, obtendo-se uma variação muito reduzida da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (0.0587 a 0.0607), com o valor mais elevado a pertencer à fracção muito discordante 3113 que apresenta igualmente uma razão $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (10.70) mais baixa que as demais (11.00 a 11.30) e idade $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ mais antiga (575.3 ± 5.3 Ma) em comparação com as outras fracções (547.4 ± 8.7 a 561 ± 5 Ma). No entanto, as fracções 3111 e 3146 revelam um afastamento significativo da concórdia, sugestivo de perda tardia de Pb, não tendo sido usadas para o cálculo da idade. As fracções remanescentes (3109, 3110, 3112 e 3147) foram usadas para o cálculo médio da idade $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} = 555.5 \pm 8.3$ Ma.

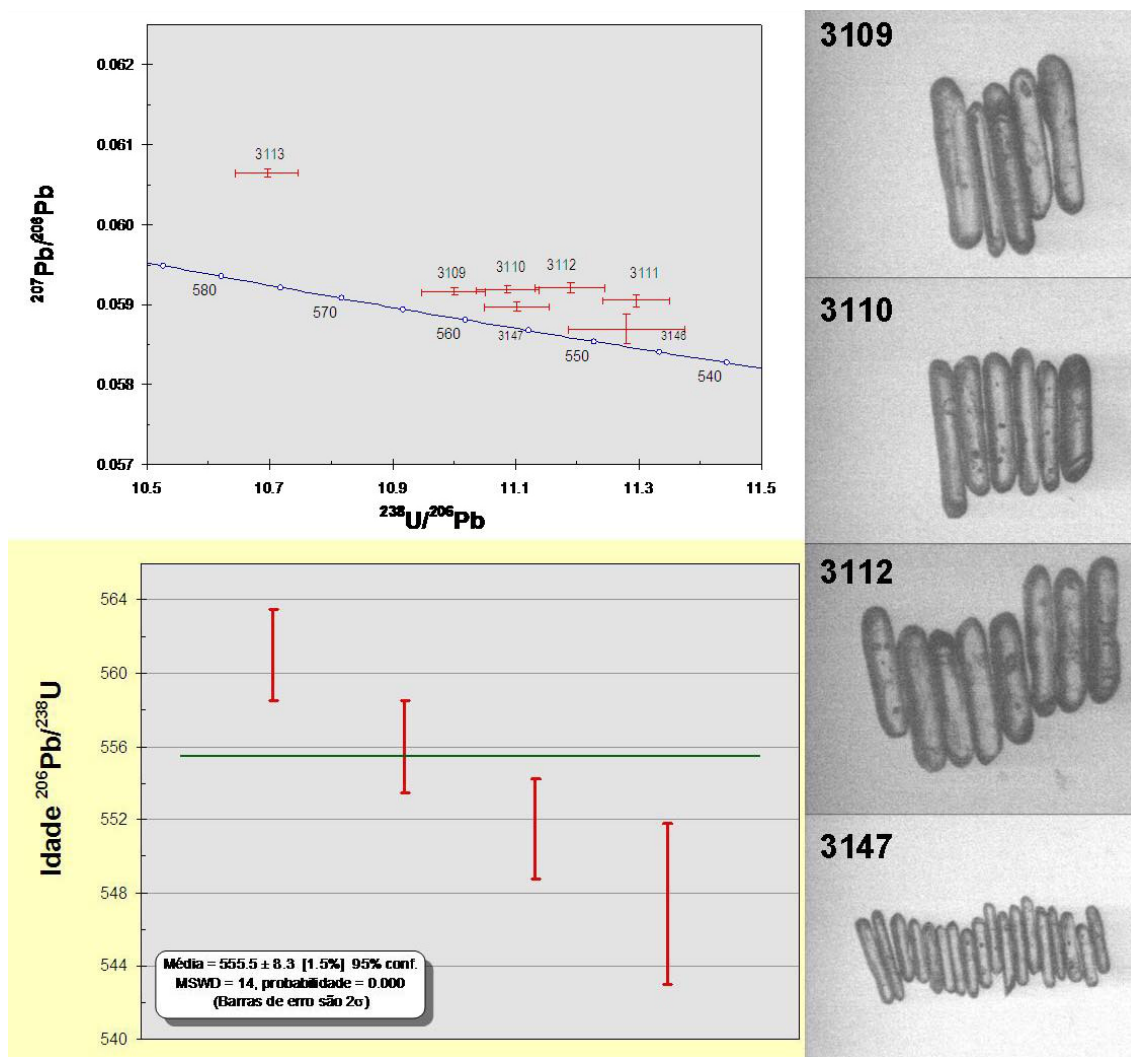


Fig. 65 – Observação à lupa, diagrama Tera-Wasserburg das datações e resultados das idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ do diatexito JC27. As fracções consideradas para o cálculo da idade $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ encontram-se à direita.

Uma amostra de anfíbolito que ocorre na região de Três Rios (JC47A), também foi datada pelo método U-Pb (SHRIMP) em cristais de zircão. Estes cristais são transparentes, incolores e apresentam sinais claros de retrabalhamento, apresentando-se muito arredondados (1:1 a 2:1) ou um pouco mais alongados (3:1), bastante fracturados e com abundante nucleação de zircões ou inclusões mais antigas (Fig. 66). As dimensões máximas variam entre 50 a 250 μm . Os zircões raramente apresentam zonamentos, mas têm abundantes sobre-crescimentos e luminescências contrastantes, mas maioritariamente pouco luminescentes. Foram datados 8 zircões (8 análises) com preferência para os bordos, mas também na zona intermédia e um núcleo e com luminescências contrastantes, tendo-se verificado uma variação da razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ desde 0.13 a 0.38, independentemente do local onde foi analisado o zircão. A razão $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ varia pouco, desde 8.99 a 10.36, embora seja possível discriminar a existência de valores mais baixos (8.99 a 9.24) e conseqüentemente mais antigos em 3 zircões (idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ desde 661 ± 16 a 684 ± 17 Ma), contrastantes com os 5 zircões mais recentes (idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ entre 591 ± 17 a 623 ± 14 Ma). Os zircões mais antigos apresentam uma idade concórdia média de 668 ± 18 Ma e uma média de idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de 669 ± 19 Ma, enquanto o conjunto de 5 zircões mais recentes e bastante concordantes (90 a 117%) define uma idade concórdia de 612 ± 13 Ma e o valor médio das idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ é 610 ± 13 Ma.

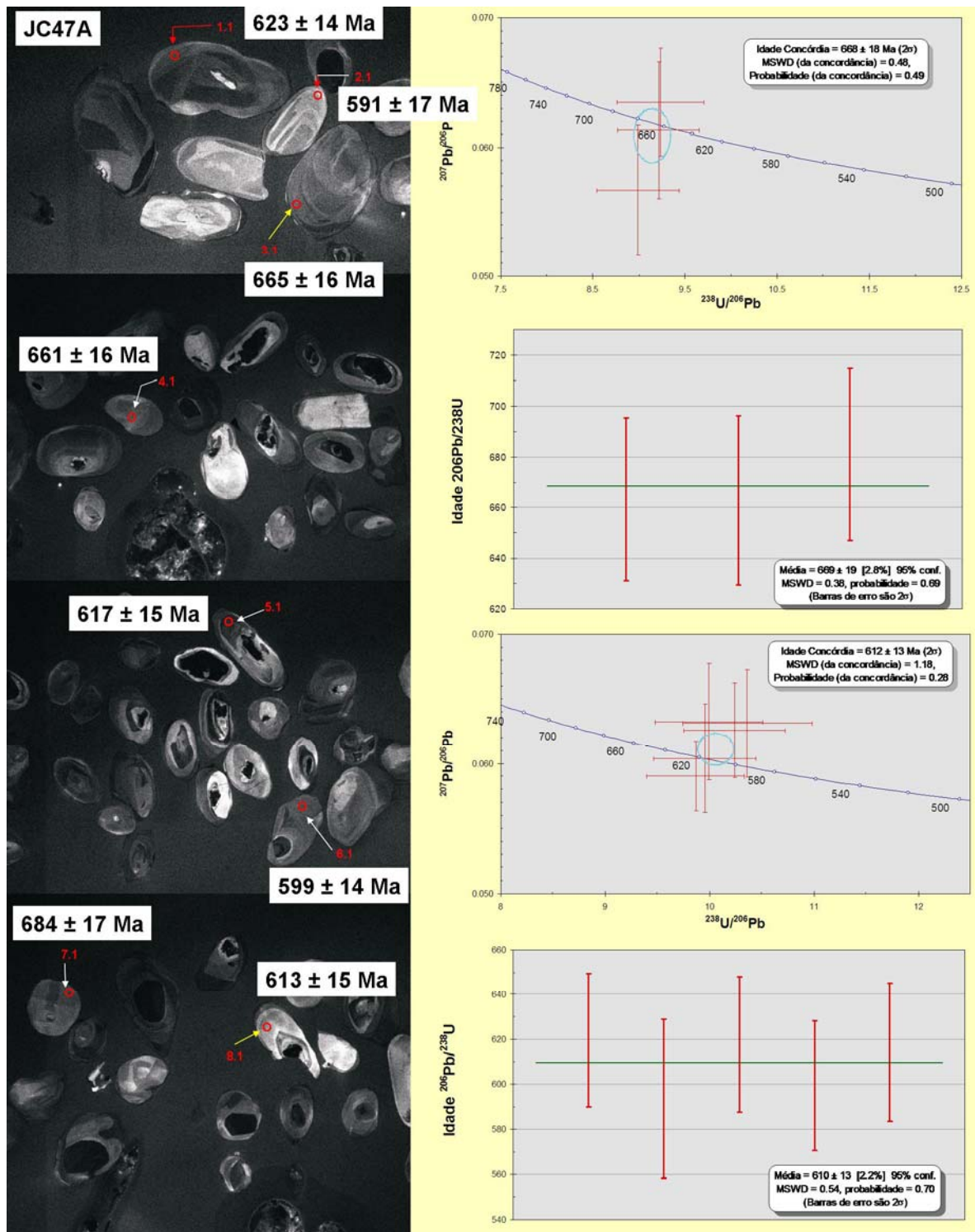


Fig. 66 – Catodoluminescência e resultados das idades concórdia (projectadas num diagrama Tera-Wasserburg) e idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ para os dois grupos etários do anfibolito JC47A: 668 ± 18 Ma e 612 ± 13 Ma (idades concórdia).

Em suma, as idades obtidas pelo método U-Pb, tanto por SHRIMP como por TIMS, em zircões provenientes dos charnockitos e aplito, granito tardio e ortogneisse associados, bem como do diatexito e anfibolito, apresentam uma variação de idades

de 669 ± 19.0 Ma para o anfibolito JC47A a 493 ± 14.0 Ma para o granito tardio JC24C.

As idades mais antigas obtidas nos zircões dos anfibolitos (612 ± 13 Ma e 669 ± 19 Ma) sugerem a existência de fenómenos mais precoces relativamente ao pico metamórfico. Sugere-se, a partir dos resultados obtidos pela geoquímica, que os protólitos destas rochas se tenham formado em ambiente continental há aproximadamente 670 Ma, tendo sido posteriormente metamorfizados durante o início do processo colisional mais a sul da área principal de estudo ($\sim 610 - 630$ Ma), (Cunningham et al., 1998; Janasi et al., 2001; Hackspacher et al., 2001). A forma arredondada dos zircões dever-se-á, principalmente, à actuação posterior do CAPP que terá retrabalhado significativamente estas rochas.

As análises U-Pb dos charnockitos JC24A e JC45A e do aplito JC24B e do ortogneisse JC24D, associados a estes, realizadas tanto nos núcleos como nos bordos de crescimento dos respectivos zircões, forneceram idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ no intervalo 560 ± 13 Ma a 575 ± 15 Ma, idades idênticas se considerado o erro analítico associado.

O diatexito JC27 forneceu uma idade média de 555.5 ± 8.3 Ma, considerada equivalente à idade $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ concordante (560 ± 11 Ma) de um cristal de zircão dos metatexitos (BUZ-79) da área em estudo retirado do trabalho de Schmitt et al. (2004).

Desta forma, considerando todas as idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ das amostras analisadas globalmente consideradas equivalentes, pode-se estimar que as condições de pico metamórfico regional foram obtidas há aproximadamente 564 ± 4.3 Ma (média ponderada das idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$). Tal como observado anteriormente, a idade da instalação dos veios aplíticos granatíferos JC24B (561 ± 17 Ma) nos charnockitos maciços é contemporânea ao pico metamórfico (tal como sugerido pelos dados da geoquímica de rocha total). De igual forma, os resultados geocronológicos obtidos nos núcleos oscilatórios e nos bordos de sobre-crescimento metamórfico das amostras analisadas, podem ser considerados, de uma forma genérica, de idade equivalente, fornecendo uma nova evidência para a evolução petrológica dos litótipos, como sugerida pelas geoquímicas elementar e isotópica Sr-Nd.

A datação U-Pb dos zircões da amostra de granito tardio JC24C que corta todos os anteriores litótipos confirmou a sua idade de instalação mais recente como sendo 493 ± 14 Ma, idade considerada equivalente à obtida pelo zircão concordante mais recente do charnockito JC36C (507 ± 13 Ma), o que vem reforçar a ideia da existência

de uma anomalia térmica no período temporal ($t = 490 - 510$ Ma) relevante na fase final da orogenia Brasileira na zona central da Faixa Ribeira.

b) Datações pós-pico metamórfico

Uma melhor compreensão do estudo realizado neste trabalho referente aos sistemas Sm-Nd, Rb-Sr e K-Ar pode ser encontrada nos anexos B.1 a B.5, onde se explica detalhadamente todos os processos e técnicas referentes a estas datações, desde a preparação da amostra até à obtenção do resultado final. Tal como no caso da geocronologia U-Pb, as idades apresentadas neste capítulo serão sempre acompanhadas do erro 2σ .

Este trabalho apresenta 12 datações Sm-Nd no par granada - rocha total, sendo que se procurou (recorrendo à separação por lupa) reunir fracções de granada homogéneas, transparentes e sem inclusões. No entanto, revelou-se impossível obter uma fracção de granadas sem inclusões de biotite na amostra JC36C, o que poderá ter afectado o respectivo resultado geocronológico Sm-Nd. A química das granadas apresenta valores bastante contrastantes da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, variando desde 0.241 a 0.585 para os charnockitos, 0.304 a 0.704 para os aplitos, 0.405 a 1.456 para os metatexitos, 0.510 para o diatexito e 0.803 para o blastomilonito, não sendo possível discriminar qualquer tendência, para além da existência de razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ mais elevadas nas granadas dos metatexitos.

Os resultados das datações Sm-Nd no par granada – rocha total (Fig. 67) incluem 4 charnockitos (JC20, JC24A, JC24E, JC36C) com um intervalo de idades entre 472 ± 17 a 541 ± 11 Ma. Como anteriormente referido, a existência de abundantes inclusões de biotite nas granadas da amostra JC36C poderá ter afectado a sua idade granada – rocha total (541 ± 11 Ma), pois os restantes charnockitos, que apresentam idades Sm-Nd que se situam entre 472 ± 17 e 508 ± 5.3 Ma, bem como as rochas associadas ao charnockito JC24A (aplitos JC24B e JC24G: 502 ± 11 a 513.4 ± 4.5 Ma), apresentam idades significativamente mais recentes. O método Sm-Nd no par granada - rocha total foi também realizado em 4 metatexitos (JC12, JC13, JC35A, JC26B), tendo sido obtido uma variação muito reduzida das idades desde 533.2 ± 7.7 a 522.2 ± 3.8 Ma; um diatexito (JC27: 518.1 ± 7.8 Ma) e um blastomilonito (JC28B: 555 ± 4.1 Ma).

Foram obtidas 7 datações Rb-Sr no par plagioclase – rocha total e 2 datações no par feldspato potássico – rocha total (Fig. 68), nomeadamente em 3 charnockitos, 3 metatexitos, 1 diatexito, 1 blastomilonito e 1 anfíbolito. A datação feldspato potássico – rocha total da amostra JC24A não foi considerada fiável, pois apresentou uma idade

demasiado recente (373.5 ± 5.3 Ma), o que provavelmente deverá ser resultado do elevado erro associado à pequena diferença de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ entre feldspato potássico (4.8) e rocha total (1.6). Da mesma forma, as datações plagioclase – rocha total JC36C e JC46 não foram consideradas para estudo devido às idades obtidas apresentarem valores demasiado jovens para serem consideradas realistas (338 ± 5.0 a 436 ± 23 Ma), o que provavelmente será o resultado do elevado erro associado à pequena diferença de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ entre plagioclase (0.24, 0.5) e rocha total (1.6, 1.0), respectivamente. As restantes amostras apresentam plagioclases e feldspato potássico com razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ significativamente diferentes da rocha total, apresentando idades com significado geocronológico a variar entre 474.3 ± 5.2 Ma para um diatexito e 526.2 ± 9.7 Ma para um metatexito (Fig. 68).

Foram obtidas 11 datações Rb-Sr no par biotite – rocha total (Fig. 69) e 9 datações K-Ar em concentrados de biotite. Os resultados mostram que algumas idades K-Ar estão afectadas por excesso de ^{40}Ar , visto que fornecem idades muito mais antigas (576 ± 10 Ma a 462.3 ± 8.6 Ma) que as idades Rb-Sr (biotite-RT e plagioclase-RT) equivalentes. Das 9 idades K-Ar obtidas apenas 4 foram seleccionadas para o estudo termocronológico, pois as idades obtidas são congruentes com as datações mais fiáveis via Rb-Sr no par biotite – rocha total equivalentes e são igualmente possíveis de enquadrar dentro do padrão geocronológico de arrefecimento da área em estudo. As idades K-Ar seleccionadas (sem indicação de excesso de ^{40}Ar) variam entre 487.8 ± 9.2 e 462.3 ± 8.6 Ma. As amostras Rb-Sr no par biotite – rocha total, retiradas de locais separados por vários quilómetros, forneceram idades muito próximas, independentemente da litologia: 473 ± 4.0 Ma a 454.5 ± 4.4 Ma (total de 9 análises geocronológicas). No entanto, foram também obtidas 2 idades em metatexitos fora deste intervalo de tempo (JC12: 490.9 ± 4.8 e JC35A: 425.8 ± 3.5). A idade obtida na amostra JC12 pode ser explicada por arrefecimento mais rápido dessa rocha, visto que apresenta uma sequência de idades Rb-Sr plagioclase – rocha total, Rb-Sr biotite – rocha total e K-Ar biotite congruente, como é possível observar no gráfico das taxas de arrefecimento geocronológico (Fig. 70). No entanto, a amostra JC35A, apresenta uma idade Rb-Sr demasiado recente para ser considerada relevante, podendo supor-se a existência de algum problema analítico ou metodológico que terá influenciado os valores obtidos para essa amostra.

Em suma, evitando o uso dos resultados geocronológicos Sm-Nd, Rb-Sr e K-Ar de difícil contextualização na evolução termocronológica, o espectro de idades com

significado geocronológico e concordância dentro da evolução termocronológica que se apresenta no próximo capítulo é: 555 ± 4 Ma (blastomilonito JC28B) a 472 ± 17 Ma (charnockito JC24A) para as datações Sm-Nd no par granada – rocha total; 526 ± 10 Ma (metatexito JC12) a 474 ± 5 Ma (diatexito JC27) para as datações Rb-Sr no par plagioclase/feldspato potássico – rocha total; 491 ± 5 Ma (metatexito JC12) a 455 ± 4 Ma (charnockitos JC24A e JC24E e granito tardio JC24C) para as datações Rb-Sr no par biotite – rocha total; 488 ± 9 Ma (diatexito JC27) a 462 ± 9 Ma (granito tardio JC24C) para as datações K-Ar na biotite.

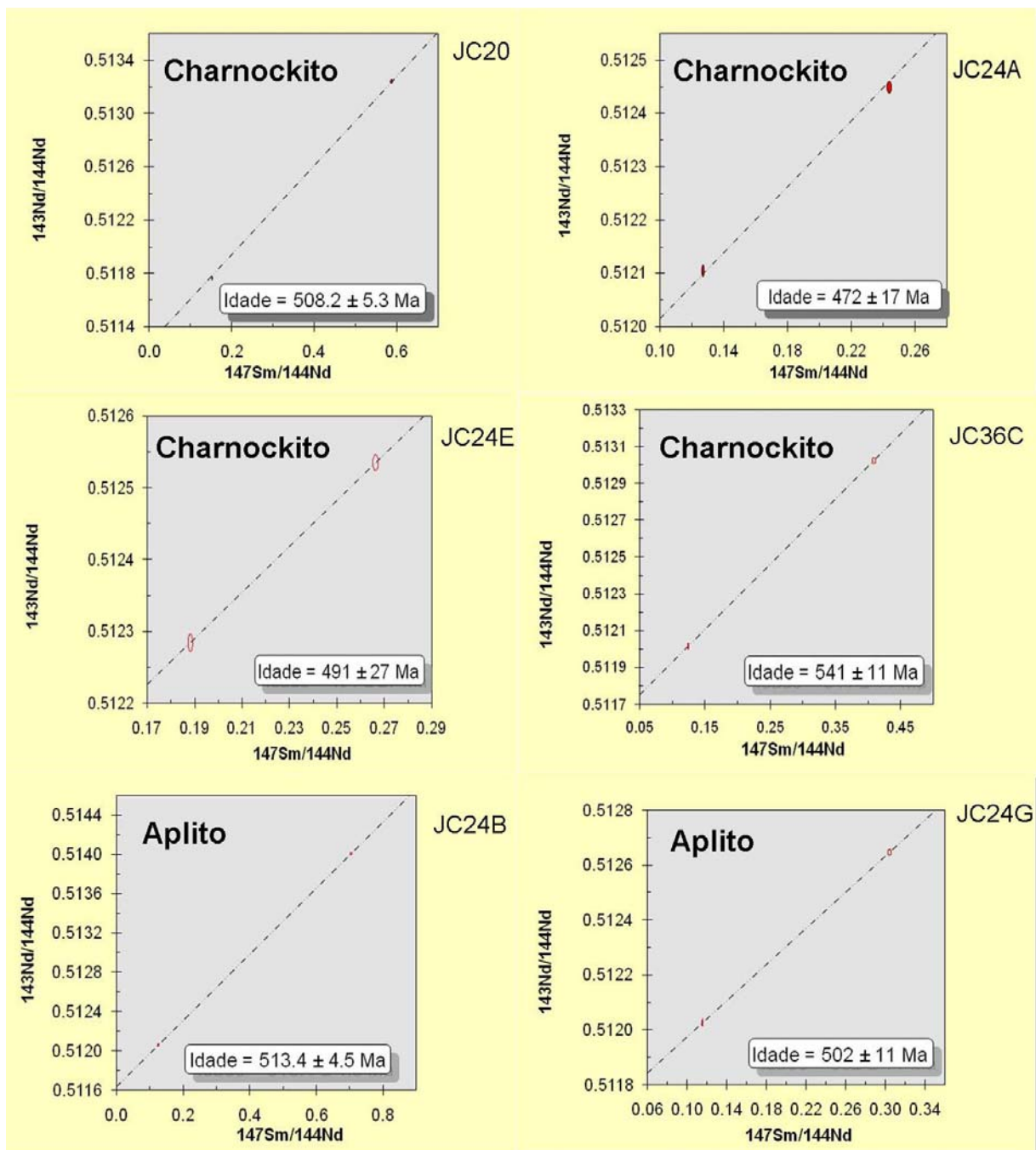


Fig. 67 – Datações Sm-Nd no par Granada-Rocha Total.

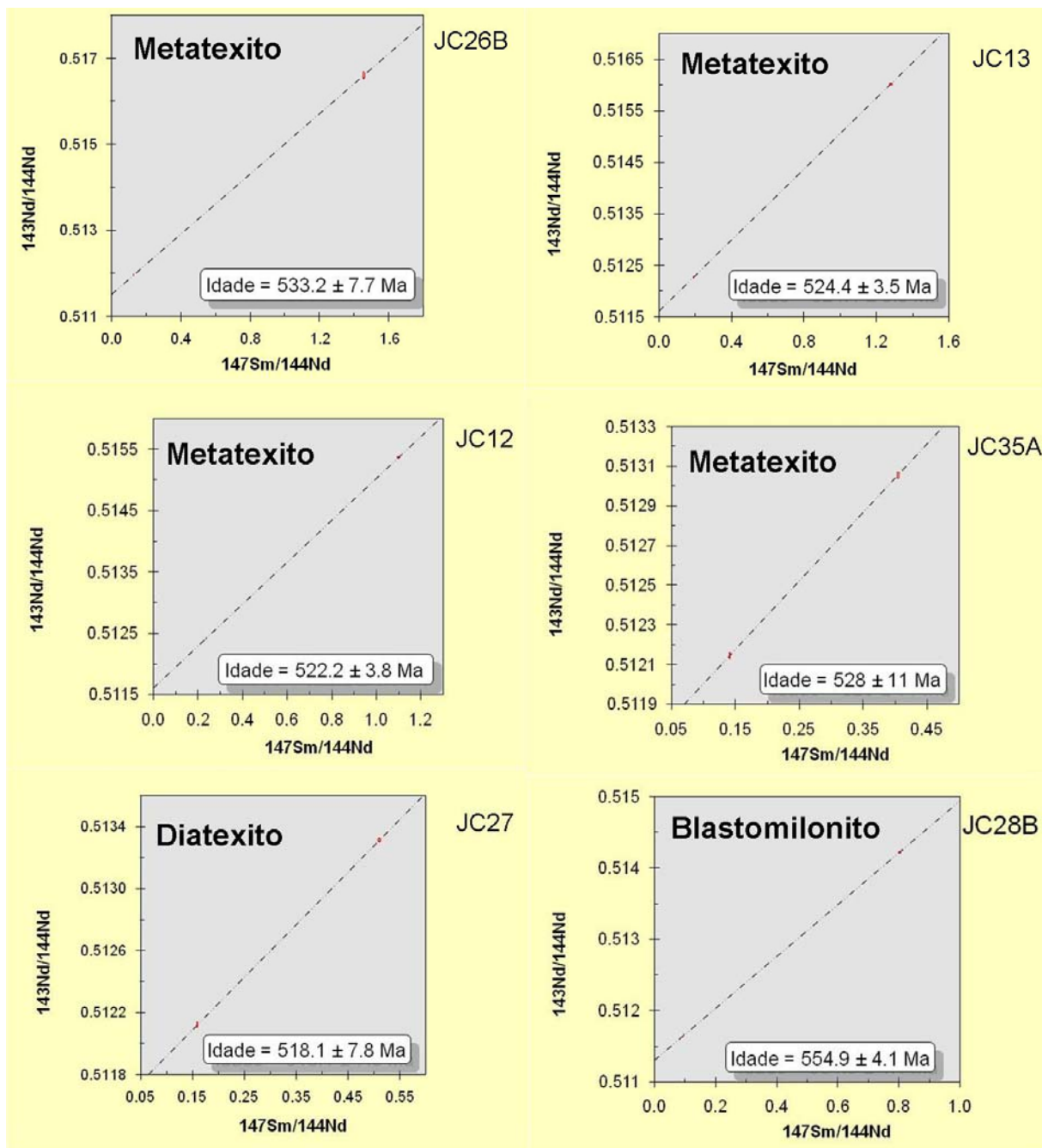


Fig. 67 (cont.) – Dados Sm-Nd no par Granada-Rocha Total.

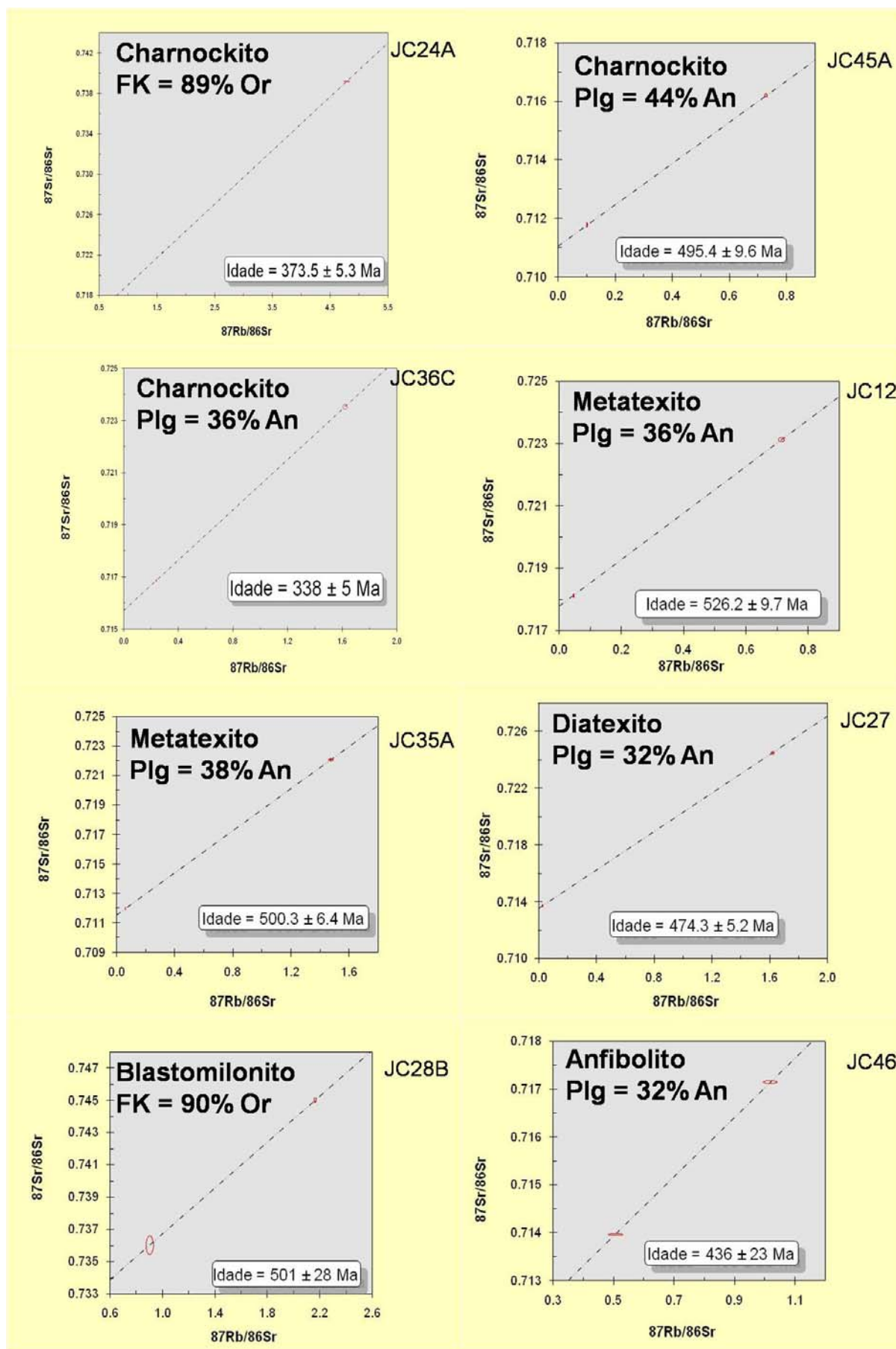


Fig. 68 – Datações Rb-Sr no par Plagioclase/Feldspato potássico-Rocha Total.

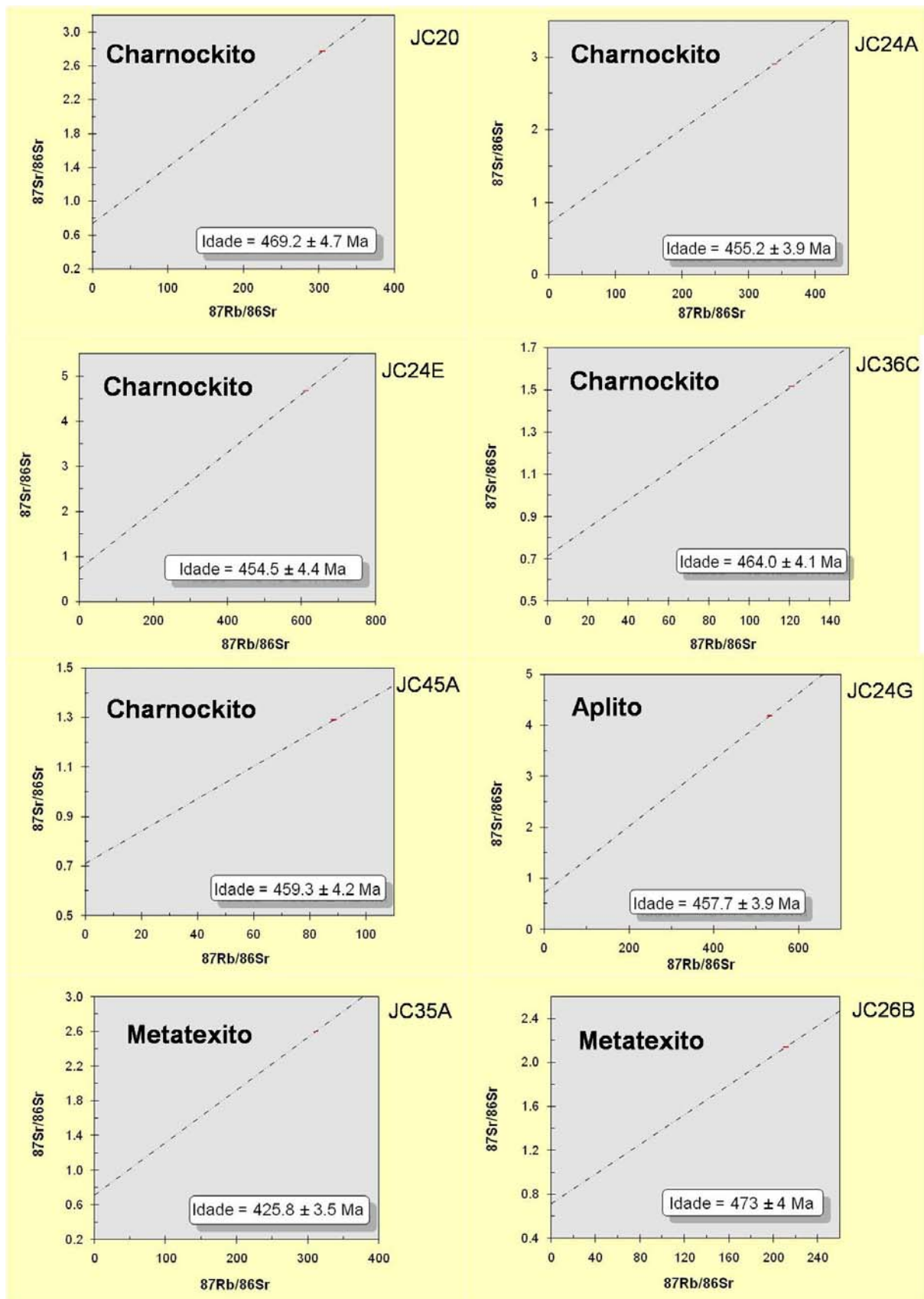


Fig. 69 – Datações Rb-Sr no par Biotite-Rocha Total.

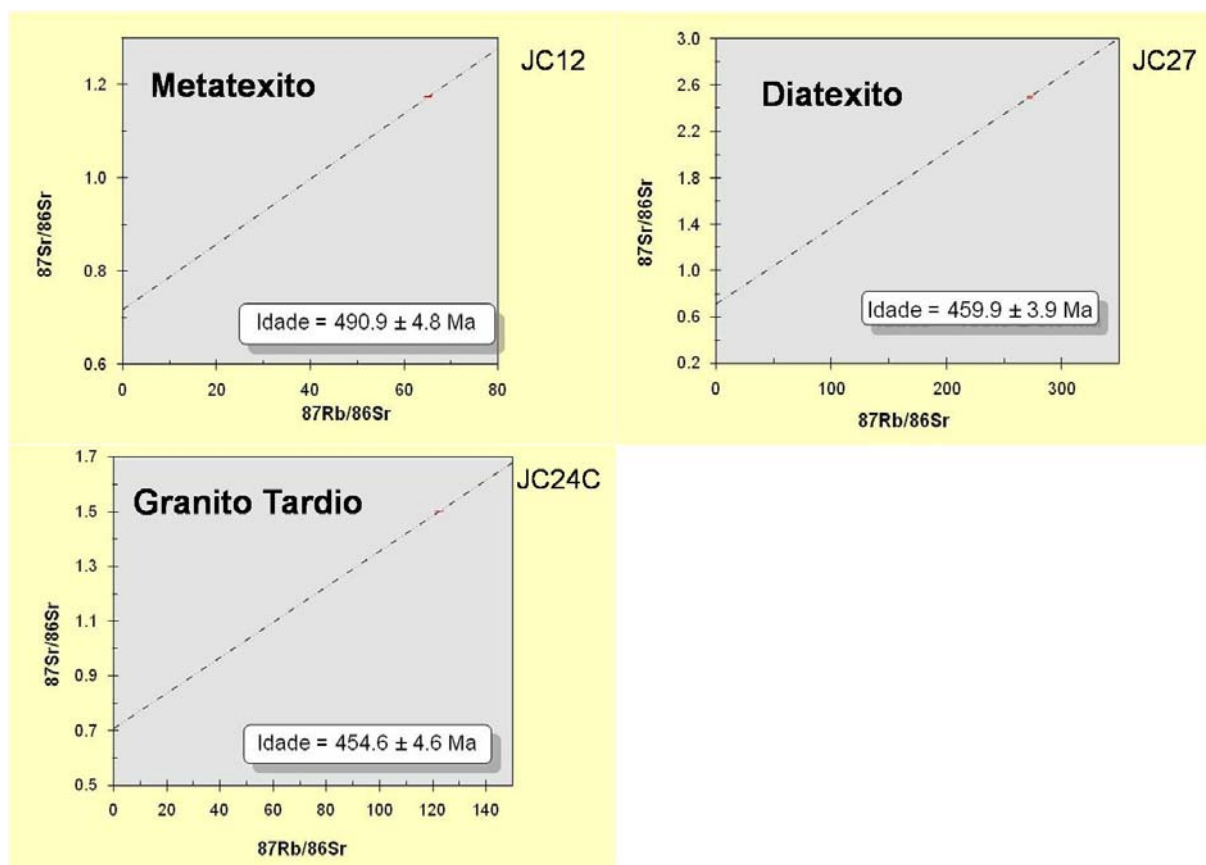


Fig. 69 (cont.) – Datações Rb-Sr no par Biotite-Rocha Total.

c) Taxas de Arrefecimento Geocronológicas

Como referido anteriormente, esta dissertação apresenta novos dados isotópicos de U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr e K-Ar obtidos em amostras de Rocha Total e concentrados minerais (zircão, granada, biotite, plagioclase e feldspato potássico) com o objectivo de discriminar as taxas de arrefecimento das rochas em estudo. São agora apresentados os resultados da integração dos diferentes resultados geocronológicos para as diferentes temperaturas de fecho isotópico dos diferentes minerais (zircão (U-Pb): $T = 750 \text{ }^\circ\text{C}$; granada (Sm-Nd): $T = 650 \text{ }^\circ\text{C}$; plagioclase/feldspato potássico (Rb-Sr): $T = 500 \text{ }^\circ\text{C}$; biotite (Rb-Sr): $T = 350 \text{ }^\circ\text{C}$; biotite (K-Ar): $T = 250 \text{ }^\circ\text{C}$). A integração dos diferentes resultados geocronológicos com as diferentes temperaturas de fecho dos respectivos sistemas isotópicos (Fig. 70) indica que após o pico metamórfico ter sido atingido há aproximadamente $564 \pm 4.3 \text{ Ma}$ (média ponderada das idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) as rochas do sector estudado sustentaram um longo período de muito baixo arrefecimento ($\sim 3 - 4 \text{ }^\circ\text{C} / \text{Ma}$) para decréscimo de temperaturas $> 750 \text{ }^\circ\text{C}$ até aos $250 \text{ }^\circ\text{C}$ (temperatura de fecho do Ar na biotite). Este valor representa uma taxa de arrefecimento/exumação muito baixa, implicando que as rochas estudadas foram mantidas a temperaturas elevadas durante longos períodos de tempo.

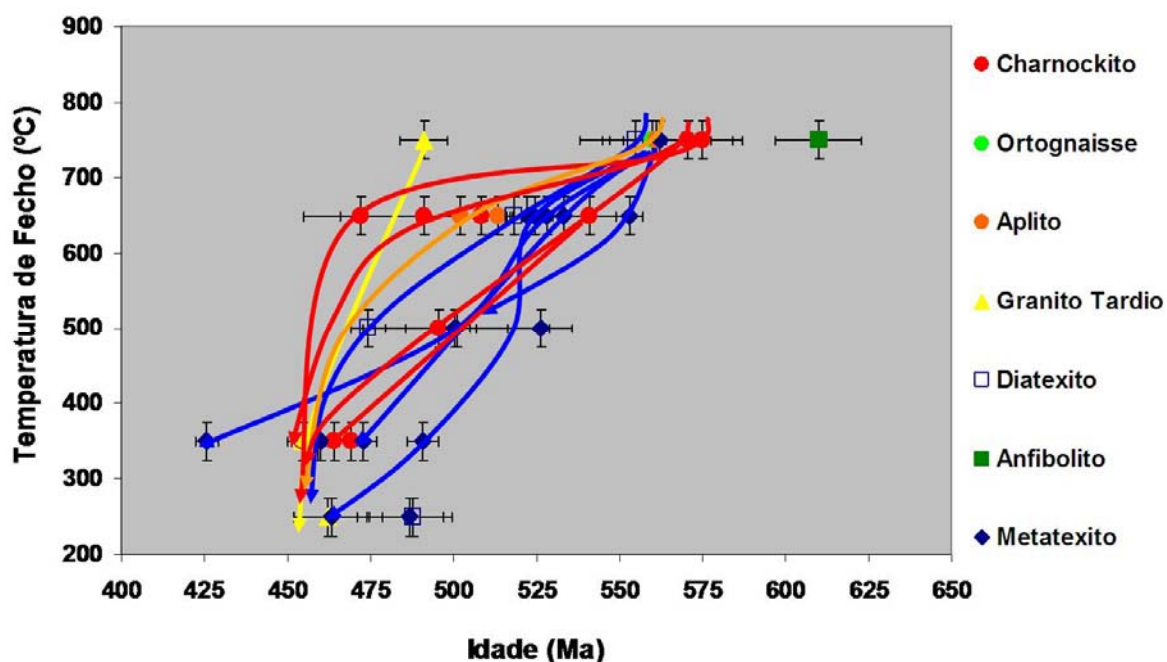


Fig. 70 – Evolução termocronológica das rochas em estudo. É possível observar dois percursos termocronológicos globalmente distintos: o dos metatexitos (a azul) que arrefeceram a $T < 650$ °C antes dos 520 Ma, e o dos charnockitos e rochas associadas (a vermelho e laranja) que arrefeceram a $T < 650$ °C no período entre 520 e 470 Ma.

No entanto, a observação mais cuidada da Fig. 70, revela a existência de percursos termocronológicos complexos e distintos: os metatexitos JC12, JC13, JC35A, e JC26B, o blastomilonito JC28B e o charnockito JC36C arrefeceram a $T \sim 650$ °C (temperatura de fecho do Sm na granada; Mezger et al., 1992) cerca de 10 a 40 Ma após o pico metamórfico, enquanto os charnockitos JC20, JC24A, JC24E e os aplitos associados, bem como o diatexito JC27 permaneceram a $T > 650$ °C cerca de 50 a 90 Ma após o pico metamórfico (até 520 – 470 Ma), tendo posteriormente arrefecido abruptamente ($\Delta T = 400$ °C) num período de tempo entre 15 a 60 Ma, o que implica taxas de arrefecimento mais elevadas (cerca de 8 a 30 °C / Ma, valores até dez vezes mais elevados que a média global). Este período de arrefecimento francamente mais rápido é contemporâneo com a instalação dos granitos e pegmatitos tardios há cerca de 490 Ma, contemporâneos com a fase de deformação D₃.

Outra evidência de que o período de manutenção de elevadas temperaturas se prolongou no tempo é a obtenção de um largo intervalo de idades para os zircões do charnockito JC36C (Fig. 62). Este apresenta zircões com idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ concordantes que se estendem desde 608 ± 15 Ma a 458 ± 10 Ma, sugerindo múltiplos eventos de recristalização ou contínua perda de chumbo no contexto de um

arrefecimento muito lento (tal como relatado por Ashwal et al., 1999), enquanto os resultados de Sm-Nd no par granada – rocha total desta amostra são contraditórios, apresentando uma idade de 541 ± 11 Ma (Fig. 66), sugestiva de arrefecimento precoce. No entanto, as granadas desta amostra apresentam abundantes inclusões de biotite que poderão ter aumentado significativamente o erro associado (pois os dois pontos da isócrona tornam-se mais próximos e, desta forma, pode ter alterado a inclinação da isócrona, aumentando artificialmente a idade Sm-Nd). Assim é expectável que o arrefecimento deste charnockito se tenha processado muito mais tarde do que o sugerido pela idade Sm-Nd e que esta rocha se tenha mantido a elevadas temperaturas, tal como referido para os demais charnockitos até $\sim 510 - 470$ Ma, tendo depois arrefecido rapidamente até aos 350 °C (idade Rb-Sr no par Biotite-Rocha Total = 464.0 ± 4.1 Ma). No entanto, o erro associado à datação Sm-Nd desta amostra é relativamente baixo (11 Ma), especialmente quando comparado com o das outras datações obtidas, e a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ do concentrado de granada desta amostra similar às demais, sugerindo que o resultado Sm-Nd é fiável e que a datação obtida tem significado geocronológico. Assim, esta datação torna mais complexo e variável o padrão de arrefecimento das rochas estudadas, sugerindo a existência de percursos termocronológicos distintos mesmo dentro dos charnockitos.

Estes resultados mostram igualmente que o uso irreflectido de idades Sm-Nd para definir idades metamórficas, nomeadamente o pico metamórfico, como patente em Brueckner et al. (2000), pode ser problemático. Como referido por esta dissertação, o arrefecimento muito lento pode levar a que as idades Sm-Nd na granada reflectam idades muito mais recentes do que o esperado para o pico metamórfico, tal como observado por Mezger et al. (1992).

Em suma, pode-se afirmar que após o evento colisional, há aproximadamente $630 - 610$ Ma (Machado et al., 1996; Heilbron & Machado, 2003), terá havido deformação regional cavalgante (D_1), simultânea com o pico metamórfico e com abundante fusão parcial da crosta e geração de granulitos (~ 565 Ma). O metamorfismo de alto grau terá sido seguido de descompressão e retrogradação até $T \sim 250 - 350$ °C durante a deformação transpressiva (D_2 e D_3) que terá durado até há aproximadamente 455 Ma. A taxa de arrefecimento global para todos os litótipos foi baixa (< 5 °C / Ma), havendo percursos de arrefecimento distintos que sugerem exumação diferencial ou interacções cinemáticas complexas que podem genericamente ser definidas como havendo uma tendência para os migmatitos

apresentarem uma taxa de arrefecimento relativamente estável de $\sim 3 - 5 \text{ }^\circ\text{C} / \text{Ma}$, enquanto a maioria dos charnockitos e rochas associadas revelam uma tendência de arrefecimento ainda mais baixa nas etapas subsequentes ao pico metamórfico (permanecendo a $T > 650 \text{ }^\circ\text{C}$ durante 50 a 90 Ma: $\sim 1 \text{ }^\circ\text{C} / \text{Ma}$), sendo depois rapidamente exumados ou arrefecidos nas etapas finais da Orogenia Brasileira (8 a 30 $^\circ\text{C} / \text{Ma}$).

d) Taxas de Arrefecimento Petrológicas

Foram vários os autores que no passado tentaram usar o conhecimento da difusão mineral para estimar taxas de arrefecimento (Dodson, 1973; Lasaga et al., 1977; Ehlers et al., 1994; Spear & Parrish, 1996; Stimpfl et al., 2005). Este trabalho emprega o método proposto por Spear & Parrish (1996) que usa um modelo de difusão catiónico do Fe e Mg entre a granada e as suas inclusões de biotite de modo a obter as taxas de arrefecimento petrológicas.

A variação composicional induzida pela difusão na interface granada-biotite está relacionada com $Kd_{(\text{Mg}/\text{Fe})}^{\text{Grt-Bi}}$ e é dependente de mudanças térmicas, como o arrefecimento durante o percurso retrógrado. Assim, a granada torna-se enriquecida em Fe/(Fe+Mg) enquanto as inclusões de biotite ficam empobrecidas durante o arrefecimento. Quando as temperaturas descem abaixo da temperatura de fecho do sistema a difusão baixa para valores negligenciáveis, e como os processos difusivos estão limitados pela taxa de difusão da granada (pois $D_{\text{Fe}/\text{Mg}}^{\text{Biot}} \gg D_{\text{Fe}/\text{Mg}}^{\text{Grt}}$) e o balanço de massa entre granada e biotite tem que ser igual, a variação da razão Fe/(Fe+Mg) estará dependente do tamanho das inclusões de biotite (Fig. 71). Esta dependência provocará maiores variações composicionais nas biotites mais pequenas, sendo que Fe/(Fe+Mg) de cada inclusão pode ser transformado, usando a composição dos núcleos da granada e o geotermómetro indicado (este trabalho usa a formulação de Hodges & Spear (1982)), na respectiva temperatura aparente de fecho, que globalmente, utilizando os coeficientes de difusão apropriados (Chakraborty & Ganguly (1992) – C & G (1992)), pode ser convertida em evolução termocronológica, como demonstrado no esquema da Fig. 71.

Os resultados obtidos com esta metodologia para as diferentes amostras, tanto charnockitos como metatexitos e diatexitos, revelaram-se muito complexos e difíceis de interpretar, pois, na maioria dos casos, a projecção da dimensão da inclusão de biotite (em logaritmo) vs temperaturas aparentes apresenta uma grande dispersão, não

sendo possível discriminar qualquer tipo de tendência das taxas de arrefecimento dessas amostras (Fig. 72a-c). Noutros casos (Fig. 72d-f), os resultados apresentam uma variação muito baixa das temperaturas aparentes para os diferentes tamanhos das inclusões, sugerindo o equilíbrio (homogeneização) da granada com as suas inclusões de biotite a altas temperaturas, seguido de arrefecimento muito rápido que não terá permitido a modificação significativa da razão Fe/Mg das inclusões de biotite, e conseqüentemente da temperatura aparente. Em qualquer dos casos, constata-se que dificilmente se manteve a condição fundamental para aplicação deste método que é a manutenção das condições iniciais de troca catiónica com balanço de massas entre a granada e as inclusões de biotite, razão pela qual se verifica que o método proposto não conseguiu, de uma forma satisfatória, discriminar as taxas de arrefecimento das rochas estudadas.

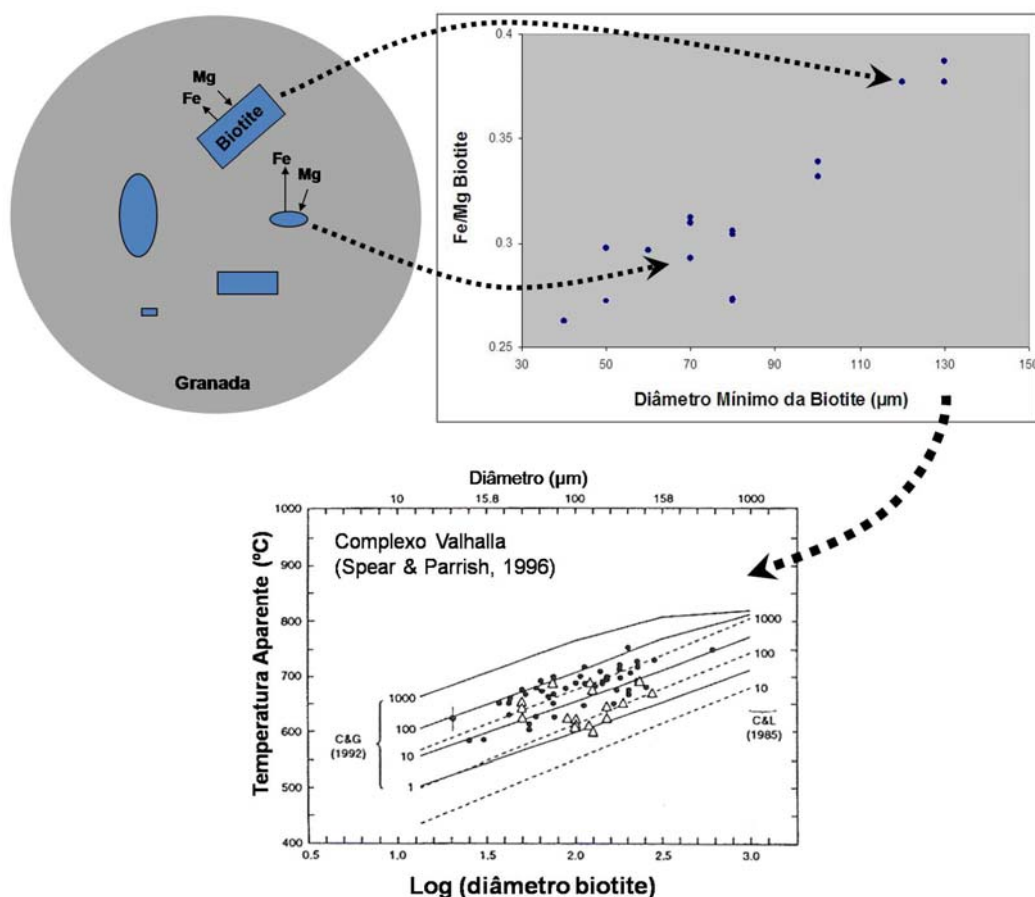


Fig. 71 – Esquema exemplificativo da dependência do tamanho das inclusões de biotite na composição destas durante o arrefecimento retrógrado. A existência exclusiva de processos difusivos (com balanço de massa) entre a granada (de maiores dimensões) e as biotites inclusas provoca um maior decréscimo da razão Fe/Mg nas biotites de menores dimensões. As taxas de arrefecimento apresentadas no trabalho de Spear & Parrish (1996) utilizam os coeficientes de difusão de Chakraborty & Ganguly (1992) e de Cygan & Lasaga (1985).

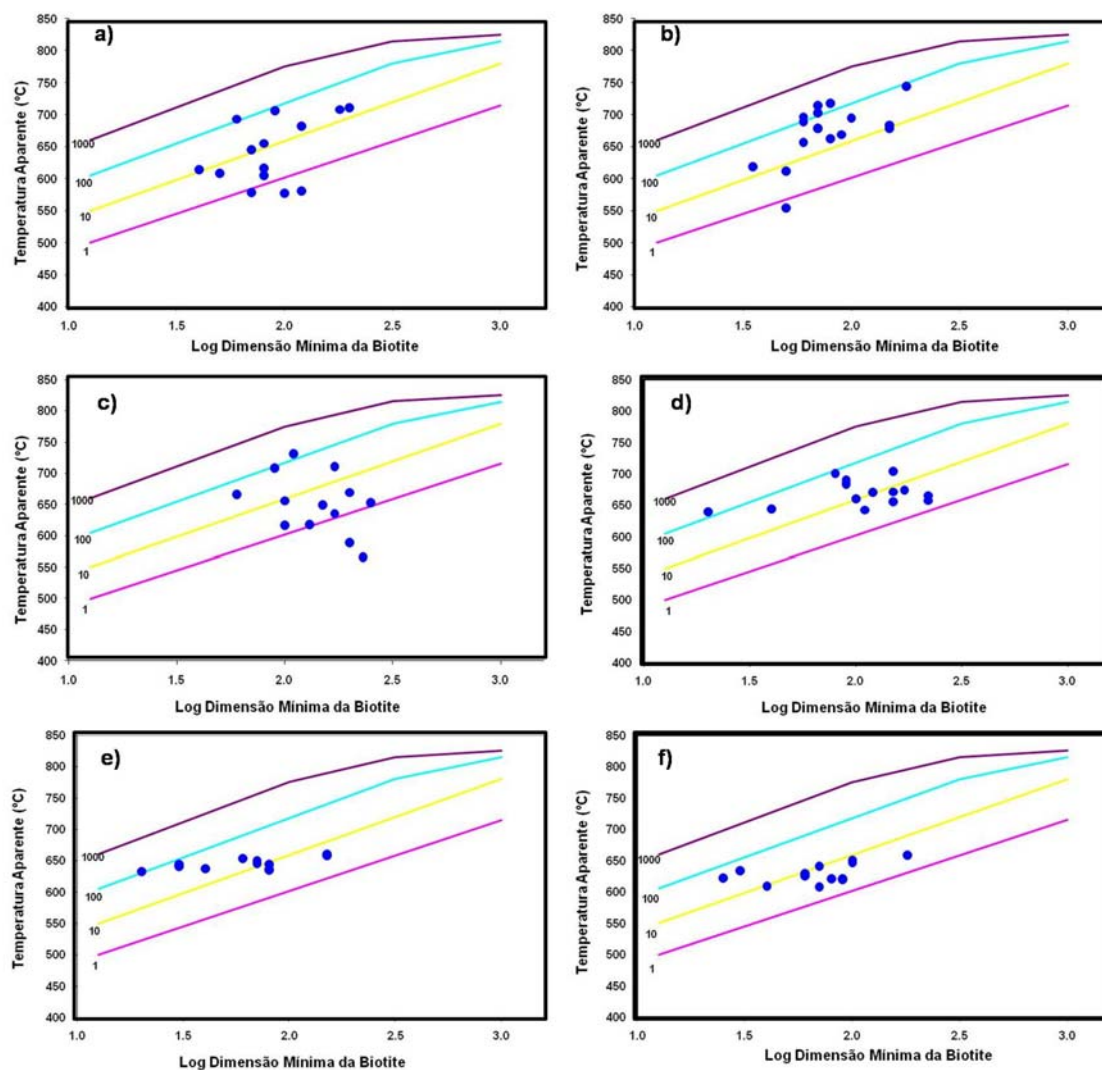


Fig. 72 – Exemplos dos resultados obtidos para as taxas de arrefecimento petrológicas nas diferentes amostras de charnockitos (a; b; d; f), de metatexito (c) e de diatexitos (e). Observa-se uma grande dispersão dos resultados, sendo impossível discriminar qualquer tendência das taxas de arrefecimento (a-c), ou a existência de uma variação muito pequena da temperatura aparente (d-f), implicando homogeneização a altas temperaturas, seguida de arrefecimento muito rápido. As taxas de arrefecimento apresentadas utilizam os coeficientes de difusão de Chakraborty & Ganguly (1992).

No entanto, foi também realizada outra tentativa de obter taxas de arrefecimento petrológicas através do estabelecimento de um perfil composicional Fe-Mg entre granada e biotite, empregando a variação composicional da granada na interface com uma inclusão de biotite (desde a interface biotite/granada até uma área da granada suficientemente afastada da biotite para não ter influência composicional da inclusão). Este método é significativamente oposto ao anterior no qual as taxas de arrefecimento foram obtidas a partir da variação composicional das inclusões de biotite. Para este

segundo método foi utilizado o programa “GARBDIF”, desenvolvido por Munhá (comunicação pessoal) e os parâmetros difusivos de Fe e Mg na granada de Gangully et al. (1998).

Foi realizado um perfil composicional para 3 amostras (2 metatexitos e 1 charnockito) que forneceram resultados pouco satisfatórios, pois um dos metatexitos (JC80A) e o charnockito (JC153c) não apresentam qualquer tipo de zonamento da razão Fe/(Fe+Mg) na interface com a inclusão de biotite (Fig. 73), implicando, tal como sugerido atrás, o equilíbrio da granada com uma quantidade significativa de biotite a altas temperaturas, seguida de arrefecimento muito rápido que não terá permitido a formação de qualquer tipo de zonamento (distância mínima das análises na granada à interface com a inclusão de biotite é 5 – 10 μm), e impossibilitando qualquer tipo de inferência sobre as taxas de arrefecimento. No entanto, é possível concluir qualitativamente que nestes casos terá havido manutenção de temperaturas elevadas durante um período de tempo substancial (que terá permitido a homogeneização da granada), seguido de um período (de tempo indeterminado) em que as taxas de arrefecimento foram muito pronunciadas, que globalmente é compatível com parte das inferências realizadas no capítulo das taxas de arrefecimento geocronológicos.

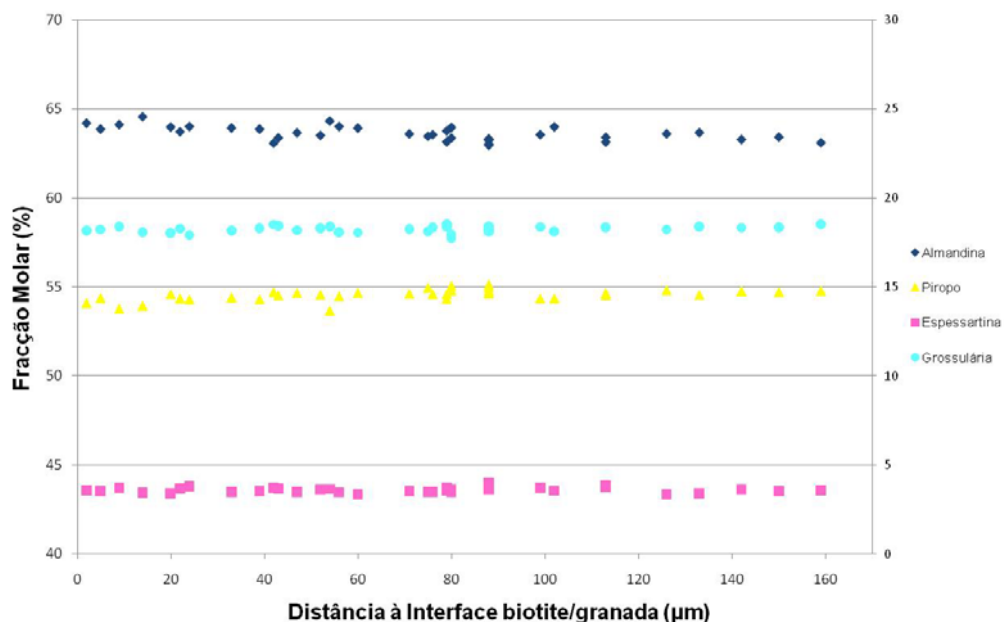


Fig. 73 – Perfil composicional sem zonamento de uma granada na interface de uma inclusão de biotite (à esquerda da figura) no charnockito JC153c. A análise de granada mais próxima da interface com a biotite (à esquerda da figura) foi realizada a uma distância inferior a 5 – 10 μm da biotite, pelo que a haver zonamento só será possível nessa área inatingível pelos meios técnicos utilizados, e poderá ser considerada negligenciável. X_{Alm} é apresentado no eixo principal (à esquerda), enquanto X_{Spss} , X_{Py} e X_{Gr} são apresentados no eixo secundário (à direita).

O perfil composicional da granada do metatexito JC73A na interface da inclusão de biotite é significativamente diferente dos anteriormente referidos, pois apresenta um zonamento pronunciado desde valores mais ricos em Fe/(Fe+Mg) – junto à biotite – para valores mais magnesianos, típicos dos valores de base do núcleo da granada (longe da biotite), que implica um arrefecimento mais lento que o verificado nos dois exemplos anteriores. O perfil composicional apresenta uma divisão em três partes (como evidenciado na Fig. 74): na zona 1, afastada da biotite, o estabelecimento de um *plateau* (com Fe/(Fe+Mg) = 0.623 – 0.629; média de 0.6261), equivalente à composição do núcleo da granada longe das inclusões (comparar com a Fig. 75 que apresenta o perfil composicional bordo – núcleo – bordo para a granada em questão; Fe/(Fe+Mg) médio de 0.628), evidenciando ausência de trocas catiónicas Fe-Mg entre a granada e a inclusão e preservação da composição inicial da granada; na zona 2, a existência de um perfil composicional com uma subida da razão Fe/(Fe + Mg) em aparente proporcionalidade aritmética com a proximidade à inclusão de biotite; e, finalmente, a zona 3, na qual se pode observar a subida exponencial da razão Fe/(Fe+Mg) com a proximidade à biotite.

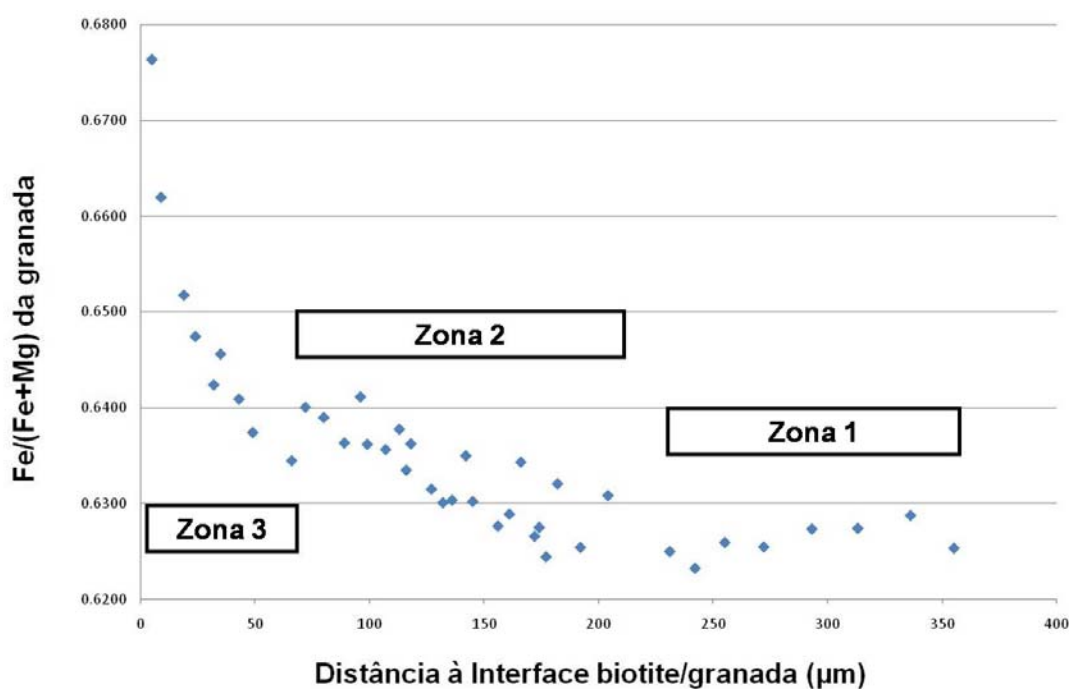


Fig. 74 – Perfil composicional zonado de uma granada na interface de uma inclusão de biotite (à esquerda da figura) no metatexito JC73A, tal como explicitado no texto.

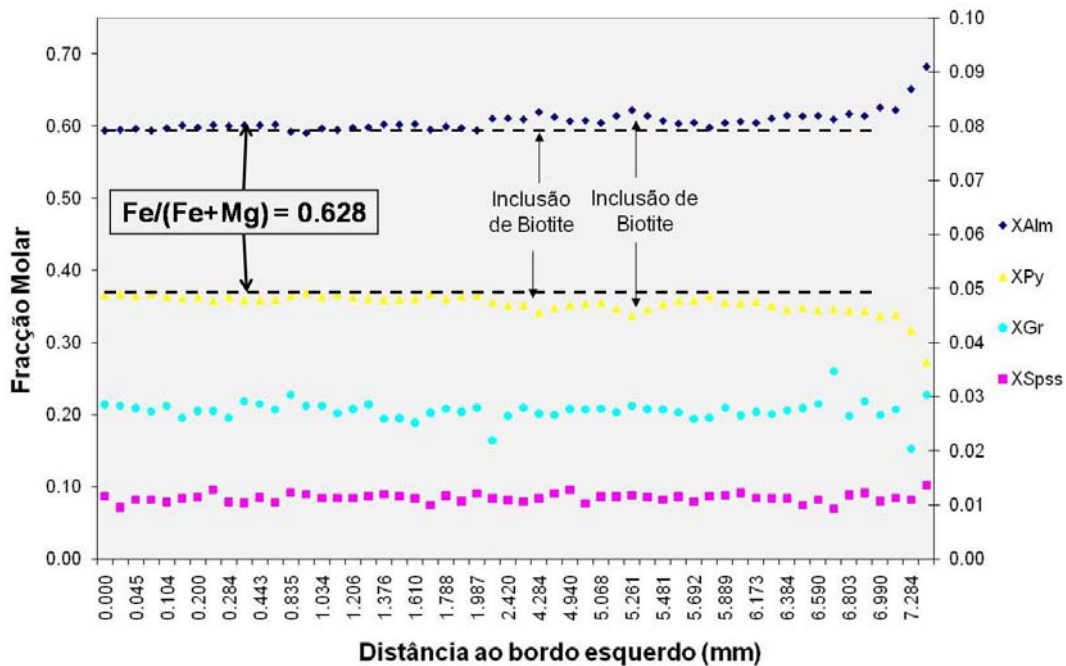


Fig. 75 – Perfil composicional Bordo – Núcleo – Bordo da granada da amostra JC73A utilizada na modelação térmica das taxas de arrefecimento petrológicas (X_{Alm} e X_{Py} são apresentados no eixo principal, enquanto X_{Spss} e X_{Gr} são apresentados no eixo secundário). Como é possível observar, esta granada não apresenta um zonamento Bordo – Núcleo – Bordo típico, o bordo esquerdo apresenta níveis *plateau*, provavelmente devido a reabsorção retrógrada da granada. A diferença nas razões $Fe/(Fe+Mg)$ médias entre a inferida por este perfil composicional (0.628) e a inferida pelo estabelecimento do *plateau* na figura anterior (0.6261) deve-se fundamentalmente a terem sido utilizadas todas as análises dentro do *plateau* deste gráfico, incluindo as que apresentam $Fe/(Fe+Mg)$ mais elevado pela presença de biotites relativamente próximas, como se pode ver na figura. No entanto, os valores são muito aproximados e para a modelação das taxas de arrefecimento foi utilizado como valor inicial $Fe/(Fe+Mg) = 0.6261$.

As modelações realizadas para este perfil composicional basearam-se no pressuposto de haver difusão catiónica de Fe e Mg (exclusivamente) com equilíbrio de massas entre granada e a inclusão de biotite correspondente, utilizando-se, por isso, as respectivas dimensões efectivas de cada um dos minerais ($R_{Grt} = 1\text{mm}$; $R_{Biot} = 0.1\text{mm}$) a diferentes taxas de arrefecimento. Os restantes parâmetros utilizados foram $D_{Fe/Mg}^{Biot} = 100D_{Fe/Mg}^{Grt}$; $T_i = 800\text{ °C}$; $P_i = 8\text{ kbar}$; $Fe/(Fe+Mg)_i^{Grt} = 0.6261$.

Após a realização de várias modelações com diferentes taxas de arrefecimento, desde 5 a 200 °C/Ma, tornou-se evidente a impossibilidade de ajustar adequadamente qualquer uma das modelações ao perfil composicional obtido, especialmente nas zonas 1 e 2, onde, para além do não ajuste adequado do perfil, taxas de arrefecimento tão díspares como 5 e 200 °C/Ma seriam aparentemente possíveis (Fig. 76). O facto de não ser possível ajustar qualquer uma das modelações às zonas 1 e 2 e o facto da

zona 2 apresentar um crescimento aritmético sugere a existência de processos não exclusivamente difusivos entre a granada e a inclusão de biotite, pois dificilmente a difusão com uma inclusão de biotite tão pequena ($R = 0.1 \text{ mm}$) conseguiria provocar uma modificação tão elevada da razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ até uma zona tão afastada da interface granada – biotite, mesmo com uma taxa de arrefecimento muito baixa. Assim, sugere-se a possibilidade de a granada não ter permanecido em equilíbrio exclusivo com a inclusão de biotite num determinado período precoce do seu arrefecimento, mas sim com uma maior quantidade de biotite, como por exemplo a biotite da matriz através de processos reaccionais (dificilmente discrimináveis), pois só dessa forma seria possível explicar o perfil composicional da granada na zona 2. As modelações realizadas com quantidades de granada e biotites iguais ($R_{\text{Grt}} = 1\text{mm}$; $R_{\text{Biot}} = 1\text{mm}$; $D_{\text{Fe/Mg}}^{\text{Biot}} = 100D_{\text{Fe/Mg}}^{\text{Grt}}$; $T_i = 800 \text{ }^\circ\text{C}$; $P_i = 8 \text{ kbar}$; $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})_i^{\text{Grt}} = 0.6261$) a diferentes taxas de arrefecimento (Fig. 77) apresentam um ajuste muito razoável para as zonas 1 e 2, sugerindo taxas de arrefecimento iniciais bastante elevadas (50 a 200 $^\circ\text{C}/\text{Ma}$), mas um desfaseamento pronunciado com o perfil composicional da zona 1.

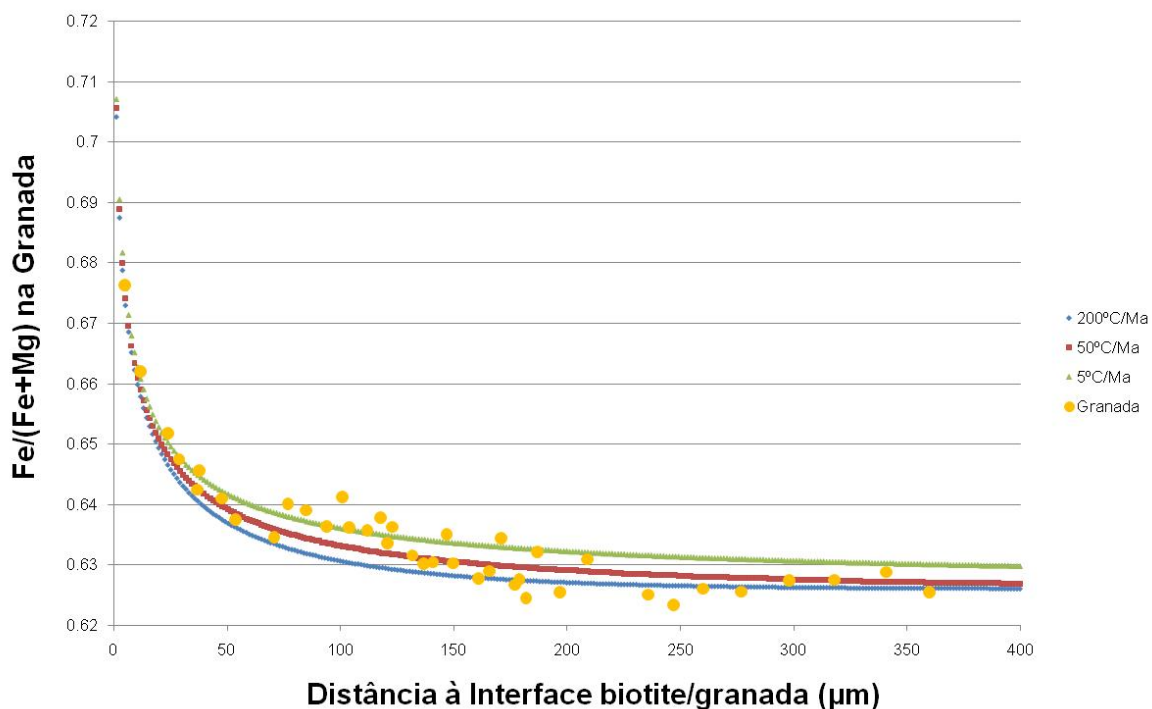


Fig. 76 – Ajuste do perfil composicional zonado da granada na interface de uma inclusão de biotite (à esquerda da figura) no metatexito JC73A às diferentes modelações das taxas de arrefecimento baseadas em exclusividade de difusão catiónica entre a granada e a inclusão de biotite próxima. Como se pode verificar, o perfil composicional da granada só é razoavelmente ajustável a qualquer uma das modelações na zona 3, junto à biotite. A figura apresenta apenas as modelações das taxas de arrefecimento dentro dos ~ 400 μm analisados para o perfil composicional da granada.

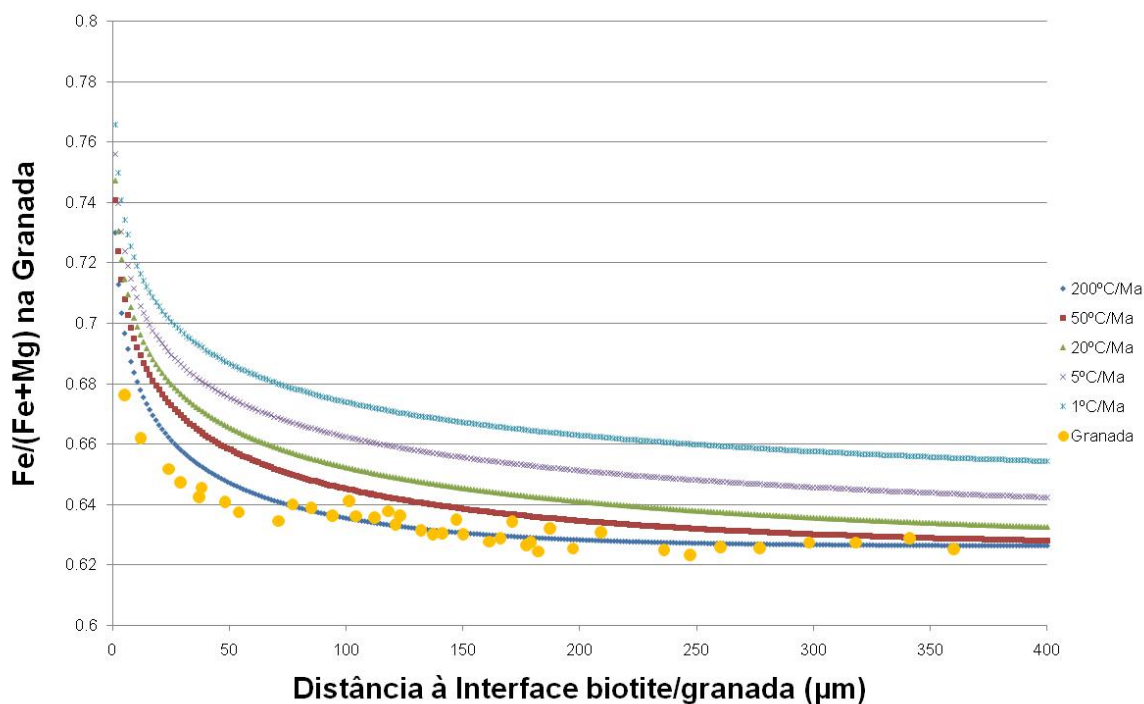


Fig. 77 – Ajuste do perfil composicional zonado da granada na interface da inclusão de biotite (à esquerda da figura) no metatexito JC73A às diferentes modelações das taxas de arrefecimento baseadas na existência de razões volumétricas de granada e biotite semelhantes. Como se pode verificar, o perfil composicional da granada ajusta-se de uma forma razoável às modelações que pressupõem arrefecimento muito rápido (50 a 200 °C/Ma) nas zonas 1 e 2, enquanto nenhuma das modelações é adequada para o zonamento composicional da zona 3, junto à biotite. A figura apresenta apenas as modelações das taxas de arrefecimento dentro dos ~ 400 µm analisados para o perfil composicional da granada.

Sugere-se assim que esta rocha apresenta um arrefecimento complexo em que numa primeira fase esteve em equilíbrio com um reservatório de biotite, como a matriz (provavelmente numa fase em que existia abundante biotite disponível para reagir com a granada ou, possivelmente, que a granada apresentava menores dimensões que as actuais), a taxas de arrefecimento elevadas, seguida de uma fase, já a temperaturas um pouco mais baixas, em que a granada se encontra em equilíbrio exclusivo com a inclusão de biotite.

No entanto, as taxas de arrefecimento que podem ser inferidas pelo uso de cada um dos dois gráficos anteriores não podem ser consideradas fidedignas pois em termos cinéticos a sobreposição dos dois passos torna impossível a definição quantitativa de cada um deles, tal como se observou após a realização de várias modelações que combinassem os dois processos (não difusivo e difusivo), pois

nenhum dos resultados obtidos se ajustava adequadamente ao perfil composicional da granada.

Constata-se, após o uso de duas metodologias significativamente diferentes para obter taxas de arrefecimento petrológicas, que não houve exclusividade de processos difusivos (com balanço de massas) entre as granadas e respectivas inclusões e que estas estiveram “abertas” a processos reaccionais com a matriz, tornando inviável a correcta aplicação destas metodologias. Assim, a existência de fenómenos não difusivos na granada, bem como a possibilidade de deformação plástica da granada a altas temperaturas (Storey & Prior, 2005), capaz de reduzir a dimensão efectiva da granada e, dessa forma, permitir a reacção do núcleo da granada com a matriz, torna muito complicada a já difícil obtenção e interpretação de taxas de arrefecimento petrológicas, sugerindo-se que, pelo menos para as rochas em estudo, as taxas de arrefecimento geocronológicas se apresentam mais fiáveis.

Parte III

Estudo dos Fluidos

FUGACIDADE DO OXIGÉNIO

a) Cálculo da fO_2

Foram determinadas as fugacidades de oxigénio para 6 charnockitos (incluindo 2 enderbitos), 4 blastomilonitos e 1 anfibolito, utilizando o programa QUILF (Andersen & Lindsley, 1988). Foram seleccionadas estas amostras porque contêm as associações minerais necessárias para o uso dos oxibarómetros magnetite – ilmenite (MH), ortopiroxena – ilmenite – quartzo (OHQ) e augite – ilmenite – quartzo (AHQ), considerados os mais fidedignos para estimar a fO_2 em rochas granulíticas, tal como descrito por Harlov (1992) e Harlov et al. (1997).

De uma forma sucinta, complementando o referido no capítulo da petrografia e da química mineral, de referir que estas rochas apresentam ilmenite e magnetite como minerais opacos principais, titano-magnetite e espinela (s. s.) como acessórios, e sulfuretos (pirite, calcopirite e pirrotite) que ocorrem como cristais vestigiais de muito pequena dimensão (Fig. 78). A ilmenite primária apresenta-se arredondada ou irregular e é significativamente mais abundante que a magnetite. Normalmente, a magnetite e a ilmenite apresentam-se como duas fases separadas, embora seja possível observar alguns grãos de magnetite a exsolver ilmenite, e em menor quantidade ilmenite a exsolver hematite (Fig. 78b).

As composições dos óxidos e das piroxenas utilizadas para o cálculo de fO_2 encontram-se na Tab. 10, enquanto as composições e fórmulas estruturais de todos os minerais analisados podem ser disponibilizadas por pedido ao autor desta tese (telmo.santos@ineti.pt).

Foi obtida uma variação de $T = 370$ a 771 °C para a estimativa da temperatura com base no oxitermómetro magnetite – ilmenite (MH), com a maioria dos resultados no intervalo $T = 370 - 433$ °C, evidenciando reequilíbrio pós-pico metamórfico dos óxidos analisados (Buddington & Lindsley, 1964), nomeadamente da magnetite, que, tal como observado petrograficamente, se apresenta em alguns casos a exsolver ilmenite, formando magnetites (reequilibradas) com baixo componente ulvospinélico, como se pode observar no capítulo da química mineral.

Como existem evidências fortes de que a composição das magnetites não é representativa da composição que estas teriam aquando do pico metamórfico (e, conseqüentemente, da fO_2 presente no pico metamórfico), nomeadamente porque o oxitermómetro magnetite – ilmenite reproduz temperaturas retrometamórficas

resultantes de reequilíbrio composicional retrógrado (e a ilmenite primária se encontra em abundância relativa à magnetite, inferindo-se assim que o processo de oxidação retrógrado (Frost & Lindsley, 1991) não terá significativamente alterado a composição da ilmenite (Rumble, 1976)), procurou-se reconstruir a composição das magnetites para o pico metamórfico. Utilizando o programa QUILF (Andersen & Lindsley, 1988) e as temperaturas e pressões previamente obtidas com a geotermobarometria clássica (ver capítulo da geotermobarometria) foram obtidas as composições que as magnetites teriam se estivessem em equilíbrio com as ilmenites respectivas à P e T estimadas. Posteriormente, utilizando a composição reconstruída da magnetite, foi estimada a fO_2 (com o oxibarámetro magnetite – ilmenite reconstruído – MH^I), representativa das condições de temperatura, pressão e composição da magnetite do pico metamórfico.

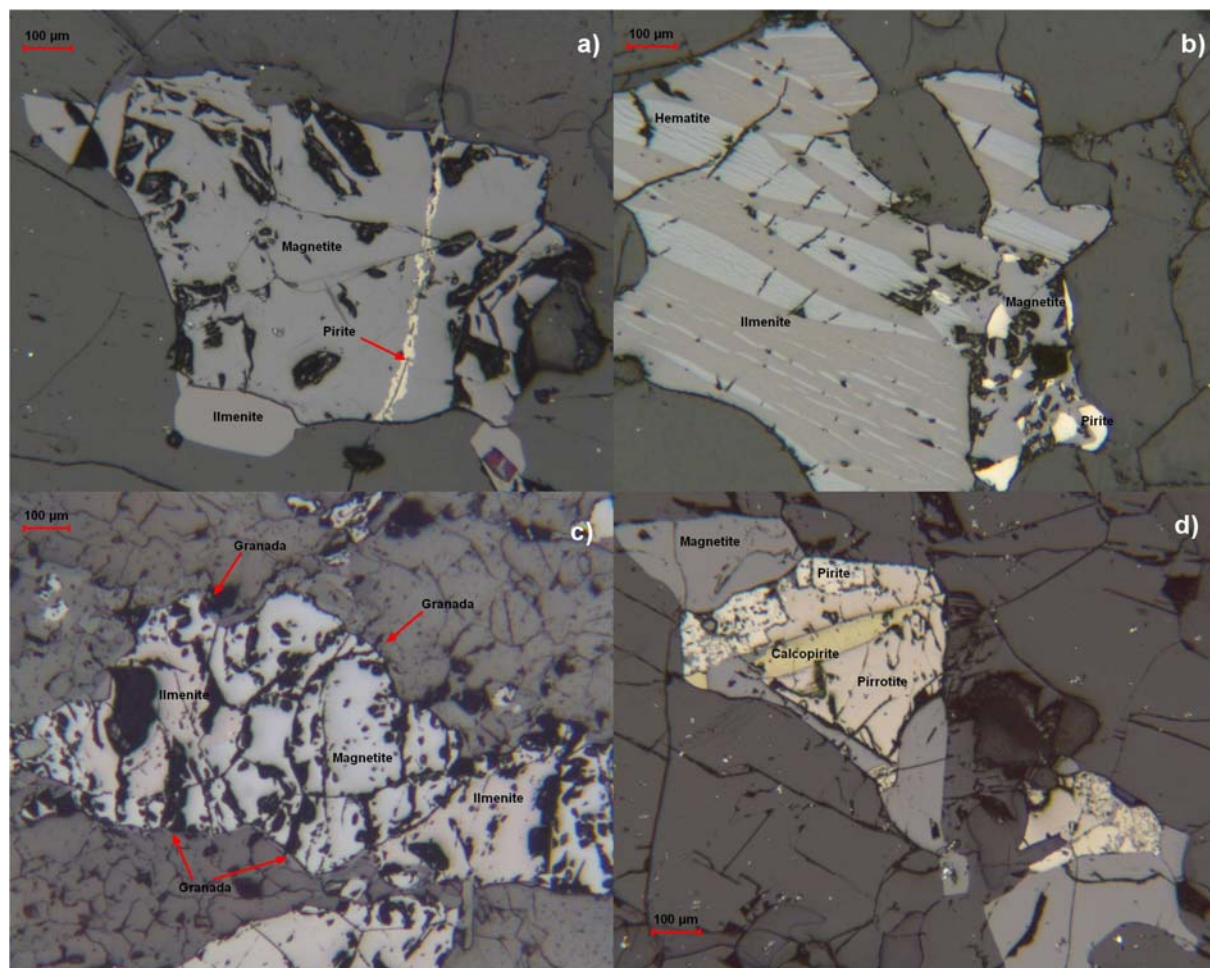


Fig. 78 – Microscopia de reflexão dos minerais opacos estudados.

	Charnockitos						Blastomilonitos				Anfibolitos
OPX	14a	181b	222	24Ab	36Cb	45A2b	24E*	28A1a	33C	48	47A
SiO ₂	50.70	51.08	49.86	47.87	50.64	49.43	-	-	50.68	-	-
TiO ₂	0.02	0.03	0.06	0.00	0.05	0.07	-	-	0.05	-	-
Al ₂ O ₃	0.90	0.79	0.59	3.40	1.22	0.88	-	-	0.52	-	-
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	-	-	0.00	-	-
FeO	34.96	33.89	33.55	31.94	33.44	34.29	-	-	32.60	-	-
MnO	1.16	0.56	0.44	1.13	0.46	0.84	-	-	1.61	-	-
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00	-	-
MgO	13.07	13.83	14.11	14.37	14.25	12.97	-	-	13.72	-	-
CaO	0.67	0.52	0.42	0.17	0.23	0.65	-	-	0.63	-	-
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	-	-	0.00	-	-
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	-	-	0.01	-	-
Total	101.48	100.72	99.01	98.88	100.34	99.17	-	-	99.83	-	-
CPX	14a	181b	222	24Ab	36Cb	45A2b	24E*	28A1a	33C	48	47A
SiO ₂	-	52.37	52.71	-	-	-	-	52.95	52.04	51.62	52.59
TiO ₂	-	0.14	0.26	-	-	-	-	0.10	0.10	0.16	0.25
Al ₂ O ₃	-	1.70	2.11	-	-	-	-	1.03	0.90	1.56	2.32
Cr ₂ O ₃	-	0.02	0.07	-	-	-	-	0.01	0.04	0.00	0.00
FeO	-	14.64	12.92	-	-	-	-	11.73	14.90	16.04	9.25
MnO	-	0.22	0.09	-	-	-	-	0.10	0.50	1.81	0.57
NiO	-	0.00	0.00	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	-	10.19	10.91	-	-	-	-	11.49	10.87	9.07	13.10
CaO	-	19.93	20.12	-	-	-	-	22.82	20.15	18.86	20.83
Na ₂ O	-	0.47	0.60	-	-	-	-	0.34	0.32	0.73	0.59
K ₂ O	-	0.00	0.00	-	-	-	-	0.02	0.02	0.00	0.06
Total	-	99.68	99.78	-	-	-	-	100.59	99.84	99.84	99.56
Ilmenite	14a	181b	222	24Ab	36Cb	45A2b	24E*	28A1a	33C	48	47A
SiO ₂	0.24	0.32	0.38	0.20	0.29	0.23	0.33	0.31	0.29	0.32	0.23
TiO ₂	46.41	45.51	48.92	47.26	46.00	46.55	50.07	51.47	51.13	49.61	44.20
Al ₂ O ₃	0.02	0.02	0.04	0.05	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.01	0.08	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01
FeO	50.95	50.88	49.24	49.99	50.00	50.02	49.48	47.48	46.29	44.15	51.21
MnO	0.34	0.33	0.22	0.96	0.60	0.32	0.34	0.30	1.22	4.48	1.03
MgO	0.15	0.40	0.20	0.31	0.18	0.37	0.25	0.19	0.44	0.30	0.41
V ₂ O ₅	0.21	0.23	0.39	0.26	0.33	0.17	0.00	0.08	0.26	0.14	0.16
Total	98.32	97.70	99.43	99.04	97.53	97.67	100.50	99.87	99.64	99.04	97.26
Magnetite	14a	181b	222	24Ab	36Cb	45A2b	24E*	28A1a	33C	48	47A
SiO ₂	0.40	0.52	-	0.45	-	0.46	0.47	-	-	0.40	0.45
TiO ₂	0.14	0.68	-	0.08	-	0.32	0.10	-	-	6.73	0.04
Al ₂ O ₃	0.57	0.26	-	0.35	-	0.56	0.37	-	-	1.25	0.06
Cr ₂ O ₃	0.06	0.20	-	0.08	-	0.07	0.18	-	-	0.04	0.11
FeO	92.06	90.28	-	93.62	-	91.13	90.72	-	-	85.98	93.05
MnO	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	-	-	0.85	0.00
MgO	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	0.01	-	-	0.06	0.00
V ₂ O ₅	0.76	0.40	-	0.24	-	0.34	0.90	-	-	0.01	0.16
Total	93.99	92.35	-	94.82	-	92.88	92.76	-	-	95.32	93.88

Tab. 10 – Composições dos óxidos e piroxenas utilizadas para os cálculos da fO_2 . 24E* é um charnockito muito deformado e retrogradado.

Utilizando os oxibarómetros MH^f, OHQ e AHQ, foram obtidas estimativas da fugacidade do oxigénio de 10^{-17.799} a 10^{-11.538} bar para o intervalo de temperaturas entre 656 e 896 °C e pressões entre 6.4 e 8.8 kbar (Tab. 11). As estimativas de fO_2 com o oxibarómetro MH^f são sempre inferiores às dos OHQ e AHQ, sendo que o maior desvio é $\Delta \log fO_2 = -1.094$ bar para uma amostra de blastomilonito. De acordo com Harlov (1992) esta diferença é devida essencialmente à perda de hematite dos cristais de ilmenite, como ocorre localmente nas amostras estudadas. No entanto, é possível concluir que globalmente as estimativas da fugacidade do oxigénio com os oxibarómetros MH^f, OHQ e AHQ não apresentam grandes desvios, tal como se mostra na Fig. 79, o que significa que a exsolução de hematite de ilmenite é relativamente pequena, podendo ser considerada negligenciável para esta rochas.

A Fig. 80 mostra que os charnockitos, tal como o anfibolito, apresentam fugacidades do oxigénio acima do tampão Quartzo – Faialite – Magnetite (QFM), enquanto os blastomilonitos estudados (formados por deformação retrógrada dos charnockitos) têm fugacidades abaixo do QFM. Embora localmente haja heterogeneidades na fO_2 (tal como observado na Fig. 80), pode-se considerar que genericamente as rochas granulíticas do sector SFSAP terão experimentado um decréscimo da fugacidade do oxigénio associado ao processo de arrefecimento retrógrado. Esta conclusão é compatível com as observações de precipitação tardia de grafite em certos migmatitos (khondalitos).

Rocha	Amostra	T (°C)	Geotermómetro	P (bar)	Geobarómetro	fO_2						Média DQFM
						OHQ	DQFM	MH ^f	DQFM	AHQ	DQFM	
Charnockitos	14a	780	Grt-Opx	7800	GAPES	-13.444	0.771	-13.788	0.428			0.600
	181b	752	Grt-Opx	7700	GAPES	-13.800	1.053	-13.918	0.936	-13.868	0.985	0.991
	222	790	Grt-Opx	8700	GAPES	-13.710	0.194			-13.549	0.355	0.275
	24Ab	664	Grt-Opx	7000	GAPES	-15.692	1.467	-15.773	1.385			1.426
	36Cb	896	Grt-Opx	8800	GAPES	-11.538	0.309					0.309
	45A2b	764	Grt-Opx	8300	GAPES	-13.736	0.779	-14.205	0.310			0.545
Blastomilonitos	24E*	830	GRIPS & Grt-Bi	8600	GRIPS & Grt-Bi			-14.583	-1.488			-1.488
	28A1a	669	Grt-CPx	6400	GADS					-17.799	-0.706	-0.706
	33C	714	Opx-CPx	7500	7500 bar	-16.547	-0.762			-16.657	-0.872	-0.817
	48	656	Grt-CPx	7700	GADS			-18.268	-0.970	-17.174	0.123	-0.424
Anfibolitos	47A	785	Anf-Plg	8000	8000 bar			-13.074	1.011	-12.361	1.724	1.368

Tab. 11 – Resultados da fugacidade do oxigénio às diferentes T e P do pico metamórfico. A fO_2 é apresentada igualmente sob a forma de DQFM (distância ao tampão Quartzo-Faialite-Magnetite).

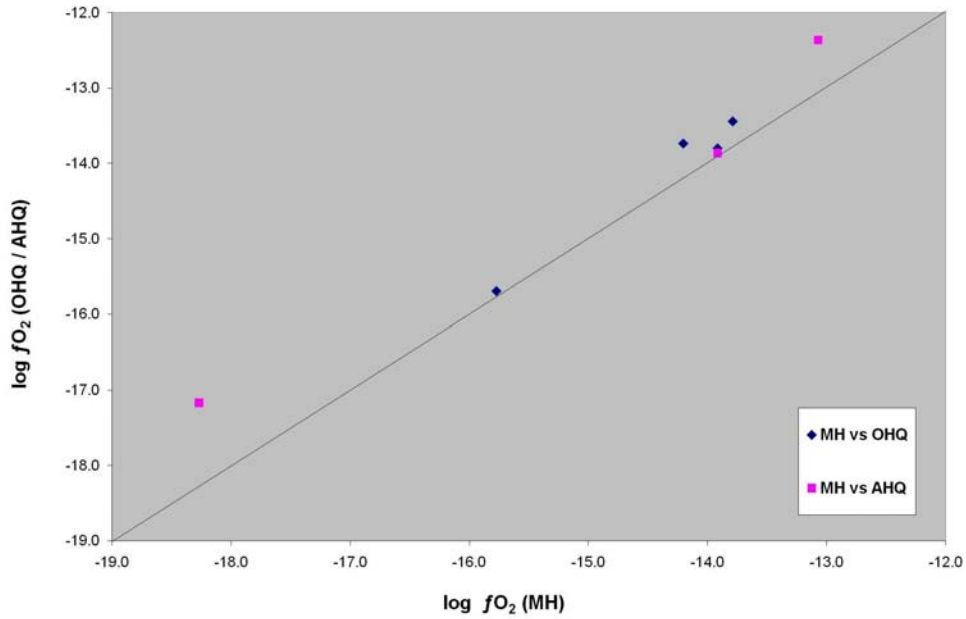


Fig. 79 – Comparação dos resultados de fO_2 obtidos consoante o oxibarómetro utilizado. O oxibarómetro magnetite – ilmenite (MH) é representativo da composição das magnetites reconstruídas.

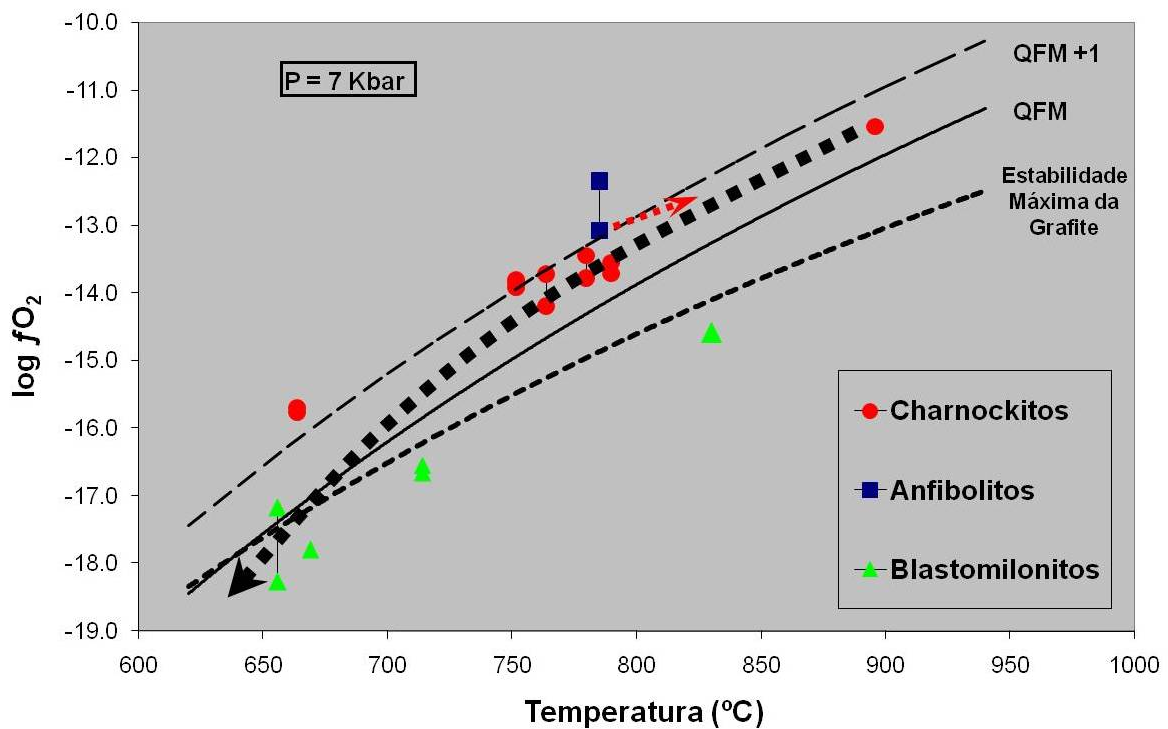


Fig. 80 – Resultados da fO_2 para as amostras estudadas à respectiva temperatura de pico metamórfico. É possível observar uma clara redução da fugacidade do oxigénio da temperatura de pico para as condições de retrogradação. O anfibolito apresenta uma estimativa de fO_2 mais elevada, provavelmente causada por uma baixa estimacção da temperatura. A correcção deste parâmetro resultaria numa fO_2 mais elevada paralela à linha de estabilidade máxima da grafite, como evidenciado na figura.

O anfibolito apresenta um valor de fugacidade do oxigénio de QFM +1.4, o que se deverá provavelmente à baixa temperatura estimada com o geotermómetro anfíbola – plagioclase de Holland & Blundy (1994) que normalmente reproduz temperaturas representativas do percurso de retrogradação. No entanto, a fugacidade do oxigénio e a temperatura não são independentes: uma estimativa da temperatura mais alta resulta num valor de fO_2 mais elevada ao longo de uma paralela à linha de estabilidade máxima da grafite (Lamb et al., 1987), tal como demonstrado na Fig. 80.

b) Modelação de fluidos

O significado e a quantificação das tipologias de fluidos em granulitos podem ser obtidos com uma simples modelação no sistema C-O-H para os respectivos intervalos de temperatura e pressão da fácies granulítica (French, 1966; Lamb & Valley, 1985).

A modelação dos fluidos presente neste trabalho foi obtida com a ajuda de um programa informático denominado “Fluids5”, desenvolvido por Munhá (comunicação pessoal) que utiliza as formulações de Saxena & Fei (1987) e Holland & Powell (1991) para determinar a percentagem de cada componente no sistema C-O-H, nomeadamente H_2O , CO_2 , CO , CH_4 e H_2 a uma dada temperatura, pressão e fugacidade do oxigénio para fluidos em equilíbrio com grafite. Os parâmetros utilizados na modelação e os resultados obtidos encontram-se resumidos na Tab. 12.

Os resultados da fugacidade do oxigénio dos charnockitos e anfibolito (DQFM = 0.275 – 1.426) às condições de pressão e temperatura do pico metamórfico estimado tornam impossível a existência de grafite em equilíbrio com os fluidos presentes, pois encontram-se fora do campo de estabilidade da grafite (ver Fig. 80). Desta forma, não foi possível determinar as proporções exactas de cada componente, sendo que para qualquer valor de X_{H_2O} (com X_{CO_2} proporcionalmente inverso) a presença de CH_4 , CO ou H_2 é extremamente reduzida a nula. Poder-se-á considerar que para os charnockitos e anfibolito, fluidos exclusivamente carbónicos a fluidos exclusivamente aquosos (possivelmente com outros compostos exteriores ao sistema C-O-H como o azoto) são compatíveis com as condições presentes no pico metamórfico.

Nos blastomilonitos, por sua vez, os resultados de fugacidade do oxigénio (à temperatura do pico metamórfico) projectam-se dentro do campo de estabilidade da grafite, sendo que as modelações (em equilíbrio com grafite) revelam a possibilidade da presença de fluidos dominados por água e menor quantidade de CH_4 ou CO_2 , sendo expectável a presença de inclusões fluidas aquo-carbónicas nestas rochas.

Rocha	Amostra	T	P	DQFM	X H ₂ O	X CO ₂	X CO	X CH ₄	X H ₂	IF esperada
Blastomilonitos	24E*	830	8600	-1.488	0.803	0.039	0.004	0.131	0.025	H ₂ O H ₂ O-CO ₂ -CH ₄ H ₂ O-CH ₄ -CO ₂
	28A1a	669	6400	-0.706	0.895	0.040	0.001	0.055	0.009	
	33C	714	7500	-0.817	0.887	0.047	0.002	0.054	0.010	
	48	656	7700	-0.424	0.921	0.043	0.001	0.029	0.006	

Tab. 12 – Resultados da modelação dos fluidos no sistema C-O-H à respectiva T, P e f_{O_2} dos blastomilonitos. É apresentada a fracção molar de H₂O, CO₂, CO, CH₄ e H₂, bem como as inclusões fluidas esperadas.

INCLUSÕES FLUIDAS

a) Petrografia das Inclusões Fluidas

As inclusões fluidas estudadas apresentam dimensões que variam desde 1 µm a 10 µm para todos os litótipos observados. Todos os minerais apresentam inclusões fluidas, sendo extremamente abundantes e fáceis de observar em quartzo e granada, razão pela qual se escolheram estes minerais para realizar a microtermometria de inclusões fluidas.

A distribuição destas inclusões fluidas é muito complexa. É comum a existência de várias gerações do mesmo tipo de inclusões fluidas dispostas em diferentes agrupamentos que se entrecruzam, dificultando a observação das idades relativas destas. No entanto, usando os critérios texturais definidos por Roedder (1984) e Touret (1981), 4 tipos principais de inclusões foram definidos: (a) inclusões primárias de *melt* (líquido magmático) muito raras, isoladas e apenas presentes nas granadas dos migmatitos (Fig. 81a). Apresentam pequenas fases sólidas, vidro acastanhado e uma fase fluida clara. Estas podem representar a fase de líquido magmático gerado pelas reacções de crescimento de granada por consumo de biotite (fusão incongruente de biotite). Não foi realizado nenhum outro procedimento a fim de caracterizar de uma forma mais exaustiva estas inclusões de líquido silicatado.

Muito mais comuns são: (b) inclusões carbónicas monofásicas e bifásicas claramente precoces, dispostas em planos ou *clusters* intragranulares ou intergranulares de aparência primária (Fig. 81b-c); (c) “cortadas” por planos intergranulares de inclusões bifásicas aquo-carbónicas de maiores dimensões (Fig. 81d). As inclusões aquo-carbónicas apresentam-se como posteriores às inclusões carbónicas e com um aspecto claramente secundário. Tanto as inclusões carbónicas como as aquo-carbónicas são intersectadas por planos tardios de inclusões aquosas (d) bastante abundantes. Estas orientam-se segundo planos intergranulares, secundários que atravessam as lâminas bi-polidas de um lado ao outro (Fig. 81e-f).

b) Microtermometria de Inclusões Fluidas e Espectroscopia Raman

Foram estudados 4 charnockitos, 1 diatexito, 2 migmatitos, 2 khondalitos e 2 blastomilonitos, tendo sido realizadas 323 medições de temperaturas de fusão de inclusões carbónicas, 285 da homogeneização dessas mesmas inclusões fluidas, 115 medições de temperaturas de fusão do gelo e 64 medições da temperatura de

homogeneização global ou decrepitação. Muito raramente foram observadas temperaturas de *first melt* (temperaturas eutécticas) variando entre -21.7 e -24.6 °C, o que sugere que o NaCl é provavelmente o único sal presente nas soluções aquosas ou aquo-carbônicas (Shepherd et al., 1985). Os resultados gerais da microtermometria de inclusões fluidas são apresentados nas Fig. 82a-d.

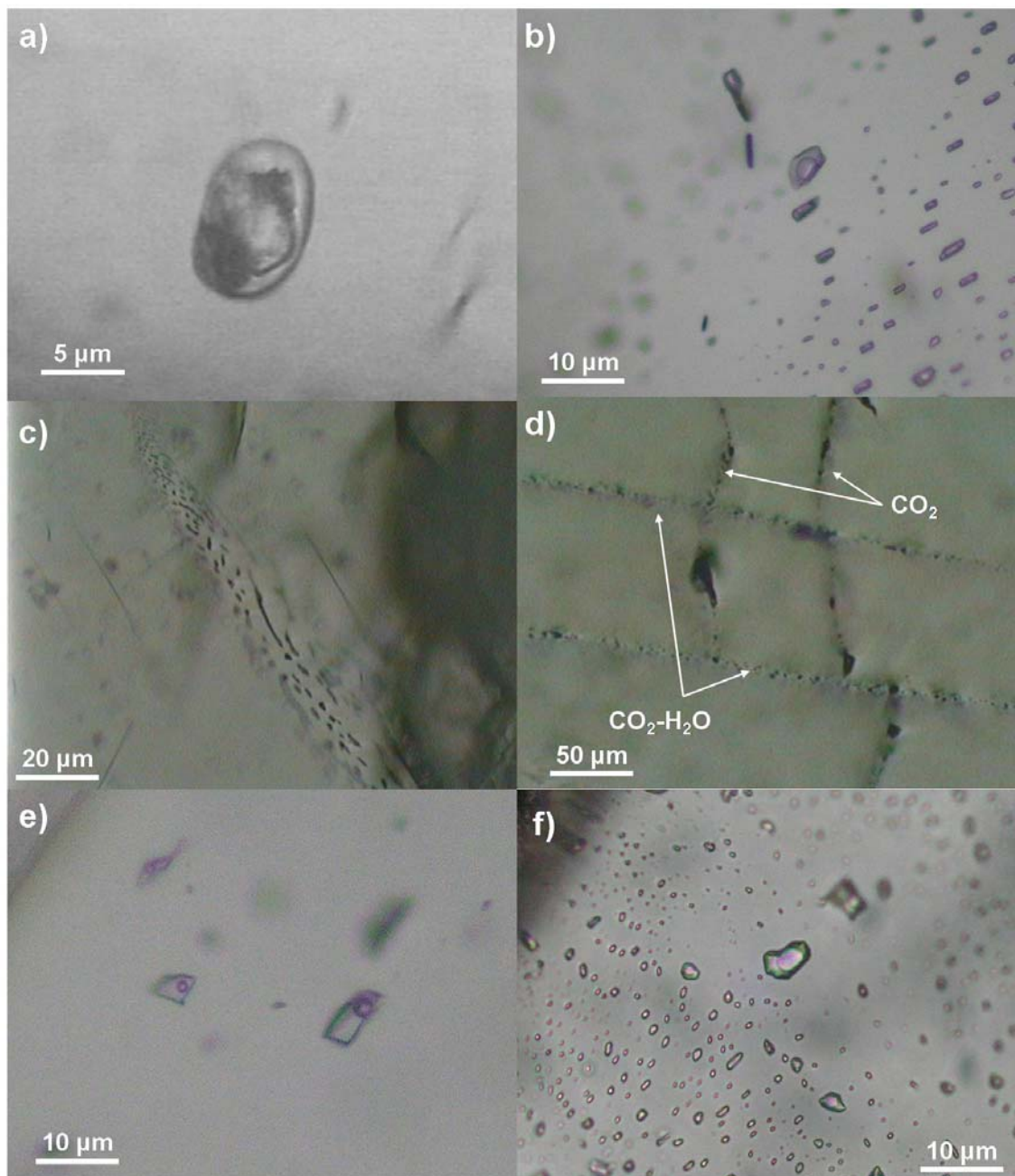


Fig. 81 – a) Inclusão de líquido magmático evidenciando fase vítrea, sólida e fluida; b) *Cluster* de inclusões fluidas carbônicas bifásicas aparentemente primárias; c) Plano de inclusões carbônicas bifásicas em granada; d) Planos de inclusões de CO₂-H₂O que cortam inclusões carbônicas mais antigas; e) Inclusões fluidas aquosas isoladas e dispersas; f) *Cluster* de inclusões fluidas aquosas.

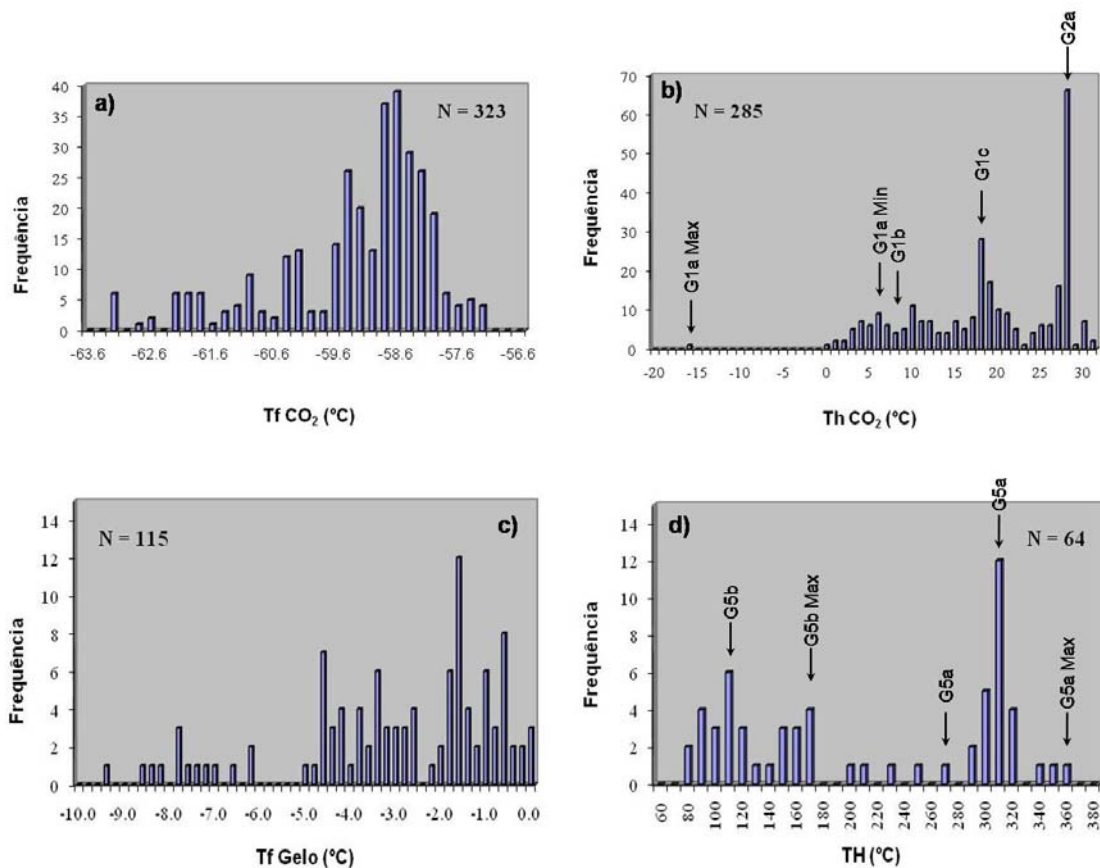


Fig. 82 – Resultados microtermométricos para as inclusões fluidas estudadas: a) Temperatura de fusão da fase carbônica; b) Temperatura de homogeneização da fase carbônica; c) Temperatura de fusão do gelo para as inclusões aquosas e aquo-carbônicas; d) Temperatura de homogeneização global para as inclusões aquosas e aquo-carbônicas. As inclusões seleccionadas para obtenção de isócoras encontram-se destacadas.

As medições de microtermometria foram realizadas em quartzo, maioritariamente (95% do total estudado), e em granada (5%) (sendo que a maioria das inclusões não apresentava dimensões superiores a 10 μm). Foram caracterizadas como primárias, secundárias e pseudo-secundárias, tal como definido por Roedder (1984), e pela relação cronológica que apresentavam entre si e os minerais em que se encontravam (Touret, 1981). Desta forma, foi possível definir os seguintes grupos de inclusões fluidas (Tab. 13-14), do mais antigo para o mais recente:

Grupo 1 – Inclusões fluidas de CO_2 e $\text{CO}_2 - \text{N}_2$, monofásicas, maioritariamente, e bifásicas, primárias e secundárias, de várias formas (cristal negativo, quadradas, alongadas, redondas, rectangulares e irregulares). As medições da $T_f \text{CO}_2$ variaram entre -58.1 e -63.2 $^\circ\text{C}$, indicando a presença de outro componente capaz de deprimir o ponto de fusão do CO_2 (Shepherd et al., 1985), que a Espectroscopia Raman confirmou ser N_2 (0 – 11 mol%). Estas IF estão presentes em todos os litótipos

estudados e apresentam homogeneização em líquido. Embora haja uma clara gradação entre estas inclusões fluidas, foram divididas consoante a sua temperatura de homogeneização e frequência nas amostras estudadas:

Grupo 1a – Temperatura de homogeneização varia entre -16.3 e 6.2 °C, o que corresponde a uma densidade de 0.86 a 1.01 g/cm³ (Holloway, 1977; 1981).

Grupo 1b – Temperatura de homogeneização varia entre 6.4 e 10.9 °C, o que corresponde a uma densidade de 0.79 a 0.86 g/cm³ (Holloway, 1977; 1981).

Grupo 1c – Temperatura de homogeneização varia entre 13.4 e 30.1 °C, o que corresponde a uma densidade entre 0.59 e 0.81 g/cm³ (Holloway, 1977; 1981).

Grupo 2 – Este grupo é constituído por alinhamentos de IF redondas, secundárias predominantemente carbónicas (espectroscopia Raman confirmou a existência exclusiva de IF de CO₂ e CO₂ – N₂) com homogeneização em crítico, e IF ricas em nitrogénio (N₂ e N₂ – CO₂). Foram divididas em dois grupos:

Grupo 2a – Inclusões maioritariamente secundárias, bifásicas, de forma alongada e irregular, elevadas concentrações de N₂ (0 a 36 mol%), Tf CO₂ = -59.5 a -57.2 °C, com temperatura de homogeneização a variar entre 17.3 e 31.0 °C (homogeneização crítica), a que corresponde uma variação de densidades entre 0.19 e 0.29 g/cm³ (Holloway, 1977; 1981). Estas são as IF mais abundantes, estando presentes em todos os litótipos estudados.

Grupo 2b – Inclusões maioritariamente secundárias, monofásicas, de forma irregular, com concentrações de N₂ a variar entre 70 e 100 mol%, que a observação textural sugere terem sido formadas por processos de imiscibilidade a partir das inclusões fluidas G2a.

Grupo 3a – Inclusões aquo-carbónicas raras, bifásicas, maioritariamente de aspecto secundário, de forma alongada, redonda, quadrada e irregular. *Fill of water* (Flw) varia entre 0 e 0.1, temperatura de fusão da fase carbónica varia entre -60.0 e -62.8 °C, sugerindo a presença de outros componentes (CO₂ = 94 a 95 mol%, N₂ = 3 mol%, CH₄ = 2 a 3 mol% da fase carbónica), a temperatura de homogeneização (Th CO₂) varia entre 8.7 a 19.0 °C (L), não tendo sido possível observar a temperatura de homogeneização global, a temperatura de fusão do gelo ou de clatratos devido à pequena fracção de fase aquosa. A densidade global foi estimada em 0.72 a 0.83 g/cm³ (Duan et al., 1992; 1996). Estas IF estão presentes apenas nos khondalitos, sendo que estes não apresentam inclusões do tipo G1 ou G2.

Grupo 3b – Inclusões fluidas de N₂ – CH₄, monofásicas, secundárias, de forma alongada e irregular. Não foi possível medir a temperatura de homogeneização. A espectroscopia Raman confirmou a presença de 94 a 95 mol% de N₂ e de 5 a 6 mol% de CH₄. Este tipo de IF é muito raro, tendo sido apenas encontrado num migmatito no qual este grupo de IF cortava as inclusões carbónicas e era, por sua vez, cortado pelas inclusões aquosas, sendo por isso algo dúbio a sua posição cronológica.

Grupo 4 – Inclusões aquo-carbónicas muito pouco abundantes, bifásicas, com aspecto secundário a tardio (algumas são alinhamentos de IF que cortam a lâmina bi-polida de um lado ao outro), de forma irregular, triangular e alongada. Flw varia de 0.3 a 0.7, a temperatura de fusão dos clatratos varia entre 5.6 e 8.4 °C (salinidade estimada em 6.1 a 10.5 Wt% eq. NaCl), Tf CO₂ = -58.8 a -59.7 °C (embora a espectroscopia Raman não tenha detectado qualquer outro componente para além de CO₂), Th CO₂ = 9.5 a 13.1 °C (L), e TH ou Temperatura de Decrepitação (Td) = 232 a 404 °C (L). Desta forma, a densidade deste grupo de inclusões fluidas varia entre 0.56 e 0.99 g/cm³ (Duan et al., 1992; 1996).

Grupo 5 – Inclusões aquosas abundantes, bifásicas, tardias (cortam todas as outras IF e todos os minerais de um lado ao outro da lâmina), têm forma irregular, alongada e redonda. Estão presentes em todas as amostras estudadas como posteriores às IF carbónicas. Foram divididas de acordo com o Flw, Tf gelo e TH:

Grupo 5a – apresentam Flw = 0.60 a 0.95, Tf gelo = 0.1 a -4.5 °C (variação de salinidade de 0 a 7.17 Wt% eq. NaCl (Bodnar & Vityk, 1994)), TH ou Td = 86 a 367 °C, a que corresponde uma variação de densidade global entre 0.57 a 0.93 g/cm³ (Zhang & Frantz, 1987; Archer, 1992).

Grupo 5b – apresentam Flw = 0.90 a 0.95, Tf gelo = -4.0 a -9.3 °C (variação de salinidade de 6.5 a 13.2 Wt% eq. NaCl (Bodnar & Vityk, 1994)), TH ou Td = 98 a 174 °C, a que corresponde uma variação de densidade entre 0.97 e 0.99 g/cm³ (Zhang & Frantz, 1987; Archer, 1992).

	G1a	G1b	G1c	G2a	G2b	G3a	G3b	G4	G5a	G5b
Migmatitos	+++	+++	+++	++++	+	-	+	+	+++	++
Khondalitos	-	-	-	-	-	++	-	+	++	+++
Diatexitos	+	+	+	++	-	-	-	+	++	+
Charnockitos	++	+++	+++	++++	+	-	-	++	++	+
Blastomilonitos	++	++	++	++++	+	-	-	+	+++	++

Tab. 13 – Abundância qualitativa dos diferentes grupos de inclusões fluidas nos diferentes litótipos: - Ausente; + Presente; ++ Comum; +++ Abundante; ++++ Muito abundante.

Grupo	Composição	Fases	Ocorrência	Flw	Tf CO ₂	Tf Gelo	Th CO ₂	TH
1a	CO ₂ ; CO ₂ -N ₂	Mono	P	-	-58.1 : -59.6	-	-16.3 : 6.2 (L)	-
1b	CO ₂ ; CO ₂ -N ₂	Mono	P ou S	-	-58.5 : -63.2	-	6.4 : 10.9 (L)	-
1c	CO ₂ ; CO ₂ -N ₂	Mono; Bi	P ou S	-	-58.4 : -62.2	-	13.4 : 30.1 (L)	-
2a	CO ₂ ; CO ₂ -N ₂	Bi	P ou S	-	-57.2 : -59.5	-	17.3 : 31.0 (C)	-
2b	N ₂ -CO ₂ ; N ₂	Mono	P ou S	-	-	-	-	-
3a	CO ₂ -N ₂ -CH ₄ -H ₂ O	Bi	P ou S	0 - 0.1	-60.0 : -62.8	-	8.7 : 19.0 (L)	-
3b	N ₂ -CH ₄	Mono	S	-	-	-	-	-
4	CO ₂ -H ₂ O	Bi	S - Tardias	0.3 - 0.7	-58.8 : -59.7	-3.7 : -5.4	9.5 : 13.1 (L)	232 : 404 (L)
5a	H ₂ O	Bi	Tardias	0.6 - 0.95	-	-0.1 : -4.5	-	86 : 367 (L)
5b	H ₂ O	Bi	Tardias	0.9 - 0.95	-	-4.0 : -9.3	-	98 : 174 (L)

Tab. 14 – Resumo da petrografia e microtermometria das inclusões fluidas. Mono: monofásicas; Bi: bifásicas; P: primárias; S: secundárias; L: homogeneização na fase líquida; C: homogeneização crítica. Os resultados microtermométricos são apresentados em °C.

Grupo	Composição	CO ₂	N ₂	CH ₄	Densidade (g/cm ³)	Salinidade (Wt% Eq. NaCl)
1a	CO ₂ ; CO ₂ -N ₂	92 - 100	0 - 8	-	0.86 - 1.01	-
1b	CO ₂ ; CO ₂ -N ₂	89 - 100	0 - 11	-	0.79 - 0.86	-
1c	CO ₂ ; CO ₂ -N ₂	94 - 100	0 - 6	-	0.59 - 0.81	-
2a	CO ₂ ; CO ₂ -N ₂	64 - 100	0 - 36	-	0.19 - 0.29	-
2b	N ₂ -CO ₂ ; N ₂	0 - 30	70 - 100	-	-	-
3a	CO ₂ -N ₂ -CH ₄ -H ₂ O	94 - 95	3	2 - 3	0.73 - 0.82	-
3b	N ₂ -CH ₄	-	94 - 95	5 - 6	-	-
4	CO ₂ -H ₂ O	100	-	-	0.56 - 0.99	6.1 - 10.5
5a	H ₂ O	-	-	-	0.57 - 0.93	0 - 7.2
5b	H ₂ O	-	-	-	0.97 - 0.99	6.5 - 13.2

Tab. 14 (cont.) – Resumo da espectroscopia Raman, densidade e salinidade das inclusões fluidas. Os resultados de espectroscopia Raman são apresentados em mol%.

ANÁLISE DAS GRAFITES

A grafite é uma ocorrência comum em metassedimentos de fácies granulítica como resultado da conversão da matéria orgânica em grafite cristalina ordenada, passando por vários graus de cristalinidade. A proporção de planos de grafite ordenada (grafite hexagonal) comparada com os planos de grafite desordenada (grafite romboédrica) é fundamentalmente dependente da temperatura (Pasteris & Wopenka, 1991; Jehlicka & Bény, 1992) e do modo de ocorrência, visto que a estrutura mineral da grafite não pode ser retrogradada (Luque et al., 1993; 1998). Se a grafite se formou a partir de matéria orgânica, uma grafite extremamente cristalina é esperada em rochas granulíticas pois a temperaturas superiores a 600 °C só a grafite hexagonal é estável. Se a grafite resultou da deposição a partir de um fluido carbónico (com CO₂, CH₄ e/ou CO) a altas temperaturas é esperada uma grafite muito ordenada com cerca de 20 a 30% de fase romboédrica (Kwiecinska, 1980; Luque et al., 1998). Assim sendo, foi realizada difracção de raios-X em duas amostras de grafite de khondalitos que ocorrem lado a lado a quartzos com inclusões fluidas do tipo G3a, a fim de determinar a proporção de grafite desordenada nestas. Verificou-se que as grafites apresentavam cerca de 20% de fase romboédrica (Fig. 83), o que significa que estas resultaram de deposição a partir de fluidos carbónicos e não como maturação de matéria orgânica a temperaturas compatíveis com o pico metamórfico.

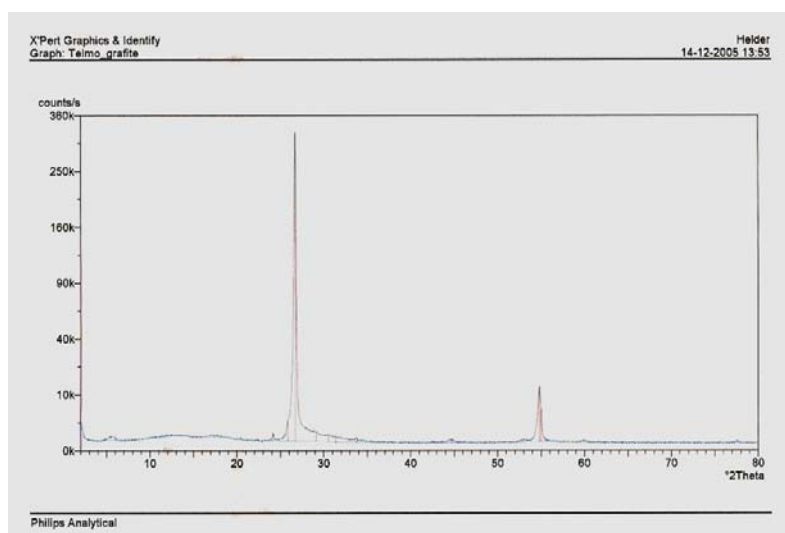


Fig. 83 – Difracção de raios-X: amostra de grafite de um khondalito.

A análise dos espectros Raman de materiais carbonáceos também permite uma quantificação directa da presença de grafite ordenada e desordenada. Desta forma, foram igualmente reconhecidos dois tipos de grafite presentes nestas amostras: grafite

muito ordenada de ocorrência precoce que é comumente “cortada” por uma grafite tardia mais desordenada (Fig. 84). Como a grafite não pode ser retrogradada e a taxa grafite ordenada/desordenada é directamente proporcional à temperatura de cristalização (Luque et al., 1998), utilizou-se o termómetro de Beyssac et al. (2002) e de Rahl et al. (2005) a fim de se obter uma estimativa de temperaturas de cristalização. Os valores obtidos variam entre 333 °C para as grafites mais desordenadas e 449 °C para as grafites ordenadas, usando o termómetro de Beyssac et al. (2002), e variam entre 304 e 402 °C, respectivamente, usando o termómetro de Rahl et al. (2005). Como o termómetro de Rahl et al. (2005) é mais sensível a temperaturas mais baixas (até 300 °C, segundo os autores) e o ajuste da equação polinomial de Beyssac et al. (2002) é melhor para mais altas temperaturas, conclui-se que os valores obtidos com a formulação mais antiga fornecerão estimativas da temperatura de cristalização mais realistas. No entanto, nenhuma destas grafites apresenta estimativas de temperatura compatíveis com as condições de pico metamórfico, reforçando a ideia de que resultaram da deposição a partir de um fluido tardio. O intervalo de temperaturas de deposição obtido para as grafites encontra-se representado na Fig. 86.

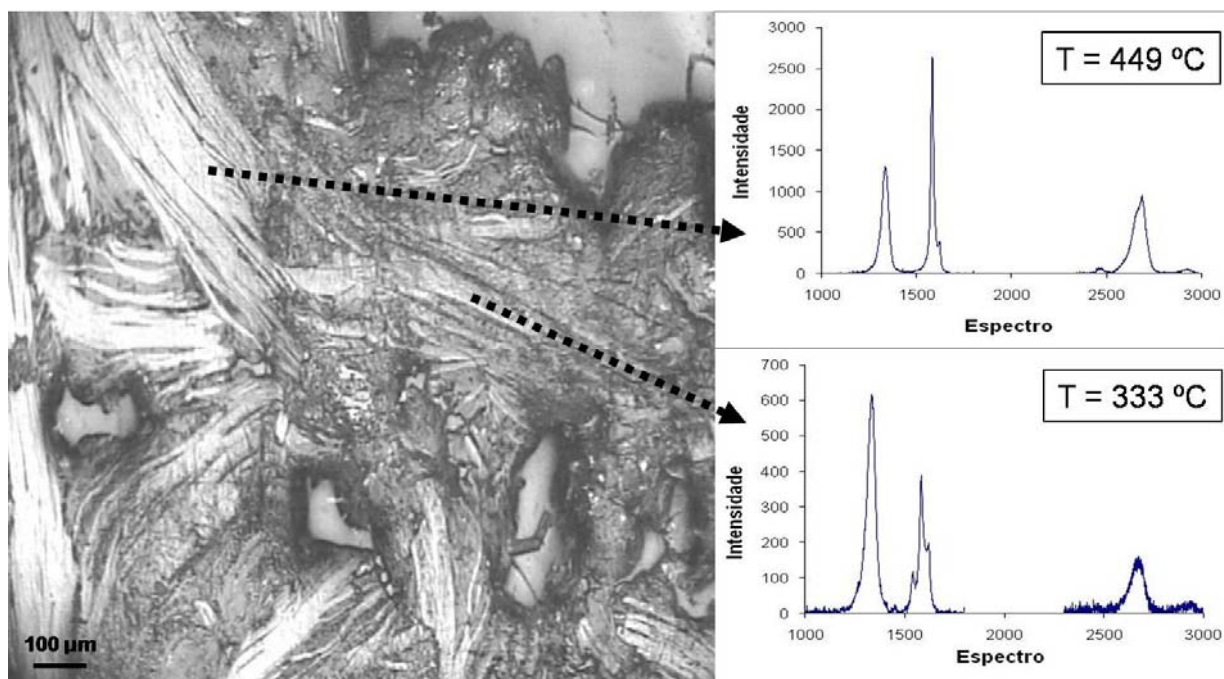


Fig. 84 – Espectroscopia Raman de grafites de um khondalito. Os diferentes espectros e intensidades das grafites que se intersectam revelam temperaturas de deposição que variam entre 450 e 330 °C.

ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Foram realizadas análises preliminares de isótopos estáveis, nomeadamente de $\delta^{18}\text{O}$ em quartzo e biotite e análises de δD em biotite de 2 charnockitos, bem como, de $\delta^{13}\text{C}$ em grafites de 2 khondalitos. Foi também utilizado o programa informático *online* desenvolvido por Beaudoin & Therrien para os cálculos da fraccionação isotópica (<http://www.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/isotope/generisotope.cgi>) relatados no texto que se segue.

Os resultados $\delta^{18}\text{O}$ de 10.3 a 10.7‰ e de 7.5 a 8.5‰ (SMOW) para o quartzo e a biotite, respectivamente revelam que estes não se encontram em equilíbrio isotópico, visto que para $\Delta_{\text{Qz-Bi}} = 2.8\text{‰}$ a temperatura de equilíbrio seria superior a 990 °C (Zheng, 1993a; Zheng, 1993b).

Os resultados de $\delta^{18}\text{O}$ devem, portanto, ser encarados como representativos de equilíbrio isotópico entre fluido e mineral a diferentes temperaturas, o que, tendo em conta que o quartzo é muito mais resistente à re-homogeneização isotópica que a biotite, sugere que os valores isotópicos do quartzo serão mais representativos dos valores isotópicos do fluido no pico metamórfico, enquanto os resultados de biotite serão mais representativos dos fluidos presentes no período retrógrado, altura em que se formou a maioria da biotite dos charnockitos. Assim, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ de 10.3 a 10.7‰ (SMOW) em quartzo, para condições do pico metamórfico de $T \geq 800$ °C e $X_{\text{H}_2\text{O}} < 0.05$, implicam $\delta^{18}\text{O}$ do CO_2 de 14.4 a 14.8‰ (Valley, 2003) (Tab. 15), sugerindo a presença de um fluido tipicamente metamórfico, enquanto os valores de $\delta^{18}\text{O}$ de 7.5 a 8.5‰ (SMOW) e de δD de -54 a -67‰ (SMOW) para a biotite, para $T \leq 600$ °C, implicam $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ de 10 a 11‰ (Zheng, 1993b) e $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ de -23 a -36‰ (Suzuoki & Epstein, 1976) (Tab. 15), sugerindo empobrecimento em ^{18}O no fluido aquoso relativamente ao carbónico, do pico metamórfico para as condições de retrogradação (Fig. 85). Os resultados isotópicos são compatíveis com influxo tardio de água, tal como sugerido pela cronologia da geração de inclusões fluidas e pelo decréscimo da fugacidade de oxigénio, que terá causado a deposição tardia de grafite em equilíbrio com inclusões aquo-carbónicas a $T = 450 - 330$ °C (termometria de grafites baseada na espectroscopia Raman).

As análises isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ em grafites de khondalitos forneceram resultados de -10.9 a -11.4‰ (PDB), implicando, a $T \sim 450$ °C (estimativa máxima para a termometria de grafites baseada na espectroscopia Raman), $\delta^{13}\text{C}$ do CO_2 de -0.8 a -1.3‰ (Ohmoto & Rye, 1979) (Tab. 15), aproximando-se dos valores típicos dos

carbonatos da crosta continental ($\sim 0\text{‰}$, segundo Schidlowski, 1987) e dos carbonatos marinhos Câmbrios (Veizer et al., 1999). No entanto, como a fraccionação de $\delta^{13}\text{C}$ entre calcite e CO_2 a $T \sim 800\text{ °C}$ é de 3.2‰ (Scheele & Hoefs, 1992) e a quantidade de metano presente nas inclusões fluidas dos khondalitos é negligenciável (2-3%), poderá ter havido o envolvimento (mistura) de um fluido significativamente mais leve capaz de deprimir os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$. Como, para além dos carbonatos sedimentares, só existem duas fontes principais de carbono na crosta (Fitzsimons & Matthey, 1994), nomeadamente matéria orgânica presente nos sedimentos ($\delta^{13}\text{C} = -20$ a -30‰ – Schidlowski, 1987) e fluidos ou magmas derivados do manto ($\delta^{13}\text{C} = -7\text{‰}$ – Kyser, 1986), poder-se-á conceber que a fluidos pesados provenientes de um segmento carbonatado subductado durante a colisão continental, como os mármore da Unidade São Joaquim, foi misturada uma porção significativa de fluidos derivados do manto ou uma pequena quantidade de fluidos com origem na maturação biogénica do carbono.

Rocha	Amostra	Mineral	δD (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Charnockitos	JC24A	Quartzo	-	10.7	-
		Biotite	-54	8.5	-
	JC36C	Quartzo	-	10.3	-
		Biotite	-67	7.5	-
Khondalitos	JC83a1	Grafite	-	-	-11.4
	JC83c3	Grafite	-	-	-10.9

Tab. 15a - Resultados de isótopos estáveis de H, O e C para os minerais referidos.

Rocha	Amostra	Fluido	δD (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Charnockitos	JC24A	CO_2	-	14.8*	-
		H_2O	-23***	11.0**	-
	JC36C	CO_2	-	14.4*	-
		H_2O	-36***	10.0**	-
Khondalitos	JC83a1	CO_2	-	-	-1.3****
	JC83c3	CO_2	-	-	-0.8****

Tab. 15b - Resultados de isótopos estáveis de H, O e C corrigidos para a fraccionação isotópica mineral-fluido relatada no texto, segundo as equações de fraccionação isotópica: *Valley (2003), **Zheng (1993), ***Suzuoki & Epstein (1976), ****Ohmoto & Rye (1979).

Os resultados isotópicos parecem sugerir que, globalmente, os fluidos presentes no metamorfismo de alto grau eram fluidos metamórficos enriquecidos em ^{18}O

provenientes de evolução isotópica dos fluidos dos metassedimentos da área em estudo misturados com fluidos carbónicos derivados da desvolatilização de uma fonte carbonatada (com possível contribuição menor de pequenas quantidades de fluidos isotopicamente mais leves derivados de matéria biogénica ou do manto). Terá sido essa mistura em proporções desconhecidas que originou os fluidos carbónicos presentes nos charnockitos e posteriormente deu origem à grafite dos khondalitos deste segmento crustal.

Embora os dados isotópicos agora obtidos sejam ainda escassos, são apoiados pelo estudo de Santosh & Omori (2008) que, recorrendo a isótopos de carbono e ao estudo da termodinâmica de sistemas petrogenéticos apropriados, testaram a possibilidade de o CO₂ presente nas paragénese anidras dos granulitos serem resultado de reacções de descarbonatação de fontes proximais, tal como a Unidade São Joaquim intercalada nos metatexitos. Estes autores chegaram à conclusão que tal é possível dentro dos limites de T e P e nas condições normalmente presentes na formação dos charnockitos.

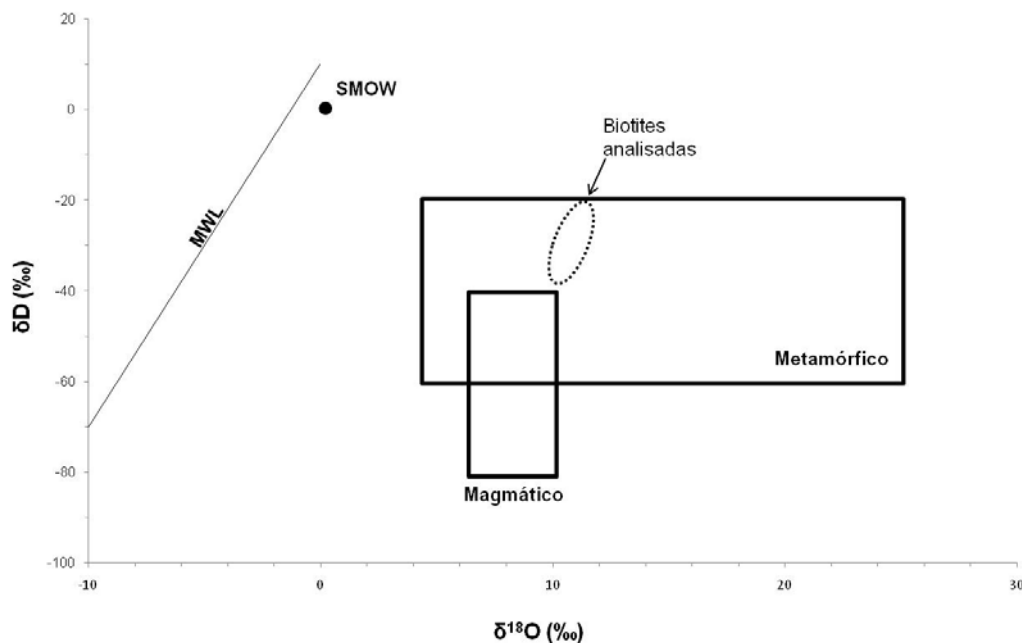


Fig. 85 - $\delta^{18}\text{O}$ vs. δD das biotites analisadas. Verifica-se que as biotites dos charnockitos se projectam no campo dos fluidos tipicamente metamórficos.

EVOLUÇÃO P-T-FLUIDO

A modelação dos fluidos no sistema C-O-H a uma determinada temperatura e fugacidade do oxigénio para os blastomilonitos sugere a presença de fluidos aquosos com quantidades menores de metano e dióxido de carbono. Os blastomilonitos apresentam inúmeras inclusões fluidas aquosas, carbónicas e aquo-carbónicas que resultaram da sua mistura, mas não apresentam metano. Esta contradição dever-se-á a desequilíbrio fluido/rocha ou incertezas no cálculo da fugacidade do oxigénio e da temperatura em rochas que experimentaram elevada deformação cisalhante.

Tal como presente na Tab. 13, não foi encontrada nenhuma correlação entre litologias e tipos de fluidos. No entanto, é possível afirmar que as inclusões de CO₂ mais densas ocorrem principalmente nos migmatitos e que os charnockitos têm menor quantidade de IF aquosas em comparação com os migmatitos. Não foi encontrada nenhuma correlação entre Th CO₂, Tf CO₂, TH e Tf gelo.

O cálculo das isócoras a partir de IF representativas (sinalizadas nas Fig. 82a; d) foi obtido com o uso das equações de estado Redlich-Kwong modificadas desenvolvidas por Holloway (1977, 1981) e Flowers (1979) para as inclusões de CO₂, CO₂ – N₂ e CO₂ – N₂ – CH₄; Duan et al. (1992) e Duan et al. (1996) para as inclusões fluidas de H₂O – CO₂; e Zhang & Frantz (1987) para as inclusões aquosas.

Na Fig. 86 encontram-se projectadas as isócoras seleccionadas e a evolução P-T-Fluido inferida. Estas isócoras apresentam pressões bastante inferiores às estimadas pela paragénese mineral ($\Delta P = 2 - 3$ kbar). Vários estudos apontam a possibilidade de existência de até 20% de água nas IF que pode não ser visível, pois a água tende a preencher os espaços junto às cavidades das IF como uma fina película (Roedder, 1972; Crawford & Hollister, 1986; Touret, 1986). A adição de 15 – 20% de H₂O a estas IF causaria o incremento da pressão em 1 a 1.5 kbar (Brown & Lamb, 1986, 1989; Lamb et al., 1987), ficando ainda assim aquém dos resultados geotermobarométricos. Tendo em conta que as IF estudadas não apresentam qualquer evidência de evolução pós-aprisionamento, como *bulk leakage*, *necking down*, ou cristalização de minerais-filho, poder-se-á concluir que a caracterização das inclusões mais precoces (G1) como primárias é aparente (tal como em Lamb et al., 1987), devendo essa terminologia ser abandonada para este caso específico. No entanto, a relação entre IF continua a ser válida, pois foi definida pelas relações texturais que os diferentes grupos de IF apresentam entre si. Essa premissa serviu de

percurso retrógrado) e, progressivamente, para fluidos aquosos à medida que a pressão e a temperatura diminuíam.

Parte IV

Discussão e Conclusões

DISCUSSÃO

a) Evolução P-T-t

O conjunto das observações de campo e petrográficas, bem como dos resultados de química mineral, geotermobarometria e pseudo-secções permitem estabelecer que as rochas granulíticas estudadas percorreram uma trajetória metamórfica compatível com a de um percurso directo na qual se verificou a passagem de condições típicas de fácies anfibolítica, expressas pelas paragénese reliquiares (biotite, sillimanite e anfíbola) inclusas nos minerais das paragénese megablásticas de alto grau (plagioclase, piroxena e granada), para condições de pico metamórfico a $T \sim 800 - 900 \text{ }^\circ\text{C}$ e $P \sim 8 - 9 \text{ kbar}$ durante o percurso prógrado do metamorfismo.

As condições de metamorfismo granulítico provocaram extensa migmatização dos metatexitos com geração de cerca de 30 a 40 % de líquido magmático (por fusão incongruente de biotite), dando origem a diversas manifestações graníticas a granodioríticas. A continuação das condições de alto grau terá levado à geração de charnockitos por fusão incongruente de biotite e anfíbola a partir das rochas previamente geradas e à formação de aplitos, podendo os charnockitos ser considerados os resíduos do processo de fusão parcial deste sector crustal.

Após o estabelecimento do pico metamórfico, verifica-se que, no caso dos metatexitos e blastomilonitos terá ocorrido $\Delta T = -200$ a $-350 \text{ }^\circ\text{C}$ e $\Delta P = -2$ a -2.5 kbar , para condições de $T \sim 500 \text{ }^\circ\text{C}$ e $P \sim 5 \text{ kbar}$ e incremento da actividade da água, enquanto os charnockitos e diatexitos terão sofrido um período de arrefecimento aproximadamente isobárico lento, seguido de queda brusca de $\Delta T = -100$ a $-200 \text{ }^\circ\text{C}$ e $\Delta P = -1$ a -3 kbar , tendo evoluído em conjunto com as demais rochas a partir de $T \leq 500 \text{ }^\circ\text{C}$. Esta evolução retrometamórfica terá sido responsável pelo reequilíbrio paragenético que transformou as paragénese granulíticas em associações típicas de fácies anfibolítica e de xistos verdes com geração de biotite, sillimanite e acessoriamente moscovite nos metatexitos, simplectites de biotite e quartzo nos charnockitos (s. s.) e diatexitos, e anfíbola nos enderbitos. Os blastomilonitos formaram-se nas zonas onde se concentrou a maior parte da deformação cisalhante e influxo de água a temperaturas mais baixas. Nestes casos, verificou-se o quase total desaparecimento da paragénese de alto grau e aparecimento de mineralogia neoblástica de mais baixas temperaturas (oligoclase, epídoto e moscovite).

b) Evolução Termocronológica

Os novos dados termocronológicos são globalmente consistentes com os reportados para os sectores S e N da Faixa Ribeira (Dias Neto, 2001; Munhá et al., 2005, respectivamente). Considerando os resultados agora obtidos, bem como os apresentados nas referências bibliográficas, torna-se claro que após os períodos iniciais de colisão continental há 630 – 610 Ma, o pico metamórfico (com abundante fusão parcial da crosta inferior) foi atingido por volta dos 590 – 560 Ma, considerando toda a Faixa Ribeira.

Os novos dados petrológicos, geocronológicos e termocronológicos sugerem que o sector central da Faixa Ribeira após ter atingido o pico metamórfico há ~ 565 Ma ($T = 800 - 900$ °C; $P = 8 - 9$ kbar), terá passado por um longo período de manutenção de temperaturas elevadas (baixas taxas de arrefecimento) acompanhado por um longo período de deformação transpressiva sub-horizontal que exumou muito lentamente a maioria dos granulitos, promovendo as condições térmicas ideais para progressiva fusão/desidratação da crosta inferior (tal como sugerido por Fyfe, 1973). Esta evolução levou à formação generalizada de charnockitos na Faixa Ribeira até há 510 – 480 Ma, altura em que as taxas de arrefecimento aumentaram drasticamente por sobreposição de rochas mais frias ou por exumação mais rápida associada a tectónica pós-orogénica (D_3), provavelmente relacionada com os estágios iniciais da sedimentação ordovícica da Bacia do Paraná (Milani, 1997; 2003) no S do Brasil e da Bacia Etendeka na parte africana do Gondwana Ocidental (Marsh et al., 2001), causada pelo relaxamento térmico e colapso orogénico do fim da Orogenia Brasileira.

A evolução termocronológica da área em estudo sugere a existência de um período significativo de manutenção de condições térmicas elevadas, sendo que este poderá ter sido condicionado tanto pelo fluxo térmico vindo do manto como pela quantidade de elementos radiogénicos produtores de calor presentes.

Os dados apontam para que, pouco após ou durante o processo orogénico, se tenha iniciado uma anomalia térmica (580 – 560 Ma), reflectindo fenómenos de *upwelling* da astenosfera e *underplating*, induzidos por erosão térmica e adelgaçamento progressivo da litosfera provocado pelo aquecimento mantélico e geração interna de calor numa crosta sobresspesada. Evidências deste fenómeno podem ser observadas na presença de xenólitos de *flaser-gabros* e cumulos piroxeníticos em blastomilonitos. Juntamente com estes processos, a geração de granitóides ricos em elementos radiogénicos produtores de calor poderá igualmente ter

fornecido o suficiente isolamento térmico ao orógeno, que permitiu a manutenção da anomalia térmica por quase 100 Ma e, desta forma, a produção generalizada de charnockitos/granulitos em diferentes etapas da evolução da Faixa Ribeira.

A manutenção da referida anomalia térmica por longos períodos de tempo tornou assim possível a neo-formação de zircões em diferentes etapas e áreas da Faixa Ribeira. A variação dos regimes térmicos e taxas de arrefecimento a nível regional poderão ter produzido diferentes idades geocronológicas (como observado nos zircões da amostra JC36C), reflectindo a duração da anomalia térmica. Como Ashwal et al. (1999) referiram, em orogénias que experimentaram arrefecimento lento, capaz de re-homogeneizar ou manter as condições térmicas acima da temperatura de fecho dos zircões por períodos prolongados, dever-se-á ter cuidado com a interpretação das idades metamórficas. Desta forma, a tectónica da Faixa Ribeira pode ser perspectivada como uma única orogenia de longa duração, removendo as complexidades inerentes aos modelos anteriormente propostos para cenários poli-orogénicos (Campos Neto & Figueiredo, 1995; Heilbron & Machado, 2003; Schmitt et al., 2004).

A área foco desta dissertação é caracterizada pela presença da importante mega-estrutura – o sistema de cisalhamentos Além Paraíba – Santo António de Pádua (CAPP) – com uma lineação de estiramento de baixo ângulo (10-15°). Esta mega-estrutura é o centro de um complexo sistema de cisalhamentos paralelos dominado por estruturas discretas desenvolvidas num regime transpressivo que deformou e retrogradou as rochas granulíticas estudadas, tendo exumado as diferentes litologias a velocidades distintas.

Os primeiros pulsos da transpressão terão permitido rápidos movimentos verticais (D_1) na zona apical, enquanto nas rampas laterais da estrutura em flor os declives são muito menos abruptos, tornando a ascensão (exumação) muito mais lenta. Como a colisão entre os dois crátoms (São Francisco e Congo Ocidental) é oblíqua e progressivamente mais tangencial terá ocorrido uma mudança drástica nas taxas de exumação entre o centro da estrutura e as rampas laterais: enquanto o movimento é fundamentalmente colisional, por simples aproximação dos crátoms, com rápido encurtamento por compressão na zona central, a exumação desta é mais rápida que na periferia (como descrito anteriormente), mas quando o orógeno se torna incapaz de absorver mais encurtamento e o processo transpressional passa a ser o principal processo de deformação, os maiores movimentos verticais deslocam-se para as

rampas laterais, tornando as taxas de exumação baixas na zona apical e mais altas, comparativamente, nas rampas laterais da estrutura em flor (Fig. 87).

Este modelo tectónico evidencia que a evolução global do CAPP (sin-D₂) desde o início da colisão até aos períodos tardi-orogénicos influenciou as taxas de exumação nos diferentes sectores do CAPP, bem como das associações litológicas, formadas durante a Orogenia Brasileira. Desta forma, não será de estranhar que as principais ocorrências blastomiloníticas ocorram na zona central do CAPP, enquanto os charnockitos (menos deformados), que se inferem como tendo sido os últimos a arrefecer de altas temperaturas, se encontrem nas zonas laterais da estrutura em flor.

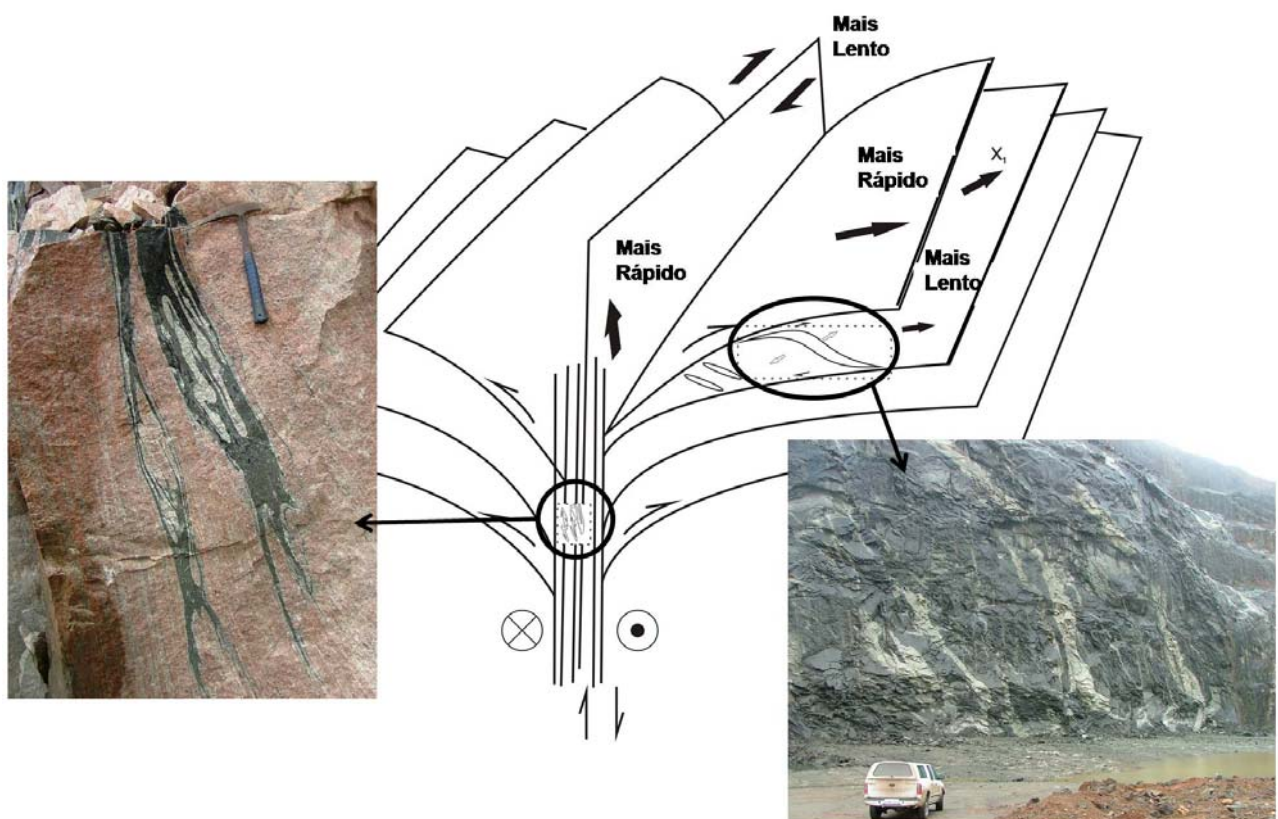


Fig. 87 – Esquema da evolução da estrutura em flor e consequente efeito nas taxas de arrefecimento consoante a posição na estrutura e tipos de associações litológicas. Taxas de arrefecimento muito baixas nas rampas laterais da estrutura permitiram a exumação/arrefecimento lento e formação dos charnockitos isótipos, enquanto na zona central a exumação inicial muito acentuada favoreceu a formação dos blastomilonitos. O fim do processo maioritariamente colisional D₁ para predominância do movimento tangencial D₂ altera as taxas de exumação de modo que na zona central a exumação passa a processar-se muito lentamente e nas rampas laterais torna-se comparativamente um pouco mais elevada.

c) Fontes dos Fluidos

O CO₂ é o fluido mais oxidado do sistema C-O-H e o seu influxo na crosta inferior vindo de fontes profundas tem sido defendido para explicar a formação dos charnockitos (Newton et al., 1980; Janardhan et al., 1982; entre outros), bem como as condições elevadas de fugacidade do oxigénio obtidas nestas rochas (Valley et al., 1990). No entanto, trabalhos como os de Touret (1971), Hollister (1988) e Cesare et al. (2005) têm demonstrado que a redução de Fe³⁺ durante a fusão incongruente de biotite, uma ocorrência comum na crosta inferior, poderia causar oxidação da grafite, gerando, desta forma, CO₂ e globalmente subindo a fO_2 , especialmente se a água for removida do sistema. De facto, muitos autores excluem a possibilidade de haver suficiente influxo de CO₂ na crosta inferior para produzir granulitos, pois, de acordo com Newton et al. (1980) e Lamb & Valley (1984), seriam necessários cerca de 10 a 25% do volume total de rocha afectada e, tal como referido anteriormente, evidências experimentais e teóricas demonstram que o metamorfismo granulítico é desenvolvido fundamentalmente em condições de fluido ausente (Lamb & Valley, 1984, 1985; Valley et al., 1990; Lamb et al., 1991; Stevens & Clemens, 1993). Outra dificuldade da teoria do influxo pervasivo de CO₂ prende-se com o facto de o CO₂ estabelecer ângulos elevados (> 60°) com o quartzo (Brennan & Watson, 1988), o que diminui grandemente a sua capacidade de percolação nas rochas, explicando igualmente por que razão o CO₂ é tão comum nos granulitos. Este trabalho levanta a possibilidade de a abundância de inclusões fluidas de CO₂ se dever sobretudo à concentração dos fluidos menos móveis enquanto a água que estabelece ângulos reduzidos com o quartzo (Brennan & Watson, 1988) e sendo muito mais solúvel nos líquidos graníticos que o CO₂, é preferencialmente removida para os líquidos ascendentes como resultado da manutenção de condições térmicas elevadas anormalmente longas no tempo. Este processo induziria igualmente a subida da fO_2 acima do tampão QFM, tal como determinado para as amostras de charnockito estudadas.

Apesar destas evidências, alguns autores consideram que a reduzida abundância de grafite presente na maior parte das faixas granulíticas é sugestiva de que a fonte de CO₂ não pode ser interna. De facto, as únicas ocorrências de grafite no sector estudado limitam-se às raras amostras de khondalitos. Embora pequenos cristais de grafite possam ser observados por microscopia electrónica de transmissão em rochas que a olho nu se encontram desprovidas de grafite (Ferraris et al., 2004), este fenómeno não é provável para o sector SFSAP: qualquer grafite originalmente

produzida por maturação de materiais biogénicos rapidamente se transformaria em CO₂ assim que as rochas atingissem fugacidades do oxigénio de QFM +1.

Inclusões fluidas ricas em azoto têm sido descritas em vários ambientes geológicos, como em eclogitos (Andersen et al., 1989; Klemd et al., 1992; Fu et al., 2003), sedimentos de baixo grau (Darimont et al., 1988), xenólitos mantélicos (Andersen et al., 1995), diamantes (Larsen et al., 1998) e em vários terrenos migmatíticos e granulíticos (Glassley et al., 1984; Andersen et al., 1989; Herms & Schenk, 1992; Elvevold & Andersen, 1993; Janák et al., 1999; Kitsul et al., 2000). Na Terra, o azoto existe sob a forma de dois estados de oxidação: 0, como componente fundamental da atmosfera e na estrutura cristalina de alguns diamantes (N₂); e -3, como componente da amónia (NH₄⁺), estando presente na biosfera e em minerais silicatados, como os feldspatos, micas ou anfíbulas pela substituição do K⁺ (Andersen et al., 1995). De facto, a transferência da amónia de materiais biogénicos nos sedimentos para os minerais de alto grau resultantes é evidente, se não ocorreu nenhum processo de extracção de azoto. Segundo Andersen et al. (1995), a amónia presente nos minerais potássicos poderia “sobreviver” a fenómenos de subducção, desde que a actividade da água permanecesse alta e a fugacidade do oxigénio baixa. No entanto, este trabalho revela que a Faixa Ribeira experimentou fugacidades do oxigénio elevadas e baixas actividades da água, bem como fusão incongruente de biotite e anfíbola associadas ao metamorfismo granulítico, sugerindo assim que o consumo dos minerais potássicos (portadores de amónia) durante o processo de formação dos granulitos/charnockitos terá produzido a larga maioria do N₂ observado nas inclusões fluidas estudadas.

d) Evolução P-T-Fluido da Faixa Ribeira

As estimativas de temperatura de deposição das grafites no intervalo de 333 a 449 °C e as observações de campo são sugestivas de que terá sido a exumação tardia dos charnockitos sobre os migmatitos a responsável pela remobilização e deposição do CO₂ na zona de contacto que terá originado os khondalitos. Assim, a deposição de grafite é o resultado da redução tardia do CO₂ por mistura de fluidos aquosos e carbónicos nos migmatitos em regime de rápido arrefecimento (Beach & Fyfe, 1972).

O caminho P-T-Fluido tardio terá envolvido arrefecimento e descompressão até aproximadamente 450 °C, tendo sido seguido por uma queda significativa da pressão (marcada pelas temperaturas de deposição da grafite), devido à fracturação tardia da

crosta durante o colapso orogénico. Este fenómeno levou à formação generalizada de inclusões fluidas de baixa densidade por descompressão até profundidades quase superficiais e o influxo de água a temperaturas de 400 – 450 °C e $P < 1$ kbar, tornando o sistema de dominado por fluidos carbónicos para aquo-carbónicos de baixa densidade, explicando a mudança da fugacidade do oxigénio de altamente oxidado para reduzido e as temperaturas de deposição da grafite (333 a 449 °C).

A combinação dos dados obtidos das observações de campo, estimativas da fugacidade do oxigénio, microtermometria de inclusões fluidas e espectroscopia Raman indicam que os fluidos metamórficos da Faixa Ribeira eram predominantemente $\text{CO}_2\text{-N}_2$ durante as condições granulíticas com elevadas fugacidades do oxigénio (QFM +1), seguido de redução tardia da $f\text{O}_2$ induzida pela entrada de água que transformou os fluidos em aquo-carbónicos e progressivamente em aquosos de baixa salinidade. A referida evolução dos fluidos foi a resposta a uma rápida queda de pressão durante o percurso final de retrogradação/exumação da Faixa Ribeira. Os resultados mostram que aos 450 °C as rochas estavam já a profundidades de ~ 3 a 10 km que terá permitido a sua interacção com aquíferos superficiais. Quando a fugacidade do oxigénio baixou o suficiente por mistura de fluidos carbónicos e aquosos, terá ocorrido deposição de grafite.

Embora a formação de charnockitos por influxo de CO_2 seja possível para pequenas ocorrências (Jackson & Santosh, 1992), tal fenómeno não explica a formação dos charnockitos massivos da Faixa Ribeira, pois a infiltração de CO_2 causa apenas fusão incongruente localizada ao longo de estruturas permeáveis (Valley et al., 1983) e nenhuma outra evidência de influxo pervasivo é observada na área em estudo. Por outro lado, tal como referido por Cesare et al. (2005), “a oxidação da grafite pode explicar a geração *in situ* de CO_2 , fazendo com que este tenha um papel de consequência e não de causa para a geração de alguns granulitos e migmatitos”. Os dados obtidos neste trabalho, nomeadamente os de isótopos de carbono, apontam para que o CO_2 presente na área estudada seja o resultado da mistura de fluidos da desvolatilização proximal dos carbonatos da Unidade São Joaquim e do provável processo de geração interna de CO_2 por oxidação de grafite e sua concentração por remoção de água para os líquidos magmáticos ascendentes durante condições térmicas elevadas que se estenderam por quase 100 Ma.

EVOLUÇÃO GEODINÂMICA

Trabalhos recentes noutros sectores da Faixa Ribeira (Heilbron & Machado, 2003) sugerem a presença de um evento deformacional anterior a D_1 que corresponderia à instalação precoce de *nappes* durante os primeiros eventos colisionais. Na área em estudo não existem evidências estruturais deste evento (aqui denominado D_0) mas tem sido sugerido que a colisão se tenha iniciado por volta dos 630 – 610 Ma (Machado et al., 1996; Heilbron & Machado, 2003).

Os estudos estruturais combinados com os resultados termocronológicos sugerem que a fase deformacional D_1 será responsável pela exumação da maioria dos migmatitos e blastomilonitos, enquanto a maioria dos charnockitos foram mantidos em profundidade (e altas temperaturas) e exumados lentamente ao longo das rampas laterais da estrutura em flor assimétrica. A imbricação tectónica, associada a partição da deformação, produz uma exumação heterogénea: enquanto no eixo central do CAPP a exumação e ascensão dos blastomilonitos é rápida e causa grande retrogradação das litologias, nos ramos laterais o processo de exumação é mais lento por causa do pequeno ângulo dos cavalgamentos (5 a 10°). Essa característica geométrica produz forte retrogradação apenas nos bordos dos charnockitos, enquanto os núcleos dos batólitos (que funcionam como *mega-boudins*) permanecem praticamente indeformados e com a paragénese granulítica preservada. Outra característica deste estilo de exumação é a presença de cisalhamentos direitos ao longo de superfícies de deformação discretas que exibem partição da deformação, incluindo corredores de elevada deformação que separam blocos quase completamente preservados, como pode ser visto na Pedreira do Itereré em que rochas lado a lado apresentam idades Sm-Nd com uma diferença de 40 Ma.

Os novos dados estruturais e geotermobarométricos sugerem que a actividade do CAPP terá começado numa fase precoce da evolução geodinâmica da Faixa Ribeira. Como os blastomilonitos apresentam estimativas de temperatura ~ 800 °C (com o geotermómetro de Holland & Blundy, 1994) deve ser assumido que estas rochas foram retrogradadas pelo CAPP quando este segmento crustal ainda sustentava temperaturas muito elevadas. Resultados geotermobarométricos previamente obtidos na área de Santo António de Pádua são semelhantes com os agora apresentados, sugerindo que o início da actividade do CAPP terá ocorrido a $T > 750$ °C (Porcher et al., 1995; Bascou et al., 2002; Egydio-Silva et al. 2002). Estes dados são compatíveis com as idades obtidas por Machado et al. (1996) que constrangeram a actividade do

CAPP entre os 600 e os 550 Ma. A exumação precoce de alguns metatexitos (idade Sm-Nd de ~ 550 Ma) sugere que o CAPP poderá ter funcionado inicialmente como um sistema de cavalgamentos, podendo-se constatar a actividade inicial do sistema deformacional entre 575 e 550 Ma.

As idades Sm-Nd mais recentes, por sua vez, sugerem que a exumação desses mesmos litótipos pelo CAPP ter-se-á processado durante o período transpressional que poderá ter durado por quase 100 Ma.

A mega-estrutura do CAPP terá sido responsável numa primeira fase pela exumação das rochas mais profundas através da geração de um sistema de cavalgamentos, correspondentes à fase principal da colisão, tendo provavelmente gerado uma estrutura em flor simétrica, da qual não existem vestígios. As evidências deste período deformacional precoce terão sido quase totalmente obliteradas pelo muito mais importante cisalhamento direito (D_2) que se seguiu.

Os dados termocronológicos e as observações estruturais para a fase de deformação D_2 suportam a existência de um longo período transpressivo direito que terá durado, pelo menos, desde o pico metamórfico (~ 565 Ma) até há exumação de alguns charnockitos (há cerca de 480 Ma) na fase de deformação D_3 , associada à instalação tardia de granitos e pegmatitos, bem como ao relaxamento térmico global associado à abertura das descontinuidades sub-horizontais D_{3b} .

Em suma, o modelo geodinâmico proposto para a área em estudo envolve um período de ~ 45 Ma de encurtamento aproximadamente ortogonal, entre 610 e 565 Ma, altura em que se desenvolveu o sistema de cavalgamentos da estrutura em flor D_1 e o pico metamórfico foi atingido. Quando o encurtamento ortogonal se tornou reologicamente impossível porque as rochas não conseguiam absorver mais deformação, o regime transpressivo direito D_2 tornou-se a fase deformacional dominante, pouco tempo após o metamorfismo granulítico ($T \sim 800 \text{ }^\circ\text{C}$). Esta mudança cinemática associada às paleo-morfologias dos Crátons de São Francisco e Congo terá produzido a actual estrutura em flor assimétrica com ramo SE mais desenvolvido. O posicionamento dentro da estrutura em flor terá sido responsável pela lenta exumação nos ramos laterais, podendo ter durado 80 a 100 Ma. Quando este regime transpressivo de longa duração associado a colapso gravítico/erosivo do orógeno cessou (há 510 – 480 Ma), terá ocorrido relaxamento termo-tectónico com abertura das falhas D_3 que possibilitaram a instalação dos granitos e pegmatitos tardios.

CONSIDERAÇÕES FINAIS E TRABALHOS FUTUROS

A integração dos diferentes resultados obtidos pelas diversas metodologias utilizadas nesta dissertação possibilita a contextualização quantitativa da evolução geodinâmica da Faixa Ribeira numa sequência de eventos que se pode discriminar desde o início do Ciclo Brasileiro, há ~ 1.0 Ga, até às últimas etapas da consolidação do paleo-continente Gondwana Ocidental, já no período Ordovícico.

a) Período Pré-Orogénico:

Após a fragmentação do paleo-continente Rodinia (Trompette, 2000) e abertura do paleo-oceano Adamastor (> 0.8 Ga; Pedrosa Soares et al., 2001) terá ocorrido sedimentação nas margens passivas dos Crátons de São Francisco e Congo Ocidental de sedimentos de rochas de idade transamazónica/eburneana e possivelmente de idade mesoproterozóica. A idade dos sedimentos depositados nas bacias Ribeira/Araçuaí e Congo Ocidental, bem como a sua proximidade, sugere a contribuição dos Crátons de São Francisco e Congo Ocidental (Kröner & Cordani, 2003).

b) Período Colisional (D_0) – Pico Metamórfico (D_1 - M_1):

Há cerca de 630 – 610 Ma terá começado a colisão continental com carreamento de nappes (D_0) com vergência para o Cráton de São Francisco (Heilbron & Machado, 2003), tendo resultado em sobresspessamento crustal com encurtamento aproximadamente ortogonal durante um período de ~ 45 Ma e geração da estrutura em flor D_1 . Concomitantemente, deu-se a passagem de condições de fácies anfíbolítica para condições de pico metamórfico granulítico de 800-900 °C e 8-9 kbar com abundante migmatização/desidratação das rochas supracrustais e geração de granitóides do tipo S e ortognaisses há ~ 565 Ma. A compressão do orógeno associada à actividade cavalgante da estrutura em flor terá permitido, pouco tempo após o estabelecimento do pico metamórfico, a exumação preferencial de alguns migmatitos e blastomilonitos com taxas de arrefecimento de 3 – 10 °C / Ma na zona central, exumando muito lentamente (~ 1 °C / Ma) as rampas laterais com ângulos de cavalgamento de 5 a 10°.

c) Período Transpressivo (D₂-M₂):

Pouco tempo após o estabelecimento das condições de pico metamórfico, o encurtamento ortogonal do orógeno ter-se-á tornado reologicamente impossível, o que associado à obliquidade da convergência entre os dois crátons, num regime transpressivo, terá originado os grandes desligamentos direitos D₂ e a estrutura em flor assimétrica.

A prevalência da cinemática tangencial associada à anomalia térmica causada por fenómenos de *upwelling* da astenosfera e *underplating*, bem como por isolamento térmico do orógeno providenciado pela abundante granitogénese (iniciada por volta de 580 – 560 Ma), permitiu a exumação/arrefecimento lento dos níveis crustais inferiores e manutenção de temperaturas superiores a 650 °C durante quase 100 Ma.

Durante este processo, o contínuo metamorfismo de alto grau transformou as rochas granitóides dos níveis crustais inferiores em ortognaisses e, à medida que a desidratação aumentava (com remoção da água e concentração do CO₂ e N₂) por fusão incongruente dos minerais hidratados, formaram-se os charnockitos em condições de elevada fugacidade do oxigénio (~ QFM +1).

Durante este longo período (~ 570 a 510 – 480 Ma), os migmatitos e blastomilonitos arrefeceram com $\Delta T = -200$ a -350 °C e $\Delta P = -2$ a -2.5 kbar, para condições de T ~ 500 °C e P ~ 5 kbar com acréscimo substancial da actividade da água, enquanto os charnockitos e diatexitos, permanecendo em níveis inferiores da crosta terão sofrido um período de arrefecimento aproximadamente isobárico para condições de T = 700 – 750 °C e P ~ 8 kbar.

d) Período Pós-Orogénico (D₃):

Após o longo período transpressivo que terá durado até há 510 – 480 Ma, terá ocorrido relaxamento termo-tectónico associado ao colapso gravítico do orógeno, originando a abertura das falhas D₃ que possibilitaram a instalação dos granitos e pegmatitos tardios em regime extensional, relacionada com a abertura intra-cratónica ordovícica da Bacia do Paraná – Etendeka (Marsh et al., 2001).

Neste período, as taxas de arrefecimento aumentaram drasticamente por sobreposição de rochas mais frias ou por exumação mais rápida com os charnockitos e diatexitos a sustentarem $\Delta T = -100$ a -200 °C e $\Delta P = -1$ a -3 kbar para T ~ 500 °C e P ~ 5 kbar e posteriormente com queda brusca da pressão para níveis superficiais (T = 400 – 450 °C e P < 1 kbar). O gradiente térmico terá promovido a interacção com

aquíferos superficiais (3 a 10 km de profundidade) e mistura dos fluidos carbónicos e aquosos, tornando o sistema de dominado por fluidos carbónicos para aquo-carbónicos de baixa densidade e progressivamente em aquosos de baixa salinidade. A interacção entre fluidos, associada ao rápido arrefecimento do sistema, provocou a redução da fO_2 (\sim QFM -1) e levou à deposição de grafite nas zonas de contacto entre charnockitos e migmatitos.

Durante o percurso final de exumação da Faixa Ribeira, o arrefecimento foi rápido, registando-se para os charnockitos a passagem de $T \sim 700$ °C para $T \sim 100$ °C em cerca de 15 a 45 Ma (15 a 40 °C / Ma).

e) Conclusões:

Ficou patente ao longo deste trabalho que a evolução termocronológica da zona central da Faixa Ribeira sugere a existência de um período anormalmente longo com manutenção de elevado fluxo térmico que terá condicionado tanto a evolução das condições físicas (T , P , fO_2 , a_{H_2O}) deste segmento crustal como a geração das diversas feições petrológicas e geoquímicas que destas dependem.

Outros autores, de forma diferente da agora apresentada, obtiveram resultados que sugerem que outras orogenias com charnockitos apresentam de facto taxas de exumação/arrefecimento muito baixas. Miller et al. (1996) que trabalharam no Terreno Granulítico do sul da Índia utilizaram dados seus e de vários outros autores das faixas móveis Panafricanas do Gondwana Oriental (Madagáscar, Antártida, Tanzânia, Sri Lanka e Eastern Ghats Belt (Índia)) para verificar que a região apresentou um pico metamórfico global por volta dos 550 – 590 Ma e que por volta dos 500 – 400 Ma se apresentava ainda a arrefecer. Outros autores, utilizando métodos termocronológicos baseados nas idades U-Pb de diferentes minerais (zircão, monazite, rútilo, allanite e esfena) chegaram a valores de 3 °C / Ma para o arrefecimento da Orogenia Grenviliana após o pico metamórfico no Eastern Ghats Belt (Mezger & Cosca, 1999), e 1 – 2 °C / Ma, 1 – 4 °C / Ma, e 2 – 5 °C / Ma para as faixas Panafricanas de Madagáscar (Ashwal et al., 1999), Faixa Moçambicana do norte da Tanzânia (Möller et al., 1995) e Faixa Granulítica do este da Tanzânia (Möller et al., 2000), respectivamente.

Segundo Mezger et al. (1991) e Mezger et al. (1993), taxas de arrefecimento baixas, na ordem dos 2 a 5 °C / Ma, são típicas de terrenos de alto grau, mesmo os que não contêm charnockitos (como o Reynolds Range no norte da Austrália; Vry &

Baker., 2006), e corresponderão ao longo reajustamento térmico dos níveis crustais inferiores ao *uplift* pós-orogénico quando a exumação é principalmente controlada pela erosão. No entanto, no caso dos charnockitos da Faixa Ribeira, 3 °C / Ma é a taxa de exumação global, estimando-se que inicialmente (durante 50 a 90 Ma) o arrefecimento tenha sido praticamente inexistente (~ 1 °C / Ma), com manutenção da temperatura acima dos 650 °C.

Como explicar a preservação de temperaturas elevadas durante períodos tão longos? A resposta para este problema poderá estar no Modelo de Tectónica de Extrusão de Thompson et al. (1997) no qual estes autores sugerem que o estilo de convergência da colisão continental influencia a taxa de exumação do orógeno e, conseqüentemente, o tipo de rochas que se formam. Segundo estes autores a taxa de obliquidade da convergência entre dois continentes (ou crátons) influencia a razão entre cisalhamento puro e simples, sendo que nas colisões *wrench-dominated* em que o ângulo de obliquidade é baixo ($\alpha \leq 10^\circ$), como presente na Faixa Ribeira, o transporte horizontal é usualmente longo, bem como os períodos de aquecimento, promovendo a formação de granulitos em detrimento das colisões aproximadamente frontais ou ortogonais ($\alpha \sim 90^\circ$) em que a exumação é rápida e sem grande aquecimento, promovendo a formação de xistos azuis ou mesmo eclogitos. Este modelo foi utilizado para explicar a rápida exumação (500 °C / Ma) de *nappes* colisionais (com fragmentos do manto) na orogenia Alpina da cadeia Bética no SE de Espanha (Zeck, 2004).

De facto, comprovou-se no passado ser impossível preservar complexos de alta pressão em orógenos nos quais as taxas de exumação são baixas (Sautter & Harte, 1990; Steltenpohl et al., 1993), sendo comum encontrar eclogitos e xistos azuis retrogradados (Hsü, 1991). Segundo Ernst (2006), a preservação dos complexos de alta pressão só se dá em orogenias que têm o ciclo de metamorfismo prógrado e retrógrado completo em períodos inferiores a 20 Ma, como nos casos dos Alpes Ocidentais (taxa de exumação de 20 a 24 mm/a; Gebauer et al., 1997) com taxas de arrefecimento na ordem dos 85 a 1000 °C / Ma; os Alpes Orientais (taxa de exumação de 40 mm/a; Faryad & Chakraborty, 2005) com taxas de arrefecimento na ordem dos 100 a 260 °C / Ma; a Western Gneiss Region, na costa da Noruega (taxa de exumação de 8 a 12 mm/a; Terry et al., 2000); o Maciço da Boémia (Europa Central) cujas taxas de exumação se compreendem na ordem dos 10mm/a (Massone & O'Brien, 2003); o terreno Dabie Sulu na zona centro-este da China (taxa de exumação de 6 a 8 mm/a;

Hacker et al., 2000; Ayers et al., 2002) com taxas de arrefecimento de 40 °C / Ma (Li et al., 2000); o Maciço Kokchetav no norte do Casaquistão (taxa de exumação de 18 mm/a; Hacker et al., 2003); e o norte do Paquistão (taxa de exumação de 23 a 45 mm/a; Parrish et al., 2003).

Embora este argumento seja convincente e intuitivo, não é credível que este seja o único mecanismo relevante para a formação de charnockitos à escala global, pois dificilmente alguma colisão será puramente frontal. A maioria das colisões é oblíqua, o que implicaria a existência de um número muito maior de orógenos com charnockitos.

Modelos recentes para a dinâmica das fronteiras convergentes (Gibson & Ireland, 1995; Valle Aguado et al., 2005) sugerem que as colisões continentais podem ser seguidas de extensão e adelgaçamento por soerguimento da astenosfera, propiciando as condições necessárias para o aquecimento prolongado destas rochas se a sua exumação for prolongada no tempo por efeito do estilo colisional. Sugere-se assim, que a combinação destes dois factores tenha sido responsável pela manutenção da anomalia térmica na Faixa Ribeira até ao colapso do orógeno por relaxamento termo-tectónico, associado ao fim da extensão por soerguimento da astenosfera.

Porquê a concentração de charnockitos nas faixas orogénicas formadas na aglutinação do paleo-continente Gondwana? Um trabalho recente de Veevers (2007) sugere que a geração de rochas alcalinas nas faixas móveis neoproterozóicas do paleo-continente Gondwana estará relacionada com extensão pós-colisional associada à colisão oblíqua entre os crátons Avalonia-Cadomia e África Ocidental e da subducção do paleo-oceano Pacífico sob a Antártida no período de 650 a 490 Ma.

Sugere-se assim, que no caso das orogenias em que se verificam os factores atrás mencionados – colisão continental oblíqua com extensão pós-colisional – as taxas de arrefecimento predominantes nos níveis crustais inferiores sejam muito baixas, possibilitando a geração de charnockitos.

Desta forma, considera-se necessário estudar, recorrendo a técnicas similares às empregues nesta dissertação, a evolução geodinâmica das faixas granulíticas noutras partes do mundo até ser possível estabelecer um padrão mais definido que permita com toda a segurança constituir um modelo de geração destas rochas e, desta forma, compreender a dinâmica da crosta inferior e sua interacção com os domínios superficiais da astenosfera ao longo dos diferentes períodos da evolução da Terra.

BIBLIOGRAFIA

- Alkmin, F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A., Peres, G., Cruz, S., Whittington, A., 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149, 43-64.
- Allègre, C. J., Ben Othman, D., 1980. Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis. *Nature*, 286, 335-342.
- Almeida, F., 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 4, 349 – 364.
- Almeida, F., Hasui, Y., Carneiro, C., 1975. O Lineamento de Além Paraíba. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 47, 3-4, 575.
- Almeida, F., Hasui, Y., Brito Neves, B., Fuck, R., 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17, 1-29.
- Amaral, G., Cordani, U. G., Kawashita, K., Reynolds, J., 1966. Potassium-Argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 30, 2, 159-168.
- Andersen, D., Lindsley, D. H., 1988. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, 73, 714-726.
- Andersen, T., Austrheim, H., Burke, E., Elvevold, S., 1993. N₂ and CO₂ in deep crustal fluids: evidence from the Caledonides of Norway. *Chemical Geology*, 108, 113-132.
- Andersen, T., Burke, E. A. J., Austrheim, H., 1989. Nitrogen-bearing, aqueous fluid inclusions in some eclogites from the Western Gneiss Region of the Norwegian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103, 153-165.
- Andersen, T., Burke, E. A. J., Neumann, E.-R., 1995. Nitrogen-rich fluid in the upper mantle: fluid inclusions in spinel dunite from Lanzarote, Canary Islands. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120, 20-28.
- Archer, D., 1992. Thermodynamic Properties of the NaCl + H₂O System II. Thermodynamic Properties of NaCl (aq), NaCl-2H₂O (cr) and Phase Equilibria. *Journal of Physical Chemistry Reference Data*, 28, 1-17.
- Ashwal, L., Tucker, R., Kinner, E., 1999. Slow cooling of deep crustal granulites and Pb-loss in zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 18, 2839-2851.
- Ayers, J., Dunkle, S., Gao, S., Miller, C., 2002. Constraints on timing of peak and retrograde metamorphism in the Dabie Shan Ultrahigh-Pressure Metamorphic Belt, east-central China, using U-Th-Pb dating of zircon and monazite. *Chemical geology*, 186, 315-331.
- Bakker, R., 1997. Clathrates: computer programs to calculate fluid inclusion V-X properties using clathrate melting temperatures. *Computers & Geosciences*, 23, 1, 1-18.
- Bakker, R.J., 2003. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. *Chemical Geology*, 194, 3-23.
- Bascou, J., 2002. Relações entre microestruturas, mecanismos de deformação e propriedades físicas anisotrópicas em rochas de alto grau de metamorfismo: estudo de alguns eclogitos e granulitos. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo, 193.
- Bascou, J., Raposo, M. I. B., Vauchez, A., Egydio-Silva, M., 2002. Titanohematite lattice preferred orientation and magnetic anisotropy in high-temperature mylonites. *Earth and Planetary Science Letters*, 198, 77-92.
- Basei, M., Siga Jr., O., Sato, K., Sproesser, W., 1995. A Metodologia U-Pb na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67, 2, 221-237.
- Batista, J., 1984. Caracterização dos processos geológico-evolutivos Precambrianos na região de São Fidelis, N do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo, 168.

- Beach, A., Fyfe, W. S., 1972. Fluid transport and shear zones at Scourie, Sutherland: evidence of overthrusting? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 36, 175-180.
- Ben Othman, D., Polvé, M., Allégre, C., 1984. Nd-Sr isotopic composition of granulites and constrains on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, 307, 510-515.
- Berman, R., 1991. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. *Canadian Mineralogist*, 29, 833-855.
- Berman, R., Aranovich, I., 1996. Optimized standard state and solution properties of minerals. I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 1-24.
- Bento dos Santos, T., Munhá, J., Tassinari, C., Dias Neto, C., 2005. Geotermobarometria de rochas metamórficas na região de São Fidelis, SE Brasil. VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 1, 95 – 100.
- Bento dos Santos, T., Munhá, J., Tassinari, C., Dias Neto, C., Fonseca, P., 2006. Petrologia, Geoquímica e Geocronologia de Granulitos no sector São Fidelis – Santo António de Pádua, RJ, SE Brasil. VII Congresso Nacional de Geologia, 1, 241-244.
- Bento dos Santos, T., Munhá, J., Tassinari, C., Fonseca, P., Dias Neto, C., 2007a. Thermochronological evidence for long-term elevated geothermal gradients in Ribeira Belt, SE Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 15, Sup. 1, A79.
- Bento dos Santos, T., Munhá, J., Tassinari, C., Noronha, F., Guedes, A., Fonseca, P., Dias Neto, C., Dória, A., 2007b. Oxygen fugacity and CO₂-N₂ fluid inclusions as remnants of fluid and geodynamic evolution of Ribeira Fold Belt, SE Brazil. 19th Biennial Conference of European Current Research on Fluid Inclusions, 168.
- Bento dos Santos, T., Munhá, J., Tassinari, C., Fonseca, P., Dias Neto, C., 2007c. Granulite Geochemistry of the São Fidelis region, Central Ribeira Fold Belt, Rio de Janeiro State, SE Brazil. XI Congresso Brasileiro de Geoquímica, 56-59.
- Bento dos Santos, T., Munhá, J., Tassinari, C., Fonseca, P., Dias Neto, C., 2008a. Metamorphic evolution of Central Ribeira Belt (SE Brazil) based on pseudosections and P-T-t paths. *Geophysical Research Abstracts*, 10, EGU2008-A-00262.
- Bento dos Santos, T., Fonseca, P., Munhá, J., Tassinari, C., Dias Neto, C., 2008b. Structural and thermochronological constrains on the tectonic evolution of Ribeira Belt, SE Brazil. *Geophysical Research Abstracts*, 10, EGU2008-A-00261.
- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J. N., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 859-871.
- Black, L., McCulloch, M., 1987. Evidence for isotopic equilibration of Sm-Nd whole-rock systems in early Archaean crust of Enderby Land, Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 82, 15-24.
- Bodnar, R., Vityk, M., 1994. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. In: Vivo, B., Frezzotti, M. (eds) *Fluid Inclusions in minerals Short Course*. Siena, 117-130.
- Brennan, J. M., Watson, E. B., 1988. Fluids in the Lithosphere. 2. Experimental constraints on CO₂ transport in dunite and quartzite at elevated P-T conditions with implication for mantle and crustal decarbonation processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 91, 141-158.
- Brito Neves, B. B., Cordani, U. G., 1991. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 33, 23-40.
- Brown, P. E., Lamb, W. M., 1986. Mixing of H₂O-CO₂ in fluid inclusions: geobarometry and Archaean gold deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 847-852.
- Brown, P. E., Lamb, W. M., 1989. P-V-T properties of fluids in the system H₂O ± CO₂ ± NaCl: new graphical presentations and implications for fluid inclusions studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 1209-1221.

- Brueckner, H. K., Cunningham, D., Alkmin, F. F., Marshak, S., 2000. Tectonic implications of Precambrian Sm-Nd dates from the southern São Francisco craton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brazil. *Precambrian Research*, 99, 255-269.
- Buddington, A. F., Lindsley, D. H., 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5, 310-357.
- Burton, K., O'Nions, R., 1990. The timing of mineral growth across regional metamorphic sequence. *Nature*, 357, 235-238.
- Campanha, G., 1981. O Lineamento de Além Paraíba na área de Três Rios. *Revista Brasileira de Geociências*, 11, 3, 159-171.
- Campanha, G., Basei, M., Tassinari, C., Nutman, A., Faleiros, F., in press. Constraining the age of the Iporanga Formation with SHRIMP U-Pb zircon: implications for possible Ediacaran glaciation in the Ribeira Belt, SE Brazil. *Gondwana Research*, 2008.
- Campos Neto, M. C., 2000. Orogenic systems from Southwestern-Gondwana: an approach to Brasileiro - Pan-Africano Cycle and collage in Southeastern Brazil. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz-Filho, A., Campos, D. A. (eds) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 335-365.
- 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.
- Carneiro, J., Anísio, L., Dayan, H., 1996. Caracterização petrográfica e metamórfica de um segmento da zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul nas cercanias de Além Paraíba, MG. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, 354-356.
- Carreras, J., 2001. Zooming on Northern Cap de Creus shear zones. *Journal of Structural Geology*, 23, 1457-1486.
- Cesare, B., Meli, S., Nodari, L., Russo, U., 2005. Fe³⁺ reduction during biotite melting in graphitic metapelites: another origin of CO₂ in granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149, 129-140.
- Chakraborty, S., Ganguly, J., 1992. Cation diffusion in aluminosilicate garnets – experimental determination in spessartine-almandine diffusion couples, evaluation of effective binary diffusion coefficients, and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 74-86.
- Cherniak, D. J., Hanchar, J., Watson, E., 1997. Diffusion of tetravalent cations in zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127, 383-390.
- Clift, P., Dewey, J., Draut, A., Chew, D., Mange, M., Ryan, P., 2004. Rapid tectonic exhumation, detachment faulting and orogenic collapse in the Caledonides of Western Ireland. *Tectonophysics*, 384, 1-4, 91-113.
- Collerson, K. D., Fryer, B. J., 1978. The role of fluids in the formation and subsequent development of early continental crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 67, 151-167.
- Cooray, P. G., 1969. Charnockites as metamorphic rocks. *American Journal of Science*, 267, 969-982.
- Cordani, U. G., 1971. Síntese da geocronologia Pré-Cambriana da região costeira atlântica meridional da América do Sul. XXV Congresso Brasileiro de Geologia, 179-180.
- Cordani U. G., Delhal J., Ledent D., 1973. Orogeneses superposées dans le Précambrien du Brésil sud-oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Revista Brasileira de Geociências*, 3, 1-22.
- Corrêa Neto, A., Dayan, H., Valença, J., 1994. Intrusões sintectônicas em ambientes transpressivos: o exemplo do Plutonito Sapucaia na zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul. XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1, 160-161.
- Crawford, M. L., Hollister, L. S., 1986. Metamorphic fluids: the evidence from fluid inclusions. In: Walther, J. V., Wood, B. J. (eds.) *Fluid rock interaction during metamorphism*. Springer, New York, 1-35.
- Cunningham, D., Alkmin, F., Marshak, S., 1998. A structural transect across the coastal mobile belt in the Brazilian Highlands (latitude 20°S): the roots of a Precambrian transpressional orogen. *Precambrian Research*, 92, 251-275.

- Cygan, R., Lasaga, A., 1985. Self-diffusion of magnesium in garnet at 750° to 900°C. *American Journal of Science*, 285, 328-350.
- Darimont, A, Burke, E. A. J., Touret, J., 1988. Nitrogen-rich metamorphic fluids in Devonian metasediments from Bastogne, Belgium. *Bulletin of Mineralogy*, 111, 321-330.
- Dehler, N. M., Machado, R., 1998. Análise geométrica e cinemática das rochas metassedimentares da região de Ijaci, Sul de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 28, 4, 413-418.
- Dehler, N. M., Machado, R., Fassbinder, E., 2007. Shear structures in the Serra do Azeite shear zone, southeastern Brazil: Transtensional deformation during regional transpression in the central Mantiqueira province (Ribeira belt). *Journal of South American Earth Sciences*, 23, 176-192.
- DePaolo, D. J., 1980. Crustal growth and mantle evolution: inferences from models of element transport of Nd and Sr isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 1185-1196.
- DePaolo, D. J., 1981. Nd isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291, 193-196.
- DePaolo, D. J., Wasserburg, G., 1976. Nd isotope variations and petrogenetics models. *Geophysical Research Letters*, 3, 249-252.
- De La Roche, H. J. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 Diagram and major element analyses – Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.
- Dias Neto, C., 2001. Evolução tectono-termal do complexo costeiro faixa de dobramentos Ribeira em São Paulo. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 160.
- Dias Neto, C., Fonseca, P., Munhá, J., Egydio-Silva, M., Ribeiro, A., 2006. The flower structure in the Costeiro Complex (Ribeira Belt), São Sebastião (São Paulo, Brazil). *Cadernos do Laboratório Xeológico de Laxe*, 31, 105-126.
- Dobmeier, C., Raith, M., 2000. On the origin of “arrested” charnockitization in the Chilka Lake area, Eastern Ghats Belt, India: a reappraisal. *Geological Magazine*, 137, 1, 27-37.
- Dodson, M. H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40, 3, 259-274.
- DRM-RJ, 1978. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folhas Rio de Janeiro – Vitória – Iguapé (Escala: 1/1.000.000).
- DRM-RJ, 1982. Projecto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro – Folhas Santo António de Pádua, São Fidelis, Cambuci e Italva (Escala 1/50.000).
- Duan, Z., Moller, N., Weare, J. H., 1992. An equation of state for the CH₄-CO₂-H₂O system: I. Pure systems from 0 to 1000°C and 0 to 8000 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 2605-2617.
- Duan, Z., Moller, N., Weare, J. H., 1996. A general equation of state for supercritical fluid mixtures and molecular dynamics simulation of mixture PVTX properties. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 1209-1216.
- Ebert, H. D., Chemale, F., Babinski, M., Artur, A., Van Schmus, W. R., 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, 2, 688-699.
- Ebert, H. D., Hasui, Y., 1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of south-east Brazil. In: Holdsworth, R. E., Strachan, R. A., Dewey, J. F. (eds) *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, 135, 231-252.
- Eckert, J., Newton, R. C., Kleppa, O., 1991. The ΔH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. *American Mineralogist*, 76, 148-160.
- Egydio-Silva, M., Vauchez, A., Bascou, J., Hippertt, J., 2002. High-temperature deformation in the Neoproterozoic transpressional Ribeira belt, southeast Brazil. *Tectonophysics*, 352, 203-224.

- Egydio-Silva, M., Vauchez, A., Raposo, M., Bascou, J., Uhlein, A., 2005. Deformation regime variations in an arcuate transpressional orogen (Ribeira Belt, SE Brazil) imaged by anisotropy of magnetic susceptibility in granulites. *Journal of Structural Geology*, 27, 1750-1764.
- Ehlers, K., Powell, R., Stuwe, K., 1994. The determination of cooling rate histories from garnet-biotite equilibrium. *American Mineralogist*, 79, 737-744.
- Ellis, D. J., 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.
- Elvevold, S., Andersen, T., 1993. Fluid evolution during metamorphism at increasing pressure: carbonic- and nitrogen-bearing fluid inclusions in granulites from Oksfjord, north Norwegian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114, 236-246.
- Ernst, W. G., 2006. Preservation/exhumation of ultrahigh-pressure subduction complexes. *Lithos*, 92, 321-335.
- Faryad, S. W., Chakraborty, S., 2005. Duration of Eo-Alpine metamorphic events obtained from multicomponent diffusion modelling of garnet: a case study from the Eastern Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150, 306-318.
- Faure, G., 1977. *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, New York, 589.
- Ferraris, C., Groberty, B., Fruh-Green, G. L., Wessicken, R., 2004. Intergrowth of graphite within phlogopite from Finero ultramafic complex (Italian Western Alps): implications for mantle crystallization of primary-texture mica. *European Journal of Mineralogy*, 16, 899-908.
- Ferry, J. M., Spear, F. S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 113-117.
- Figueiredo, M., Campos Neto, M. C., 1989. Geochemistry of charnockitic rocks from Northern Rio de Janeiro State: transition from amphibolites to granulite facies. XXVIII International geological Congress, 1, 485-485.
- Fitzsimons, I., Matthey, D., 1994. Carbon isotope constraints on volatile mixing and melt transport in granulite-facies migmatites. *Earth and Planetary Science Letters*, 134, 319-328.
- Flowers, G. C., 1979. Correction of Holloway's (1977) adaptation of the modified Redlich-Kwong equation of state for calculation of the fugacities of molecular species in supercritical fluids of geologic interest. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 315-318.
- Förster, H., Tischendorf, G., Trumbull, R., 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, 40, 261-293.
- French, B. M., 1966. Some geological implications of equilibrium between graphite and C-O-H gas phase at high temperatures and pressures. *Revisions on Geophysics*, 4, 223-253.
- Frost, B., Frost, C., 1987. CO₂ melts and granulite metamorphism. *Nature*, 327, 503-506.
- Frost, B., Frost, C., 2008. On charnockites. *Gondwana Research*, 13, 30-44.
- Frost, B., Frost, C., Hulsebosch, T., Swapp, S., 2000. Origin of the Charnockites of the Louis Lake Batholith, Wind River Range, Wyoming. *Journal of Petrology*, 41, 12, 1759-1776.
- Frost, B., Lindsley, D., 1991. Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. In: Lindsley, D. (eds) *Oxide Minerals: petrologic and magnetic significance*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 25, 433-468.
- Fu, B., Touret, J. L. R., Zheng, Y.-F., 2003. Remnants of premetamorphic fluid and oxygen isotopic signatures in eclogites and garnet clinopyroxenite from the Dabie-Sulu terranes, eastern China. *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 561-578.
- Fyfe, W. S., 1973. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A273, 457-461.
- Ganguly, J., Cheng, W., Chakraborty, S., 1998. Cation diffusion in aluminosilicate garnets: experimental determination in pyrope-almandine diffusion couples. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131, 171-180.

- Gebauer, D., Schertl, H., Brix, M., Schreyer, W., 1997. 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. *Lithos*, 41, 5-24.
- Ghent, E. D., Stout, M. Z., 1984. TiO₂ activity in metamorphosed pelitic and basic rocks: principles and applications to metamorphism in southeastern Canadian Cordillera. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 248-255.
- Gibson, G., Ireland, T., 1995. Granulite formation during continental extension in Fiordland. *Nature*, 375, 479-482.
- Glassley, W. E., 1983. Deep crustal carbonates as CO₂ fluid sources: evidence from metasomatic reaction zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84, 15-24.
- Glassley, W. E., Bridgwater, D., Konnerup-Madsen, J., 1984. Nitrogen in fluids effecting regression of granulite-facies gneisses: a debatable mantle connection. *Earth and Planetary Science Letters*, 70, 417-425.
- 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.
- Grossi Sad, J. H., Dutra, C. V., 1988. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group, Rio de Janeiro State, Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, 2, 2, 143-165.
- Hacker, B., Calvert, A., Zhang, R., Ernst, W. G., Liou, J., 2003. Ultra-rapid exhumation of ultrahigh pressure diamond-bearing metasedimentary and meta-igneous rocks of the Kokchetav Massif. *Lithos*, 70, 61-75.
- Hacker, B., Ratschbacher, L., Webb, L., McWilliams, M., Ireland, T., Calvert, A., Dong, S., Wenk, H., Chateigner, D., 2000. Exhumation of ultrahigh-pressure continental crust in the east central China: Late Triassic-Early Jurassic tectonic unroofing. *Journal of Geophysical Research*, 105, 13339-13364.
- Hackspacher, P., Dantas, E., Godoy, A., Oliveira, M., Fetter, A., Van Schmus, W., 1999. Considerations about the evolution of the Ribeira Belt in the São Paulo State – Brazil, from U/Pb geochronology in metavolcanic rocks of the São Roque Group. II South American Symposium on Isotope Geology, 310-313.
- Hackspacher, P., Dantas, E., Spoladore, A., Fetter, A., Oliveira, M., 2000. Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil: New geochronological and geochemical constrains from the São Roque – Açungui Group. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 1, 110-114.
- Hackspacher, P., Juliani, C., Fetter, A., Dantas, E., 2001. Evolution of the Central Ribeira Belt, Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, 4, 4, 2001.
- Hansen, E. C., Janardhan, A., Newton, R., Prame, W., Ravindra Kumar, G., 1987. Arrested charnockite formation in southern India and Sri Lanka. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96, 225-244.
- Harlov, D. E., 1992. Comparative oxygen barometry in granulites, Bamble Sector, SE Norway. *Journal of Geology*, 100, 447-464.
- Harlov, D. E., Hansen, E. C., Bigler, C., 1998. Petrologic evidence for K-feldspar metasomatism in granulite facies rocks. *Chemical Geology*, 151, 373-386.
- Harlov, D. E., Newton, R. C., Hansen, E. C., Janardhan, A. S., 1997. Oxide and sulphide minerals in highly oxidized, Rb-depleted, Archaean granulites of the Shevaroy Hills Massif, South India: oxidation states and the role of metamorphic fluids. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 701-717.
- Harris, N., Bartlett, J., Santosh, M., 1996. Neodymium isotope constraints on the tectonic evolution of East Gondwana. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 14, 3-4, 119-125.
- Harris, N., Santosh, M., Taylor, P., 1994. Crustal evolution in South India: constraints from Nd isotopes. *Journal of Geology*, 102, 139-150.
- Harrison, T., MacDougall, I., 1980. Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand, 1: Thermal, chronological and isotopic constraints. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 1985-2003.
- Heaman, L., Parrish, R. R., 1991. U-Pb geochronology of accessory minerals. In: *Applications of radiogenic isotope systems in problems in geology*. Mineralogical Association of Canada, 19, 59-102.
- Heilbron M., Machado, N., 2003. Timing of Terrane Accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen SE Brazil. *Precambrian Research*, 125, 87-112.

- Heilbron, M., Tupinambá, M., Almeida, J., Valeriano, C., Valadares, C., Duarte, B., 1998. New constraints on the tectonic organization and structural styles related to the Brasiliano collage of the central segment of Ribeira Belt, SE Brazil. 14th International Conference on Basement Tectonics, 15-17.
- Heilbron, M., Valeriano, C., Tupinambá, M., Almeida, J., 1991. A megassinforma do Rio Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectónica do setor central da Faixa Ribeira. II Simpósio de Geologia do Sudeste, 519-527.
- Heilbron, M., Valeriano, C., Tupinambá, M., Almeida, J., Valadares, C., Silva, L., Nva, D., Dios, F., 1993. Compartimentação tectónica e evolução geológica do segmento central da Faixa Ribeira, a Sul do Cráton do São Francisco. II Simpósio do CSF, 263-265.
- Heilbron, M., Valeriano, C., Valladares, C., Machado, N., 1995. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25, 4, 249-266.
- Helmstaedt, H., Gurney, J., 1984. Kimberlites of Southern Africa – are they related to subduction processes? In: Kornprobst, J. (eds) *Kimberlites and related rocks: Kimberlites*. Elsevier, Amsterdam, 1, 424-435.
- Hensen, 1971. Theoretical phase relationships involving cordierite and garnet in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 33, 191-214.
- Hermes, P., Schenk, V., 1992. Fluid inclusions in granulite-facies metapelites of the Hercynian ancient lower crust of the Serre, Calabria, Southern Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 112, 393-404.
- Hodges, K. V., Spear, F. S., 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67, 1118-1134.
- Holland, T. H., 1900. The charnockite series, a group of Archaean hypersthene rocks in peninsular India. *Geological Survey of India Memoirs*, 28, 2, 192-249.
- Holland, T. J. B., Blundy, J. D., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.
- Holland, T. J. B., Powell, R., 1991. A compensated-Redlich-Kwong (CORK) equation for volumes and fugacities of CO₂ and H₂O in the range 1 bar to 50 kbar and 100-1600°C. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109, 265-273.
- Holland, T.J.B, Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309.
- Hollister, L. S., 1988. On the origin of CO₂-rich fluid inclusions in migmatites. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 467-474.
- Holloway, J. R., 1977. Fugacity and activity of molecular species in supercritical fluids. In: Frazer, D. G. (eds) *Thermodynamics in geology*. Springer, New York, 161-181.
- Holloway, J. R., 1981. Compositions and volumes of supercritical fluids in the Earth's crust. In: Hollister, L. S., Crawford, M. L. (eds.) *Short course in fluid inclusions: applications to petrology*. Mineralogical Association of Canada, 13-36.
- Hsü, K., 1991. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks. *Geology*, 19, 107-110.
- Iyer, S., Choudhuri, A., Cordani, U. G., 1987. Granulite facies rocks of Brazil: a review of their geologic setting, geochronological evolution, petrographic and geochemical characteristics. *Journal of the Geological Society of India*, 29, 309-326.
- Irvine, T., Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Jackson, D. H., Santosh, M., 1992. Dehydration reaction and isotope front transport induced by CO₂ infiltration at Nuliyam, South India. *Journal of Metamorphic Geology*, 10, 365-382.
- Jacobsohn, T., 2002. Aplicação da anisotropia de susceptibilidade magnética na análise cinemática em rochas metamórficas de alto grau. Complexos Juiz de Fora e Paraíba do Sul – Divisa Mg/RJ. Tese de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 121.

- Janák, M., Hurai, V., Ludhová, L., O'Brien, P. J., Horn, E. E., 1999. Dehydration melting and devolatilization during exhumation of high-grade metapelites: the Tatra Mountains, Western Carpatians. *Journal of Metamorphic Geology*, 17, 379-395.
- Janardhan, A., Newton, R. C., Hansen, E. C., 1982. The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockite in Southern Karnataka and Northern Tamil Nadu, India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79, 130-149.
- Janardhan, A., Newton, R. C., Smith, J. V., 1979. Ancient crustal metamorphism at low P (H₂O): charnockite formation at Kabbaldurga, South India. *Nature*, 278, 511-514.
- Janasi, V. A., Leite, R. J., Van Schmus, W. R., 2001. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (West of São Paulo, Brazil) – implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 363-376.
- Jehlicka, J., Bény, C., 1992. Application of Raman microspectrometry in the study of structural changes in Precambrian kerogens during regional metamorphism. *Organic Geochemistry*, 2, 211-213.
- Johnson, C., Bohlen, S., Essene, E., 1983. An evaluation of garnet-clinopyroxene geothermometry in granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84, 191-198.
- Kar, R., Bhattacharya, S., Sheraton, J. W., 2003. Hornblende-dehydration melting in mafic rocks and the link between massif-type charnockite and associated granulites, Eastern Ghats Granulite Belt, India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 707-729.
- Kilpatrick, A., Ellis, D., 1992. C-type magmas: igneous charnockites and their extrusive equivalents. *Earth Science Reviews*, 83, 155-164.
- Kitsul, V., Glebovitsky, V., Vapnik, Y., Frisch, T., 2000. Gneisses from the granulite terrane of the central Boothia uplift, Arctic Canada. *Canadian Mineralogist*, 38, 443-454.
- Klemd, R., Van der Kerkhof, A. M., Horn, E. E., 1992. High-density CO₂-N₂ inclusions in eclogite-facies metasediments of the Munchberg gneiss complex, SE Germany. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 409-419.
- Kohn, M., Spear, F. S., 1990. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist*, 75, 89-96.
- Kohn, M., Spear, F. S., 2000. Retrograde Net Transfer Reaction (ReNTR) Insurance for P-T estimates. *Geology*, 28, 1127-1130.
- Krogh, T., 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, 485-494.
- Krogh, T., 1988. The garnet – clinopyroxene Fe-Mg geothermometer – a reinterpretation of existing experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 44-48.
- Krogh Ravn, 2000. Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet – hornblende Fe-Mg geothermometer. *Lithos*, 53, 265-277.
- Kröner, A., Cordani, U. G., 2003. African, southern India and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics*, 375, 325-352.
- Kühn, A., Stüwe, K., Trouw, R., 2004. Metamorphic evolution of the Ribeira Belt: Evidence from outcrops in the Rio de Janeiro Area, Brazil. *Journal of Petrology*, 45, 11, 2303-2323.
- Kwiecinska, B., 1980. Mineralogy of natural graphites, *Polska Akademi Nauk Prace Mineralogiczne*, 67, 5-79.
- Kyser, T., 1986. Stable isotope variations in the mantle. In: Valley, J., Taylor, H., O'Neil, J. (eds) *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 16, 141-164.
- Lal, R. K., 1993. Internally consistent recalibrations of mineral equilibria for geothermobarometry involving garnet – orthopyroxene – plagioclase - quartz assemblages and their application to the South Indian granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, 11, 885-866.
- Lamb, W. M., Brown, P. E., Valley, J. W., 1991. Fluid inclusions in Adirondack granulites: implications for the retrograde P-T path. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 472-483.

- Lamb, W. M., Valley, J. W., 1984. Metamorphism of reduced granulites in low-CO₂ vapour-free environment. *Nature*, 312, 56-58.
- Lamb, W. M., Valley, J. W., 1985. C-O-H fluid calculations and granulite genesis. In: Tobi, A. C., Touret, J. L. R. (eds) *The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic Provinces*. Dordrecht, The Netherlands, 119-131.
- Lamb, W. M., Valley, J. W., Brown, P. E., 1987. Post-metamorphic CO₂-rich fluid inclusions in granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96, 485-495.
- Lasaga, A. G., Richardson, S. M., Holland, H. D., 1977. The mathematics of cation diffusion and exchange between silicate minerals during retrograde metamorphism. In: Saxena, S. K., Battcharji, S. (eds) *Energetics of Geological Processes*. Springer, New York, 354-387.
- Larsen, R. B., Eide, E. A., Burke, E. A. J., 1998. Evolution of metamorphic volatiles during exhumation of microdiamond-bearing granulites in the Western Gneiss Region, Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133, 106-121.
- Lee, H. Y., Ganguly, J., 1988. Equilibrium compositions of coexisting garnet and orthopyroxene: experimental determinations in the system FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂, and applications. *Journal of Petrology*, 29, 1, 93-113.
- Le Breton, N., Thompson, A., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 226-237.
- Li, Y., Li, J., Song, H., Liu, X., 2000. Helium isotope geochemistry of ultrahigh-pressure metamorphic eclogites from the Dabe-Sulu Terrane in east China. *Acta Geologica Sinica*, 74, 14-18.
- Lovera, O., Grove, M., Harrison, T., Mahon, K., 1997. Systematic analysis of K feldspar ⁴⁰Ar/³⁹Ar step heating results: I. significance of activation energy determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 3171-3192.
- Ludwig, K., 2003. User's manual for Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 4.
- Luque, F. J., Barrenechea, J. F., Rodas, M., 1993. Graphite geothermometry in low and high temperature regimes: two case studies. *Geological Magazine*, 130, 501-511.
- Luque, F. J., Pasteris, J. D., Wopenka, B., Rodas, M., Barrenechea, J. F., 1998. Natural fluid-deposited graphite: mineralogical characteristics and mechanisms of formation. *American Journal of Science*, 298, 471-498.
- Machado, N., Valladares, C., Heilbron, M., Valeriano, C. 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira belt Brazil and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 79, 347-361.
- Machado, R., 1984. *Evolução geológica, análise estrutural e metamórfica da região de Vassouras e Paracambi, porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 196.
- Machado, R., Endo, I., 1993. A mega-estrutura em flor positiva do vale do Rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro e suas implicações tectônicas regionais. III Simpósio de Geologia do Sudeste, 208-213.
- Machado-Filho, L., Ribeiro, M., Gonzalez, S., Schemini, C., Santo Neto, A., Palmeira, R., Pires, J., Teixeira, W., Castro, H., 1983. Geologia. In: *Projecto RADAMBRASIL*. Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro/Vitória, 27-304.
- Maniar, P., Piccoli, P., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
- Marsh, J., Ewart, A., Milner, S., Duncan, A., Miller, R., 2001. The Etendeka Igneous Province: magma types and their stratigraphic distribution with implications of the Paraná – Etendeka flood basalt province. *Bulletin of Volcanology*, 62, 464-486.
- Massone, H., O'Brien, P., 2003. The Bohemian Massif and the NW Himalaya. In: Carswell, D., Compagnoni, R. (eds) *Ultrahigh Pressure Metamorphism*. European Union Notes in Mineralogy, Budapest, 5, 145-187.
- Medeiros, S. R., Mendes, J. C., McReath, I., Wiedemann, C. M., 2003. U-Pb and Rb-Sr dating and isotopic signature of the charnockitic rocks from Várzea Alegre Intrusive complex, Espírito Santo, Brazil. IV South American Symposium on Isotope Geology, 609-612.

- Menzies, M., Kempton, P., Dungan, M., 1985. Interaction of continental lithosphere and asthenospheric melts below the Geronimo Volcanic Field, Arizona, USA. *Journal of Petrology*, 26, 663-693.
- Meschede, M., 1986. A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56, 207-218.
- Mezger, K., Cosca, M., 1999. The thermal history of the Eastern Ghats Belt (India) as revealed by U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of metamorphic and magmatic minerals: implications for the SWEAT correlation. *Precambrian Research*, 94, 251-271.
- Mezger, K., Essene, E., Halliday, A., 1992. Closure temperatures of Sm-Nd system in metamorphic garnets. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 113, 397-409.
- Mezger, K., Rawnsley, C., Bohlen, S., Hanson, G., 1991. U-Pb garnet, sphene, monazite and rutile ages: implications for the duration of high-grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mountains, New York. *Journal of Geology*, 99, 415-428.
- Mezger, K., Van der Pluijm, B., Essene, E., Halliday, A., 1993. U-Pb geochronology of the Grenville Orogen of Ontario and New York; constraints on ancient crustal tectonics. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114, 13-26.
- Milani, 1997. Evolução tectonoestratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul Ocidental. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 255.
- Milani, 2003. Estratigrafia da Bacia do Paraná – Algumas considerações metodológicas. I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudos e Bacias, 18-22.
- Miller, J., Santosh, M., Pressley, R., Clements, A., Rogers, J., 1996. A Pan-African thermal event in southern India. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 14, 3-4, 127-136.
- Moecher, D., Essene, E., Anovitz, M., 1988. Calculation and application of clinopyroxene-garnet-plagioclase-quartz geobarometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100, 92-106.
- Möller, A., Appel, P., Mezger, K., Schenk, V., 1995. Evidence of a 2 Ga subduction zone: eclogites in the Usagaran Belt of Tanzania. *Geology*, 23, 1067-1070.
- Möller, A., Mezger, K., Schenk, V., 2000. U-Pb dating of metamorphic minerals: Pan-African metamorphism and prolonged slow cooling of high pressure granulites in Tanzania, East Africa. *Precambrian Research*, 104, 123-146.
- Moutinho da Costa, L., Marchetto, C., 1978. Evolução textural dos granulitos de São Fidelis, RJ. XXX Congresso Brasileiro de Geologia, 3, 1250-1264.
- Munhá, J., Cordani, U. G., Tassinari, C., Palácios, T., 2005. Petrologia e Termocronologia de gnaisses migmatíticos da Faixa de Dobramentos Araçuaí, Espírito Santo, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 35, 1, 123-134.
- Nesbit, H. 1980. Genesis of new Quebec and Adirondack granulites: evidence for their production by partial melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72, 303-310.
- Newton, R. C., 1992. Charnockitic alteration: evidence for CO₂ infiltration in granulite facies metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, 10, 383-400.
- Newton, R. C., Haselton, H. T., 1981. Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. In: Newton, R. C., Navrotsky, A, Wood, B. J. (eds) *Advances in Physical Geochemistry*. Springer, New York, 1, 131-147.
- Newton, R. C., Smith, J. V., Windley, B. F., 1980. Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature*, 288, 45-50.
- Nisbet, E., Pearce, J., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, 149-160.

- Niu, Y., Regelous, M., Wendt, J., Batiza, R., O'Hara, M., 2002. Geochemistry of near-EPR seamounts: Importance of source vs. process and the origin of enriched mantle component. *Earth and Planetary Science Letters*, 199, 327-345.
- Noce, C., Pedrosa-Soares, A., Silva, L., Armstrong, R., Piuzana, D., in press. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen based on U-Pb SHRIMP data: Implications for Brazil-Africa links in Palaeoproterozoic time. *Precambrian Research*, 2008.
- Nogueira, J., Choudhuri, A., Bello, R., 2004. Inclusões fluidas em granulitos e caminhos P-T-t retrometamórficos para o complexo Juiz de Fora. *Revista Brasileira de Geociências*, 34, 4, 509-520.
- Ohmoto, H., Rye, R., 1979. Isotope of sulfur and carbon. In: Barnes, H. (eds) *Geochemistry of hydrothermal deposits*. John Wiley & Sons, New York, 509-567.
- Onstott, T. C., Hall, C. M., York, D., 1989. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronometry on the Imataca Complex, Venezuela. *Precambrian Research*, 42, 255-291.
- Paces, J., Miller, J., 1993. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical petrogenetic, paleomagnetic and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Journal of Geophysical Research*, 98, 13997-14013.
- Palme, H., O'Neill, H., 2003. Cosmochemical estimates of mantle composition. In: Carlson, R. (eds) *Treatise on Geochemistry*, 2 – The Mantle and Core. Elsevier, New York, 1-38.
- Parrish, R., 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 66, 99-102.
- Parrish, R. R., Gough, S., Searle, M., Waters, D., 2003. Exceptionally rapid exhumation of the Kagham UHP terrane, Pakistan from U-Th-Pb measurements on accessory minerals. XXXIV Meeting of the Geological Society of America, 7, 556-567.
- Pasteris, J. D., Wopenka, B., 1991. Raman spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism. *Canadian Mineralogist*, 29, 1-9.
- Patiño Douce, A., Beard, J., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, 36, 3, 707-738.
- Pearce, J. A., Cann, J., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290-300.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 4, 956-983.
- Pedrosa Soares, A., Noce, C., Wiedmann-Leonardos, C., Pinto, C., 2001. The Araçuaí-West Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110, 307-323.
- Pedrosa Soares, A., Vidal, P., Wiedemann-Leonardos, O., Brito Neves, B., 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo Orogen. *Geology*, 26, 519-522.
- Pedrosa-Soares, A., Wiedemann-Leonardos, C., 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz-Filho, A., Campos, D. A (eds) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 265-285.
- Perchuck, L. L., Gerya, T., 1993. Fluid control of charnockitization. *Chemical Geology*, 108, 175-186.
- Perchuck, L. L., Safonov, O., Gerya, T., Fu, B., Harlov, D., 2000. Mobility of components in metasomatic transformation and partial melting of gneisses: an example from Sri Lanka. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 212-232.
- Pichamuthu, C. S., 1960. Charnockite in the making. *Nature*, 188, 135-136.
- Porcher, C., Fernandes, L., Egydio-Silva, M., Vauchez, A., 1995. Dados preliminares do metamorfismo M_1 da Faixa Ribeira: Região de Três Rios e Santo Antônio de Pádua (RJ). V Simpósio de Estudos Tectônicos, 71-73.

- Powell, R., Holland, T., 1999. Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions: Activity modelling pyroxenes, amphiboles and micas. *American Mineralogist*, 84, 1-14.
- Prieto, A., Guedes, A., Dória, A., Noronha, F., Lopez, J., Jiménez, J., 2003. Determinación cuantitativa de fases gaseosas en inclusiones fluidas mediante espectroscopia Micro Raman. IV Congresso Ibérico de Geoquímica, 417-419.
- Rahl, J., Anderson, K., Brandon, M., Fassoulas, C., 2005. Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, 240, 339-354.
- Rajesh, H., 2004. The igneous charnockite – high-K alkali-calcic I-type granite – incipient charnockite association in Trivandrum Block, southern India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147, 346-362.
- Rajesh, H., Santosh, M., 2004. Charnockitic magmatism in southern India. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences, Earth and Planetary Sciences*, 113, 565-585.
- Rajesh, H., Yoshida, M., 2001. The charnockite – A-type granitoid – charnockite cycle in southwestern India. *Gondwana Research*, 4, 2, 187-188.
- Ravindra Kumar, G., 2004. Mechanism of arrested charnockite formation at Nemmara, Palghat region, southern India. *Lithos*, 75, 331-358.
- Ravindra Kumar, G., Srikantappa, C., Hansen, E., 1985. Charnockite formation at Ponmudi in southern Kerala. *Nature*, 313, 207-209.
- Rêgo, I., 1989. Petrologia e geoquímica da unidade charnockítica Bela Joana, Região de São Fidelis – RJ. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 348.
- Roedder, E., 1972. Composition of fluid inclusions. *United States Geological Survey Professional Paper*, 440-JJ, 164.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 12, 644.
- Rudnick, R., Fountain, D., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews on Geophysics*, 33, 267-309.
- Rumble, III, D., 1976. Oxide Minerals. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 3, 502.
- Sanderson, D. J., Marchini, W. R., 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6, 449-458.
- Santosh, M., Harris, B., Jackson, D., Matthey, D., 1990. Dehydration and incipient charnockite formation: a phase equilibria and fluid inclusion study from south India. *Journal of Geology*, 98, 915-926.
- Santosh, M., Omori, S., 2008. CO₂ flushing: A plate tectonic perspective. *Gondwana Research*, 13, 86-102.
- Santosh, M., Yoshikura, S., 2001. Charnockite magmatism and charnockite metassomatism in East Gondwana and Asia. *Gondwana Research*, 4, 4, 768-771.
- Sato, K., Tassinari, C., Kawasita, K., Petronilho, L., 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IGc-USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67, 3, 315-336.
- Sautter, V., Harte, B., 1990. Diffusion gradients in a xenolith from the Roberts Victor kimberlite pipe, 2. Kinetics and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105, 637-649.
- Saxena, S. K., Fei, Y., 1987. Fluids at crustal pressures and temperatures. I. Pure Species. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 370-375.
- Scheele, N., Hoefs, J., 1992. Carbon isotope fractionation between calcite, graphite and CO₂: An experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 112, 35-45.
- Schidlowski, M., 1987. Application of stable isotopes to early biochemical evolution on Earth. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15, 47-72.
- Schmitt, R. S., 1998. U/Pb ages of transamazonian (2.0 Ga) and Cambrian (0.5 Ga) orogenic events in the Ribeira Belt, SE Brazil: Constraints on the tectonic history of Gondwana. *GSA Annual Meeting*, A-97.

- Schmitt, R. S., 2001. A Orogenia Búzios – um evento tectono-metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no domínio tectônico Cabo Frio, Faixa Ribeira, sudeste do Brasil, Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 273.
- Schmitt, R. S., Trouw, R., Van Schmus, W., 1999. The characterization of a Cambrian (~520 Ma) tectonometamorphic event in the coastal domain of the Ribeira Belt (SE Brazil) – using U/Pb in syntectonic veins. II South American Symposium on Isotope Geology, 363-366.
- Schmitt, R. S., Trouw, R., Van Schmus, W., Pimentel, M., 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133, 29-61.
- Shelley, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman & Hall, London, 445.
- Shepherd, T., Rankin, A., Alderton, D., 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie & Son Ltd., New York, 239.
- Silva, L., McNaughton, N., Armstrong, R., Hartmann, L., Fletcher, I., 2005. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136, 203-240.
- Sisson, T. W., 1994. Hornblende-melt trace-element partitioning measured by ion-microprobe. *Chemical Geology*, 117, 331-344.
- Skjerlie, K., Johnston, A., 1993. Fluid absent melting behaviour of a F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites. *Journal of Petrology*, 34, 785-815.
- Spear, F. S., Kohn, M., Cheney, J., 1999. P-T paths from anatexis pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 17-32.
- Spear, F. S., Florence, F. P., 1992. Thermobarometry in granulites: Pitfalls and new approaches. *Precambrian Research*, 55, 209-241.
- Spear, F. S., Parrish, R. R., 1996. Petrology and cooling rates of the Valhalla Complex, British Columbia, Canada. *Journal of Petrology*, 37, 733-765.
- Srinakantappa, C., Raith, M., Spiering, B., 1985. Progressive charnockitization of a leptynite-khondalite suite in southern Kerala, India – evidence for formation of charnockites through decrease in fluid pressure? *Journal of the Geological Society of India*, 26, 849-872.
- Stahle, H. J., Raith, M., Hoernes, S., Delfs, A., 1987. Element mobility during incipient granulite formation at Kabbaldurga, southern India. *Journal of Petrology*, 28, 803-834.
- Steiger, R., Jaeger, E., 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359-362.
- Steltenpohl, M., Cymerman, Z., Krogh, E., Kunk, M., 1993. Exhumation of eclogitized continental basement during Variscan lithospheric delamination and gravitational collapse, Sudety Mountains, Poland. *Geology*, 21, 1111-1114.
- Stern, R., 1998. High resolution SIMS determination of radiogenic trace-isotope ratios in minerals. In: Cabri, J., Vaughan, D. (eds) *Modern approaches to ore and environmental mineralogy*. Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, 27, 241-268.
- Stevens, G., Clemens, J. D., 1993. Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere: a slanted summary? *Chemical Geology*, 108, 1-17.
- Stimpfl, M., Ganguly, J., Molin, G., 2005. Kinetics of Fe²⁺-Mg order-disorder in orthopyroxene: experimental studies and applications to cooling rates of rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150, 319-344.
- Storey, C., Prior, D., 2005. Plastic deformation and recrystallization of garnet: a mechanism to facilitate diffusion creep. *Journal of Petrology*, 46, 12, 2593-2613.
- Stormer, J., 1975. A practical two-feldspar geothermometer. *American Mineralogist*, 60, 667-674.

- Storm, L., Spear, F. S., 2005. Pressure, temperature and cooling rates of granulite facies migmatitic pelites from the southern Adirondack Highlands, New York. *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 107-130.
- Subba Rao, M., Divakara Rao, V., 1988. Chemical constraints on the origin of the charnockites in the Eastern Ghat Mobile Belt, India. *Chemical Geology*, 69, 37-48.
- Sun, S., McDonough, W., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalt: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A., Norry, M. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. Special Publication of the Geological Society, London, 42, 323-345.
- Suzuoki, T., Epstein, S., 1976. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 1229-1240.
- Tarney, J., Windley, B., 1977. Thermal gradients and evolution of the lower continental crust. *Journal of the Geological Society of London*, 134, 153-172.
- Tassinari, C., Mellito, K., Babinski, M., 2003. Age and origin of the Cu(Au-Mo-Ag) Salobo 3a ore deposit, Carajás Mineral Province, Amazonian Craton, northern Brazil. *Episodes*, 26, 1, 2-9.
- Tassinari, C., Bettencourt, J., Geraldés, M., Macambira, M., Lafon, J., 2000b. The Amazonian Craton. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz-Filho, A., Campos, D. A. (eds) *Tectonic Evolution of South América*. Rio de Janeiro, 41-95.
- Tassinari, C., Correia, C. T., Munhá, J., Baré, D., 2000a. Relationships among charnockites and associated granites, Costeiro complex, Central Ribeira Belt (São Paulo, Brazil). 31st International Geological Congress.
- Tassinari, C., Munhá, J., Teixeira, W., Palácios, T., Nutman, A., Sosa, C., Santos, A., Calado, B., 2004. The Imataca complex, NW Amazonian Craton, Venezuela: Crustal evolution and integration of geochronological and petrological cooling histories. *Episodes*, 27, 1, 3-12.
- Tassinari, C., Munhá, J., Dias Neto, C., Bento dos Santos, T., Cordani, U., Nutman, A., Fonseca, P., 2006. Constrains on the thermochronological evolution of Ribeira Fold Belt, SE Brazil: evidence for long-term elevated geothermal gradient of Neoproterozoic orogenies. V South American Symposium on Isotope Geology, 200-203.
- Taylor, S., McLennan, S., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific, London, 312.
- Terry, M., Robinson, P., Krogh Ravn, E., 2000. Kyanite eclogite termobarometry and evidence of thrusting of UHP over HP metamorphic rocks, Nordoyane, Western Gneiss Region, Norway. *American Mineralogist*, 85, 1637-1650.
- Teyssier, C., Tikoff, B., Markley, M., 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*, 23, 5, 447-450.
- Thompson, A., Schulmann, K., Jezek, J., 1997. Thermal evolution and exhumation in obliquely convergent (transpressive) orogens. *Tectonophysics*, 280, 171-184.
- Touret, J., 1971. Le facies granulite en Norvege meridionale. II. Les inclusions fluides. *Lithos*, 4, 423-436.
- Touret, J., 1974. Facies granulite et fluides carboniques. In: Michot, P. (Eds.) *Geologie des domaines cristallins*. Societé Geologique de Belgique, 267-287.,
- Touret, J., 1977. The significance of fluid inclusions in metamorphic rocks. In: Fraser, D. (eds) *Thermodynamics in Geology*. Oxford University Press, New York, 203-227.
- Touret, J., 1981. Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks. In: Hollister, L. S., Crawford, M. L. (eds.) *Short Course in Fluid Inclusions*, Mineralogical Association of Canada, 182-208.
- Touret, J., 1985. Fluid regime in Soutern Norway: The record of fluid inclusions. In: Tobi, A., Touret, J., (eds) *The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic Provinces*. Dordrecht, Amsterdam, 517-549.
- Touret, J., 1986. Fluid inclusions in rocks from the lower continental crust. In: Dawson, J. B., Carswell, D. A., Hall, J., Wedepohl, K. H. (eds) *The nature of the lower continental crust*, Geological Society Special Publication, London, 24, 161-172.
- Trompette, R. 1994. *Geology of western Gondwana: 2000-500 Ma*. Balkema, Rotterdam, 350.

- Trompette, R., 2000. Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. *Compte Rendu de la Academie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 330, 305-315.
- Trompette, R., Egydio-Silva, M., Tommasi, A., Vauchez, A., Uhlein, A., 1993. Amalgamação do Gondwana Ocidental no Panafricano-Brasiliano e o papel da geometria do Cráton do São Francisco na arquitetura da Faixa Ribeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 23, 187-193.
- Trouw, R. A., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C., Almeida, J. H., Tupinambá, M., Andreis, R., 2000. The central segment of the Ribeira Belt. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz-Filho, A., Campos, D. A (eds) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 297-310.
- Tupinambá, M. 1999. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na região serrana do Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 221.
- Tupinambá, M., Teixeira, W., Heilbron, M., Basei, M., 1998. The Pan-African/Brasiliano arc-related magmatism at the Costeiro domain of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil: New geochronological and litogeochemical data. 14th International Conference on Basement Tectonics, 12-14.
- Valladares, C., 1997. Evolução Geológica do Complexo Paraíba do Sul, no segmento central da Faixa Ribeira, com base em estudos de geoquímica e geocronologia U-Pb. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 147.
- Valladares, C., Heilbron, M., Machado, N., Valeriano, C., 1997. Provenance of central Ribeira belt metasediments using $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon by laser-ablation ICPMS. I South American Symposium on Isotope Geology, 323-325.
- Valladares, C., Machado, N., Heilbron, M., Tupinambá, M., Duarte, B., Gauthier, G., Noronha, M., 1999. Ages of detrital zircon from central Ribeira belt (Brazil) using laser-ablation-ICPMS. II South American Symposium on Isotope Geology, 145-147.
- Valladares, C., Machado, N., Heilbron, M., Duarte, B., Gauthier, G., 2008. Sedimentary provenance in the central Ribeira belt based on laser-ablation ICPMS $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages. *Gondwana Research*, 13, 4, 516-526.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M., Schalteggers, U., Martínez Catalán, J., Noland, J., 2005. U-Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal. *Lithos*, 82, 169-184.
- Valley, J., 2003. Oxygen isotopes in zircon. In: Hanchar, J., Hoskin P. (eds) *Zircon*, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 343-385.
- Valley, J., Bohlen, S. R., Essene, E. J., Lamb, W., 1990. Metamorphism in the Adirondacks: II. The role of fluids. *Journal of Petrology*, 31, 3, 555-596.
- Valley, J., O'Neil, J., 1984. Fluid heterogeneity during granulite facies metamorphism in the Adirondacks: stable isotope evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 5, 158-173.
- Valley, J., McLelland, J., Essene, E. J., Lamb, W. M., 1983. Metamorphic fluids in the deep crust: evidence from the Adirondacks. *Nature*, 301, 226-228.
- Van der Kerkhof A., Grantham, G., 1999. Metamorphic charnockite in contact aureoles around intrusive enderbite from Natal, South Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137, 115-132.
- Vauchez, A., Amaro, V., Archanjo, C., 1992. The Borborema shear zone system: a tectonic model. XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, 371-372.
- Veevers, J., 2007. Pan-Gondwanaland post-collisional extension marked by 650-500 Ma alkaline rocks and carbonatites and related detrital zircons: a review. *Earth Science Reviews*, 83, 1-47.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O., Strauss, H., 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161, 1-3, 59-88.
- Vielzeuf, D., Holloway, J., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 3, 257-276.

- Vry, J., Baker, J., 2006. LA-MC-ICPMS Pb-Pb dating of rutile from slowly cooled granulites: confirmation of the high closure temperature for Pb diffusion in rutile. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 1807-1830.
- Wernick, E., Topfner, C., 1997. Idades do magmatismo granitóide brasileiro nos estados de São Paulo e Minas Gerais: Implicações na caracterização temporal da evolução do Cinturão Ribeira. V Simpósio de Geologia do Sudeste, 159-161.
- Williams, I., 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: Mckibben, M., Sanks, W., Ridley, W. (eds) Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Society of Economic Geologists Short Course, 7, 1-35.
- Wimmenauer, W., Brynhi, I., 2007. 6. Migmatites and related rocks. A proposal on behalf of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. Web Version of 01.02.07, 1-5 (http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_6.pdf).
- Zeck, H. P., 2004. Rapid Exhumation in the Alpine Belt of the Betic-Rif (W Mediterranean): Tectonic Extrusion. *Pure and Applied Geophysics*, 161, 477-487.
- Zhang, Y.-G., Frantz, J. D., 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, 64, 335-350.
- Zhao, J., Ellis, D., Kilpatrick, J., McCulloch, M., 1997. Geochemical and Sr-Nd isotopic study of charnockites and related rocks in the northern Prince Charles Mountains, East Antarctica: implications for charnockite petrogenesis and proterozoic crustal evolution. *Precambrian Research*, 81, 37-66.
- Zheng, Y-F., 1993a. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 1079-1091.
- Zheng, Y-F., 1993b. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 247-263.
- Zindler, A., Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 493-571.

Parte V

Anexos

Anexo A

Mapas

1. Estações e Amostragem:

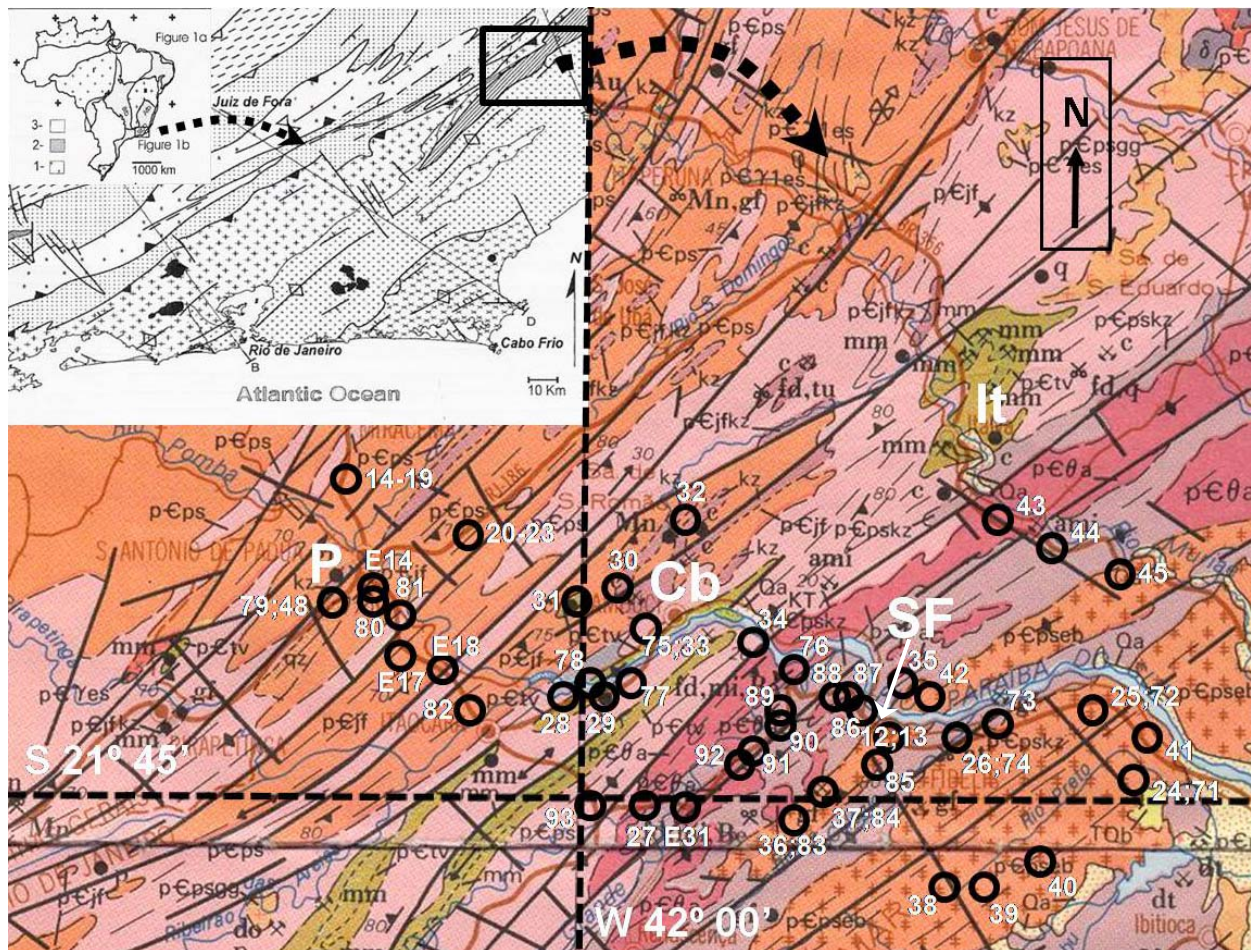


Fig. 88 – Mapa de localização das observações de campo e amostragem. A notação encontra-se simplificada para evitar o sobre carregamento da imagem, como por exemplo: 92 (local onde se colheu a amostra JC92). 26;74 (local onde foram colhidas as amostras JC26 e JC74 em alturas distintas). E14 (Estação 14: local onde não houve amostragem e apenas observação). 14-19 (local onde foram colhidas as amostras JC14 a JC19). P (Localização de Santo António de Pádua); Cb (Localização de Cambuci); SF (Localização de São Fidelis); It (Localização de Italva) (Modificado a partir de DRM-RJ, 1978 e Heilbron & Machado, 2003).

Anexo B

Metodologias e procedimentos analíticos

1. Síntese dos Procedimentos Técnicos

As amostras foram preparadas para os diferentes tipos de análise no DG-FCUL e no IGC-USP.

Os dados de química mineral foram determinados em secções delgadas polidas, previamente metalizadas, numa microsonda electrónica JEOL JXA 733 pertencente ao Centro de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (CeGUL). Os diferentes minerais foram analisados com uma (voltagem) corrente de aceleração de 15 kV, corrente de 25 nA e diâmetro de feixe de 5 µm. Os elementos analisados foram padronizados recorrendo a padrões naturais e sintéticos, tanto para silicatos como óxidos, apresentando um erro máximo de ± 1.5 Wt%.

As análises de geoquímica de 26 amostras de Rocha Total foram obtidas no Activation Laboratories (Ontário, Canada), através de ICP-OES para elementos maiores e Ba, Sr, Zr, Y, V e Be, ICP-MS para os restantes elementos traço, excepto Ni, Cu, Pb, Zn, Bi, Cd, Ag e S que foram obtidos por ICP (Tab. 16 a 18).

Elementos Maiores e Traço	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ba	Sr	Zr	Y	V	Be
ICP-OES	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
METHOD BLANK	0.02	-0.001	0.02	-0.01	-0.001	-0.01	-0.01	0.06	-0.01	-0.01	-1	-1	-1	-1	-5	-1
SY3 CERT (Syenite)	<u>59.62</u>	<u>0.15</u>	<u>11.75</u>	<u>6.49</u>	<u>0.32</u>	<u>2.67</u>	<u>8.26</u>	<u>4.12</u>	<u>4.23</u>	<u>0.54</u>	450	<u>302</u>	<u>320</u>	<u>718</u>	50	20
SY-3/A	59.19	0.15	11.66	6.44	0.318	2.52	8.21	4.11	4.11	0.53	436	305	323	722	50	21
NIST 694 CERT (Phosphate rock)	<u>11.2</u>	0.11	<u>1.8</u>	<u>0.79</u>	<u>0.0116</u>	<u>0.33</u>	<u>43.6</u>	<u>0.86</u>	<u>0.51</u>	<u>30.2</u>	-	-	-	-	<u>1736</u>	-
NIST 694/A	11.17	0.119	1.84	0.73	0.011	0.33	43.17	0.85	0.54	28.11	115	943	96	168	1576	3
W-2 CERT (Diabase)	<u>52.44</u>	<u>1.06</u>	<u>15.35</u>	<u>10.74</u>	<u>0.163</u>	<u>6.37</u>	<u>10.87</u>	<u>2.14</u>	<u>0.627</u>	<u>0.131</u>	<u>182</u>	<u>194</u>	<u>94</u>	<u>24</u>	262	1.3
W-2/A	52.33	1.06	15.3	10.73	0.167	6.35	10.8	2.16	0.59	0.13	173	193	85	24	263	1
DNC-1 CERT (Dolerite)	<u>47.04</u>	<u>0.48</u>	<u>18.3</u>	<u>9.93</u>	<u>0.149</u>	<u>10.05</u>	<u>11.27</u>	<u>1.87</u>	<u>0.229</u>	<u>0.085</u>	<u>114</u>	<u>145</u>	<u>41</u>	<u>18</u>	148	1
DNC-1/A	47.03	0.481	18.27	9.9	0.148	10.2	11.23	1.88	0.17	0.07	107	144	30	18	139	-1
BIR-1 CERT (Basalt)	<u>47.77</u>	0.96	<u>15.35</u>	<u>11.26</u>	<u>0.171</u>	<u>9.68</u>	<u>13.24</u>	<u>1.75</u>	0.027	0.05	7.7	<u>108</u>	22	<u>16</u>	313	0.58
BIR-1/A	47.54	0.955	15.25	11.26	0.171	9.55	13.02	1.76	0.03	0.03	8	107	14	16	322	-1
GBW 07113 CERT (Granite)	<u>72.78</u>	<u>0.3</u>	<u>12.96</u>	<u>3.21</u>	<u>0.14</u>	<u>0.16</u>	<u>0.59</u>	<u>2.57</u>	<u>5.43</u>	<u>0.045</u>	<u>506</u>	<u>43</u>	<u>403</u>	<u>42.5</u>	3.8	<u>4.09</u>
GBW 07113/A	72.76	0.278	12.82	3.18	0.139	0.15	0.59	2.56	5.41	0.05	495	41	396	47	34	4
NBS 1633b CERT (Fly Ash)	<u>49.24</u>	<u>1.32</u>	<u>28.43</u>	<u>11.13</u>	<u>0.02</u>	<u>0.799</u>	<u>2.11</u>	<u>0.271</u>	2.26	0.53	<u>709</u>	<u>1041</u>	-	-	296	-
NBS 1633b/A	49.14	1.273	28	11.1	0.016	0.78	2.11	0.27	2.29	0.54	709	1037	228	100	290	13
STM-1 CERT (Syenite)	<u>59.64</u>	<u>0.135</u>	<u>18.39</u>	<u>5.22</u>	<u>0.22</u>	<u>0.101</u>	<u>1.09</u>	<u>8.94</u>	<u>4.28</u>	<u>0.158</u>	560	<u>700</u>	<u>1210</u>	<u>46</u>	(8.7)	9.6
STM-1/A	59.55	0.131	18.07	5.21	0.218	0.09	1.11	8.93	4.15	0.13	588	700	1205	43	-5	9
IF-G CERT (Iron Form Sample)	<u>41.2</u>	<u>0.014</u>	<u>0.15</u>	<u>55.85</u>	<u>0.042</u>	<u>1.89</u>	<u>1.55</u>	<u>0.032</u>	<u>0.012</u>	<u>0.063</u>	1.5	3	2.4	<u>9</u>	4	4.7
IF-G/A	41.15	0.004	0.13	55.84	0.036	1.93	1.54	0.03	-0.01	0.06	6	4	7	10	-5	5
FK-N CERT (K-Feldspar)	<u>65.02</u>	<u>0.02</u>	<u>18.61</u>	<u>0.09</u>	<u>0.005</u>	<u>0.01</u>	<u>0.11</u>	<u>2.58</u>	<u>12.81</u>	<u>0.024</u>	<u>200</u>	<u>39</u>	13	0.3	3	1
FK-N/A	65.62	0.004	18.56	0.08	0.003	-0.01	0.1	2.54	12.71	0.02	208	38	-1	-1	-5	1

Tab. 16 – Análises composicionais dos elementos maiores e traço dos diferentes padrões analisados por ICP-OES. Os valores certificados apresentam-se sublinhados. *Valores recomendados; () - Valores informativos.

Elementos Traço	Ba	Rb	Sr	Cs	Ga	Tl	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th	U
ICP-MS	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
METHOD BLANK	-3	-1	-2	-0.10	-1.00	-0.05	-0.01	-0.20	-0.10	-1.00	-0.50	-0.05	-0.01
Control Material W2	167	20	194	0.89	18.36	0.12	0.54	7.38	2.51	88.91	22.31	2.07	0.54
Certified W2	<u>182*</u>	<u>20*</u>	<u>194*</u>	<u>0.99*</u>	<u>20*</u>	<u>(0.2)</u>	<u>0.50</u>	<u>7.90</u>	<u>2.56*</u>	<u>94*</u>	<u>24*</u>	<u>2.2*</u>	<u>0.53</u>
Control Material WMG-1	110	3	40	0.39	10.50	-0.05	0.34	5.07	1.52	53.09	14.74	1.14	0.69
Certified WMG-1	<u>(114)</u>	<u>(4)</u>	<u>(41)</u>	<u>(0.48)</u>	<u>(10.3)</u>	<u>-</u>	<u>(0.5)</u>	<u>(6)</u>	<u>(1.3)</u>	<u>(43)</u>	<u>(12)</u>	<u>(1.1)</u>	<u>(0.65)</u>
Calibration Standard MAG1	475	149	139	8.56	22.71	0.32	1.18	14.32	3.50	116.98	27.26	11.20	2.97
Certified MAG1	<u>479*</u>	<u>149*</u>	<u>146*</u>	<u>8.6*</u>	<u>20.4*</u>	<u>(0.59)</u>	<u>1.10</u>	<u>12.00</u>	<u>3.7*</u>	<u>126*</u>	<u>28*</u>	<u>11.9*</u>	<u>2.7*</u>
Calibration Standard BIR1	8	-1	110	-0.10	16.34	-0.05	0.07	0.48	0.66	16.51	16.35	0.07	0.03
Certified BIR1	<u>7</u>	<u>0.25*</u>	<u>108*</u>	<u>0.01</u>	<u>16.00</u>	<u>(0.01)</u>	<u>0.04</u>	<u>0.60</u>	<u>0.6*</u>	<u>15.50</u>	<u>16*</u>	<u>0.03</u>	<u>0.01</u>
Calibration Standard DNC1	100	3	139	0.20	13.63	-0.05	0.08	1.24	0.99	33.20	17.60	0.24	0.08
Certified DNC1	<u>114*</u>	<u>(4.5)</u>	<u>145*</u>	<u>(0.34)</u>	<u>15.00</u>	<u>(0.026)</u>	<u>0.098*</u>	<u>3.00</u>	<u>1.01*</u>	<u>41*</u>	<u>18*</u>	<u>(0.2)</u>	<u>(0.1)</u>
Calibration Standard GXR-2	2240	78	158	5.22	39.43	0.53	0.85	10.86	6.74	242.71	18.36	8.04	3.05
Certified GXR-2	<u>2240</u>	<u>78</u>	<u>160</u>	<u>5.20</u>	<u>37.00</u>	<u>1.03</u>	<u>0.90</u>	<u>11.00</u>	<u>8.30</u>	<u>269.00</u>	<u>17.00</u>	<u>8.80</u>	<u>2.90</u>
Calibration Standard LKSD-3	649	76	247	2.38	15.68	0.34	0.64	8.34	4.59	156.67	30.29	10.50	4.75
Certified LKSD-3	<u>680</u>	<u>78</u>	<u>240</u>	<u>2.30</u>	<u>-</u>	<u>-</u>	<u>0.70</u>	<u>8.00</u>	<u>4.80</u>	<u>178.00</u>	<u>30.00</u>	<u>11.40</u>	<u>4.60</u>
Calibration Standard MICA Fe	145	2000	4	172.34	93.80	16.03	33.22	278.57	26.19	816.83	46.73	150.52	89.34
Certified MICA Fe	<u>150*</u>	<u>2200*</u>	<u>5*</u>	<u>180*</u>	<u>95*</u>	<u>16.00</u>	<u>35*</u>	<u>270*</u>	<u>26*</u>	<u>800*</u>	<u>48*</u>	<u>150*</u>	<u>80*</u>
Calibration Standard GXR1	893	3	286	2.80	16.62	0.52	0.08	1.09	0.84	29.27	30.90	2.43	34.21
Certified GXR1	<u>750</u>	<u>(14)</u>	<u>275</u>	<u>3.00</u>	<u>13.80</u>	<u>(0.39)</u>	<u>0.18</u>	<u>(0.8)</u>	<u>0.96</u>	<u>(38)</u>	<u>32.00</u>	<u>2.44</u>	<u>34.90</u>
Calibration Standard SY3	433	208	297	2.73	33.88	1.71	14.74	127.92	10.71	336.59	796.50	823.47	592.10
Certified SY3	<u>450</u>	<u>206*</u>	<u>302*</u>	<u>2.50</u>	<u>27*</u>	<u>1.50</u>	<u>30*</u>	<u>148.00</u>	<u>9.70</u>	<u>320.00</u>	<u>718*</u>	<u>1003*</u>	<u>650*</u>
Calibration Standard STM1	591	118	674	1.58	36.55	0.32	19.81	259.34	27.88	1200.00	46.32	29.29	9.52
Certified STM1	<u>560*</u>	<u>118*</u>	<u>700*</u>	<u>1.54*</u>	<u>36*</u>	<u>0.26</u>	<u>18.6*</u>	<u>268*</u>	<u>28*</u>	<u>1210*</u>	<u>46*</u>	<u>31*</u>	<u>9.06*</u>
Calibration Standard IFG1	8	-1	4	-0.10	-1.00	-0.05	0.24	-0.20	-0.10	2.35	10.57	0.06	0.04
Certified IFG1	<u>2</u>	<u>0</u>	<u>3</u>	<u>0.06</u>	<u>0.70</u>	<u>0.02</u>	<u>0.20</u>	<u>0.1*</u>	<u>0.04</u>	<u>1.00</u>	<u>9*</u>	<u>0.10</u>	<u>0.02</u>

Tab. 17 – Análises composicionais dos elementos traço dos diferentes padrões analisados por ICP-MS. Os valores certificados apresentam-se sublinhados. *Valores recomendados; () - Valores informativos.

Elementos Traço	Cr	Co	V	Bi	In	Sn	W	Mo	As	Sb	Ge
ICP-MS	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
METHOD BLANK	-20.00	-1.00	-5.00	-0.10	-0.10	-1.00	-0.50	-2.00	-5.00	-0.20	-0.50
Control Material W2	87.83	44.33	250.13	0.31	-0.10	1.90	-0.50	-2.00	-5.00	0.79	1.51
Certified W2	<u>93*</u>	<u>44*</u>	<u>262*</u>	<u>(0.03)</u>	<u>-</u>	<u>-</u>	<u>(0.3)</u>	<u>(0.6)</u>	<u>1.24</u>	<u>0.79</u>	<u>(1.0)</u>
Control Material WMG-1	786.21	211.77	161.58	7.00	-0.10	2.18	-0.50	-2.00	14.15	2.52	1.61
Certified WMG-1	<u>(770)</u>	<u>(200)</u>	<u>(149)</u>	<u>-</u>	<u>-</u>	<u>(2.2)</u>	<u>(1.3)</u>	<u>(1.4)</u>	<u>(7)</u>	<u>(1.8)</u>	<u>-</u>
Calibration Standard MAG1	96.56	20.76	129.80	-0.10	-0.10	2.94	1.42	-2.00	10.01	0.72	1.17
Certified MAG1	<u>97*</u>	<u>20.4*</u>	<u>140*</u>	<u>0.34</u>	<u>(0.18)</u>	<u>3.60</u>	<u>1.40</u>	<u>1.60</u>	<u>9.20</u>	<u>0.96*</u>	<u>-</u>
Calibration Standard BIR1	392.85	54.52	312.61	-0.10	-0.10	-1.00	-0.50	-2.00	-5.00	0.57	1.43
Certified BIR1	<u>382*</u>	<u>51.4*</u>	<u>313*</u>	<u>(0.02)</u>	<u>-</u>	<u>0.65</u>	<u>0.07</u>	<u>(0.5)</u>	<u>(0.4)</u>	<u>0.58</u>	<u>1.50</u>
Calibration Standard DNC1	268.96	56.50	157.38	-0.10	-0.10	1.20	-0.50	-2.00	-5.00	0.79	1.24
Certified DNC1	<u>285*</u>	<u>54.7*</u>	<u>148*</u>	<u>(0.02)</u>	<u>-</u>	<u>-</u>	<u>(0.2)</u>	<u>(0.7)</u>	<u>(0.2)</u>	<u>0.96*</u>	<u>(1.3)</u>
Calibration Standard GXR-2	36.79	7.08	50.09	0.18	-0.10	1.67	1.60	-2.00	40.60	37.42	0.93
Certified GXR-2	<u>36.00</u>	<u>8.60</u>	<u>52.00</u>	<u>(0.69)</u>	<u>(0.252)</u>	<u>1.70</u>	<u>1.90</u>	<u>(2.1)</u>	<u>25.00</u>	<u>49.00</u>	<u>-</u>

Calibration Standard LKSD-3	84.29	30.50	73.95	-0.10	-0.10	1.88	0.84	-2.00	45.76	1.31	1.11
Certified LKSD-3	<u>87.00</u>	<u>30.00</u>	<u>82.00</u>	-	-	3.00	(<4)	(<5)	27.00	1.30	-
Calibration Standard MICA Fe	81.22	24.81	128.95	-0.10	0.60	70.36	8.43	-2.00	-5.00	-0.20	2.67
Certified MICA Fe	<u>90*</u>	<u>23*</u>	<u>135*</u>	1.90	0.60	70*	15.00	1.20	3.00	-	3.20
Calibration Standard GXR1	-40.00	7.87	86.49	1380.00	0.78	51.15	153.24	17.05	426.49	71.93	2.42
Certified GXR1	<u>12.00</u>	<u>8.20</u>	<u>80.00</u>	<u>1380.00</u>	<u>0.77</u>	<u>54.00</u>	<u>164.00</u>	<u>18.00</u>	<u>427.00</u>	<u>122.00</u>	-
Calibration Standard SY3	-40.00	7.61	46.48	3.66	-0.20	8.80	9.53	-4.00	28.86	0.49	2.51
Certified SY3	<u>(11)</u>	<u>8.80</u>	<u>50.00</u>	<u>(0.8)</u>	-	<u>(6.5)</u>	<u>1.1*</u>	<u>(1.0)</u>	<u>18.80</u>	<u>0.31</u>	<u>1.40</u>
Calibration Standard STM1	-20.00	-1.00	-5.00	2.18	-0.10	11.56	3.62	6.02	3.02	1.73	1.39
Certified STM1	<u>(4.3)</u>	<u>0.90</u>	<u>(8.7)</u>	<u>0.13</u>	<u>(0.12)</u>	<u>6.80</u>	<u>3.6*</u>	<u>5.20</u>	<u>4.60</u>	<u>1.66*</u>	<u>(1.4)</u>
Calibration Standard IFG1	-20.00	29.90	10.26	0.31	-0.10	2.64	222.45	-2.00	-5.00	0.69	24.01
Certified IFG1	<u>4.00</u>	<u>29*</u>	<u>2.00</u>	-	0.20	0.30	220.00	0.70	1.50	0.63	24.00

Tab. 17 (cont.) – Análises composicionais dos elementos traço dos diferentes padrões analisados por ICP-MS. Os valores certificados apresentam-se sublinhados. *Valores recomendados; () - Valores informativos.

Elementos das Terras Raras	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
ICP-MS	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
METHOD BLANK	-0.05	-0.05	-0.01	-0.05	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	0.00
Control Material W2	11.37	24.98	3.05	12.89	3.34	1.17	3.85	0.70	4.03	0.78	2.36	0.35	2.08	0.32
Certified W2	<u>11.4*</u>	<u>24*</u>	<u>(5.9)</u>	<u>14.00</u>	<u>3.25*</u>	<u>1.1*</u>	<u>3.6*</u>	<u>0.63</u>	<u>3.8*</u>	<u>0.76*</u>	<u>2.50</u>	<u>0.38</u>	<u>2.05*</u>	<u>0.33*</u>
Control Material WMG-1	8.49	17.91	2.22	9.50	2.39	0.77	2.68	0.46	2.56	0.49	1.49	0.22	1.32	0.21
Certified WMG-1	<u>(8.2)</u>	<u>(16)</u>	-	<u>(9)</u>	<u>(2.3)</u>	<u>(0.8)</u>	-	<u>(0.4)</u>	<u>(2.8)</u>	<u>(0.5)</u>	-	<u>(0.2)</u>	<u>(1.3)</u>	<u>(0.21)</u>
Calibration Standard MAG1	42.99	89.31	10.00	36.55	7.14	1.49	6.28	0.99	5.19	0.95	2.88	0.43	2.60	0.40
Certified MAG1	<u>43*</u>	<u>88*</u>	<u>9.30</u>	<u>38*</u>	<u>7.5*</u>	<u>1.55*</u>	<u>5.8*</u>	<u>0.96*</u>	<u>5.2*</u>	<u>1.02*</u>	<u>3.00</u>	<u>0.43*</u>	<u>2.6*</u>	<u>0.40*</u>
Calibration Standard BIR1	1.39	2.50	0.50	2.59	1.14	0.55	1.94	0.42	2.71	0.58	1.83	0.29	1.68	0.27
Certified BIR1	<u>0.62*</u>	<u>1.95*</u>	<u>0.38*</u>	<u>2.5*</u>	<u>1.1*</u>	<u>0.54*</u>	<u>1.85*</u>	<u>0.36*</u>	<u>2.5*</u>	<u>0.57*</u>	<u>1.7*</u>	<u>0.26*</u>	<u>1.65</u>	<u>0.26*</u>
Calibration Standard DNC1	4.00	8.72	1.12	4.85	1.43	0.62	2.07	0.44	2.84	0.61	2.02	0.33	1.94	0.32
Certified DNC1	<u>3.8*</u>	<u>10.60</u>	<u>1.30</u>	<u>4.9*</u>	<u>1.38*</u>	<u>0.59*</u>	<u>2.00</u>	<u>0.41*</u>	<u>2.70</u>	<u>0.62</u>	<u>2*</u>	<u>(0.33)</u>	<u>2.01*</u>	<u>0.32*</u>
Calibration Standard GXR-2	26.13	53.65	5.57	19.85	3.65	0.78	3.25	0.53	2.98	0.57	1.83	0.28	1.77	0.28
Certified GXR-2	<u>25.60</u>	<u>51.40</u>	-	<u>(19)</u>	<u>3.50</u>	<u>0.81</u>	<u>(3.3)</u>	<u>0.48</u>	<u>3.30</u>	-	-	<u>(0.3)</u>	<u>2.04</u>	<u>(0.27)</u>
Calibration Standard LKSD-3	50.64	95.63	11.85	43.44	7.96	1.50	6.65	0.97	5.17	0.97	3.03	0.46	2.79	0.43
Certified LKSD-3	<u>52.00</u>	<u>90.00</u>	-	<u>44.00</u>	<u>8.00</u>	<u>1.50</u>	-	<u>1.00</u>	<u>4.90</u>	-	-	-	<u>2.70</u>	<u>0.40</u>
Calibration Standard MICA Fe	196.37	418.29	49.81	175.88	33.17	0.63	22.58	2.68	10.60	1.37	3.81	0.55	3.31	0.49
Certified MICA Fe	<u>200*</u>	<u>420*</u>	<u>49*</u>	<u>180*</u>	<u>33*</u>	<u>0.7*</u>	<u>21*</u>	<u>2.7*</u>	<u>11*</u>	<u>1.6*</u>	<u>3.8*</u>	<u>0.48*</u>	<u>3.5*</u>	<u>0.5*</u>
Calibration Standard GXR1	9.11	16.11	2.11	8.64	2.86	0.63	4.16	0.84	4.92	0.93	2.74	0.41	2.21	0.32
Certified GXR1	<u>7.50</u>	<u>17.00</u>	-	<u>(18)</u>	<u>2.70</u>	<u>0.69</u>	<u>4.20</u>	<u>0.83</u>	<u>4.30</u>	-	-	<u>(0.43)</u>	<u>1.90</u>	<u>0.28</u>
Calibration Standard SY3	1150.00	2050.00	223.18	736.61	129.51	19.84	131.16	23.83	144.36	29.61	94.34	14.20	72.52	9.17
Certified SY3	<u>1340*</u>	<u>2230*</u>	<u>223*</u>	<u>670.00</u>	<u>109.00</u>	<u>17*</u>	<u>105*</u>	<u>18.00</u>	<u>118.00</u>	<u>29.5*</u>	<u>68.00</u>	<u>11.6*</u>	<u>(62)</u>	<u>7.90</u>
Calibration Standard STM1	155.20	270.45	26.16	79.80	12.35	3.63	9.30	1.55	8.36	1.47	4.61	0.69	4.35	0.66
Certified STM1	<u>150*</u>	<u>259*</u>	<u>19*</u>	<u>79*</u>	<u>12.6*</u>	<u>3.6*</u>	<u>9.5*</u>	<u>1.55*</u>	<u>8.1*</u>	<u>1.90</u>	<u>4.2*</u>	<u>0.69</u>	<u>4.4*</u>	<u>0.60</u>
Calibration Standard IFG1	3.95	4.85	0.61	2.07	0.45	0.40	0.75	0.14	0.88	0.21	0.72	0.10	0.61	0.10
Certified IFG1	<u>2.8*</u>	<u>4*</u>	<u>0.4*</u>	<u>0.20</u>	<u>0.4*</u>	<u>0.39*</u>	<u>0.74*</u>	<u>0.11*</u>	<u>0.8*</u>	<u>0.2*</u>	<u>0.63*</u>	<u>0.09*</u>	<u>0.6*</u>	<u>0.09*</u>

Tab. 17 (cont.) – Análises composicionais dos elementos das Terras Raras dos diferentes padrões analisados por ICP-MS. Os valores certificados apresentam-se sublinhados. *Valores recomendados; () - Valores informativos.

Elementos Traço	Ni	Cu	Pb	Zn	Bi	Cd	Ag	S
ICP	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%
AN-G cert	<u>35.00</u>	<u>19.00</u>	<u>2.00</u>	<u>20.00</u>	0.03	0.08	-	0.01
AN-G	34.18	13.93	6.53	18.05	-2.00	0.79	-0.30	0.01
SDC-1 cert	38.00	<u>30.00</u>	<u>25.00</u>	<u>103.00</u>	0.26	(.08	0.04	0.07
SDC-1	35.12	29.97	29.48	102.33	-2.00	0.59	-0.30	0.08
DNC-1 cert	<u>247.00</u>	<u>96.00</u>	6.30	<u>66.00</u>	(.02	(.182	(.027	(0.039
DNC-1	253.24	91.23	8.80	58.87	4.09	0.49	-0.30	0.06
SCO-1 cert	<u>27.00</u>	<u>28.70</u>	<u>31.00</u>	<u>103.00</u>	0.37	<u>0.14</u>	<u>0.13</u>	0.06
SCO-1	28.40	27.08	33.49	102.58	-2.00	0.86	-0.30	0.07
GXR-6 cert	27.00	66.00	101.00	118.00	(.29	(1	1.30	0.02
GXR-6	26.84	68.05	96.79	127.75	-2.00	1.12	0.47	0.02
GXR-2 cert	21.00	76.00	690.00	530.00	(.69	4.10	17.00	0.03
GXR-2	20.01	77.42	684.32	531.53	-2.00	4.15	16.83	0.02
GXR-1 cert	41.00	1110.00	730.00	760.00	1380.00	3.30	31.00	0.26
GXR-1	41.97	1159.12	761.24	750.32	1374.09	3.67	30.91	0.26
GXR-4 cert	42.00	6520.00	52.00	73.00	19.00	(.86	4.00	1.77
GXR-4	41.65	6180.38	57.12	76.25	19.74	0.81	3.12	1.76

Tab. 18 – Análises composicionais dos elementos traço dos diferentes padrões analisados por ICP. Os valores certificados apresentam-se sublinhados. *Valores recomendados; () - Valores informativos.

Os resultados geocronológicos U-Pb (TIMS), Sm-Nd, Rb-Sr e K-Ar foram obtidos no Centro de Pesquisa Geocronológica (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Foram usados procedimentos analíticos de rotina para as análises isotópicas tais como descritos por Sato et al. (1995) e Tassinari et al. (2003).

A separação dos minerais, bem como a preparação das amostras de rocha total, para análise pelos diferentes métodos geocronológicos seguiu os procedimentos de rotina para obtenção de concentrados minerais do Laboratório de Separação do CPGeo (Basei et al., 1995). De uma forma resumida, pode-se referir que foram utilizadas as seguintes técnicas para separação dos diferentes minerais: britagem manual da rocha, fragmentação em britador de mandíbulas, pulverização da amostra total com moinho de bolas de tungstênio, separação granulométrica com uso de peneiros, separação magnética grosseira com íman, separação magnética com aparelho Frantz, concentração de minerais densos através de pressão de água e vibração em mesa de Wiffley, separação por densidade com utilização de líquidos densos como o bromofórmio ($d = 2.85 \text{ g / cm}^3$) e o iodeto de metileno ($d = 3.2 \text{ g / cm}^3$), ataque de sulfuretos com ácido nítrico, separação à mão com auxílio de lupa binocular.

As granadas e os zircões foram separadas à mão, tendo estes últimos sido organizados por classes morfológicas para análise no método U-Pb (TIMS) e reunidos para observação em catodoluminescência no caso do método U-Pb (SHRIMP). O tratamento químico dos concentrados dos diferentes minerais e amostras de rocha total foi igualmente realizado com os procedimentos de rotina do CPGeo que se encontram descritos pormenorizadamente nos Anexos B3 a B6.

O U e o Pb (TIMS) foram medidos por técnicas de diluição isotópica e separados com os procedimentos desenvolvidos por Krogh (1973) e Parrish (1987). As composições de Pb foram corrigidas usando o padrão natural Pb NBS SRM-982 e o padrão sintético Pb NBS SRM-983. A fraccionação de U foi monitorizada com o padrão NBS SRM U-500. As incertezas nas razões Pb/U estão na ordem dos 0.5%. O ^{208}Pb , ^{207}Pb e ^{206}Pb foram corrigidos com o Pb branco que se situou na casa das 70 pg durante o período de análise. Os valores de U e Pb foram obtidos num espectrómetro de massa multi-colector Finnigan MAT 262, tendo as idades sido calculadas com as constantes de decaimento recomendadas por Steiger & Jaeger (1977).

O Rb, Sr, Sm e Nd foram medidos por técnicas de diluição isotópica. O Sr foi normalizado para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ e as análises de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o padrão NBS987 obtiveram o valor médio de 0.71028 ± 0.00006 (2σ) com os teores do branco a 5 ng. Os teores de Nd foram normalizados a $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.72190$ e os valores médios de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para os padrões La Jolla e BCR-1 foram 0.511847 ± 0.00005 (2σ) e 0.512662 ± 0.00005 (2σ), respectivamente, com teores de branco de 0.03 ng durante o período de análise. Os valores de Sr e Nd foram obtidos num espectrómetro de massa multi-colector Micromass VG 354, tendo as idades sido calculadas com as constantes de decaimento recomendadas por Steiger & Jaeger (1977).

As determinações de idade pelo método K-Ar foram realizadas com o auxílio das técnicas descritas por Amaral et al. (1966). O potássio foi determinado por espectrofotometria de chama usando um aparelho Micronal B-262 com padrão interno de lítio. A extracção de Ar foi realizada num sistema de alto vácuo (pressão inferior a 10^{-7} mmHg) e fornos de cobre e titânio, tendo sido adicionado um *spike*. As análises isotópicas de argon purificado foram determinadas com um espectrómetro de massa automático MS-1, tendo as idades sido calculadas com as constantes de decaimento recomendadas por Steiger & Jaeger (1977).

Os resultados geocronológicos U-Pb SHRIMP foram obtidos no SHRIMP Laboratory of the Australian National University e no Beijing SHRIMP Centre, Institute

of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences. Os procedimentos realizados por ambos os laboratórios são semelhantes. Os resultados de U-Pb do SHRIMP I da Australian National University foram obtidos com um diâmetro de feixe de 30 μm e apresentam um erro em $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ tipicamente na ordem de 1.5 a 2.0 % para as calibrações usando os padrões de zircão disponíveis. A abundância de U foi calibrada em 238 ppm de U ($\pm 10\%$) de fragmentos do zircão padrão SL13 e o Pb/U foi calibrado no padrão AS57 (1100 Ma: Paces & Miller, 1993). Todos os erros têm em conta flutuações não lineares nas taxas de contagens de iões para além das esperadas pelas estatísticas. Os resultados de U-Pb do Beijing SHRIMP Centre foram obtidos com um SHRIMP – II. As razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ apresentam um erro típico na ordem dos 1.5 a 2.0%, tendo a abundância de U e razões U/Pb sido calibradas com 238 ppm de U de um outro fragmento do zircão padrão SL 13 com idade de 572 Ma. De igual forma, todos os erros têm em conta as flutuações não lineares nas taxas de contagens de iões para além das esperadas pelas estatísticas. Os procedimentos analíticos, incluindo os métodos de calibração encontram-se descritos com maior pormenor nos trabalhos de Stern (1998) e Williams (1998).

O cálculo das idades foi sempre obtido com o uso do programa informático ISOPLOT/Ex de Ludwig (2003), sendo que para ambos os tipos de datação U-Pb SHRIMP, as idades apresentadas são médias ponderadas das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dos zircões analisados.

O estudo microtermométrico de inclusões fluidas foi realizado no Laboratório de Microtermometria de Inclusões Fluidas do Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, usando um equipamento Chaixmeca acoplado a um microscópio petrográfico Nikon Optiphot – Pol, e no Laboratório de Microtermometria do Centro de Geologia da Universidade do Porto (CGUP), usando também um Chaixmeca acoplado a um microscópio petrográfico Nikon Optiphot – Pol. As medições microtermométricas foram realizadas a partir da observação óptica em lâminas bi-polidas de 11 amostras previamente escolhidas, com cerca de 150 - 200 μm . A platina foi calibrada usando os padrões sintéticos de Inclusões Fluidas Syn Fliinc (-56.6 °C, 0.0 °C e 373 °C). Para a Th CO₂ e Tf gelo a precisão situa-se em $\pm 0.3^\circ\text{C}$, enquanto para TH é $\pm 2^\circ\text{C}$. A reprodutibilidade é de $\pm 0.1^\circ\text{C}$ para temperaturas entre -100 e + 31 °C, enquanto para T > 50 °C é de $\pm 1^\circ\text{C}$. Foi impossível realizar temperaturas de homogeneização de amostras com predomínio de N₂ ou CH₄, pois a temperatura mínima (fiável) obtida

pelas platinas é de -140 °C. As observações microtermométricas foram realizadas com uma ampliação global de 600x e 1200x.

As análises de espectroscopia Raman representativas das inclusões fluidas carbónicas e aquo-carbónicas e das grafites estudadas foram realizadas no Laboratório de Espectroscopia Micro-Raman do Centro de Geologia da Universidade do Porto com um espectrómetro Dilor-Jobin Yvon-Spex tipo Labram equipado com um microscópio confocal e um laser de He-Ne (632.8 nm e 15 mW) à temperatura ambiente. Em todas as inclusões fluidas analisadas foi procurado CO₂, N₂ e CH₄, sendo que os seus limites de detecção são inferiores a 1 mol% (Andersen et al., 1989). A metodologia usada para quantificação das diferentes espécies de inclusões é descrita por Prieto et al. (2003). Quando considerado necessário, também foi procurado CO, H₂S e SO₂. No entanto, estes compostos não foram encontrados em nenhuma das amostras seleccionadas. Foram utilizados os seguintes picos na quantificação por espectroscopia Raman: D₁ = 1333 cm⁻¹, G = 1583 cm⁻¹ e D₂ = 1618 cm⁻¹ para a grafite, 1285 cm⁻¹ e 1390 cm⁻¹ para o CO₂, 2330 cm⁻¹ para o N₂ e 2915 cm⁻¹ para o CH₄. Foi igualmente utilizado um programa informático Labspec desenvolvido pela Dilor-Jobin Yvon que ajusta curvas Guassianas-Lorentzianas aos picos das grafites. Os cálculos de vários parâmetros das inclusões fluidas, bem como, das respectivas isócoras foram obtidos com o software de Bakker (1997; 2003).

As grafites foram igualmente analisadas com um difractómetro de raios-X Philips PW 1050 pertencente ao Centro de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Foi utilizada uma ampola de cobre (K_α = 1.54056 Å) e um comprimento de onda 2θ de 0 – 80°.

As análises de isótopos estáveis de H, C e O foram realizadas no Activation Laboratories (Ontário, Canada) por espectrometria de massa TIMS, tendo como precisão 0.2‰ para δ¹³C na grafite e δD na biotite e 0.3‰ para δ¹⁸O no quartzo e biotite.

2. Método de extracção do Ar:

O método K-Ar contempla a análise separada de K e Ar, visto que este último é um gás. Assim, o árgon teve que ser separado dos demais gases através de técnicas de purificação em sistemas isolados.

O objectivo da linha de purificação do árgon é, através do uso de fornos de cobre e titânio, apreender os demais gases libertados pela fusão da amostra inicial, nomeadamente os muito abundantes vapor de água e dióxido de carbono, deixando na linha apenas os gases inertes ou raros como o Ar. Obtém-se assim, um concentrado de gases raros que a espectrometria de massa discrimina muito facilmente devido às diferenças de massa entre os elementos desse grupo.

Começou-se por medir o vácuo da linha até se ter verificado que este se encontrava a $P < 10^{-7}$ mmHg.

Verificou-se que ambos os fornos se encontravam desligados e que os níveis de azoto para refrigeração do sistema se encontravam completos.

Fecharam-se as válvulas da tubagem de vidro do sistema.

Ligaram-se os fornos e os ventiladores. Começou-se lentamente a subir a temperatura da amostra até obter a sua fusão.

Aguardou-se 10 minutos e posteriormente adicionou-se o *spike*.

Começou-se lentamente a resfriar o forno principal.

Abriu-se a primeira válvula e deixaram-se os gases a reagir com o forno de cobre durante 30 minutos.

Colocou-se um pote de azoto numa das extremidades da tubagem de vidro de modo a que os gases remanescentes fossem sugados. Fechou-se a primeira válvula para que os gases não voltassem para trás. Deixou-se o azoto durante 5 minutos e desligou-se o forno de cobre.

Abriu-se a segunda válvula e deixou-se o gás reagir com o forno de titânio durante 40 minutos. Desligou-se o forno de titânio e esperou-se 10 minutos.

Colocou-se um pote de azoto na extremidade final da tubagem de modo a que o gás remanescente fosse sugado e esperou-se 20 minutos.

Com a ajuda de um maçarico cortou-se a parte do tubo de vidro que continha o árgon, selando-o no momento e levou-se para análise no espectrómetro de massa.

3. Tratamento químico do método K-Ar:

Pesou-se cuidadosamente a amostra, na quantidade necessária para análise, sendo que esta depende do tipo de material analisado. Registou-se o peso da amostra.

Colocou-se em cada cadinho com a amostra 0.5 ml de H_2SO_4 (50%) e adicionou-se 3 ml de ácido fluorídrico (HF). Tapou-se bem os cadinhos e colocou-se no ultra-som por aproximadamente 50 minutos.

Retirou-se do ultra-som e deixou-se no aquecedor por uma noite debaixo de uma lâmpada fraca. Na manhã seguinte, colocaram-se os cadinhos abertos num evaporador durante 3 horas.

Retirou-se o cadinho do evaporador e hidrolisou-se, colocando lentamente água tri-destilada até cerca de 2/3 do volume do cadinho e aqueceu-se por um período de uma noite até a amostra ficar totalmente dissolvida.

Após a dissolução em água, transferiu-se a solução para um Erlenmeyer de 125 ml e neutralizou-se com NH_4OH . Adicionou-se 5 ml de $(\text{HN}_4)_2\text{CO}_3$ a 10%. Filtrou-se a solução, através de papel de filtro para um balão volumétrico de 200 ml.

Completoou-se o balão volumétrico com água tri-destilada. Homogeneizou-se a solução e transferiu-se para um frasco de polietileno para armazenamento (solução mãe).

Adicionou-se, com o auxílio de uma pipeta, 30 ml de 13 Li-133 (1/3 ppm) e 10 ml de solução da amostra para um frasco de polietileno de 60 ml.

Analizou-se a quantidade de potássio por fotometria de chama.

4. Tratamento químico do método Rb-Sr:

Colocou-se aproximadamente 0.1 g da amostra num béquer envolvido por papel de alumínio para evitar problemas de estática.

Adicionou-se 1 ml de HNO₃ concentrado e destilado e 3 ml de HF destilado e colocou-se num ultra-som durante 60 minutos.

Deixou-se em aquecimento durante uma semana (60 °C) e depois colocou-se a evaporar até à secura.

Dissolveu-se com HCl 6N destilado e deixou-se em capa aquecedora por uma noite a 60 °C. Evaporou-se até à secura e dissolveu-se com HCl 2.62N.

Como foi feita diluição isotópica, deixou-se o béquer em repouso por 10 dias e procedeu-se à separação da amostra para 3 análises espectrométricas: da amostra natural, Sr + *spike* e Rb + *spike*. Assim, separou-se amostra que ficou em repouso em 3 alíquotas para 3 tubos de centrifugação.

Procedeu-se a centrifugação durante o tempo necessário para o líquido ficar transparente com o resíduo totalmente depositado no fundo.

Usando uma trompa de vácuo e com HCl 2.62N fez-se refluxo em todas as colunas de resina catiónica (AG-50 WX8, 200-400 mesh).

Deixou-se escoar todo o ácido e iniciou-se a deposição da amostra de acordo com a calibração: 13 ml de HCl desprezados, 10 ml de HCl e Rb recolhidos, 14 ml de HCl desprezados, 10 ml de HCl e Sr recolhidos.

Adicionou-se algumas gotas de HNO₃ concentrado e colocou-se para secar em evaporadores até à secura completa.

O resíduo seco foi levado para o espectrómetro de massa para ser analisado isotopicamente.

5. Tratamento químico do método Sm-Nd:

Pesou-se num béquer aproximadamente 0.1 g da amostra e adicionou-se o *spike* combinado de Sm-Nd.

Adicionou-se 1 ml e 3 ml de HNO₃ e HF concentrados e destilados, respectivamente e colocou-se em ultra-som por aproximadamente 45 minutos.

Deixou-se o béquer aberto em aquecimento (60°C) sob lâmpada em evaporador.

Adicionou-se 0.5 ml de HNO₃ concentrado ao resíduo formado e colocou-se para evaporar até *secura* novamente.

Dissolveu-se com aproximadamente 5 ml de HCl 6N e deixou-se em aquecimento (60 °C) sob lâmpada em evaporador durante uma noite.

Após uma noite, evaporou-se até *secura* e dissolveu-se com 2 ml de HNO₃ 1N.

De seguida, processou-se a passagem da dissolução pelas colunas de troca catiónica (AG 50WX8) com resina específica para Elementos das Terras Raras (RE Spec) e posteriormente na coluna LN Spec para extracção do Sm e Nd:

Depositou-se a amostra dissolvida em HNO₃ 1N na coluna RE Spec. Após sucessivas lavagens com o mesmo ácido os catiões não desejados foram eluídos e desprezados.

Adicionou-se HNO₃ 0.05N para recolha dos Elementos das Terras Raras. O material recolhido foi evaporado até *secura*.

Dissolveu-se com 0.2 ml de HCl 0.26N o resíduo de Elementos das Terras Raras.

Depositou-se a amostra com 0.2 ml de HCl 0.26N. Adicionou-se 0.2 ml de HCl 0.26N três vezes seguidas.

Adicionou-se 3 ml de HCl 0.26N e desprezou-se o conteúdo.

Adicionou-se 5 ml de HCl 0.26N e recolheu-se o Nd.

Adicionou-se 2 ml de HCl 0.55N e desprezou-se o conteúdo.

Adicionou-se 3 ml de HCl 0.55N e recolheu-se o Sm.

Os concentrados elementares foram levados para o espectrómetro de massa para serem analisados isotopicamente.

6. Tratamento químico do método U-Pb (TIMS):

Após lavagem, os zircões foram novamente separados magneticamente no aparelho Frantz com diferentes inclinações para realização do *Split* (obtenção de fracções com diferentes susceptibilidades magnéticas conhecidas por M1, M2, M3, etc.). Apenas os zircões das fracções menos magnéticas foram utilizados.

Após separação dos zircões e sua organização por classes morfológicas, realizada à mão com o auxílio de uma lupa binocular de alta precisão em laboratório limpo, as amostras foram dissolvidas para análise em espectrometria de massa.

Estimou-se opticamente, através de um programa informático, o peso de cada classe morfológica de zircões e colocaram-se em diferentes béqueres.

Começou-se por lavar as amostras com HCl e HNO₃ (50%) a quente.

Colocou-se a amostra em água mili-Q no ultra-som.

Adicionou-se HF e HNO₃ concentrados e o *spike* ²⁰⁵Pb (7 µl). Colocou-se cada uma das amostras em bombas de Teflon e levou-se à estufa (200 °C) durante 3 dias para total dissolução.

Evaporou-se o conteúdo da amostra, adicionou-se HCl (6N) e colocou-se na estufa por mais um dia.

A solução foi transferida para um béquer de 7 ml e evaporada a seco.

Colocaram-se 2 gotas (~ 80 µl) de HCl (3N).

A solução foi passada nas colunas de troca catiónica com resina Eichrom 1 x 8200 a 400 *mesh*, para separação e purificação do U e Pb.

O U e Pb foram recolhidos após adição de 8 gotas de água mili-Q.

A solução final das colunas foi depositada em filamentos de rénio para leitura no espectrómetro de massa.

