



**MARTHA NOÉLIA LIMA**

**RELAÇÕES PETROGENÉTICAS ENTRE O  
COMPLEXO GNÁISSICO MIGMATÍTICO E O  
GRANITO DE BANABUIÚ (NORDESTE DO  
BRASIL)**



MARTHA NOÉLIA LIMA

## RELAÇÕES PETROGENÉTICAS ENTRE O COMPLEXO GNÁISSICO MIGMATÍTICO E O GRANITO DE BANABUIÚ (NORDESTE DO BRASIL)

Tese apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Doutor em Geociências, realizada sob a orientação científica da Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo, Professora Auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro (UA) e da Doutora Beatriz Valle Aguado, Professora Associada do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.



“Este trabalho foi realizado com apoio financeiro das seguintes instituições: Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT), bolsa com referência nº SFRH/BD/477222/2008; através do projecto: Evolução metamórfica do complexo de Granja, Domínio Médio Coreaú (DMC) & petrogênese/potencial metalogenético de pegmatíticos do Domínio Ceará Central (DCC), financiado pela FUNCAP/CAPES e também do projecto: Período de alojamento e relações petrogenéticas entre pegmatitos e rochas encaixantes da região de Banabuiú-Solonópole (CE), subprovíncia pegmatítica do Ceará, financiado pelo CNPq”.

“A um quilómetro dali havia um morro com um grande desbarrancado – a “barreira”, como se dizia lá no sítio. O Visconde levou-os para lá. Diante da barreira, parou e sorriu. Os meninos entreolharam-se. Não compreendiam que o Visconde encontrasse matéria para sorriso num barranco feio como todos os outros.

- Que gosto é esse Visconde? - perguntou Emília.

- Ah, o sorriso que tenho nos lábios é um sorriso geológico - o sorriso de quem sabe, olha, vê e compreende. Este barranco é para mim um livro aberto, uma página da história da Terra na qual leio mil coisas interessantíssimas.”

**“Monteiro Lobato”**

## **o júri**

Presidente

**Professor Doutor Fernando Manuel dos Santos Ramos**  
Professor Catedrático da Universidade de Aveiro

**Professora Doutora Maria Elisa Preto Gomes**  
Professora Catedrática da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro

**Professora Doutora Maria dos Anjos Marques Ribeiro**  
Professora Associada da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

**Professora Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo**  
Professora Auxiliar da Universidade de Aveiro

**Professor Doutor José Francisco Horta Pacheco dos Santos**  
Professor Auxiliar da Universidade de Aveiro

**Doutor Telmo Manuel Bento dos Santos**  
Investigador do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG) de Lisboa



## agradecimentos

Uma tese de doutoramento é uma longa viagem com muitas “pedras” pelo caminho... Nenhum empreendimento como este é realizado de forma fácil e sem empenho. Durante todos estes longos anos, pude confirmar que este tipo de projecto não se trata apenas de um esforço individual e sim de significativas contribuições. Neste sentido, gostaria de expressar o meu reconhecimento e agradecimento à todos aqueles que me ajudaram nesta jornada. Primeiramente, gostaria de agradecer as minhas orientadoras, a Professora Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo que para mim, é uma imensa honra e orgulho tê-la como orientadora por sete anos (desde a época do mestrado)! Pelo profissionalismo e competência, não esquecendo da pessoa extremamente generosa e humana. À Professora Doutora Beatriz Valle Aguado, também meu grande exemplo, por sua disponibilidade irrestrita, paciência e pelos preciosos ensinamentos. Agradeço profundamente às duas pela responsabilidade directa na construção desta tese, dedicação e paixão pela geologia, vocês foram determinantes ao longo da construção deste trabalho. Conscientemente de que é impossível listar todos que de uma forma ou de outra me ajudaram ou apoiaram no decorrer destes anos, manifesto aqui o meu muito obrigado colectivo aos funcionários e aos colegas de doutoramento do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro pela receptividade, convivência e aporte na resolução de problemas do dia-a-dia relacionados com o trabalho ou outros assuntos. Em particular, gostaria de dirigir um agradecimento especial ao Sr. João Graça pela inestimável ajuda no processo de preparação física de uma parte das amostras analisadas nesta tese. À Doutora Mafalda Costa pela solicitude e imprescindível contribuição prestada no âmbito dos trabalhos de laboratório e elucidação de dúvidas que surgiram no tratamento de alguns dados. Quero agradecer também a Engenheira Sara Ribeiro do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro pela colaboração durante a obtenção dos dados de geologia isotópica. Manifesto aqui minha gratidão à geóloga Elenilza Nascimento pela receptividade e ensinamentos adquiridos durante o tempo em que estive em Brasília. Não posso esquecer também de expressar o meu agradecimento ao geólogo Igor Praxedes pela valiosa ajuda quanto a aquisição de uma parte dos dados de microsonda adquiridos em Brasília. Não poderia deixar de exprimir o meu muito obrigado a Joni Marques (vulgo P2) por sua ajuda em uma das etapas de campo, ao António Silva (vulgo P1) por alguns ensinamentos quanto a utilização do programa ArcGis nos meus momentos de aflição, bem como suas respectivas famílias por terem sido tão receptivos e carinhosos para comigo no decurso desta minha estadia em Portugal. Ao homem da minha vida, José de Araújo Nogueira Neto (Zeca), pelo amor, encorajamento, cumplicidade e pela compreensão da minha ausência durante estes anos todos e que tanto tem me ajudado a crescer como pessoa e profissional. Confesso que posso me considerar uma felizarda, porque além da felicidade de escolher uma profissão apaixonante, também fui privilegiada por encontrar um companheiro indescritível. Produzir uma tese tendo ao lado um companheiro deste quilate é um presente! Um agradecimento especial àqueles que sempre acreditaram em mim, me apoiando incondicionalmente e que seguramente são os que mais compartilham a minha alegria: a minha família. Mãe e pai, agradeço por tudo! Por último, mas não o menos importante, a minha filha Bárbarah Lima Nogueira (nascida durante a elaboração desta tese), que por três anos me dá forças e um novo (também mais amplo) sentido a minha vida.

## palavras-chave

Complexo Gnáissico-Migmatítico, Granito Banabuiú, Anatexia, Orogenia Brasileira, Petrogênese e Geocronologia.

## resumo

A região de Banabuiú situa-se no Domínio Ceará Central, na porção setentrional da Província Borborema, um dos cinturões orogênicos formados durante o evento Brasileiro/Pan-Africano no final do Neoproterozóico. As duas unidades litológicas principais presentes na área são: o complexo gnáissico-migmatítico (metapelitos e metagrauwaques) e granitóides brasileiros. Para além das formações paraderivadas, no substrato da região também foi identificado um conjunto de rochas ortoderivadas, até então não individualizado na cartografia existente. Tanto a sequência paraderivada, como os materiais ortoderivados, foram intensamente afectados por metamorfismo regional da fácies granulítica durante a Orogenia Brasileira, que atingiu as condições de fusão parcial, gerando migmatitos com um amplo espectro de morfologias. Estes migmatitos apresentam estruturas predominantemente estromáticas, embora localmente se tenham identificado também corpos irregulares de diatexitos de tipo "schlieren", "schollen" e "maciço (s.s)", indicando que o processo de migmatização culminou com a produção de maiores quantidades de fundido. Em termos tectónicos, o basamento da região regista os efeitos de três fases de deformação, embora as estruturas concordantes à  $D_3$  sejam dominantes e obliterem, em muitos casos, as anisotropias anteriores. A maior parte dos fundidos anatéticos parece ter sido produzida durante tectónica transcorrente  $D_3$ . No entanto, as condições metamórficas para o início da fusão parcial parece ter sido atingidas antes, durante a  $D_2$ , já que também existem leucossomas, embora em proporções reduzidas, associados com as estruturas desta fase. A grande quantidade de volumes de leucossomas / veios leucocráticos encontrados na região, está relacionada com a actuação da zona de cisalhamento de Orós e parece corresponder a fundidos anatéticos gerados em níveis mais profundos que foram injectados nas sequências orto- e para-derivadas, devido a notória escassez de leucossomas "in situ" nestas rochas. A presença de fluidos aquosos injectados no complexo migmatítico de Banabuiú terá proporcionado a re-hidratação e retrogradação das rochas hospedeiras, evidenciada, essencialmente, pela presença de moscovite tardia, amplamente distribuída nos metassedimentos e ortognaisses, sobretudo nas zonas próximas aos leucossomas e veios leucocráticos. Dados isotópicos apontam que as rochas da região de Banabuiú apresentam valores fortemente negativos de  $\epsilon_{Nd_t}$  e positivos de  $\epsilon_{Sr_t}$  sugerindo um significativo envolvimento de materiais supracrustais do grupo Acopiara na formação do complexo migmatítico e na petrogênese do maciço granítico de Banabuiú e o marcado fraccionamento isotópico Sm-Nd observado nalguns dos leucossomas analisados indica que os líquidos anatéticos que lhes deram origem resultaram de processos de fusão em desequilíbrio, em condições anídras, e foram rapidamente extraídos da área-fonte, comprovando o carácter alóctone dos veios leucocráticos intercalados nos ortognaisses e paragnaisses de Banabuiú.

**keywords**

Gneissic-Migmatitic Complex, Banabuiú Granite, Anatexis, Brazilian Orogeny, Petrogenesis and Geochronology.

**abstract**

The region Banabuiú is located in Ceará Central Domain, in the northern portion of the Province Borborema, one of orogenic belts formed during the Brasiliano / Pan-African event in the late Neoproterozoic. The two main lithological units present in the area are: the gneissic-migmatitic complex (metapelites and metagrauwaques) and Brasiliano granitoids. Besides the paraderived (sedimentary-derived) formations, a set of orthoderived (igneous-derived) rocks was also identified in the substrate of the region, which until then had not been individualized in the existing cartography. Both the paraderived sequence and the orthoderived material (sedimentary- and igneous-derived sequences) were strongly affected by regional metamorphism of granulite facies during the Brazilian Orogeny, reaching conditions of partial fusion and generating migmatites with a wide range of morphologies. These migmatites are dominantly stromatic, although irregular diatexite bodies of the "schlieren-", "schollen-" and "massif- (s.s)" types have also been identified locally, indicating that the process of migmatization culminated in the production of larger amounts of melt. Regarding tectonics, the basement of the region shows the effects of three stages of deformation, although the structures concordant with  $D_3$  are dominant and, in many cases, obliterate the evidence of previous anisotropy. Most of the anatectic liquids seem to have been produced during the  $D_3$  transcurrent tectonic. However, the metamorphic conditions for the beginning of the partial melting process seem to have been reached before, during the  $D_2$  phase, since there are also leucossomes, although in reduced proportions, associated with the structures of that phase. The large quantity of volumes of leucosome / leucocratic veins found in the region is related to the action of the Orós shear zone and seems to correspond to anatectic liquids produced at deeper crustal levels, which were injected in the ortho- and paraderived (sedimentary- and igneous-derived) sequences, due to the notorious shortage of "in situ" leucossomes in these rocks. The presence of aqueous fluids injected into the Banabuiú migmatitic complex has provided the rehydration and retrogression of the host rocks, essentially demonstrated by the presence of late muscovite, widely distributed in orthogneisses and metasedimentary rocks, especially in zones close to the leucossomes and leucocratic veins. Isotopic data shows that the rocks in the Banabuiú region have, respectively, strongly negative and strongly positive values of  $\epsilon Nd_t$  and  $\epsilon Sr_t$ , which suggests a significant involvement of supracrustal materials of the Acoiara group in the formation of the migmatitic complex and in the petrogenesis of the Banabuiú granite massif. The pronounced Sm-Nd isotopic fractionation observed in some leucossomes indicates that the anatectic liquids they derive from resulted from unbalanced melting processes, under anhydrous conditions, and were quickly extracted from the source area, confirming the allochthonous character of the leucocratic veins interspersed in the orthogneiss and paragneiss in Banabuiú.

# ÍNDICE

<b>CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO</b> .....	01
I.1. Objectivos da tese.....	01
I.2. Trabalhos desenvolvidos.....	02
I.3. Estado da arte.....	03
I.3.1. Fusão parcial de protólitos da crosta continental.....	04
I.3.2. Classificação dos migmatitos.....	06
I.3.3. Os diferentes componentes dos migmatitos.....	09
I.4. Estrutura da tese.....	12
<b>CAPÍTULO II: ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO</b> .....	15
II.1. Enquadramento geográfico.....	15
II.2. Enquadramento geológico.....	16
II.3. Principais unidades geológicas do Domínio Ceará Central (DCC).....	19
II.3.1. Complexo Cruzeta.....	21
II.3.2. Sequência supracrustal de Algodões.....	22
II.3.3. Complexo Acopiara.....	22
II.3.4. Complexo Ceará.....	23
II.3.5. Batólito de Tamboril-Santa Quitéria.....	24
II.3.6. Granitóides Brasileiros.....	24
II.3.7. Cobertura Fanerozoica.....	26
<b>CAPÍTULO III: GEOLOGIA DE CAMPO</b> .....	27
III.1. Introdução.....	27
III.2. Geologia estrutural.....	31
III.3. Caracterização macroscópica.....	35
III.3.1. Complexo gnáissico migmatítico.....	35
III.3.2. Granito Banabuiú.....	40
III.4. Relações entre a deformação e a migmatização.....	42
<b>CAPÍTULO IV: PETROGRAFIA</b> .....	49
IV.1. Ortognaisses migmatíticos.....	49
IV.1.1. Ortognaisses hospedeiros.....	49
IV.1.2. Leucossomas / veios leucocráticos em ortognaisses.....	56
IV.2. Sequência paraderivada de Acopiara.....	57

IV.2.1. Rochas metassedimentares hospedeiras.....	59
IV.2.2. Leucossomas / veios leucocráticos em metatexitos paraderivados.....	64
IV.3. Diatexitos.....	68
IV.4. Litologias resistentes da Sequência Acopiara.....	69
IV.5. Granito Banabuiú.....	71
IV.6. Evolução metamórfica do complexo gnáissico-migmatítico.....	73
<b>CAPÍTULO V: MATERIAIS E MÉTODOS ANALÍTICOS</b> .....	<b>79</b>
V.1. Petrografia.....	79
V.2. Microsonda electrónica.....	79
V.3. Preparação física das amostras.....	80
V.4. Geoquímica de Rocha Total.....	81
V.5. Análises Isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd por TIMS.....	82
V.5.1. Decomposição química das amostras.....	82
V.5.2. Cromatografia Iónica.....	82
V.5.3. Espectrómetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS).....	83
V.6. Separação de zircões e monazites.....	84
V.7. Datações U-Pb.....	85
<b>CAPÍTULO VI: QUÍMICA MINERAL</b> .....	<b>87</b>
VI.1. Feldspato potássico.....	87
VI.2. Plagioclase.....	90
VI.3. Biotite.....	92
VI.4. Moscovite.....	98
VI.5. Granada.....	102
VI.6. Turmalina.....	104
VI.5. Outras fases minerais.....	106
<b>CAPÍTULO VII: GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL</b> .....	<b>107</b>
VII.1. Introdução.....	107
VII.2. Discriminação química entre rochas orto- e paraderivadas.....	109
VII.3. Classificação das rochas paraderivadas.....	112
VII.4. Classificação das rochas ortoderivadas.....	113
VII.5. Diagramas de variação química.....	119
VII.5.1. Rochas migmatíticas paraderivadas.....	121
VII.5.1.1. Elementos maiores.....	121
VII.5.1.2. Elementos traço.....	125
VII.5.1.3. Terras raras.....	128

VII.5.2. Ortognaisses migmatíticos.....	134
VII.5.2.1. Elementos maiores e traço.....	134
VII.5.2.2. Terras Raras.....	138
VII.5.3. Granito de Banabuiú.....	140
VII.5.3.1. Elementos maiores e traço.....	140
VII.5.3.2. Terras raras.....	144
VII.5.3.3. Diagramas de discriminação tectónica.....	146
VII.6. Evolução petrogenética.....	147
<b>CAPÍTULO VIII: GEOLOGIA ISOTÓPICA</b> .....	155
VIII.1. Considerações iniciais.....	155
VIII.2. O Sistema isotópico Rubídio-Estrôncio (Rb/Sr) .....	158
VIII.3. O Sistema isotópico Samário-Neodímio (Sm/Nd) .....	160
VIII.4. Notação Epsilon e Factor de Fraccionamento.....	161
VIII.5. Idades Modelo.....	163
VIII.6. O Sistema isotópico Urânio-Chumbo (U/Pb).....	164
VIII.7. Resultados e discussão.....	167
VIII.7.1. Datações U-Pb pelo método LA-MC-ICP-MS.....	168
VIII.7.1.1. Ortognaisses migmatíticos (MI 86C).....	168
VIII.7.1.2. Granito de Banabuiú (MI 184).....	170
VIII.7.2. Datações U-Pb pelo método SHRIMP.....	171
VIII.7.2.1. Diatexitos de Banabuiú (M 5.4 e M 155.4).....	171
VIII.7.3. Geoquímica isotópica Sr-Nd.....	174
VIII.7.4. Idades Modelo.....	178
VIII.7.5. Conclusões.....	180
<b>CAPÍTULO IX: CONCLUSÕES</b> .....	181
<b>CAPÍTULO X: REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	185
<b>ANEXOS</b>	
<i>Anexo A</i> .....	I
<i>Anexo B</i> .....	XXXV
<i>Anexo C</i> .....	LVII
<i>Anexo D</i> .....	LXIII

# ÍNDICE DE FIGURAS

## CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO

- Figura I.1 – Diagrama de fase P-T mostrando a curva de fusão parcial em condições de saturação em água e as curvas de desidratação da moscovite e da biotite (adaptado de Winter, 2001).....* 04
- Figura I.2 – Esquema de classificação de migmatitos (adaptado de Sawyer, 2008).....* 07
- Figura I.3 – Nomenclatura dos diferentes componentes de um migmatito segundo Sawyer (2008).....* 10

## CAPÍTULO II: ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

- Figura II.1 – Localização geográfica da área de estudo.....* 15
- Figura II.2 – Mapa tectónico simplificado do Brasil, mostrando as grandes unidades geotectónicas que o constituem e a localização da área estudada (círculo a vermelho), (extraído de Almeida et al., 1981).....* 16
- Figura II.3 – Reconstituição do continente Gondwana, mostrando a distribuição dos principais blocos cratónicos e cinturões móveis Brasileiros. Cratões: AM - Amazónico; CO - Congo; SF - São Francisco; WA - Oeste Africano; KA - Kalahari; RP - Rio de La Plata. Cinturões móveis no continente sul-americano: B - Borborema; T - Tocantins; M - Mantiqueira (extraído de Schobbenhaus & Brito Neves, 2003).....* 17
- Figura II.4 – Principais domínios tectónicos da Província Borborema segundo Almeida et al. (1981), Van Schmus et al. (1997), Brito Neves et al. (2000) e Cavalcante et al. (2003).....* 18
- Figura II.5 – Domínios geotectónicos da parte setentrional da Província Borborema segundo Arthaud (2005). A região de Banabuiú está assinalada pelo quadrado vermelho.....* 19
- Figura II.6 – Mapa geológico simplificado do Domínio Ceará Central, adaptado do Mapa Geológico do Ceará na escala 1:500.000 (Cavalcante et al., 2003).....* 20
- Figura II.7 – Distribuição dos granitóides brasileiros no Estado do Ceará (extraído de Arthaud, 2005).....* 25

## CAPÍTULO III: GEOLOGIA DE CAMPO

- Figura III.1 – Localização da área estudada (rectângulo vermelho) no cartograma dos mapas geológicos à escala 1:100.000 do CPRM (esquerda) e no Estado do Ceará (direita).....* 27
- Figura III.2 – Mapa geológico da região de Banabuiú.....* 29
- Figura III.3 – Mapa geológico com a localização dos afloramentos observados. Os rectângulos indicam os locais amostrados).....* 30
- Figura III.4 – Projecções estereográficas mostrando a dispersão dos pólos da foliação  $S_3$  (a), dos planos axiais das dobras  $D_3$  (b), dos eixos das dobras  $D_3$  (c) e da lineação de estiramento (d). As linhas descontínuas nas figuras (a) e (b) indicam a orientação média das superfícies  $S_3$  ( $N8^\circ E$ ,  $90^\circ$ ) e dos planos axiais ( $N6^\circ E$ ,  $90^\circ$ ), respectivamente.*

Os asteriscos verdes nos diagramas (c) e (d) correspondem à orientação média dos eixos das dobras (86°, 184°) e da lineação de estiramento (11°, 187°).....	32
Figura III.5 – Estruturas D <sub>3</sub> no Complexo Gnáissico Migmatítico. (a) Dobras isoclinais com eixo subvertical em metatexitos paraderivados (M 3). (b) Dobras que afectam uma S <sub>2</sub> em metatexitos paraderivados (M 33). Neste afloramento, alguns leucossomas estão alojados em charneiras isoladas de dobras de segunda fase. (c) Dobras isoclinais em ortognaisses (M76). (d) Foliação milonítica S <sub>3</sub> em ortognaisses (MI 201).....	33
Figura III.6 – Estruturas D <sub>3</sub> no Complexo Gnáissico Migmatítico. (a) Metatexitos estromáticos paraderivados com a foliação S <sub>3</sub> , atravessados por veios de leucossomas oblíquos à foliação (M 143). (b) Pormenor da fotografia anterior. No local da seta, uma apófise do leucossoma mais largo acompanha a foliação S <sub>3</sub> . (c) Zona de cisalhamento esquerda em ortognaisses (M 134) (d) Zona de cisalhamento direita em ortognaisses (M 142).....	34
Figura III.7 – Aspectos gerais dos ortognaisses. (a) Ortognaisse granítico moscovítico-biotítico com megacristais de feldspato (M 134). (b) Ortognaisse biotítico (FB 150).....	36
Figura III.8 – (a) Ortognaisse estromático mostrando bandado migmatítico dobrado pela D <sub>3</sub> (MI 86). (b) Diatexito “schollen” especialmente associado aos ortognaisses (MI 105).....	37
Figura III.9 – (a) Metapelitos da Sequência Acopiara com finos veios de leucossomas (MI 140), (b) Aspecto de metagrauvaques da mesma unidade também migmatizados (M 159).....	38
Figura III.10 – Metatexitos estromáticos paraderivados (a) com leucossomas concordantes com a S <sub>3</sub> (M 2) e (b) com leucossomas dobrados pela D <sub>3</sub> (M 2).....	39
Figura III.11 – (a) Diatexito nebulítico associado à sequência paraderivada (M 114) (b) Magma diatexítico (s.s) intrusivo em metatexitos estromáticos paraderivados (M 5).....	40
Figura III.12 – Vários aspectos do granito de Banabuiú (a) Fácies dominante (M 93), (b) Fácies de tendência porfiróide (M 148), (c) Foliação de fluxo magmático (M 144), (d) “schlieren” biotíticos (MI 184).....	41
Figura III.13 – Leucossomas concordantes com as estruturas D <sub>3</sub> . (a) e (b) Paralelos ao plano axial de dobras D <sub>3</sub> . (c) e (d) Paralelos à S <sub>3</sub> . (e) Paralelos a zonas de cisalhamento esquerdas. (f) Alojados em zona de charneira D <sub>3</sub> . Os afloramentos das fotografias (a), (c) e (e) são de metatexitos paraderivados (M 38, M 114, M79), enquanto os das fotografias (b), (d) e (f) são de ortognaisses migmatíticos (M 76, MI 86, MI 69). .....	43
Figura III.14 – Leucossomas oblíquos à foliação S <sub>3</sub> e dobrados pela D <sub>3</sub> . (a) Paragnaisse (M132) e (b) Ortognaisse (MI 86). Em ambos os casos, o plano axial é a S <sub>3</sub> do migmatito hospedeiro.....	44
Figura III.15 – Leucossomas discordantes com a S <sub>3</sub> (de baixo e alto ângulo). Note-se a conexão entre uns e outros. Ver texto. (a) Metatexito paraderivado (MI 105). (b) e (c) Ortognaisses (M 149 e M 154).....	45
Figura III.16 – Leucossomas com diferentes relações estruturais (M 155). Em todos os casos, a foliação gnáissica é a S <sub>2</sub> . (a) Três conjuntos de leucossomas em metatexito paraderivado: alinhados segundo a S <sub>2</sub> , paralelos ao plano axial das dobras D <sub>3</sub> e dobrados pela D <sub>3</sub> . A seta assinala uma charneira D <sub>2</sub> . (b) Pormenor da fotografia anterior, onde se observa a continuidade petrográfica entre leucossomas. (c) Conexão de leucossomas concordantes com a S <sub>2</sub> e um leucossoma discordante em ortognaisses migmatíticos. (d) Aspecto da rede de leucossomas em ortognaisses migmatíticos.....	46
Figura III.17 – (a) Zona de cisalhamento esquerdo com direcção N20°E, afectando os leucossomas paralelos à S <sub>3</sub> de metatexito para-derivado (FB 95). (b) Corpo de	



diatexito discordante com a S3 do migmatito hospedeiro (M 91). O diatexito tem textura isotrópica salvo nas proximidades da pequena zona de cisalhamento direita com direcção N55°E. (c) Esquema do sector assinalado na fotografia anterior, evidenciando a zona de cisalhamento que atravessa o diatexito (cor de rosa) e a rocha hospedeira..... 48

## CAPÍTULO IV: PETROGRAFIA

<i>Figura IV.1 – Ortognaisse biotítico-moscovítico com “augen” de feldspato potássico, envolvido por bordo de recristalização, nicóis cruzados (Am. MI 69 A).....</i>	51
<i>Figura IV.2 – Foliação gnáissica dobrada em ortognaisse biotítico-moscovítico, nicóis cruzados (Am. MI 83 A).....</i>	51
<i>Figura IV.3 – Ortognaisse biotítico-moscovítico com “fabric” milonítico. Note-se a redução de tamanho de grão e o desenvolvimento de “ribbons” de quartzo, nicóis cruzados (Am. MI 86 B).....</i>	51
<i>Figura IV.4 – Ortognaisse biotítico milonitizado com “ribbons” de quartzo e indícios de recristalização dinâmica, nicóis cruzados (Am. MI 185 B1).....</i>	51
<i>Figura IV.5 – Pormenor de “augen” de feldspato potássico micropertítico com bordos de recristalização e intercrescimentos mirmequíticos (mir), nicóis cruzados (Am. MI 148 E).....</i>	51
<i>Fig. IV.6 - Porfiroclasto de plagioclase, parcialmente alterado para sericite, mostrando bordos de recristalização, em ortognaisse biotítico, nicóis cruzados (Am. MI 185 B1).....</i>	51
<i>Figura IV.7 – Película (“film”) de feldspato potássico (seta amarela) no contacto entre cristais antigos de feldspato potássico, nicóis cruzados (Am. MI 140.1).....</i>	53
<i>Figura IV.8 – “Melt pool” com contornos lobados (tracejado amarelo) em ortognaisse migmatítico, nicóis cruzados (Am. MI 140.1) .....</i>	53
<i>Figura IV.9 – Quartzo globular e goticular (setas amarelas) nas fronteiras entre cristais antigos, nicóis cruzados (Am. M 79.1).....</i>	53
<i>Figura IV.10 – Mirmequites nos bordos de porfiroclasto de feldspato potássico, nicóis cruzados (Am. MI 185 A1).....</i>	53
<i>Figura IV.11 – Cristal de plagioclase com bordos corroídos em ortognaisse biotítico-moscovítico, nicóis cruzados (Am. MI 86B).....</i>	53
<i>Figura IV.12 – Intercrescimentos entre biotite e moscovite retrógrada, nicóis cruzados (Am. MI 86 D).....</i>	53
<i>Figura IV.13 – Leucossoma concordante, com granularidade mais grosseira do que o ortognaisse hospedeiro, nicóis cruzados (Am. M 140.1).....</i>	58
<i>Figura IV.14 – Leucossoma não deformado em charneira de dobra, nicóis cruzados (Am. MI 69 A).....</i>	58
<i>Figura IV.15 – Contacto difuso entre leucossoma e ortognaisse hospedeiro, nicóis cruzados (Am. M 79.1).....</i>	58
<i>Figura IV.16 – Leucossoma com textura granular equidimensional mostrando contactos rectos entre grãos, nicóis cruzados (Am. M 3.1).....</i>	58
<i>Figura IV.17 – Contacto entre cristal de microclina e plagioclase em leucossoma de ortognaisse biotítico-moscovítico, nicóis cruzados (Am. MI 185 C2).....</i>	58
<i>Figura IV.18 – Grão subidioblástico de granada englobando quartzo em leucossoma de ortognaisse, nicóis paralelos (Am. MI 86 C).....</i>	58
<i>Figura IV.19 – Textura lepidogranoblástica em paragnaisse pelítico da sequência</i>	

<i>paraderivada, nicóis cruzados (Am. MI 140.5).....</i>	61
<i>Figura IV.20 – Textura granolepidoblástica em paragnaisse grauváquico da sequência paraderivada, nicóis cruzados (Am. M 38.1).....</i>	61
<i>Figura IV.21 – Microdobra (S<sub>1</sub>+S<sub>2</sub>) cortada pela xistosidade regional (S<sub>3</sub>) em paragnaisse da sequência Acopiara, nicóis cruzados (Am. MI 140.5).....</i>	61
<i>Figura V.22 – Fino leito lepidoblástico definido por biotite, moscovite e opacos, dobrado pela D<sub>3</sub>, nicóis paralelos (Am. MI 140).....</i>	61
<i>Figura IV.23 - Moscovite entrecruzada com biotite em leito lepidoblástico, nicóis paralelos (Am. M79.3PT).....</i>	61
<i>Figura IV.24 – Níveis ricos em granada e opacos mimetizando uma dobra D<sub>3</sub> em paragnaisse, nicóis paralelos (Am. MI 140.E).....</i>	61
<i>Figura IV.25 – Cristais subidiomórficos de turmalina crescendo estáticamente sobre a xistosidade S<sub>3</sub> em paragnaisse grauvacóide, nicóis paralelos (Am. M 57.1).....</i>	62
<i>Figura IV.26 – Cristal de plagioclase mostrando uma xistosidade interna (S<sub>i</sub>) definida por inclusões de biotite e rútilo, oblíqua à foliação principal (S<sub>3</sub>), nicóis cruzados (Am. M 5.3).....</i>	62
<i>Figura IV.27 – “Melt pool” no bordo de cristal de plagioclase, nicóis cruzados (Am. MI 140.3).....</i>	62
<i>Figura IV.28 – Cristal de plagioclase com bordos corroídos em paragnaisse grauvacóide, nicóis cruzados (Am. MI 140.3).....</i>	62
<i>Figura IV.29 – Leucossoma concordante sem evidências de deformação no estado sólido, marginado por níveis lepidoblásticos (biotite + moscovite), nicóis cruzados (Am. M 117.1).....</i>	66
<i>Figura IV.30 – Leucossoma em charneira de dobra, sem indícios de deformação, envolvido por leitos ricos em biotite, moscovite e opacos, nicóis paralelos (Am. M 79.3 PT).....</i>	66
<i>Figura IV.31 – Bandas leucossomáticas lenticulares (quartzo+plagioclase), envolvidas por leitos ricos em biotite e granada (melanossoma?), nicóis cruzados (Am. M 33.2).....</i>	66
<i>Figura IV.32 – Mesmo aspecto da figura anterior em nicóis paralelos.....</i>	66
<i>Figura IV.33 – Leucossoma / veio leucocrático com composição trondjemítica, nicóis cruzados (Am. MI 105 B). .....</i>	66
<i>Figura IV.34 – Leucossoma / veio leucocrático com composição granítica, nicóis cruzados (Am. M 3.1).....</i>	66
<i>Figura IV.35 – Cristal de plagioclase em leucossoma / veio leucocrático trondjemítico, nicóis cruzados (Am. M 155.1).....</i>	67
<i>Figura IV.36 – “Schlieren” de biotite em leucossoma / veio leucocrático granítico, nicóis cruzados (MI 148 G).....</i>	67
<i>Figura IV.37 – Moscovite primária definindo uma foliação de fluxo magmático em leucossoma / veio leucocrático granítico, nicóis cruzados (Am. MI 110 A).....</i>	67
<i>Figura IV.38 – Grão subidioblástico de granada englobando quartzo em leucossoma / veio leucocrático, nicóis paralelos (Am. M 3.1).....</i>	67
<i>Figura IV.39 – Diatexito de grão fino com orientação de fluxo magmático definida pelo alinhamento das micas, nicóis cruzados (Am. M 7.3).....</i>	69
<i>Figura IV.40 – Fenocristal de feldspato potássico com inclusões de micas e de plagioclase, nicóis cruzados (Am. M 7.4).....</i>	69
<i>Figura IV.41 – Rocha calcossilicatada com textura granonematoblástica, nicóis</i>	

<i>cruzados (Di: diópsido, Qz: quartzo, Pl: plagioclase, Ti: titanite) (Am. MI 67).....</i>	70
<i>Figura IV.42 – Aspecto da fotografia anterior em nicóis paralelos.....</i>	70
<i>Figura IV.43 – Fácies de grão médio do granito de Banabuiú, nicóis cruzados (Am. MI 184).....</i>	72
<i>Figura IV.44 – Fácies de grão fino do granito de Banabuiú com foliação de fluxo magmático, nicóis cruzados (Am. M 145.1).....</i>	72
<i>Figura IV.45 – Biotite cloritizada e plagioclase sericitizada em granito de grão médio, nicóis cruzados (Am. MI 01).....</i>	72
<i>Figura IV.46 – Cristal de moscovite mostrando forma sigmoidal e extinção ondulante, nicóis cruzados (Am. M 145.1).....</i>	72
<i>Figura IV.47 - Grelha petrogenética simplificada com a localização das reacções mencionadas no texto (baseado em Spear et al., 1999). As curvas da desidratação da biotite, a verde, e do “sólido” do granito foram extraídas de Le Breton e Thompson (1988). A elipse cinzenta representa as condições estimadas para o pico metamórfico. O ponto A é referido no texto.....</i>	74
<i>Figura IV.48 – Trajectória PTt deduzida, mostrando a evolução metamórfica das rochas do complexo gnáissico-migmatítico durante a 2ª e 3ª fases de deformação. A grelha petrogenética é a mesma que a da figura IV.48.....</i>	76

## **CAPÍTULO V: MATERIAIS E MÉTODOS ANALÍTICOS**

<i>Figura V.1 – Síntese dos procedimentos usados na preparação física das amostras.....</i>	81
---	----

## **CAPÍTULO VI: QUÍMICA MINERAL**

<i>Figura VI.1 – Projecção da composição dos feldspatos potássicos no diagrama An – Ab – Or.....</i>	88
<i>Figura VI.2 – Projecção da composição das plagioclases no diagrama An – Ab – Or.....</i>	91
<i>Figura VI.3 – Projecção das biotites no diagrama <math>FeO_{tot} - MgO - Al_2O_3</math> de Gokhale (1968). Campos: mg – biotites de rochas magmáticas; mt-ms – biotites de rochas metamórfico-metasomáticas.....</i>	94
<i>Figura VI.4 – Representação das biotites no diagrama de Foster (1960). Campos: 1 – flogopites; 2 – biotites magnesianas; 3 – biotites ferríferas; 4 – siderofilites.....</i>	95
<i>Figura VI.5 – Projecção das biotites analisadas no diagrama Mg versus Al total de Nachit et al. (1985). Campos: A – rochas de séries alcalinas; B – séries subalcalinas; C – séries calco-alcalinas; D<sub>1</sub> - séries alumino-potássicas com biotite ± moscovite; D<sub>2</sub> – séries alumino potássicas com biotite ± cordierite.....</i>	96
<i>Figura VI.6 – Projecção das biotites analisadas no diagrama <math>FeO_{tot} - MgO - Al_2O_3</math>, de Nockolds (1947). Campos: 1 – biotite coexistente com moscovite; 2 – biotite não coexistente com outros minerais máficos; 3 – biotite coexistente com anfíbola e piroxena.....</i>	97
<i>Figura VI.7 – Projecção das moscovites no diagrama Mg – Ti – Na (Miller et al., 1981). Campos: Mp – moscovite primária; Ms – moscovite secundária.....</i>	100
<i>Figura VI.8 – Projecção das moscovites no diagrama <math>Fe_2O_3</math> total – <math>TiO_2</math> – <math>MgO</math>, segundo Monier et al. (1984). Campos: 1 – moscovite hidrotermal; 2 – moscovite tardia a pós-magmática; 3 – moscovite magmática.....</i>	101
<i>Figura VI.9 – Projecção das granadas nos diagramas Alm - Grs – Py e Sps - Grs – Alm.....</i>	103

<i>Figura VI.10 – (a) Projecção das turmalinas no diagrama X-site vacancy – Ca – Na (+K) de Hawthorne e Henry (1999); (b) Projecção das turmalinas no diagrama Mg / (Mg + Fe) vs. X-vacancy / (Na + X-vacancy).....</i>	105
---	-----

## **CAPÍTULO VII: GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL**

<i>Figura VII.1 – Mapa geológico da região de Banabuiú, mostrando a localização dos pontos de amostragem.....</i>	108
---	-----

<i>Figura VII.2 – Projecção das amostras da região de Banabuiú no diagrama TiO<sub>2</sub> vs SiO<sub>2</sub> (Tarney, 1977).....</i>	110
---	-----

<i>Figura VII.3 – Projecção das amostras da região de Banabuiú no diagrama DF3 vs SiO<sub>2</sub> (Shaw, 1972). DF3 = 10,44 – 0,21SiO<sub>2</sub> – 0,32Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub> – 0,98MgO + 0,55CaO + 1,46Na<sub>2</sub>O + 0,54K<sub>2</sub>O.....</i>	111
--	-----

<i>Figura VII.4 – Projecção das amostras de paragneisses no diagrama de classificação log (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/K<sub>2</sub>O) vs. log (SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (Herron, 1988).....</i>	112
--	-----

<i>Figura VII.5 – Projecção das rochas ortoderivadas no diagrama de La Roche et al. (1980). (a) ortogneisses, (b) leucossomas, diatexitos e granito de Banabuiú. ne s – sienitos nefelínicos; s – sienitos; sq – sienitos quartzicos; sd – sienodioritos; sgab – sienogabros; alk gab – gabros alcalinos; ol gab – gabros olivínicos; gabno – gabronoritos; gab – gabros; d – dioritos; mzd – monzodioritos; mz – monzonitos; to – tonalitos; gd – granodioritos; mzq – monzonitos quartzicos; mzg – monzogranitos; sg – sienogranitos; alk gr – granitos com feldspato alcalino.....</i>	114
---	-----

<i>Figura VII.6 – Projecção das rochas ortoderivadas no diagrama no diagrama An-Ab-Or (O'Connor, 1965, modificado por Barker, 1979). T- tonalitos; Gd – granodioritos; Tdj – trondjemitos; Gr – granitos.....</i>	115
---	-----

<i>Figura VII.7 – Projecção das rochas ortoderivadas no diagrama Q-A-P (Le Bas e Streckeisen, 1991). Campos: 1 – quartzolito; 2 – granitóide rico em quartzo; 3 – granito com feldspato alcalino; 4 – sienogranito; 5 – monzogranito; 6 – granodiorito; 7 – tonalito; 8 – quartzo-sienito com feldspato alcalino; 9 – quartzo-sienito; 10 – quartzo-monzonito; 11 – quartzo-monzodiorito / quartzo-monzogabro; 12 – quartzo-diorito/quartzo-gabro; 13 – sienito com feldspato alcalino; 14 – sienito; 15 – monzonito 16 – monzodiorito/monzogabro; 17 – diorito/gabro.....</i>	116
--	-----

<i>Figura VII.8 – Projecção das rochas ortoderivadas no diagrama A-B de Debon &amp; Le Fort (1983, 1988). Mu – moscovite; Bi – biotite; Ho – hornblenda; Opx – ortopiroxena; Cpx – clinopiroxena; Ol – olivina.....</i>	116
---	-----

<i>Figura VII.9 – Projecção das rochas ortoderivadas no diagrama A-F-M (Miller, 1985). A = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – (CaO*+K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O); F = FeO<sub>T</sub> e M = MgO. Campos: PS – fortemente peraluminoso; PW – fracamente peraluminoso. Ms – moscovite; Crd – cordierite; Gr – granada; Bi – biotite.....</i>	118
--	-----

<i>Figura VII.10 – Diagramas de Harker de elementos maiores para as amostras dos metatexitos estromáticos paraderivados e dos diatexitos associados.....</i>	122
--	-----

<i>Figura VII.10 (continuação) – Diagramas de Harker de elementos maiores para as amostras dos metatexitos estromáticos paraderivados e dos diatexitos associados.....</i>	123
--	-----

<i>Figura VII.11 – Diagramas de Harker de elementos traço para as amostras dos metatexitos estromáticos paraderivados e dos diatexitos associados.....</i>	127
--	-----

<i>Figura VII.11 (continuação) – Diagramas de Harker de elementos traço para as amostras de metatexitos estromáticos paraderivados e de diatexitos.....</i>	128
---	-----

<i>Figura VII.12 – Diagramas de terras raras para as amostras de metatexitos estromáticos paraderivados e de diatexitos. Valores normalizados para o condrito (Evensen et al. 1978).....</i>	132
--	-----

<i>Figura VII.12 (cont.) – Diagramas de terras raras para as amostras de metatexitos estromáticos paraderivados e de diatexitos. Valores normalizados para o condrito (Evensen et al. 1978).....</i>	133
<i>Figura VII.13 – Diagramas de variação de elementos maiores vs. FeO<sub>T</sub> para as amostras dos ortognaisses migmatíticos e leucossomas associados. Para efeitos de comparação, projectaram-se também os leucossomas graníticos e cumulados dos metatexitos estromáticos.....</i>	135
<i>Figura VII.13 (continuação) – Diagramas de variação de elementos maiores vs. FeO<sub>T</sub> para as amostras dos ortognaisses migmatíticos e leucossomas associados. Para efeitos de comparação, projectaram-se também os leucossomas graníticos e cumulados dos metatexitos estromáticos.....</i>	136
<i>Figura VII.14 – Diagramas de variação de elementos traço vs. FeO<sub>T</sub> para as amostras dos ortognaisses migmatíticos e leucossomas associados.....</i>	136
<i>Figura VII.14 (continuação) – Diagramas de variação de elementos traço vs. FeO<sub>T</sub> para as amostras dos ortognaisses migmatíticos e leucossomas associados. Para efeitos de comparação, projectaram-se também os leucossomas graníticos e cumulados dos metatexitos estromáticos.....</i>	137
<i>Figura VII.15 – Diagramas de terras raras para as amostras de ortognaisses migmatíticos e seus leucossomas. Constantes de normalização retiradas de Evensen et al. (1978).....</i>	139
<i>Figura VII.16 – Diagramas de terras raras para os ortognaisses migmatíticos e leucossomas dos afloramentos MI86 e MI185. Constantes de normalização retiradas de Evensen et al. (1978).....</i>	139
<i>Figura VII.17 – Diagramas de variação de elementos maiores vs. FeO<sub>T</sub> para as amostras do granito de Banabuiú. Para efeitos de comparação, projectaram-se também os diatexitos “schlieren” e os diatexitos maciços.....</i>	141
<i>Figura VII.17 (continuação) – Diagramas de variação de elementos maiores vs. FeO<sub>T</sub> para as amostras do granito de Banabuiú, dos diatexitos “schlieren” e dos diatexitos maciços.....</i>	142
<i>Figura VII.18 – Diagramas de variação de elementos traço vs. FeO<sub>T</sub> para as amostras do granito de Banabuiú, dos diatexitos “schlieren” e dos diatexitos maciços.....</i>	142
<i>Figura VII.18 (continuação) – Diagramas de variação de elementos traço vs. FeO<sub>T</sub> para as amostras do granito de Banabuiú, dos diatexitos “schlieren” e dos diatexitos maciços.....</i>	143
<i>Figura VII.19 – Diagramas de terras raras para as amostras do granito de Banabuiú. (a) Amostras MI01 e MI184; (b) Amostras MI93A, M137.1, M144.1, M148.1, MI206, MI212, MI214; (c) Amostras M41.1, M44.1, M49.1, M95.1, M140.1, M142.1 e M145.1. Constantes de normalização retiradas de Evensen et al. (1978).....</i>	145
<i>Figura VII.20 – Projecção das amostras do granito Banabuiú nos diagramas de discriminação tectónica de Pearce et al. (1984). (a) Rb vs. Y + Nb, (b) Nb vs. Y.....</i>	146
<i>Figura VII.21 – Projecção das rochas da região de Banabuiú no diagrama FeO<sub>T</sub>+MgO vs K<sub>2</sub>O. Bi – biotite; Crd – cordierite; FK – feldspato potássico; Q – quartzo; Ms – moscovite; Pl – plagioclase (Milord et al., 2001). As linhas segmentadas 1 e 2 representam modelos de mistura entre o líquido experimental do pelito e biotite residual e plagioclase cumulada, respectivamente (intervalos de 10%).....</i>	148
<i>Figura VII.22 – Projecção das rochas da região de Banabuiú no diagrama ternário Fe*+Mg+Ti – Na+Ca – K (mol%). Bi – biotite; FK – feldspato potássico; Gr – granada; Pl – plagioclase (Solar &amp; Brown, 2001). A linha segmentada que conecta biotite e plagioclase é uma linha de mistura entre biotite residual e plagioclase cumulada</i>	

(intervalos de 10%).....	148
<i>Figura VII.23 – Diagramas multielementares para as amostras estudadas, normalizados para valores do manto primitivo (Sun &amp; McDonough, 1989). Nestes diagramas, os elementos estão ordenados, da esquerda para a direita, em termos de incompatibilidade decrescente.....</i>	150
<i>Figura VII.23 (continuação) – Diagramas multielementares das amostras estudadas, normalizados para valores do manto primitivo (Sun &amp; McDonough, 1989). Nestes diagramas, os elementos estão ordenados, da esquerda para a direita, em termos de incompatibilidade decrescente.....</i>	151
<i>Figura VII.24 – Diagrama esquemático mostrando a sequência de processos envolvidos na gênese e diversificação química das rochas de Banabuiú e a sua relação temporal com a tectónica transcorrente da terceira fase de deformação (D<sub>3</sub>).....</i>	154

## **CAPÍTULO VIII: GEOLOGIA ISOTÓPICA**

<i>Figura VIII.1 – Diagrama isocrónico mostrando a evolução do sistema isotópico Rb-Sr, em função do tempo.....</i>	160
<i>Figura VIII.2 – Evolução do sistema isotópico Sm-Nd ao longo do tempo para um reservatório condritico uniforme (Chondritic Uniform Reservoir – CHUR) segundo De Paolo (1981).....</i>	163
<i>Figura VIII.3 – Exemplo de uma curva concórdia.....</i>	168
<i>Figura VIII.4 – Diagrama concórdia para os cristais de zircão do ortognaisse migmatítico da região de Banabuiú (Amostra MI 86C).....</i>	169
<i>Figura VIII.5 – Pormenor do diagrama anterior, mostrando apenas os zircões com uma idade na concórdia de 2095 ± 33 Ma (Amostra MI 86C).....</i>	169
<i>Figura VIII.6 – Diagrama concórdia para os cristais de zircão do granito Banabuiú (Amostra MI 184).....</i>	170
<i>Figura VIII.7 – Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão da amostra M 5.4, indicando a localização dos “spots” onde se realizaram as análises isotópicas U-Pb por SHRIMP.....</i>	172
<i>Figura VIII.8 – Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão da amostra M 155.4, indicando a localização dos “spots” onde se realizaram as análises isotópicas U-Pb por SHRIMP.....</i>	172
<i>Figura VIII.9 – Diagrama concórdia para os cristais de zircão, com núcleos herdados, da amostra M 5.4 (diatexito).....</i>	173
<i>Figura VIII.10 – Diagrama concórdia para os cristais de zircão, com núcleos herdados, da amostra M 155.4 (diatexito).....</i>	173
<i>Figura VIII.11 – Diagrama <math>\epsilon Nd_t</math> vs <math>\epsilon Sr_t</math> para as rochas da região de Banabuiú, mostrando a sombreado cinzento o campo em que se concentram a maior parte das amostras (DePaolo &amp; Wasserburg, 1976).....</i>	177
<i>Figura VIII.12 – Diagrama de evolução isotópica para os paragnaises da região de Banabuiú e seus leucossomas.....</i>	179
<i>Figura VIII.13 – Diagrama de evolução isotópica para ortognaises e misturas hospedeiro sedimentar – leucossoma da região de Banabuiú.....</i>	179
<i>Figura VIII.14 – Diagramas de evolução isotópica para os diatexitos e granito da região de Banabuiú.....</i>	179

# ÍNDICE DE TABELAS

## CAPÍTULO VI: QUÍMICA MINERAL

<i>Tabela VI.1 – Variação dos teores em ortose e em BaO nos cristais de feldspato potássico dos diferentes grupos litológicos da região de Banabuiú (valores mínimos e máximos).....</i>	88
<i>Tabela VI.2 – Variação dos teores em anortite nos cristais de plagioclase dos diferentes grupos litológicos da região de Banabuiú (valores mínimos e máximos).....</i>	90
<i>Tabela VI.3 – Variação dos valores de Ti, F e XFe nas biotites dos diferentes grupos litológicos da região de Banabuiú (valores mínimos e máximos).....</i>	93
<i>Tabela VI.4 – Variação dos valores de Si, Ti e XFe nas moscovites dos diferentes grupos litológicos da região de Banabuiú (valores mínimos e máximos).....</i>	99
<i>Tabela VI.5 – Variação dos valores de Alm, Sp, Py, Gro e XFe nas granadas de diferentes grupos litológicos da região de Banabuiú (valores mínimos e máximos).....</i>	102

## CAPÍTULO VII: GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

<i>Tabela VII.1 – Valores do índice molecular A/CNK nas rochas ortoderivadas da região de Banabuiú (valores mínimos e máximos).....</i>	118
<i>Tabela VII.2 – Coeficientes de partilha de alguns elementos traço em líquidos de composição dacítica e riolítica*.....</i>	120

## CAPÍTULO VIII: GEOLOGIA ISOTÓPICA

<i>Tabela VIII.1 – Variação dos valores de <math>\epsilon Sr_t</math> e de <math>\epsilon Nd_t</math> nas rochas de Banabuiú (valores máximos e mínimos).....</i>	175
---	-----

## **CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO**

A presente tese intitula-se “Relações petrogenéticas entre migmatitos e granitos na região de Banabuiú (Nordeste do Brasil)”. Envolveu o estudo estrutural, petrográfico, geoquímico e isotópico dos migmatitos e dos granitos que ocorrem em Banabuiú com o intuito de determinar os processos responsáveis pela sua petrogénese e tentar estabelecer constrangimentos cronológicos para os principais eventos tectono-metamórficos e magmáticos que afectaram este sector.

A área de Banabuiú está localizada no Estado do Ceará (Brasil), na porção setentrional da Província Borborema (PB) - um dos domínios geológicos do território brasileiro onde os efeitos da Orogenia Brasileira/Pan-Africana (600-550 Ma) se fizeram sentir com maior intensidade. As formações mais antigas representadas na região têm idade proterozóica e foram afectadas por deformação e metamorfismo regional de alto grau durante o evento colisional Brasileiro. Constituem um complexo gnáissico-migmatítico de grande extensão, que foi intruído por um maciço granítico sin- a tardi-cinemático de origem anatética (tipo-S), no final do Neoproterozóico. A estreita associação espacial entre granitóides e migmatitos permitiu conduzir uma investigação detalhada sobre as relações entre os processos de fusão parcial e a formação de magmas graníticos em ambientes orogénicos colisionais e integrar a informação obtida num modelo coerente que se espera que contribua para um melhor conhecimento da composição e evolução deste segmento crustal.

### **I.1. Objectivos da Tese**

Os principais objectivos da tese de doutoramento podem ser sumarizados da seguinte forma:

- 1- Obter informação de campo sobre as diferentes unidades geológicas representadas na área em estudo e elaborar um mapa geológico preliminar.
- 2- Caracterizar as principais fases de deformação que afectaram a zona, com base em dados estruturais.



- 3- Identificar as paragénese minerais e os “fabrics” metamórficos nas rochas do encaixante, dando particular atenção às estruturas produzidas por fusão parcial.
- 4- Relacionar o plutonismo granítico com a evolução tectonometamórfica da região através de estudos estruturais e microtexturais.
- 5- Realizar estudos petrográficos, geoquímicos e isotópicos em amostras representativas das diferentes unidades aflorantes, obter análises químicas dos seus constituintes minerais e adquirir dados de geoquímica elementar e isotópica (Rb-Sr e Sm-Nd) para os vários litótipos amostrados.
- 6- Determinar a idade de instalação do granito de Banabuiú e datar os processos de metamorfismo/migmatização que afectaram o complexo gnáissico-migmatítico, recorrendo aos métodos de geocronologia U-Pb em zircões e monazites.
- 7- Caracterizar os processos petrogenéticos envolvidos na formação das rochas estudadas.

## **I.2. Trabalhos Desenvolvidos**

Para concretizar os objectivos definidos no ponto anterior, utilizou-se uma metodologia de trabalho que envolveu quatro componentes principais:

- Levantamento bibliográfico sobre a geologia da região de Banabuiú;
- Trabalho de campo. Durante a execução desta tese, foram realizadas três campanhas de campo, perfazendo um total de 40 dias, em que se procedeu: (a) levantamento cartográfico e selecção de afloramentos; (b) caracterização macroscópica das rochas aflorantes acompanhada, sempre que possível, pela identificação das paragénese minerais presentes; (d) obtenção de dados estruturais; (e) amostragem e (f) registo fotográfico.
- Trabalho laboratorial. Esta componente compreendeu: (a) o estudo petrográfico de lâminas delgadas polidas; (b) a obtenção de análises de química mineral por microsonda electrónica; (c) a preparação física de amostras para aquisição de dados de geoquímica de elementos maiores, menores e traço em rocha total, (d) a realização de análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd em amostras de rocha total e (e) a separação e purificação de zircões e monazites e sua respectiva datação pelo método U-Pb:
- Trabalho de gabinete, que incluiu: (a) a compilação dos dados recolhidos no campo; (b) a introdução da informação georreferenciada em bases de dados;

(c) a elaboração de um mapa síntese em suporte ARCGIS; (d) o processamento e interpretação dos dados obtidos; (e) a formulação de hipóteses petrogenéticas e (g) a redacção do documento final (Dissertação/Tese)

Grande parte da investigação realizada decorreu no Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro. Saliente-se, contudo, que sem o apoio científico e a vasta experiência do Professor Doutor José de Araújo Nogueira Neto do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, não teria sido possível conhecer a região e a sua problemática no curto espaço de tempo em que decorreram as campanhas de campo.

Muitos dos dados apresentados neste trabalho foram obtidos em laboratórios de várias instituições nacionais e estrangeiras. As análises de química mineral por microsonda electrónica foram efectuadas no Laboratório de Microanálise do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (GeoFCUL) e no Laboratório de Microsonda Electrónica da Universidade de Brasília (UNB-Brasil), enquanto as datações U-Pb em zircões / monazites foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UNB-Brasil) e no Laboratório SHRIMP do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade de São Paulo (USP-Brasil).

### **I.3. Estado da Arte**

Os trabalhos de investigação desenvolvidos em cinturões orogénicos mostram que as rochas migmatíticas e granitóides associados constituem excelentes indicadores cronológicos e petrogenéticos dos mecanismos de acreção e reciclagem crustal ao longo do tempo geológico (e.g. Pitcher, 1993; Barbarin, 1999, Winter, 2001).

Dada a complexidade e diversidade de aspectos apresentados pelas rochas migmatíticas, nem sempre é fácil caracterizar o conjunto de processos envolvidos na sua génese e reconstituir o seu percurso evolutivo. O recurso a abordagens multidisciplinares e a sofisticadas técnicas de análise tem contribuído, por isso, de forma relevante, para aprofundar o conhecimento sobre os terrenos migmatíticos. Para além disso, os avanços científicos alcançados nas últimas décadas têm permitido definir com maior clareza os critérios em que se deve basear a nomenclatura destas rochas e dos seus diferentes componentes.

### I.3.1 Fusão parcial de protólitos da crosta continental

Os migmatitos formam-se em áreas metamórficas de médio-alto grau, a partir da fusão parcial de protólitos crustais, sempre que as condições de temperatura atingem valores suficientemente elevados para que estas rochas intersectem a curva “solidus” (Fig. I.1). Se a água existir como uma fase de vapor independente, a fusão dar-se-á a temperaturas relativamente baixas, em condições de saturação em água (“wet melting”) (Tuttle e Bowen, 1958; Luth et al., 1964; Winkler, 1976; Wyllie, 1977, 1983). Em contraste, quando a água fornecida ao sistema resulta da decomposição de fases silicatadas hidratadas (moscovite, biotite, anfíbola), a fusão diz-se anidra (“fluid-absent melting”) e depende essencialmente das reacções de desidratação destes minerais (Brown e Fyfe, 1970; Thompson, 1982; 1983; Clemens e Vielzeuf, 1987; Vielzeuf e Holloway, 1988; Rutter e Wyllie, 1988; Clemens, 1990).

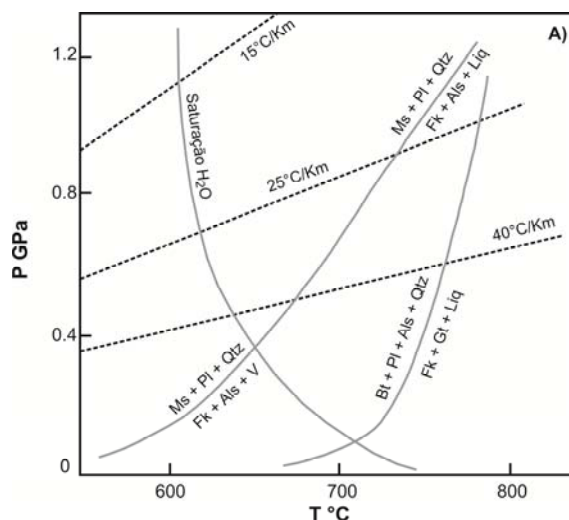


Figura I.1 – Diagrama de fase P-T mostrando a curva de fusão parcial em condições de saturação em água e as curvas de desidratação da moscovite e da biotite (adaptado de Winter, 2001).

As determinações experimentais mostram que a composição mineralógica do protólito tem uma influência decisiva na temperatura a que se inicia a fusão parcial, bem como no quimismo e volume dos magmas produzidos. Num cenário de saturação em água, só é possível gerar magmas, a temperaturas e pressões geologicamente realistas, a partir da fusão parcial de metassedimentos (metapelitos / metagrauvaques) e de ortognaisses leucograníticos (Tuttle and Bowen, 1958; Luth et al., 1964; Winkler, 1976; Wyllie, 1977; 1983). A fusão inicia-se a temperaturas muito baixas ( $T = 600^{\circ}\text{C}$ – $700^{\circ}\text{C}$ ; Fig. I.1) e dá origem a pequenas proporções de fundido. Os líquidos assim formados são saturados em água, têm composições graníticas e apresentam elevados

teores em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e altas razões K/Na. Tendo em conta que a água não existe, em geral, como fase fluida independente em regiões afectadas por metamorfismo regional de alto grau, salvo em casos particulares, a maioria dos autores considera que os processos de anatexia crustal são controlados essencialmente pelas reacções de decomposição das fases silicatadas hidratadas (e.g. Miller, 1985; Clemens and Vielzeuf, 1987; Waters, 1988; Valley et al., 1990).

Em condições anídras, as rochas com moscovite, biotite e aluminossilicatos (metapelitos / metagrauvaques) são as primeiras a fundir. A fusão inicia-se quando intersecta a curva de desidratação da moscovite, a temperaturas relativamente baixas ( $T < 750^\circ\text{C}$ ; Fig. I.1). Esta reacção produz quantidades reduzidas de líquidos graníticos, saturados em água e pouco quentes, o que lhes confere uma mobilidade muito pequena (Winter, 2001). Tal como os fundidos formados em condições de saturação em água, estes magmas são caracterizados por um forte enriquecimento em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e altas razões K/Na. Com o aumento progressivo da temperatura, dá-se a decomposição térmica da biotite (Fig. I.1) e o volume de líquidos graníticos gerados, também peraluminosos, aumenta significativamente (Vielzeuf e Holloway, 1988; Clarke, 1992).

A fusão parcial de protólitos subsaturados em alumina (alguns metagrauvaques) e rochas ígneas intermédias (metagranodioritos) é controlada por uma reacção de desidratação da biotite que não envolve nenhum aluminossilicato e requer temperaturas mais altas para se iniciar ( $T = 850^\circ\text{-}900^\circ\text{C}$ ). Produz quantidades significativas de magmas, cujas composições variam de granítica a granodiorítica e de peraluminosa a metaluminosa, em função da taxa de fusão.

Por fim, as rochas ígneas crustais contendo anfíbola como principal fase hidratada só sofrem anatexia a temperaturas superiores a  $900^\circ\text{C}$  (Ellis e Thompson, 1986; Vielzeuf e Holloway, 1988). Os magmas resultantes apresentam, em geral, composições granodioríticas a dioríticas, metaluminosas e baixas razões K/Na.

Grande parte da heterogeneidade observada em terrenos migmatíticos está relacionada com diferenças na composição dos seus protólitos, com o maior ou menor grau de fusão a que estes foram sujeitos e com os mecanismos de fusão que os afectaram (“equilibrium”, “batch” ou “fractional melting”). Em particular, nas regiões onde coexistem, lado a lado, rochas que fundem mais facilmente (com composições mineralógicas mais férteis) e litologias resistentes (com composições mineralógicas mais inférteis) podem formar-se migmatitos com estruturas e geometrias bastante complexas. Por exemplo, a fusão parcial de sequências constituídas por uma

alternância de finos estratos de rochas férteis (pelitos) e espessas camadas de materiais inférteis (quartzitos) dará origem a migmatitos com um aspecto completamente distinto dos migmatitos produzidos a partir de uma sucessão com níveis pelíticos espessos e bandas quartzíticas finas (Sawyer, 2008). De igual modo, as rochas migmatíticas resultantes da anatexia de protólitos ígneos (tonalíticos, granodioríticos, graníticos) apresentam, em geral, características morfológicas próprias, que as permitem distinguir dos migmatitos de origem sedimentar.

O regime tectónico em que ocorre a migmatização é outro dos factores que exerce um papel determinante na estruturação dos terrenos migmatíticos. Devido ao carácter heterogéneo da deformação, os fundidos (menos viscosos) tendem a separar-se da fracção sólida (mais viscosa), migrando e acumulando-se nas zonas de baixa pressão. Como resultado, as anisotropias primárias presentes nas rochas originais são modificadas ou mesmo totalmente obliteradas e podem desenvolver-se padrões estruturais mais ou menos complexos neste tipo de terrenos metamórficos.

Se os esforços tectónicos se mantiverem por longos períodos de tempo, o próprio bandado migmatítico pode ser deformado (dobrado, boudinado, transposto, etc.). Se, por outro lado, as condições de fusão parcial se prolongarem no tempo, os líquidos produzidos inicialmente cristalizam mais lentamente e podem evoluir para termos sucessivamente mais diferenciados por cristalização fraccionada (Sawyer, 2008).

Em conclusão, os migmatitos são rochas metamórficas extremamente heterogéneas cuja morfologia é controlada por inúmeros factores, entre os quais se destacam os seguintes: (i) natureza da rocha a partir da qual se formaram (protólito); (ii) condições de temperatura e pressão prevaletentes durante a fusão parcial; (iii) regime tectónico regional; (iv) duração dos processos de anatexia.

### **1.3.2 Classificação dos migmatitos**

Segundo Sawyer (2008), os migmatitos podem ser subdivididos em dois grandes grupos com base nas suas características morfológicas: (i) metatexitos e (ii) diatexitos (Fig. 1.2).

Os **metatexitos** são migmatitos heterogéneos à escala macro- e microscópica, em que é possível distinguir claramente a fracção fundida (neossoma) da porção não afectada por fusão parcial (protólito / paleossoma). Em geral, este tipo de migmatitos ocorre em terrenos onde os processos de anatexia geraram quantidades relativamente pequenas de fundido e, tanto os seus protólitos, como as litologias inférteis associadas

(paleossomas) preservam frequentemente as estruturas prévias à fusão parcial. As fases minerais refractárias ou produzidas em excesso durante as reacções de fusão parcial podem não se separar completamente do fundido (neossomas não-segregados) ou constituir uma componente sólida independente do fundido (neossomas segregados). Nos neossomas segregados, a fracção fundida é designada por leucossoma e a componente sólida por resíduo / melanossoma.

Deve realçar-se ainda que os primeiros sinais da fusão parcial nem sempre são perceptíveis no campo. Nesses casos, as evidências da fusão parcial só se reconhecem ao microscópio, sendo marcadas pela formação de finas películas de composição quartzo-feldspática nos limites intergranulares.

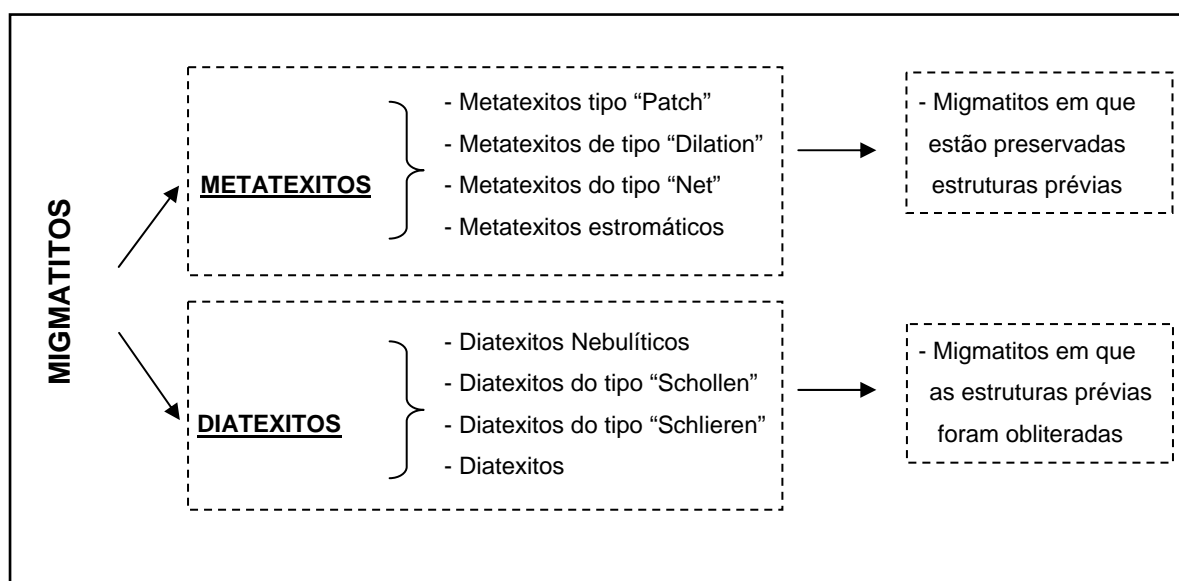


Figura I.2 – Esquema de classificação de migmatitos (adaptado de Sawyer, 2008).

Quanto à sua morfologia, os metatexitos têm sido subdivididos em várias sub-classes (Sawyer, 2008): “patch”, “dilation-structured”, “net-structured” e estromáticos (Fig. I.2). Nos metatexitos do tipo “patch”, os neossomas ocorrem como “manchas” irregulares disseminadas no interior do protólito/paleossoma, definindo contactos bruscos ou difusos com as rochas envolventes. Estes migmatitos são comuns em áreas afectadas por taxas de fusão baixas e preservam normalmente as estruturas prévias. Por outro lado, os neossomas dos metatexitos “dilation-structured” apresentam uma distribuição controlada pelo desenvolvimento de estruturas de dilatação em rochas competentes, tais como fracturas, sombras de pressão e espaços entre “boudins”. Já os metatexitos “net-structured” são constituídos por uma rede de neossomas que se cortam mutuamente, delimitando blocos de protólito/paleossoma

com forma romboédrica ou poligonal. Por fim, os metatexitos estromáticos exibem uma estrutura bandada bem definida, conferida pela presença de numerosos leitos de neossoma (estromas) orientados paralelamente aos planos de anisotropia do protólito / paleossoma.

Contrariamente aos metatexitos, os **diatexitos** são migmatitos compostos por elevadas quantidades de fracção fundida (neossoma). Apresentam, por isso, muito poucos vestígios dos protólitos originais e das suas anisotropias anteriores (Fig. I.2). Formam-se em terrenos em que se atingiram temperaturas suficientemente altas para ocorrer fusão parcial em grande escala das litologias férteis da crosta, pelo que as estruturas prévias foram quase totalmente obliteradas e substituídas por “fabrics” sin-anatexia, isotrópicos ou anisotrópicos (foliação magmática ou sub-magmática).

Segundo o esquema de classificação proposto por Sawyer (2008), os diatexitos podem ser agrupados nas seguintes categorias: (i) nebulíticos, (ii) tipo “schollen”, (iii) tipo “schlieren” e (iv) diatexitos (s.s) (Fig. I.2).

Os diatexitos nebulíticos representam um estágio mais avançado da evolução dos metatexitos de tipo “patch”, i.e., são migmatitos com quantidades muito mais altas de fundido. Nestas rochas, as “manchas” de neossoma apresentam sempre bordos difusos e irregulares, o que dificulta a sua diferenciação das porções não afectadas por fusão parcial (protólito/paleossoma). O neossoma pode ou não mostrar sinais de segregação.

Classificam-se como diatexitos do tipo “schollen”, os migmatitos que contêm fragmentos de rochas não afectadas por fusão parcial (paleossoma ou melanossoma). Estes enclaves (“schollen”) têm dimensões variadas, formas arredondadas e/ou lenticulares e a sua abundância tende a diminuir com o aumento da taxa de fusão.

Os migmatitos do tipo “schlieren” são diatexitos em que é possível reconhecer estruturas definidas pelo alinhamento de minerais máficos com hábito laminar, tabular ou prismático (“schlieren”), dispersas pelo neossoma. Nos “schlieren”, a biotite é normalmente o principal constituinte mineral, embora haja casos em que ocorrem outras fases minerais (silimanite, anfíbola, ortopiroxena). Exibem, em geral, um significativo enriquecimento em fases acessórias.

Por fim, os migmatitos do tipo diatexito (sem qualificação) correspondem a rochas com aspecto ígneo homogéneo, desprovidas de schollen e schlieren. Note-se, contudo, que os diatexitos (s.s.) deformados em condições sub-magmáticas podem desenvolver estruturas bandadas.

A obliteração de estruturas antigas em migmatitos é um processo progressivo, controlado essencialmente pela quantidade de fundido produzido. Por isso, em muitos terrenos migmatíticos consegue delimitar-se uma zona de transição entre metatexitos e diatexitos, marcada pela destruição e consumo sequencial do protólito/paleossoma e pela formação de proporções cada vez maiores de neossoma. Na passagem, a abundância de estruturas de tipo “schollen” e “schlieren” tende a diminuir progressivamente para dar lugar aos diatexitos (s.s.). No entanto, também existem regiões onde os contactos entre metatexitos e diatexito são abruptos.

### **I.3.3 Os diferentes componentes dos migmatitos**

A nomenclatura usada para denominar os diferentes componentes de um migmatito foi revista por Sawyer (2008) e está sintetizada no esquema da Figura I.3. Nesta tese, adoptou-se a terminologia recomendada pelo autor, que se apresenta de forma resumida em seguida:

Paleossoma – termo reservado para denominar as partes do migmatito que não foram afectadas por fusão parcial por corresponderem a litologias com composições mineralógicas inférteis. Preservam frequentemente as estruturas prévias à fusão parcial.

Neossoma – representa a parte do migmatito envolvida no processo da fusão parcial. Nalguns migmatitos, as fases minerais refractárias (peritéticas) ou produzidas em excesso durante as reacções de fusão parcial não se separam completamente do fundido (neossomas não-segregados), enquanto noutros, constituem uma componente sólida independente do líquido (neossomas segregados). No último caso, a fracção fundida é designada por leucossoma e a componente sólida por resíduo. Em geral, os neossomas apresentam granularidade grosseira e poucos vestígios de estruturas anteriores (foliações, dobras e lineações). Com o aumento do grau de fusão, desenvolvem-se frequentemente novas estruturas e microestruturas (sin-anatexia) tanto nos neossomas segregados como não segregados.

Resíduo – é um termo geral que se aplica para identificar a fracção sólida residual de um neossoma segregado. Na maioria das situações, o resíduo permanece “in-situ” e não tem características diagnósticas (cor, tamanho do grão, composição mineralógica). O resíduo pode ser dominado por minerais claros (quartzo e feldspatos) que se comportaram como fases em excesso durante as reacções de fusão. Porém, a anatexia de rochas crustais produz, em geral, resíduos ricos em minerais



ferromagnesianos, que devido ao seu carácter melanocrático são classificados como melanossomas.

Melanossoma – refere-se apenas a resíduos de cor escura, compostos por minerais máficos refractários ou resultantes das reacções de fusão (biotite, granada, cordierite, ortopiroxena, hornblenda, clinopiroxena).

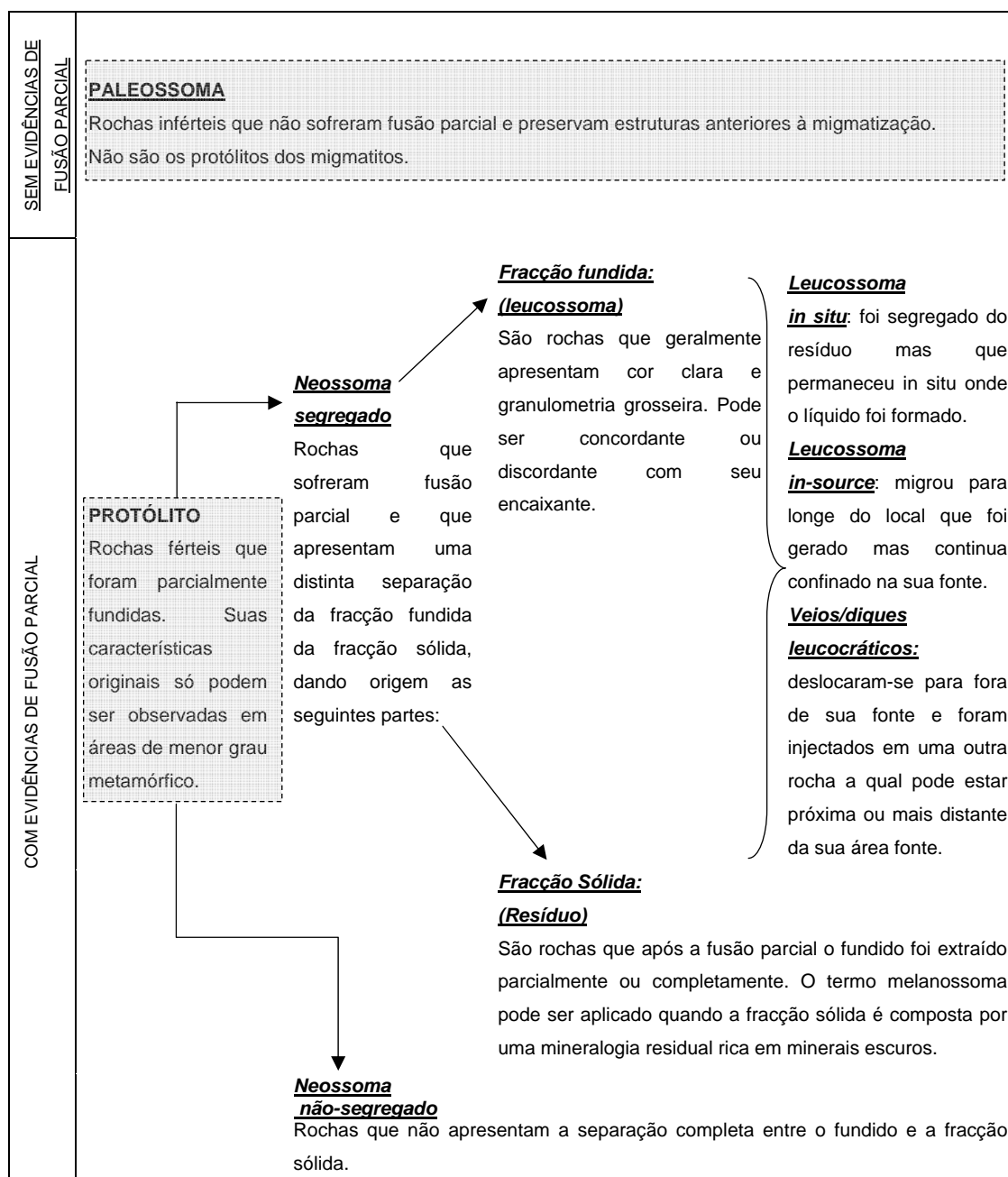


Figura 1.3 – Nomenclatura dos diferentes componentes de um migmatito segundo Sawyer (2008).

Leucossoma – designa os produtos da cristalização dos líquidos anatéticos produzidos durante o processo de fusão parcial. Esta parte do neossoma apresenta geralmente cor clara e uma composição quartzo-feldspática, complementar da observada no resíduo. No entanto, também podem ocorrer leucossomas cujas composições foram modificadas por cristalização fraccionada ou contaminação e já não representam as dos fundidos anatéticos iniciais.

Enquanto a fracção residual de um neossoma segregado está geralmente “in-situ”, a fracção fundida é potencialmente móvel, devido à sua baixa viscosidade e densidade. Sawyer (2008) distingue, por isso, os três tipos de leucossomas:

- (1) Leucossomas “in-situ” – fundidos que foram segregados do resíduo, mas se mantiveram no local onde se formaram.
- (2) Leucossomas “in-source” - líquidos que migraram para longe do local onde foram gerados, embora continuem confinados à sua área fonte.
- (3) Leucossomas em veios ou diques – fundidos que se deslocaram para fora da área fonte e foram injectados noutras rochas também afectadas pelo evento anatético.

Os diferentes tipos de leucossomas podem ser identificados através de uma combinação de critérios, entre os quais se incluem as suas características morfológicas, mineralógicas e geoquímicas e as relações que definem com as rochas hospedeiras. Os leucossomas “in-situ” contactam directamente com o seu próprio resíduo, ou seja, estão normalmente rodeados por bordos de melanossoma. As suas composições representam frequentemente as do líquido anatético original, embora também possam corresponder às de cumulos gerados a partir da diferenciação de fundidos que migraram após a cristalização se ter iniciado. Quando há remoção de uma parte da fracção fundida (perda de líquido), a quantidade de material residual tende a estar em excesso em relação ao leucossoma.

Os leucossomas “in-source” ocorrem normalmente em metatexitos estromáticos e podem definir contactos concordantes ou discordantes com o encaixante. Derivam de líquidos que se deslocaram do local onde foram produzidos, pelo que nunca estão espacialmente associados à sua componente residual, nem apresentam composições complementares à do resíduo. No entanto, este tipo de leucossomas mantém-se na área fonte, havendo, por isso, uma ligação petrogenética entre leucossoma e encaixante. O seu quimismo pode reflectir as composições dos fundidos iniciais, de cumulos ou de líquidos anatéticos fraccionados.

Os leucossomas em veios ou diques são injectados em rochas encaixantes mais “frias”, com as quais definem relações intrusivas, concordantes ou discordantes. Podem apresentar zonas de bordadura de grão fino e não estão geneticamente relacionados com os seus hospedeiros.

#### **I.4. Estrutura da Tese**

Para além das referências bibliográficas e dos Anexos, o presente trabalho está organizado em nove capítulos, cujo conteúdo se sumariza em seguida:

- **Capítulo I – Introdução**

Neste capítulo, enunciam-se os principais objectivos da tese, sumarizam-se os trabalhos desenvolvidos durante sua elaboração e faz-se uma breve introdução sobre a génese, classificação e nomenclatura das rochas migmatíticas no quadro dos conhecimentos actuais.

- **Capítulo II – Enquadramento geológico**

O capítulo II inicia-se com o enquadramento geográfico e geológico geral da área em investigação e termina com uma síntese das principais características estratigráficas, tectónicas, metamórficas e magmáticas dos terrenos que constituem o domínio onde se insere a área de trabalho.

- **Capítulo III – Geologia de campo**

O capítulo III inclui as descrições de campo e a caracterização macroscópica dos diferentes litótipos que afloram na região de Banabuiú. Apresenta-se também o mapa produzido em suporte ARCGIS para a área estudada.

- **Capítulo IV – Petrografia**

No capítulo IV, apresentam-se os resultados da análise petrográfica de amostras representativas das várias unidades geológicas representadas na área de Banabuiú.

- **Capítulo V – Materiais e Métodos Analíticos**

O Capítulo V contém a descrição das diferentes técnicas e procedimentos analíticos usados na preparação de amostras e na obtenção de dados químicos e isotópicos.

- **Capítulo VI – Química Mineral**

No Capítulo VI, são apresentadas as composições químicas obtidas por microsonda electrónica para as principais fases minerais.

- **Capítulo VII – Geoquímica de rocha-total**

No Capítulo VI, apresentam-se as composições em elementos maiores, traço e terras raras das amostras de rocha total de cada um dos litótipos estudados e interpretam-se os resultados com base em diagramas de classificação e variação química.

- **Capítulo VIII – Geologia isotópica e geocronologia U-Pb**

Este capítulo está dividido em três secções: (a) na primeira, introduzem-se os princípios da geologia isotópica e os fundamentos teóricos dos métodos isotópicos utilizados (Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb); (b) na segunda secção, são apresentadas as idades U-Pb determinadas em fracções de zircão; (c) finalmente, na terceira parte, discute-se a possível proveniência dos diferentes litótipos, com base nos dados de geoquímica isotópica Sr-Nd.

- **Capítulo IX – Conclusões**

No capítulo IX, enunciam-se as principais conclusões retiradas ao longo deste trabalho.

- **Referências bibliográficas**

- **Anexos**

**Anexo A** – Dados de química mineral.

**Anexo B** – Análises químicas de elementos maiores, traço e terras raras para amostras representativas dos diferentes litótipos.

**Anexo C** – Análises isotópicas Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb.

**Anexo D** – Publicações



## CAPÍTULO II: ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

Para uma melhor compreensão dos processos geológicos que ocorreram na região de Banabuiú, é de fundamental importância enquadrar a área estudada numa perspectiva mais ampla. Por isso, apresenta-se em seguida uma síntese bibliográfica das principais características litoestratigráficas, tectono-metamórficas e magmáticas das grandes unidades geológicas que constituem o sector nordeste do território brasileiro, dando particular ênfase aos aspectos mais relevantes para a investigação realizada.

### II.1. Enquadramento geográfico

Geograficamente, a região de Banabuiú está situada no Estado do Ceará e tem uma área de aproximadamente 1.118 km<sup>2</sup> (Fig. II.1). É limitada, a oeste, pelo município de Quixeramobim; a norte, pelo município de Quixadá; a este, pelos municípios de Morada Nova e Jaguaretama e, a sul, pelos municípios Solonópole e Milhã (Fig. II.1).

O acesso à região, tendo como ponto de partida Fortaleza, capital do Estado do Ceará, faz-se através da rodovia federal BR-116 até à localidade designada de Triângulo de Quixadá e pela CE-013 até à cidade de Quixadá. A partir desta cidade, segue-se pela rodovia CE-021, até ao quilómetro 11, onde se encontra o entroncamento com a CE-113, que dá acesso à cidade de Banabuiú.

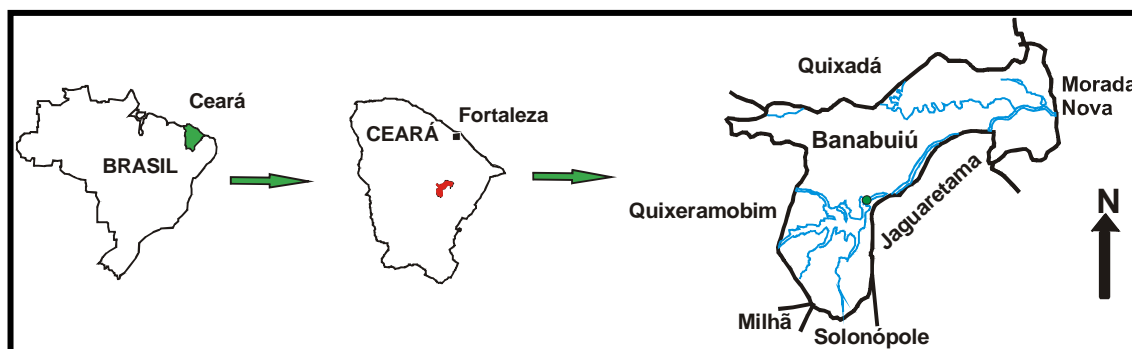


Figura II.1 – Localização geográfica da área de estudo.

## II.2. Enquadramento geológico

Do ponto de vista geológico, a região de Banabuiú localiza-se numa das grandes unidades geotectónicas em que se subdivide o território brasileiro - a Província Borborema (PB) (Fig. II.2). Contrariamente aos terrenos precâmbrios dos cratões de São Francisco, Amazónico, São Luiz e Rio de la Plata (Fig. II.2), a Província Borborema, em conjunto com as Províncias de Mantiqueira e Tocantins correspondem a domínios intensamente afectados pelos movimentos orogénicos associados ao ciclo Brasileiro/Pan-Africano, no Neoproterozóico.

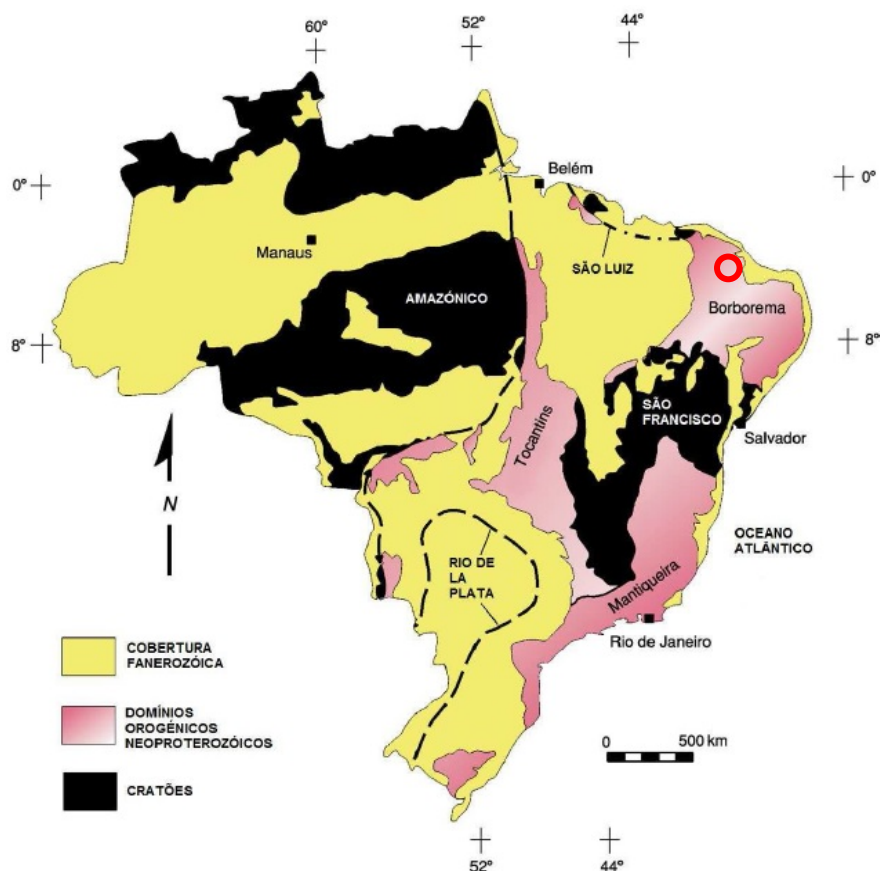


Figura II.2 – Mapa tectónico simplificado do Brasil, mostrando as grandes unidades geotectónicas que o constituem e a localização da área estudada (círculo a vermelho), (extraído de Almeida *et al.*, 1981).

Com efeito, a Província Borborema representa uma das faixas móveis formadas no Neoproterozóico, como resultado da convergência dos cratões Amazónico, Oeste Africano-São Luis e Congo-São Francisco durante a amalgamação do supercontinente Gondwana Ocidental (Almeida, 1977; Almeida *et al.*, 1981; Brito Neves e Cordani, 1991, Van Schmus *et al.*, 1997) (Fig. II.3).



Figura II.3 – Reconstituição do continente Gondwana, mostrando a distribuição dos principais blocos cratônicos e cinturões móveis Brasileiros. Cratões: AM - Amazônico; CO - Congo; SF - São Francisco; WA - Oeste Africano; KA - Kalahari; RP - Rio de La Plata. Cinturões móveis no continente sul-americano: B - Borborema; T - Tocantins; M - Mantiqueira (extraído de Schobbenhaus & Brito Neves, 2003).

Em termos tectónicos, a Província de Borborema é constituída por três domínios com características estratigráficas, tectónicas, metamórficas e magmáticas distintas, separados por falhas e lineamentos de escala continental (e.g. Van Schmus *et al.*, 1995, Brito Neves *et al.*, 2000, Santos *et al.*, 2000; Fig. II.4):

- o Domínio Norte ou Setentrional, localizado a norte do Lineamento de Patos;
- o Domínio Transversal ou Central, delimitado pelos Lineamentos de Patos e de Pernambuco;
- o Domínio Sul ou Meridional, situado a sul do Lineamento de Pernambuco.

O Domínio Setentrional, onde se localiza a área estudada, inclui três subdomínios principais, limitados também por importantes zonas de cisalhamento transcorrentes: (a) o Domínio Médio Coreauá (DMC), situado a NW do lineamento Transbrasiliano ou Sobral-Pedro II; (b) o Domínio Ceará Central (DCC), localizado entre os lineamentos de Transbrasiliano e Senador Pompeu e (c) o Domínio Rio Grande do Norte (DRGN), limitado pelos lineamentos de Senador Pompeu e Patos (Fetter *et al.*, 2000; Brito Neves *et al.*, 2000).



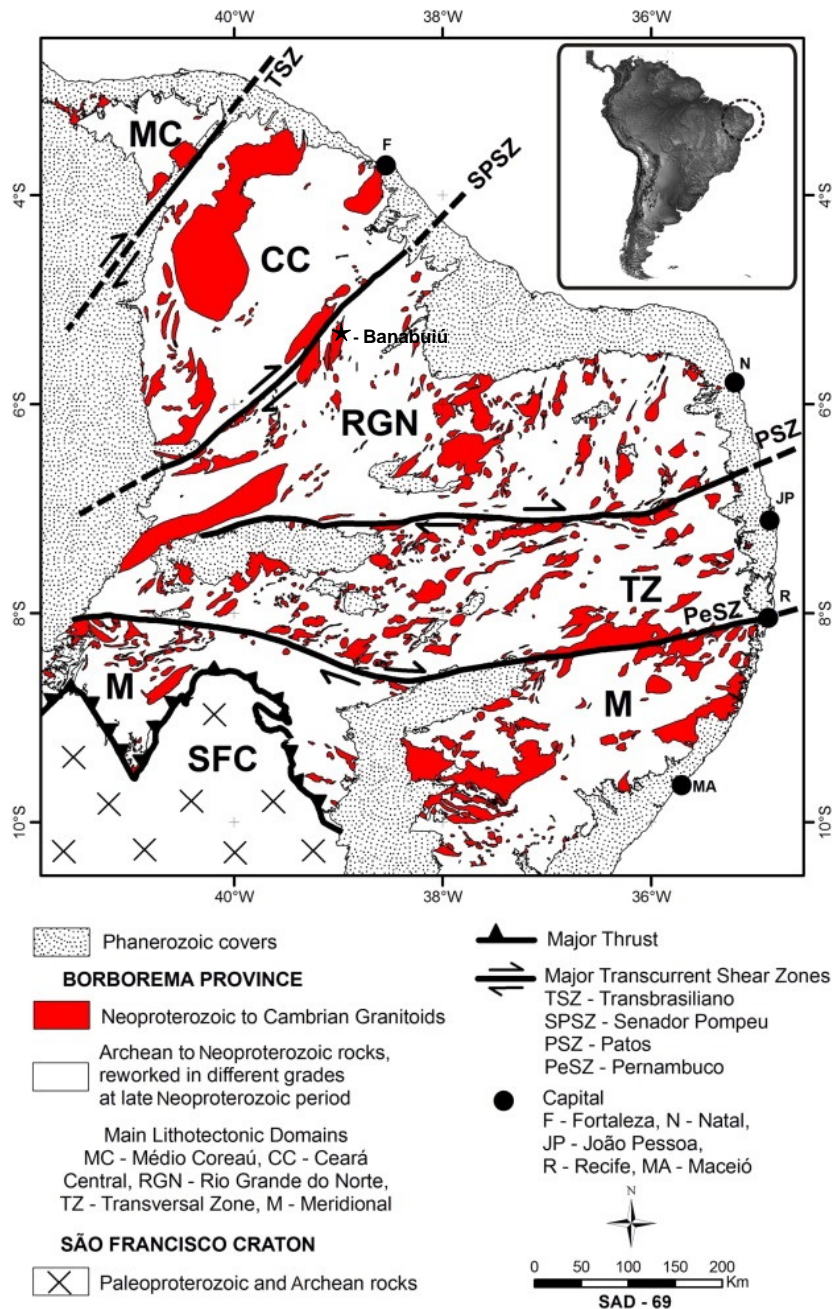


Figura II.4 – Principais domínios tectónicos da Província Borborema segundo Almeida *et al.* (1981), Van Schmus *et al.* (1997), Brito Neves *et al.* (2000) e Cavalcante *et al.* (2003).

De acordo com o mapa da Figura II.4, a região de Banabuiú integra-se no Domínio Rio Grande do Norte (DRGN). Deve salientar-se, contudo, que Arthaud *et al.* (1998) e Arthaud (2005) propuseram que se individualizasse um novo domínio entre os Domínios Rio Grande do Norte (DRGN) e Ceará Central (DCC), ao qual atribuíram a designação de Domínio Orós-Jaguaribe (DOJ) (Fig. II.5). O DOJ é limitado a oeste pelo DCC, através das Zonas de Cisalhamento de Orós e de Aiuába e, a este, pelo

DRGN, através das Zonas de Cisalhamento de Farias Brito e de Porto Alegre (Fig. II.5).

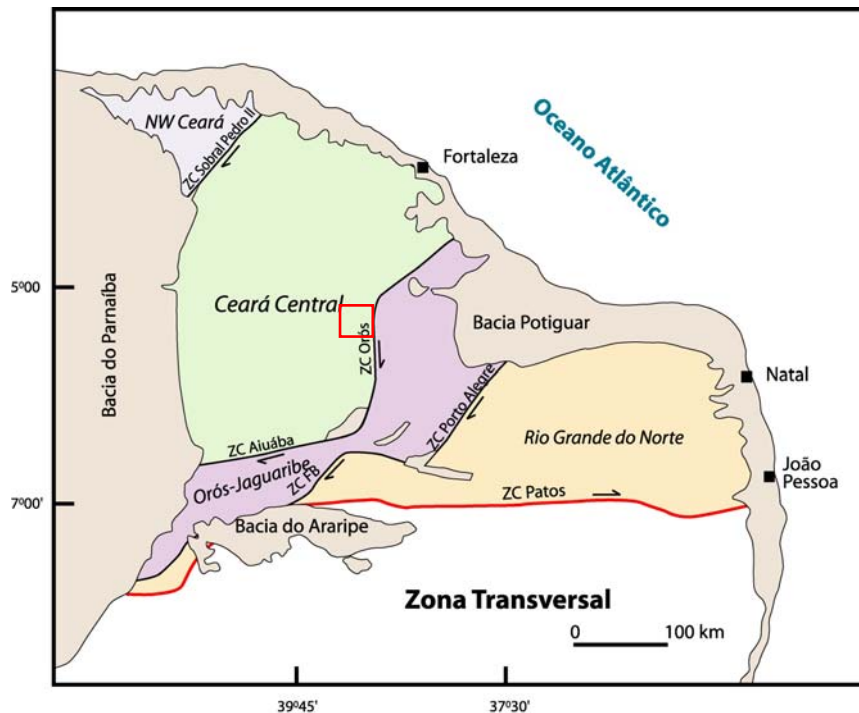


Figura II.5 – Domínios geotectônicos da parte setentrional da Província Borborema segundo Arthaud (2005). A região de Banabuiú está assinalada pelo quadrado vermelho.

Considerando a subdivisão proposta por Arthaud *et al.* (1998) e Arthaud (2005), a área em estudo passaria a estar incluída no Domínio Ceará Central (DCC) (Fig. II.5). Apesar da maioria das publicações recentes continuarem a subdividir a porção setentrional da Província Borborema em apenas três domínios (DMC, DCC e DRGN), as associações litológicas que constituem o substrato do sector localizado a leste da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu e a oeste da Zona de Cisalhamento de Orós (ZCO) (Complexo Acopiara) parecem apresentar algumas afinidades litoestratigráficas com uma das unidades geológicas do DCC (Complexo Ceará) (Almeida *et al.*, 2008). Por isso, a região de Banabuiú será tratada neste trabalho como parte do DCC, em concordância com o novo Mapa Geológico do Ceará, na escala 1:500.000 (Cavalcante *et al.*, 2003) (Fig. II.6).

### II.3. Principais unidades geológicas do Domínio Ceará Central (DCC)

O DCC é limitado, a nordeste, pelo Oceano Atlântico, a noroeste, pelo Domínio Médio Coreaú (DMC), a oeste, pela Bacia do Parnaíba e, a este e sul, pelo Domínio Orós-Jaguaribe (DOJ).

Contacta com o DMC através do lineamento Transbrasiliano (Sobral-Pedro II), interpretado por Trompette (1994) como o prolongamento no Brasil da sutura entre os cratões Oeste Africano e Congo. O seu limite com o DOJ é marcado pelas Zonas de Cisalhamento de Orós e de Aiuába (Arthaud *et al.*, 1998 e Arthaud, 2005; Fig. II.6).

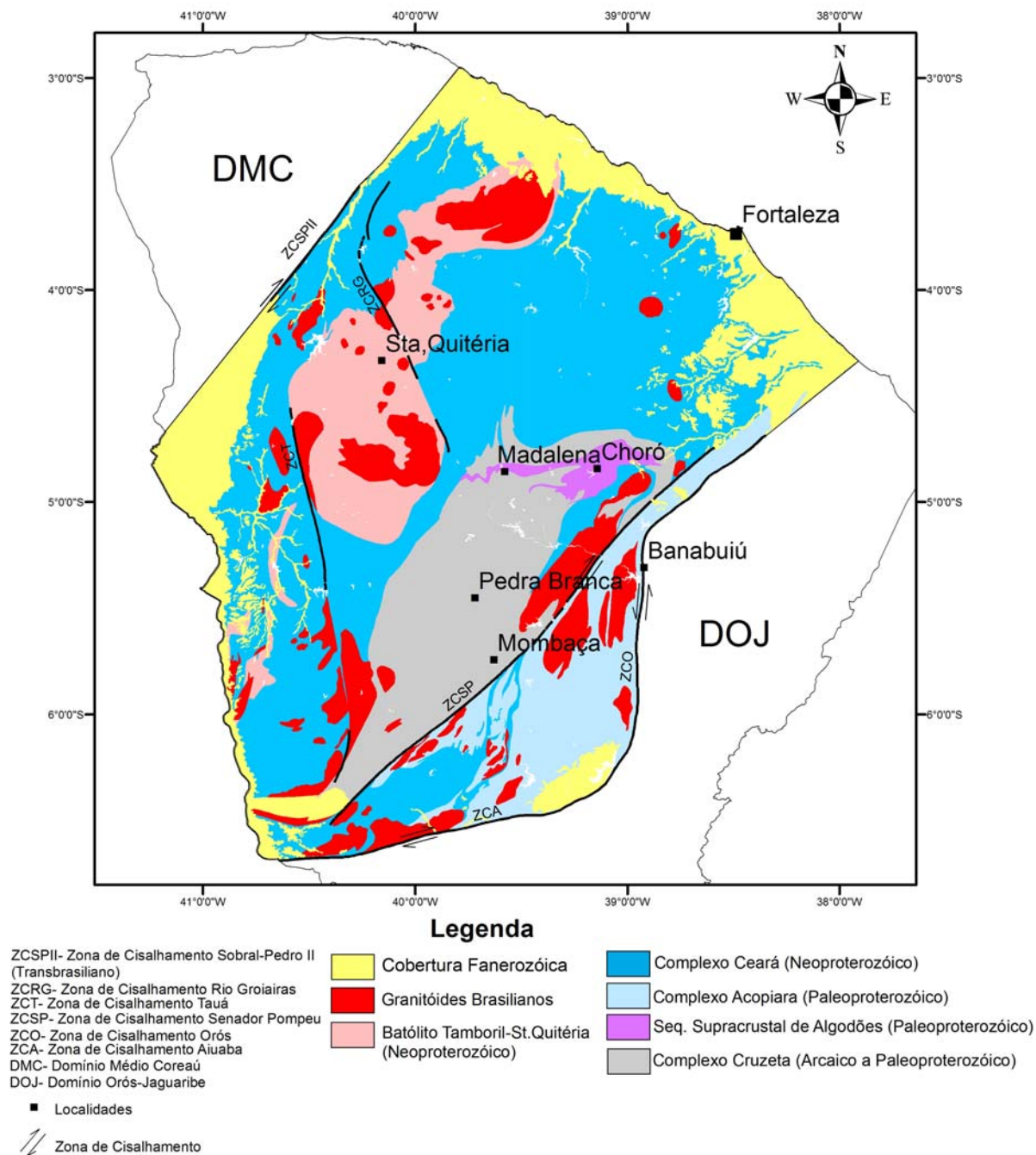


Figura II.6 – Mapa geológico simplificado do Domínio Ceará Central, adaptado do Mapa Geológico do Ceará na escala 1:500.000 (Cavalcante *et al.*, 2003).

Em termos litoestratigráficos, é possível distinguir no DCC a seguinte sequência de unidades, da base para o topo (Cavalcante *et al.*, 2003; Parente *et al.*, 2008):

- Complexo Cruzeta de idade arcaica a paleoproterozóica
- Sequência supracrustal de Algodões de idade paleoproterozóica
- Complexo Acopiara de idade paleoproterozóica
- Complexo Ceará de idade neoproterozóica
- Batólito calco-alcálico de Tamboril-Santa Quitéria, de idade neoproterozóica
- Granitóides Brasileiros
- Cobertura Fanerozóica

### II.3.1 Complexo Cruzeta

O Complexo Cruzeta, com uma área de exposição de cerca de 6000 km<sup>2</sup>, aflora apenas no sector localizado a noroeste do Lineamento Senador Pompeu (Fig. II.6). É constituído por um núcleo Arcaico (Pedra Branca / Mombaça) envolvido por ortognaisses Paleoproterozóicos (Complexo Cruzeta Indiferenciado), que se estendem desde a região de Madalena/Boa Viagem até Choró.

Os terrenos arcaicos de Pedra Branca / Mombaça incluem duas sequências litológicas distintas: (1) ortognaisses biotíticos de afinidade tonalítica / trondjemítica / granodiorítica (TTG) e (2) uma associação vulcano-sedimentar do tipo “*greenstone-gneiss*” (Parente *et al.*, 2008).

Com base nas idades U-Pb obtidas em zircões dos ortognaisses TTG primitivos de Pedra Branca / Mombaça (2,7-2,8 Ga), bem como nas suas idades modelo Sm-Nd (2,9 e 3,04 Ga) e nos valores negativos de  $\epsilon_{Nd_i}$ , Fetter (1999) considera que esta sequência se formou por reciclagem de rochas crustais mais antigas num ambiente de arco magmático continental. Em contraste, a associação vulcano-sedimentar do tipo “*greenstone-gneiss*”, com idades U-Pb semelhantes mas valores positivos de  $\epsilon_{Nd_i}$ , parece representar um segmento de crosta juvenil gerada num domínio oceânico isolado (Fetter, 1999). No seu conjunto, as rochas policíclicas arcaicas foram afectadas por intensa deformação tangencial e metamorfismo regional do topo da fácies anfibolítica, acompanhado, por vezes, de migmatização acentuada, durante a orogenia brasileira.

O bloco arcaico de Pedra Branca é marginado a noroeste por ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica (Madalena – Choró) com idades de cristalização paleoproterozóicas (2,1 - 2,2 Ga) (Fetter, 1999; Fetter *et al.*, 2000; Martins, 2000,

Martins *et al.*, 2009). Devido à dificuldade em separar cartograficamente estas rochas dos seus equivalentes arcaicos, os ortognaisses TTG de Madalena – Choró foram incluídos no Complexo Cruzeta no Mapa Geológico do Ceará, na escala 1:500.000 (Cavalcante *et al.*, 2003). Segundo Fetter (1999), é provável que a unidade actualmente conhecida como Complexo Cruzeta tenha resultado da acreção de vários arcos insulares paleoproterozóicos em torno de um pequeno núcleo arcaico.

### II.3.2 Sequência supracrustal de Algodões

Em estreita associação com os ortognaisses de Madalena – Choró, ocorre uma faixa metamórfica de rochas supracrustais (Algodões), composta por metavulcanitos básicos (anfíbolitos com e sem granada) e metassedimentos de natureza variada, nos quais se intercalam formações ferríferas manganésíferas bandadas (Arthaud & Landim, 1995; Martins, 2000). Martins *et al.* (2009) obtiveram uma isócrona Sm-Nd em rocha total de ca. 2,23 Ga para os anfíbolitos da sequência Algodões, que interpretaram como uma idade mínima de cristalização para os seus protólitos ígneos. De acordo com os mesmos autores, a presença de idades U-Pb (zircão) ligeiramente mais jovens nos tonalitos/granodioritos de Madalena – Choró (2,13 - 2,17 Ga) confirma o seu carácter intrusivo na sequência supracrustal (Martins *et al.*, 2009).

Por outro lado, e tendo em conta os valores positivos de  $\epsilon Nd_i$  registados nos ortognaisses de Madalena – Choró e nos anfíbolitos da sequência Algodões, propõem ainda que estes magmas se formaram num contexto geodinâmico de arco insular, por fusão parcial da cunha mantélica e/ou duma crosta juvenil máfica (Martins *et al.*, 2009).

### II.3.3 Complexo Acopiara

O complexo gnáissico-migmatítico de Acopiara localiza-se na região central do Estado do Ceará, estando limitado a oeste pela zona de cisalhamento Senador Pompeu e a este pela zona de cisalhamento Orós (Fig. II.6). Segundo Cavalcante *et al.* (2003), o complexo de Acopiara é constituído essencialmente por metatexitos estromáticos paraderivados, com ou sem granada, cujos leucossomas apresentam composições tonalíticas, granodioríticas e graníticas. Brito Neves (1975) obteve uma isócrona Rb-Sr de  $2020 \pm 130$  Ma para estas rochas, com base na qual admite que o Complexo Acopiara é mais antigo (Paleoproterozóico) que o Complexo Ceará (Meso-Neoproterozóico). No entanto, ainda persistem dúvidas sobre a possível correlação entre as duas unidades (Parente *et al.*, 2008).

### II.3.4 Complexo Ceará

Grande parte do substrato do DCC é coberto por rochas metassedimentares de idades predominantemente neoproterozóicas, agrupadas no chamado Complexo do Ceará (Parente *et al.*, 2008) (Fig. II.6). O Complexo Ceará inclui várias unidades (eg. Canindé, Independência, Quixeramobim, Arneiroz, Novo Oriente), subdivididas em diferentes sub-unidades, dependendo da localização geográfica das ocorrências. Com excepção da unidade Canindé, em que a sequência paraderivada está associada a ortognaisses tonalíticos – granodioríticos, todas as restantes unidades são formadas por associações litológicas pelíticas e semi-pelíticas, nas quais se intercalam quartzitos, mármore, rochas calco-silicatadas e, embora com carácter mais subordinado, rochas metavulcânicas (e.g. Cavalcante *et al.*, 2003; Fetter *et al.*, 2003; Arthaud *et al.*, 2008).

A idade de deposição do Complexo Ceará não é conhecida com exactidão. No entanto, as datações U-Pb obtidas em zircões de metabasitos e de metariolitos intercalados nas formações paraderivadas (ca. 750 Ma e  $772 \pm 31$  Ma, respectivamente) sugerem que a sedimentação se poderá ter iniciado por volta dos 770 Ma, a partir da fragmentação e “rifting” do soco Arcaico / Paleoproterozóico (e.g. Fetter, 1999; Arthaud *et al.*, 2008; Amaral, 2010). Para além disso, as idades modelo ( $T_{DM}$ ) determinadas em amostras da sub-unidade Itatira (2,25 Ga, Santos *et al.*, 2003) e a presença de zircões detríticos com idades U-Pb compreendidas entre 2,2 e 1,8 Ga nos metassedimentos de Canindé (Amaral *et al.*, 2010) revelam que os materiais sedimentares do Complexo Ceará são essencialmente provenientes da erosão do soco paleoproterozóico. Apesar de menos pronunciado, o envolvimento de fontes mais recentes, com idades mesoproterozóicas, é também referido por vários autores (Fetter, 1999; Castro *et al.*, 2003; Santos *et al.*, 2003; Torres, 2004). A deposição terá ocorrido em ambiente de plataforma marinha de margem passiva.

As rochas do Complexo Ceará exibem frequentemente paragénese metamórficas da facies anfibolítica de grau alto e deformação intensa relacionada com uma tectónica de baixo ângulo, que só é verticalizada nas proximidades das zonas de cisalhamento dúctil que recortam o DCC (Parente *et al.*, 2008). Os dados geocronológicos disponíveis indicam ainda que os eventos tectono-metamórficos que afectaram este complexo parecem estar unicamente relacionados com o ciclo orogénico Brasileiro e que o pico metamórfico terá sido atingido aos  $621 \pm 160$  Ma (isócrona Sm-Nd em rocha total e granada obtida numa amostra dos paragnaisses da região de Itatira, Santos *et al.*, 2003).

### II.3.5 Batólito de Tamboril-Santa Quitéria

O batólito Tamboril-Santa Quitéria é constituído por abundantes volumes de granitóides (tonalitos, granodioritos e granitos) intruídos em diatexitos e metatexitos do Complexo Ceará (Fig. II.6). No seio dos corpos plutónicos ocorrem, com frequência, mega-enclaves de rochas calco-silicatadas e de anfibolitos (Fetter *et al.*, 2003, Castro 2004, Arthaud *et al.*, 2008).

Fetter *et al.* (2003) e De Araújo *et al.* (2010) interpretam o complexo batolítico Tamboril-Santa Quitéria como um arco magmático continental, formado nas fases precoces da orogenia Brasileira. A zona de sutura, com mergulho para este, estaria localizada a oeste do batólito, próximo do Lineamento Transbrasiliano (Fig. II.6). Com base na caracterização de retroeclogitos e de anfibolitos com granada presentes no bordo este do batólito, nos arredores de Itataia e Pentecoste, alguns autores propõem que o fecho do oceano teria ocorrido no sentido NNW e, não no sentido SE (Castro 2004; Garcia & Arthaud 2004; Amaral & Santos 2008).

Segundo Fetter *et al.* (2003), os diferentes litótipos do batólito Tamboril-Santa Quitéria teriam sido gerados por mistura de magmas juvenis neoproterozóicos com fundidos resultantes da anatexia dos gnaisses paleoproterozóicos encaixantes. Neste cenário, as fácies de composição granítica representariam o último episódio da evolução do arco, marcado pelo aumento progressivo da participação crustal (Fetter *et al.*, 2003). De Araújo *et al.* (2010) obtiveram idades Pb-Pb de 795 Ma em zircões dos gnaisses granodioríticos situados no bordo este do complexo. Por outro lado, as datações U-Pb (zircão) de diferentes corpos plutónicos do batólito forneceram idades variando entre 660 - 614 Ma (Fetter *et al.*, 2003; Brito Neves *et al.*, 2003) e 620 - 611 Ma (Castro, 2004).

### II.3.6 Granitóides Brasileiros

Para além do complexo batolítico de Tamboril-Santa Quitéria, possivelmente associado a um evento pré-colisional, o soco do DCC foi intruído por abundantes volumes de granitóides sin-orogénicos durante o ciclo Brasileiro. Arthaud (2005) e Parente *et al.* (2008) agruparam os granitóides brasileiros nas seguintes categorias (Fig. II.7):

- (1) Granitóides sin-tectónicos, instalados durante a fase de espessamento crustal e subsequente extrusão lateral. Neste grupo incluem-se os granitos de duas micas de tipo S gerados durante o pico metamórfico (batólitos de Senador Pompeu e Banabuiú).



- (2) Granitóides tardi-tectónicos, cuja intrusão terá sido controlada por megazonas de transcorrência desenvolvidas ou reactivadas após o pico metamórfico (batólitos de Quixeramobim e Quixadá);
- (3) Granitóides pós-tectónicos, relacionados com o colapso da cadeia brasiliana. Estes granitóides, com idades Câmbrio-Ordovícicas, estão representados pelos maciços de Mucambo, Meruoca, Serra da Barriga, Pagé, Serrote São Paulo e pelo Complexo Anelar Quintas.

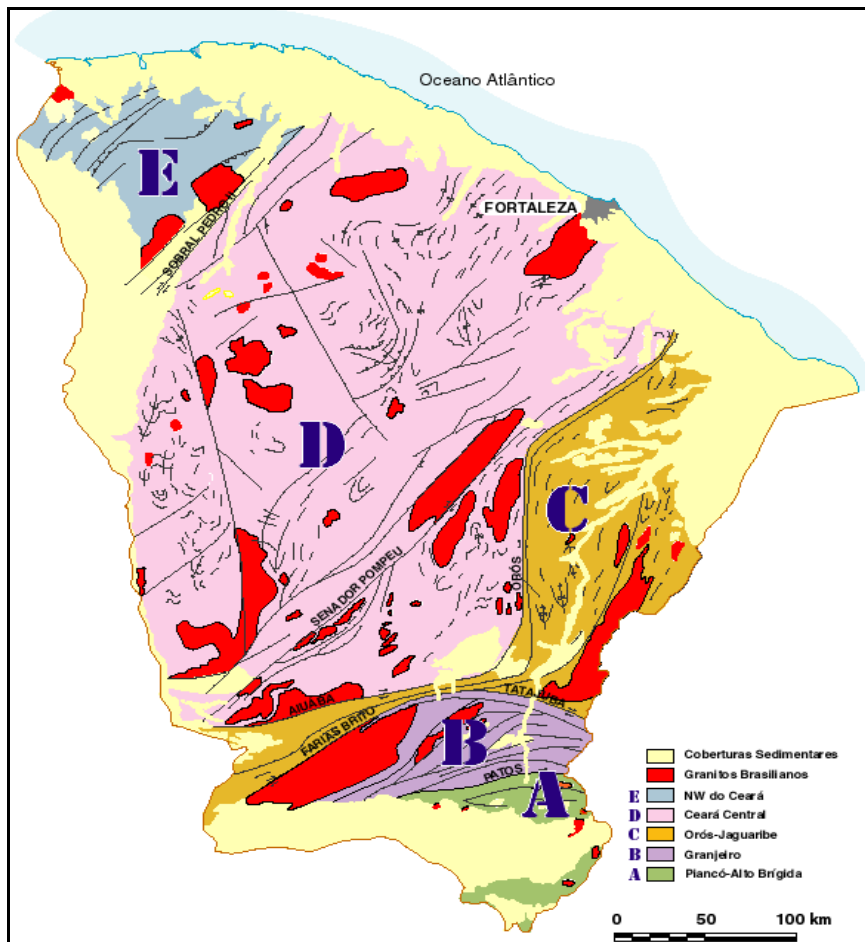


Figura II.7 – Distribuição dos granitóides brasileiros no Estado do Ceará (extraído de Arthaud 2005).

As datações U-Pb obtidas por Nogueira (2004) em zircões dos batólitos graníticos sin- e tardi-cinemáticos de Senador Pompeu ( $561 \pm 15$  Ma), Quixadá ( $585 \pm 4,7$  Ma) e Quixeramobim ( $587 \pm 14$  Ma) e por Lima *et al.* (2009) para o granito de Banabuiú ( $578,6 \pm 6,5$  Ma), permitiram constranger o período de instalação destes magmas ao intervalo c.a. 560-590 Ma. Por outro lado, as idades Rb-Sr e U-Pb



determinadas em rochas intrusivas pós-colisionais variam entre 550 e 480 Ma (Tavares Jr, 1992; Fetter, 1999; Matos *et al.*, 2003, Castro, 2004).

Na passagem do Neoproterozóico para o Paleozóico, instalaram-se ainda numerosos corpos pegmatíticos com mineralizações de importância económica (Souza, 1985; Marques Jr *et al.*, 1988; Marques Jr, 1992). As datações K-Ar obtidas em concentrados de moscovite dos pegmatitos da região de Banabuiú apontam para idades de 530-500 Ma (Lima, 2008), estando de acordo com o intervalo (470 – 530 Ma) proposto por Almeida *et al.* (1968).

### **II.3.7 Cobertura Fanerozóica**

A partir do final do ciclo Brasileiro, a reactivação das megazonas de cisalhamento em condições frágeis deu origem à formação de pequenas bacias do tipo *pull-apart* onde se acumularam sequências de molassos de idade Câmbrico-Ordovícica. Nos depósitos de cobertura fanerozóica, incluem-se ainda os sedimentos Cenozóicos de origem predominantemente continental que recobrem de forma descontínua o soco do DCC.

## CAPÍTULO III: GEOLOGIA DE CAMPO

Neste capítulo apresentam-se as principais unidades litológicas identificadas na região de Banabuiú, descrevem-se as estruturas resultantes da deformação polifásica brasileira e, por fim, discutem-se as relações temporais entre o metamorfismo de alto grau, o magmatismo granítico e a deformação.

### III.1. Introdução

A área estudada localiza-se no sector oriental do Domínio Ceará Central (DCC), entre as coordenadas 489961E - 508569E e 9372491N - 9428531N (UTM-WGS84, zona 24S), e abrange uma superfície de aproximadamente 1.100 km<sup>2</sup>. É coberta pelas cartas geológicas, na escala 1:100.000, de Quixeramobim, Senador Pompeu e Jaguaretama, publicadas pelo CPRM (Serviços Geológicos do Brasil) em 2008, 2011 e 2008, respectivamente (Fig.III.1). A porção NE da região, onde incidiu uma parte significativa do trabalho realizado, é abrangida pela folha de Banabuiú, ainda não publicada.

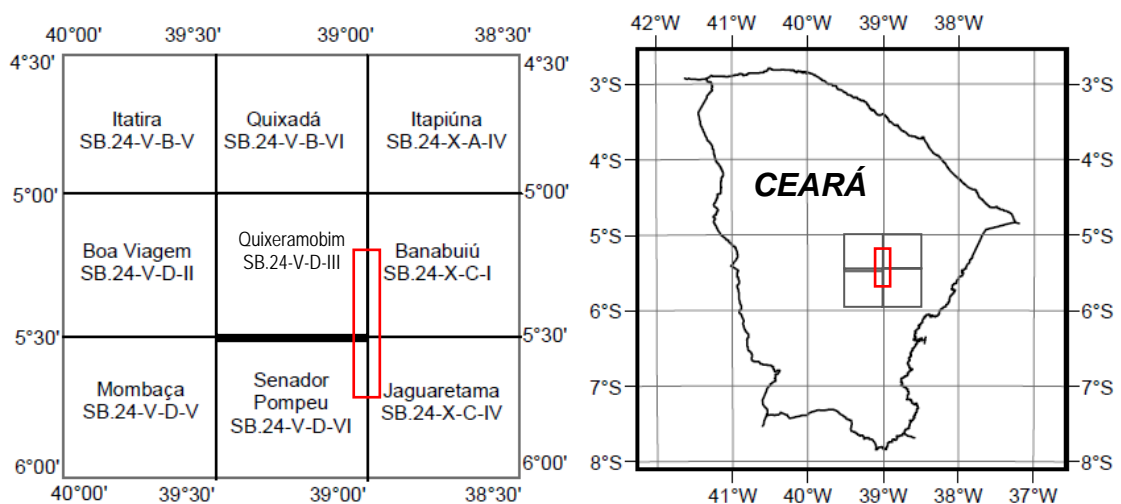


Figura III.1 – Localização da área estudada (rectângulo vermelho) no cartograma dos mapas geológicos à escala 1:100.000 do CPRM (esquerda) e no Estado do Ceará (direita).

Com base nas observações de campo, na análise de imagens satélite e em dados petrográficos foi elaborado um mapa geológico para a região estudada que se

mostra na Figura III.2. Para além de incluir informação estrutural adicional à já existente, o novo mapa apresenta diferenças significativas relativamente à cartografia editada (escala 1:100.000). Nos terrenos gnáissico-migmatíticos que constituem o substrato da região identificou-se um conjunto de rochas ortoderivadas não individualizado na cartografia prévia. Por outro lado, redefiniram-se os limites oriental e meridional do batólito de Banabuiú. Refira-se ainda que o quadrante NE da área foi cartografado de raiz, pois este sector não é coberto por nenhuma das cartas geológicas publicadas. No total, visitaram-se e descreveram-se 380 afloramentos, 85 dos quais foram também amostrados (Fig. III.3).

Em termos litológicos, a região de Banabuiú é composta por duas unidades principais: (1) complexo gnáissico-migmatítico e (2) granitóides brasileiros (Fig. III.2).

O complexo gnáissico-migmatítico ocupa o sector oriental e ocidental da área estudada e tem sido considerado como parte integrante do Complexo Acopiara na literatura regional (ver Cap. II). No entanto, os trabalhos de campo realizados no âmbito da presente investigação mostram que, em íntima associação espacial com a sequência metassedimentar Acopiara, ocorrem faixas alongadas de ortognaisses intensamente deformados (Fig. III.2). Tanto a sequência paraderivada como os gnaisses ortoderivados foram afectados por metamorfismo regional do topo da fácies anfibolítica durante a orogenia Brasileira, tendo atingido as condições de fusão parcial. Apresentam frequentemente estruturas estromáticas, conferidas pela presença de bandas com composição quartzo-feldspática (leucossomas) intercaladas no hospedeiro metassedimentar ou metaígneo. Localmente, o bandado migmatítico torna-se mais difuso como consequência da produção de proporções cada vez maiores de fundido e é progressivamente substituído por estruturas de tipo nebulítico, “schlieren” e “schollen” acabando por dar lugar a diatexitos (s.s.), que ocorrem em corpos irregulares sem expressão cartográfica. Sob a influência da Zona de Cisalhamento de Orós (ZCO) que limita a região a este, as rochas orto- e para-derivadas podem ainda adquirir um “fabric” protomilonítico a milonítico que oblitera totalmente as anisotropias anteriores.

Devido à intensidade dos processos de migmatização, as características originais dos protólitos envolvidos na génese do complexo gnáissico-migmatítico não são facilmente reconhecíveis. Contudo, as evidências de campo sugerem que a sequência paraderivada é constituída por uma alternância de metapelitos e metagrauvaques, aos quais se associam esporadicamente níveis lenticulares de quartzitos, rochas calcossilicatadas e anfibolitos.

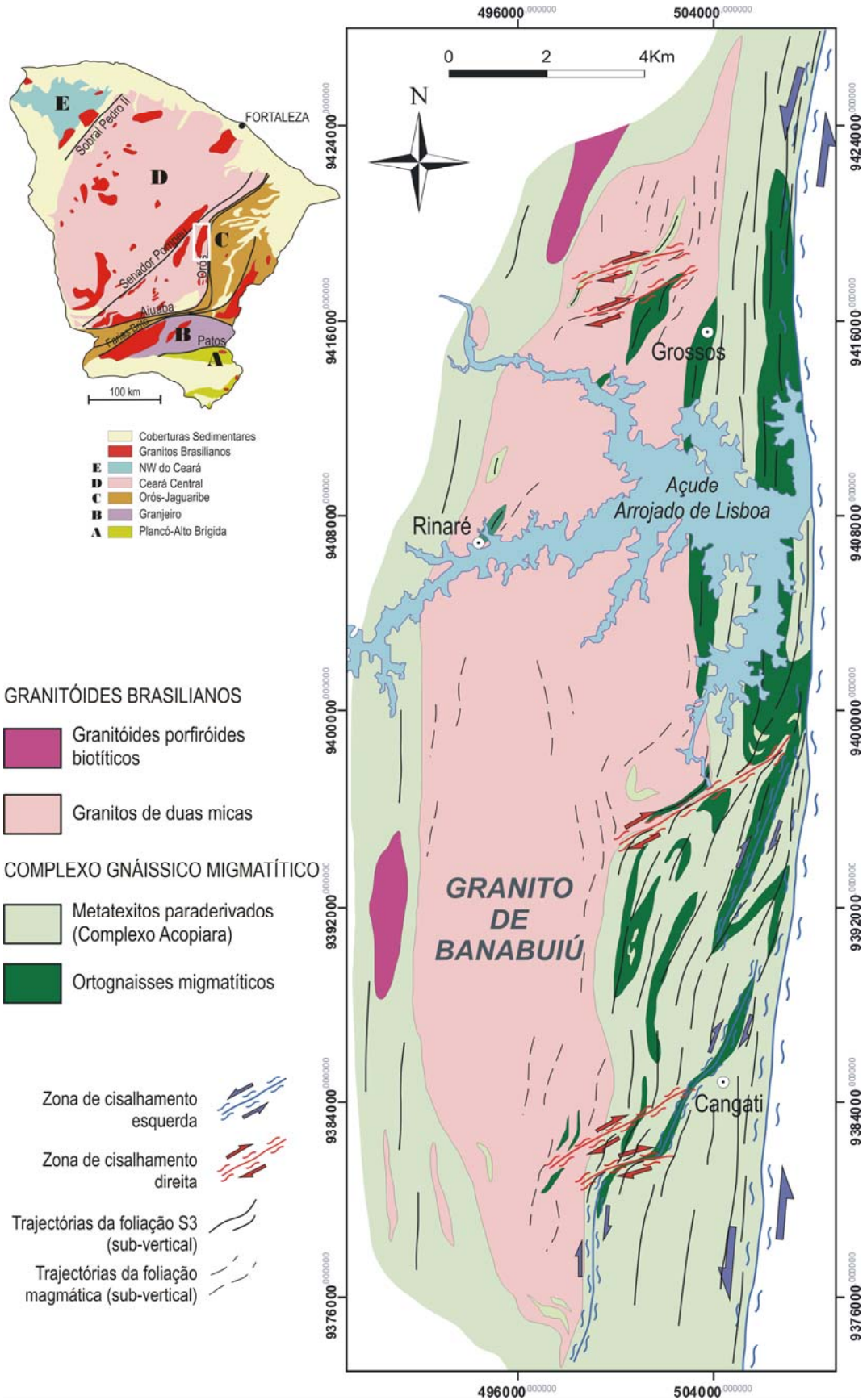


Figura III.2 – Mapa geológico da região de Banabuiú.

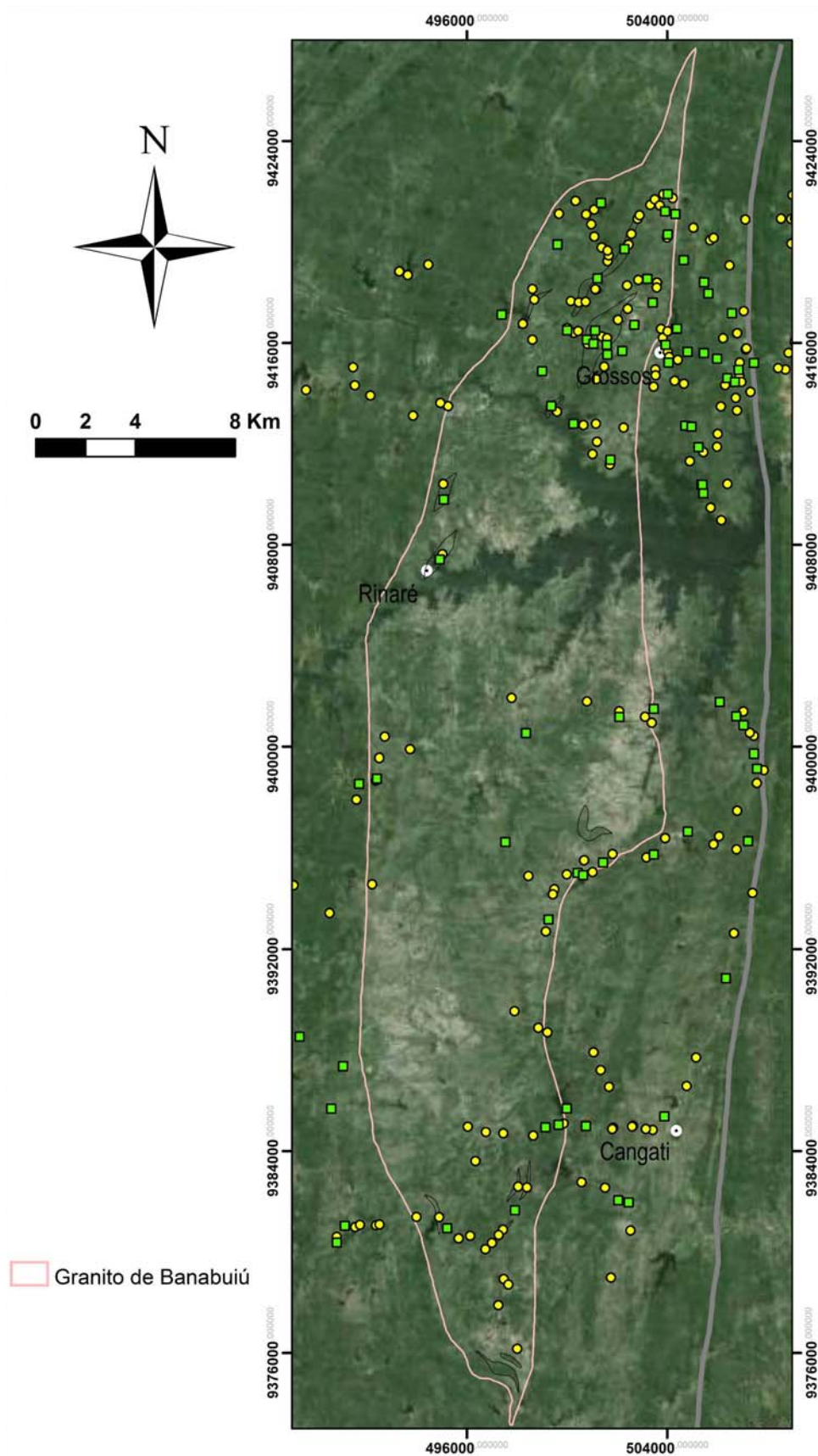


Figura III.3 – Mapa geológico com a localização dos afloramentos observados. Os retângulos indicam os locais amostrados.

Em contrapartida, os gnaisses ortoderivados possuem características texturais e mineralógicas consistentes com uma derivação a partir de rochas plutónicas de composição granítica a granodiorítica.

Durante os últimos estádios da colisão Brasileira, o complexo gnáissico - migmatítico foi intruído por um corpo de dimensões batolíticas de leucogranitos de tipo S, com forma alongada na direcção N-S, que ocupa a parte central da região cartografada e é conhecido na bibliografia como granito de Banabuiú (Fig. III.2). O seu carácter concordante com as estruturas regionais permite incluir este maciço no grupo dos granitóides brasileiros sin-cinemáticos. No sector ocidental da área afloram ainda dois pequenos “stocks” de granitóides porfiróides biotíticos de tipo I, também de idade brasileira.

Por fim, quer o encaixante migmatítico, quer o granito de Banabuiú, são cortados por numerosos filões de pegmatitos tardios, com espessura e extensão variáveis, que representam um importante recurso económico para a região. Com efeito, alguns destes filões estão presentemente em exploração para obtenção de espécimes minerais gemológicos (turmalina rósea, azul, verde e bicolor) e para extracção de feldspatos, quartzo e micas com aplicações industriais diversas.

### III.2. Geologia estrutural

Como foi referido anteriormente, o sector em análise foi intensamente afectado por deformação e metamorfismo durante a Orogenia Brasileira, no final do Proterozóico. O padrão estrutural regional da área está intimamente relacionado com a importante zona de cisalhamento dúctil transcorrente com direcção N-S, denominada Zona de Cisalhamento Orós (ZCO), que limita a região a oriente (Fig. III.2). Com base nos dados adquiridos é possível concluir que a ZCO esteve activa durante a 3ª fase de deformação brasileira ( $D_3$ ).

No complexo gnáissico-migmatítico, os efeitos da deformação transcorrente da ZCO estão sempre presentes, embora a intensidade da deformação  $D_3$  seja heterogénea. Deste modo, a orientação geral das estruturas dominantes ( $\approx$ N-S, subvertical) é determinada por esta fase de deformação que reorienta as anisotropias anteriores e gera novas estruturas. Com efeito, em toda a região ocorrem com frequência:

- a) Dobras mesoscópicas  $D_3$  que afectam uma foliação prévia ( $S_1+S_2$ ) muito penetrativa. As dobras têm plano axial subvertical com direcção  $\approx$ N-S e eixos com inclinações variáveis, ora para norte, ora para sul, com predomínio de



mergulhos superiores a  $70^\circ$  (Figs. III.4 e III.5). Em associação com estas dobras pode chegar a desenvolver-se uma foliação  $S_3$ , paralela ao plano axial. Nos flancos, como as dobras são geralmente muito fechadas ou isoclinais, a  $S_3$  e a anisotropia prévia ficam praticamente paralelas, com direcção  $\approx$ N-S.

- b) Numerosos corredores miloníticos paralelos à ZCO. Nestes domínios, a  $D_3$  é tão intensa que as estruturas prévias são completamente transpostas e nas rochas do complexo migmatítico pode apenas ser observado um forte “fabric” planar  $S_3$  (Figs. III.5d e III.6a, b). Contudo, observam-se, nalguns casos, relíquias da  $S_1+S_2$  preservadas em dobras intrafoliares localizadas entre os planos  $S_3$ .

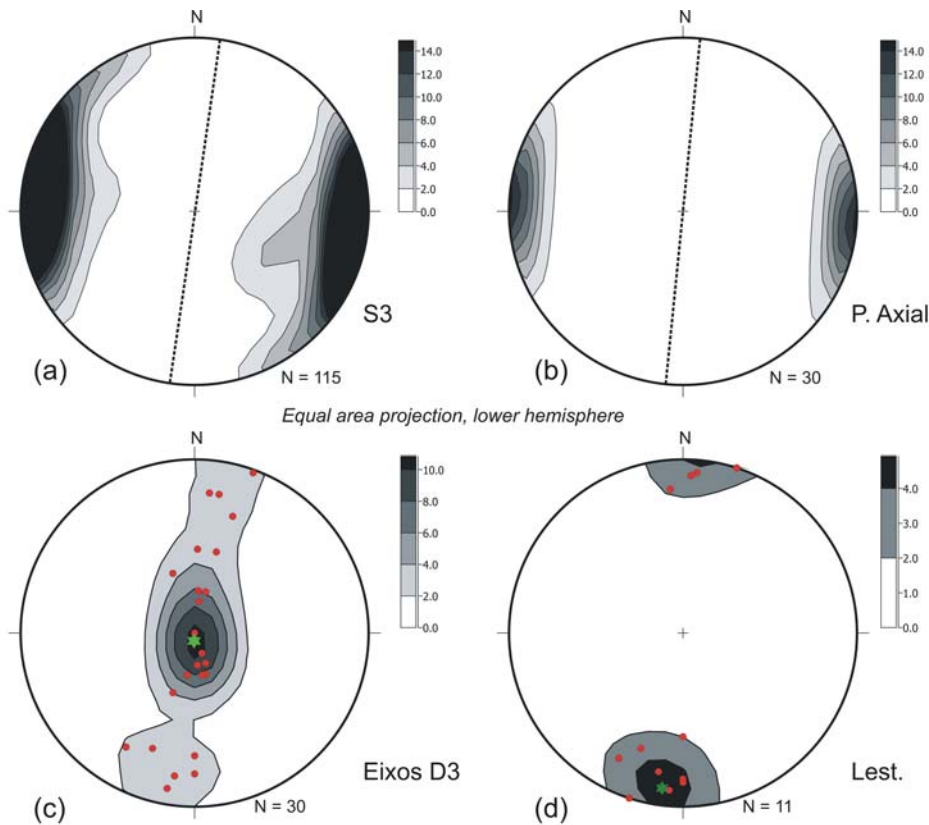


Figura III.4 – Projecções estereográficas mostrando a dispersão dos pólos da foliação  $S_3$  (a), dos planos axiais das dobras  $D_3$  (b), dos eixos das dobras  $D_3$  (c) e da lineação de estiramento (d). As linhas descontínuas nas figuras (a) e (b) indicam a orientação média das superfícies  $S_3$  ( $N8^\circ E$ ,  $90^\circ$ ) e dos planos axiais ( $N6^\circ E$ ,  $90^\circ$ ), respectivamente. Os asteriscos verdes nos diagramas (c) e (d) correspondem à orientação média dos eixos das dobras ( $86^\circ$ ,  $184^\circ$ ) e da lineação de estiramento ( $11^\circ$ ,  $187^\circ$ ).

A designação  $S_1+S_2$  atribuída à foliação pré- $D_3$  é justificada por evidências petrográficas. Com efeito, amostras recolhidas em zonas de charneira de dobras  $D_3$ , quando observadas ao microscópio, revelam que a foliação afectada pela  $D_3$  não é a primeira, encontrando-se restos de uma anisotropia ainda mais antiga, microdobrada e completamente transposta pela  $S_2$ .

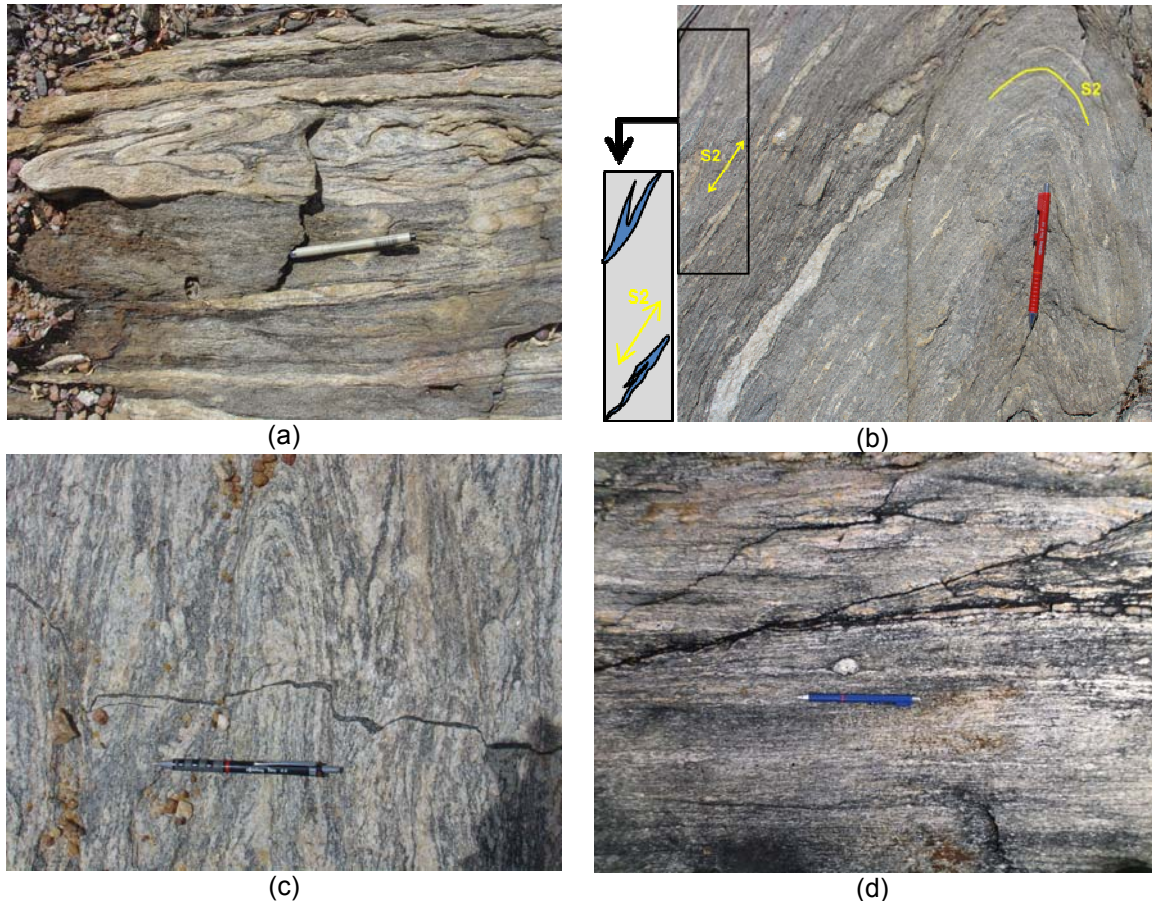


Figura III.5 – Estruturas  $D_3$  no Complexo Gnáissico Migmatítico. (a) Dobras isoclinais com eixo subvertical em metatexitos paraderivados (M 3). (b) Dobras que afectam uma  $S_2$  em metatexitos paraderivados (M 33). Neste afloramento, alguns leucossomas estão alojados em charneiras isoladas de dobras de segunda fase. (c) Dobras isoclinais em ortognaisses (M76). (d) Foliação milonítica  $S_3$  em ortognaisses (MI 201).

À escala cartográfica, verifica-se ainda que os afloramentos dos ortognaisses migmatíticos desenharam no mapa dobras  $D_3$ , com assimetria tipo-s e plano axial N-S a NNE-SSW, subvertical (Fig. III.2). Por outro lado, nos corredores miloníticos paralelos ao cisalhamento de Orós, sobre os planos  $S_3$  pode identificar-se uma lineação de estiramento pouco inclinada (para N ou para S) cuja orientação média é  $11^\circ$ ,  $189^\circ$  (Fig. III.4). Nestes corredores, os critérios cinemáticos são, por vezes, ambíguos ou indicam, no mesmo afloramento, nuns casos movimentação direita e noutros,



movimento esquerdo. Contudo, parecem dominar os últimos, coerentes com a assimetria senestra das dobras cartográficas  $D_3$ .

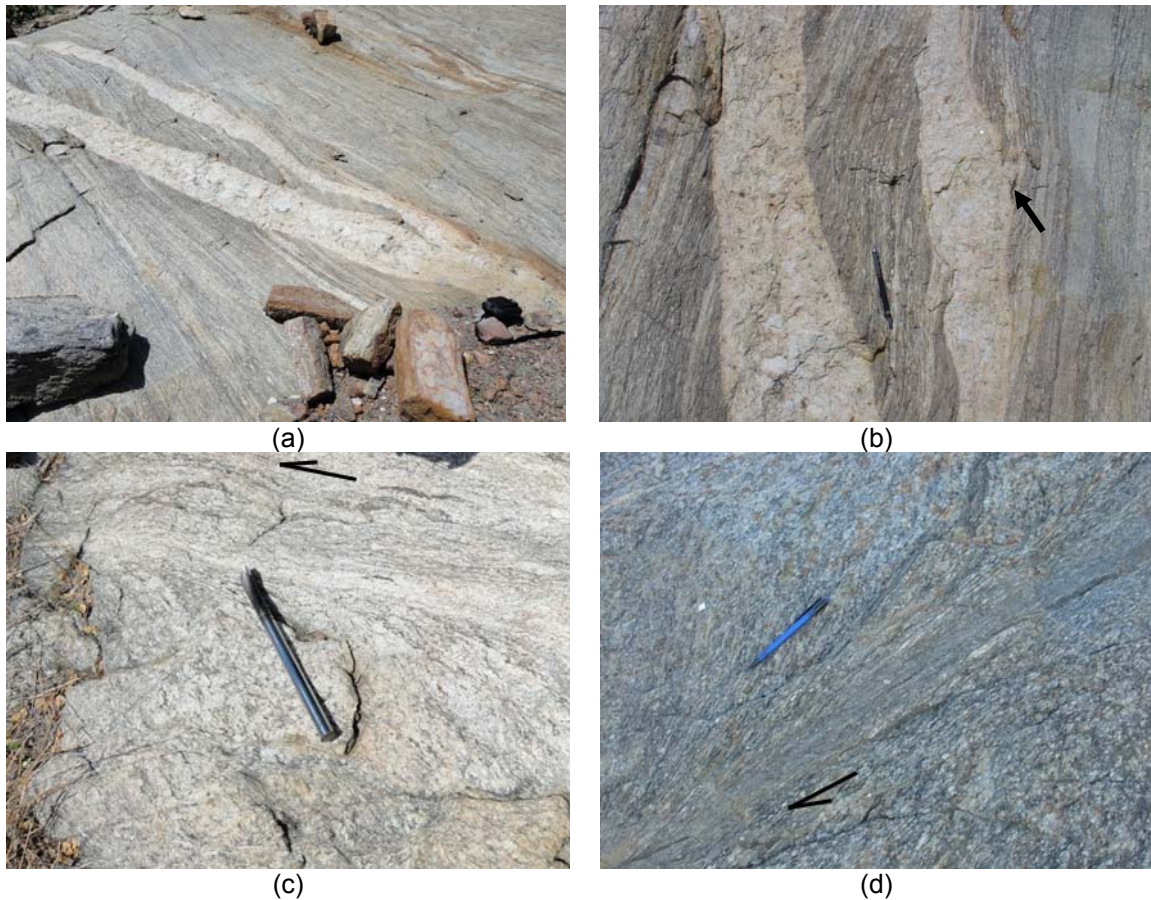


Figura III.6 – Estruturas  $D_3$  no Complexo Gnáissico Migmatítico. (a) Metatextitos estromáticos paraderivados com a foliação  $S_3$ , atravessados por veios de leucossomas oblíquos à foliação (M 143). (b) Pormenor da fotografia anterior. No local da seta, uma apófise do leucossoma mais largo acompanha a foliação  $S_3$ . (c) Zona de cisalhamento esquerda em ortognaisses (M 134) (d) Zona de cisalhamento direita em ortognaisses (M 142).

Foram ainda identificadas e cartografadas várias zonas de cisalhamento verticais, com direcção WSW-ENE, onde os critérios cinemáticos indicam movimentação direita (Figs. III.2 e Fig. III.6d). Nas proximidades destes acidentes menores, as estruturas  $D_3$  desviam-se da sua direcção regional, ficando subparalelas aos cisalhamentos direitos. Estas relações poderiam sugerir que estas estruturas são posteriores à ZCO. No entanto, à escala do afloramento, ocorrem como conjugados dos cisalhamentos senestros e, ainda, como será referido mais adiante, as condições metamórficas em que teve lugar a deformação parecem ser semelhantes. Por estes motivos, admite-se que ambos possam estar associados ao mesmo evento de deformação ( $D_3$ ). Assim sendo, as zonas de cisalhamento direitos corresponderiam a

pequenos acidentes antitéticos, desenvolvidos num regime dominado pela transcorrência senestra N-S da ZCO.

Em síntese, as estruturas identificadas no complexo gnáissico-migmatítico evidenciam a actuação de 3 fases de deformação brasilianas ( $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_3$ ). As estruturas  $D_3$  são dominantes e incluem dobras, foliação  $S_3$  e corredores miloníticos, uns paralelos à ZCO e outros, com menor expressão, antitéticos do acidente principal. A principal estrutura de 2ª fase é a foliação  $S_2$ , identificada nos sectores onde a  $D_3$  é menos intensa. Por fim, a foliação  $S_1$ , formada durante o evento mais antigo ( $D_1$ ), só é passível de ser detectada com um forte controlo petrográfico de amostras recolhidas em locais estruturalmente apropriados. Face ao exposto e tendo em conta a importância da  $D_3$  na região de Banabuiú, torna-se evidente que não é possível reconstituir a orientação original das foliações mais antigas.

O batólito granítico de Banabuiú é concordante com as estruturas  $D_3$ , sugerindo que a sua instalação foi controlada pela ZCO. Apresenta um “fabric” essencialmente isotrópico, sem evidências de deformação no estado sólido, embora se observe localmente uma foliação de fluxo magmático, conferida pela orientação preferencial das micas, o que parece indicar que a sua intrusão ocorreu durante os estádios terminais do episódio transcorrente  $D_3$ . Ao longo do bordo oriental, o contacto do granito de Banabuiú com o encaixante migmatítico é transicional, contrariamente que acontece no limite ocidental, onde as relações de contacto parecem ser mais bruscas. Tendo em conta o carácter gradual do contacto leste e a presença de abundantes megaenclaves lenticulares das rochas do encaixante no interior da intrusão, admite-se que o granito de Banabuiú possa corresponder a um magma diatexitico com algum grau de aloctonia, cuja instalação terá sido facilitada pelas estruturas  $D_3$ .

### **III.3. Caracterização macroscópica**

De maneira simplificada, apresentam-se em seguida as principais características macroscópicas dos diferentes litótipos que ocorrem na região de Banabuiú.

#### **III.3.1 Complexo gnáissico migmatítico**

O complexo gnáissico-migmatítico de Banabuiú inclui duas unidades distintas: (a) ortognaisses bandados e (b) metassedimentos da sequência Acopiara (Fig. III.2).

### *Ortognaisses migmatíticos*

A associação metaplutônica é constituída essencialmente por ortognaisses bandados de composição granítica, mostrando sinais de deformação no estado sólido e evidências de fusão parcial. Os termos mais félsicos correspondem a rochas moscovítico-biotíticas, fortemente anisotrópicas, de tonalidade cinza clara e grão fino a médio, contendo, por vezes, megacristais milimétricos a centimétricos de feldspato e/ou de quartzo alinhados segundo a foliação (Fig.III.7a). Os ortognaisses biotíticos, também foliados, apresentam granularidade fina a média e coloração cinzenta ligeiramente mais escura.



Figura III.7 – Aspectos gerais dos ortognaisses. (a) Ortognaisse granítico moscovítico-biotítico com megacristais de feldspato (M 134). (b) Ortognaisse biotítico (FB 150).

O bandado migmatítico de tipo estromático é a estrutura dominante em ambos os litótipos (Fig.III.8a). É marcado pela ocorrência de faixas félsicas quartzo-feldspáticas (estromas), de espessura centimétrica a decimétrica, orientadas paralelamente aos planos de anisotropia do hospedeiro. Em muitos casos, observam-se também veios leucocráticos discordantes (de baixo e alto ângulo) interconectados com a rede estromática principal. No seu conjunto, as bandas félsicas representam cerca de 40% a 60% da área total destes terrenos. São formadas por rochas leucocráticas, quartzo-feldspáticas, texturalmente homogêneas e sem evidências de deformação no estado sólido. Estas litologias possuem, em geral, granularidade mais grosseira do que a dos seus hospedeiros, podendo chegar a desenvolver texturas pegmatíticas. As micas (moscovite e biotite) são pouco abundantes e estão, por vezes orientadas, definindo uma foliação de fluxo magmático. Pontualmente, encontram-se cristais milimétricos de granada e/ou turmalina disseminados nos leucossomas.

Aos ortognaisses bandados associam-se, com frequência, diatexitos nebulíticos, “schlieren” e “schollen”, havendo casos em que a passagem de uns tipos



aos outros pode ser observada à escala do mesmo afloramento (Fig. III.8b). Devido às elevadas quantidades de fracção fundida (neossoma), os diatexitos exibem morfologias complexas, em que as anisotropias prévias foram parcial ou totalmente destruídas, pelo que se torna difícil identificar os seus protólitos originais.

Em todos os tipos de diatexitos identificados no campo, os neossomas constituem a componente dominante. Apresentam associações mineralógicas compostas por quartzo, feldspato potássico e plagioclase, proporções variáveis de moscovite e biotite, cores claras e texturas bastante heterogéneas, tanto em termos de tamanho de grão como de “fabric”. Nos diatexitos “schlieren” reconhecem-se estruturas mais ou menos regulares, definidas pelo alinhamento de palhetas de biotite, dispersas pelo neossoma, que deverão corresponder a fases relíquia herdadas do protólito. Por outro lado, os diatexitos “schollen” são caracterizados pela ocorrência de fragmentos de rochas menos afectadas por fusão parcial, em diferentes graus de desagregação. Os “schollen” possuem formas angulosas ou lenticulares, dimensões variadas e os seus limites com a matriz podem ser bruscos ou difusos.



Figura III.8 – (a) Ortognaisse estromático mostrando bandado migmatítico dobrado pela  $D_3$  (MI 86). (b) Diatexito “schollen” espacialmente associado aos ortognaisses (MI 105).

Os estádios mais avançados do processo de fusão parcial estão documentados pelo aparecimento de diatexitos (s.s), isto é, rochas com estrutura maciça, composição e aspecto granítico, de grão fino a médio, isotrópicas ou com uma foliação de fluxo magmático, que tendem a formar pequenos corpos decamétricos descontínuos, com contornos irregulares, no seio do encaixante migmatítico.

#### *Sequência supracrustal Acopiara*

Na região de Banabuiú, a sequência supracrustal Acopiara está maioritariamente representada por um conjunto de rochas metassedimentares

semipelíticas e pelíticas intensamente migmatizadas às quais se podem associar finos leitões quartzíticos e níveis lenticulares de rochas calco-silicatadas e de anfibolitos. Tal como nos ortognaisses, a destruição e consumo sequencial dos protólitos metassedimentares férteis deu origem à formação de uma grande diversidade de migmatitos (metatexitos estromáticos e diatexitos (s.s), nebulíticos, “schlieren” e “schollen”).

Em afloramentos menos afectados por fusão parcial, os micaxistos e metagrauvaques da sucessão Acopiara mostram indícios de ter sido metamorfizados em condições de alto grau e ainda preservam as anisotropias prévias (estratificação e/ou xistosidade) (Figs. III.9a e b). Lamentavelmente, o seu acentuado estado de alteração inviabilizou, em muitos casos, a recolha de amostras para estudo petrográfico. Macroscopicamente, estas rochas distinguem-se dos seus equivalentes ortoderivados pela maior abundância de filossilicatos (biotite ± moscovite), que podem chegar a constituir mais de 50% das suas composições modais. Para além de biotite e moscovite, contêm proporções variáveis de quartzo e feldspato. Nos termos pelíticos, encontram-se, por vezes, cristais de granada, rútilo e silimanite fibrolítica reconhecíveis à vista desarmada. A turmalina é um constituinte acessório frequente.



Figura III.9 – (a) Metapelitos da Sequência Acopiara com finos veios de leucossomas (MI 140), (b) Aspecto de metagrauvaques da mesma unidade também migmatizados (M 159).

Intercalados nestes terrenos, observam-se numerosos veios félsicos de composição quartzo-feldspática e espessuras variáveis, que parecem corresponder a fundidos anatéticos que migraram para fora da área fonte e foram injectados no encaixante durante o evento de fusão parcial (Figs. III.9a e b). Estes corpos ocupam, em geral, menos de 20% da área total dos afloramentos sugerindo que as quantidades de líquidos presentes nestas áreas são relativamente reduzidas.

Em contraste, nas áreas onde os processos de migmatização foram mais intensos, as rochas paraderivadas apresentam uma estrutura estromática bem definida que constitui uma das características distintivas da sequência Acopiara (Fig. III.10). Nos metatexitos estromáticos paraderivados, a fracção sólida está representada por paragnaisses biotíticos e biotítico-moscovíticos de grão fino e fino-médio e coloração cinzenta clara a cinzenta escura, cujos “fabrics” metamórficos originais foram quase totalmente obliterados.



Figura III.10 – Metatexitos estromáticos paraderivados (a) com leucossomas concordantes com a  $S_3$  ( $M_2$ ) e (b) com leucossomas dobrados pela  $D_3$  ( $M_2$ ).

As bandas félsicas quartzo-feldspáticas (estromas) são abundantes, de espessura milimétrica a decimétrica e ocorrem intimamente interpenetradas com o hospedeiro metassedimentar (Fot. III.10a e b). Só muito esporadicamente, se encontram leucossomas marginados por orlas de material residual de cor escura (melanossoma), o que leva a supor que a maioria dos líquidos anatéticos tem algum grau de aloctonia (leucossomas “in-source” e/ou de tipo dique/veio). De uma forma geral, os estromas presentes nos metatexitos paraderivados têm características texturais e mineralógicas muito semelhantes aos dos ortognaisses bandados descritos anteriormente. O seu padrão de distribuição é também similar, sugerindo que tanto os ortognaisses como os metassedimentos foram afectados pelo(s) mesmo(s) evento(s) anatético(s).

Com carácter mais localizado, identificaram-se ainda diatexitos (s.s), nebulíticos, “schlieren” e “schollen” espacialmente relacionados com a sequência paraderivada (Fig. III.11a e b). No entanto, os diatexitos contêm proporções tão elevadas de neossoma, que não é fácil determinar a sua filiação genética, i.e., se resultaram da fusão em grande escala de protólitos sedimentares, ígneos ou de



ambos. Tendo em conta que o substrato da região de Banabuiú é composto por rochas orto- e para-derivadas em qualquer das quais estão amplamente registados os efeitos dos processos de anatexia, admite-se que os diatexitos encontrados na zona possam ter sido formados a partir destes dois tipos de litótipos.



Figura III.11 – (a) Diatexito nebulítico associado à sequência paraderivada (M 114) (b) Magma diatexítico (s.s) intrusivo em metatexitos estromáticos paraderivados (M 5).

Na área cartografada, as litologias crustais inférteis (quartzitos, rochas calcossilicatadas e anfibolitos) constituem bancadas, com forma frequentemente lenticular, intercaladas na sequência pelítico-grauvacóide. Os metapsamitos apresentam uma textura praticamente isotrópica, grão fino a médio, cor clara e composições variando de quartzitos puros a ferruginosos ou micáceos. As rochas calcossilicatadas têm uma tonalidade esverdeada, granularidade fina a muito fina e uma anisotropia pouco marcada. Exibem, por vezes, uma estrutura laminada definida pela presença de leitos mais claros, ricos em quartzo e bandas esverdeadas ou acinzentadas em que domina a clinopiroxena e/ou anfíbola. À escala do afloramento, os corpos anfibolíticos reconhecem-se pela sua coloração negra. Apresentam granularidade média a fina e um claro predomínio mineralógico de anfíbola.

### III.3.2. Granito Banabuiú

O granito de Banabuiú aflora na parte central da área como um maciço alongado concordante com as estruturas regionais (Fig. III.2). A fácies dominante apresenta cor clara, textura isotrópica de grão médio a fino, aspecto bastante homogéneo e uma associação mineralógica composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclase e proporções semelhantes de biotite e moscovite (Fot. III.12a). Embora pontualmente, o granito de Banabuiú pode exibir granularidade mais grosseira

e uma leve tendência porfiróide (Fot. III.12b). Tanto as variedades de grão fino como as de grão médio mostram, por vezes, uma foliação de fluxo magmático com direcção N-S definida pela orientação das micas (Fot. III.12c). Ao longo das margens do batólito, observou-se uma fácies de grão fino rica em biotite, cujos contactos com o corpo principal não estão expostos.

Dispersos pelo interior do maciço, encontram-se com frequência “schlieren” biotíticos e pequenos enclaves metassedimentares com textura xistenta (Fot. III.12d). À escala cartográfica, foi possível individualizar ainda megaenclaves lenticulares do encaixante migmatítico parcialmente digeridos pelo granito hospedeiro (Fig. III.2). A presença destes xenólitos parece apoiar uma derivação anatéctica, por fusão parcial, em grande escala, das rochas do substrato para o granito de Banabuiú.

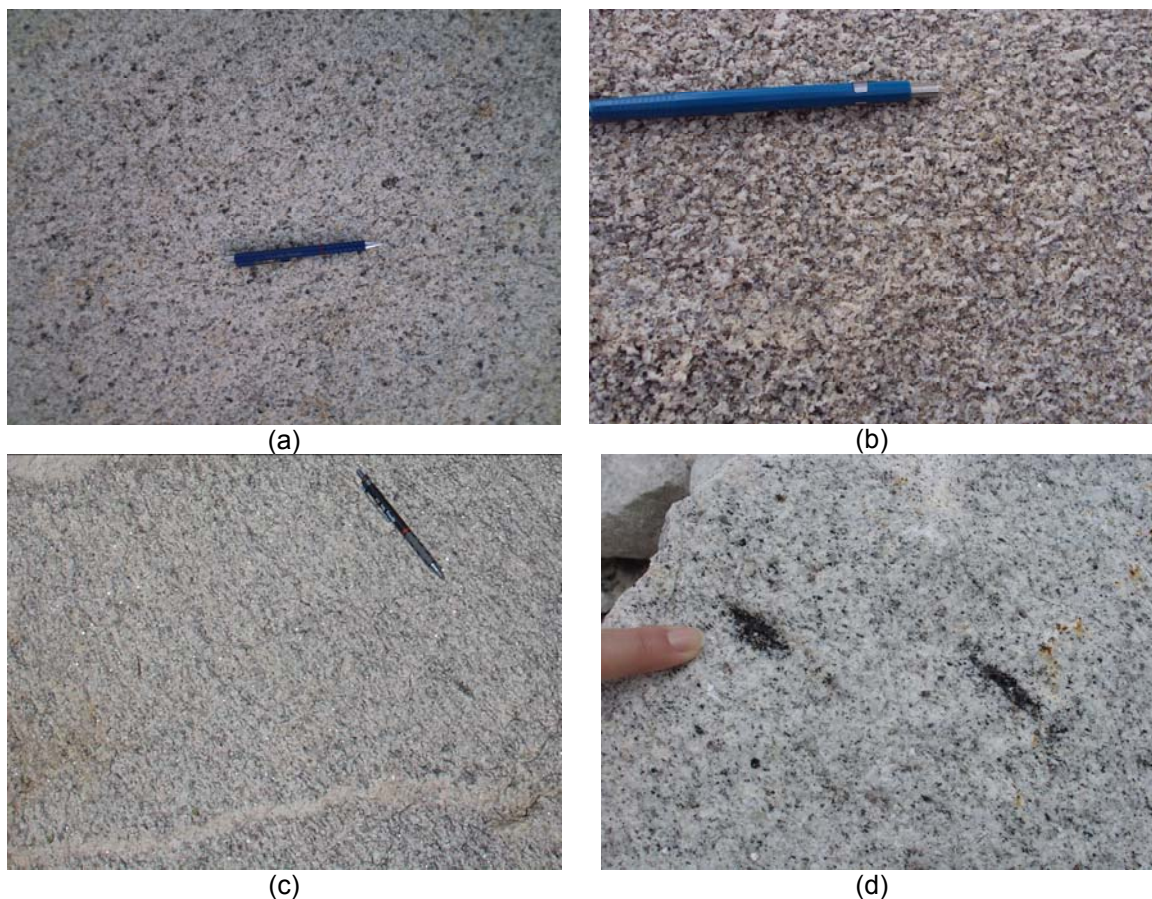


Figura III.12 – Vários aspectos do granito de Banabuiú (a) Fácies dominante (M 93), (b) Fácies de tendência porfiróide (M 148), (c) Foliação de fluxo magmático (M 144), (d) “schlieren” biotíticos (M 184).

O maciço é cortado por numerosos filões de quartzo, aplito e pegmatito, com espessura e extensão variáveis que, nalguns casos, se intersectam mutuamente. As fracturas tardias têm orientação preferencial variando entre NE-SW e NW-SE.



### III.4. Relações entre a deformação e a migmatização

As evidências de campo mostram que durante o episódio transcorrente da 3ª fase de deformação prevaleceram condições metamórficas que permitiram a fusão parcial das rochas do substrato. Embora o início da migmatização possa ter acontecido algo antes, já durante a D<sub>2</sub>, a produção da maior parte dos líquidos anatéticos (leucossomas / veios leucocráticos e magmas diatexíticos) que ocorrem na região parece ter sido produzido em relação temporal com o episódio D<sub>3</sub>. Com efeito, regra geral, os leucossomas / veios leucocráticos presentes nas sequências para- e orto-derivadas e os pequenos corpos diatexíticos não apresentam indícios de deformação no estado sólido, ainda que possam definir relações geométricas variadas em relação às estruturas D<sub>3</sub>.

Do ponto de vista estrutural, a maioria dos leucossomas encontrados nos metatexitos paraderivados e nos ortognaisses pode ser incluído num dos seguintes grupos: (a) concordantes com as estruturas D<sub>3</sub>, (b) oblíquos à foliação S<sub>3</sub> e dobrados pela D<sub>3</sub>, (c) discordantes com as estruturas D<sub>3</sub> e (d) geometricamente controlados pelas estruturas D<sub>2</sub>. Deve referir-se que os diferentes tipos geométricos enumerados podem ser encontrados num mesmo afloramento.

#### *Leucossomas concordantes com as estruturas D<sub>3</sub>*

Neste grupo incluem-se os leucossomas dispostos segundo o plano axial das dobras D<sub>3</sub>, os que ocorrem em faixas paralelas à foliação S<sub>3</sub> (leucossomas estromáticos) e, embora menos abundantes, os fundidos localizados em bandas paralelas a zonas de cisalhamento esquerdas e direitas e nas zonas de charneira de dobras D<sub>3</sub> (Fig. III.13). As suas relações com as estruturas D<sub>3</sub> conferem a este conjunto de leucossomas um carácter sin-tectónico e indicam que estava presente uma fracção fundida ao mesmo tempo que as rochas hospedeiras estavam a sofrer a deformação de 3ª fase. A presença de leucossomas engrossados nas zonas de charneira de dobras D<sub>3</sub> aponta no mesmo sentido, já que sugere uma migração do líquido anatético para os domínios “dilatantes” (de menor pressão) gerados durante a deformação (Sawyer, 2008) (Fig. III.13f). Verifica-se ainda que a maioria destes leucossomas não se encontra “in-situ” pois raramente estão envolvidos por melanossomas, revelando que os líquidos que lhes deram origem migraram em maior ou menor extensão para fora do local onde foram gerados. Esta conclusão é reforçada pela presença, em alguns deles, de uma foliação de fluxo magmático, paralela aos bordos do leucossoma, definida pelo alinhamento de pequenas farripas de agregados

de biotite (“schlieren”) e/ou pela orientação preferencial dos cristais de feldspato (Figs. III.13e).

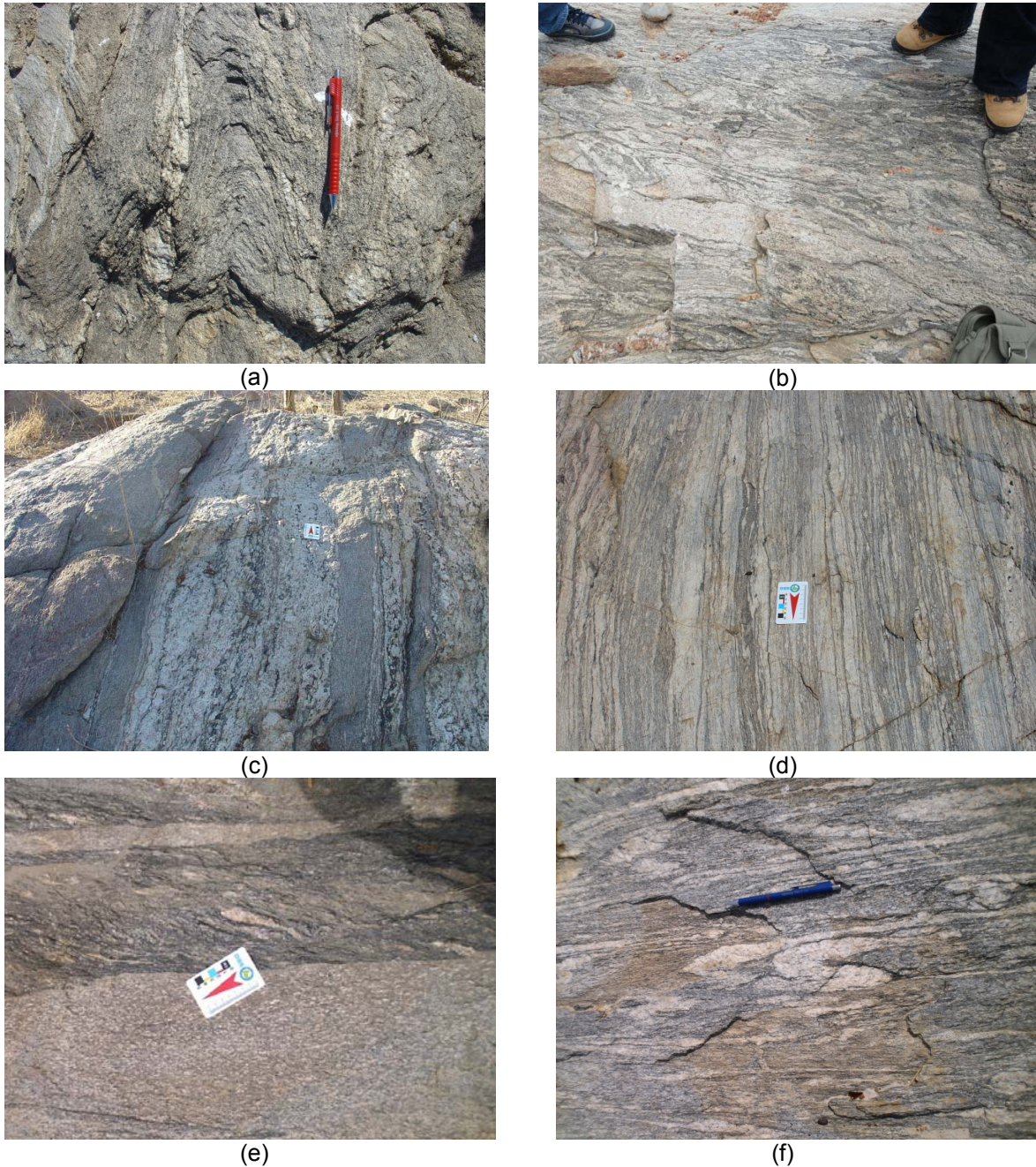


Figura III.13 – Leucossomas concordantes com as estruturas  $D_3$ . (a) e (b) Paralelos ao plano axial de dobras  $D_3$ . (c) e (d) Paralelos à  $S_3$ . (e) Paralelos a zonas de cisalhamento esquerdas. (f) Alojados em zona de charneira  $D_3$ . Os afloramentos das fotografias (a), (c) e (e) são de metatexitos paraderivados (M 38, M 114, M79), enquanto os das fotografias (b), (d) e (f) são de ortognaisses migmatíticos (M 76, MI 86, MI 69).

*Leucossomas oblíquos à foliação  $S_3$  e dobrados pela  $D_3$*

Nos afloramentos onde a foliação  $S_3$  é a estrutura mais penetrativa das rochas, são encontrados leucossomas, geralmente com poucos centímetros de espessura e



sem sinais de deformação no estado sólido, que estão dobrados e têm como plano axial a  $S_3$  da rocha hospedeira (Fig. III.14).



Figura III.14 – Leucossomas oblíquos à foliação  $S_3$  e dobrados pela  $D_3$ . (a) Paragnaisse (M132) e (b) Ortognaisse (MI 86). Em ambos os casos, o plano axial é a  $S_3$  do migmatito hospedeiro.

Em níveis profundos da crosta, onde a deformação ocorre em condições dúcteis, o comportamento frágil das rochas pode ser facilitado pela presença de fundidos (Cosgrove, 1997; Brown & Solar, 1998; Hall & Kisters, 2012). Nestas condições, é frequente desenvolverem-se fracturas de extensão perpendiculares à  $\sigma_3$  (tensão mínima) onde se acumulam os líquidos produzidos durante a anatexia. Se a deformação continua, estes domínios podem ser dobrados, produzindo uma geometria semelhante à observada neste grupo de leucossomas. Nesta perspectiva, podem então ser considerados sin- $D_3$ . Acrescente-se ainda que estes veios apresentam apófises paralelas à  $S_3$  do migmatito hospedeiro, onde se confundem com os leucossomas estromáticos (Fig. III.14b).

Por outro lado, quando a rocha hospedeira apresenta dobras  $D_3$ , observaram-se alguns leucossomas também dobrados, mas com um comprimento de onda maior, indicando que registam apenas uma parte da deformação e confirmando o seu carácter sin-tectónico.

#### *Leucossomas discordantes com as estruturas $D_3$*

Abundantes veios com espessuras centimétricas a métricas cortam todas as estruturas  $D_3$  descritas anteriormente e com frequência apresentam texturas pegmatíticas. Em afloramento, o grau de discordância entre os veios e o “fabric”  $D_3$  do hospedeiro cobre um amplo leque, desde veios sub-concordantes com a  $S_3$  (ângulo  $\approx 10^\circ$ - $30^\circ$ ) até praticamente perpendiculares. São bastantes as situações em que veios

discordantes com orientações diferentes se “intersectam” entre si ou confluem em continuidade petrográfica num só (Figs. III.6a, III.15).

Nas margens dos leucossomas deste grupo, a componente residual (melanossomas) está ausente, constituindo uma evidência de que o fundido não deriva do seu hospedeiro adjacente, ou seja, deve ter sido injectado. Os veios podem apresentar apófises e, em muitos casos, não há descontinuidade aparente nos contactos entre o veio e outros leucossomas (concordantes ou não) do migmatito hospedeiro, aos quais estão ligados. Deste modo, o conjunto de leucossomas num afloramento desenha uma rede contínua, por vezes complexa, de leucossomas interconectados (Figs. III.15 e III.16).



Figura III.15 – Leucossomas discordantes com a  $S_3$  (de baixo e alto ângulo). Note-se a conexão entre uns e outros. Ver texto. (a) Metatexito paraderivado (M1 105). (b) e (c) Ortognaisses (M 149 e M 154).

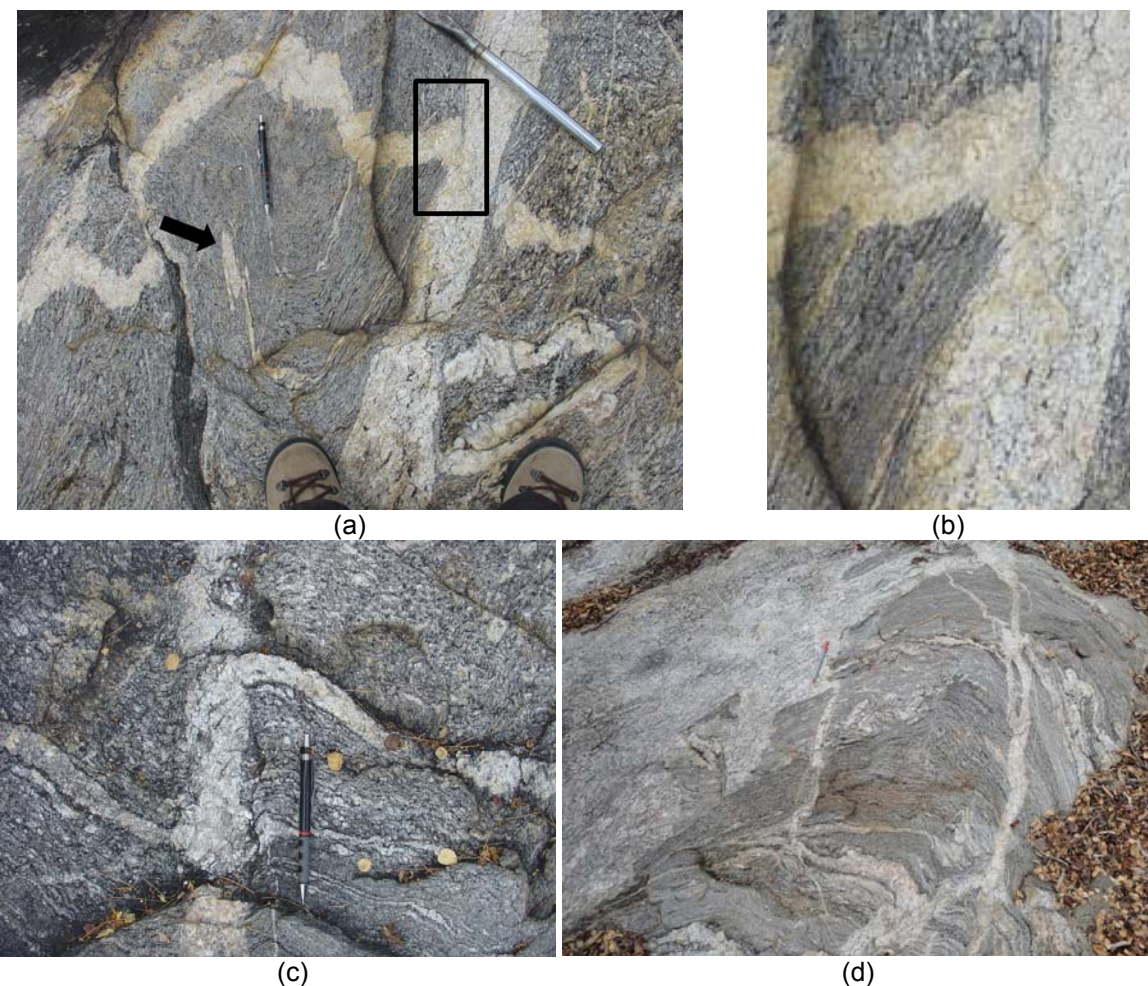
Os aspectos referidos sugerem que a cristalização dos fundidos dos veios discordantes e dos outros tipos geométricos de leucossomas ocorreu em simultâneo



ou, dito de outro modo, todos eles estão associados ao mesmo evento anatécico  $D_3$ . Finalmente, a inexistência generalizada de sinais de deformação no estado sólido indica que a cristalização do fundido não foi seguida de deformação significativa, sendo esta interpretação também suportada pela preservação à escala microscópica das texturas magmáticas e pela limitada deformação plástica intracristalina do quartzo.

*Leucossomas associados com as estruturas  $D_2$*

Leucossomas estreitos, geralmente com espessura  $<1\text{cm}$ , ocorrem nos estromas paralelos à foliação  $S_2$ , dobrada pela  $D_3$ , e outros parecem ter sido alojados em pequenas zonas de charneira de dobras de segunda fase, sugerindo que estão associados temporalmente com a segunda fase de deformação (Figs. III.5b e III.16a).

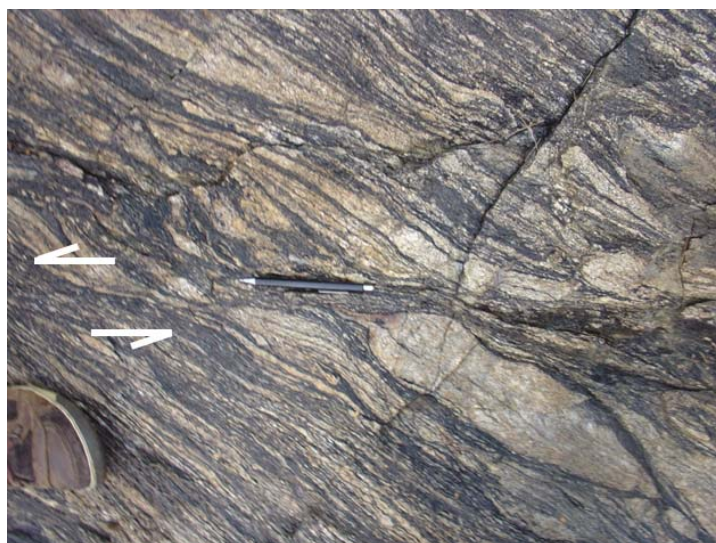


*Figura III.16 – Leucossomas com diferentes relações estruturais (M 155). Em todos os casos, a foliação gnáissica é a  $S_2$ . (a) Três conjuntos de leucossomas em metatexito paraderivado: alinhados segundo a  $S_2$ , paralelos ao plano axial das dobras  $D_3$  e dobrados pela  $D_3$ . A seta assinala uma charneira  $D_2$ . (b) Pormenor da fotografia anterior, onde se observa a continuidade petrográfica entre leucossomas. (c) Conexão de leucossomas concordantes com a  $S_2$  e um leucossoma discordante em ortognaisses migmatíticos. (d) Aspecto da rede de leucossomas em ortognaisses migmatíticos.*

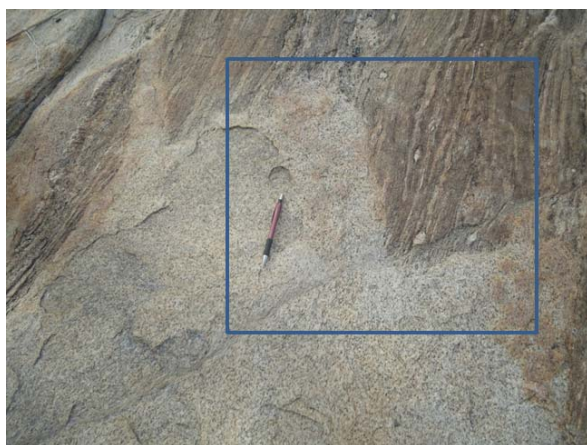
Os contactos entre os leucossomas deste grupo e os associados à terceira fase de deformação são graduais e uns e outros estão conectados entre si, sem trunicações evidentes (Fig. III.16). A estas evidências de campo acrescenta-se ainda a informação petrográfica, indicando, mais uma vez, a ausência de deformação no estado sólido. Assim, pode concluir-se que todos os leucossomas, quer os relacionados com a  $D_3$ , quer com a  $D_2$ , cristalizaram em simultâneo e, por isso, devem fazer parte do mesmo evento de migmatização.

Do exposto, e a título de síntese, podem ser enumeradas as seguintes conclusões:

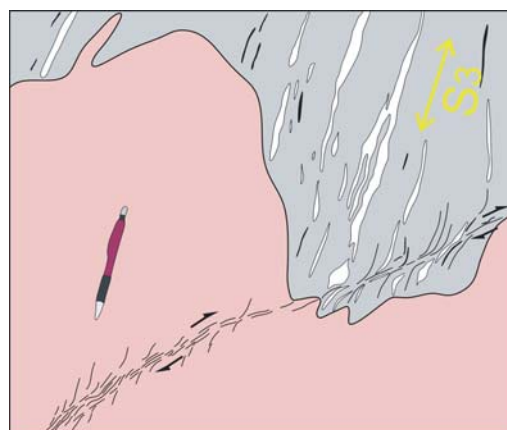
- a) A maior parte dos fundidos anatéticos que ocorrem no complexo gnáissico-migmatítico de Banabuiú parece ter sido produzida durante tectónica transcorrente  $D_3$ . Com efeito, os leucossomas que mostram relações sintectónicas com a  $D_3$  são os dominantes na região. No entanto, as condições metamórficas para o início da fusão parcial podem ter sido atingidas antes, durante a  $D_2$ , já que também existem leucossomas, embora em proporções reduzidas, associados com as estruturas desta fase.
- b) A ausência de uma componente residual (melanossomas) nos bordos da maior parte dos leucossomas e veios leucocráticos leva a supor que a maioria dos líquidos anatéticos tem algum grau de aloctonia, devendo corresponder a leucossomas “in-source” e/ou a veios injectados.
- c) Os diferentes grupos estruturais de leucossomas documentam que a deformação que acompanhou os processos de migmatização deve ter criado gradientes de pressão, facilitando o fluxo dos líquidos gerados e, ainda, abrindo espaços onde estes ficaram alojados.
- d) A cristalização dos líquidos terá começado nos estádios finais da tectónica transcorrente e a sua conclusão, em grande parte da região, parece ser posterior à  $D_3$ . De aí a preservação das texturas magmáticas e a escassez de indicadores petrográficos de deformação no estado sólido na maior parte dos leucossomas. No entanto, a presença de pequenas zonas de cisalhamento que afectam os migmatitos estromáticos e, muito localmente, os diatexitos (Fig. III.17), sugere uma relação temporal muito próxima entre a finalização do processo tectónico e a completa solidificação dos magmas.



(a)



(b)



(c)

Figura III.17 – (a) Zona de cisalhamento esquerdo com direcção N20°E, afectando os leucossomas paralelos à  $S_3$  de metatexito para-derivado (FB 95). (b) Corpo de diatexito discordante com a  $S_3$  do migmatito hospedeiro (M 91). O diatexito tem textura isotrópica salvo nas proximidades da pequena zona de cisalhamento direita com direcção N55°E. (c) Esquema do sector assinalado na fotografia anterior, evidenciando a zona de cisalhamento que atravessa o diatexito (cor de rosa) e a rocha hospedeira.

## **CAPÍTULO IV: PETROGRAFIA**

Neste capítulo sintetizam-se as principais características petrográficas dos diferentes litótipos que ocorrem na região de Banabuiú. O estudo realizado incidiu em lâminas delgadas e/ou polidas de amostras representativas de cada grupo litológico aflorante e teve como principal objectivo identificar as paragénese minerais presentes, descrever as texturas e microestruturas das rochas observadas e estabelecer, sempre que possível, as reacções metamórficas envolvidas nos processos de fusão parcial que afectaram a região durante a Orogenia Brasileira.

### **IV.1. Ortognaisses migmatíticos**

Como foi referido no capítulo anterior, o bandado migmatítico de tipo estromático é a estrutura dominante nos ortognaisses, embora se tenham encontrado alguns leucossomas dobrados e outros discordantes (de baixo e alto ângulo) interconectados com a rede estromática principal. As relações geométricas entre os leucossomas e os ortognaisses hospedeiros sugerem ainda que o evento de fusão parcial está predominantemente relacionado com o último episódio de deformação dúctil que afectou o sector ( $D_3$ ). Por uma questão de facilidade de apresentação, optou-se por descrever separadamente as rochas hospedeiras e os leucossomas a elas associados apesar de haver muitos casos em que ambos os componentes coexistem à escala da mesma lâmina delgada.

#### **IV.1.1 Ortognaisses hospedeiros**

Petrograficamente, os ortognaisses da região de Banabuiú são rochas de composição granítica, constituídas por quartzo (30-35%), feldspato potássico (microclina) (25-30%), plagioclase (20%), proporções variáveis de biotite ou de biotite + moscovite (< 20%) e quantidades acessórias de apatite, zircão e opacos. Apresentam uma textura gnáissica de tipo “augen”, de grão médio a fino, definida pela alternância de finos leitões micáceos de espessura inferior a 1 mm com bandas quartzo feldspáticas mais largas (1-4 mm) contendo megacristais ocelados de feldspato



potássico marginados por bordos de recristalização (Fig. IV.1). A foliação gnáissica é muito penetrativa e corresponde, em geral, a uma  $S_3$ , embora em zonas menos deformadas, seja possível verificar que representa uma anisotropia prévia ( $S_1 + S_2$ ) dobrada pela  $D_3$ . (Fig. IV.2) Por outro lado, nos domínios de maior intensidade de deformação, desenvolve-se um “fabric” milonítico, marcado por uma acentuada redução de tamanho de grão e recristalização dinâmica, que oblitera totalmente as estruturas anteriores (Figs. IV.3 e IV.4).

O *quartzo* constitui grãos tipicamente anédricos de dimensões muito variáveis (0,25 mm - 2 mm), mostrando, com frequência, extinção ondulante, subgranulação ou bandas de deformação (Fig. IV.2). Também ocorre em “ribbons” alongados segundo a foliação definindo uma lineação de estiramento mineral (Figs. IV.3 e IV.4) ou, mais raramente, em agregados poligonais de novos grãos com pontos triplos diferentes de  $120^\circ$ , formados por recristalização dinâmica.

A *microclina* domina sobre a plagioclase. Apresenta a macla axadrezada típica e, por vezes, exsoluções micro- ou criptopertíticas. Está presente quer sob a forma de cristais anédricos intersticiais, quer em megacristais subédricos com 6 mm de comprimento máximo, contornados pela foliação. Os megacristais estão, em geral, envolvidos por bordos de recristalização e parecem corresponder a “porfiroclastos” relíquia do protólito ígneo, afectados por recristalização dinâmica de intensidade variável (Fig. IV.5). Nas margens dos “porfiroclastos”, encontram-se, com frequência, mirmequites (Fig. IV.5).

A *plagioclase* ocorre em cristais xenomórficos a subidiomórficos (1-2 mm), com poucas inclusões e sem zonamento óptico evidente. A maioria dos grãos exhibe geminação polissintética da albite. Nos ortognaisses biotíticos observam-se alguns “microporfiroclastos” de plagioclase (< 4 mm) que, tal como os de feldspato potássico, estão, por vezes, contornados por domínios recristalizados constituídos por diminutos grãos anédricos de quartzo, feldspato potássico e plagioclase (Fig. IV.6). Verifica-se ainda que os cristais de plagioclase estão frequentemente substituídos por finas palhetas de moscovite secundária (sericite). A alteração é normalmente mais intensa nos núcleos do que nos bordos.

Tanto nos ortognaisses biotítico-moscovíticos como nos biotíticos, as *micas* tendem a estar concentradas em finos leitos lepidoblásticos intercalados entre as bandas quartzo feldspáticas, em quantidades que não excedem 20% do volume total da rocha (Figs. IV.1 e IV.2). Constituem pequenas palhetas subidiomórficas (< 1,5 mm), com a clivagem (001) alinhada paralelamente à foliação.

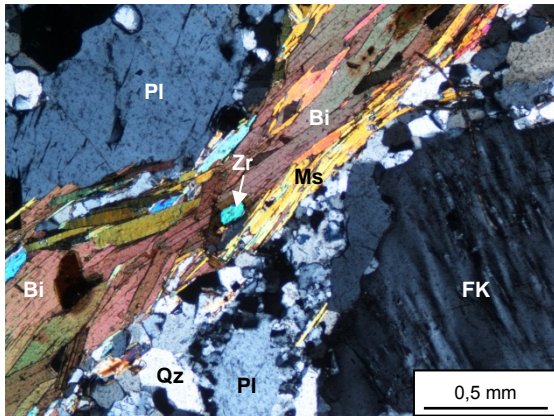


Figura IV.1 – Ortognaisse biotítico-moscovítico com “augen” de feldspato potássico, envolvido por bordo de recristalização, nicóis cruzados (Am. MI 69 A).

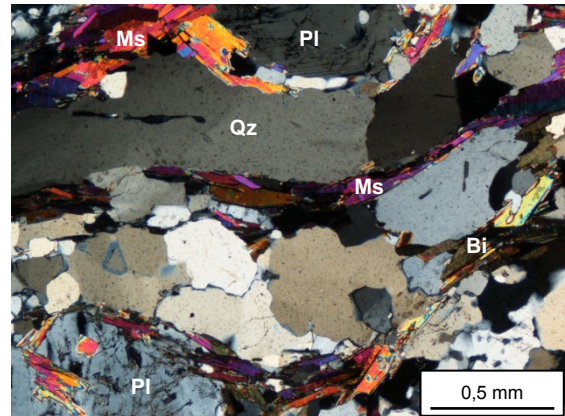


Figura IV.2 – Foliação gnáissica dobrada em ortognaisse biotítico-moscovítico, nicóis cruzados (Am. MI 83 A).

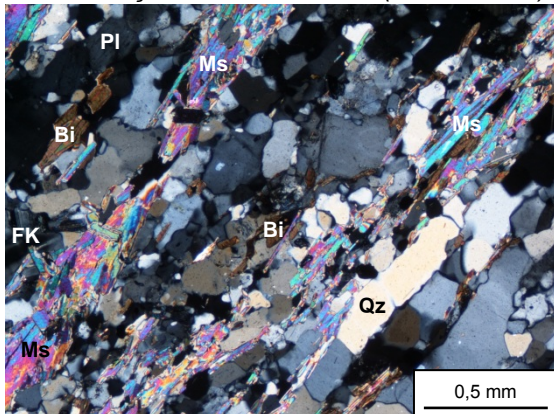


Figura IV.3 – Ortognaisse biotítico-moscovítico com “fabric” milonítico. Note-se a redução de tamanho de grão e o desenvolvimento de “ribbons” de quartzo, nicóis cruzados (Am. MI 86 B).

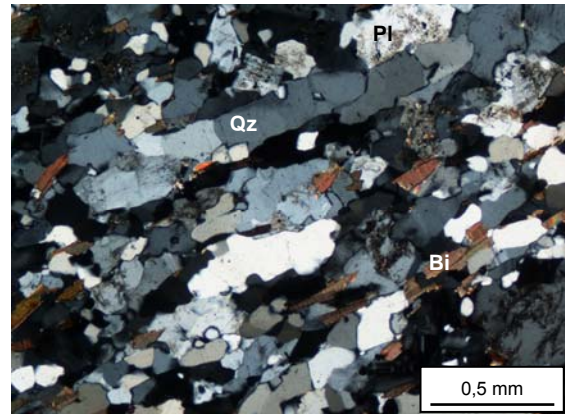


Figura IV.4 – Ortognaisse biotítico milonitizado com “ribbons” de quartzo e indícios de recristalização dinâmica, nicóis cruzados (Am. MI 185 B1).

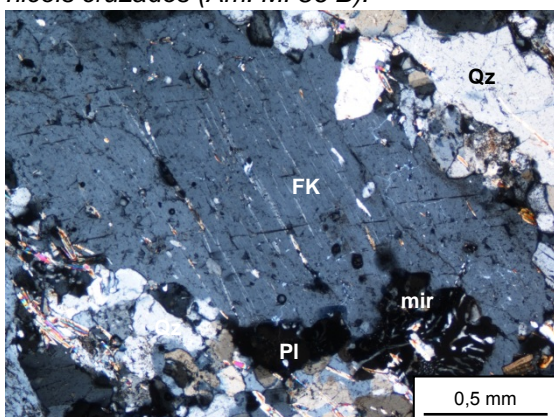


Figura IV.5 – Pormenor de “augen” de feldspato potássico micropertítico com bordos de recristalização e intercrescimentos mirmequíticos (mir), nicóis cruzados (Am. MI 148 E).

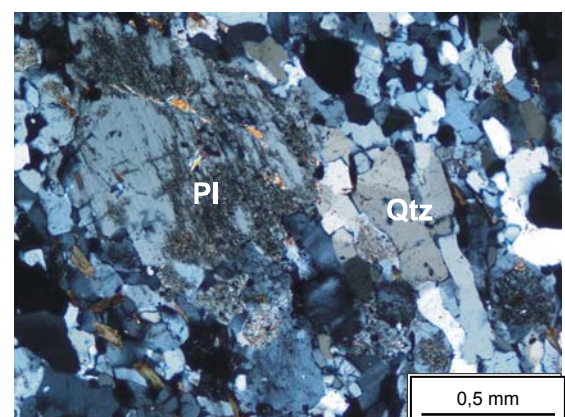


Fig. IV.6 – Porfiroclasto de plagioclase, parcialmente alterado para sericite, mostrando bordos de recristalização, em ortognaisse biotítico, nicóis cruzados (Am. MI 185 B1).

Pontualmente, ocorrem secções de micas de maiores dimensões com clivagens ligeiramente arqueadas e extinção ondulante embora a maioria dos cristais não estejam deformados. A biotite tem cor castanha, pleocroísmo forte, variando entre o bege ( $\alpha$ ) e o castanho-escuro ( $\gamma$  e  $\beta$ ) e está, por vezes, parcialmente alterada para clorite. Possui inclusões de apatite, zircão / monazite e opacos. A moscovite ocorre em íntima associação espacial com a biotite e pode ser bastante abundante nalgumas das amostras.

A *apatite*, o *zircão* e os *opacos* são as fases acessórias mais comuns nos ortognaisses. Ocorrem essencialmente nos níveis micáceos em cristais anédricos a subédricos de dimensões muito reduzidas (< 0,25 mm) incluídos e/ou associados à biotite / clorite.

Em muitas das amostras observadas ao microscópio, as porções de ortognaisse adjacentes a leucossomas apresentam algumas microestruturas indicativas de fusão parcial, entre as quais são de salientar as seguintes:

- (a) desenvolvimento de finas películas (“films”) de plagioclase ou de feldspato potássico nos contactos entre cristais antigos (Fig. IV.7). Os grãos que actualmente preenchem as películas representariam o produto da cristalização do fundido, em conformidade com o que se observa em estudos experimentais (Jin *et al.*, 1994; Sawyer, 1999, 2001, 2008). De notar que os ângulos diedros entre os cristais antigos são tipicamente inferiores a 40° (Holness, 2008, Holness e Sawyer, 2008).
- (b) ocorrência de poros ou pequenos domínios intersticiais com contornos lobados ou embaílhados (“melt pools”), onde se teria acumulado fundido cuja cristalização originou um agregado de novos cristais (Fig. IV.8) (Busch *et al.*, 1974, Hasalová *et al.* 2008b, Sawyer, 2008)
- (c) presença de grãos lobados ou arredondados de quartzo (não deformados) em pontos triplos e ao longo de contactos planares (Fig. IV.9), correspondendo à componente de quartzo que cristalizou a partir do fundido (Bahdra *et al.*, 2007, Hasalová *et al.* 2008b).
- (d) formação de intercrescimentos mirmequíticos e/ou granofíricos globulares ou de agregados de novos grãos irregulares nas margens de cristais de feldspato antigos parcialmente corroídos e/ou reabsorvidos (Fig. IV.10 e IV.11) (Mehnert *et al.*, 1973; Busch *et al.*, 1974; McLellan, 1983; Sawyer, 2008).



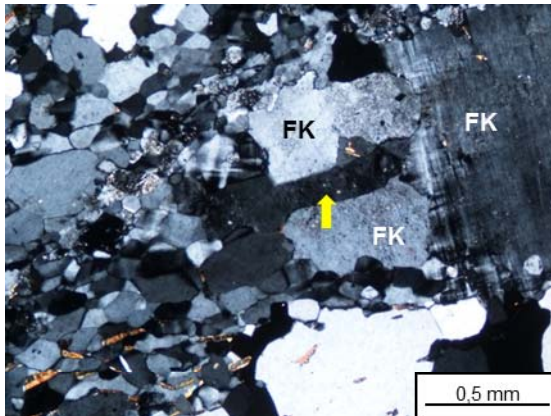


Figura IV.7 – Película (“film”) de feldspato potássico (seta amarela) no contacto entre cristais antigos de feldspato potássico, nicóis cruzados (Am. MI 140.1).

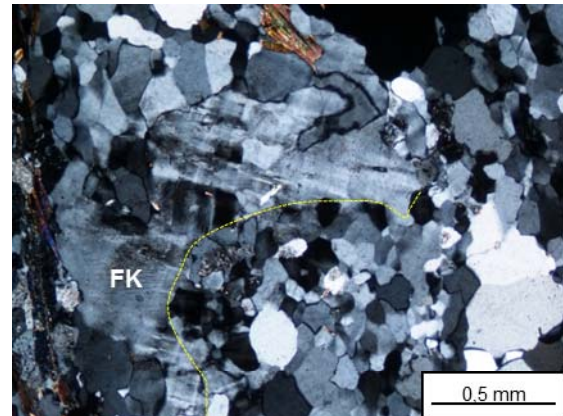


Figura IV.8 – “Melt pool” com contornos lobados (tracejado amarelo) em ortogneisse migmatítico, nicóis cruzados (Am. MI 140.1).

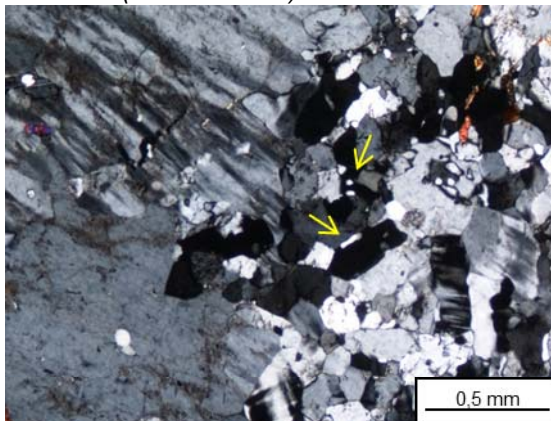


Figura IV.9 – Quartzo globular e goticular (setas amarelas) nas fronteiras entre cristais antigos, nicóis cruzados (Am. M 79.1).

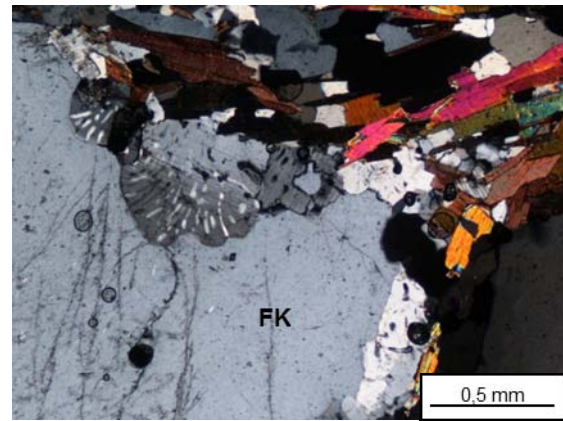


Figura IV.10 – Mirmequites nos bordos de porfiroclasto de feldspato potássico, nicóis cruzados (Am. MI 185 A1).

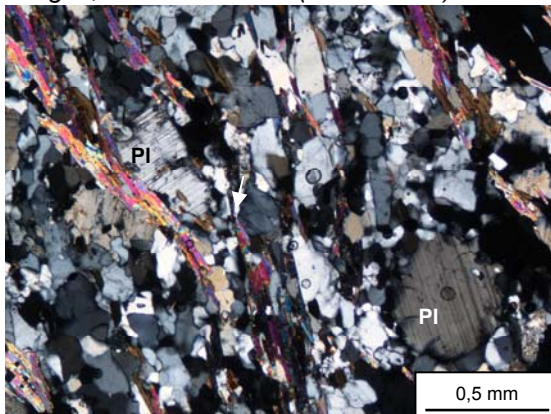


Figura IV.11 – Cristal de plagioclase com bordos corroídos em ortogneisse biotítico-moscovítico, nicóis cruzados (Am. MI 86B).

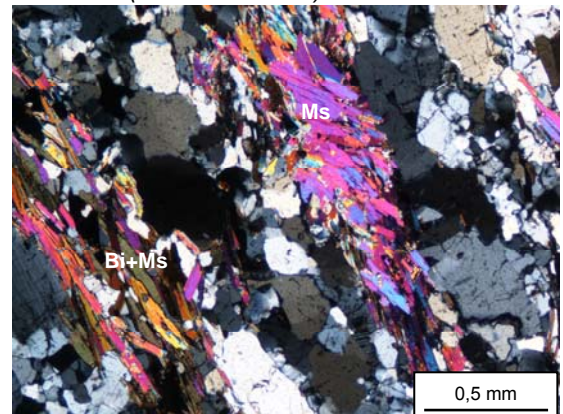


Figura IV.12 – Intercrescimentos entre biotite e moscovite retrógrada, nicóis cruzados (Am. MI 86 D).

Apesar das evidências de fusão parcial registadas no hospedeiro metaígneo, não é claro que os ortognaisses migmatíticos sejam os progenitores directos dos abundantes volumes de leucossomas estromáticos que lhes estão associados. Em condições de fusão assistida por deformação, como acontece neste caso, seria de esperar que os fundidos produzidos dessem origem a neossomas segregados (leucossomas “in-situ”), separados do protólito/paleossoma por porções enriquecidas em minerais refractários, excedentários ou peritéticos (fracção sólida residual).

Nem à escala do afloramento, nem à escala da lâmina delgada, foram encontrados indícios da presença de material residual contornando os leucossomas intercalados nos ortognaisses migmatíticos, o que leva a supor que os líquidos gerados pela sua fusão “in-situ” terão ficado confinados às fronteiras entre grãos (se o grau de fusão parcial foi baixo) ou escapado para níveis crustais superiores (se o grau de fusão parcial foi mais elevado).

Com base em determinações experimentais, é geralmente assumido que a fusão parcial de protólitos graníticos, em condições de saturação em água, pode originar quantidades significativas de fundido através da reacção (Piwinskii e Wyllie, 1968; Büsch *et al.*, 1974; Wyllie *et al.*, 1976; Watkins *et al.*, 2007):



A temperaturas superiores, se houver disponibilidade de fases hidratadas, a fusão será controlada pelas reacções de decomposição da moscovite e/ou da biotite em condições de deficiência em água (Peto, 1976, LeBreton e Thompson, 1988, Stevens e Clemens, 1993, Vielzeuf e Montel, 1994, Patino Douce e Harris, 1998):



No caso em estudo, não existem razões para admitir que a fusão dos ortognaisses tivesse envolvido reacções de desidratação da biotite (reacções 4 e 5), porque os cristais de biotite apresentam sempre limites bem definidos, nunca mostram sinais de corrosão nem estão associados a granada e/ou ortopiroxena (Fig. IV.10), indicando que a biotite permaneceu estável durante os processos anatéticos.

A ocorrência de moscovite e a ausência de silimanite também tende a excluir a eventual participação das reacções 2 e 3, já que estas levariam inevitavelmente ao esgotamento da mica branca e à produção de um aluminossilicato. Deve salientar-se,

contudo, que grande parte da moscovite existente nestas rochas é retrógrada (Fig. IV.12) e poderá, por isso, ter-se formado à custa de silimanite prévia, não permitindo descartar completamente a contribuição das duas reacções referidas.

De qualquer forma, as associações mineralógicas e as microestruturas encontradas nos ortognaisses de Banabuiú sugerem que a reacção 1 é aquela que explica mais satisfatoriamente as observações petrográficas. A aceitação de um modelo de fusão em condições de saturação em água levanta duas questões importantes: (a) qual a origem dos fluidos que infiltraram as rochas? e (b) como se deu o influxo de fluidos no sistema? (Slagstad *et al.*, 2005, Hasalová *et al.*, 2008a-b, Sawyer, 2010)

Tendo em conta que os metassedimentos da sequência Acopiara mostram indícios de ter cruzado a curva de desidratação da biotite durante o seu percurso metamórfico prógrado (ver secção IV.2.1), é possível que os fluidos aquosos que interagiram com os ortognaisses derivem das reacções metamórficas de desvolatilização que afectaram as rochas paraderivadas adjacentes (Slagstad *et al.*, 2005; Sawyer, 2010). No entanto, a fusão parcial dos ortognaisses também pode ter ocorrido em fases relativamente mais tardias da evolução metamórfica da região, em condições retrógradas de alta temperatura, como resultado da sua interacção com os fundidos anatéticos que os penetraram. Como é apontado por vários autores, a água exsolvida durante a cristalização dos fundidos injectados em terrenos migmatíticos pode desencadear um novo ciclo de geração de “melt” nos seus hospedeiros, justificando assim o desenvolvimento de microestruturas indicativas de fusão nestas litologias (Brown, 2001, 2008, Morfin *et al.*, 2013).

A criação de uma rede de fracturas através das quais se deu o influxo de fluidos aquosos ou a injeção de líquidos graníticos nos ortognaisses terá sido fortemente potenciada pelo regime tectónico que existiu na região durante o evento anatético. Em particular no caso da intrusão dos veios leucocráticos, a zona de cisalhamento de Orós deverá ter funcionado como um canal privilegiado para o escape e migração de “melt”, uma vez que a maioria destes corpos se instalou sin-cinematicamente com o episódio transcorrente ( $D_3$ ).

Com os dados disponíveis, não é fácil estimar as proporções de fundidos gerados pela anatexia local dos ortognaisses. Se, como as evidências petrográficas indicam, os abundantes volumes de fundidos contidos nestas rochas não correspondem a verdadeiros leucossomas “in-situ” torna-se impossível determinar a quantidade de “melt” produzido. Apesar destas limitações, o facto do “fabric” gnáissico

prévio estar parcialmente preservado, subsistindo vestígios das estruturas pre-anatéticas (foliação, porfiroclastos de feldspato) e de não se terem individualizado porções com carácter claramente residual (empobrecidas em feldspato potássico) apontam para taxas relativamente baixas de fusão. Conclui-se, assim, que os ortognaisses graníticos terão estado envolvidos, em maior ou menor extensão, em processos de anatexia controlados pela reacção 1, mas não deverão ter sido os protólitos dos leucossomas / veios leucocráticos que estão actualmente presentes nestes terrenos.

#### **IV.1.2. Leucossomas / veios leucocráticos em ortognaisses**

De acordo com a informação obtida no campo, os leucossomas / veios leucocráticos intercalados nos ortognaisses representam cerca de 40% a 60% da área total dos afloramentos e podem ocorrer em contextos estruturais muito diversos: (a) concordantes com as estruturas  $D_3$ , (b) oblíquos à foliação  $S_3$  e dobrados pela  $D_3$ , (c) discordantes com as estruturas  $D_3$  e (d) geometricamente controlados pelas estruturas  $D_2$ . Contudo, não se detectaram diferenças mineralógicas e/ou texturais significativas entre os vários tipos geométricos de leucossomas/veios leucocráticos.

Em termos mineralógicos, estas rochas são compostas por quartzo (30-35%), microclina (30-35%), plagioclase (20-25%) e proporções vestigiais de micas ( $\approx 5\%$ ). A apatite, o zircão, a monazite e a granada podem estar presentes como fases acessórias. A maioria dos leucossomas/veios leucocráticos apresentam granularidade mais grosseira do que os ortognaisses hospedeiros e, nalguns casos, chegam a adquirir um carácter pegmatóide. Os seus “fabric” são essencialmente isotrópicos, sem evidências de deformação no estado sólido, quer se trate de leucossomas/veios leucocráticos concordantes, discordantes ou dobrados (Figs. IV.13 e IV.14), sugerindo que a cristalização completa dos líquidos anatéticos só ocorreu nos estádios terminais do episódio transcorrente  $D_3$ .

Mesmo quando o bandado migmatítico é claramente reconhecível em afloramento e amostra de mão, à escala microscópica, os leucossomas/veios leucocráticos definem, com frequência, contactos difusos com os ortognaisses adjacentes (Fig. IV.15), o que tanto poderá significar que o hospedeiro estava parcialmente fundido durante a injeção dos veios como reflectir reajustamentos texturais mais tardios induzidos nas rochas encaixantes pela cristalização de líquidos anatéticos injectados (Hasalová *et al.*, 2008a, Sawyer, 2008). Nestas zonas de

transição, torna-se, por vezes, muito difícil estabelecer os limites entre a fracção sólida e a componente fundida devido à ausência de contrastes mineralógicos e texturais.

Nos leucossomas/veios leucocráticos, o *feldspato potássico* e a *plagioclase* ocorrem, conjuntamente com o *quartzo*, em cristais xenomórficos a subidimórficos definindo uma textura equidimensional de grão fino-médio (1-2 mm) a médio-grosseiro (> 3mm) (Fig. IV.16). Os contactos entre grãos são frequentemente rectos (Figs. IV.16 e IV.17), o que constitui uma microestrutura indicativa de cristalização a partir de um fundido (Platten, 1982; Vernon e Collins, 1988, Vernon, 2004, Sawyer, 2008). As *micas* (biotite e moscovite) são raras e pouco orientadas e os “augen” de feldspato estão sempre ausentes.

A *microclina* exhibe a macla axadrezada típica, com nitidez variável e é habitualmente micropertítica, enquanto a plagioclase apresenta a macla da polissintética da albite e zonamento óptico mal marcado (Fig. IV.16). Nem os feldspatos, nem o quartzo, apresentam indícios de recristalização dinâmica.

No interior de alguns leucossomas/veios leucocráticos identificaram-se cristais subidioblásticos milimétricos de granada, com inclusões de quartzo e de plagioclase (Fig. IV.18). O carácter subidimórfico destes cristais aponta para uma blastese tardia da granada o que, em conjunto com presença de inclusões de quartzo, sugere que a granada represente uma fase peritética gerada pela fusão incongruente da biotite que englobou porções do fundido (quartzo) (Cesare, 2008, Cesare *et al.*, 2011). Não há, contudo, nenhuma evidência petrográfica que indique que a reacção de desidratação da biotite esteve envolvida na anatexia dos ortognaisses encaixantes (secção IV.1.1).

A ocorrência de granada peritética vem, por isso, reforçar a hipótese da maioria dos líquidos anatéticos intercalados nestas rochas terem origem externa. A sua injeção terá ocorrido enquanto os ortognaisses ainda estavam quentes (possivelmente parcialmente fundidos). Em síntese, os fundidos graníticos associados aos ortognaisses migmatíticos de Banabuiú parecem corresponder, em grande parte, a corpos leucocráticos intrusivos sem uma relação genética directa com os seus hospedeiros, à semelhança do que tem sido postulado para outros terrenos migmatíticos (Morfin *et al.*, 2013).

## IV.2. Sequência paraderivada de Acopiara

Na descrição da sequência paraderivada de Acopiara usar-se-á o procedimento adoptado nas secções precedentes, caracterizando separadamente os hospedeiros metassedimentares e os leucossomas associados.



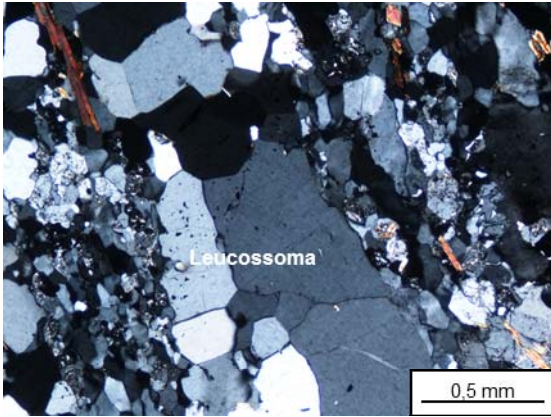


Figura IV.13 – Leucossoma concordante, com granularidade mais grosseira do que o ortogneisse hospedeiro, nicóis cruzados (Am. M 140.1).

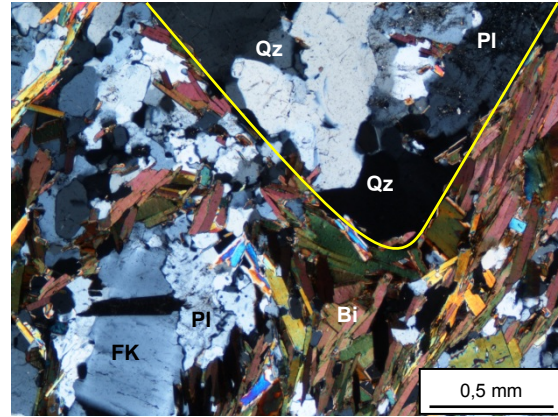


Figura IV.14 – Leucossoma não deformado em charneira de dobra, nicóis cruzados (Am. MI 69 A).

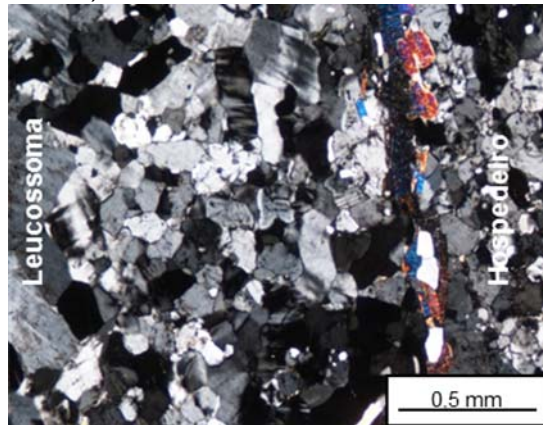


Figura IV.15 – Contacto difuso entre leucossoma e ortogneisse hospedeiro, nicóis cruzados (Am. M 79.1).

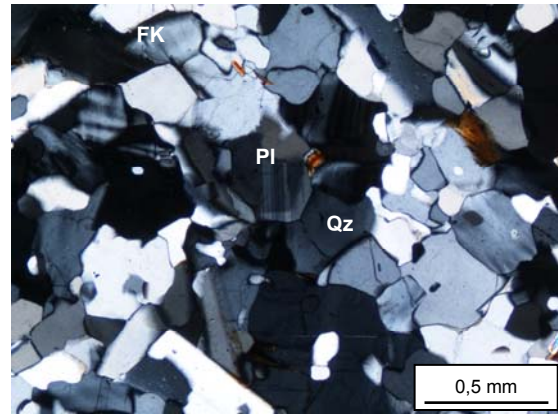


Figura IV.16 – Leucossoma com textura granular equidimensional mostrando contactos rectos entre grãos, nicóis cruzados (Am. M 3.1).

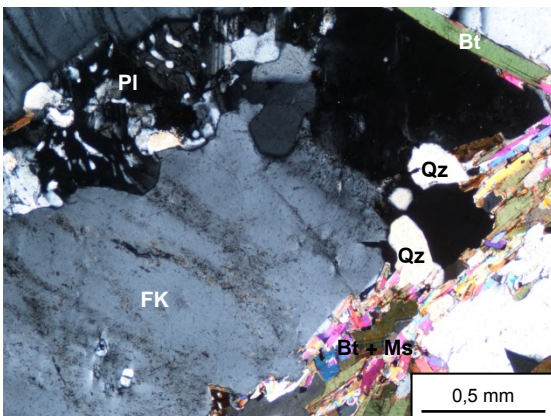


Figura IV.17 – Contacto entre cristal de microclina e plagioclase em leucossoma de ortogneisse biotítico-moscovítico, nicóis cruzados (Am. MI 185 C2).

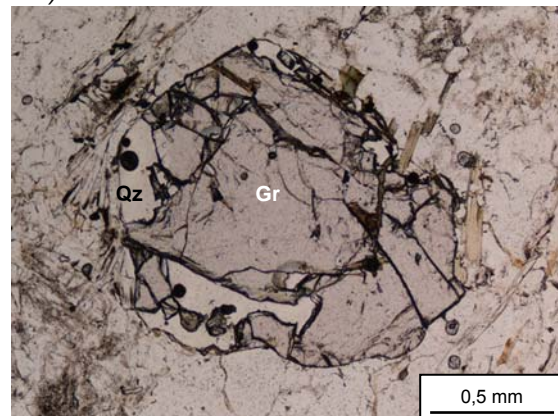


Figura IV.18 – Grão subidioblástico de granada englobando quartzo em leucossoma de ortogneisse, nicóis paralelos (Am. MI 86 C)

### IV.2.1 Rochas metassedimentares hospedeiras

Em maior ou menor escala, todas as rochas pelíticas/semipelíticas da sequência paraderivada foram afectadas por migmatização. Devido às modificações produzidas durante os processos de anatexia, as composições e texturas das litologias metassedimentares preservadas nestes terrenos já não reflectem as dos seus protólitos originais, criando dificuldades acrescidas na reconstituição da história metamórfica da região.

Nas áreas menos afectadas por fusão parcial, verifica-se que a sequência Acopiara é predominantemente constituída por metagrauvaques e metapelitos contendo uma associação mineralógica formada por biotite ± moscovite + quartzo + plagioclase ± granada ± turmalina + apatite + opacos + zircão /monazite. As fácies mais pelíticas apresentam teores em micas (biotite ± moscovite) superiores a 50% e proporções mais baixas de quartzo e plagioclase (< 40%), enquanto os termos grauvacóides se diferenciam das rochas pelíticas pelos seus menores conteúdos em micas (30-40%) e maiores quantidades de quartzo e plagioclase (> 60%).

Ambos os litótipos exibem texturas gnaissosas, lepidoblásticas a granolepidoblásticas, frequentemente inequigranulares, de grão fino a fino-médio, caracterizadas pela alternância de leitos ricos em quartzo + plagioclase com finas bandas micáceas (Figs. IV.19 e IV.20). A xistosidade  $S_3$  é a anisotropia planar mais penetrativa, embora se encontrem, por vezes, vestígios de um “fabric” anterior ( $S_1+S_2$ ) microdobrado (Figs. IV.21 e IV.22). Em zonas de maior intensidade de deformação, estas rochas adquirem um carácter milonítico bem marcado e só é possível distingui-las dos ortognaisses pela ausência de “augen” de feldspato potássico e pelas maiores proporções de micas.

A *biotite* pode ser a única mica presente ou ocorrer conjuntamente com a moscovite nos leitos lepidoblásticos. Constitui cristais lamelares, com dimensões máximas de cerca de 2 mm, cor castanha, pleocroísmo forte, variando entre o bege ( $\alpha$ ) e o castanho-escuro ( $\gamma=\beta$ ), orientados segundo a xistosidade. Embora esporadicamente, pode apresentar planos de clivagem encurvados e extinção ondulante. A alteração para clorite é normalmente pouco acentuada.

A *moscovite* é bastante abundante nalgumas amostras. Surge em palhetas incolores, de dimensões semelhantes às da biotite e hábito subédrico. Tem frequentemente a clivagem (001) alinhada paralelamente à foliação, mas também

está, em muitos casos, entrecruzada com biotite (“decussate texture”), sugerindo que se tenha formado à custa desta, em condições retrógradas (Fig. IV.23).

O *quartzo* e a *plagioclase* são os principais constituintes dos domínios granoblásticos. Evidenciam um elevado grau de recristalização dinâmica pois ocorrem tipicamente em cristais inferiores a 1 mm, anédricos a subédricos, definindo, muitas vezes, entre si limites de alto ângulo (junções triplas próximas de 120°) e contactos rectilíneos (Figs. IV.19 e IV.20). O *quartzo* pode aparecer também em “ribbons” alongados dispostos paralelamente à xistosidade nas rochas em que se desenvolveu um “fabric” milonítico. Na maioria dos cristais de *plagioclase*, a macla polissintética da albite está mal marcada e o zonamento óptico não é muito perceptível (Fig. IV.20).

Quando presente, a *granada* forma pequenos grãos anédricos a subédricos (< 1mm) desprovidos de inclusões orientadas, que nunca estão contornados pela foliação  $S_3$  sugerindo que a sua blastese foi relativamente tardia, sin- ou tardi- $D_3$  (Fig. IV.24). A *turmalina* constitui pequenos porfiroblastos idiomórficos a subidiomórficos (< 3 mm), com pleocroísmo forte em tons de verde e zonamento incipiente, que cresceram estaticamente sobre a xistosidade  $S_3$  (Fig. IV.25).

As fases acessórias (apatite, opacos, zircão e monazite) tendem a concentrar-se preferencialmente nos níveis lepidoblásticos embora também possam estar disseminadas nos domínios granoblásticos. A *apatite* ocorre quer sob a forma de cristais subédricos a anédricos (< 0,5 mm) isolados na matriz, quer como inclusões noutros minerais (particularmente biotite) (Fig. IV.26).

Os minerais opacos mais bem representados nestas rochas são a ilmenite e o rútilo. A *ilmenite* constitui, em geral, cristais alongados, orientados paralelamente à foliação, e parece estar em equilíbrio textural com a biotite. Em contraste, o *rútilo*, de cor castanha dourada, está frequentemente presente na matriz dos paragneisses em grãos anédricos e tamanhos inferiores a 0,5 mm. Nalgumas lâminas delgadas, aparece ainda sob a forma de diminutos cristais subidiomórficos incluídos em *plagioclase* (Fig. IV. 22), definindo uma xistosidade interna ( $S_i$ ) oblíqua à foliação principal ( $S_3$ ), o que aponta para uma blastese precoce relacionada com uma paragénese metamórfica relíquia (Guereschi e Martino, 2003, 2008).

A distinção microscópica entre o *zircão* e a *monazite* não é fácil, porque ambos ocorrem em grãos de reduzidas dimensões envolvidos por halos pleocróicos. Contudo, em casos pontuais, os cristais de *zircão* podem ser reconhecidos através do seu hábito prismático característico. Qualquer das duas fases constitui, com frequência, inclusões na biotite.



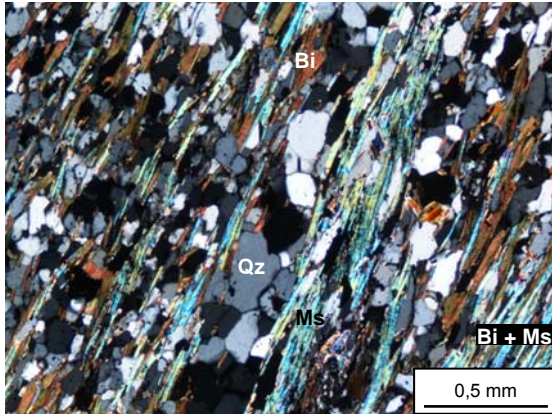


Figura IV.19 – Textura lepidogranoblástica em paragnaiss pelítico da sequência paraderivada, nicóis cruzados (Am. MI 140.5).

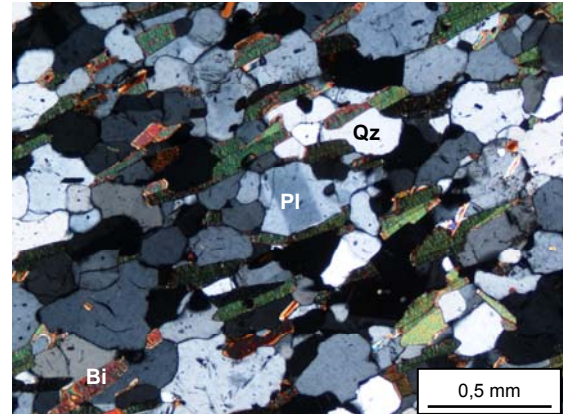


Figura IV.20 – Textura granolepidoblástica em paragnaiss grauváquico da sequência paraderivada, nicóis cruzados (Am. M 38.1).

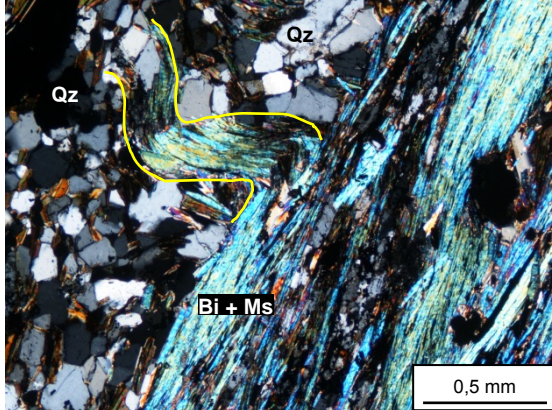


Figura IV.21 – Microdobra ( $S_1+S_2$ ) cortada pela xistosidade regional ( $S_3$ ) em paragnaiss da sequência Acopiara, nicóis cruzados (Am. MI 140.5).

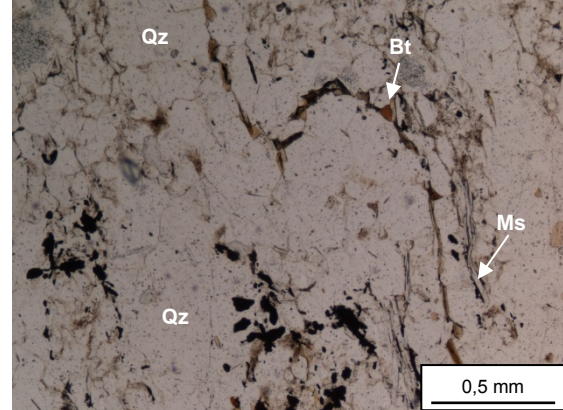


Figura IV.22 – Fino leito lepidoblástico definido por biotite, moscovite e opacos, dobrado pela  $D_3$ , nicóis paralelos (Am. MI 140).

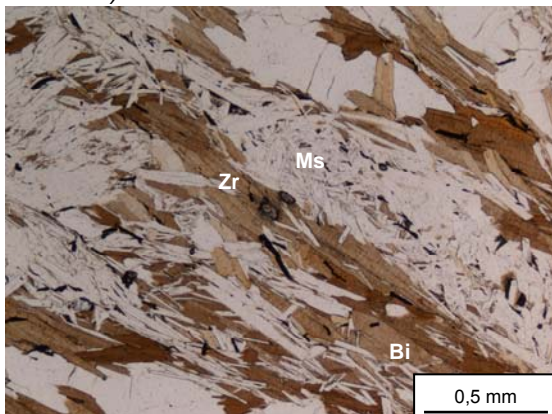


Figura IV.23 – Moscovite entrecruzada com biotite em leito lepidoblástico, nicóis paralelos (Am. M79.3PT).

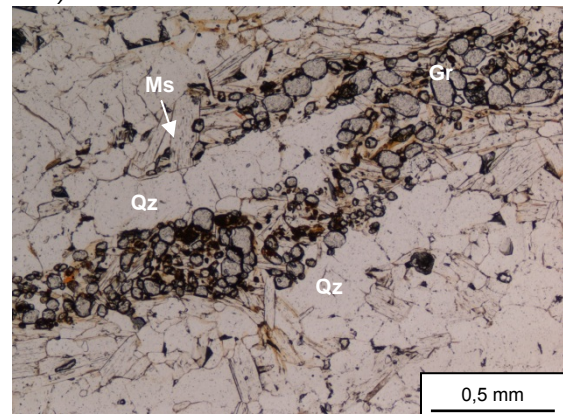


Figura IV.24 – Níveis ricos em granada e opacos mimetizando uma dobra  $D_3$  em paragnaiss, nicóis paralelos (Am. MI 140.E).



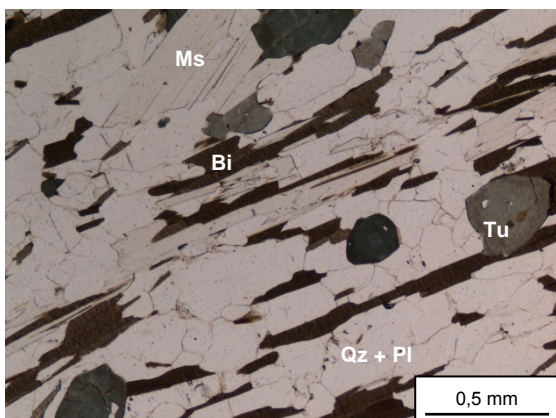


Figura IV.25 – Cristais subidiomórficos de turmalina crescendo estáticamente sobre a xistosidade  $S_3$  em paragneisse grauvacóide, nicóis paralelos (Am. M 57.1).

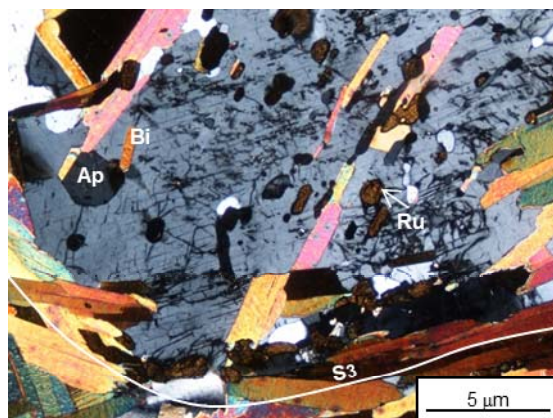


Figura IV.26 – Cristal de plagioclase mostrando uma xistosidade interna ( $S_i$ ) definida por inclusões de biotite e rútilo, oblíqua à foliação principal ( $S_3$ ), nicóis cruzados (Am. M 5.3).

Na região de Banabuiú, os metapelitos e metagrauvaques da sequência Acopiara foram extensamente transformados em metatexitos estromáticos, o que obliterou, em grande parte, os “fabric” metamórficos prévios. Para além disso, estas rochas preservam poucos vestígios dos processos de migmatização devido à intensa recristalização dinâmica que sofreram. No entanto, nos domínios granoblásticos de algumas amostras ainda é possível identificar microestruturas indicativas de fusão parcial: (a) pequenos agregados quartzo-feldspáticos globulares (“melt pools”) nas fronteiras entre plagioclase e quartzo (Fig. IV.27) e (b) cristais antigos de plagioclase com bordos corroídos e inclusões de quartzo goticular (Fig. IV.28).

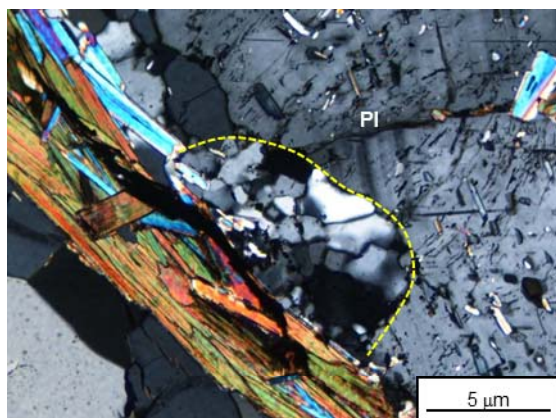


Figura IV.27 – “Melt pool” no bordo de cristal de plagioclase, nicóis cruzados (Am. Ml 140.3).

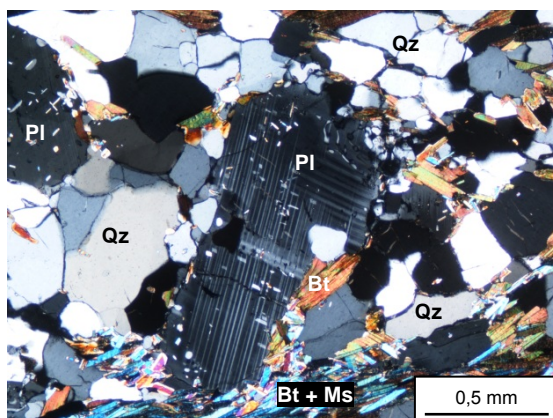


Figura IV.28 – Cristal de plagioclase com bordos corroídos em paragneisse grauvacóide, nicóis cruzados (Am. Ml 140.3).

Com base nas evidências petrográficas, tentar-se-á em seguida constranger as reacções que ocorreram durante o pico metamórfico e deram origem ao início da fusão

parcial. Partindo da paragénese mineral mais comum observada tanto nos paragnaises pelíticos como nos grauvacóides (Qz + Pl + Bt + Grt), parece plausível admitir que a anatexia destas rochas foi controlada pela reacção (Le Breton e Thompson, 1988):



Qualquer das reacções de desidratação da biotite envolvendo a produção de cordierite (Spear, 1993, Spear *et al.*, 1999; Otamendi *et al.*, 2008) ou de ortopiroxena peritéticas (Stevens e Clemens, 1993) deverá ser descartada pois nenhuma destas fases minerais foi identificada nas rochas paraderivadas da sequência Acopiara.

O carácter sin-cinemático da granada constitui um forte argumento a favor desta fase mineral se ter formado por fusão incongruente da biotite em condições anidras (reacção 6), durante o último episódio de deformação dúctil que afectou o sector estudado (D<sub>3</sub>). Apesar de não se ter detectado silimanite nas amostras analisadas, a sua ausência poderá ser explicada por um dos seguintes factores: (a) exaustão na reacção ou (b) retrogradação para moscovite. Segundo Vielzeuf e Montel (1994), a silimanite é, em geral, bastante escassa em protólitos grauvacóides, o que pode levar ao seu consumo total na reacção. Por outro lado, também é possível que a silimanite originalmente presente nos paragnaises tenha sido substituída por moscovite tardia, já que esta é claramente retrógrada. Por último, a persistência de biotite na associação mineral sugere que as condições de temperatura não foram suficientemente elevadas para atingir a isógrada da “biotite-out” (Vielzeuf e Montel, 1994).

De acordo com as estimativas experimentais, os fundidos gerados por reacções de desidratação da biotite são subsaturados em água e as suas proporções poderão variar entre 10 e 50 vol.% (Vielzeuf e Vidal 1990, Brown e Rushmer, 2006, Brown, 2008), o que justificaria os abundantes volumes de leucossomas associados aos paragnaises. Deste modo, e em face dos dados expostos, poderia concluir-se que os processos de anatexia que afectaram o encaixante metassedimentar da região de Banabuiú durante a tectónica transcorrente D<sub>3</sub> teriam sido responsáveis pela produção das grandes quantidades de leucossomas intercalados na sequência.

No entanto, como se demonstrará em seguida, grande parte dos fundidos presentes nestas rochas parecem corresponder a veios leucocráticos injectados, o que tende a excluir uma relação genética directa com os seus hospedeiros. É muito provável, contudo, que estes fundidos se tenham formado pela fusão incongruente da

biotite a partir de protólitos composicionalmente semelhantes, localizados em níveis crustais ligeiramente mais profundos.

#### **IV.2.2. Leucossomas / veios leucocráticos em metatexitos paraderivados**

Como foi referido no Capítulo III, os metatexitos estromáticos paraderivados são caracterizados pela presença de um grande número de leucossomas, com um padrão de distribuição muito semelhante ao observado nos ortognaisses. À primeira vista, o forte carácter estromático destas rochas leva a supor que as bandas de material quartzo-feldspático (neossomas) representem os produtos da cristalização de líquidos anatéticos resultantes da anatexia, em grande escala, dos metapelitos e metagrauvaques da sequência Acopiara (secção IV.2.1). Contudo, uma análise petrográfica detalhada mostra que, embora os hospedeiros metassedimentares preservem microestruturas indicativas de fusão parcial, grande parte dos leucossomas neles contidos não estão “in-situ”. Só em casos pontuais se consegue individualizar uma componente rica em biotite nas margens dos leucossomas (Figs. IV.29 e IV.30) e, mesmo quando tal acontece, não é claro que se trate sempre de verdadeiros melanossomas.

No seu trabalho sobre o complexo migmatítico de Opinaca (Canadá), Morfin *et al.* (2013) defendem que a ausência de fases peritéticas ou excedentárias nos níveis biotíticos que envolvem os leucossomas, bem como o grande desenvolvimento dos cristais de biotite presentes nesses domínios invalida a sua interpretação como melanossomas. Consideram ainda que a componente leucocrática presente nos migmatitos de Opinaca resulta essencialmente da cristalização de fundidos anatéticos injectados no complexo sob a forma de corpos tabulares e/ou diques e que a água exsolvida durante a sua consolidação terá sido um factor determinante para a blastese da biotite.

O estudo petrográfico das amostras dos metatexitos paraderivados de Banabuiú aponta no mesmo sentido, já que raramente se encontram faixas melanocráticas nos bordos das bandas félsicas e, nos casos em se observam, são compostas por cristais de biotite com dimensões muito superiores aos da matriz (até 4,5 mm), frequentemente intercrescidos com moscovite tardia (Figs. IV.29 e IV.30). É provável, por isso, que os líquidos anatéticos intercalados na sequência Acopiara correspondam maioritariamente a veios leucocráticos intrusivos.

Deve salvaguardar-se, contudo, a possibilidade de também existirem pequenas proporções de leucossomas “in-situ” nestas litologias. Apesar da sua reduzida

expressão, algumas amostras contêm finas bandas quartzo-feldspáticas descontínuas, com contactos difusos, marginadas por biotite e granada, definindo o que parecem ser típicos pares leucossoma-melanossoma (Figs. IV.31 e IV.32).

Os leucossomas/veios leucocráticos da sequência paraderivada apresentam sempre um “fabric” ígneo, frequentemente heterogranular, de grão fino a médio, quase sem indícios de deformação no estado sólido, qualquer que seja o seu modo de ocorrência (concordantes, discordantes ou dobrados) (Fig. IV.29 e IV.30).

Nuns casos, os domínios quartzo-feldspáticos mostram granularidade mais grosseira do que as litologias envolventes e limites bem definidos (Figs. IV.29 e IV.30), enquanto noutros constituem lentículas descontínuas entre os planos de foliação do hospedeiro, com espessura milimétrica e grão não muito superior ao da matriz (Figs. IV.31 e IV.33) e, noutros ainda, formam corpos tabulares e/ou diques mais espessos (até 50 cm) cujos contactos com as rochas encaixantes não são facilmente observáveis à escala da lâmina delgada (Fig. IV.34).

Contrariamente aos ortognaisses migmatíticos, os veios leucocráticos da sequência paraderivada podem ser subdivididos em dois grupos principais com base em critérios mineralógicos: trondjemíticos e leucograníticos. Os veios do primeiro grupo têm quartzo e plagioclase como constituintes essenciais (Figs. IV.31 e IV.33) e deverão ter sido gerados em estádios precoces da evolução magmática por acumulação de plagioclase (Sawyer, 2008). Em contrapartida, os veios leucograníticos do segundo grupo são formados por quartzo (30-35%), feldspato potássico (30-40%) e plagioclase (15-25%) e representam líquidos com composições mais evoluídas (Fig. IV.34). Em ambos os tipos de veios, as proporções de micas não excedem normalmente 5%. As fases acessórias mais comuns presentes nestas rochas são a granada, turmalina, apatite, zircão e opacos.

O *quartzo* e a *plagioclase* ocorrem tanto nos veios leucocráticos/leucossomas trondjemíticos como nos leucograníticos. Constituem cristais anédricos a subédricos, pouco ou nada deformados, de dimensões variando entre 0,25 mm – 4 mm. Mostram, com frequência, contactos rectos (Fig. IV.31), indicando cristalização a partir de fundidos (Platten, 1982; Vernon e Collins, 1988, Vernon, 2004, Sawyer, 2008). A plagioclase pode exibir ou não a macla polissintética da albite e não tem zonamento óptico evidente (Fig. IV.35). O *feldspato potássico* está presente apenas nos veios de composição leucogranítica, onde predomina claramente sobre a plagioclase (Fig. IV.34). Apresenta a macla axadrezada da microclina com nitidez variável e, por vezes, exsoluções micro- ou criptopertíticas. Ocorre em cristais xenomórficos a



subidimórficos, com dimensões semelhantes aos de quartzo e de plagioclase, com os quais define frequentemente contactos rectilíneos (Fig. IV.34).

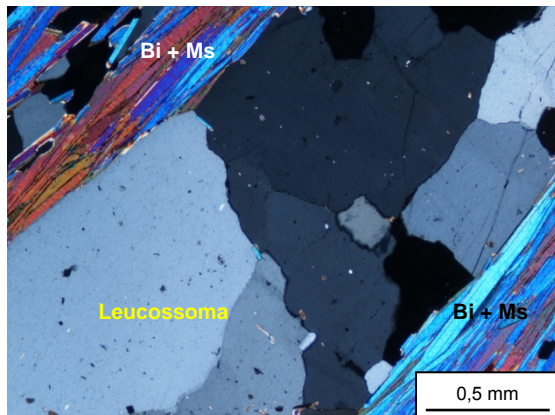


Figura IV.29 – Leucossoma concordante sem evidências de deformação no estado sólido, marginado por níveis lepidobláticos (biotite + moscovite), nicóis cruzados (Am. M 117.1).

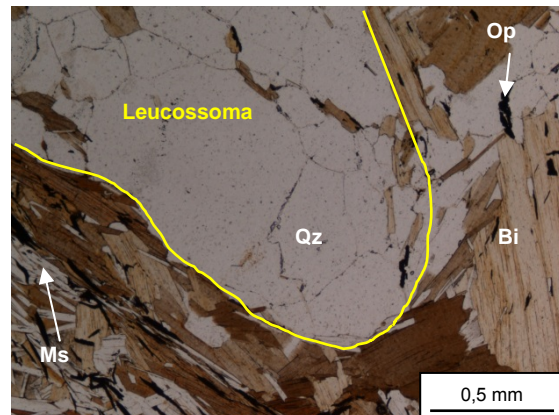


Figura IV.30 – Leucossoma em charneira de dobra, sem indícios de deformação, envolvido por leitões ricos em biotite, moscovite e opacos, nicóis paralelos (Am. M 79.3 PT).

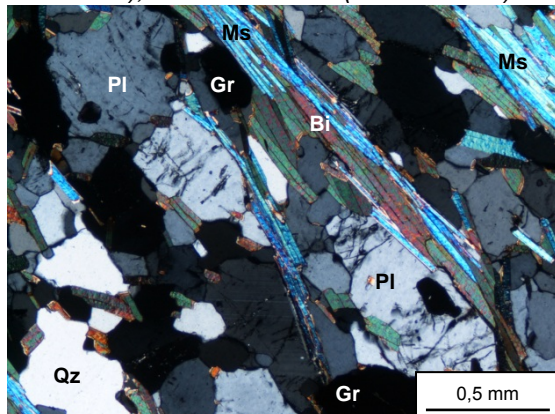


Figura IV.31 – Bandas leucossomáticas lenticulares (quartzo+plagioclase), envolvidas por leitões ricos em biotite e granada (melanossoma?), nicóis cruzados (Am. M 33.2).

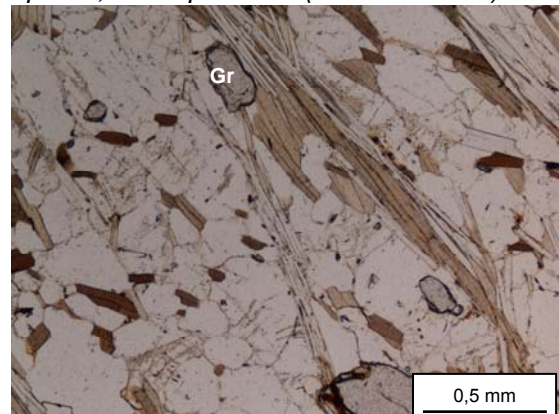


Figura IV.32 – Mesmo aspecto da figura anterior em nicóis paralelos.

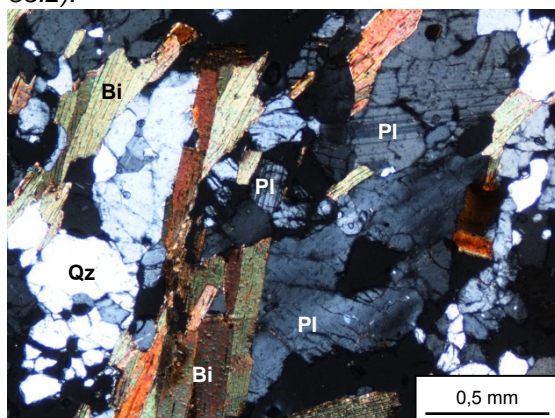


Figura IV.33 – Leucossoma / veio leucocrático com composição trondjemítica, nicóis cruzados (Am. M1 105 B).

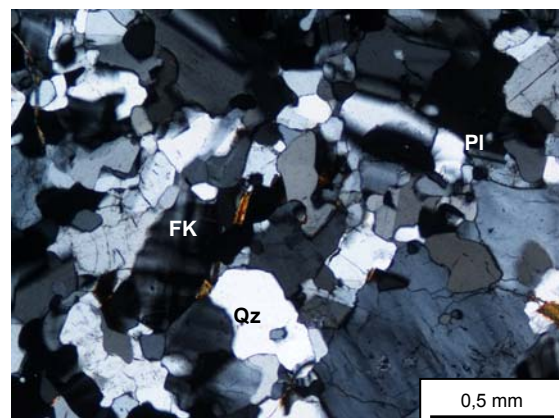


Figura IV.34 – Leucossoma / veio leucocrático com composição granítica, nicóis cruzados (Am. M 3.1).



A *biotite* é uma fase praticamente ausente na maioria destes litótipos. Constitui diminutos cristais laminares, inferiores a 1mm, distribuídos de forma aleatória nos interstícios entre os grãos dos minerais essenciais (Fig. IV.35). É de sublinhar, contudo, que, em casos pontuais, os veios leucocráticos podem conter cristais orientados de biotite no seu interior, que parecem corresponder a restos da xistosidade dos seus hospedeiros (“schlieren”) (Fig. IV.36).

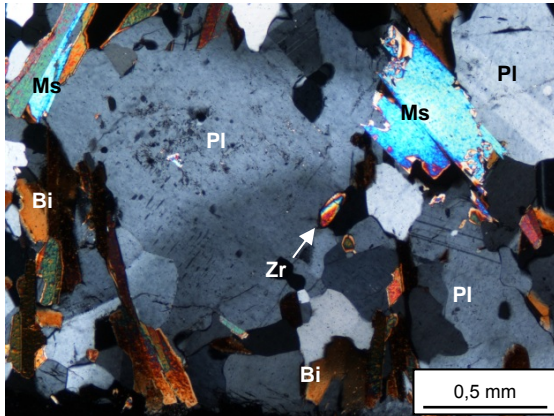


Figura IV.35 – Cristal de plagioclase em leucossoma / veio leucocrático trondjemítico, nicóis cruzados (Am. M 155.1).

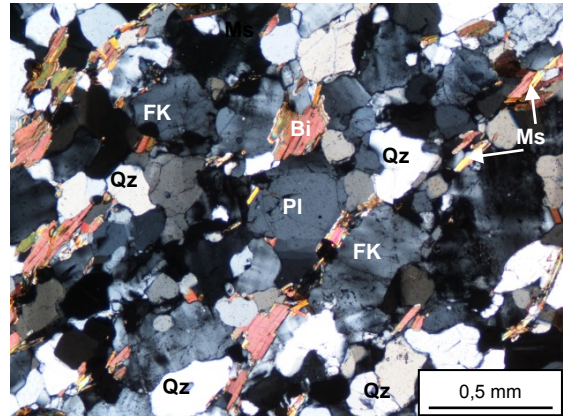


Figura IV.36 – “Schlieren” de biotite em leucossoma / veio leucocrático granítico, nicóis cruzados (MI 148 G).

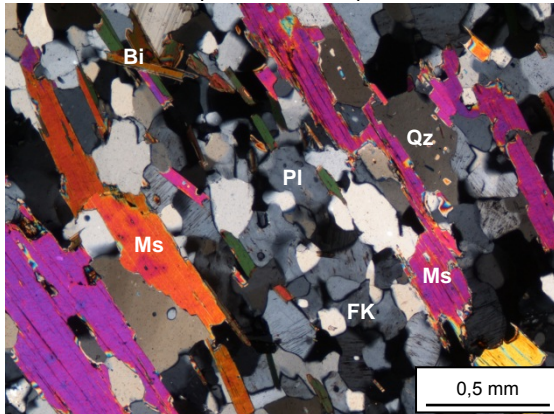


Figura IV.37 – Moscovite primária definindo uma foliação de fluxo magmático em leucossoma / veio leucocrático granítico, nicóis cruzados (Am. MI 110 A).

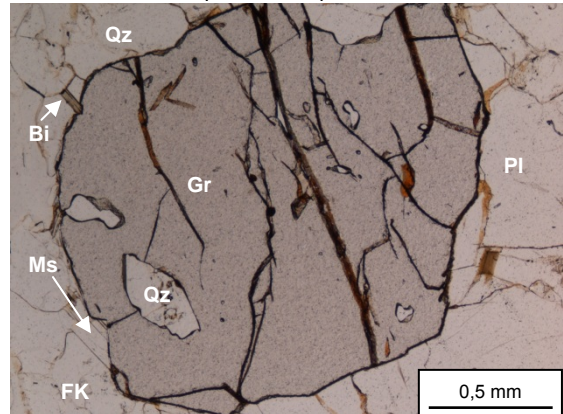


Figura IV.38 – Grão subidioblástico de granada englobando quartzo em leucossoma / veio leucocrático, nicóis paralelos (Am. M 3.1).

A *moscovite* é geralmente muito pouco abundante, embora os veios leucocráticos/leucossomas de composição mais evoluída (leucogranítica) apresentem, por vezes, cristais subédricos de moscovite de origem ígnea definindo uma foliação de fluxo magmático concordante com a xistosidade  $S_3$  (Fig. IV.37). As suas dimensões não ultrapassam 1,5 mm.

À semelhança do que se observou nos ortognaisses migmatíticos, em muitos dos veios leucocráticos/leucossomas da sequência paraderivada encontram-se cristais

idioblásticos a subidioblásticos de *granada* com tamanhos superiores aos da matriz (até 1,5 x 1,75 mm) e inclusões de quartzo globular e de plagioclase (Fig. IV.38), cuja formação está provavelmente relacionada com a reacção de fusão incongruente da biotite (Cesare, 2008, Cesare *et al.*, 2011).

A *turmalina* está esporadicamente presente nos veios leucocráticos, sob a forma de cristais milimétricos tardios, idiomórficos a subidiomórficos, com pleocroísmo inverso bem marcado, de  $\omega$  = verde-escuro a  $\varepsilon$  = quase incolor, sem zonamento visível. A *apatite* ocorre em cristais tabulares de secção hexagonal, por vezes arredondados, com tamanhos inferiores a 0,2 mm, dispersos na matriz ou incluídos nos minerais essenciais. O *zircão* e a *monazite* apresentam formas tendencialmente subédricas, dimensões diminutas e encontram-se frequentemente inclusos nas fases principais embora também possam dispor-se aleatoriamente nas fronteiras entre grãos (Fig. IV.35). Os minerais *opacos* (*ilmenite*) são bastante raros e estão geralmente associados às micas.

### IV.3. Diatexitos

As rochas diatexiticas de Banabuiú são petrograficamente complexas pois podem conter fragmentos de metatexitos estromáticos em diferentes graus de desagregação / assimilação (diatexitos “schollen”) ou intercalações de finos leitos lepidoblásticos ricos em micas herdadas (diatexitos “schlieren”), transitando duns termos aos outros até aos diatexitos com estrutura maciça, no espaço de poucos metros. Tendo em conta que a componente não fundida (“schollen” / “schlieren”) já foi descrita nas secções precedentes, a análise petrográfica dos diatexitos incidirá apenas nas porções mais representativas dos líquidos anatéticos.

Em lâmina delgada, tanto os diatexitos maciços como as fracções leucocráticas dos migmatitos “schollen”/“schlieren” possuem características texturais e mineralógicas muito semelhantes às dos veios leucocráticos com composições mais evoluídas, distinguindo-se destes pelos seguintes aspectos: (a) maior grau de homogeneização textural; (b) ocorrência pontual de fenocristais de feldspato potássico e (c) teores mais elevados em micas, que chegam a perfazer cerca de 15-20% das suas modas.

Apresentam texturas nitidamente ígneas, hipidiomórficas seriadas, de grão fino a fino-médio e uma associação mineral constituída por quartzo + feldspato potássico (microclina) + plagioclase + moscovite + biotite + apatite + monazite + zircão (Figs. IV.39 e IV.40). As micas (moscovite  $\pm$  biotite) estão frequentemente orientadas,

definindo uma foliação de fluxo magmático, concordante com as estruturas regionais (Fig. IV.39).

O *quartzo* ocorre essencialmente em grãos anédricos intersticiais com dimensões entre 0,15 a 1,5 mm, enquanto a *microclina* e a *plagioclase* constituem cristais variando de anédricos a subédricos com tamanhos sensivelmente idênticos aos de quartzo. Nalgumas amostras observam-se pequenos fenocristais de feldspato potássico ligeiramente perfiticos com a macla de Calsbad e pequenas inclusões de biotite e plagioclase (Fig. IV.40). A plagioclase é sempre menos abundante do que a microclina, apresenta a macla polissintética da albite e não está opticamente zonada. Não mostra, em geral, sinais de alteração para sericite.

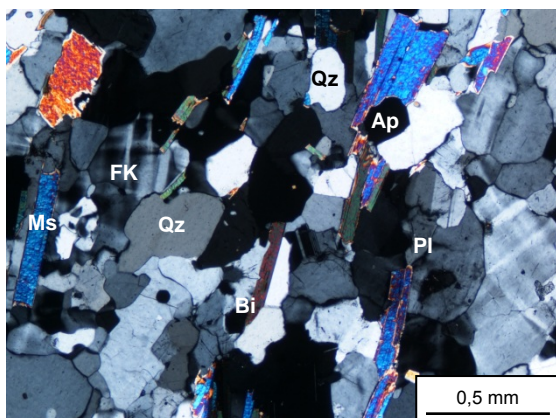


Figura IV.39 – Diatexito de grão fino com orientação de fluxo magmático definida pelo alinhamento das micas, nicóis cruzados (Am. M 7.3).

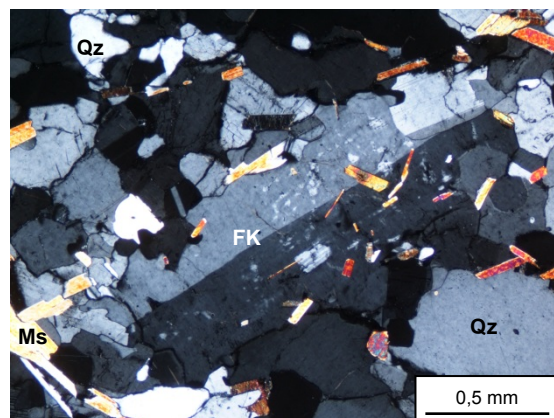


Figura IV.40 – Fenocristal de feldspato potássico com inclusões de micas e de plagioclase, nicóis cruzados (Am. M 7.4).

A *moscovite* é a mica dominante nestas rochas. Forma normalmente pequenos cristais subédricos (< 1,5 mm) que, nuns casos, não mostram qualquer orientação preferencial (Fig. IV.40) e noutros estão alinhados, definindo uma foliação de fluxo magmático (Fig. IV.39). A *biotite* tende a constituir cristais laminares de dimensões inferiores à mica branca (< 1mm) e possui, em geral, inclusões dos minerais acessórios (apatite, zircão e monazite). Ocasionalmente, os diatexitos podem conter porfiroblastos de *granada* (2 x 1,5 mm) com características similares aos encontrados nos veios leucocráticos.

#### IV.4. Litologias resistentes da Sequência Acopiara

Intercalados no complexo gnássico migmatítico de Banabuiú ocorrem numerosos corpos lenticulares ou tabulares de rochas calco-silicatadas e de quartzitos que se comportaram como litogias resistentes durante os processos de anatexia.



As rochas calco-silicatadas apresentam texturas granoblásticas a nematogranoblásticas, granularidade fina e uma associação mineralógica composta por quartzo + clinopiroxena (diópsido) ± anfíbola (actinolite) + plagioclase + biotite + titanite + epídoto + zircão + apatite + opacos. Nalgumas amostras é possível reconhecer um fino bandado composicional conferido pela alternância de níveis granoblásticos ricos em quartzo com bandas em que predomina a piroxena diopsídica e a plagioclase.

O *quartzo*, com dimensões máximas de 0,5 mm, está fortemente recristalizado, originando mosaicos poligonais. Os cristais de *diópsido* são incolores, anédricos a subédricos (< 2 mm) e podem mostrar uma leve orientação preferencial, responsável pelo “fabric” nematoblástico observado nalgumas amostras (Figs. IV.41 e IV.42). Apresentam alongamento positivo, ângulo de extinção de 40°, cores de polarização de 2ª ordem e figura de interferência biaxial positiva com 2V alto.

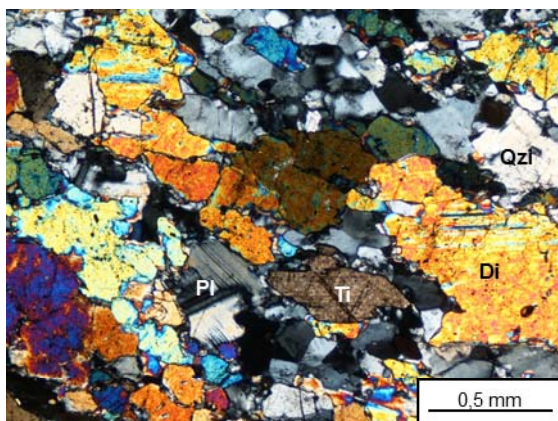


Figura IV.41 – Rocha calcossilicatada com textura granonematoblástica, nicóis cruzados (Di: diópsido, Qz: quartzo, Pl: plagioclase, Ti: titanite) (Am. MI 67).

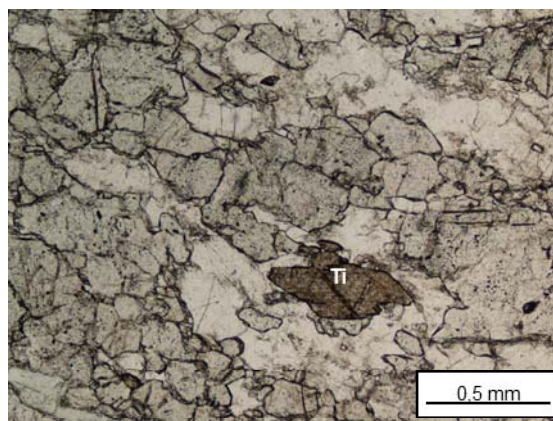


Figura IV.42 – Aspecto da fotografia anterior em nicóis paralelos.

A *plagioclase* ocorre sob a forma de pequenos cristais xenomórficos (0,5-1 mm) intensamente sericitizados, com a geminação polissintética característica. A *biotite*, a *titanite*, o *epídoto* e os opacos são fases acessórias comuns nestas rochas. A *biotite* apresenta cor castanha, pleocroísmo forte, variando entre o bege ( $\alpha$ ) e o castanho avermelhado ( $\gamma$  e  $\beta$ ), extinção recta e cores de polarização de segunda ordem. Regra geral, constitui cristais lamelares (até 1 mm) orientados segundo a foliação. A *titanite* está presente em grãos anédricos a subédricos, de cor bege, dimensões inferiores a 0,5 mm e birrefringência elevada (Figs. IV.41 e IV.42), enquanto o *epídoto* constitui diminutos cristais incolores xenomórficos (até 0,25 mm) associados à *plagioclase*.

Os quartzitos intercalados na sequência Acopiara têm “fabric” quase isotrópicos de grão fino a médio e são constituídos por um mosaico equigranular, poligonal, de grãos de quartzo. Contêm, por vezes, pequenos cristais de micas (biotite e moscovite) disseminados na matriz, mas sempre em proporções vestigiais.

#### IV.5. Granito Banabuiú

O granito de Banabuiú exibe uma textura inequigranular, hipidiomórfica a alotriomórfica, de granularidade fina a média, mostrando por vezes uma leve tendência porfiróide. Mineralogicamente, estas rochas são compostas por quartzo (30-35%), feldspato potássico (30-35%), plagioclase (25-30%), quantidades semelhantes de biotite e moscovite (10%), zircão, apatite, minerais opacos e granada (Figs. IV.43 e IV.44). A sericite e a clorite estão presentes como fases de alteração. Algumas amostras apresentam uma foliação de fluxo magmático concordante com as estruturas  $D_3$  identificadas no encaixante, confirmando o carácter sin-tectónico desta intrusão.

O *quartzo* tem carácter essencialmente intersticial. Constitui cristais anédricos, com dimensões variando entre 0,10 mm e 3 mm e mostra alguns indícios de deformação da estrutura cristalina (extinção ondulante e subgranulação). Também pode ocorrer em inclusões arredondadas no interior dos cristais de feldspato potássico e de plagioclase. Os grãos de *feldspato potássico* são geralmente anédricos e intersticiais (0,25 - 5 mm). Apresentam a macla axadrezada típica da microclina, por vezes combinada com a de Carlsbad, e exsoluções micro- a criptopertíticas. Nos contactos com a plagioclase, observam-se pontualmente intercrescimentos mirmequíticos. Além de quartzo, o feldspato potássico pode incluir pequenos cristais de biotite e, mais raramente, de plagioclase.

A *plagioclase* está frequentemente sericitizada e microfissurada (Fig. IV.45). Apresenta a macla polissintética da albite e zonamento óptico muito mal marcado. As suas dimensões variam de 0,25 mm a cerca de 2,5 mm e o hábito de subédrico a anédrico. Os cristais mais alterados estão substituídos por pequenas palhetas alongadas de moscovite secundária. A *biotite* é a fase máfica principal nestas rochas. Tem pleocroísmo forte, variando entre o bege e castanho avermelhado, forma predominantemente subidiomórfica e dimensões máximas de 1,5 mm. Pode mostrar alguma alteração para clorite, particularmente ao longo dos planos de clivagem (Fig. IV.45).

A *moscovite* primária ocorre, em geral, sob a forma de cristais subédricos (0,25 - 2 mm), que tanto podem estar distribuídos aleatoriamente na matriz como mostrar



uma orientação preferencial. Ocasionalmente inclui total ou parcialmente, grãos anédricos de feldspato potássico e de quartzo. Em casos pontuais, os cristais de maiores dimensões apresentam formas sigmoidais, clivagens arqueadas e extinção ondulante (Fig. IV.46).

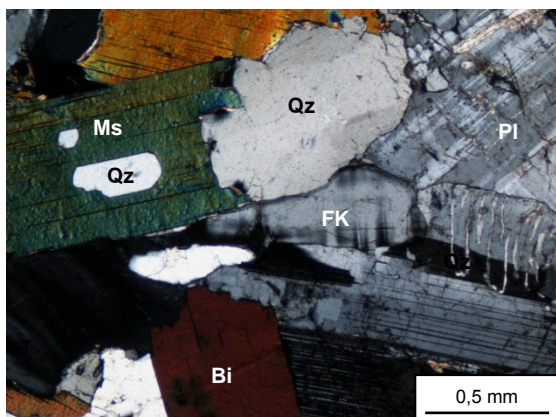


Figura IV.43 – Fácies de grão médio do granito de Banabuiú, nicóis cruzados (Am. MI 184).

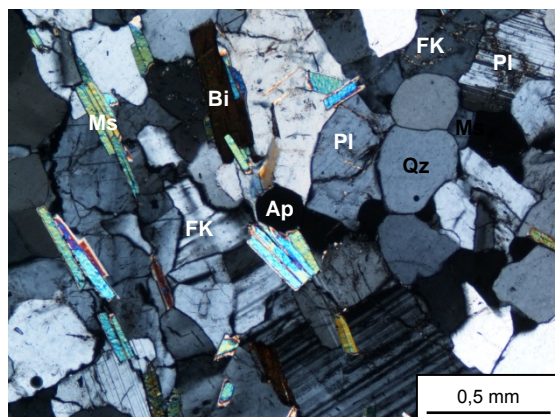


Figura IV.44 – Fácies de grão fino do granito de Banabuiú com foliação de fluxo magmático, nicóis cruzados (Am. M 145.1).

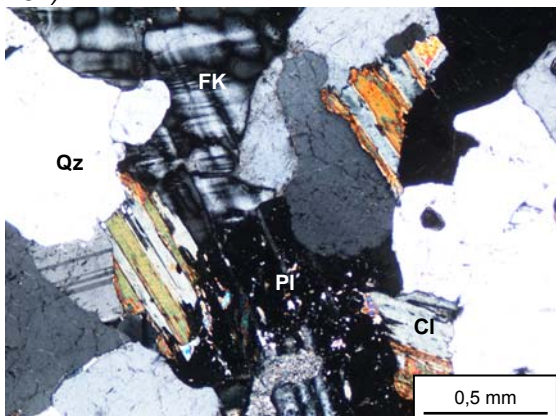


Figura IV.45 – Biotite cloritizada e plagioclase sericitizada em granito de grão médio, nicóis cruzados (Am. MI 01).

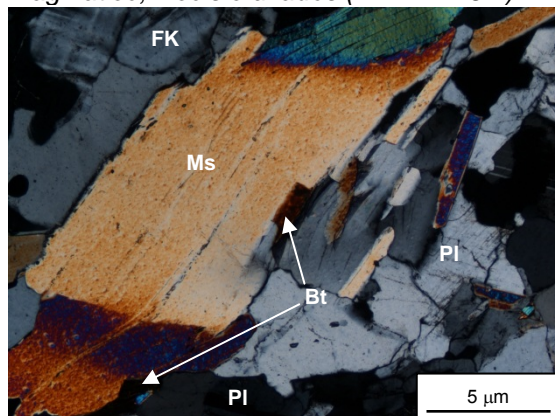


Figura IV.46 – Cristal de moscovite mostrando forma sigmoidal e extinção ondulante, nicóis cruzados (Am. M 145.1).

O zircão está normalmente presente em inclusões rodeadas por halos pleocróicos no interior da biotite embora também possa formar pequenos prismas idiomórficos associados aos outros constituintes minerais. A *apatite* constitui pequenos cristais tabulares de secção hexagonal, incolores, de relevo alto, cores de polarização cinzentos de 1ª ordem e figura de interferência uniaxial negativa e, tal como os minerais opacos, está preferencialmente relacionada com a biotite. A *granada* foi identificada apenas num número muito restrito de amostras. Ocorre em cristais subédricos tardios, com inclusões de quartzo e dimensões até 1,7 x 2 mm.

## IV.6. Evolução metamórfica do complexo gnáissico-migmatítico

No complexo gnáissico-migmatítico de Banabuiú, as relações de campo entre os líquidos anatéticos (leucossomas, veios leucocráticos e diatexitos) e os seus hospedeiros indicam que o evento de fusão parcial mais importante que afectou a região foi contemporâneo da tectónica transcorrente de 3ª fase (Capítulo III). Por isso, durante esta fase de deformação devem ter sido atingidas as condições de máxima temperatura (pico metamórfico) que deram lugar às paragénese de alto grau e à produção de abundantes fundidos graníticos.

### *Condições P-T do pico metamórfico*

A ocorrência de fusão parcial nas rochas orto- e para-derivadas, hospedeiras dos líquidos anatéticos, é documentada pela presença de fases minerais peritéticas e de microestruturas consideradas diagnósticas da existência de líquidos resultantes da anatexia da rocha.

Nos metatexitos paraderivados, a presença de granada como fase peritética em leucossomas e hospedeiros indica que foram atingidas as condições da desidratação da biotite. Em paralelo, a ausência de cordierite na associação mineralógica destas rochas apontam para que a reacção de desidratação da biotite tenha ocorrido a pressões relativamente altas, superiores a 5,5 – 6,0 kb, e temperaturas em torno aos 750°C, através da reacção  $Bi + Pl + Als + Qz = Gr \pm FK + líquido$  (Le Breton e Thompson, 1988; Vielzeuf e Holloway, 1988).

Como no presente estudo não foi encontrado qualquer resto do aluminossilicato reagente, não é possível saber se a reacção ocorreu no campo de estabilidade da distena ( $P > 9,5$  kb) ou no da silimanite ( $P < 9,5$  kb) (Fig. IV.47). Contudo, fora da região estudada, em áreas não migmatíticas do complexo Acopiara, o desaparecimento de moscovite e o aparecimento de silimanite coincide geralmente com a ocorrência dos primeiros leucossomas nos metapelitos (Almeida *et al.*, 2008), sugerindo que durante a sua evolução metamórfica prógrada, anterior ao pico térmico, as rochas tenham entrado no campo da silimanite a pressões de ~8 kb e ~700°C de temperatura (Fig. IV.47, ponto A). Admitindo que as litologias migmatíticas da região de Banabuiú tiveram uma evolução semelhante, parece mais provável que o aluminossilicato envolvido na reacção de desidratação da biotite seja a silimanite e, por isso, os seus limites de pressão estarão compreendidos entre 5,5-6,0 e 9,5 kb, aproximadamente (Fig. IV.47).

Por outro lado, a ausência de piroxena e a existência de quantidades significativas de biotite indicam que não se atingiu a curva da “biotite-out”, situada entre 850 e 900°C (Patiño Douce e Johnston, 1990). Como a granada ocorre em proporções modais relativamente baixas, a temperatura do pico metamórfico não parece ter ultrapassado demasiado as condições térmicas do início da desidratação da biotite e, por isso, poderá estar situada em torno dos 800°C, embora não seja possível de estabelecer com exactidão.

Deste modo, as condições de P e T estimadas para o pico metamórfico indicam que as rochas do complexo gnáissico-migmatítico de Banabuiú atingiram o início da fácies granulítica.

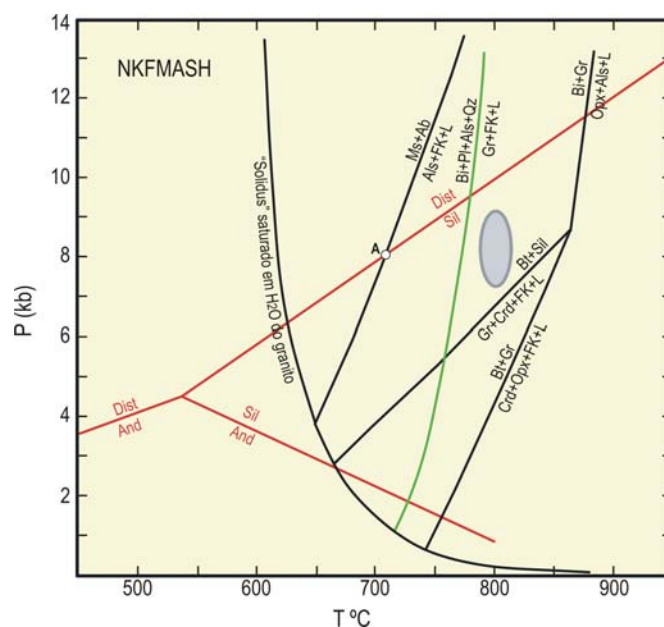


Figura IV.47 – Grelha petrogenética simplificada com a localização das reacções mencionadas no texto (baseado em Spear et al., 1999). As curvas da desidratação da biotite, a verde, e do “sólido” do granito foram extraídas de Le Breton e Thompson (1988). A elipse cinzenta representa as condições estimadas para o pico metamórfico. O ponto A é referido no texto.

#### Percentagem de fundidos produzidos pela anatexia local

De acordo com as estimativas de pressão e temperatura do pico metamórfico, as rochas pelíticas / semipelíticas do complexo migmatítico da área estudada sofreram fusão parcial, envolvendo a reacção de desidratação da biotite, entre 750 e 800°C e 5,5-6,0 e 9,5 kb, aproximadamente.

Embora não se disponha de elementos suficientes para saber com precisão a quantidade de fundido produzido nestas condições, a comparação com os resultados de investigações experimentais em que a anatexia está controlada pelas reacções de decomposição da moscovite e da biotite permite fazer algumas aproximações. Com

efeito, a fusão parcial de metapelitos a 820 - 825°C e 7 kb forneceu ~30% de líquido nas experiências de Nabelek e Bartlett (2000) e apenas 17% nos ensaios de Patiño Douce e Johnston (1990). No caso das amostras de metagrauvaques testadas por Montel e Vielzeuf (1997) e Johnson *et al.* (2008), a 8 e 7 kb, respectivamente, e 800°C, produziram ~10% de fundido, aumentando para 20 ou 25% a 860°C. Tendo como referência estes valores e considerando que a temperatura máxima a que as rochas do complexo migmatítico de Banabuiú estiveram submetidas foi, no máximo, de ~800°C, é legítimo supor que a anatexia local dos metassedimentos deverá ter sido bastante inferior a 20%. Por outro lado, a contribuição dos líquidos resultantes da anatexia dos ortognaisses não será significativa porque, como discutido na secção IV.1.1, nestes litótipos, a taxa de fusão parcial parece ter sido baixa.

Nos afloramentos estudados, as percentagens estimadas de leucossomas, veios leucocráticos oscilam, geralmente, entre 40 e 60%. Ou seja, contêm bastante mais material félsico do que aquele que seria produzido pela fusão parcial dos seus hospedeiros e, por isso, grande parte deve corresponder a fundidos anatéticos gerados em níveis mais profundos e injectados nas sequências orto- e para-derivadas. Esta conclusão é coerente com a notória escassez de leucossomas “in situ” nestas rochas.

Nesta perspectiva, e à semelhança da situação descrita na região do Québec por Morfin *et al.* (2013), o complexo migmatítico de Banabuiú parece representar um nível crustal, metamorfozado na fácies granulítica, onde foi colectado um volume significativo de magmas félsicos gerados em níveis mais profundos. Em Banabuiú, a deformação transcorrente  $D_3$  que acompanhou os processos de migmatização gerou, por um lado, estruturas subverticais (foliação  $S_3$  e zonas de cisalhamento) que deverão ter facilitado a ascensão dos líquidos e favoreceu, por outro, o movimento dos fluidos nas rochas migmatíticas hospedeiras através da criação de gradientes de pressão e de espaços dilatantes onde, finalmente, os fundidos cristalizaram.

#### *Evolução metamórfica pós-pico (re-hidratação)*

Durante as reacções de fusão, a  $H_2O$  resultante da desidratação das micas é dissolvida no líquido produzido. Durante a solidificação, parte desta água é consumida pelos minerais hidratados que cristalizam a partir do líquido anatético mas a que está em excesso é exsolvida, podendo interagir com as rochas hospedeiras. Quanto maior for a quantidade de fundido, maior será a quantidade de água libertada e, também, o tempo durante o qual as rochas envolventes se mantêm quentes, favorecendo a



moscovite e a linha que separa os campos de estabilidade da distena e da silimanite com base na informação publicada sobre áreas não migmatíticas do complexo Acopiara, como já foi referido. Neste ponto, a decomposição da moscovite terá fornecido quantidades reduzidas de líquidos, possivelmente durante a 2ª fase de deformação, explicando-se assim a presença de leucossomas sin-D<sub>2</sub>. Com o aumento progressivo da temperatura, a trajectória atravessa, durante a D<sub>3</sub>, a reacção de desidratação da biotite e atinge o pico térmico a ~800°C, com o consequente aumento do volume de líquidos anatéticos gerados.

A partir do clímax metamórfico as rochas terão seguido uma evolução retrógrada, ainda durante a D<sub>3</sub>, pautada pela descompressão e arrefecimento. No diagrama P-T, devido a ausência de cordierite nas paragénese identificadas, esta parte da trajectória não deverá cortar a reacção  $Bi + Sil = Gr + Crd + FK + líquido$ , passando a pressões mais elevadas. Por outro lado, a existência de abundante moscovite tardia indica que o arrefecimento final teve lugar a pressões superiores a 3,8 kb (Spear *et al.*, 1999), intersectando a curva “solidus” a ~650°C. O momento em que se atinge este ponto deve coincidir com os estádios terminais da D<sub>3</sub>, como demonstrado pela ausência de deformação no estado sólido na maior parte dos leucossomas e veios.





## CAPÍTULO V: MATERIAIS E MÉTODOS ANALÍTICOS

A presente investigação envolveu a obtenção de dados petrográficos, de química mineral, de geoquímica de rocha total e de isótopos (Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb). Para a sua aquisição foram utilizados diferentes métodos analíticos e instrumentais em laboratórios nacionais e estrangeiros que se descrevem sumariamente nas secções subsequentes.

### V.1. Petrografia

O estudo petrográfico incidiu em cerca de 100 lâminas delgadas polidas de amostras representativas dos diferentes litótipos que ocorrem na região de Banabuiú. A maioria das lâminas delgadas polidas foi confeccionada no Laboratório de Preparação de Lâminas Delgadas da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro (UTAD), embora também se tenham efectuado algumas lâminas polidas no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro (UA) e no Laboratório de Laminação da Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro-SP. Para efeitos de descrição petrográfica usou-se o microscópio petrográfico de marca *Olympus* e modelo *BX50* (UA) do Laboratório de Petrologia e Mineralogia do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro (UA), equipado com máquina fotográfica.

### V.2. Microsonda Electrónica

Do conjunto de lâminas polidas observadas ao microscópio petrográfico, seleccionaram-se 26 amostras para obtenção de dados de química mineral. As análises foram efectuadas nas microsondas electrónicas do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (GeoFCUL) e da Universidade de Brasília (UNB-Brasil). No primeiro caso, usou-se uma microsonda electrónica JEOL, modelo JXA-8200, equipada com quatro espectrómetros de dispersão de comprimento de onda (WDS) e um espectrómetro de dispersão de energia (EDS). As determinações foram realizadas sob uma corrente de emissão de

20nA, um potencial de aceleração de 15 kV e um diâmetro de feixe electrónico de 5 $\mu$ . No Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília (UNB-Brasil), as análises foram feitas numa Microsonda JEOL, modelo JXA-8230, com cinco espectrómetros WDS e um EDS, nas seguintes condições: corrente de emissão de 20nA, potencial de aceleração de 15 kV, diâmetro do feixe electrónico variando de 2 a 5 $\mu$ . Em ambos os casos, os dados foram corrigidos automaticamente pelo método ZAF e calibrados em função dos padrões, após as contagens.

Para o tratamento e processamento das análises de química mineral, incluindo o cálculo de fórmulas estruturais e a elaboração de diagramas de classificação química usaram-se folhas de cálculo *Excel 2000* e o *software Grapher 7*.

### V.3. Preparação física das amostras

A primeira fase do processo de preparação física das amostras consistiu em fragmentar as amostras de rocha em pedaços com cerca de 4 x 4 cm com a ajuda de uma prensa hidráulica ou de uma serra. Em seguida, lavaram-se os fragmentos com uma escova em água corrente, transferiram-se para um tabuleiro limpo e secaram-se numa estufa a 40°C.

Após esta fase, passou-se a amostra duas vezes pelo moinho de maxilas para reduzir o tamanho de grão. Inicialmente, regulou-se a abertura entre as maxilas com um espaçamento relativamente grande, triturou-se a amostra e obteve-se uma fracção com uma granulometria grosseira. Depois de reduzir a abertura entre as maxilas, introduziu-se novamente a amostra no moinho de maxilas para obter uma moagem mais fina. Seguiu-se o quarteamento do material obtido e a recolha de uma sub-amostra média representativa, com cerca de 150 gramas para ser pulverizada no moinho de ágata. O material restante foi guardado num saco de plástico, limpo e selado, identificado com a referência da amostra.

A sub-amostra de 150 gramas foi então inserida no moinho de anéis de ágata e colocada no agitador N.V.TEMA durante cerca de 10-15 minutos para se obter um pó com granulometria inferior a 200 *mesh*. O pó obtido foi subdividido em três fracções: (a) a primeira fracção foi enviada para o Activation Laboratories, Canadá (*ActLabs*) para análise geoquímica de elementos maiores e vestigiais; (b) a segunda fracção foi reservada para medição das razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro (LGI-UA) e (c) a terceira fracção foi armazenada (Fig. V.1). Todos os equipamentos usados no processo de preparação

física das amostras foram cuidadosamente limpos, antes e depois da sua utilização, para evitar qualquer tipo de contaminação.

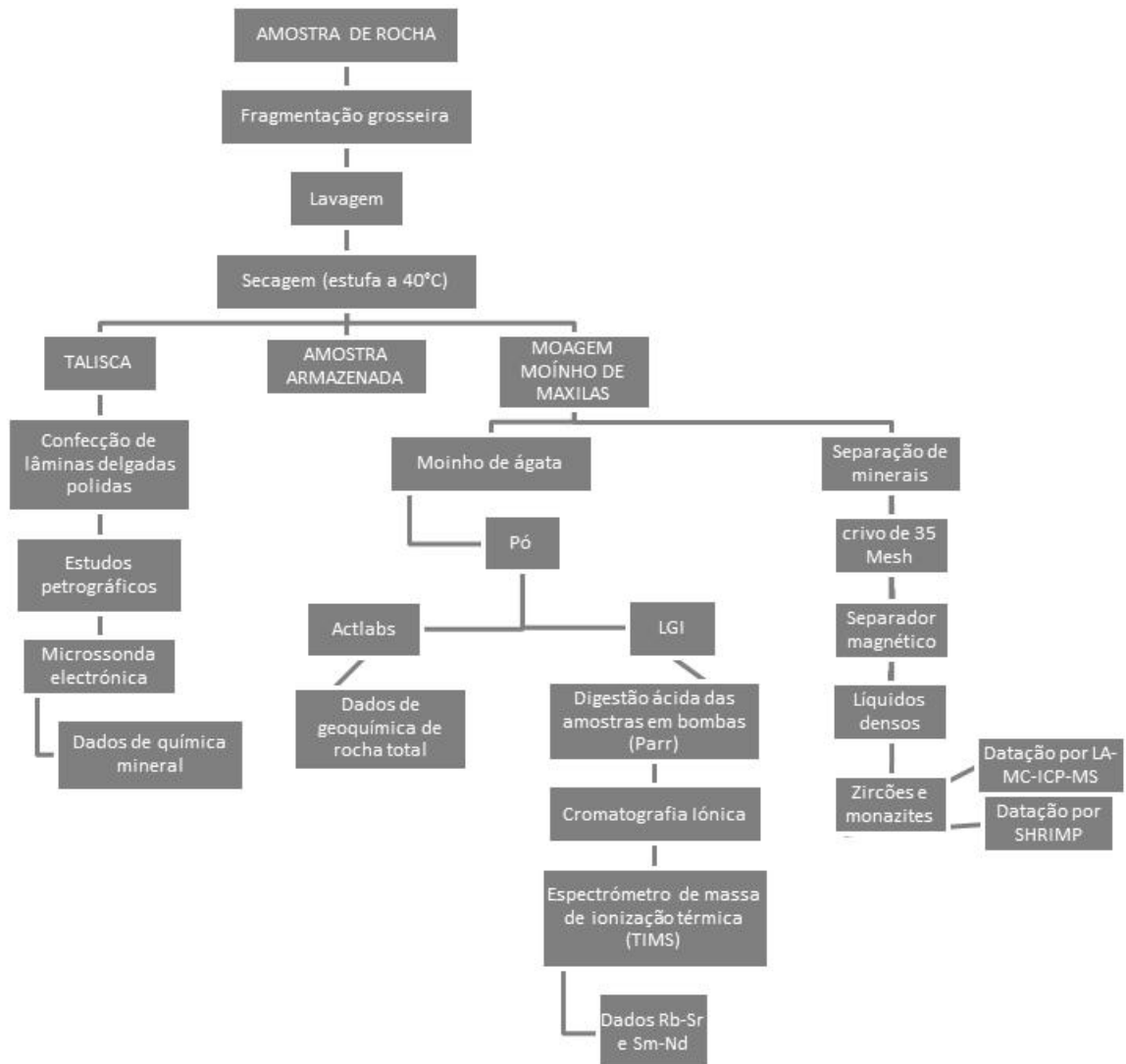


Figura V.1 – Síntese dos procedimentos usados na preparação física das amostras.

#### V.4. Geoquímica de Rocha Total

As composições em elementos maiores de 100 amostras de rocha total foram determinadas nos *Activation Laboratories* por ICP-AES (*Inductively coupled plasma atomic emission spectrometry*), enquanto os teores em elementos vestigiais, incluindo as terras raras, foram medidos por ICP-MS (*Inductively coupled plasma mass spectrometry*) no mesmo laboratório. O limite de detecção para o Ti e Mn é de 0,001%, enquanto para os restantes elementos maiores e perda ao rubro é de 0,01%. No caso

dos elementos maiores, a precisão analítica fornecida pelo laboratório é inferior a 4% enquanto para os elementos traço é inferior a 10%.

## V.5. Análises Isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd por TIMS

A obtenção de análises isotópicas nos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd para as amostras de rocha-total e/ou minerais envolveu três etapas fundamentais: (a) decomposição química das amostras; (b) cromatografia iónica e (c) medição das razões isotópicas no espectrómetro de massa de ionização térmica (TIMS).

### V.5.1. Decomposição química das amostras

A primeira fase do processo de preparação química das amostras consistiu em pesar os pós de rocha total para recipientes de digestão metálicos (bombas de digestão ácida *Parr* de alta pressão), envolvidos em papel metalizado para evitar a dispersão da amostra (rocha total  $\approx$  100 mg). A pesagem foi feita numa balança de alta precisão, tendo o cuidado de registar o peso da amostra.

Concluída a fase de pesagem, iniciou-se a etapa de decomposição química da amostra, com a adição de 1 ml de  $\text{HNO}_3$  e de 2 ml de HF (ácidos concentrados ultrapuros) aos recipientes que continham a amostra. Fecharam-se as bombas e colocaram-se na estufa a  $180^\circ\text{-}200^\circ\text{C}$  durante 3 dias, garantindo assim a dissolução completa das fases minerais resistentes ao ataque ácido. Decorrido este tempo, abriram-se as bombas e deixaram-se as amostras evaporar totalmente. Em seguida, adicionaram-se aproximadamente 3 ml de HCl 6N ultrapuro a cada amostra, colocaram-se na estufa a  $180^\circ\text{C}$  durante uma noite e deixaram-se evaporar totalmente. Terminada a fase de digestão química, as amostras foram dissolvidas em HCl 2,5N e introduzidas em colunas primárias.

Todo o material utilizado no processo de preparação química das amostras foi primeiramente descontaminado com ácido nítrico a 50% e água ultrapura *Milli Q* (resistividade = 18,2  $\Omega\text{s}$ ). Os ácidos usados também são purificados:  $\text{HNO}_3$  e HF ultrapuros, e HCl, purificado por bi-destilação *sub-boiling* em destilador de quartzo.

### V.5.2. Cromatografia iónica

A separação dos elementos por cromatografia iónica é realizada, numa primeira fase, em colunas de quartzo preenchidas com resina Biorad de granulometria 200-400  $\mu\text{m}$  (colunas primárias). A passagem da amostra pelas colunas primárias permite separar o Sr, o Rb e as TR dos demais elementos da matriz (rocha ou

mineral), usando HCl 2.5N como eluente (Ribeiro, 2004). Para o efeito, adicionam-se volumes pré-estabelecidos de HCl 2.5N até à individualização de cada elemento ou grupo de elementos, de acordo com o procedimento estabelecido no LGI-UA.

O Sr e o Rb recolhidos nas colunas primárias são então evaporados até à secura total em placa de aquecimento a cerca de 150°C para serem analisados posteriormente no espectrómetro de massa (TIMS). Depois de terminar esta fase, deve proceder-se à limpeza das colunas primárias adicionando sucessivas vezes HCl 6N e, no fim, água.

As amostras em que se pretende determinar as razões isotópicas de Nd têm que ser sujeitas a uma nova separação que permita individualizar este elemento das restantes terras raras. Para isso, as soluções contendo TR que se obtiveram na fase anterior são passadas em colunas de quartzo de menor dimensão preenchidas com resina LN-Einchon de granulometria mais fina (colunas secundárias). O procedimento é semelhante ao utilizado nas colunas primárias, embora se usem ácidos com concentrações mais baixas. A amostra de Nd recolhida nesta separação é evaporada em seguida numa placa de aquecimento a 150°C para futura análise no espectrómetro de massa.

### V.5.3. Espectrómetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS)

O LGI-UA está equipado com um espectrómetro de massa de ionização térmica (*TIMS – Thermal Ionization Mass Spectrometer*), da marca Micromass, modelo VG Sector 54, com um sistema de detectores Faraday (composto por seis colectores móveis e um central fixo) e um detector Daly. Este último tem uma sensibilidade de 100 vezes superior ao amplificador de copo de Faraday, sendo extremamente útil quando os sinais de corrente de iões são fracos.

Após ter efectuado a separação do elemento Sr no laboratório químico, as amostras de Sr foram dissolvidas em 2 µg de ácido fosfórico (H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> 1N) e depositadas em filamentos simples de Ta. As razões isotópicas foram medidas numa sequência de três ciclos no modo dinâmico com quatro colectores Faraday, mantendo a intensidade do feixe de <sup>88</sup>Sr a 1.5-2 V durante 50 a 100 aquisições. A correcção das razões isotópicas <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr para o fraccionamento de massa foi feita através da sua normalização para o valor de <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr = 0,1194 (Dickin, 1997). A precisão interna obtida é inferior a 20 ppm (1 sigma). Para aferir o rigor das análises, usou-se o padrão padrão internacional NBS-987, cuja análise regular deu o valor de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0,710263 ± 10 no período em análise, com um limite confiança de 95%.



No caso do Nd, as amostras foram depositadas em filamentos triplos de Re-Ta-Re, evaporadas e subsequentemente introduzidas no espectrómetro de massa. As razões isotópicas de Nd foram medidas na forma metálica numa sequência de três ciclos no modo dinâmico, com sete colectores Faraday, mantendo o feixe de  $^{144}\text{Nd}$  a 0.5-1 V durante 50 a 100 aquisições. O fraccionamento de massa foi corrigido segundo uma lei exponencial utilizando como referencial  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . A precisão da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  é inferior a 20 ppm (1 sigma). A análise do padrão JNdi-1 deu um valor de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512114 \pm 2$  (lim.conf. 95%, n=27), sendo a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  recomendada de  $0,512115 \pm 7$  (Tanaka *et al.*, 2005).

As concentrações de Rb, Sr, Sm e Nd usadas no cálculo das razões  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  foram determinadas por ICP-MS, nos *Activation Laboratories*, Canadá (*ActLabs*). As isócronas foram calculadas com base no método dos mínimos quadrados através do programa informático *ISOPLLOT* versão 3.00 (Ludwig, 2003).

## V.6. Separação de zircões e monazites

A separação de minerais para estudo isotópico compreendeu seis fases principais: (a) crivagem e lavagem; (b) separação magnética usando o separador magnético de Franz; (c) separação dos concentrados minerais por densidade usando bromofórmio; (d) nova separação magnética; (e) separação dos concentrados minerais por densidade, usando iodeto de metileno e (f) selecção de grãos minerais à lupa binocular.

Depois de ter passado as amostras quatro vezes no modo mais fino do moíno de maxilas, procedeu-se ao seu peneiramento com um crivo de 40 *mesh*. Reservou-se a fracção inferior a 40 *mesh* e passou-se a fracção superior a 40 *mesh* mais duas vezes pelo moíno de maxilas. Peneirou-se novamente. A fracção com granulometria inferior a 40 *mesh* foi então lavada vigorosamente usando o método de decantação para remoção dos materiais mais finos e seca em estufa de 70°C.

Em seguida, passaram-se as amostras no separador magnético Frantz por várias vezes consecutivas, para separar a fracção magnética da não magnética. O separador magnético foi colocado na vertical, sem a calha, primeiramente com uma inclinação de 5° e, depois, de 10°. Forrou-se o vibrador com papel branco e colheu-se o material em caixas de papel branco, que se colocaram na base do separador. As fracções mais ricas em minerais magnéticos foram guardadas em sacos devidamente identificados, enquanto as fracções contendo os minerais menos magnéticos (onde estão concentrados o zircão e a monazite) se reservaram para a fase seguinte.

A etapa subsequente teve como finalidade principal separar os minerais mais pesados dos mais leves, usando bromofórmio (densidade igual a  $2,89 \text{ g.cm}^{-3}$ ). Para o efeito, introduziu-se um pequeno volume de bromofórmio numa pêra de decantação de vidro e adicionou-se a amostra. Cobriu-se totalmente a amostra com bromofórmio, agitou-se a mistura e esperou-se que a fracção mais densa (contendo zircão + monazite + alguma biotite) se depositasse na base da pêra. Separou-se esta fracção, filtrou-se a mistura num *erlenmeyer* forrado com papel de filtro e deixou-se secar.

Depois da separação com o bromofórmio, a fracção contendo minerais com densidade superior a  $2,89$  foi sujeita a uma nova separação magnética. Nesta fase, ajustou-se o separador magnético com uma inclinação da calha de  $20^\circ$  na vertical e  $10^\circ$  na horizontal e amperagens sucessivamente mais altas ( $0,25\text{A}$  –  $0,5\text{A}$  –  $1,0\text{A}$  e  $1,6\text{A}$ ) para individualizar a fracção rica em zircões da fracção contendo monazite. O zircão foi recolhido na fracção não magnética resultante da separação a  $1,6\text{A}$ .

Por fim, passaram-se os concentrados onde se recolheram os zircões e monazites por iodeto de metileno, cuja densidade é de  $3,325 \text{ g.cm}^{-3}$ , seguindo um procedimento muito semelhante à passagem por bromofórmio descrita anteriormente. Para finalizar o processo, seleccionaram-se os grãos para datação à lupa binocular.

#### IV.7. Datações U-Pb

As datações U-Pb apresentadas neste trabalho foram efectuadas por dois métodos distintos: (a) ablação laser por espectrometria de massa com plasma indutivo LA-MC-ICP-MS, no Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UNB-Brasil) e (b) SHRIMP, no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências (IGc) da Universidade de São Paulo (USP).

Na obtenção de idades U-Pb por LA-MC-ICP-MS, usou-se um espectrómetro de massa multi-colector do tipo ThermoFinnigan Neptune, equipado com um conjunto de colectores que permitem a medição simultânea de  $^{235}\text{U}$  e  $^{238}\text{U}$  nos colectores Faraday e de  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$  e  $^{204}\text{Hg-Pb}$  nos fotomultiplicadores de electrões secundários.

Para o efeito, os zircões foram montados em blocos de resina *epoxi*, polidos com abrasivos diamantados, lavados com ácido nítrico destilado numa tina de ultrasons e sujeitos a ablação numa atmosfera de He, usando um feixe laser com  $40 \mu\text{m}$  de diâmetro e uma taxa de repetição de  $10 \text{ Hz}$  capaz de libertar uma energia de aproximadamente  $0,5$  a  $1,2 \text{ J/cm}^2$  na superfície do zircão.

As razões isotópicas U-Pb medidas e as concentrações de urânio foram posteriormente tratadas numa folha de cálculo interactiva *Excel* para avaliação dos desvios instrumentais, correcção de desfasamentos na determinação de massas e correcção de fraccionamento induzida pelo processo de ablação *laser*. Para o cálculo das idades U-Pb usou-se aplicação informática *ISOPLLOT/3.00* (Ludwig, 2003), baseada no modelo de evolução do Pb de Stacey e Kramer (1975). A precisão e reprodutibilidade do método foram controladas através da medição de três padrões internacionais (GJ-1, Temora-2, FC-1).

Na determinação das idades U-Pb por SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) usaram-se cristais de zircão separados manualmente à lupa binocular. Os grãos foram montados em blocos de resina *epoxi* (“mounts”) com 2,5 cm de diâmetro e 6 mm de espessura, que foram subsequentemente polidos e revestidos com uma película de ouro. As condições instrumentais de análise e a aquisição dos dados basearam-se nos procedimentos descritos por Compston *et al.* (1992). As determinações individuais são expressas com um erro analítico de  $1\sigma$ , enquanto a incerteza associada aos valores das idades é dada com  $2\sigma$ . Para o cálculo das idades U-Pb usou-se o *software ISOPLLOT/3.00* (Ludwig, 2003) tendo atenção as constantes de decaimento recomendadas pela IUGS (Steiginger e Jager, 1977).

Com o auxílio do equipamento MEV (microscópio electrónico de varredura) instalado no laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade de São Paulo (USP), adquiriram-se imagens dos cristais de zircão através das quais foi possível identificar as estruturas internas e externas dos cristais analisados.

## CAPÍTULO VI: QUÍMICA MINERAL

Neste capítulo serão apresentados os dados de química mineral para as principais fases minerais presentes nas rochas que ocorrem na região de Banabuiú. As análises foram realizadas nos Laboratórios de Microsonda Electrónica do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (GeoFCUL) e da Universidade de Brasília (UNB-Brasil). As condições de análise estão descritas no Capítulo V e os resultados obtidos assim como as fórmulas estruturais estão compilados no Anexo A.

### VI.1. Feldspato potássico

O feldspato potássico é uma fase mineral modalmente importante em quase todos os grupos litológicos representados na região de Banabuiú, desde os ortognaisses migmatíticos, aos leucossomas / veios leucocráticos leucograníticos e aos diatexitos e granitos. Com efeito, só os hospedeiros metassedimentares dos metatexitos estromáticos e os leucossomas trondjemíticos não contêm feldspato potássico na sua associação mineral essencial.

Apresenta-se na Tabela VI.1, o espectro de variação dos teores em ortose (% Or) e em BaO (% peso) nos cristais de feldspato potássico dos diferentes tipos de rochas em que esta fase mineral está presente. A projecção das análises de elementos maiores expressas em termos dos conteúdos em Albite (Ab -  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ), Anortite (An -  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) e Ortose (Or -  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ) está ilustrada no diagrama ternário da Figura VI.1.

No seu conjunto, os cristais de feldspato potássico mostram um elevado grau de sobreposição composicional, com valores da componente ortoclásica variando entre 76,95 e 95,80% (Tabela VI.1; Fig. VI.1). Não parecem existir diferenças químicas significativas entre os feldspatos potássicos dos vários litótipos amostrados nem qualquer relação aparente entre o quimismo dos cristais e o contexto textural em que estes se encontram (porfiroclastos relíquia / cristais precipitados directamente a partir de fundidos e/ou magmas graníticos / grãos recristalizados de domínios granoblásticos ou milonitizados).

A ausência de contrastes composicionais nos cristais analisados, bem como os seus elevados teores em ortose (Or<sub>77-96</sub>) sugerem que grande parte do feldspato potássico tenha re-equilibrado a temperaturas abaixo do “solidus” granítico (Essene *et al.*, 2005; Johnson e Glazner, 2010).

Tabela VI.1 – Variação dos teores em ortose e em BaO nos cristais de feldspato potássico dos diferentes grupos litológicos da região de Banabuiú (valores mínimos e máximos).

Litologia	% molecular Or	% peso de BaO
Ortognaisses migmatíticos	80,60-95,80	0,00-0,49
Leucossomas graníticos paraderivados	76,95-92,53	0,02-0,24 (0,31-0,75)*
Diatexitos	88,43-94,67	0,00-0,28
Granito Banabuiú	87,78-95,29	0,00-0,29

\*- valores referentes a leucossomas quimicamente menos evoluídos

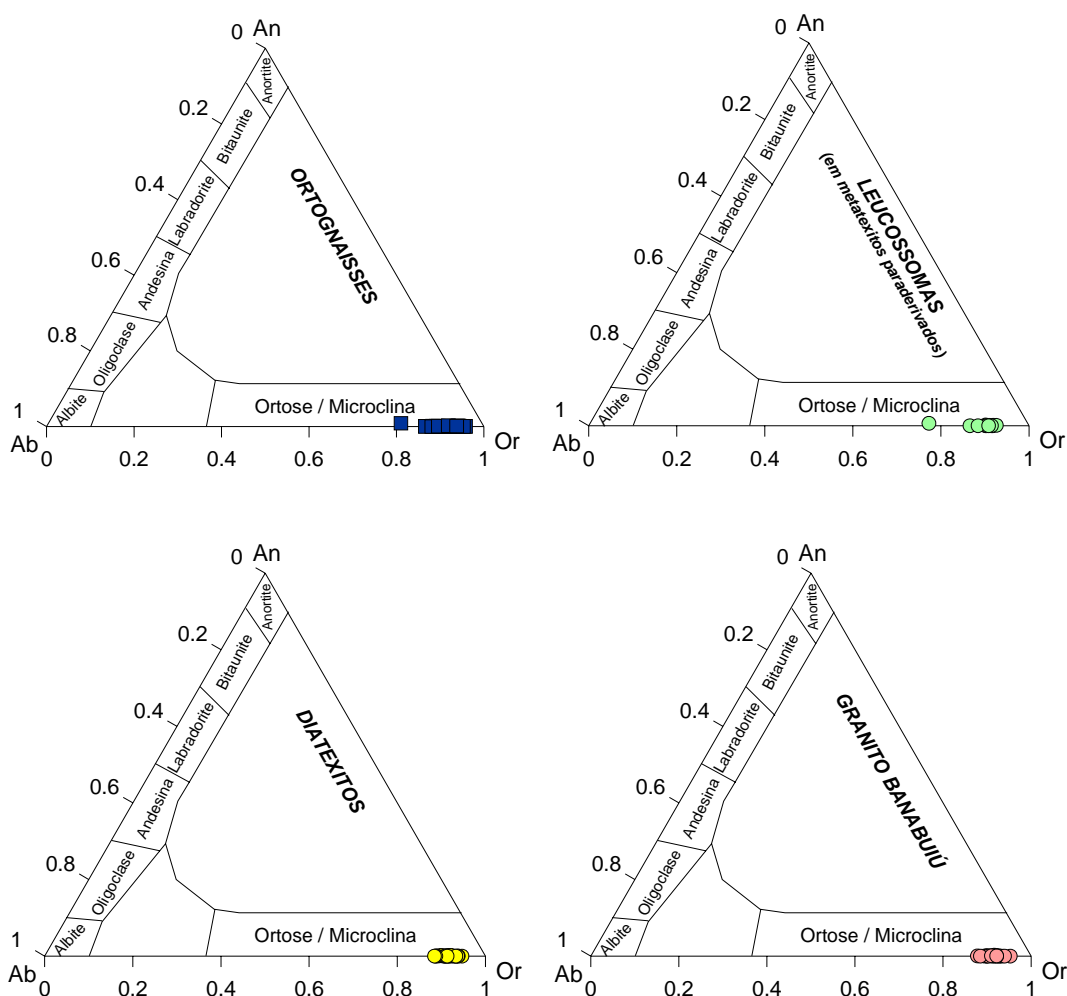


Figura VI.1 – Projecção da composição dos feldspatos potássicos no diagrama An – Ab – Or.

Em condições de intensa deformação e actividade de fluidos / fundidos, a assinatura química dos cristais de feldspato potássico pode ser significativamente

modificada por processos de re-ordenamento estrutural (triclinização) e de exsolução de albite a temperaturas abaixo dos 500°C, deixando, assim, de reflectir a sua composição original (Johnson e Glazner, 2010). Tendo em conta que os efeitos da microclinização e micropertitização do feldspato potássico são bem visíveis à escala da lâmina delgada (ver Cap. IV), é muito provável que a uniformidade composicional observada nos cristais analisados se deva a mecanismos de recristalização a baixa temperatura.

De acordo com os trabalhos experimentais de Foland (1974) e Cherniak (2002), o Ba tem velocidades de difusão no feldspato potássico muito inferiores às do Na, pelo que fornece indicações petrogenéticas mais fiáveis em rochas que sofreram um arrefecimento prolongado e trocas importantes entre K e Na. Os coeficientes de partilha do Ba no feldspato potássico variam entre >1,5 a 10, dependendo da temperatura, da pressão, do conteúdo em H<sub>2</sub>O e da composição dos fundidos silicatados (e.g. Long *et al.*, 1978; Guo e Green, 1989; Morgan e London, 2003). Devido a estas diferenças, o Ba é incorporado preferencialmente nos cristais de feldspato potássico formados nas fases iniciais da cristalização magmática a partir de líquidos quimicamente menos evoluídos e as suas concentrações tendem a diminuir progressivamente com a diferenciação magmática (Vernon e Paterson, 2008).

É de esperar, por isso, que o feldspato potássico presente em rochas félsicas muito diferenciadas como é o caso do granito de Banabuiú, dos magmas diatexíticos e da maioria dos leucossomas / veios leucocráticos leucograníticos intercalados nos metatexitos paraderivados ou nos ortognaisses bandados, tenha concentrações muito baixas em BaO e um fraco zonamento químico neste elemento, o que efectivamente acontece nas amostras estudadas (% BaO < 0,29; Tabela VI.1).

Em contrapartida, os máximos conteúdos em BaO (% BaO = 0,31 – 0,75) foram detectados nos cristais de feldspato potássico de alguns leucossomas empobrecidos em sílica. Como se discutirá no próximo capítulo, este tipo de leucossomas parece ter sido gerado por acumulação de feldspato em estádios relativamente precoces da evolução magmática, explicando assim o seu enriquecimento em BaO.

Por fim, os cristais de feldspato potássico dos ortognaisses migmatíticos apresentam valores de BaO compreendidos entre 0,00 – 0,49 (Tabela VI.1). Embora nem sempre seja fácil estabelecer a distinção entre grãos antigos e novos nestes litótipos, particularmente nas amostras que foram mais afectadas por deformação ou



que possuem um bandado estromático mais fino, os teores mais altos de Ba estão normalmente associados aos “augen” de feldspato potássico.

## VI.2. Plagioclase

A plagioclase ocorre como constituinte essencial em todas as unidades litológicas da região de Banabuiú. As suas proporções variam desde 10 – 20% nas porções pelíticas e semi-pelíticas dos metatexitos estromáticos paraderivados a cerca de 20-30% nos ortognaisses migmatíticos, leucossomas graníticos, diatexitos e granito de Banabuiú, atingindo as abundâncias mais elevadas nos leucossomas trondjemíticos (35 - 45%).

A variabilidade composicional das plagioclases analisadas, expressa em termos dos seus conteúdos percentuais em molécula anortítica (% An) está sintetizada na Tabela VI.2 e representada nos diagramas ternários Ab-An-Or da Figura VI.2.

Tabela VI.2 – Variação dos teores em anortite nos cristais de plagioclase dos diferentes grupos litológicos da região de Banabuiú (valores mínimos e máximos).

<b>Litologia</b>	<b>% molecular An</b>
<i>Paragnaisses migmatíticos</i>	2,28-37,72
<i>Ortognaisses migmatíticos</i>	8,79-27,88
<i>Leucossomas cumulados</i>	18,28-27,36
<i>Leucossomas não cumulados</i>	12,30-20,13
<i>Diatexitos</i>	9,13-14,30
<i>Granito Banabuiú</i>	2,01-15,09

Das amostras estudadas, os paragnaisses e os ortognaisses são as rochas em que os cristais de plagioclase apresentam composições mais cálcicas, com valores máximos da molécula anortítica de 38% e 28%, respectivamente (Tabela VI.2). Os teores mais baixos em anortite ( $An < 10\%$ ) identificados nalguns grãos destes litótipos só estão presentes em amostras intensamente deformadas, o que sugere que a sua ocorrência esteja relacionada com processos de recristalização e retrogradação tardios (Pelletier *et al.*, 2005). Quando se excluem estas análises, verifica-se que a componente anortítica passa a variar entre  $An_{38}$ - $An_{14}$  nos paragnaisses e  $An_{28}$ - $An_{14}$  nos ortognaisses (Fig. VI.2). É de sublinhar ainda que, à escala das amostras individuais, a diferença nos conteúdos em anortite é geralmente inferior a 5%.

As plagioclases dos leucossomas / veios leucocráticos quimicamente menos evoluídos mostram um elevado grau de sobreposição composicional com as dos seus hospedeiros ( $An_{27}$ - $An_{18}$ ), enquanto as dos leucossomas leucograníticos são

tendencialmente mais sódicas ( $An_{20}$ - $An_{12}$ ) e as dos diatexitos e do granito de Banabuiu possuem os mais baixos teores em anortite ( $An_{14}$ - $An_{09}$  e  $An_{15}$ - $An_{02}$ , respectivamente).

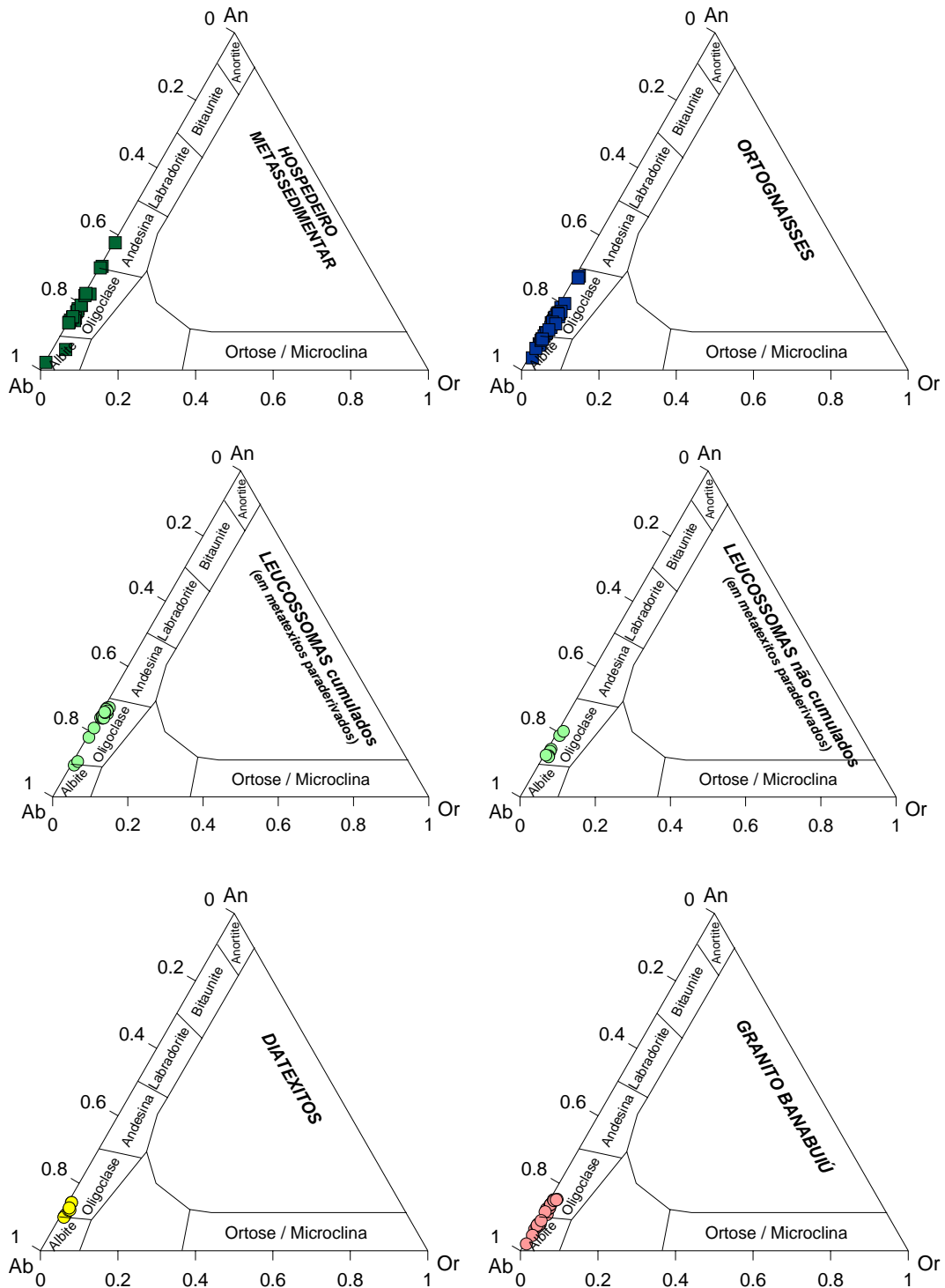


Figura VI.2 – Projecção da composição das plagioclases no diagrama An – Ab – Or.

As evidências de campo e os dados petrográficos sugerem que os líquidos anatéticos presentes na região de Banabuiú foram majoritariamente produzidos em níveis crustais mais profundos e injectados no encaixante metamórfico sob a forma de veios concordantes e discordantes ou de corpos intrusivos. É provável, por isso, que os fluidos libertados durante a sua solidificação tenham provocado, em maior ou menor extensão, a re-hidratação e retrogradação das rochas hospedeiras, explicando assim o estreito espectro composicional registado nas plagioclases dos vários litótipos amostrados (Fourcade *et al.*, 1992, Ashworth e Brown, 2000; Morfin *et al.*, 2013).

Apesar da influência dos processos de interacção rocha / fluido ou rocha / fundido na re-homogeneização química das plagioclases, verifica-se que os cristais presentes nos leucossomas / veios leucocráticos, nos diatexitos e no granito de Banabuiú parecem definir uma tendência de diminuição progressiva do conteúdo em molécula anortítica com o grau de diferenciação magmática (Fig. VI.2). Para além de revelar que os produtos da consolidação dos fundidos / magmas formados durante o evento anatético preservam, pelo menos em parte, a memória do seu percurso evolutivo anterior às reacções de re-equilíbrio a baixa temperatura, a tendência observada aponta para um significativo envolvimento de mecanismos de cristalização fraccionada na petrogénese destas rochas.

### VI.3. Biotite

A biotite é uma mica trioctaédrica com uma estrutura complexa que lhe permite acomodar uma grande variedade de elementos químicos. Constitui uma solução sólida entre quatro componentes extremos: flogopite  $[K_2Mg_6(Si_6Al_2O_{20})(OH)_4]$ , anite  $[K_2Fe_6(Si_6Al_2O_{20})(OH)_4]$ , siderofilite  $[K_2Fe_4Al_2(Si_4Al_4O_{20})(OH)_4]$  e estonite  $[K_2Mg_4Al_2(Si_4Al_4O_{20})(OH)_4]$

Nas litologias aflorantes da área de trabalho, este mineral constitui a fase máfica dominante, embora ocorra em quantidades muito reduzidas nas rochas quimicamente mais diferenciadas. Para os estudos de química mineral, foram realizadas 141 análises em secções de biotite sem evidências significativas de alteração. Os dados analíticos assim como as fórmulas estruturais, calculadas com base em 11 oxigénios, estão compilados no Anexo A (Tabela A.3). Tendo em conta que o  $Fe^{3+}$  não é determinado por microsonda electrónica, os teores em  $Fe^{2+}$  e  $Fe^{3+}$  foram estimados segundo o método proposto por Bruijn *et al.* (1983). Mostram-se na Tabela VI.3 os intervalos de valores de Ti, F e da razão  $Fe/(Fe+Mg)$  encontrados nas biotites analisadas.

Tabela VI.3 – Variação dos valores de Ti, F e XFe nas biotites dos diferentes grupos litológicos da região de Banabuiú (valores mínimos e máximos).

<b>Litologia</b>	<b>Ti (O=11)</b>	<b>F (O=11)</b>	<b>XFe*</b>
<i>Paragnaisses migmatíticos</i>	0,10-0,18	0,00-0,70	0,44-0,65
<i>Ortognaisses migmatíticos</i>	0,12-0,21	0,15-0,72	0,60-0,75
<i>Leucossomas</i>	0,07-0,08	0,51-0,70	0,77
<i>Diatexitos</i>	0,10-0,19	0,08-1,13	0,62-0,73
<i>Granito Banabuiú</i>	0,13-0,16	0,25-1,16	0,71-0,79

\*XFe = Fe/(Fe+Mg)

Como se pode observar no diagrama triangular MgO-FeO<sub>tot</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de Gokhale (1968), as biotites dos paragnaisses distinguem-se claramente das existentes nos restantes grupos litológicos, projectando-se maioritariamente no campo das biotites de origem metamórfica-metasomática (Fig. VI.3). As biotites dos ortognaisses situam-se na transição entre este campo e o proposto para as biotites magmáticas, enquanto as dos diatexitos, leucossomas (2 análises apenas) e granito de Banabuiú mostram um carácter ígneo mais marcado (Fig. VI.3).

Estas diferenças de quimismo são também evidenciadas pela sua projecção no diagrama Mg – R<sup>3+</sup> – Fe<sup>2+</sup> + Mn desenvolvido por Foster (1960), em que se verifica que as biotites dos paragnaisses se localizam preferencialmente no campo das biotites magnesianas, as dos ortognaisses no das biotites ferríferas e as dos diatexitos, dos leucossomas e do granito de Banabuiú na transição entre este último domínio e o das siderofilites (Fig. VI.4).

Devido ao número limitado de análises, é difícil aferir em que medida as biotites presentes nas litologias aflorantes da área de trabalho correspondem, pelo menos em parte, a biotites re-equilibradas em condições “subsolidus”. No entanto, o facto dos cristais mais ricos em magnésio ocorrerem nas porções metassedimentares dos migmatitos de Banabuiú está de acordo com a natureza paraderivada destas rochas e revela que os processos de re-hidratação da biotite não foram suficientemente intensos para obliterar completamente a suas composições originais. Tendo em conta que os ortognaisses derivam de protólitos ígneos félsicos afectados por metamorfismo regional de alto grau, também é compreensível que as suas biotites apresentem teores mais altos em ferro do que as da sequência paraderivada e características transicionais entre as biotites magmáticas e as metamórficas / metasomáticas.

Já as biotites dos diatexitos parecem repartir-se por dois conjuntos distintos nos diagramas das Figuras VI.3 e VI.4: um conjunto com composições semelhantes às dos gnaisses orto- e para-derivados e um outro conjunto mostrando mais afinidades

químicas com as biotites do granito de Banabuiú. A sua variabilidade composicional sugere que o primeiro grupo possa ter origem restítica até porque está normalmente associado aos diatexitos de tipo “schlieren”, enquanto o segundo grupo, representado nos diatexitos mais evoluídos, terá resultado de cristalização magmática.

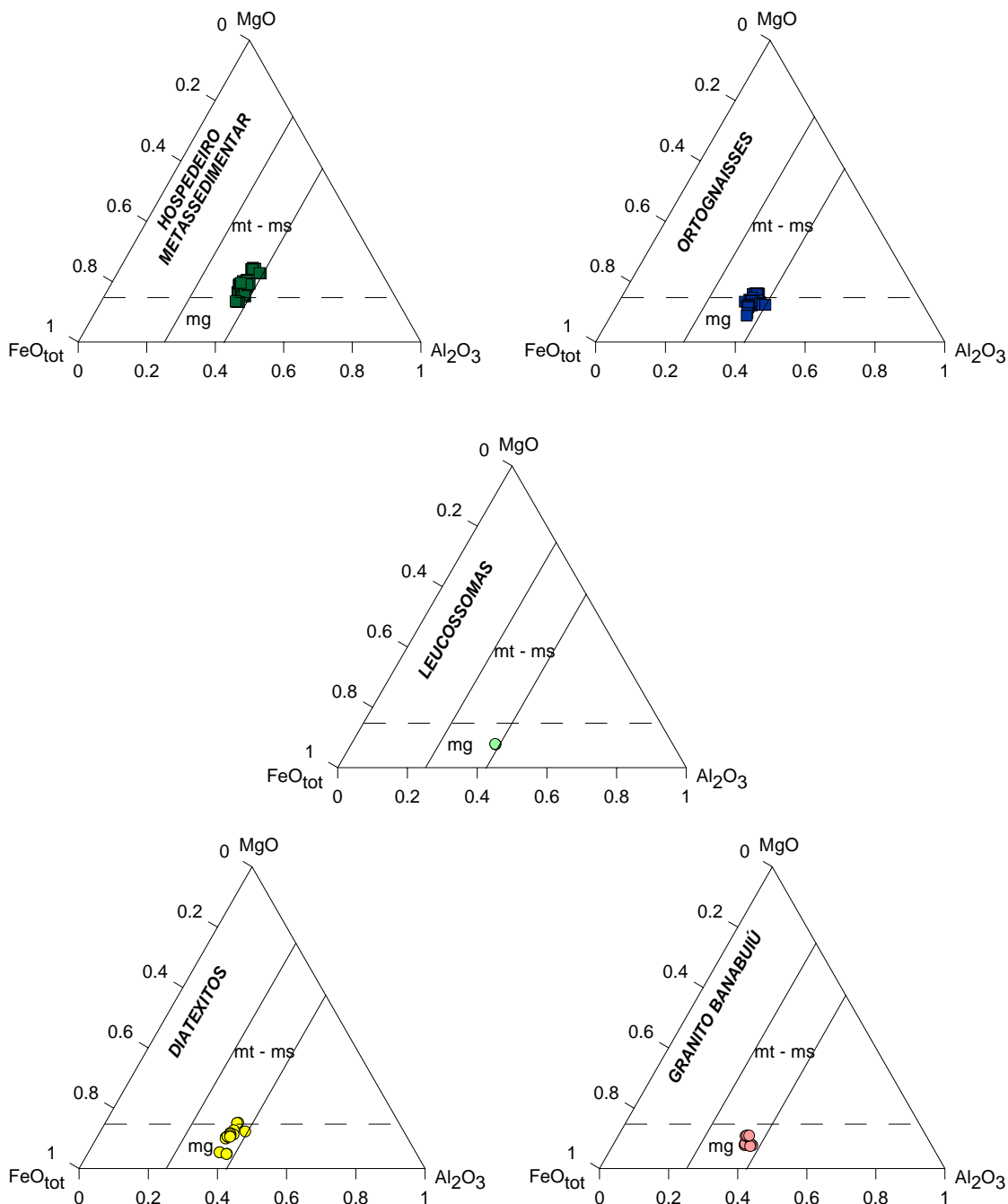


Figura VI.3 – Projecção das biotites no diagrama  $FeO_{tot}$  –  $MgO$  –  $Al_2O_3$  de Gokhale (1968). Campos: mg – biotites de rochas magmáticas; mt-ms – biotites de rochas metamórfico-metassomáticas.

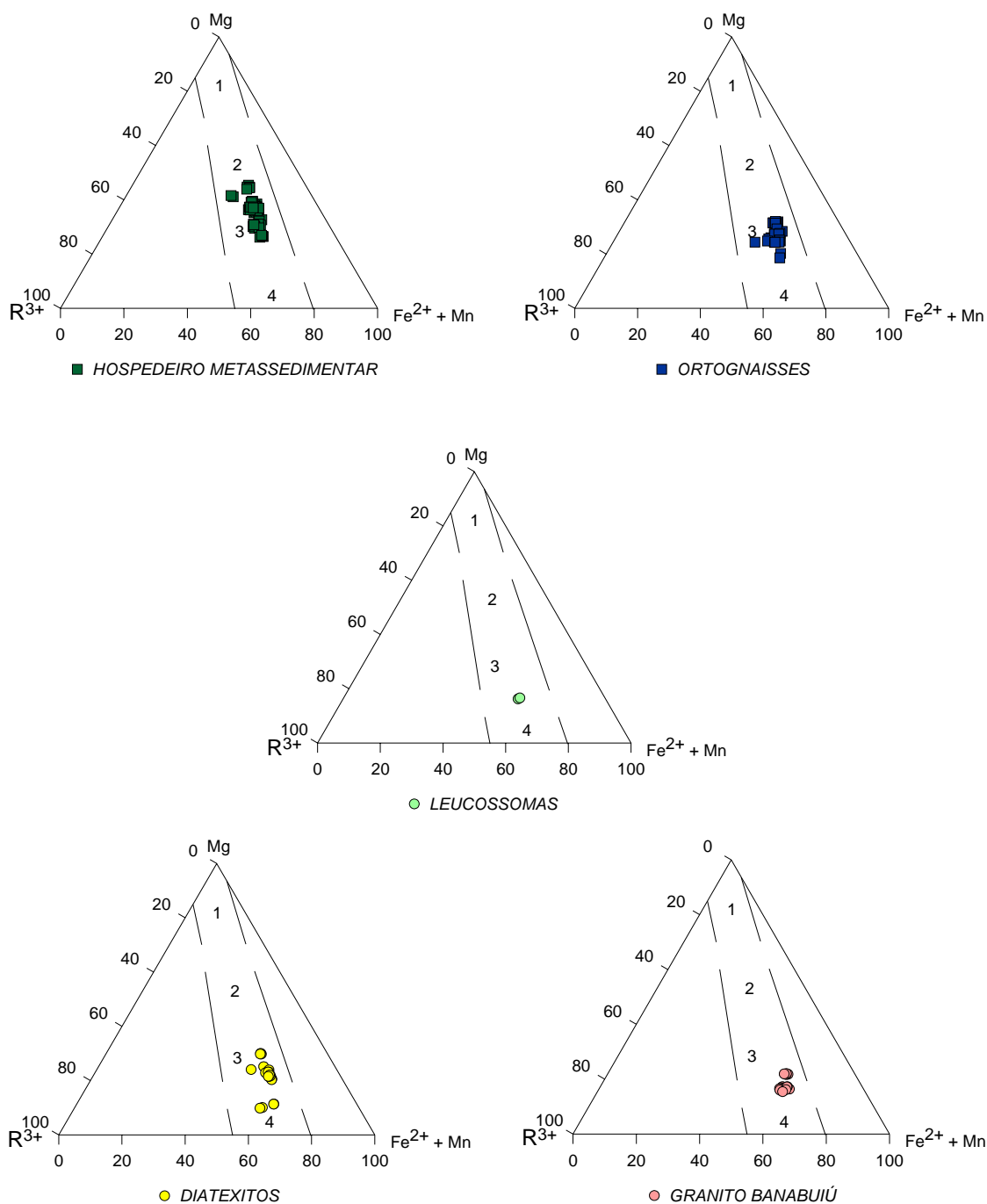


Figura VI.4 – Representação das biotites no diagrama de Foster (1960). Campos: 1 – flogopites; 2 – biotites magnesianas; 3 – biotites ferríferas; 4 – siderofilites.

Deve sublinhar-se ainda que, de todas as biotites analisadas, as biotites dos diatexitos (s.s) e do granito de Banabuiú são aquelas que exibem as composições mais ricas na componente siderofílica (Fig. VI.4). No diagrama de Nachit *et al.* (1985), estas biotites também se diferenciam das que se encontram nos paragnaisses e nos



ortognaisses pelos seus baixos conteúdos em Mg, projectando-se maioritariamente na transição entre os campos C e D1 (Fig. VI.5).

Tal como foi demonstrado experimentalmente, uma parte da biotite presente em metapelitos e metagrauvaques comporta-se como fase refractária durante os processos de fusão parcial. Estes cristais tendem a reagir com os “melts” produzidos, tornando-se progressivamente mais ricos em magnésio com o aumento da temperatura de fusão (Patino Douce *et al.*, 1993, Montel e Vielzeuf, 1997, Stevens *et al.*, 1997, Buick *et al.*, 2004). É de esperar, por isso, que os novos grãos cristalizados directamente a partir dos fundidos anatéticos apresentem teores mais baixos em Mg e razões Fe/(Fe+Mg) mais elevadas do que as biotites residuais, explicando assim as variações composicionais observadas.

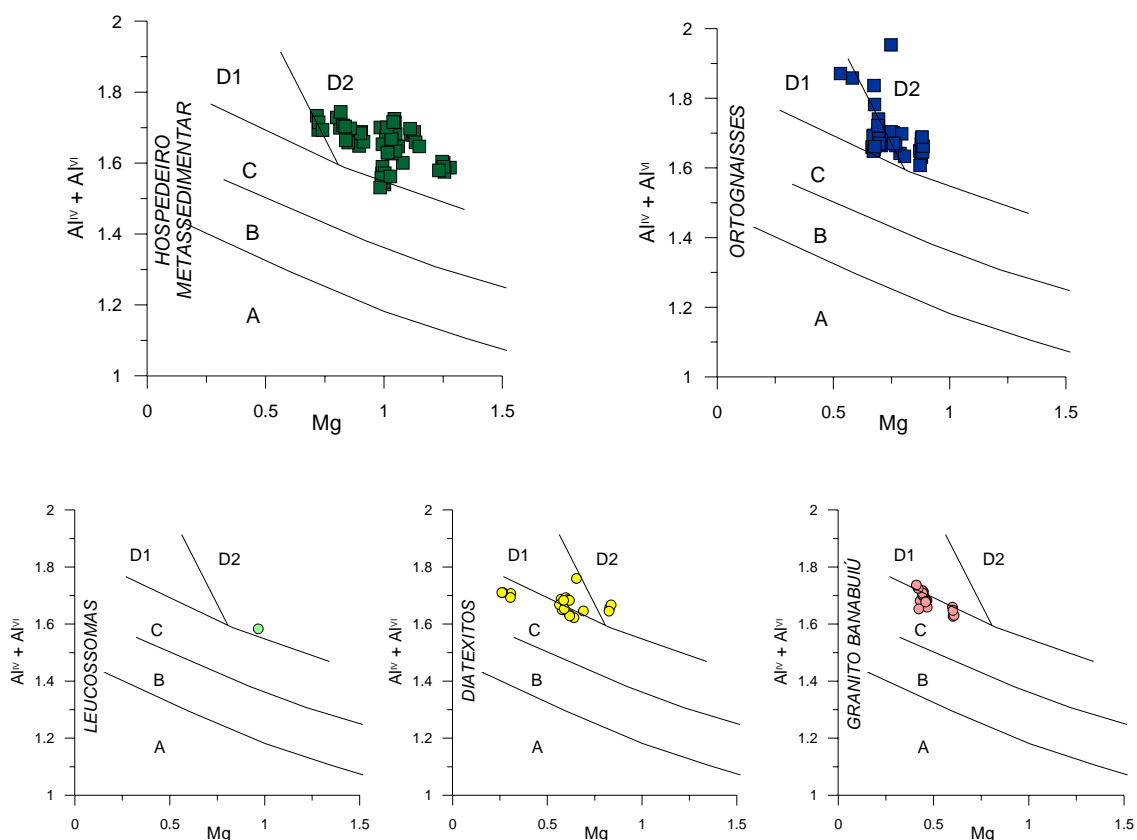


Figura VI.5 – Projecção das biotites analisadas no diagrama Mg versus Al total de Nachit *et al.* (1985). Campos: A – rochas de séries alcalinas; B – séries subalcalinas; C – séries calcoalcalinas; D<sub>1</sub> - séries alumino-potássicas com biotite ± moscovite; D<sub>2</sub> – séries alumino potássicas com biotite ± cordierite.

Um outro aspecto evidenciado pelo diagrama Nachit *et al.* (1985) é que, apesar das diferenças de quimismo, as biotites dos ortognaisses e dos paragnaisses se projectam nos campos definidos para as séries alumino-potássicas (D1e D2)

denunciando a assinatura tipicamente crustal dos materiais metamórficos de proveniência ígnea e sedimentar que constituem o substrato da região de Banabuiú.

No diagrama MgO – FeO<sub>tot</sub> – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de Nockolds (1947), as biotites analisadas distribuem-se entre os campos da biotite coexistente com moscovite (campo 1) e o da biotite não coexistente com moscovite nem com outros minerais máficos (campo 2), em conformidade com as observações petrográficas (Fig. VI.6).

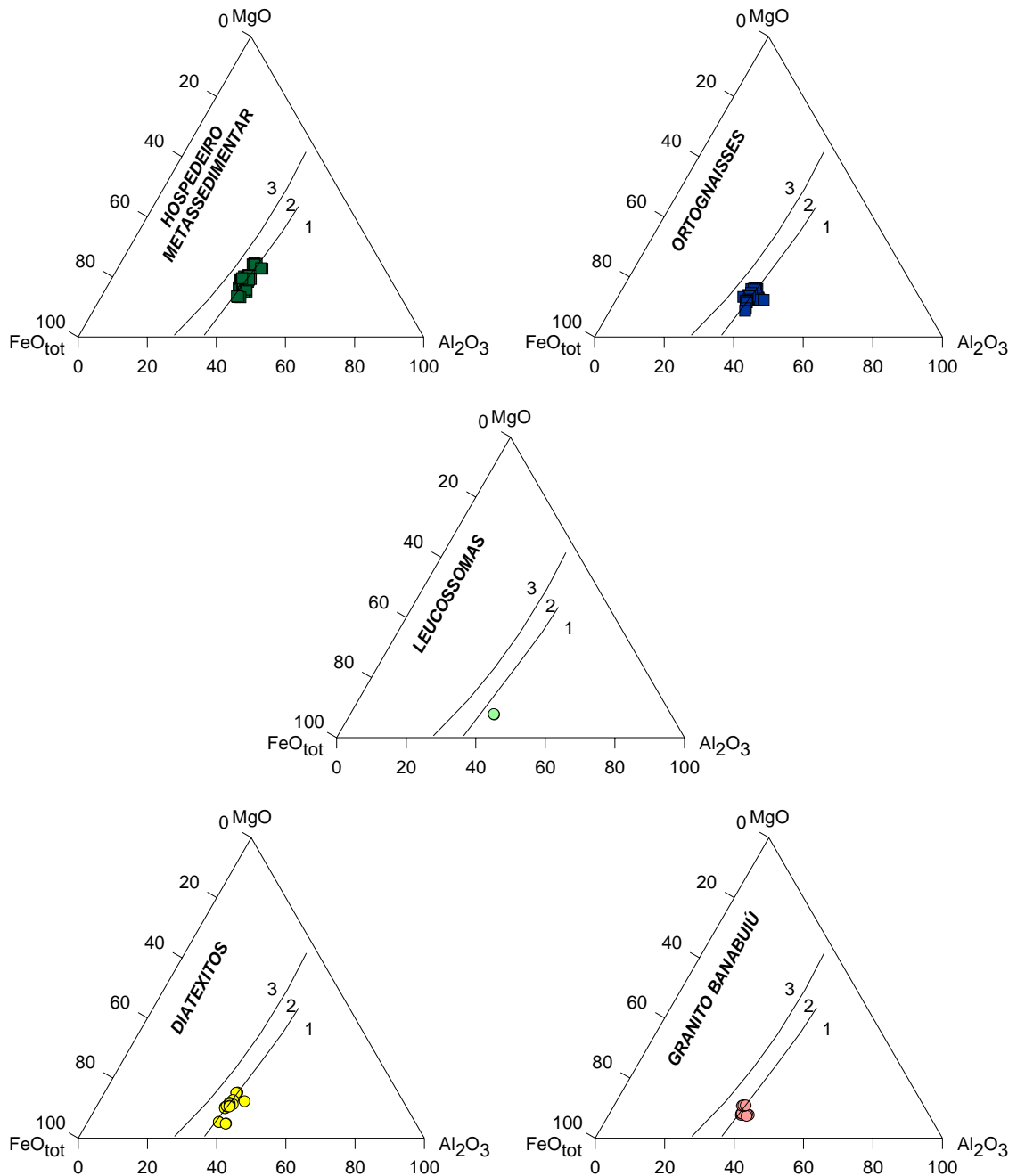


Figura VI.6 – Projecção das biotites analisadas no diagrama FeO<sub>tot</sub> – MgO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, de Nockolds (1947). Campos: 1 – biotite coexistente com moscovite; 2 – biotite não coexistente com outros minerais máficos; 3 – biotite coexistente com anfíbola e piroxena.

Com efeito, a biotite é a única mica presente nos termos mais máficos dos gnaisses paraderivados mas co-existe frequentemente com moscovite retrógrada nas variedades mais leucocráticas e nos ortognaisses. Por outro lado, tanto os diatexitos, como os leucossomas e o granito Banabuiú contêm, em geral, moscovite e biotite nas suas associações mineralógicas, comprovando a forte contribuição de protólitos aluminosos crustais na génese dos magmas a partir dos quais se formaram (Shabani *et al.*, 2003).

#### VI.4. Moscovite

A moscovite  $K_2Al_4(Si_6Al_2)O_{20}(OH)_4$  é uma mica dioctaédrica que constitui o membro terminal de duas soluções sólidas. A primeira é designada por série da fengite (Rieder *et al.*, 1998) e inclui os seguintes termos: moscovite – aluminoceladonite – celadonite – ferroaluminoceladonite – ferroceladonite. A segunda é descontínua e tem como composições extremas, a moscovite e o seu equivalente sódico, a paragonite.

À semelhança do que acontece com a biotite, a variabilidade química da moscovite é fortemente controlada pelas substituições isomórficas que ocorrem ao nível das posições tetraédricas, octaédricas ou inter-camadas. Entre estas, merece especial relevo a substituição tschermakítica  $[Al^{VI}+Al^{IV} = (Fe^{2+}+Mg)+Si]$  (Zane e Rizzo, 1999), que é responsável pelo deslocamento das composições da moscovite para os termos celadoníticos e pelo desenvolvimento da série fengítica. De acordo com os trabalhos experimentais realizados em fengites naturais, o conteúdo em Si por unidade de fórmula (si a.p.f.u.) aumenta com o aumento da pressão e o decréscimo da temperatura (e.g. Guidotti, 1978; 1984, Fleet, 2003).

Quando se atingem as condições de pressão e temperatura para ocorrer fusão parcial por decomposição da biotite, a moscovite já foi completamente consumida, pelo que está geralmente ausente nas rochas envolvidas nestas reacções (e.g. Montel e Vielzeuf, 1997, Stevens *et al.*, 1997, Spear *et al.* 1999, Buick *et al.*, 2004). Em contraste, é uma fase bastante comum nos leucossomas, diatexitos e granitos gerados durante o evento anatético, particularmente nos termos quimicamente mais evoluídos (Spear *et al.* 1999, Fleet, 2003).

Durante a solidificação dos fundidos anatéticos, apenas parte da água neles contida é incorporada na estrutura dos minerais hidratados que precipitam directamente a partir do “melt”. A água excedente é exsolvida sob a forma de fluidos que interagem com as rochas encaixantes, provocando a re-hidratação e

retrogradação das paragêneses minerais anidras de alto grau metamórfico (Morfin *et al.*, 2013).

Na região de Banabuiú, a moscovite faz parte das associações mineralógicas de quase todos os litótipos investigados. A sua ampla representação nos gnaisses migmatíticos sugere que estas rochas foram extensamente re-hidratadas durante o seu percurso metamórfico retrógrado, o que terá permitido a formação de abundante moscovite tardia. Por outro lado, a ocorrência desta fase mineral em alguns leucossomas e diatexitos e no granito Banabuiú demonstra que os fundidos leucograníticos produzidos por anatexia cruzaram as curvas de desidratação da moscovite e do “solidus” granítico no sentido inverso ao da fusão (Spear *et al.* 1999). Segundo Miller *et al.* (1981), a cristalização de moscovite primária na maioria dos sistemas graníticos reais dá-se a pressões acima de 3,5 kbar.

As composições dos 104 cristais de moscovite analisados no âmbito deste trabalho assim como as suas fórmulas estruturais, calculadas com base em 11 oxigénios, estão compiladas no Anexo A (Tabela A.4). Apresentam-se na Tabela VI.4 os intervalos de valores de Si, Ti e da razão Fe/(Fe+Mg) nas moscovites analisadas.

Tabela VI.4 – Variação dos valores de Si, Ti e XFe nas moscovites dos diferentes grupos litológicos da região de Banabuiú (valores mínimos e máximos).

<b>Litologia</b>	<b>Si (O=11)</b>	<b>Ti (O=11)</b>	<b>XFe*</b>
<i>Paragnaisses migmatíticos</i>	3,02-3,16	0,01-0,08	0,34-0,52
<i>Ortognaisses migmatíticos</i>	3,03-3,14	0,01-0,06	0,50-0,62
<i>Leucossomas</i>	3,05-3,15	0,00-0,04	0,36-0,80
<i>Diatexitos</i>	3,04-3,16	0,01-0,06	0,48-0,62
<i>Granito Banabuiú</i>	3,06-3,18	0,02-0,03	0,56-0,65

\*XFe = Fe/(Fe+Mg)

Como se pode verificar na Tabela VI.4, as moscovites estudadas mostram uma notável uniformidade composicional em termos dos seus conteúdos em Si e Ti e das suas razões Fe/(Fe+Mg). Os seus reduzidos valores de Si (Si = 3,02-3,18 a.p.f.u, O=11) situam-se no intervalo encontrado em moscovites magmáticas e apontam para condições de cristalização a pressões relativamente baixas mas superiores a 3,5 kbar (e.g. Guidotti, 1978, 1984, Miller *et al.*, 1981, Fleet, 2003).

Nos diagramas de classificação de Miller *et al.* (1981) e de Monier *et al.* (1984), a maioria dos cristais analisados também se localiza no campo definido para as moscovites primárias (Figs. VI.7 e VI.8). O facto das rochas metamórficas da região de Banabuiú conterem moscovites com composições muito semelhantes às de origem ígnea parece indicar que os parâmetros de natureza química geralmente postulados

para discriminar moscovites primárias e secundárias não podem ser aplicados no caso em investigação. Sugere ainda que os mecanismos de interacção rocha-fluido que afectaram os gnaisses do complexo migmatítico de Banabuiú foram tão intensos que se atingiu o equilíbrio químico entre moscovites magmáticas e neoformadas.

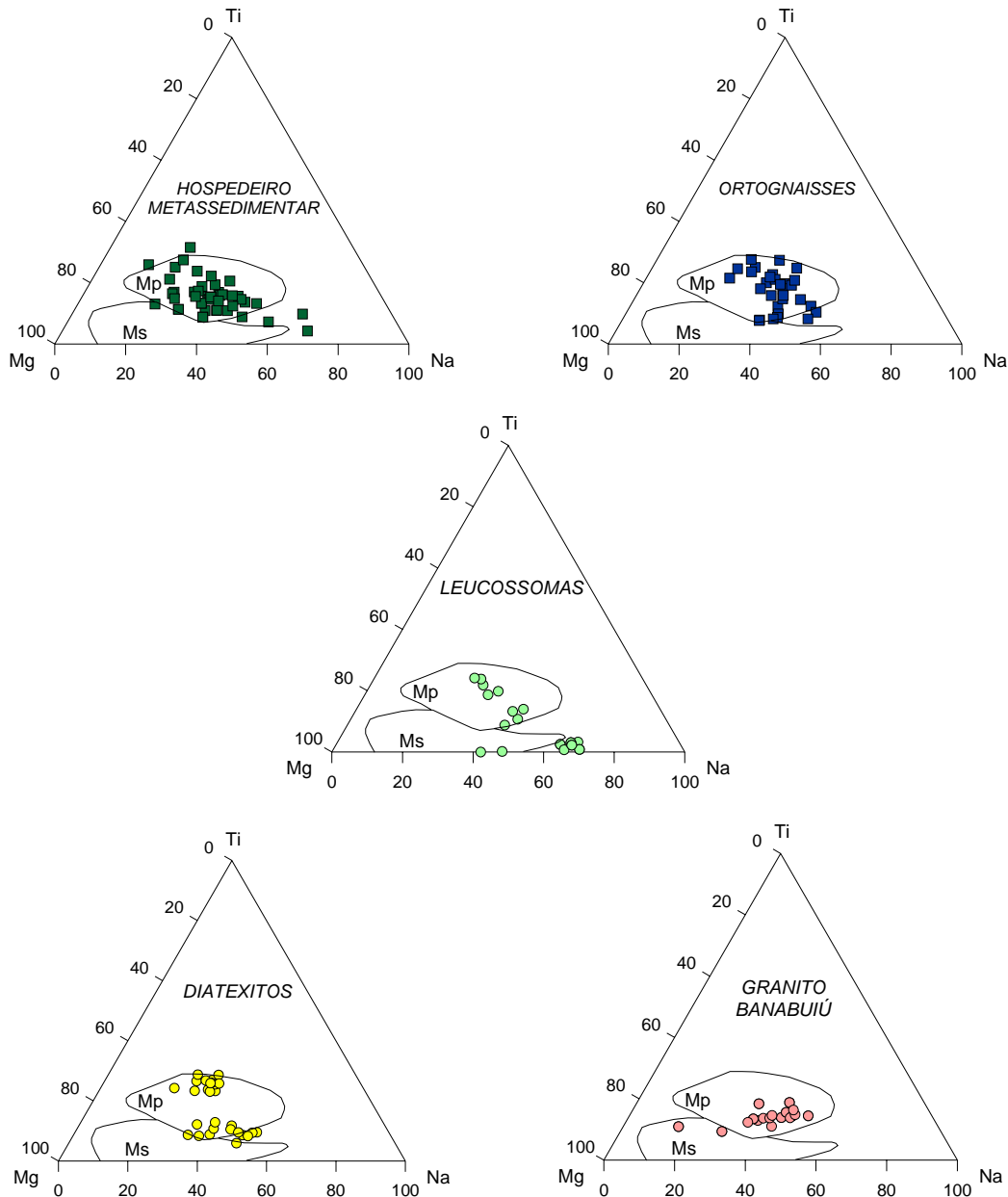


Figura VI.7 – Projecção das moscovites no diagrama Mg – Ti – Na (Miller et al., 1981). Campos: Mp – moscovite primária; Ms – moscovite secundária.

Em qualquer dos dois diagramas se nota que as moscovites mais enriquecidas em Ti e mais empobrecidas em Fe e Na ocorrem nos gnaisses orto- e para-derivados e nos diatexitos de tipo “schlieren”. Num estudo realizado sobre moscovites

metamórficas, Guidotti (1978) concluiu que os conteúdos em Ti tendem a crescer com o aumento da temperatura, enquanto os de Fe e Na decrescem. É possível, por isso, que o espectro de composições observado resulte de variações nas condições de temperatura em que ocorreu a retrogradação das paragéneses metamórficas.

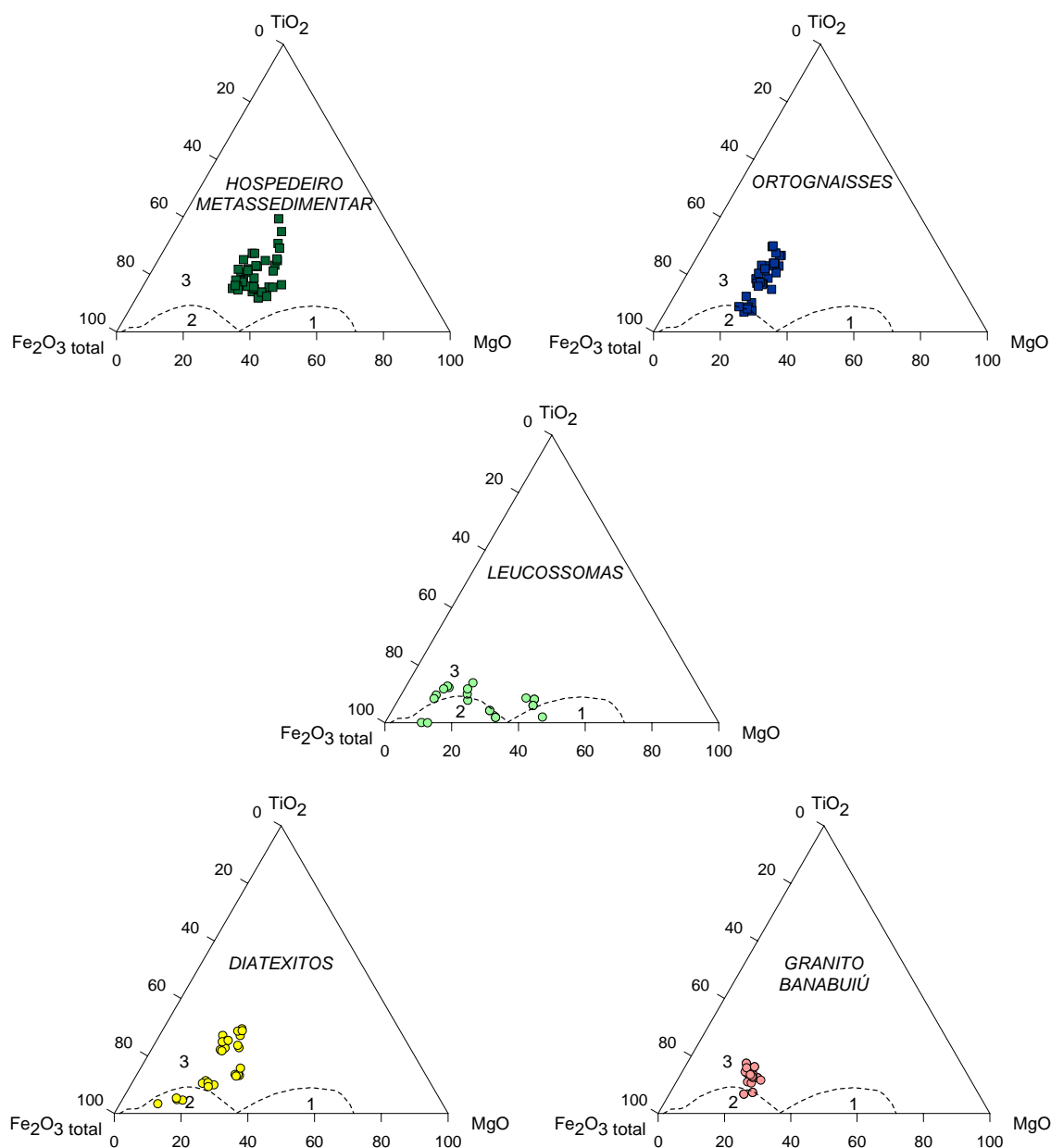


Figura VI.8 – Projecção das moscovites no diagrama  $Fe_2O_3$  total –  $TiO_2$  –  $MgO$ , segundo Monier et al. (1984). Campos: 1 – moscovite hidrotermal; 2 – moscovite tardia a pós-magmática; 3 – moscovite magmática.

Com base nestes pressupostos, admite-se que os processos de retrogradação desencadeados pelo influxo de fluidos ricos em água no encaixante metamórfico da área estudada se desenvolveram num intervalo de temperaturas relativamente largo, o



que poderá estar relacionado com a múltipla injeção de veios leucocráticos / intrusão de magmas em estádios diferentes de evolução.

### VI.5. Granada

Os minerais do grupo da granada classificam-se de acordo com os seus conteúdos nos seguintes componentes extremos: Piropo [ $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ], Almandina [ $\text{Fe}^{2+}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ], Espessartina [ $\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ], Grossulária [ $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ], Andradite [ $\text{Ca}_3(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ] e Uvarovite [ $\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ].

As análises obtidas em granadas e as suas fórmulas estruturais, calculadas com base em 24 oxigénios, são apresentadas no Anexo A (Tabela A.5). Sintetizam-se na Tabela VI.5, os valores máximos e mínimos da componente almandínica (Alm), espessartítica (Sps), piropo (Py) e grossularítica (Grs) e das razões Fe/(Fe+Mg) nos cristais analisados. A sua classificação expressa em termos dos membros extremos das principais séries isomórficas está ilustrada na Figura VI.9.

Tabela VI.5 – Variação dos valores de Alm, Sp, Py, Gro e XFe nas granadas de diferentes grupos litológicos da região de Banabuiú (valores mínimos e máximos).

<b>Litologia</b>	<b>Alm</b>	<b>Sps</b>	<b>Py</b>	<b>Grs</b>	<b>XFe*</b>
<i>Paragnais</i>	62,63-64,47	21,95-25,77	7,78-8,95	2,91-4,68	0,88-0,89
<i>Leucossomas</i>	68,91-77,90	8,67-16,13	3,20-9,67	1,33-6,53	0,88-0,96
<i>Diatexitos</i>	67,56-70,82	20,47-23,38	4,06-5,10	3,48-5,00	0,93-0,94

\*XFe = Fe/(Fe+Mg)

Como se referiu no Capítulo IV, as características texturais da granada presente nas porções metassedimentares dos metatexitos estromáticos sugerem que corresponda a uma fase peritética gerada durante a reacção de fusão incongruente da biotite. A granada ocorre ainda em muitos dos leucossomas / veios leucocráticos intercalados nos gnaisses migmatíticos orto- e para-derivados e nos diatexitos de Banabuiú, onde constitui grãos milimétricos subidioblásticos de origem peritética incorporados nos “melts” como xenocristais.

Embora seja impossível definir tendências de evolução composicional e padrões de zonamento químico para os cristais analisados com o escasso número de dados disponíveis, verifica-se que as granadas dos vários grupos litológicos representados na região de Banabuiú são ricas em almandina (XFe = 0,88 – 0,96;  $\text{FeO}_T = 27,83 - 34,94\%$ ), apresentam conteúdos relativamente altos da componente espessartítica (Sps = 8,67-25,77%;  $\text{MnO} = 3,86-11,43\%$ ) e uma pequena variabilidade dos teores em piropo e grossulária (Tabela VI.5).

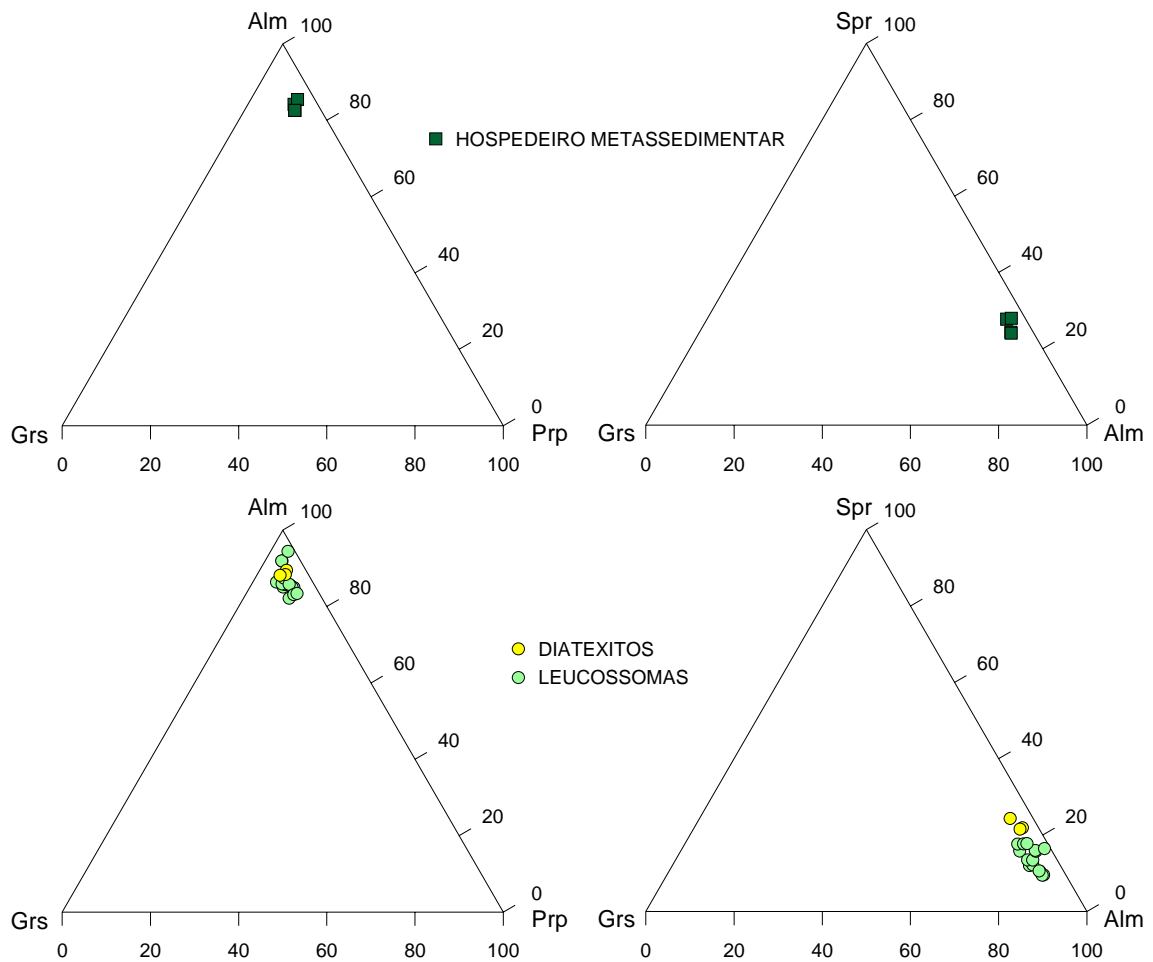


Figura VI.9 – Projecção das granadas nos diagramas Alm - Grs – Py e Sps - Grs – Alm.

Tem sido amplamente demonstrado que as assinaturas geoquímicas das granadas formadas por processos de fusão parcial em equilíbrio ou desequilíbrio podem ser parcial e/ou totalmente obliteradas durante o segmento retrógrado da evolução metamórfica (Kohn & Spear, 2000, Kriegsman, 2001, Villaros *et al.*, 2009, Taylor e Stevens, 2010). Em rochas migmatíticas, as retro-reacções entre os cristais de granada peritéticos e os fundidos anatéticos que cristalizam in-situ (“garnet-melt back reactions”) causam frequentemente reajustamentos químicos significativos que mascaram a sua história metamórfica prévia (Kriegsman, 2001). Por outro lado, estes cristais podem voltar a re-equilibrar através de mecanismos de dissolução e reprecipitação durante a trajectória de arrefecimento subsequente, o que se traduz em novas modificações das suas composições químicas (Kriegsman, 2001).

A gama de composições encontrada nas granadas dos paragneises (Alm<sub>62,63-64,47</sub>, Sps<sub>21,95-25,77</sub>, Py<sub>7,78-8,95</sub>, Grs<sub>2,91-4,68</sub>), dos leucossomas (Alm<sub>68,91-77,90</sub>, Sps<sub>8,67-16,13</sub>, Py<sub>3,20-9,67</sub>, Grs<sub>1,33-6,53</sub>) e dos diatexitos (Alm<sub>67,56-70,82</sub>, Sps<sub>20,47-23,38</sub>, Py<sub>4,06-5,10</sub>, Grs<sub>3,48-5,00</sub>)

está dentro do intervalo de valores obtidos em granadas homogeneizadas por difusão de outros complexos migmatíticos (Jung *et al.*, 1998), sugerindo que a generalidade dos cristais analisados foram re-equilibrados em maior ou menor extensão.

Tendo em conta que se analisaram apenas dois grãos de granada numa amostra de paragnaisse e um único cristal nos diatexitos, não é possível definir o espectro de composições apresentado pelas granadas de cada um destes litótipos. Torna-se, por isso, difícil avaliar em que medida as diferenças de quimismo entre as granadas dos paragnaisse, leucossomas e diatexitos reflectem distintas condições de formação / retrogradação ou resultam apenas da insuficiência de dados analíticos.

À escala dos cristais individuais de qualquer das litologias investigadas, parece notar-se uma tendência para as concentrações em Mn e as razões Fe/(Fe+Mg) aumentarem do núcleo para o bordo (Tabela A.5). O desenvolvimento deste tipo de gradientes composicionais constitui uma das características típicas de granadas que sofreram retrogradação, confirmando a hipótese levantada anteriormente (Kohn e Spear, 2000; Graessner e Schenk, 2001; Erdmann *et al.*, 2009).

## VI.6. Turmalina

A turmalina representa um grupo de ciclossilicatos, de estrutura química complexa, cuja fórmula geral é expressa por:  $XY_3Z_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$ . A posição estrutural X pode ser ocupada por iões de Ca, Na e K ou ficar livre (*vacancy* - □) e as posições octaédricas Y e Z permitem acomodar catiões de Li, Mg, Fe, Mn, Al, Cr, V, F (Y) e de Mg, Al, Fe, V (Z). Na posição tetraédrica, o Si é o catião dominante, embora o Al possa ser introduzido nesta posição em pequenas proporções. A posição triangular B é ocupada exclusivamente pelo boro. Relativamente às duas posições aniónicas, a posição V é ocupada por iões hidroxilo (OH<sup>-</sup>) e, mais raramente, pelo ião O<sup>2-</sup>, enquanto a posição W acomoda qualquer dos dois aniões referidos e ainda o F<sup>-</sup> (Hawthorne e Henry, 1999).

Devido à sua capacidade para incorporar uma grande variedade de catiões com cargas e dimensões diferentes, os minerais deste grupo de silicatos estão representados por um largo espectro de espécies químicas, cujas composições são normalmente expressas em termos dos componentes extremos das duas séries mais comuns: escorlite-dravite ou escorlite-elbaíte.

A turmalina está presente quer nos paragnaisse, quer em alguns dos leucossomas / veios leucocráticos, sob a forma de pequenos porfiroblastos idiomórficos a subidiomórficos tardios. No entanto, as oito análises realizadas

incidiram unicamente em cristais dos paragnaisses. As suas composições químicas e respectivas fórmulas estruturais estão compiladas no Anexo A (Tabela A.6). O cálculo das fórmulas estruturais foi feito com base em 31 oxigénios, assumindo um valor de 3.00 a.p.f.u para o B por estequiometria.

De acordo com Hawthorne e Henry (1999), o tipo de ocupação na posição X deve constituir o primeiro passo na classificação de turmalinas. Ao projectar os dados obtidos no diagrama X-site vacancy – Ca – Na(+K), verifica-se que todos os cristais analisados se incluem no grupo das turmalinas alcalinas (Fig. VI.10a). A utilização do diagrama Mg/(Mg+Fe) - X-vacancy/Na+X-vacancy permite refinar a classificação das turmalinas alcalinas ao nível da espécie mineral. Como se pode observar na Figura VI.10b, as turmalinas estudadas concentram-se no campo das dravites (turmalina alcalina magnésiana), próximo da linha divisória que as separa das schorlites (turmalina alcalina rica em ferro).

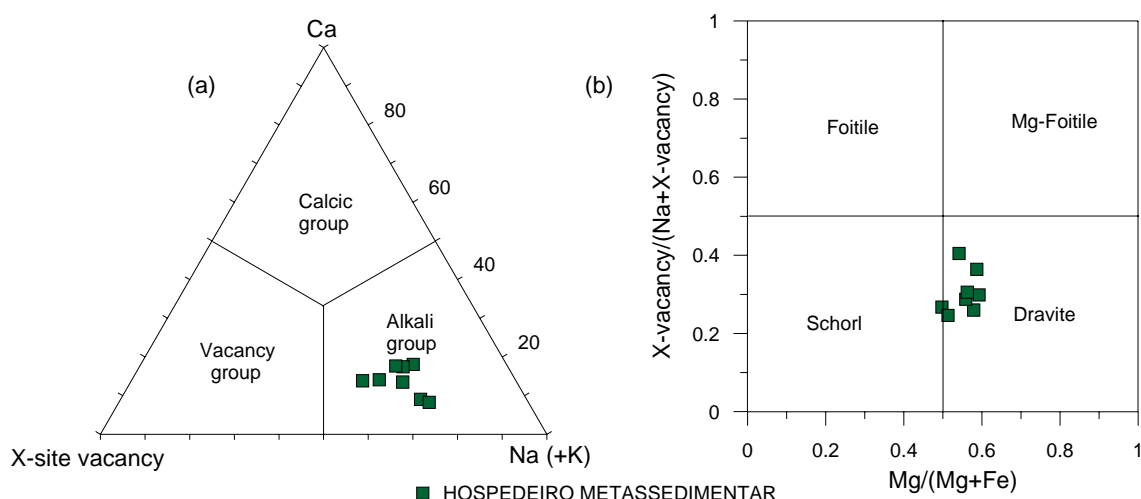


Figura VI.10 – (a) Projecção das turmalinas no diagrama X-site vacancy – Ca – Na (+K) de Hawthorne e Henry (1999); (b) Projecção das turmalinas no diagrama Mg / (Mg + Fe) vs. X-vacancy / (Na + X-vacancy).

O seu carácter magnésiano é compatível com a natureza paraderivada das rochas em que ocorrem estes cristais e com o enriquecimento em Mg observado nas biotites co-existentes (ver secção VI.3). De uma forma geral, não foram encontradas evidências de zonamento químico nas turmalinas analisadas, o que sugere que a sua cristalização tenha sido potenciada pelo influxo de fluidos aquosos ricos em boro nas fases finais da evolução metamórfica (e.g. Dutrow *et al.*, 1999).

### **VI.7. Outras fases minerais**

A apatite, o zircão, a monazite e os minerais opacos são fases acessórias comuns em todos grupos litológicos investigados. As análises químicas obtidas em grãos de apatite e zircão (Anexo A, Tabela A.7 e A.8) revelam uma grande uniformidade composicional para ambas as fases, pelo que não se procederá a uma discussão detalhada dos resultados.

## CAPÍTULO VII: GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Um dos objetivos deste trabalho consistiu em proceder ao estudo geoquímico de amostras representativas dos diferentes litótipos que afloram na área em investigação. Para o efeito, determinaram-se as concentrações em elementos maiores, traço e terras raras em cerca de 100 amostras de rocha-total, usando as técnicas analíticas descritas no Capítulo V. Os resultados obtidos são apresentados no Anexo B (Tabelas B.1 a B.3) e a localização dos pontos de amostragem está indicada no mapa da Figura VII.1.

### VII.1. Introdução

Como tem sido repetidamente mencionado nos capítulos precedentes, os gnaisses orto- e para-derivados do substrato da região de Banabuiú estão intimamente interpenetrados com abundantes quantidades de leucossomas / veios leucocráticos, o que lhes confere uma estrutura estromática muito penetrativa. À escala da amostra de mão, torna-se, por vezes, quase impossível separar as diferentes componentes destes migmatitos e, mesmo com o auxílio da serra, nem sempre se conseguem obter sub-amostras representativas dos hospedeiros (mesossomas), dos líquidos anatéticos (leucossomas / neossomas) e da fracção sólida residual (mesossoma / melanossoma). Os corpos diatexíticos também são petrograficamente complexos, pois apresentam frequentemente restos de uma componente herdada (“schollen” / “schlieren”). Muitas das análises químicas de rocha total não reproduzem, por isso, a verdadeira composição de nenhuma das partes do migmatito, introduzindo sérias limitações na interpretação dos dados de geoquímica.

Dada a possibilidade de grande parte das amostras colhidas corresponderem a misturas de materiais de proveniência distinta, considerou-se importante efectuar uma primeira avaliação da sua natureza com base em critérios químicos. Conjugando a informação petrográfica com os resultados obtidos, subdividiram-se as amostras nos seguintes grupos principais: (1) paragnaisses; (2) ortognaisses; (3) leucossomas cumulados; (4) leucossomas não cumulados; (5) misturas hospedeiro – leucossoma; (6) diatexitos “schlieren”; (7) diatexitos s.s. e (8) granito de Banabuiú.



## MAPA DE AMOSTRAGEM

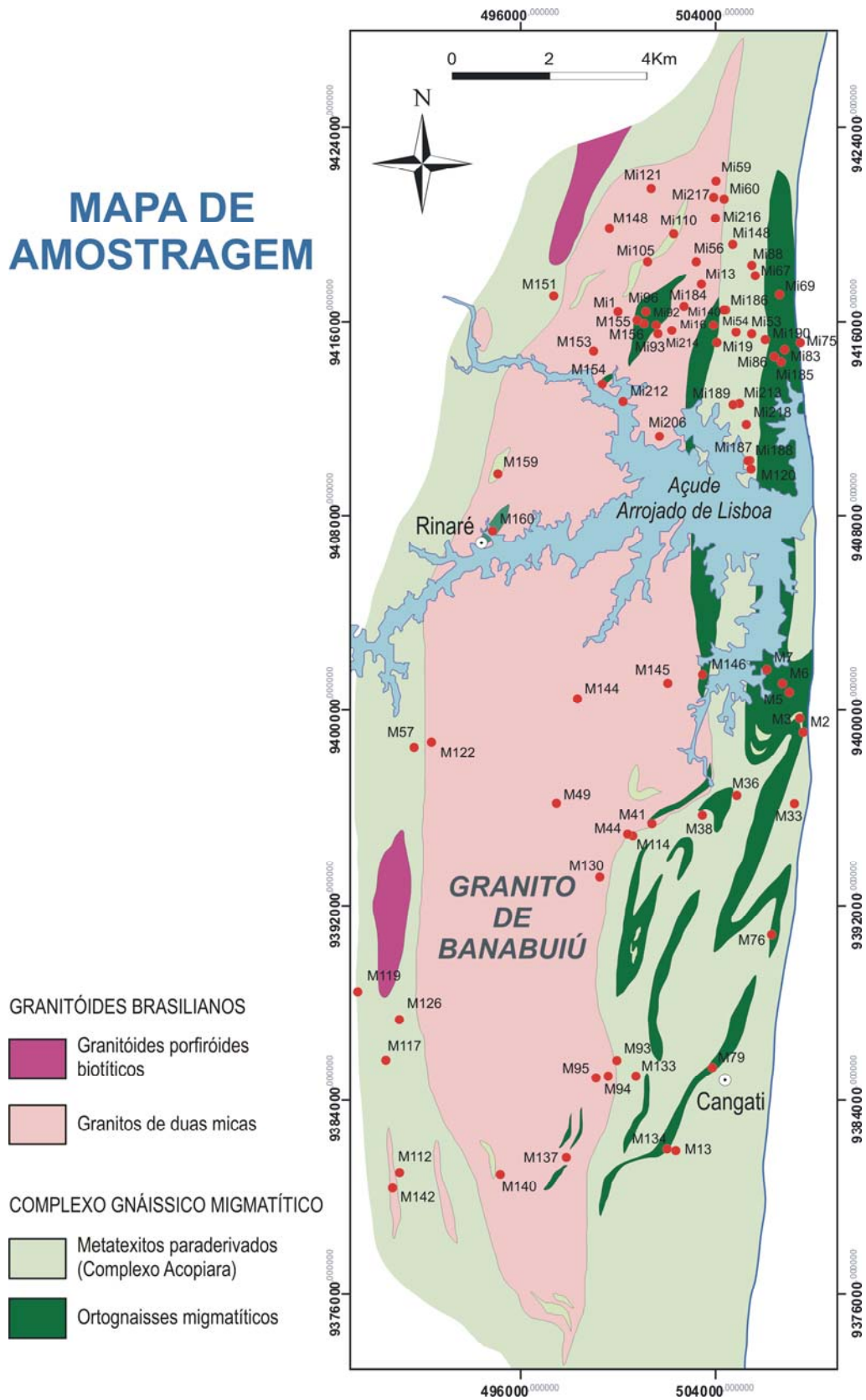


Figura VII.1 – Mapa geológico da região de Banabuiú, mostrando a localização dos pontos de amostragem.

Para efeitos de tratamento geoquímico, incluíram-se as amostras em que não foi possível individualizar a fracção dominante (hospedeiro / leucossoma / neossoma / melanossoma) num grupo que se designou por “misturas hospedeiro – leucossoma”, o que não significa que as amostras dos restantes grupos sejam totalmente desprovidas de mistura.

Por fim, cabe salientar que as quantidades de amostra usadas na preparação de pós para análise química foram, em muitos casos, bastantes reduzidas, devido ao seu seccionamento prévio em sub-amostras, o que cria dificuldades acrescidas, particularmente no que diz respeito à representatividade das suas composições oligoelementares. Sendo a distribuição dos teores em elementos traço fortemente controlada pelas fases acessórias, bastam pequenas variações nas proporções dos minerais portadores destes elementos para provocar mudanças significativas nas assinaturas químicas das amostras de rocha total.

Apesar das restrições expostas acima, os dados de geoquímica de rocha total, desde que manuseados com cuidado, fornecem indicações fundamentais tanto sobre os processos petrológicos envolvidos na génese e evolução de terrenos migmatíticos como sobre as eventuais relações entre os fundidos anatéticos formados nestes ambientes e os plutões graníticos peraluminosos com os quais estão, muitas vezes, espacialmente associados.

## VII.2. Discriminação química entre rochas orto- e paraderivadas

Os diagramas  $TiO_2 - SiO_2$  (Tarney, 1977) e  $DF3 - SiO_2$  (Shaw, 1972) são amplamente usados na discriminação entre rochas de origem ígnea e sedimentar. A sua aplicação a rochas de alto grau metamórfico permite identificar a natureza dos seus precursores e, no caso específico dos migmatitos, pode dar informação adicional sobre a origem dos materiais presentes nas diferentes fracções que os constituem.

Nestes dois diagramas, as amostras dos hospedeiros sedimentares dos metatexitos estromáticos (paragnaisses) projectam-se preferencialmente no campo sedimentar, enquanto as dos ortognaisses se localizam inteiramente no domínio ígneo, confirmando o envolvimento de protólitos de proveniência distinta nos processos de migmatização que afectaram a região (Figs. VII.2 e VII.3). Contrariamente aos ortognaisses, as rochas paraderivadas mostram um elevado grau de dispersão composicional ( $SiO_2 = 44,52-78,64\%$ ;  $TiO_2 = 0,27-1,01\%$ ;  $DF3 = -8,71-1,5$ ), havendo inclusivamente algumas amostras que se projectam no campo ígneo.

A heterogeneidade observada pode ser atribuída a um dos seguintes factores: (a) coexistência de unidades litologicamente distintas (pelitos, grauvaques, psamitos) na sequência sedimentar original; (b) disseminação de pequenas quantidades da fracção fundida (leucossoma) nas amostras que apresentam mais afinidades ígneas e (c) presença de uma componente residual importante (melanossoma) nas rochas mais máficas do conjunto amostrado.

Embora o primeiro factor pareça ser responsável por grande parte da variabilidade química encontrada, é provável que o desvio de algumas amostras para o campo ígneo se deva a uma incompleta separação entre hospedeiro e leucossoma, enquanto as amostras projectadas no extremo máfico da sequência poderão corresponder a rochas em que predomina a fracção sólida residual (melanossoma).

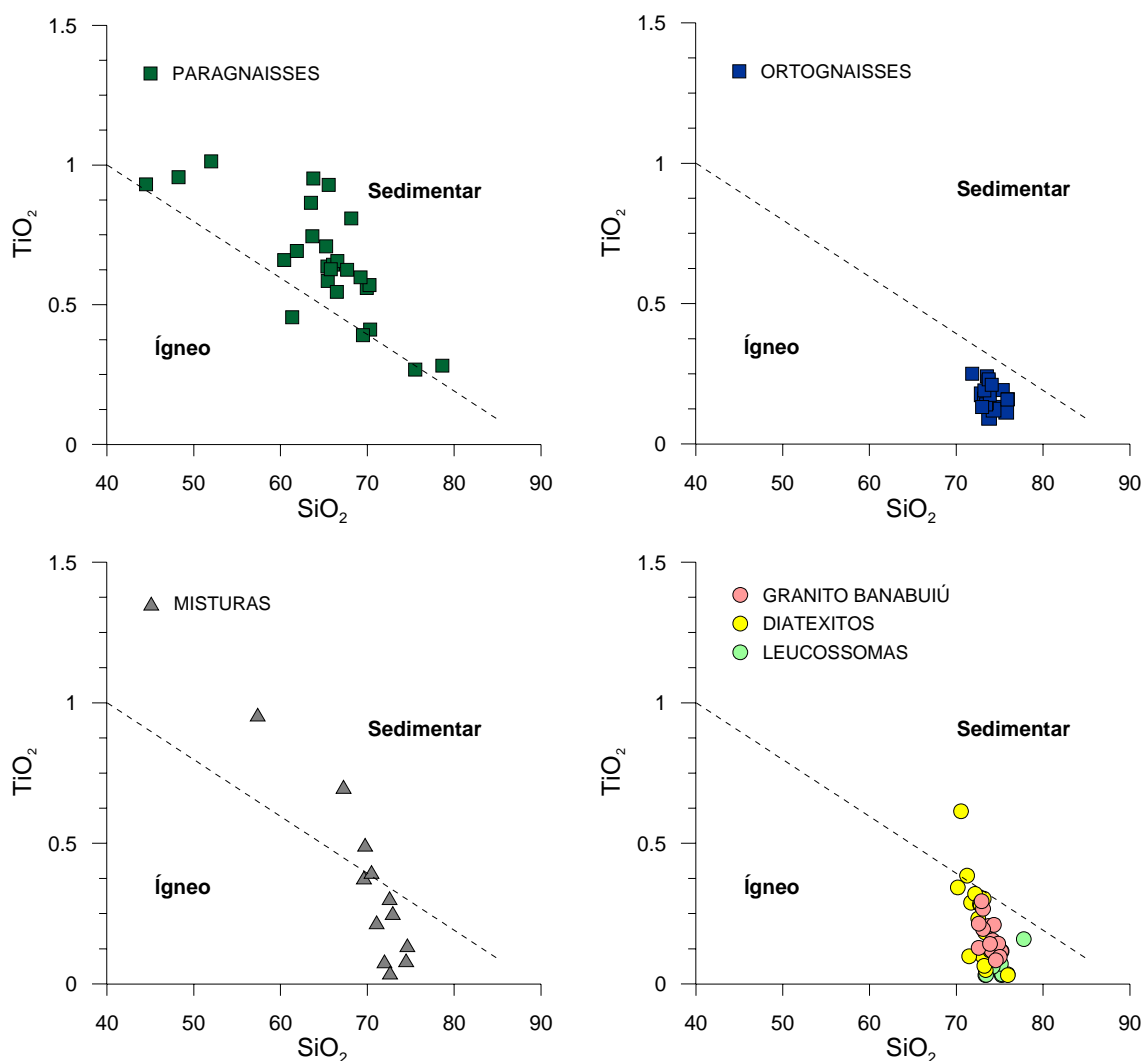


Figura VII.2 – Projecção das amostras da região de Banabuiú no diagrama  $TiO_2$  vs  $SiO_2$  (Tarney, 1977).

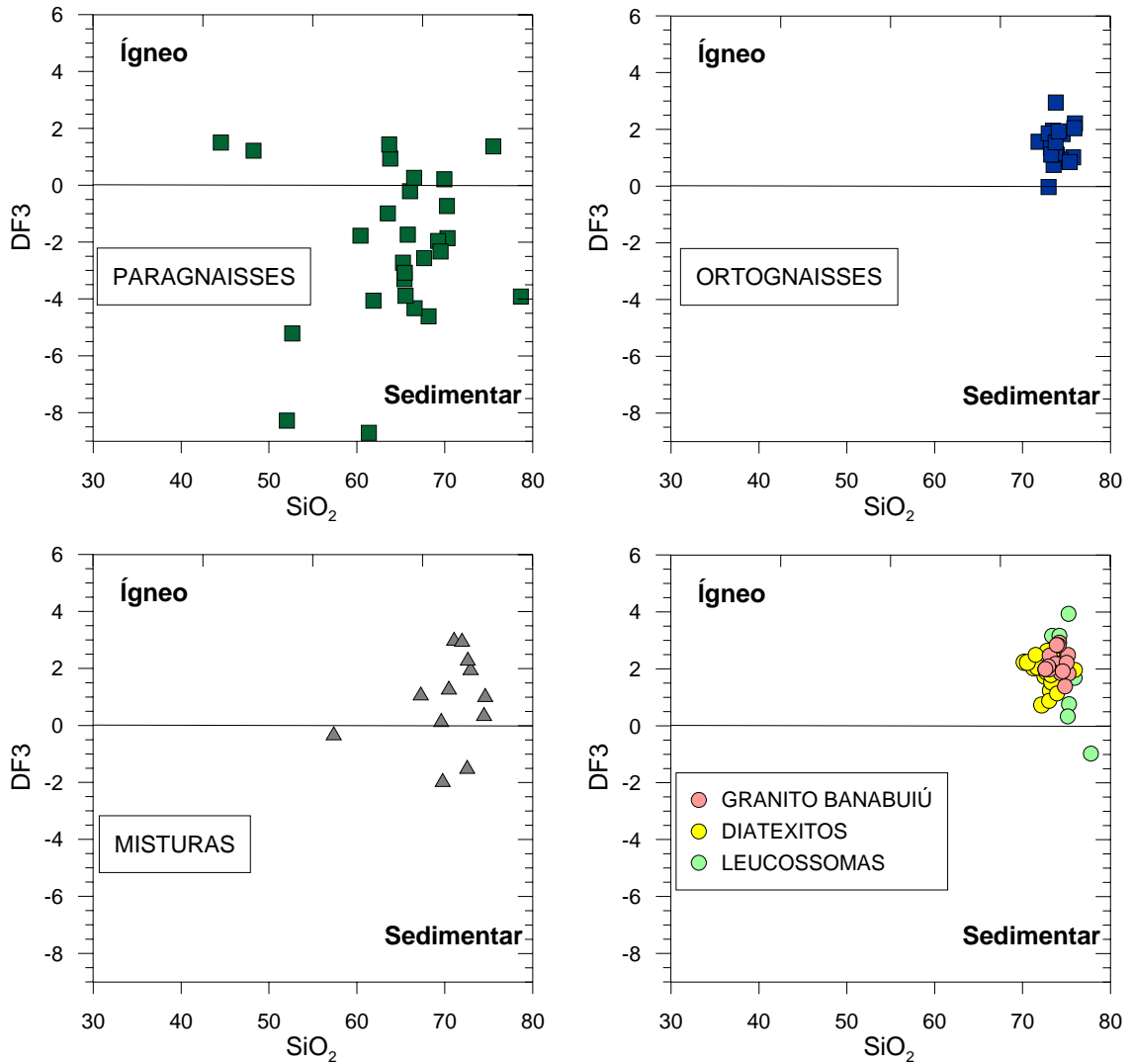


Figura VII.3 – Projecção das amostras da região de Banabuiú no diagrama DF3 vs SiO<sub>2</sub> (Shaw, 1972).  $DF3 = 10,44 - 0,21SiO_2 - 0,32Fe_2O_{3T} - 0,98MgO + 0,55CaO + 1,46Na_2O + 0,54K_2O$

Dependendo da maior ou menor proporção de componente fundida intercalada nos gnaisses encaixantes, as amostras do grupo das misturas hospedeiro – leucossoma repartem-se pelos campos ígneo e sedimentar, em consonância com a sua natureza mista (Figs. VII.2 e VII.3). Já as amostras dos leucossomas, dos diatexitos e do granito de Banabuiú estão concentradas na porção mais ácida do domínio ígneo (SiO<sub>2</sub> > 70%), o que para além de confirmar a sua origem magmática, revela o carácter extremamente evoluído dos líquidos a partir dos quais cristalizaram.

O facto de existir um grau significativo de sobreposição composicional entre estes três últimos grupos litológicos sugere que os fundidos e magmas anatéticos produzidos durante o evento de fusão parcial Brasileiro poderão ter derivado do mesmo tipo de protólitos.

### VII.3. Classificação das rochas paraderivadas

Assumindo que as composições em elementos maiores dos paragnaisses não foram substancialmente modificadas durante o metamorfismo regional de alto grau Brasileiro, poderão usar-se os esquemas de classificação química tradicionalmente aplicados a sedimentos terrígenos psamítico-pelíticos para determinar as principais associações litológicas presentes na sequência paraderivada original. O diagrama  $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}) - \log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  proposto por Herron (1988) é frequentemente utilizado com este propósito porque é pouco sensível às alterações químicas produzidas durante os processos de diagênese e metamorfismo.

A projecção das amostras dos paragnaisses neste diagrama (Fig. VII.4) indica que a sequência supracrustal exposta na região de Banabuiú, incluída na literatura geológica no chamado Complexo Acopiara, parece ser predominantemente constituída por uma alternância de metapelitos e metagrauwaques, em concordância com os dados petrográficos e as descrições de Cavalcante *et al.* (2003) e Parente *et al.* (2008) (ver Caps. II e IV).

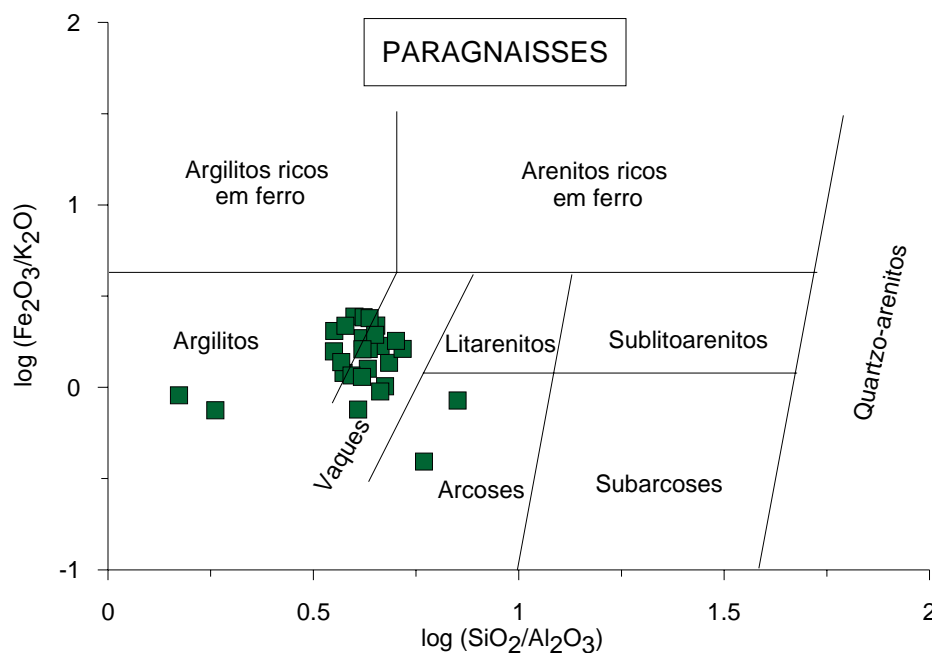


Figura VII.4 – Projecção das amostras de paragnaisses no diagrama de classificação  $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$  vs.  $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  (Herron, 1988).

Apenas duas das amostras analisadas se localizam no campo das arcoses, o que confirma a fraca representação dos termos psamíticos neste conjunto sedimentar. De referir ainda a presença de outras duas amostras que, devido às suas baixas razões  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ , se afastam da nuvem principal, sugerindo que

representem fracções de melanossoma, com um claro predomínio de biotite na sua paragénese mineral (Fig. VII.4).

#### VII.4. Classificação das rochas ortoderivadas

Os ortognaisses migmatíticos têm uma composição mineralógica base muito semelhante à dos leucossomas, dos diatexitos e do próprio granito de Banabuiú. Com efeito, todos estes litótipos se incluem no grande grupo das rochas graníticas independentemente das diferenças de textura, “fabric”, modo de ocorrência e idade.

Um dos sistemas mais usados na classificação de rochas ígneas consiste em projectar as suas composições macroelementares, expressas em proporções milicatiónicas, num gráfico bivariado R1-R2, em que o parâmetro  $R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$  traduz o grau de saturação em sílica e o parâmetro  $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$  reflecte, em conjunto com R1, a relação feldspato potássico / plagioclase, a composição da plagioclase e a quantidade de minerais máficos (La Roche *et al.*, 1980).

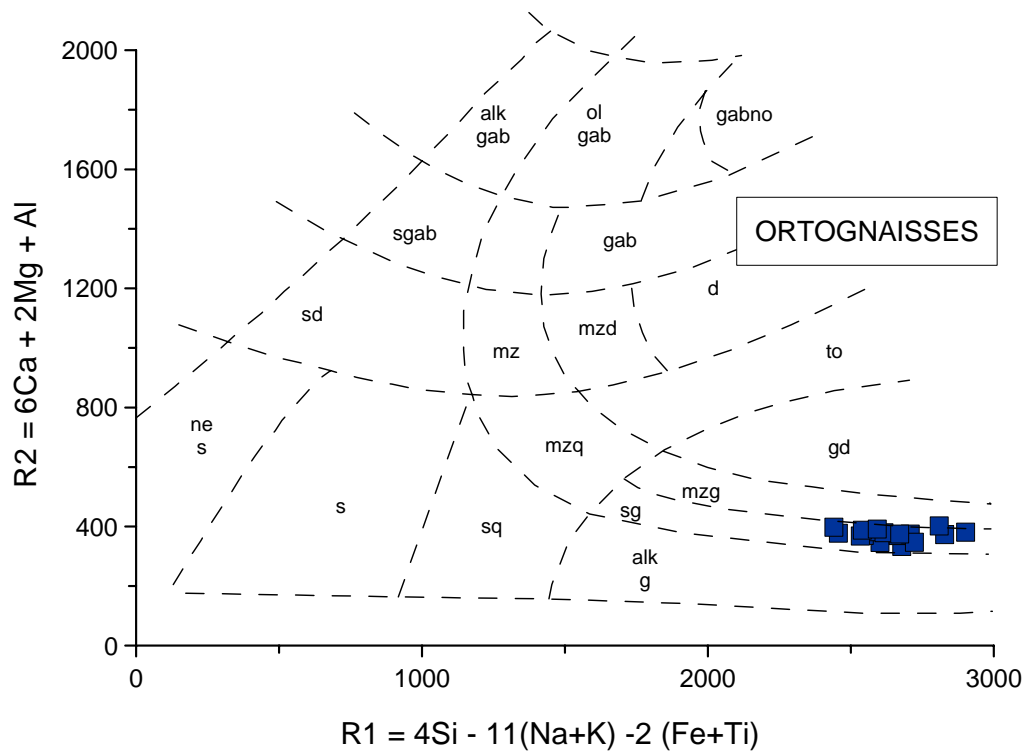
Neste diagrama, as amostras dos ortognaisses localizam-se inteiramente no campo dos sienogranitos, enquanto as dos diatexitos e do granito de Banabuiú mostram uma dispersão composicional um pouco mais acentuada, repartindo-se entre os campos dos monzogranitos e dos sienogranitos (Fig. VII.5). No grupo dos leucossomas, há um conjunto de amostras que não foram projectadas pois possuem valores de R1 superiores a 3000, situando-se fora dos limites do gráfico. São rochas leucocráticas, constituídas quase exclusivamente por quartzo e plagioclase, o que explica a elevação dos seus valores de R1. As restantes classificam-se maioritariamente como sienogranitos (Fig. VII.5).

As composições quimicamente menos diferenciadas (monzograníticas) apresentadas por algumas amostras dos diatexitos “schlieren” e do granito de Banabuiú devem-se essencialmente aos seus maiores conteúdos modais em biotite.

Para obter uma discriminação mais efectiva entre rochas plutónicas félsicas (tonalitos, trondjemitos, granodioritos e granitos) recorre-se, frequentemente, ao diagrama normativo Or-Ab-An, originalmente proposto por O'Connor (1965) e modificado posteriormente por Barker (1979). A projecção dos valores das normas CIPW neste diagrama revela que quase todas as amostras se posicionam no campo dos granitos (Fig. VII.6).

(a)





(b)

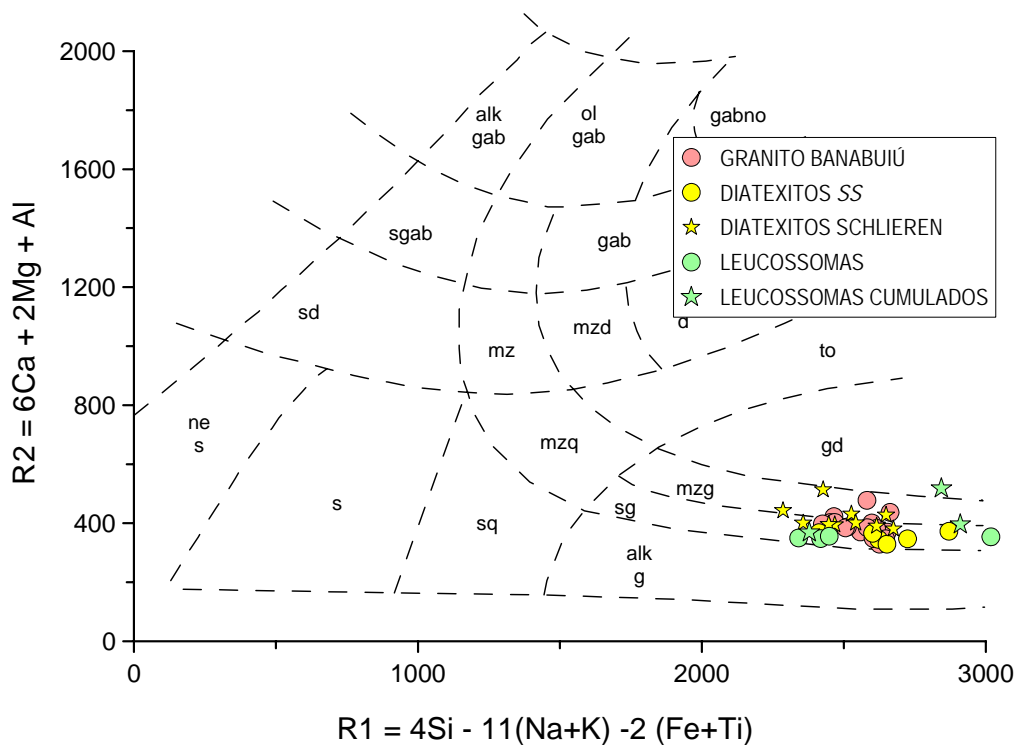


Figura VII.5 – Projeção das rochas ortoderivadas no diagrama de La Roche et al. (1980). (a) ortognaisses, (b) leucossomas, diatexitos e granito de Banabuiú. ne s – sienitos nefelínicos; s – sienitos; sq – sienitos quartzicos; sd – sienodioritos; sgab – sienogabros; alk gab – gabros alcalinos; ol gab – gabros olivínicos; gabno – gabronoritos; gab – gabros; d – dioritos; mzd – monzodioritos; mz – monzonitos; to – tonalitos; gd – granodioritos; mzq – monzonitos quartzicos; mzg – monzogranitos; sg – sienogranitos; alk gr – granitos com feldspato alcalino.

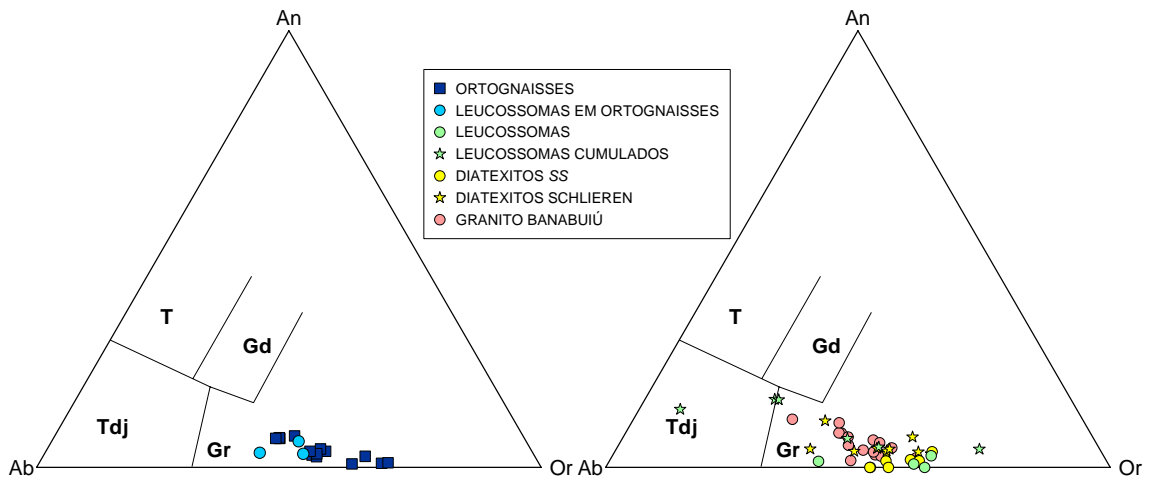


Figura VII.6 – Projecção das rochas ortoderivadas no diagrama no diagrama An-Ab-Or (O'Connor, 1965, modificado por Barker, 1979). T- tonalitos; Gd – granodioritos; Tdj – trondjemitos; Gr – granitos.

No entanto, três das cinco amostras de leucossomas cumulos (MI140, MI140E e M79.3) mostram um enriquecimento significativo em anortite normativa e afinidades trondjemíticas (Fig. VII.6), denotando o seu carácter quimicamente menos evoluído. De referir ainda que a amostra com teores mais elevados em ortose normativa (MI140.1) é também um leucossoma, o que aponta para a possível acumulação de feldspato alcalino (peritético?) em alguns dos fundidos anatéticos.

Para efeitos de comparação, projectaram-se os valores das % volumétricas de quartzo, plagioclase e feldspato alcalino normativos no diagrama triangular QAP de Le Bas & Streckeisen (1991) (Fig. VII.7). Tal como nos dois diagramas anteriores, as três amostras de leucossomas cumulos distinguem-se claramente das restantes pelas suas maiores proporções de plagioclase, ocupando os campos dos tonalitos e dos granodioritos. Relativamente às outras amostras, parece não haver diferenças significativas entre os sistemas de classificação R1-R2 e QAP (Figs. VII.5 e VII.7), embora se observe um ligeiro deslocamento para composições mais pobres em feldspato alcalino (monzograníticas) neste último diagrama.

Tendo em conta que os termos monzogranito e sienogranito tendem a ser abandonados e substituídos pela designação genérica de granito (Le Maitre *et al.*, 2002), pode concluir-se que, exceptuando os leucossomas trondjemíticos, todas as rochas ortoderivadas da região de Banabuiú se classificam como granitos.

Com base nos parâmetros  $A = Al - (K + Na + 2Ca)$  e  $B = Fe + Mg + Ti$ , Debon & Le Fort (1983, 1988) desenvolveram um diagrama que permite determinar as características químico-mineralógicas de rochas plutónicas e definir a tipologia das associações magmáticas a que pertencem (aluminosas, alumino-cafélicas,

cafémicas). A projecção das amostras dos ortognaisses, leucossomas, diatexitos e granito de Banabuiú no diagrama A-B (Fig. VII.8) revela que as rochas incluídas nestes grupos litológicos têm um carácter peraluminoso bem vincado ( $A > 0$ ) e se localizam preferencialmente no campo dos leucogranitos ( $B < 38,8$ ), definindo tendências de declive vertical. Segundo os critérios de Debon & Le Fort (1983, 1988), a distribuição observada é típica de granitos gerados por anatexia crustal.

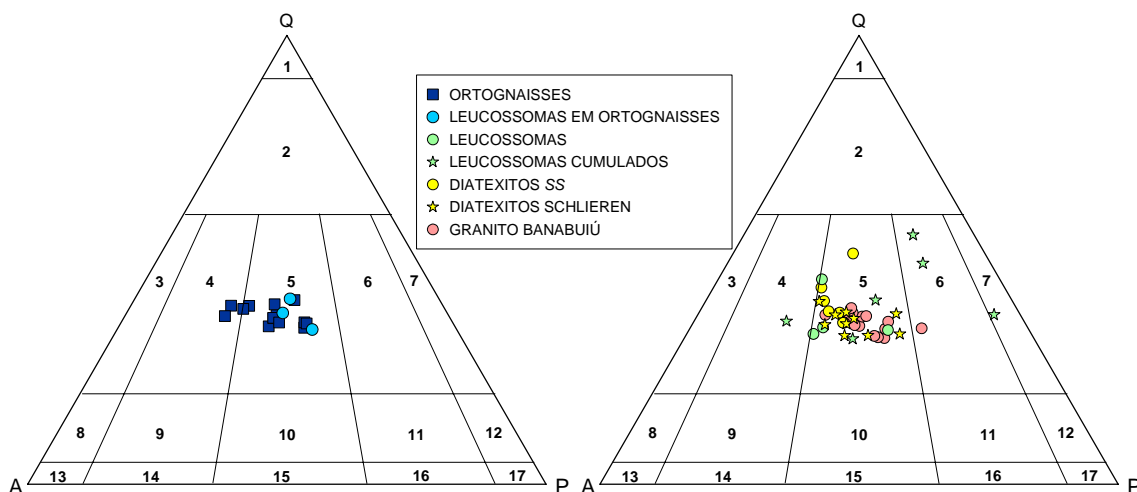


Figura VII.7 – Projecção das rochas ortoderivadas no diagrama Q-A-P (Le Bas e Streckeisen, 1991). Campos: 1 – quartzolito; 2 – granitóide rico em quartzo; 3 – granito com feldspato alcalino; 4 – sienogranito; 5 – monzogranito; 6 – granodiorito; 7 – tonalito; 8 – quartzo-sienito com feldspato alcalino; 9 – quartzo-sienito; 10 – quartzo-monzonito; 11 – quartzo-monzodiorito / quartzo-monzogabro; 12 – quartzo-diorito/quartzo-gabro; 13 – sienito com feldspato alcalino; 14 – sienito; 15 – monzonito 16 – monzodiorito/monzogabro; 17 – diorito/gabro.

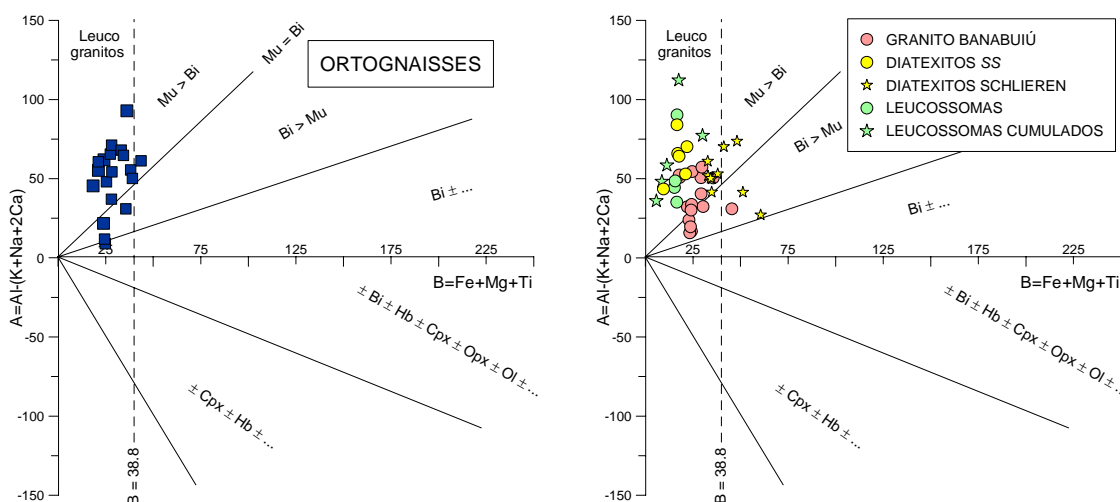


Figura VII.8 – Projecção das rochas ortoderivadas no diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983, 1988). Mu – moscovite; Bi – biotite; Ho – hornblenda; Opx – ortopiroxena; Cpx – clinopiroxena; Ol – olivina.

Apesar dos ortognaisses migmatíticos constituírem uma das unidades litológicas mais antigas (Paleoproterozóico) expostas na região de Banabuiú (ver Cap. VIII), não é possível distingui-los quimicamente dos leucossomas, diatexitos e granitos formados durante evento de fusão parcial Brasileiro (Neoproterozóico).

No contexto em que estes gnaisses ocorrem, torna-se extremamente difícil identificar a sua linhagem magmática original, uma vez que as suas assinaturas químicas prévias podem ter sido parcialmente mascaradas pela presença de quantidades variáveis de fundido. Há que sublinhar ainda que o pólo leucogranítico do diagrama A-B representa o ponto de convergência dos termos mais evoluídos de séries graníticas com filiações distintas, pelo que, sem uma amostragem destes litótipos em áreas não migmatíticas é impossível inferir a sua origem. De qualquer modo, os dados disponíveis apontam para um significativo envolvimento de processos de reciclagem crustal na génese dos seus percursos ígneos.

Como se pode verificar no diagrama A-B, a maioria das amostras analisadas posiciona-se no campo em que a moscovite é a mica mais abundante ( $ms > bi$ ), o que é inteiramente coerente com a informação petrográfica (Fig. VII.8). Contudo, as amostras dos grupos dos ortognaisses, dos diatexitos “schlieren” e do granito de Banabuiú distribuem-se entre este domínio e o da biotite dominante sobre a moscovite ( $bi > ms$ ), havendo até duas amostras de ortognaisses projectadas no campo da biotite não coexistente com moscovite (Fig. VII.8). Assumindo que a biotite presente nos ortognaisses é primária, as rochas mais máficas deste grupo devem representar os termos menos diferenciados dos seus protólitos ígneos. Já nos diatexitos “schlieren” e no próprio granito de Banabuiú é difícil estabelecer uma relação directa com o grau de evolução magmática, pois uma parte da biotite que ocorre nestes litótipos parece corresponder a uma fase restítica herdada.

Por outro lado, é importante ter em atenção que as amostras mais leucocráticas dos ortognaisses não são necessariamente representativas do extremo ácido da sequência ígnea original, uma vez que estas rochas contêm frequentemente finas intercalações de leucossomas, reflectindo uma separação incompleta entre o ortognaisse hospedeiro e os fundidos anatéticos.

O índice molecular A/CNK [mol.  $Al_2O_3$ /(mol. CaO + mol.  $Na_2O$  + mol.  $K_2O$ )], proposto por Shand (1927), é considerado actualmente como um dos mais eficazes indicadores de proveniência de rochas granitoides (Clarke, 1992), marcando a fronteira entre fundidos formados por anatexia de protólitos supracrustais ( $A/CNK > 1$ )

e magmas resultantes da fusão de fontes ígneas infra-crustais e/ou da mistura entre líquidos mantélicos e crustais ( $A/CNK < 1$ ).

Em conformidade com as conclusões retiradas a partir do diagrama A-B, as rochas estudadas apresentam sempre valores de  $A/CNK$  superiores a 1,0 (Tabela VII.1), corroborando a importante contribuição de materiais supracrustais na sua petrogénese.

Tabela VII.1 – Valores do índice molecular  $A/CNK$  nas rochas ortoderivadas da região de Banabuiú (valores mínimos e máximos).

Litologia	$A/CNK$
Ortognaisses migmatíticos	1,16-1,32
Leucossomas em ortognaisses	1,04-1,47
Leucossomas em paragnaisses	1,07-1,56
Diatexitos	1,10-1,41
Granito Banabuiú	1,06-1,24

Para além de evidenciar o elevado grau de saturação em alumina das litologias investigadas, a disposição das amostras no diagrama AFM (Fig. VII.9) também permite relacionar a sua variabilidade química com a composição mineralógica (Miller, 1985).

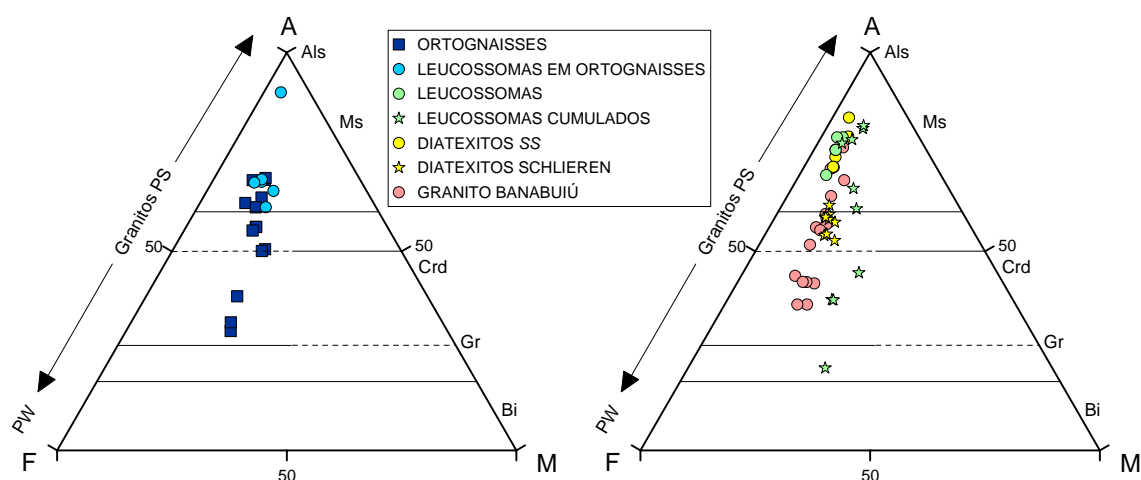


Figura VII.9 – Projecção das rochas ortoderivadas no diagrama A-F-M (Miller, 1985).  $A = Al_2O_3 - (CaO + K_2O + Na_2O)$ ;  $F = FeO_T$  e  $M = MgO$ . Campos: PS – fortemente peraluminoso; PW – fracamente peraluminoso. Ms – moscovite; Crd – cordierite; Gr – granada; Bi – biotite.

Neste diagrama, as amostras dos vários grupos litológicos definem tendências evolutivas praticamente lineares, caracterizadas por um aumento progressivo de peraluminosidade desde os termos mais máficos (ricos em biotite) para os mais félsicos (ricos em moscovite). Tal como foi referido anteriormente, é difícil determinar em que medida os alinhamentos observados traduzem diferentes graus de

diferenciação magmática ou resultam de misturas, em proporções variáveis, entre componentes de origem distinta (hospedeiros ígneos ou sedimentares, fundidos anatéticos e material residual), sendo provável que, em muitos casos, representem os efeitos da combinação de ambos.

### VII.5. Diagramas de variação química

A diversidade composicional das associações magmáticas pode ser analisada através de gráficos bivariados em que se projectam os teores dos diferentes elementos químicos e/ou quocientes elementares contra um parâmetro que se comporta de modo regular durante os processos magmáticos (fusão / cristalização), permitindo definir as suas principais tendências evolutivas. No caso presente, usou-se a sílica como parâmetro de projecção para os metatexitos estromáticos paraderivados e o ferro total para os ortognaisses, diatexitos e granito de Banabuiú pois fornece uma melhor discriminação entre as amostras das litologias mais félsicas.

Enquanto os elementos maiores são os componentes fundamentais dos minerais e ocorrem nas rochas em quantidades superiores a 1% (percentagens ponderais), os elementos traço tendem a substituir os elementos maiores na estrutura cristalina das diferentes fases minerais, pois raramente formam minerais próprios. Apenas algumas fases acessórias contêm elementos traço como constituintes principais (Zr no zircão; TR – monazite). De uma forma geral, as abundâncias dos elementos traço são expressas em partes por milhão (ppm) ou partes por bilião (ppb).

Os elementos traço são habitualmente divididos em duas grandes categorias consoante o seu comportamento durante os processos de fusão / cristalização: (1) os elementos compatíveis, que tendem a ser incorporados nas fases sólidas (minerais) e (2) os elementos incompatíveis, com maior afinidade para o fundido silicatado (“*melt*”). A sua distribuição entre as fases minerais e o fundido silicatado é descrita por um parâmetro designado por coeficiente de distribuição ou coeficiente de partilha de Nernst ( $K_D$ ):

$$K_D = C_S / C_L$$

onde  $C_S$  representa a concentração do elemento na fase mineral (sólido) e  $C_L$  corresponde à concentração do elemento no líquido com o qual o mineral está em equilíbrio. Os elementos com valores de  $K_D$  superiores a 1 mostram preferência pela fase sólida (compatíveis), enquanto os elementos com  $K_D$  inferiores a 1 possuem maior afinidade para a fase líquida (incompatíveis).



O grau de compatibilidade de um determinado elemento químico numa dada fase mineral depende da sua carga e raio iónico. Os metais de transição (Cr, V, Sc, Ni, Co) têm raios iónicos e cargas semelhantes aos do Fe e do Mg, pelo que exibem normalmente um comportamento compatível nos silicatos ferro-magnesianos de alta temperatura (e.g. olivina e piroxena). Em contraste, tanto os elementos litófilos de grande raio iónico (LILE) e baixa força de campo (e.g. Ba, Rb, Sr, Cs, Th, U), como os elementos de grande força de campo (HFSE), com elevadas razões entre a carga e o raio iónico (Zr, Hf, Nb, Ta, Y e REE) são geralmente incompatíveis nestas fases minerais (Rollinson, 1993). Sintetizam-se na Tabela VII.2. os coeficientes de partilha de alguns dos elementos traço presentes nas fases minerais mais comuns nas rochas da região de Banabuiú.

Tabela VII.2 – Coeficientes de partilha de alguns elementos traço em líquidos de composição dacítica e riolítica\*.

	<i>Plagioclase</i>	<i>Feldsp. K</i>	<i>Biotite</i>	<i>Zircão</i>	<i>Ilmenite</i>	<i>Granada</i>
Rb	0,04-0,11	0,34-1,75	2,24-4,20	---	---	0,009
Ba	0,31-1,52	4,30-11,5	5,37-23,5	---	---	0,017
Sr	2,84-15,63	3,76-5,40	0,12-0,45	---	---	0,015
Th	0,05	0,02	1,00-1,23	76,80	0,46 – 7,50	---
Nb	0,06	---	6,37	---	---	---
Ta	0,04	0,01-0,02	1,34-1,57	47,50	3,17 – 106	---
U	0,09	0,02-0,05	0,17-0,77	340,50	0,52 – 3,2	---
Y	---	1,233	---	---	---	35,00

\*Arth (1976), Mahood & Hildreth (1983), Nash & Crecraft (1985)

Os 15 elementos do grupo das terras raras (REE) têm características químicas e físicas muito semelhantes entre si, pelo que são geralmente tratados em conjunto. Todos os elementos deste conjunto constituem iões trivalentes de tamanho similar, embora o európio também ocorra como ião divalente e o cério como ião tetravalente em condições geológicas particulares.

O comportamento das terras raras é frequentemente analisado através de perfis normalizados para um padrão de referência por forma a eliminar o efeito Oddo-Harkins, resultante da maior abundância dos elementos de número atómico par relativamente aos de número atómico ímpar (Wilson, 1989). Para efeitos de normalização, usam-se geralmente as composições dos meteoritos condríticos, porque se assume que representam as abundâncias das REE no sistema solar e na terra primitivos, permitindo caracterizar os acontecimentos geológicos que ocorreram após a sua formação.

O facto das terras raras serem elementos bastante imóveis durante os processos de metamorfismo, alteração hidrotermal e meteorização constitui uma das grandes vantagens da sua utilização em estudos de índole geoquímica (Rollinson, 1993). As terras raras leves (LREE) são incorporadas preferencialmente em minerais acessórios como a monazite, as intermédias (MREE) na apatite (Sm, Eu, Gd, Dy) e as pesadas (HREE) no zircão e na granada.

### VII.5.1. Rochas migmatíticas paraderivadas

#### VII.5.1.1. Elementos maiores

Nos diagramas de Harker apresentados na Fig. VII.10 foram projectadas as composições em elementos maiores das amostras dos metatexitos estromáticos (paragnaisses hospedeiros + leucossomas) e dos diatexitos. Para não sobrecarregar os diagramas, ocultaram-se as amostras dos ortognaisses, indicando apenas o campo em que se localizam (a sombreado na figura).

As porções metassedimentares dos metatexitos estromáticos (*paragnaisses*) distinguem-se claramente dos restantes litótipos pelo seu largo espectro de teores em  $\text{SiO}_2$  ( $\text{SiO}_2 = 44,52 - 70,31\%$ ). Na maioria dos diagramas de variação química de elementos maiores, estas rochas definem tendências praticamente lineares, caracterizadas por um empobrecimento progressivo em  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}_T$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{K}_2\text{O}$  com o aumento da sílica (Fig. VII.10). O  $\text{CaO}$ , o  $\text{Na}_2\text{O}$  e o  $\text{P}_2\text{O}_5$  mostram uma dispersão acentuada, embora se note uma ligeira correlação positiva entre os dois primeiros óxidos e a  $\text{SiO}_2$ . A variabilidade observada é coerente com o decréscimo das proporções em minerais ferromagnesianos (biotite  $\pm$  granada + opacos) e o concomitante aumento do conteúdo em plagioclase dos termos pelíticos para os grauacóides, pelo que poderá ser atribuída à heterogeneidade litológica dos percursos sedimentares da sequência paraderivada.

É de sublinhar, contudo, que as evidências de campo e os dados petrográficos revelam que as amostras projectadas no segmento mais máfico da sequência estão enriquecidas em biotite e podem representar a fracção sólida residual da fusão parcial (melanossomas), o que explica a elevação das suas concentrações em  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}_T$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{MnO}$  relativamente aos protólitos siliciclásticos originais.

Na Figura VII.10, verifica-se ainda que as amostras dos *leucossomas* e dos *diatexitos* de Banabuiú se projectam no extremo ácido da sequência ( $\text{SiO}_2 > 70\%$ ), em continuidade com os hospedeiros metassedimentares, confirmando a sua possível derivação a partir da anatexia deste tipo de materiais.

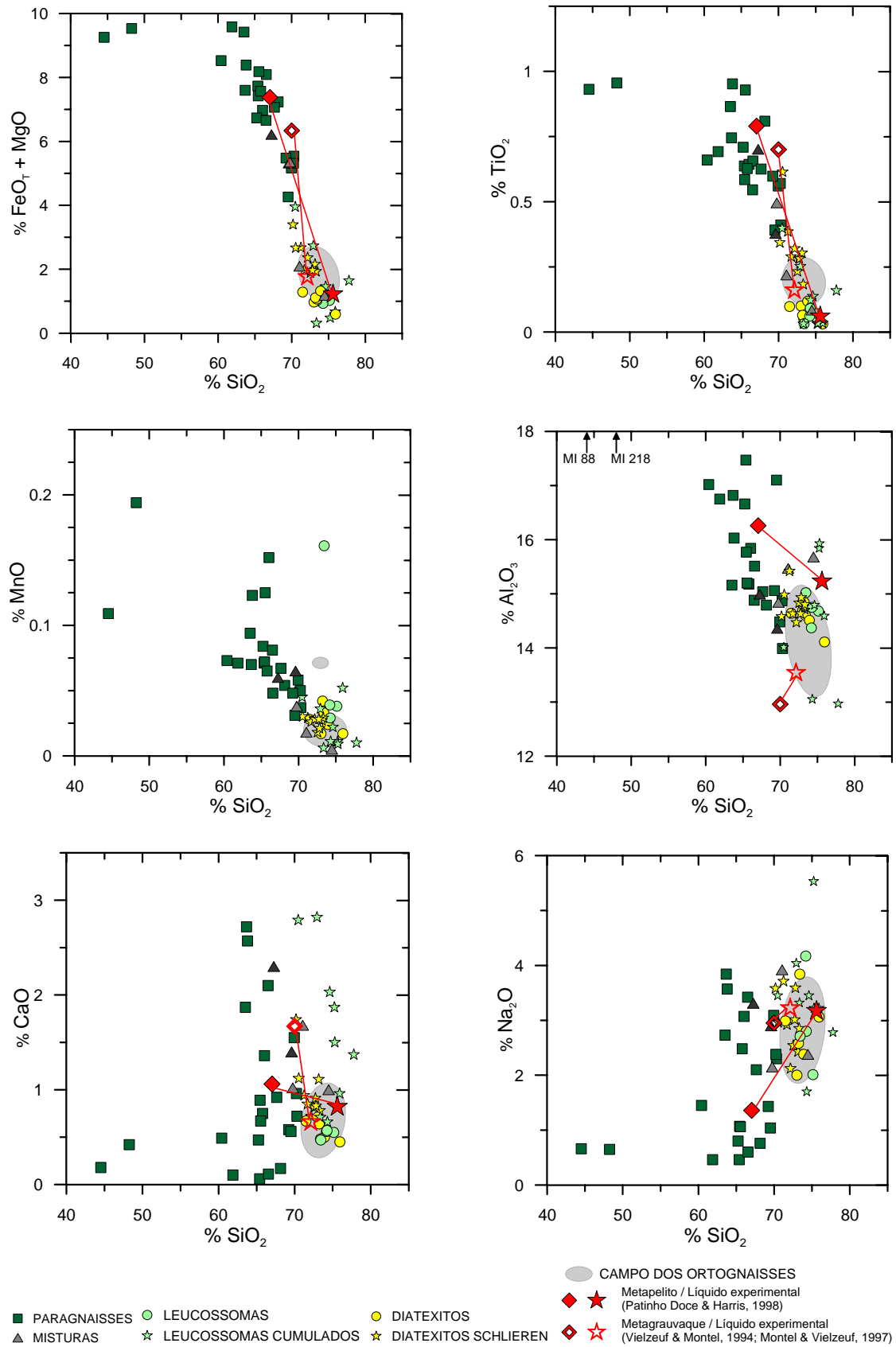


Figura VII.10 – Diagramas de Harker de elementos maiores para as amostras dos metatexitos estromáticos paraderivados e dos diatexitos associados.

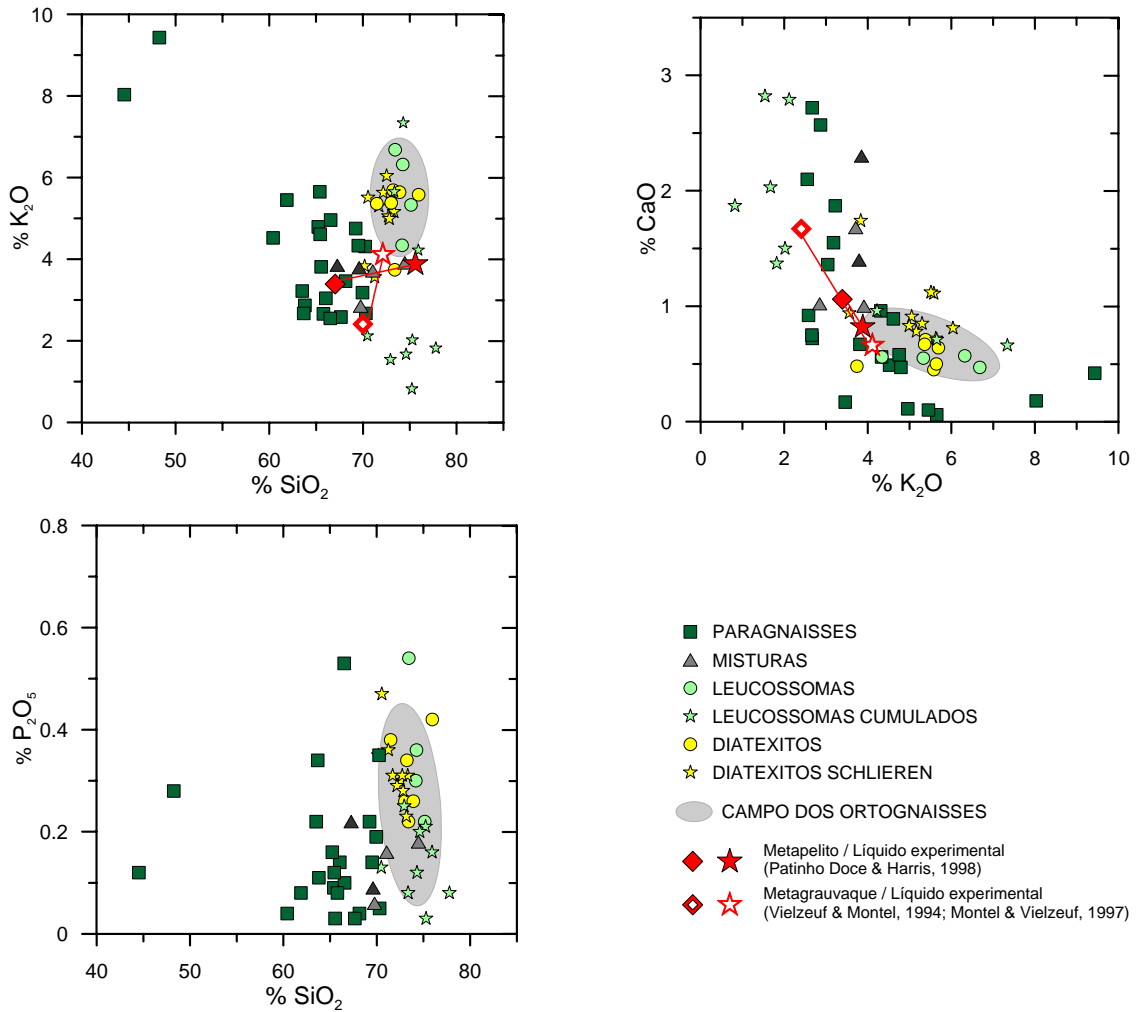


Figura VII.10 (continuação) – Diagramas de Harker de elementos maiores para as amostras dos metatexitos estromáticos paraderivados e dos diatexitos associados.

Existem, no entanto, diferenças composicionais significativas entre as amostras de cada um destes grupos litológicos (leucossomas e diatexitos). No grupo dos leucossomas, podem diferenciar-se nitidamente dois conjuntos de amostras com base nos seus teores em K<sub>2</sub>O e CaO (Fig. VII.10). O primeiro, caracterizado por concentrações relativamente altas em CaO e um marcado empobrecimento em K<sub>2</sub>O, engloba as amostras com afinidades trondjemíticas, contendo quartzo e plagioclase como constituintes essenciais. O segundo inclui os leucossomas quimicamente mais diferenciados, em que o feldspato potássico predomina sobre a plagioclase.

A co-existência destes dois tipos de leucossomas no complexo migmatítico de Banabuiú sugere que os fundidos anatéticos originalmente produzidos sofreram cristalização fraccionada, gerando uma fracção sólida rica em plagioclase e quartzo (*leucossomas cumulados*) e uma fracção líquida (residual) composicionalmente mais evoluída (*leucossomas graníticos*).

As amostras dos *diatexitos com estrutura maciça* apresentam um elevado grau de sobreposição com os leucossomas não cumulados (Fig. VII.10). Tal como seria de esperar num contexto de fusão parcial de metapelitos / metagrauvaques envolvendo a reacção de desidratação da biotite, ambas as litologias têm composições graníticas fortemente peraluminosas ( $\text{SiO}_2 = 71,5 - 75,9\%$ ;  $\text{CaO} = 0,4-0,7\%$ ;  $A/\text{CNK} = 1,18 - 1,46$ ) (Vielzeuf e Holloway, 1988; Clarke, 1992). Contudo, o seu carácter extremamente diferenciado parece indicar que estas rochas não se formaram directamente a partir dos fundidos anatéticos iniciais, correspondendo a produtos da cristalização de líquidos mais evoluídos resultantes do seu fraccionamento.

Em contrapartida, os *diatexitos “schlieren”* distinguem-se dos diatexitos maciços pelos seus conteúdos mais altos em  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{CaO}$  (Fig. VII.10), reflectindo a retenção de fases excedentárias, refractárias ou cumuladas (biotite  $\pm$  ilmenite  $\pm$  plagioclase). Em condições de elevadas taxas de fusão, os processos de extracção dos fundidos anatéticos nem sempre conduzem a uma completa segregação entre o “melt” e o resíduo sólido, o que leva à formação de diatexitos contaminados com material restítico e assinaturas geoquímicas “mistas”, como poderá ter acontecido neste caso (Milord *et al.*, 2001, Sawyer, 2008).

Cabe referir, por fim, que o  $\text{Na}_2\text{O}$  e o  $\text{P}_2\text{O}_5$  não definem correlações claras com a sílica em nenhum destes litótipos (Fig. VII.10). A sua dispersão está relacionada com variações na composição e conteúdo em plagioclase ( $\text{Na}_2\text{O}$ ) e nas proporções modais de apatite e de monazite ( $\text{P}_2\text{O}_5$ ).

Para efeitos de comparação, projectaram-se nos diagramas da Figura VII.10 as composições macroelementares dos fundidos experimentais obtidos a partir de um pelito e de um grauvaque, num intervalo de condições de pressão e temperatura semelhante ao estimado para o complexo migmatítico de Banabuiú (Vielzeuf & Montel, 1994, Montel & Vielzeuf, 1997, Patino Douce & Harris, 1998). As duas rochas usadas nos estudos experimentais como materiais de partida projectam-se sobre a nuvem de pontos definida pelos paragnaisses de Banabuiú (Fig. VII.10), demonstrando que os metassedimentos da sequência Acopiara poderão ter constituído os protólitos dos líquidos anatéticos gerados durante o evento migmatítico Brasileiro.

No seu conjunto, as amostras dos leucossomas não cumulados e dos diatexitos maciços exibem composições mais pobres em  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{CaO}$  e mais ricas em  $\text{K}_2\text{O}$  do que os “melts” experimentais, enquanto a maioria dos leucossomas cumulados mostram o comportamento oposto (Fig. VII.10), confirmando o envolvimento de processos de cristalização fraccionada na sua petrogénese. Já os

diatexitos “schlieren” ocupam uma posição intermédia entre os paragnaisses e os diatexitos (s.s), o que vem reforçar a hipótese destas rochas representarem misturas de fundidos fraccionados com cristais residuais e/ou cumulados. Pode concluir-se, assim, que grande parte da diversidade química observada no complexo migmatítico de Banabuiú foi controlada pela maior ou menor eficiência de dois mecanismos principais: (1) mistura entre os “melts” antéciticos e a fracção sólida residual e (2) extracção de fases cumuladas durante a diferenciação dos fundidos anatócticos.

No modelo proposto, admite-se que a fusão parcial em grande escala das litologias férteis crustais terá ocorrido em regiões mais profundas, permitindo que os abundantes volumes de líquidos produzidos sofressem fraccionamento durante a sua migração para o presente nível de instalação, onde consolidaram sob a forma de veios leucocráticos e/ou de pequenos corpos intrusivos. O facto dos metapelitos e metagrauvaques encaixantes mostrarem amplas evidências de fusão parcial (ver Cap. IV) sugere que a aloctonia destes líquidos foi relativamente reduzida, não podendo excluir-se completamente a possibilidade de alguns dos leucossomas amostrados terem sido formados “in-situ”.

Os dados disponíveis revelam também que os materiais pelíticos e grauvacóides da sequência Acopiara têm composições adequadas para gerar os “melts” anatócticos presentes em Banabuiú, embora se torne difícil determinar a sua contribuição relativa para a produção destes líquidos. Como se pode observar nos diagramas da Figura VII.10, as composições químicas dos fundidos experimentais resultantes de qualquer destes dois tipos de protólitos não são muito diferentes entre si, sendo provável que ambas as litologias tenham participado no processo de anatexia.

#### VII.5.1.2. Elementos traço

O comportamento dos elementos traço do grupo dos LILE (Ba, Rb, Sr, Th) e dos HFSE (Ta, Nb, Zr, Hf) nos migmatitos de Banabuiú está ilustrado nos diagramas da Figura VII.11. Apesar da dispersão, as amostras dos *paragnaisses* parecem mostrar uma diminuição dos teores em Ba, Rb, Th,  $\Sigma$ REE, Zr, Hf, Y, Nb e Ta, a par com um incremento em Sr, com o aumento do conteúdo em SiO<sub>2</sub>. Tendo em conta que o Ba, o Rb, o Nb e, em menor extensão, o Y são elementos com coeficientes de partilha superiores a 1 na biotite, enquanto o Sr só é incorporado nos feldspatos (Tabela VII.2), é possível que os alinhamentos observados estejam relacionados com

o aumento da razão feldspato/biotite dos termos pelíticos para os grauvacóides, traduzindo a variabilidade litológica da sequência metassedimentar.

Já o Zr, o Hf, o Th, as REE e o Ta concentram-se preferencialmente em fases acessórias que ocorrem geralmente em íntima associação espacial com a biotite, como é o caso do zircão (Zr, Hf, Ta, Th, HREE), apatite (MREE), monazite (LREE, Th), ilmenite (Ta, Th) e granada (HREE, Y) (Tabela VII.2). Não é de estranhar, assim, que as suas concentrações sejam mais elevadas nas litologias pelíticas e decresçam à medida que aumentam as proporções da componente quartzo-feldspática (grauvaques).

De uma forma geral, os *leucossomas graníticos* e os *diatexitos maciços* apresentam teores baixos em Ba, Sr, Th,  $\Sigma$ REE, Zr, Hf, Y, Nb e Ta claramente inferiores aos dos seus hospedeiros metassedimentares (Fig. VII.11), em concordância com as reduzidas quantidades de biotite e de minerais acessórios existentes nestes litótipos. As relações observadas indicam que estas rochas representam os produtos da cristalização fraccionada de fracções muito enriquecidas em “melt” eficientemente segregadas de um resíduo sólido composto por biotite  $\pm$  sillimanite + granada + ilmenite  $\pm$  rútilo + zircão + apatite + monazite.

A fraca expressão dos minerais acessórios nos líquidos anatéticos tem sido atribuída à incapacidade destas fases se re-equilibrarem com o fundido devido a um dos seguintes factores: (1) baixa solubilidade destes minerais em “mels” peraluminosos; (2) velocidades de extracção de “melt” superiores às suas taxas de dissolução e (3) aprisionamento destes cristais em fases residuais essenciais (e.g. Barbey *et al.*, 1989; 1990; Whitney & Irving, 1994; Carrington & Watt, 1995; Jung *et al.*, 1999). Qualquer dos mecanismos referidos poderá explicar o seu comportamento nos diatexitos (s.s.) e nos leucossomas graníticos de Banabuiú.

Por outro lado, os elevados valores de Rb e das razões Rb/Sr registados nas amostras destes litótipos (Rb = 232-448 ppm; Rb/Sr = 4,72 - 10,34) reflectem a abundância de feldspato potássico ( $K_{DRb} > 1$ , Tabela VII.2) nas suas paragénese minerais e constituem mais uma forte evidência a favor da hipótese de terem derivado de líquidos que sofreram fraccionamento de plagioclase (mais evoluídos). É compreensível, por isso, que os *leucossomas cumulados* tenham assinaturas complementares (ricas em Sr e Ba e pobres em Rb; Fig. VII.11), testemunhando a influência dos fenómenos de acumulação de plagioclase (Sr) e de retenção / cristalização de biotite (Ba) durante as fases precoces de evolução magmática.



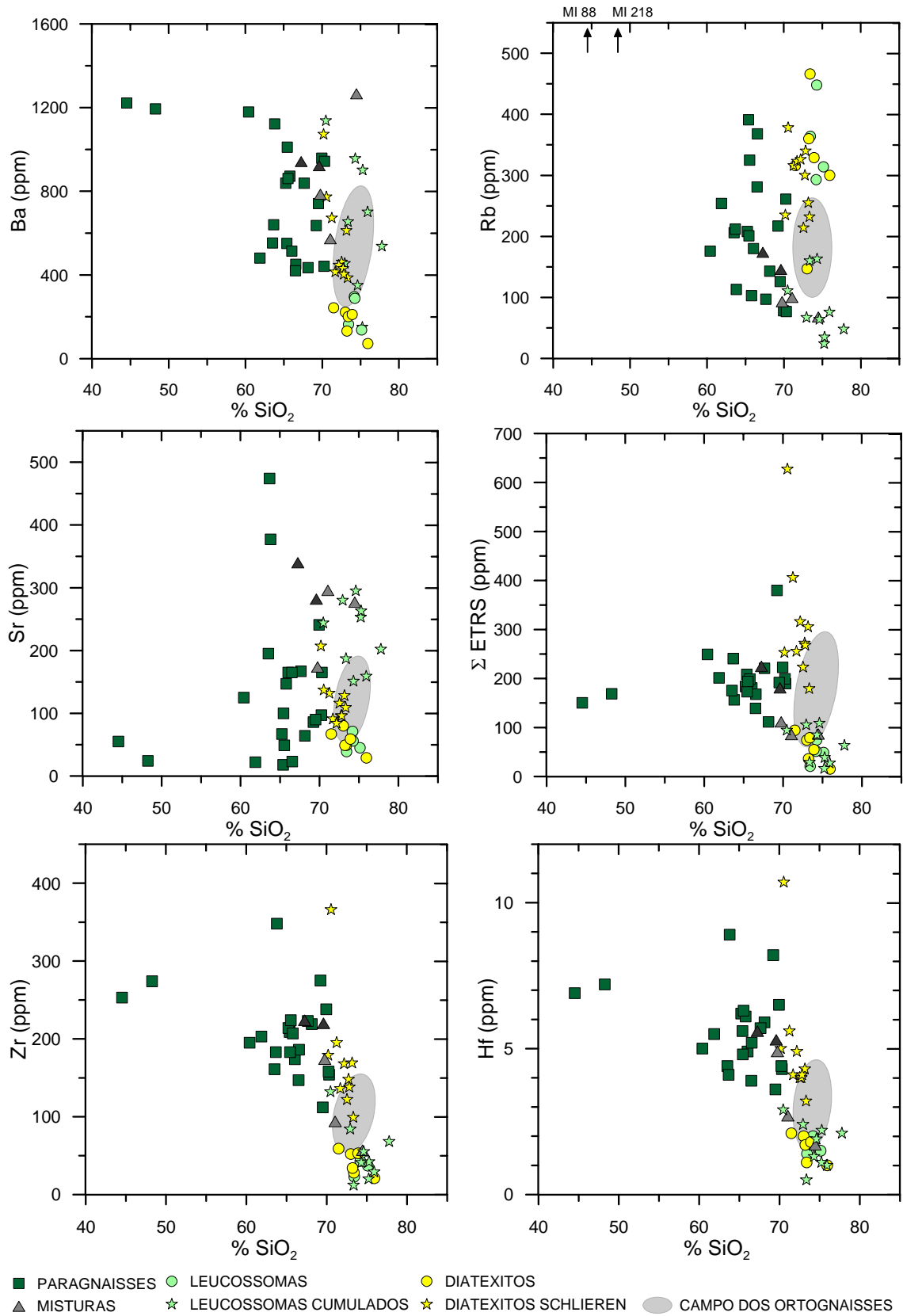


Figura VII.11 – Diagramas de Harker de elementos traço para as amostras dos metatexitos estromáticos paraderivados e dos diatexitos associados.

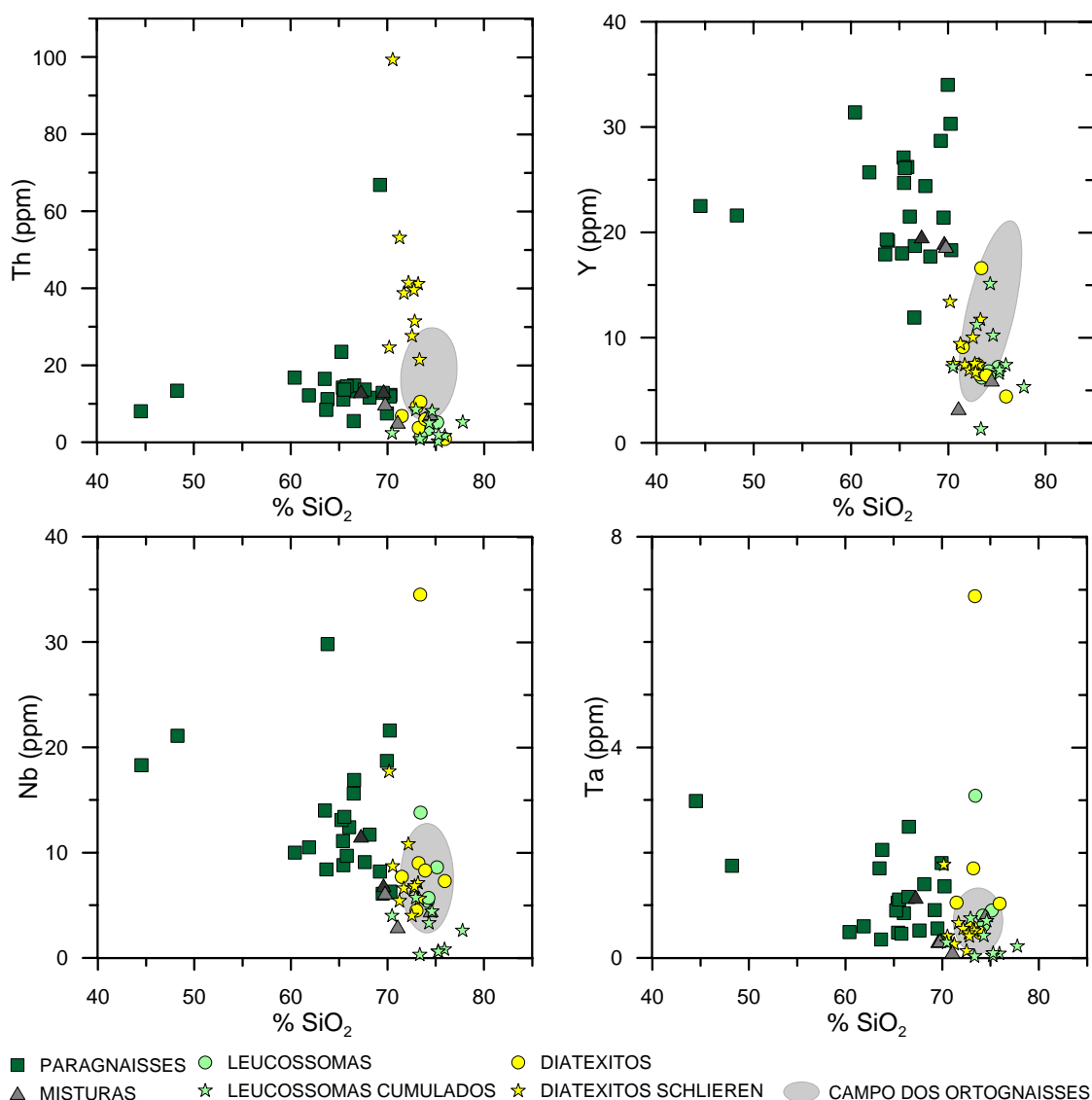


Figura VII.11 (continuação) – Diagramas de Harker de elementos traço para as amostras de metatexitos estromáticos paraderivados e de diatexitos.

As amostras dos diatexitos “schlieren” contêm conteúdos relativamente altos em Ba, Rb,  $\Sigma$ REE, Zr, Hf e teores moderados de Sr (Fig. VII.11), o que vem novamente demonstrar que estas rochas correspondem a misturas de líquidos anatéticos com proporções variáveis de cristais restíticos (biotite + zircão + apatite + monazite) e/ou cumulados (plagioclase), resultantes da contaminação da fracção fundida com quantidades variáveis de componente sólida residual e/ou cumulada.

### VII.5.1.3. Terras raras

Como se referiu anteriormente, as REE são incorporadas preferencialmente nos minerais acessórios, embora tenham coeficientes de partilha superiores a 1 na

biotite e na moscovite (Rollinson, 1993). O Eu é o único dos elementos do grupo das REE que ocorre sob a forma de íons divalentes sendo, por isso, facilmente introduzido na estrutura cristalina dos feldspatos (Rollinson, 1993).

Entre as fases acessórias, a monazite tende a reter as terras raras leves (LREE), enquanto o zircão, o xenótimo e a granada mostram maior afinidade para as terras raras pesadas (HREE) (Brooks *et al.*, 1981; Mahood & Hildreth, 1983; Fujimaki, 1986; Ward *et al.*, 1992). Embora a apatite não discrimine tão fortemente as HREE das LREE é o mineral que exhibe maiores coeficientes de partilha para as terras raras intermédias (MREE) (Arth, 1976; Green & Pearson, 1983; Mahood & Hildreth, 1983; Fujimaki, 1986).

Na Figura VII.12 a-b, apresentam-se os padrões de terras raras normalizados para o condrito (Evensen *et al.*, 1978) das amostras de paragneisses pelíticas e semi-pelíticas do complexo migmatítico de Banabuiú. Em coerência com o predomínio de micas e a presença de proporções significativas de fases acessórias nas suas paragêneses minerais, ambas as litologias exibem teores altos de REE ( $\Sigma\text{REE} = 111\text{-}379$  ppm), um fraccionamento pequeno a moderado das LREE em relação às HREE ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 7,46\text{-}28,44$ ) e anomalias negativas de Eu de amplitude variável ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,20\text{-}0,79$ ). A notável semelhança entre os seus padrões de terras raras e os publicados por Nance & Taylor (1976) para o “Post-Archean average Australian Shale” (PAAS) e por Condie (1993) para Grauvaques do Paleoproterozóico Inferior (Fig. VII.12.c) indica ainda que os processos de fusão parcial a que estes materiais foram sujeitos não obliteraram completamente as assinaturas químicas dos seus protólitos sedimentares.

É provável, porém, que os perfis mais enriquecidos em REE correspondam a amostras com grandes quantidades de componente residual (biotite + minerais acessórios) e que a suavização das anomalias negativas de Eu registada nalgumas das amostras destes litótipos resulte da retenção de porções de fundido ricas em feldspatos nos hospedeiros metasedimentares.

Como se pode observar na Figura VII.12 f-h, os *leucossomas graníticos* e os *diatexitos maciços* apresentam perfis de terras raras muito similares entre si, caracterizados por um distinto empobrecimento nestes elementos ( $\Sigma\text{REE} = 15\text{-}94$  ppm), razões LREE/HREE pequenas a moderadas ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 4,02\text{-}21,16$ ) e anomalias negativas de Eu bem definidas ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,24\text{-}0,44$ ). As suas baixas concentrações em REE, assim como a presença de pronunciadas anomalias negativas de Eu, comprovam a hipótese destas litologias representarem os estádios mais evoluídos de

um processo que envolveu o fraccionamento de plagioclase (Eu) e a remoção de minerais portadores de REE (biotite residual com inclusões de monazite, apatite e zircão). Nota-se, por outro lado, um elevado grau de sub-parallelismo entre os seus perfis de REE e os dos hospedeiros metassedimentares, corroborando a sua derivação a partir de fontes supracrustais constituídas por materiais de natureza semelhante.

Contrariamente ao que acontece com os leucossomas graníticos e os diatexitos maciços, a distribuição das REE nos *leucossomas cumulados* é bastante heterogénea, permitindo distinguir dois conjuntos de amostras com tipologias distintas. O primeiro conjunto inclui as amostras com os mais baixos conteúdos em REE ( $\Sigma\text{REE} = 16\text{-}38$  ppm) e uma vincada anomalia positiva de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2,47\text{-}7,16$ ), enquanto o segundo engloba amostras com teores mais altos em REE ( $\Sigma\text{REE} = 63\text{-}108$  ppm) e anomalias positivas de Eu muito discretas ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,04\text{-}1,26$ ) (Fig. VII.12 d-e).

Sendo o Eu o único elemento do grupo das terras raras que é compatível nos feldspatos, as rochas formadas por acumulação de plagioclase em fases precoces da cristalização magmática tendem a ficar enriquecidas em Eu e empobrecidas nas restantes REE, o que se traduz no desenvolvimento de anomalias positivas de Eu bem marcadas (Milord *et al.* 2001). Os perfis de REE dos leucossomas do primeiro conjunto são, assim, bem reveladores do importante papel que os mecanismos de acumulação de plagioclase desempenharam durante a evolução dos líquidos anatéticos presentes no complexo migmatítico de Banabuiú. Por sua vez, a progressiva extracção de plagioclase originará líquidos residuais com composições comparativamente mais pobres em Eu, mais ricas nas outras REE e anomalias negativas de Eu, como é claramente evidenciado nos leucossomas graníticos e nos diatexitos maciços.

Em contrapartida, as composições em terras raras dos leucossomas do segundo conjunto (Fig. VII.12e) sugerem que estas rochas sejam compostas por misturas de cumulados (dominante) com cristais restíticos (biotite + minerais acessórios). Devido aos abundantes volumes de líquidos anatéticos intercalados no complexo migmatítico de Banabuiú e ao carácter parcialmente fundido dos paragneisses encaixantes, parece plausível admitir que tenham ocorrido processos de interacção entre as fracções fundidas, cumuladas e residuais, criando condições favoráveis para se gerarem misturas complexas entre os diferentes componentes envolvidos e/ou produzidos no evento anatético.

Os efeitos da contaminação dos “melts” anatéticos com elevadas quantidades de material residual estão nitidamente documentados nos padrões de terras raras dos

diatexitos “schlieren” (Fig. VII.12g). A maioria das amostras destes litótipos possui teores bastante altos em REE ( $\Sigma\text{REE} = 179\text{-}627$  ppm) e anomalias negativas de Eu bem definidas ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,19\text{-}0,29$ ), revelando a adição de biotite e fases acessórias (responsáveis pela elevação das suas concentrações em REE) a líquidos graníticos fraccionados (com vincadas anomalias negativas de Eu).

Para além disso, a forte inclinação dos seus perfis de terras raras ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 26,64\text{-}253,12$ ) sugere que os líquidos anatéticos que originaram estas rochas foram extraídos de fontes em que terá ocorrido retenção importante de fases minerais capazes de discriminar as HREE em relação às LREE, como é o caso da granada. O enriquecimento em LREE relativamente às HREE observado em muitas das amostras de leucossomas (Fig. VII.12 d-e) aponta no mesmo sentido, o que leva a concluir que grande parte da granada formada durante a granulitização dos paragnaisses terá ficado retida no resíduo refractário durante o evento de anatexia crustal. Contudo, a presença de teores altos em HREE nalguns leucossomas e diatexitos (Fig. VII.12d) demonstra que houve situações em que os fundidos anatéticos incorporaram cristais de granada (peritética), como é corroborado pelos dados petrográficos.

Por fim, apresentam-se na Figura VII.12 i-j-k-l os diagramas de terras raras das amostras colhidas em quatro afloramentos da região estudada (M1 140, M112, M7 e M5) para ilustrar a complexidade dos mecanismos envolvidos na génese do migmatitos de Banabuiú. Da análise destes diagramas ressaltam os seguintes aspectos principais:

(1) A existência de variações na forma e amplitude das anomalias de Eu nos perfis de terras raras dos paragnaisses, reflectindo diferenças quer na natureza dos protólitos que participaram na fusão parcial, quer nas proporções de material refractário / fundido retido nestas rochas.

(2) A ocorrência de uma grande diversidade de perfis de terras raras nos leucossomas cumulados, tanto ao nível da magnitude das anomalias positivas de Eu, como do fraccionamento entre LREE e HREE, documentando a mistura, em proporções variáveis, entre a componente cumulada, a fracção fundida e os cristais residuais.

Os diferentes estádios de desenvolvimento destes processos podem estar representados à escala de um único afloramento, como é bem visível nas amostras dos afloramentos M140 e M112, sendo de sublinhar que os elevados teores em HREE num dos leucossomas do ponto M112 se devem ao aprisionamento de cristais de granada (peritética).

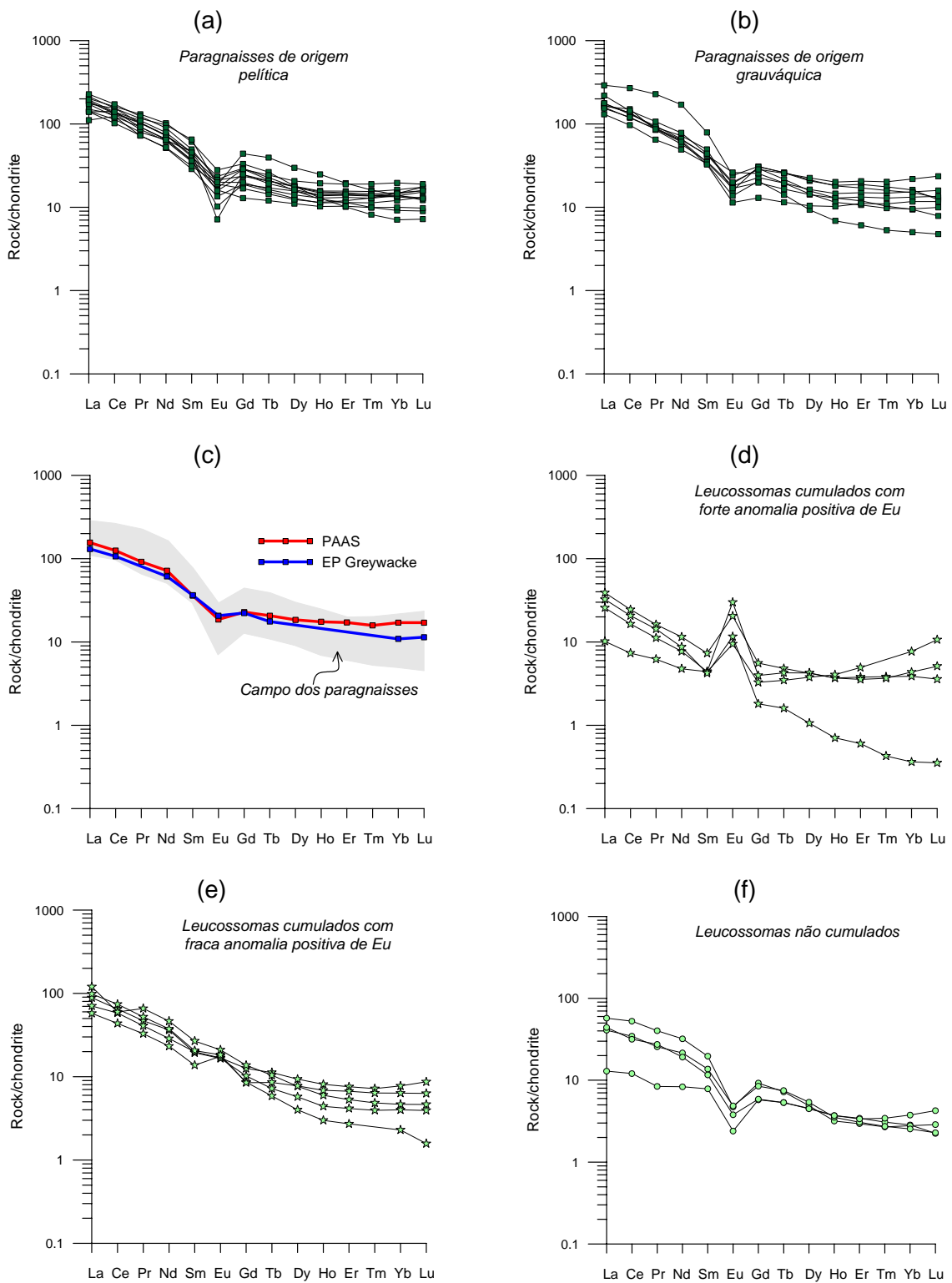


Figura VII.12 – Diagramas de terras raras para as amostras de metatexitos estromáticos paraderivados e de diatexitos. Valores normalizados para o condrito (Evensen et al. 1978).

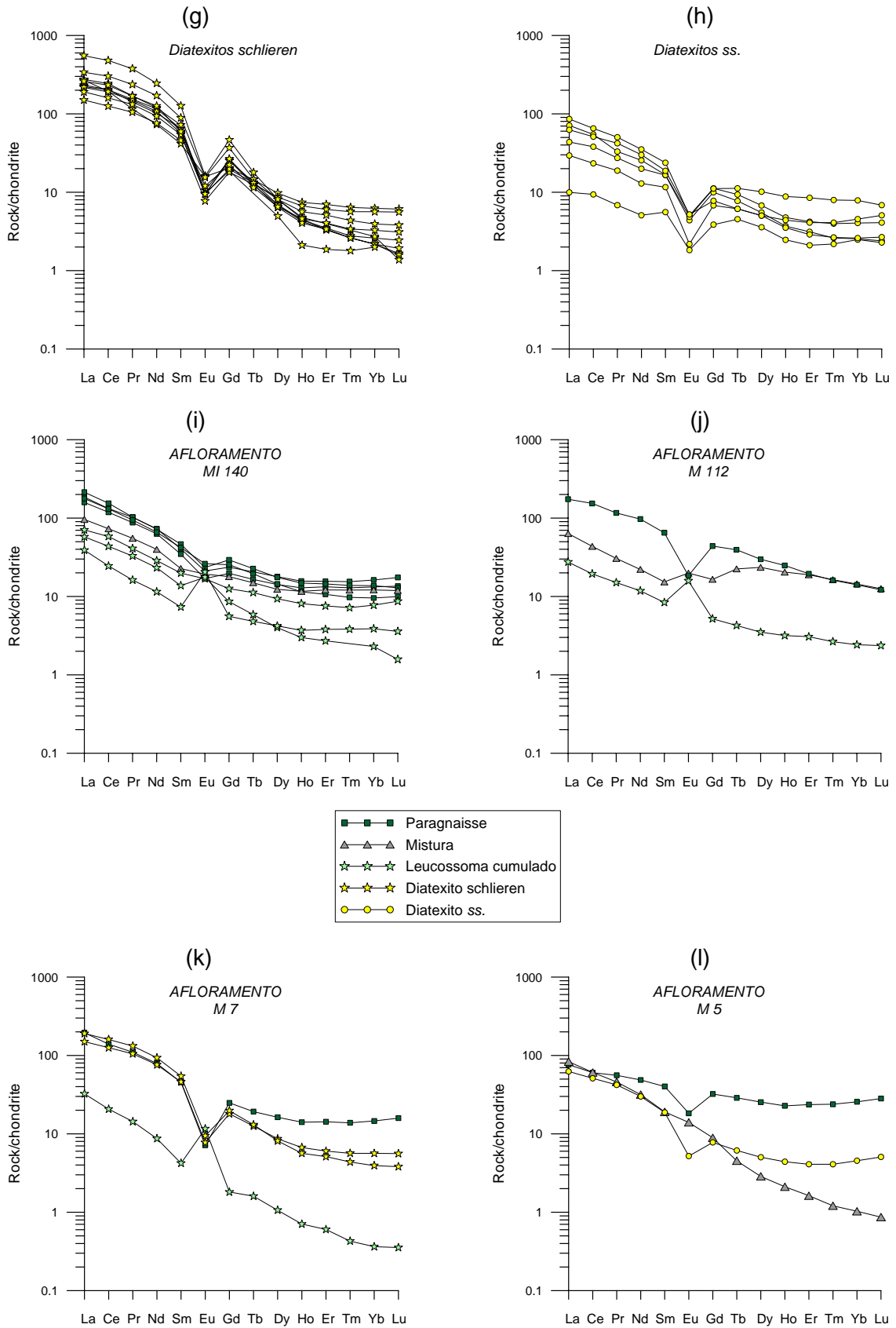


Figura VII.12 (cont.) – Diagramas de terras raras para as amostras de metatextitos estromáticos paraderivados e de diatextitos. Valores normalizados para o condrito (Evensen et al. 1978).



(3) O forte paralelismo entre os padrões de terras raras das amostras colhidas no mesmo afloramento sugere que os vários tipos de litologias co-existentes num dado local interagiram entre si através de mecanismos de mistura /desmistura, com efeitos distintos de afloramento para afloramento (M140, M112, M5 e M7). O carácter localizado das relações observadas parece demonstrar, assim, que os processos de anatexia que geraram o complexo migmatítico de Banabuiú foram extremamente heterogêneos, envolvendo a contribuição de fontes crustais múltiplas (pelíticas e semipelíticas), variações nas taxas de fusão, nas velocidades de extracção de “melt” e no grau de fraccionamento dos líquidos anatéticos e uma ampla interacção entre os componentes sólidos e fundidos produzidos em sucessivos estádios da sua evolução.

## VII.5.2. Ortognaisses migmatíticos

### VII.5.2.1. Elementos maiores e traço

Os ortognaisses migmatíticos apresentam composições ácidas, marcadamente peraluminosas ( $\text{SiO}_2 = 71,8 - 75,9\%$ ;  $\text{CaO} = 0,36-0,96\%$ ;  $\text{A/CNK} = 1,04 - 1,32$ ), que se sobrepõem parcialmente com as dos leucossomas que lhes estão associados ( $\text{SiO}_2 = 71,9 - 75,8\%$ ;  $\text{CaO} = 0,50-0,96\%$ ;  $\text{A/CNK} = 1,06 - 1,47$ ). A forte semelhança entre os espectros composicionais destes dois tipos de litologias sugere que as amostras analisadas correspondem maioritariamente a misturas, em proporções variáveis, entre os materiais metaígneos originais e os fundidos anatéticos.

Nos diagramas de variação química de elementos maiores e traço (Figs. VII.13 e VII.14), estas rochas mostram um acentuado grau de dispersão e não definem, em geral, tendências evolutivas claras, embora se note que os leucossomas se projectam preferencialmente no extremo mais evoluído da sequência ( $\text{FeO}_T < 1\%$ ).

O  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\Sigma\text{REE}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Hf}$ ,  $\text{Th}$  e  $\text{Nb}$  exibem correlações positivas com o  $\text{FeO}_T$ , reflectindo a diminuição dos conteúdos em biotite e fases acessórias (zircão  $\pm$  ilmenite  $\pm$  rútilo  $\pm$  monazite) dos termos mais máficos para os mais leucocráticos, enquanto o  $\text{K}_2\text{O}$  e o  $\text{Rb}$  parecem definir tendências opostas que, apesar da dispersão, deverão estar relacionadas com o aumento dos teores em feldspato potássico nas rochas mais félsicas.

Por fim, a variabilidade do  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Sr}$  e  $\text{Ba}$  podem ser atribuídas a diferenças na composição das plagioclases (ver Cap. VI) e nas razões feldspato potássico/plagioclase entre as amostras estudadas.

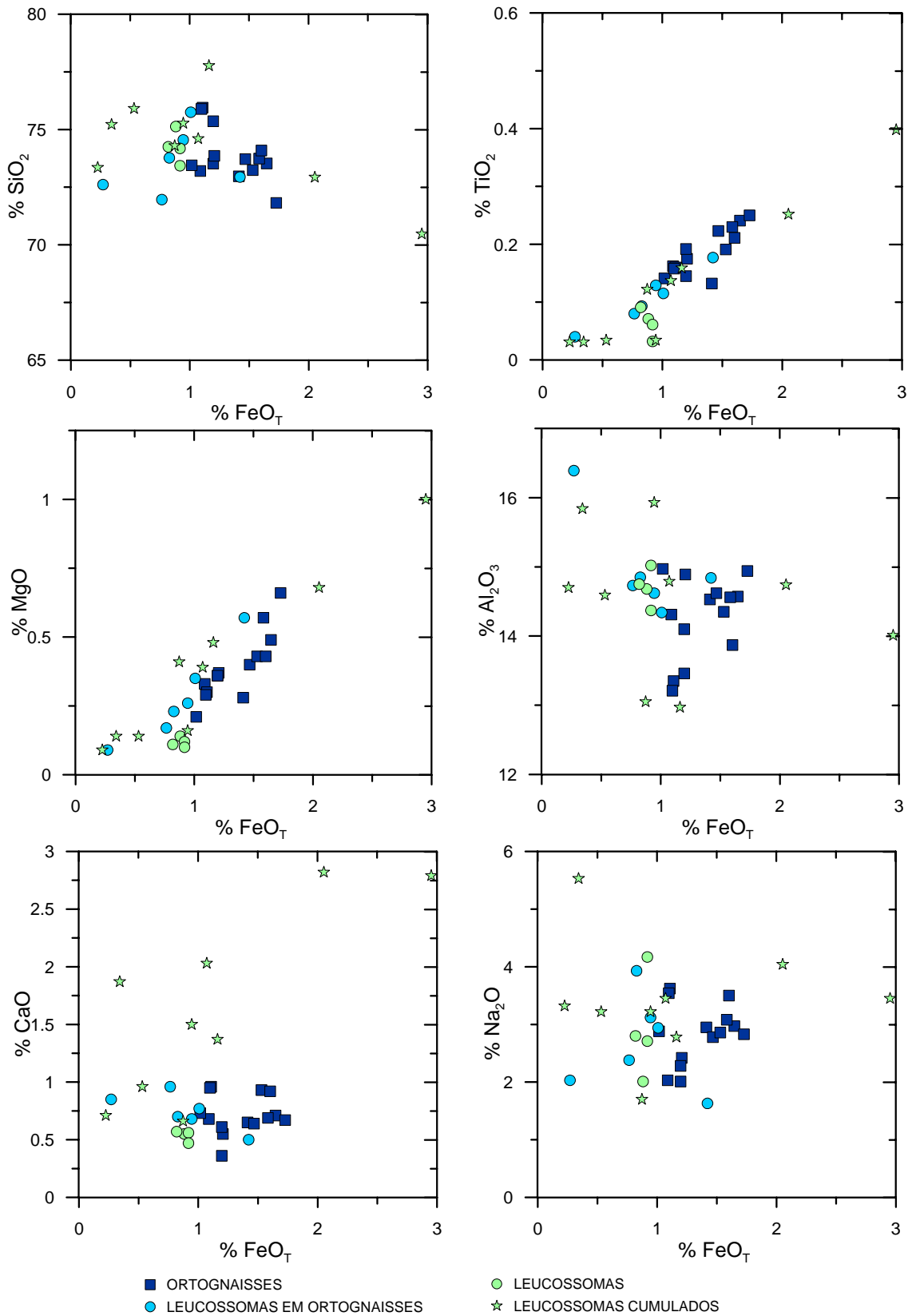


Figura VII.13 – Diagramas de variação de elementos maiores vs. FeO<sub>T</sub> para as amostras dos ortognaisses migmatíticos e leucossomas associados. Para efeitos de comparação, projectaram-se também os leucossomas graníticos e cumulados dos metatexitos estromáticos.

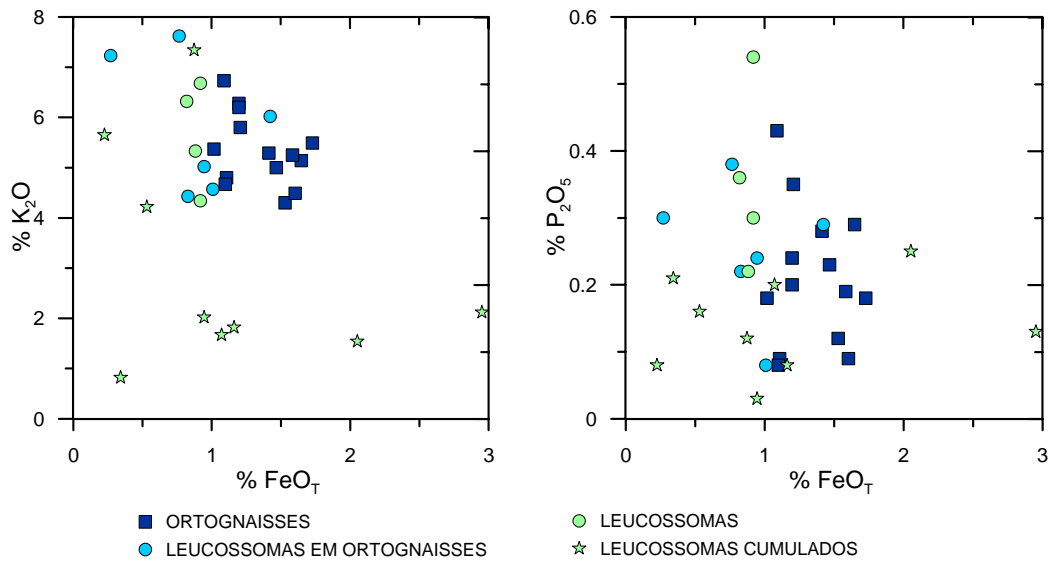


Figura VII.13 (continuação) – Diagramas de variação de elementos maiores vs.  $FeO_T$  para as amostras dos ortognaisses migmatíticos e leucossomas associados. Para efeitos de comparação, projectaram-se também os leucossomas graníticos e cumulos dos metatexitos estromáticos.

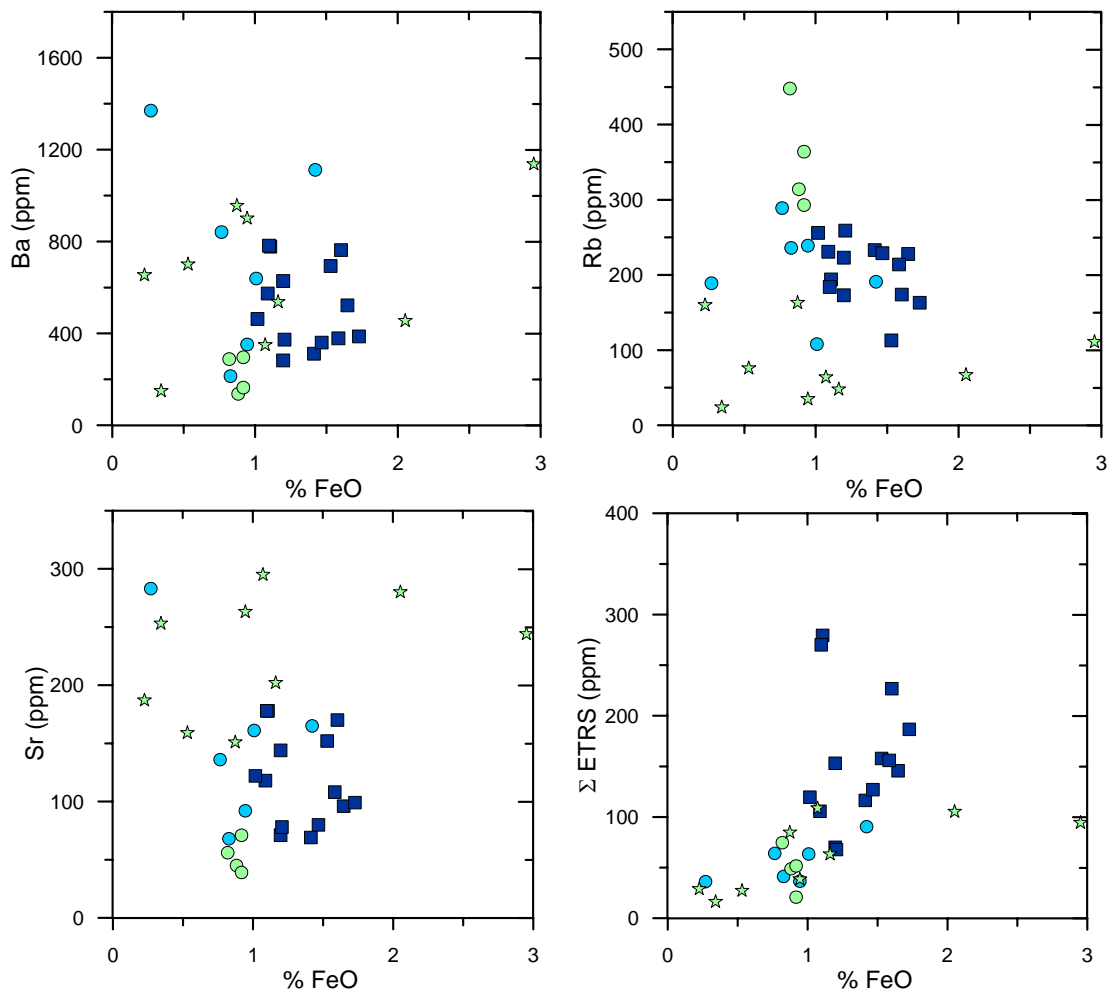


Figura VII.14 – Diagramas de variação de elementos traço vs.  $FeO_T$  para as amostras dos ortognaisses migmatíticos e leucossomas associados.

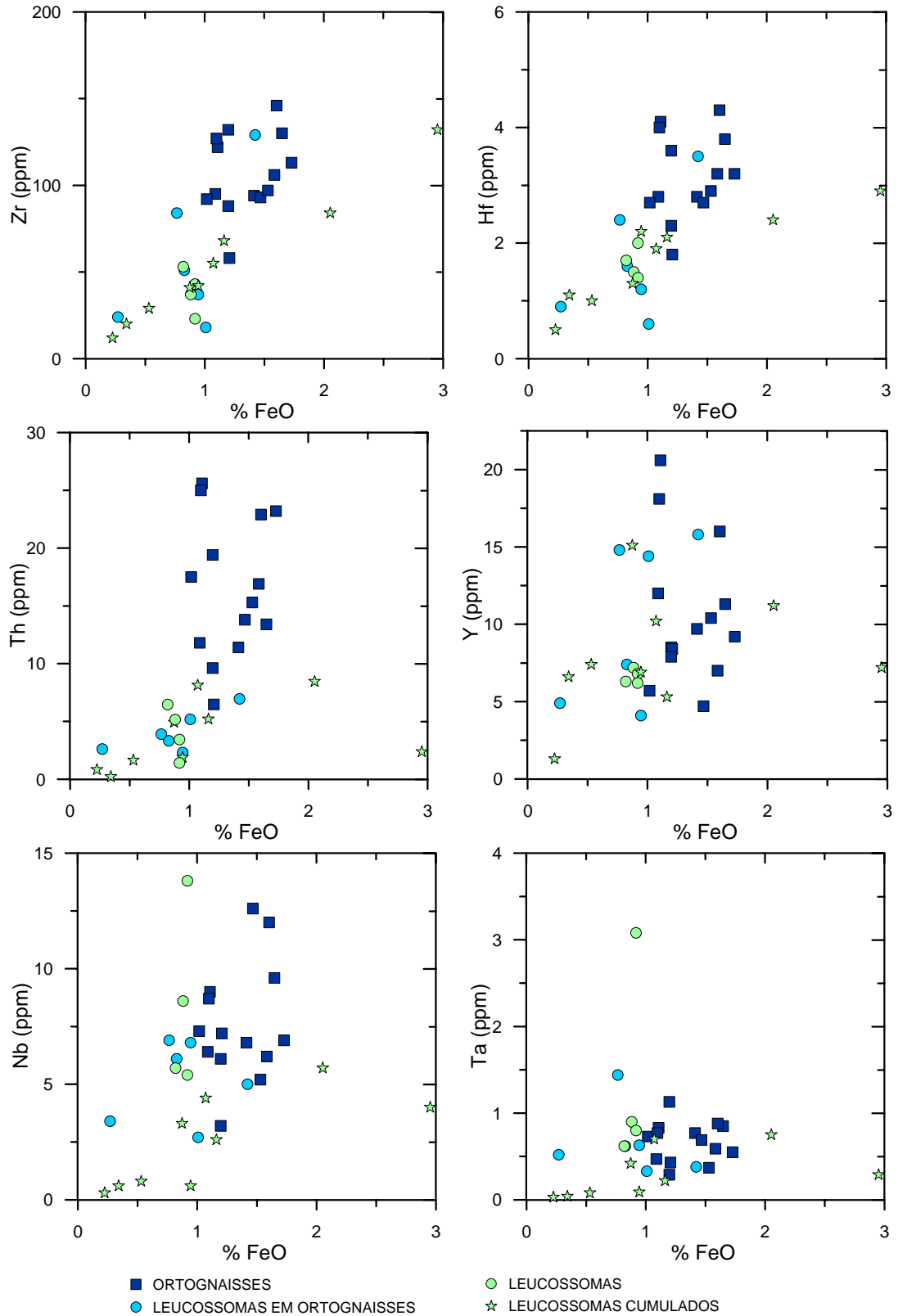


Figura VII.14 (continuação) – Diagramas de variação de elementos traço vs.  $FeO_T$  para as amostras dos ortognaisses migmatíticos e leucossomas associados. Para efeitos de comparação, projectaram-se também os leucossomas graníticos e cumulados dos metatexitos estromáticos.

Tanto os alinhamentos lineares definidos pelos ortognaisses hospedeiros e os seus leucossomas nos diagramas de variação do  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\Sigma\text{REE}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Hf}$ ,  $\text{Th}$  e  $\text{Nb}$ , como o comportamento aleatório do  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Sr}$  e  $\text{Ba}$  apontam para o envolvimento de processos de mistura física e química (“mingling / mixing”) entre os ortognaisses encaixantes (parcialmente fundidos) e os leucossomas leucocráticos neles alojados, tornando-se praticamente impossível determinar a natureza dos protólitos ígneos presentes na região de Banabuiú antes do evento anatético.

Para efeitos de comparação, projectaram-se também nos diagramas das Figuras VII.13 e VII.14, as amostras dos leucossomas associados aos metatexitos estromáticos. A evidente afinidade química entre os leucossomas intercalados nos gnaisses orto- e para-derivados constitui um forte de indício de uma filiação comum para estas litologias. É provável, por isso, que a maioria dos leucossomas espacialmente relacionados com os ortognaisses correspondam a veios leucocráticos provenientes da fusão parcial dos metassedimentos do grupo Acopiara, sem que haja necessariamente uma relação genética directa com as rochas em que foram injectados (ver Cap. IV). Contudo, e tal como na sequência paraderivada, a continuidade química entre ortognaisses e leucossomas sugere que ocorreu uma extensa interacção entre os líquidos anatéticos e os materiais encaixantes no nível de instalação final.

#### VII.5.2.2. Terras Raras

Os perfis de terras raras dos ortognaisses e dos seus leucossomas estão ilustrados na Figura VII.15. Enquanto as amostras dos ortognaisses migmatíticos são caracterizadas por concentrações variáveis em terras raras, um fraccionamento fraco a moderado das LREE em relação às HREE e claras anomalias negativas de európio ( $\Sigma\text{REE} = 67\text{-}270$  ppm;  $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 12,86 - 73,35$ ;  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,35 - 0,53$ ), os leucossomas apresentam valores do  $\Sigma\text{REE}$  tendencialmente mais baixos ( $\Sigma\text{REE} = 36\text{-}90$  ppm), perfis mais horizontalizados ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 7,16 - 15,74$ ) e anomalias de európio ligeiramente negativas ou positivas ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,75 - 1,30$ ).

Para além da grande heterogeneidade de teores em REE e de razões LREE / HREE, o facto dos perfis de terras raras de muitas das amostras dos ortognaisses migmatíticos se intersectarem entre si, sobretudo nas HREE (Fig. VII.15a), tende a excluir a hipótese destas rochas representarem os diferentes termos de uma associação plutónica intermédia a ácida, cuja evolução foi controlada por simples

mecanismos de fusão / diferenciação em sistema fechado, uma vez que, se esse fosse o caso, deveriam exibir uma variação regular nos seus conteúdos em REE e padrões tipicamente sub-paralelos (e.g. Gromet & Silver, 1987). As discrepâncias encontradas vêm, assim, confirmar a possibilidade levantada anteriormente de ter havido contaminação/mistura entre estes litótipos e os "melts" anatéticos.

A interação química entre ortogneisses e veios leucocráticos permite explicar ainda a presença de relações de paralelismo entre os perfis de terras raras dos pares ortogneisse-leucossoma co-existentes no mesmo afloramento (Fig. VII.16 a-b).

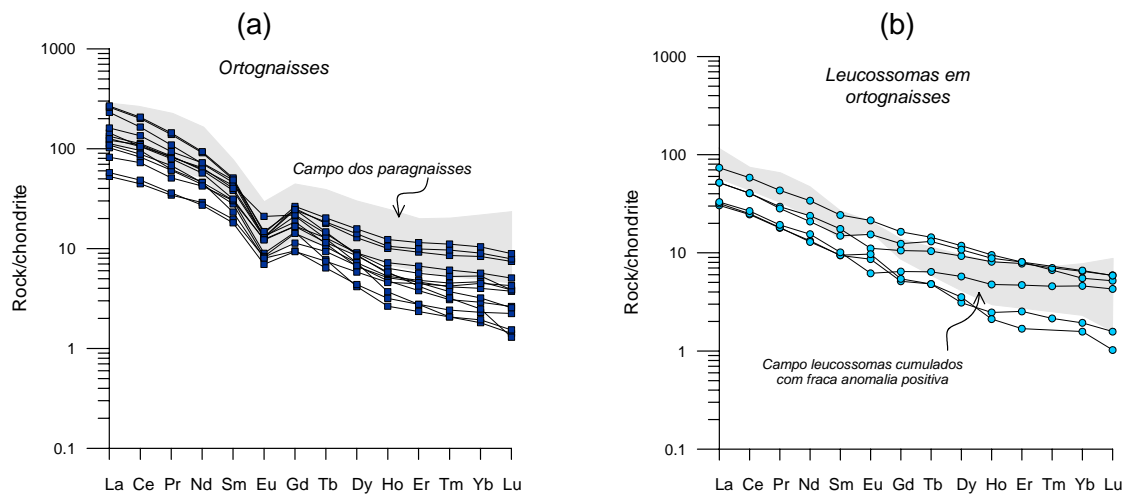


Figura VII.15 – Diagramas de terras raras para as amostras de ortogneisses migmatíticos e seus leucossomas. Constantes de normalização retiradas de Evensen et al. (1978).

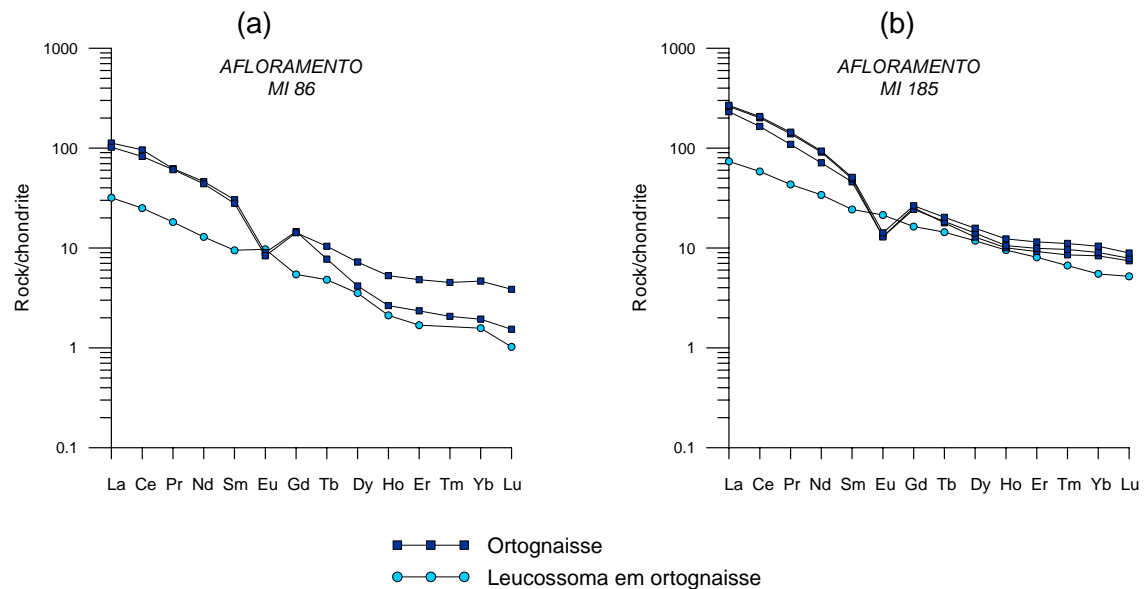


Figura VII.16 – Diagramas de terras raras para os ortogneisses migmatíticos e leucossomas dos afloramentos MI86 e MI185. Constantes de normalização retiradas de Evensen et al. (1978).

Na Figura VII.15b, é possível verificar que os padrões de terras raras dos leucossomas associados aos ortognaisses apresentam um elevado grau de sobreposição com os dos metatexitos estromáticos paraderivados, o que, à partida, parece ser consistente com uma origem comum para os fundidos anatócticos a partir dos quais cristalizaram, apoiando, assim, a interpretação do Complexo Migmatítico de Banabuiú como um terreno granulítico em que se acumularam abundantes volumes de “melts” produzidos em níveis crustais mais profundos (complexo de injeção).

Cabe realçar, por último, que os perfis de terras raras dos termos mais máficos dos ortognaisses (menos contaminados) se projectam sobre o campo definido pelos paragnaisses do Grupo Acopiara (Fig. VII.15a), sugerindo que os ortognaisses podem ter constituído a principal área fonte (soco paleoproterozóico) dos sedimentos precursores da sequência supracrustal. Nesta perspectiva, os grauvaques e pelitos de Acopiara seriam provenientes da erosão de uma crosta ígnea de composição félsica a intermédia, representada actualmente pelos ortognaisses de Banabuiú. A comprovação deste modelo requer obviamente o suporte de dados geocronológicos (U-Pb em zircões e Sm-Nd) que serão discutidos no próximo capítulo.

### **VII.5.3. Granito de Banabuiú**

#### **VII.5.3.1. Elementos maiores e traço**

Nos diagramas de variação química das Figuras VII.17 e VII.18, projectaram-se, em conjunto, as amostras do granito de Banabuiú e dos diatexitos de tipo “schlieren” e de tipo maciço (“s.s”).

A análise da distribuição dos teores em elementos maiores e traço nas amostras do maciço de Banabuiú revela que estas rochas definem tendências evolutivas relativamente contínuas, caracterizadas por um aumento de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{K}_2\text{O}$  e um decréscimo sistemático de  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\Sigma\text{REE}$ , Ba, Zr, Hf, Th com a diminuição de  $\text{FeO}_T$ , o que indicia uma contribuição importante de mecanismos de cristalização fraccionada, envolvendo a remoção de uma associação mineralógica contendo plagioclase ( $\text{CaO}$ , Sr) + biotite ( $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ , Ba, Nb) + ilmenite ( $\text{TiO}_2$ ) + apatite / monazite ( $\Sigma\text{REE}$ ) + zircão (Zr, Hf, Th, HREE) na sua petrogénese.

No entanto, o facto das amostras do granito de Banabuiú se disporem sobre os alinhamentos rectilíneos descritos pelos diatexitos “schlieren” e diatexitos “s.s” (Figs. VII.17 e VII.18) indica que esta intrusão também incorporou, em maior ou menor extensão, material restítico residual, como é, aliás, comprovado pelas evidências de campo (ver Cap. II).



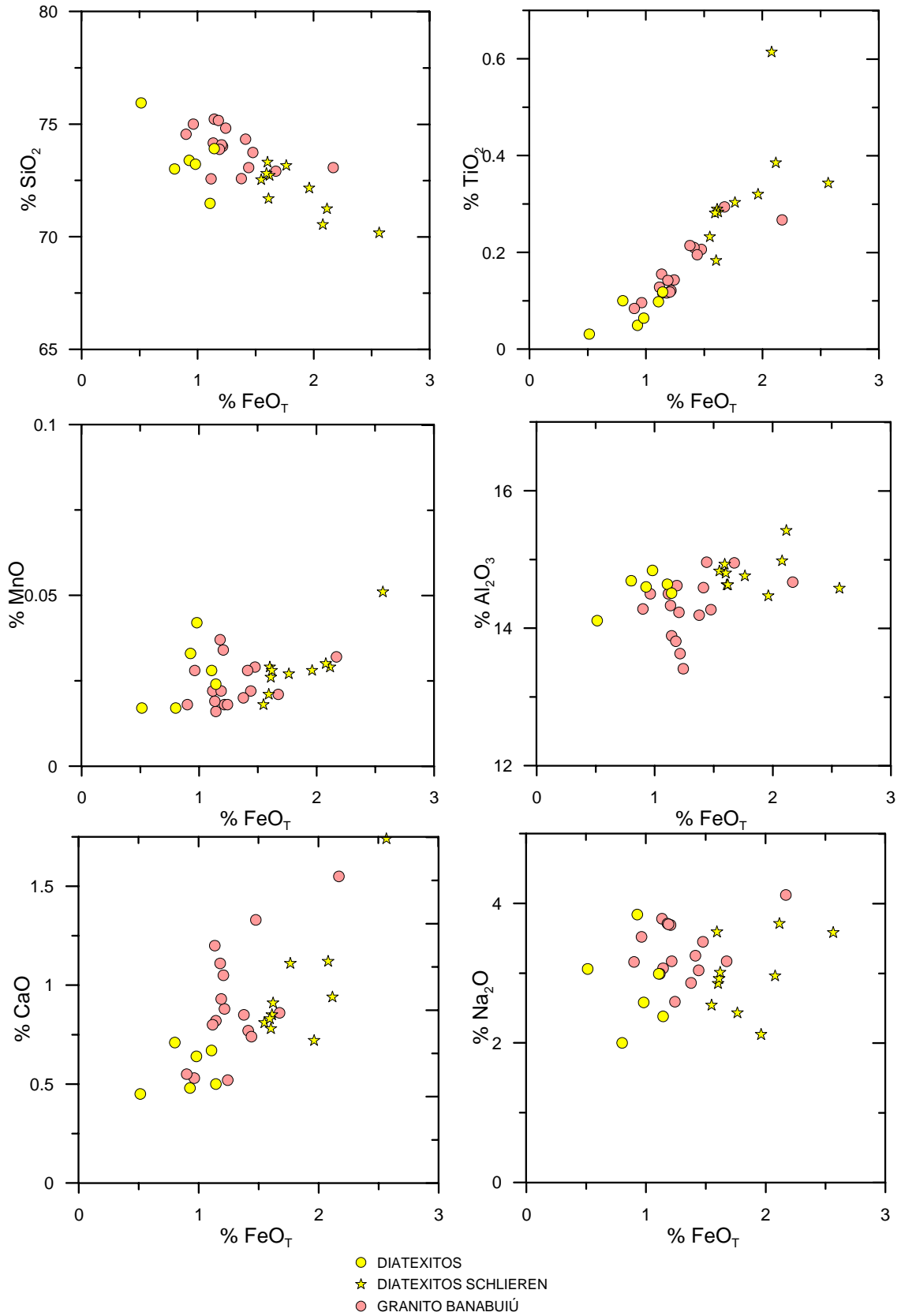


Figura VII.17 – Diagramas de variação de elementos maiores vs.  $\text{FeO}_T$  para as amostras do granito de Banabuiú. Para efeitos de comparação, projectaram-se também os diatexitos “schlieren” e os diatexitos maciços.

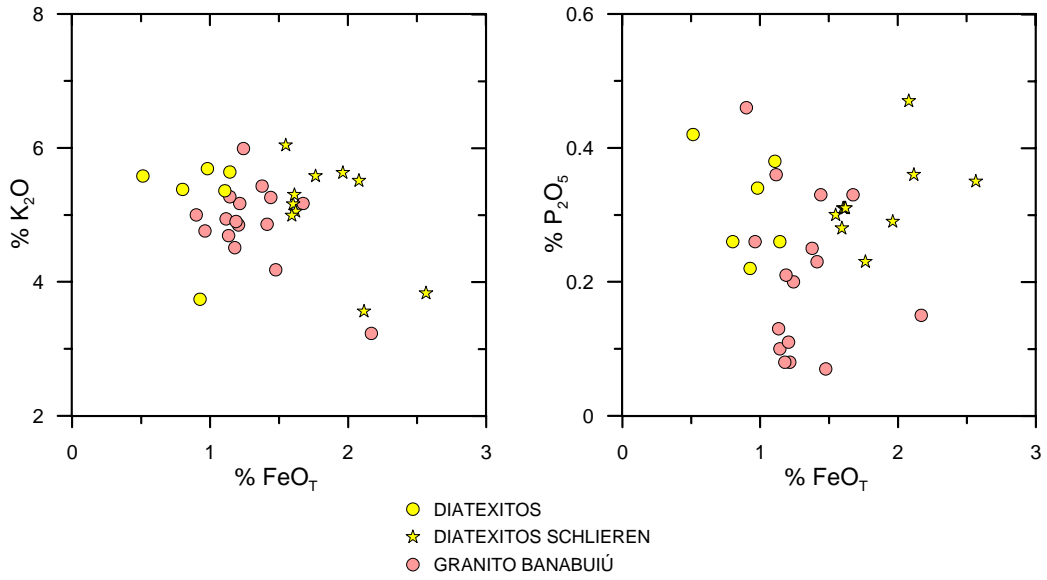


Figura VII.17 (continuação) – Diagramas de variação de elementos maiores vs.  $FeO_T$  para as amostras do granito de Banabuiú, dos diatexitos “schlieren” e dos diatexitos maciços.

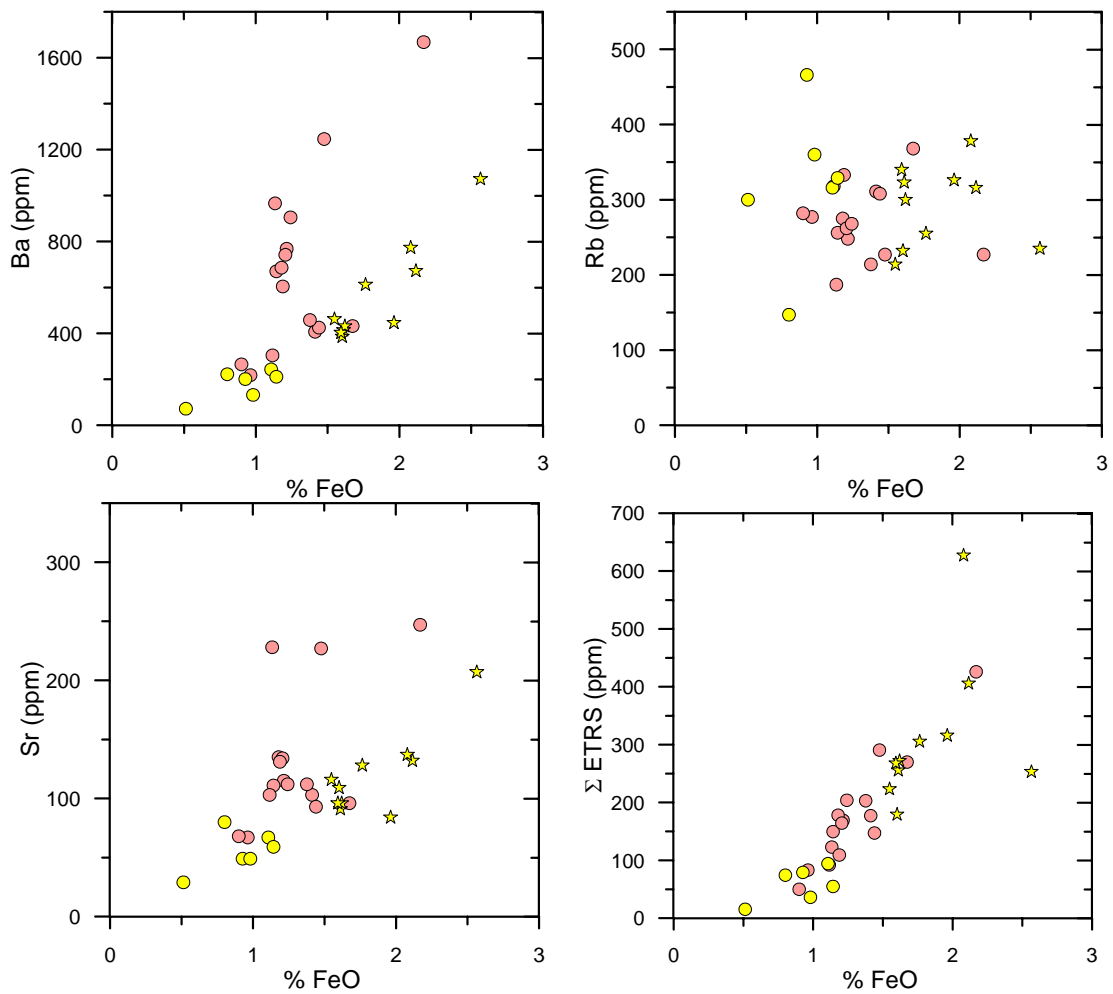


Figura VII.18 – Diagramas de variação de elementos traço vs.  $FeO_T$  para as amostras do granito de Banabuiú, dos diatexitos “schlieren” e dos diatexitos maciços.

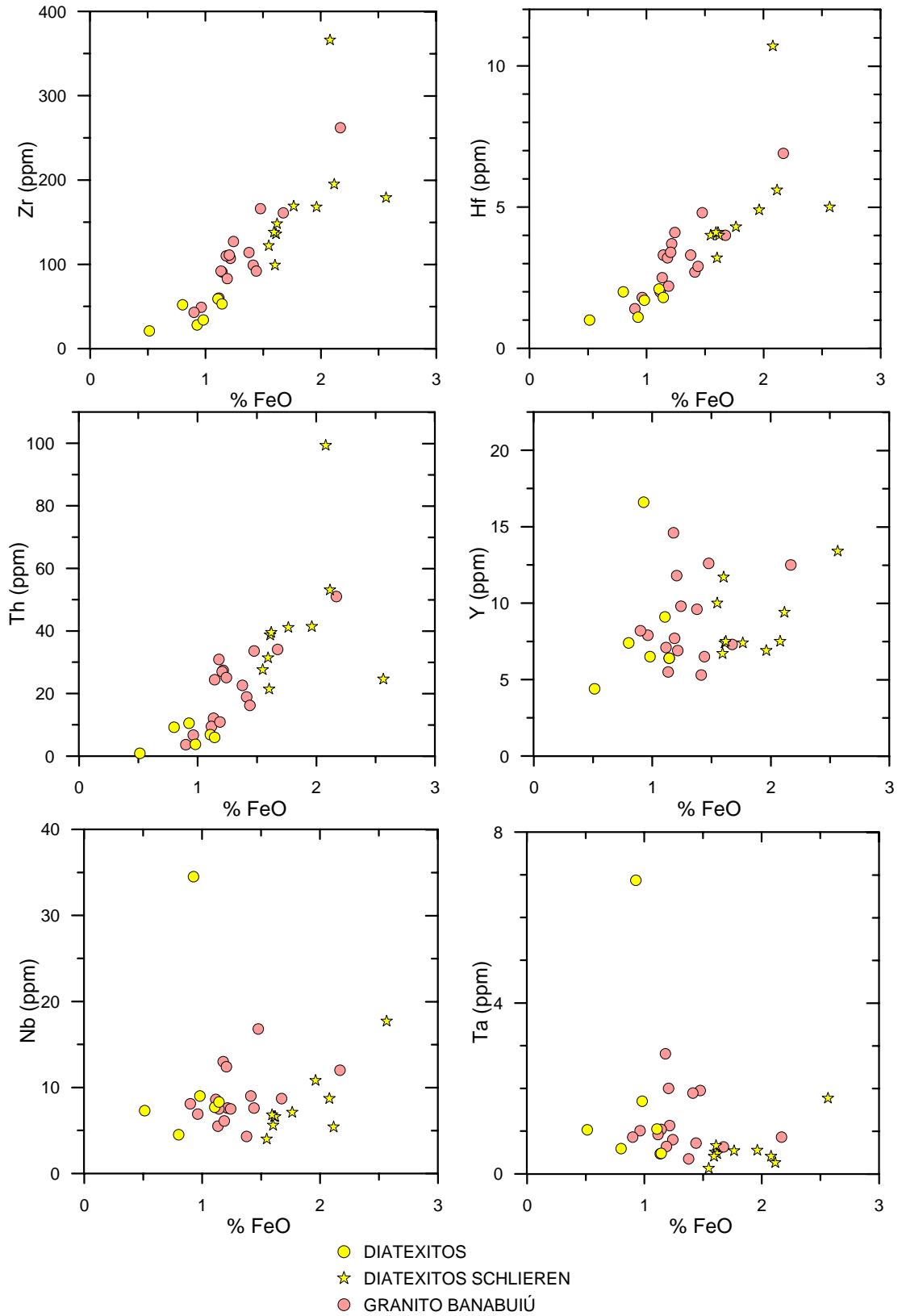


Figura VII.18 (continuação) – Diagramas de variação de elementos traço vs.  $FeO_T$  para as amostras do granito de Banabuiú, dos diatexitos “schlieren” e dos diatexitos maciços.

O padrão de evolução composicional do granito de Banabuiú parece representar, assim, o resultado da actuação combinada de processos de cristalização fraccionada e de contaminação, sendo de notar que a sua continuidade química com as amostras de diatexitos sugere que o magma granítico tenha derivado do mesmo tipo de protólitos crustais e sofrido uma trajectória evolutiva controlada por mecanismos similares.

A complexidade dos fenómenos de mistura/desmistura entre os líquidos anatéticos e a componente restítica explica, parcialmente, a flutuação dos valores de CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O e LILE na sequência granítica (Figs. VII.17 e VII.18). Com efeito, é possível que a dispersão observada nos diagramas de variação do CaO, Na<sub>2</sub>O e Sr seja causada, em parte, pela coexistência de cristais de plagioclase formados em estádios distintos de diferenciação magmática (sucessivamente mais sódicos) e grãos de origem restítica (enriquecidos em CaO e Sr), enquanto, no caso do K<sub>2</sub>O, Rb e Ba, poderá estar relacionada com oscilações nas proporções e/ou composições das fases minerais magmáticas (biotite, feldspato potássico) e herdadas (biotite refractária). Devido à grande vulnerabilidade dos elementos mais móveis (Rb, K, Ba, Sr) à acção de fluidos pós-magmáticos, não pode excluir-se, contudo, a hipótese de algumas destas rochas terem sido afectadas por reajustamentos químicos tardios e já não preservarem as suas assinaturas originais.

Por outro lado, o comportamento irregular do P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Fig. VII.17) aponta para variações significativas nas abundâncias modais de apatite e de monazite, reflectindo distintos graus de dissolução ou de retenção destas fases acessórias (Barbey *et al.*, 1989; 1990; Whitney & Irving, 1994; Carrington & Watt, 1995; Jung *et al.*, 1999). Dado que o P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> é incorporado preferencialmente nestes minerais, bastam pequenas mudanças locais no grau de fraccionamento do magma ou na natureza e quantidade de cristais restíticos aprisionados para provocar a dispersão encontrada.

### VII.5.3.2. Terras raras

As amostras do granito de Banabuiú são extremamente heterogêneas em termos das suas composições em REE, pelo que foram agrupadas em três conjuntos. No primeiro conjunto, incluíram-se apenas duas amostras (MI01 e MI184), com perfis de terras raras marcados por um forte fraccionamento em LREE relativamente às HREE ( $La_N/Yb_N = 93,00 - 108,75$ ) e pequenas anomalias negativas em európio ( $Eu/Eu^* = 0,55 - 0,53$ ) (Fig. VII.19a). O segundo conjunto (Ams. MI93A, M137.1, M144.1, M148.1, MI206, MI212, MI214) distingue-se do anterior por possuir razões LREE/HREE tendencialmente inferiores e anomalias negativas de európio mais bem

definidas ( $La_N/Yb_N = 22,23 - 87,98$ ,  $Eu/Eu^* = 0,54 - 0,32$ ), enquanto o terceiro engloba as amostras com perfis menos fraccionados e anomalias negativas de Eu mais pronunciadas ( $La_N/Yb_N = 13,77 - 66,68$ ,  $Eu/Eu^* = 0,41 - 0,23$ ) (Figs. VII.19b-c).

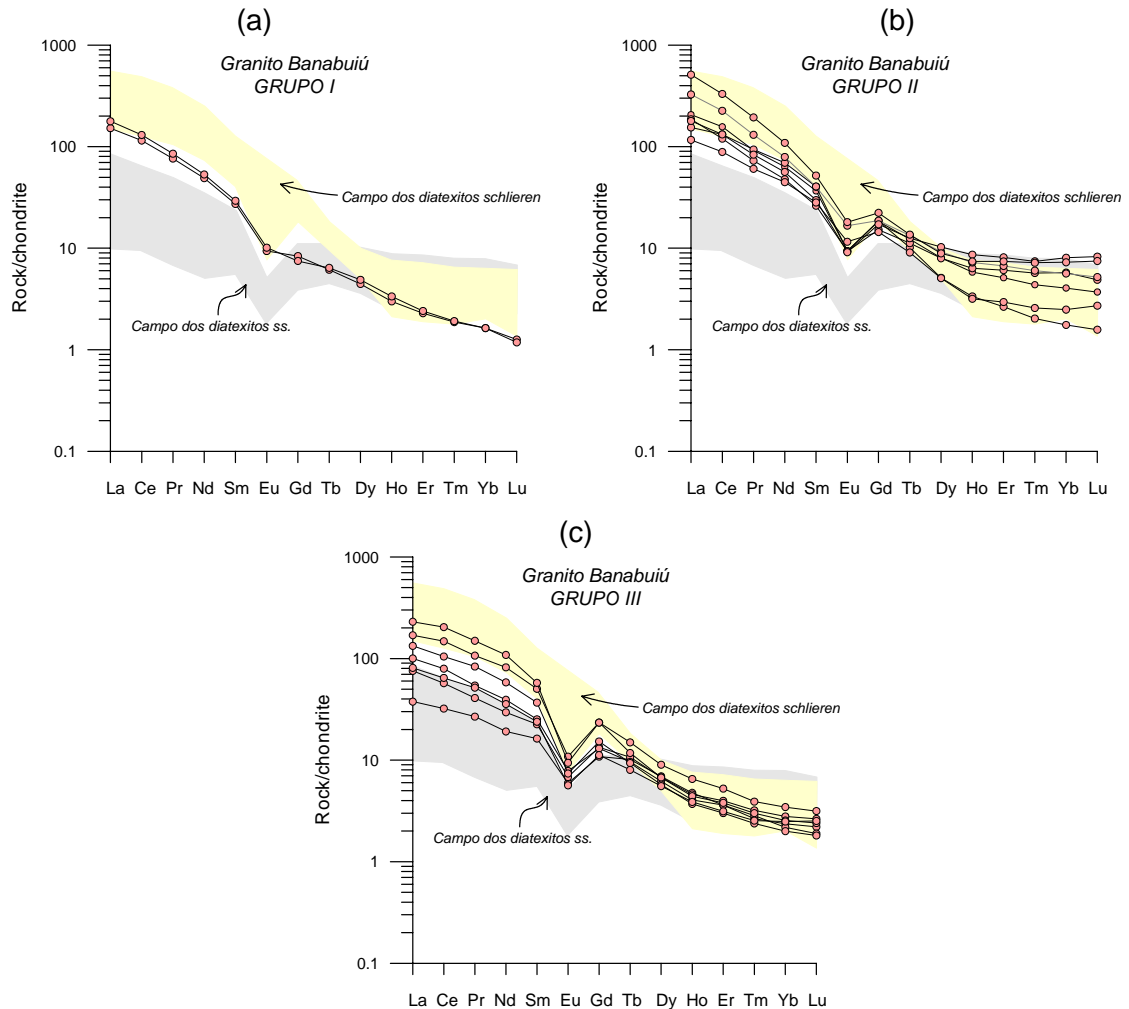


Figura VII.19 – Diagramas de terras raras para as amostras do granito de Banabuiú. (a) Amostras MI01 e MI184; (b) Amostras MI93A, M137.1, M144.1, M148.1, MI206, MI212, MI214; (c) Amostras M41.1, M44.1, M49.1, M95.1, M140.1, M142.1 e M145.1. Constantes de normalização retiradas de Evensen et al. (1978).

Quando se comparam as amostras pertencentes ao mesmo grupo, verifica-se que os seus teores em REE tendem a decrescer com o índice de diferenciação e que os seus padrões de terras raras são paralelos entre si, o que além de evidenciar uma relação de consanguinidade entre elas, sugere que o fraccionamento e/ou assimilação de fases acessórias portadoras de REE (monazite, apatite e zircão) desempenharam um papel fundamental durante a evolução magmática.

Em contrapartida, a ausência de continuidade entre os perfis de terras raras das amostras dos grupos I, II e III, bem como o facto de se situarem numa posição

intermédia entre os campos definidos pelos diatexitos “schlieren” e os diatexitos “s.s.” (Fig. VII.19) pode ser atribuída a variações locais nas composições do magma e/ou do material contaminante.

À semelhança do que se referiu anteriormente, parece plausível admitir que os efeitos da sobreposição de processos de fusão parcial, contaminação e diferenciação magmática variaram significativamente de local para local, contribuindo para aumentar a heterogeneidade química à escala do maciço. Conclui-se, assim, que o granito de duas micas Banabuiú corresponde a um granito de tipo-S gerado durante o evento de anatexia crustal Brasileiro, cuja evolução foi controlada por complexos mecanismos de assimilação e cristalização fraccionada. Devido às suas fortes afinidades químicas com as rochas diatexíticas presentes no encaixante metamórfico, considera-se que o maciço de Banabuiú poderá representar um magma diatexítico ou a coalescência de vários pulsos de líquidos diatexíticos intruídos e acumulados na região numa etapa mais avançada do processo de fusão parcial.

### VII.5.3.3. Diagramas de discriminação tectónica

Devem-se a Pearce *et al.* (1984), os primeiros diagramas de discriminação tectónica para rochas graníticas. Nestes diagramas, usam-se as relações entre vários elementos traço, como o Y, o Yb, o Nb, o Rb e o Ta, para estabelecer a distinção entre os granitóides gerados em diferentes contextos geotectónicos. Como seria de esperar, as amostras do granito de Banabuiú projectam-se inteiramente no domínio dos granitóides sin-colisionais (Fig. VII.20), em concordância com o carácter tardi-cinemático com a terceira fase de deformação brasileira (D<sub>3</sub>) inferido para esta intrusão a partir dos dados de campo e geocronológicos (ver Caps II e VIII).

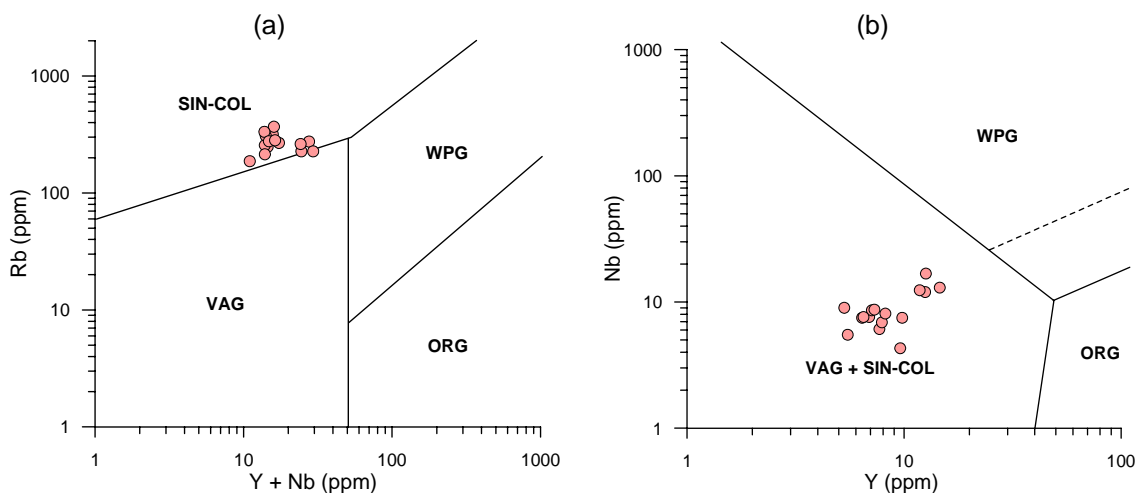


Figura VII.20 – Projecção das amostras do granito Banabuiú nos diagramas de discriminação tectónica de Pearce *et al.* (1984). (a) Rb vs. Y + Nb, (b) Nb vs. Y.

## VII.6. Evolução petrogenética

A relação temporal entre os diferentes tipos de líquidos anatéticos que ocorrem na região de Banabuiú é demonstrada pela sua estreita ligação com a tectónica transcorrente da 3ª fase de deformação, estando todos eles associados ao mesmo evento de fusão parcial (ver Caps. III e IV).

Da informação apresentada ao longo do presente capítulo, pode concluir-se que houve quatro factores que contribuíram de modo determinante para a diversidade química das rochas do complexo migmatítico de Banabuiú, a saber: (1) a heterogeneidade dos protólitos metassedimentares afectados por fusão parcial (metapelitos e metagrauques), (2) mistura/desmistura, em proporções variáveis, entre os “melts” anatéticos e a fracção sólida residual, (3) diferenças no grau de fraccionamento dos líquidos anatéticos e (4) maior ou menor eficiência na extracção de fases cumuladas durante a diferenciação magmática. Embora a contribuição relativa de cada um destes factores seja muito heterogénea, quer à escala do afloramento, quer à escala regional, os dados adquiridos permitem desenhar um modelo petrogenético que traduz, em linhas gerais, os seus efeitos na composição química das rochas que afloram na região de Banabuiú.

Para sintetizar o percurso evolutivo dos vários grupos litológicos usaram-se os diagramas  $\text{FeO}_T + \text{MgO}$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{Fe}^* + \text{Mg} + \text{Ti} - \text{Na} + \text{Ca} - \text{K}$ , propostos por Milord *et al.* (2001) e Solar & Brown (2001), em que os parâmetros  $\text{FeO}_T + \text{MgO}$  e  $\text{Fe}^* + \text{Mg} + \text{Ti}$  expressam a influência da componente residual (rica em silicatos ferromagnesianos), enquanto os valores de  $\text{K}_2\text{O}$ , K e  $\text{Na} + \text{Ca}$ , a par com baixos teores de ferro, magnésio e titânio, reflectem o conteúdo em feldspato potássico e a relação feldspato potássico / plagioclase na fracção fundida (Figs. VII.21 e VII.22). Deste modo, as rochas ricas em material restítico tenderão a deslocar-se para o domínio máfico de ambos os diagramas, ao passo que as amostras com predomínio da componente fundida (leucossomas, magmas diatexíticos) se irão projectar junto ao eixo  $\text{K}_2\text{O}$  no diagrama binário ou à aresta  $(\text{Na} + \text{Ca}) - \text{K}$  do diagrama ternário.

Nos diagramas das Figuras VII.21 e VII.22, verifica-se que uma parte significativa das amostras dos paragnaisses de Banabuiú se distribui em torno do metapelito e do metagrauque usados como materiais de partida nos estudos experimentais de fusão parcial realizados por Vielzeuf & Montel (1994), Montel & Vielzeuf (1997) e Patino Douce & Harris (1998), comprovando a hipótese dos metassedimentos da sequência Acopiara poderem ter constituído os principais protólitos dos líquidos anatéticos gerados durante o evento de migmatização.



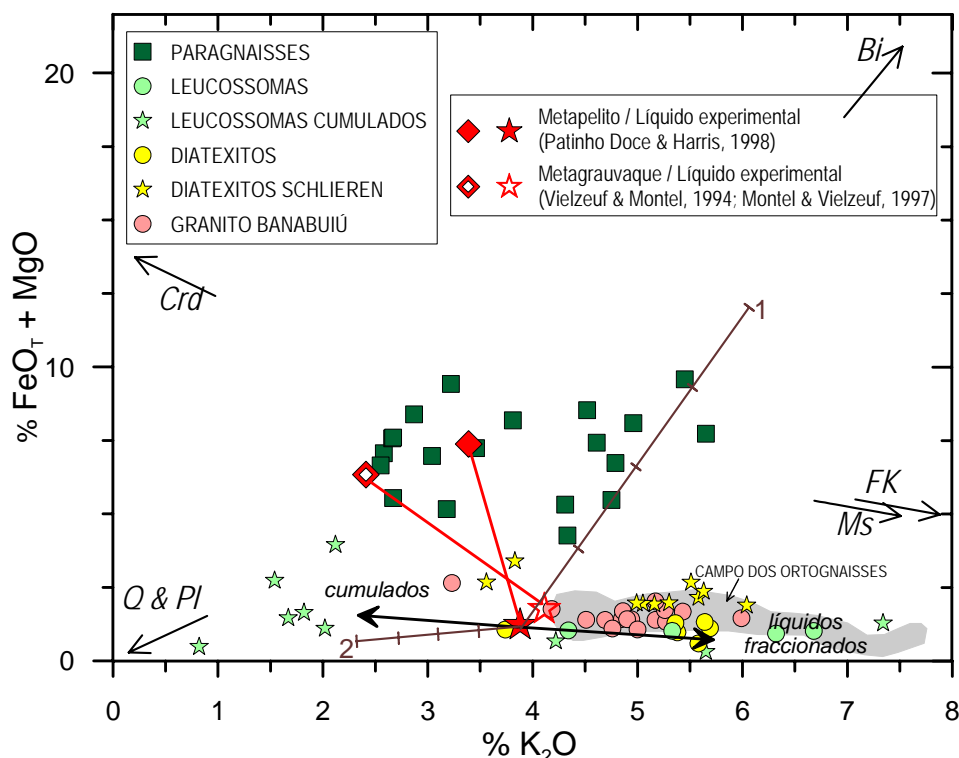


Figura VII.21 – Projecção das rochas da região de Banabuiú no diagrama  $FeO_T + MgO$  vs  $K_2O$ . Bi – biotite; Crd – cordierite; FK – feldspato potássico; Q – quartzo; Ms – moscovite; Pl – plagioclase (Milord et al., 2001). As linhas segmentadas 1 e 2 representam modelos de mistura entre o líquido experimental do pelito e biotite residual e plagioclase cumulada, respectivamente (intervalos de 10%).

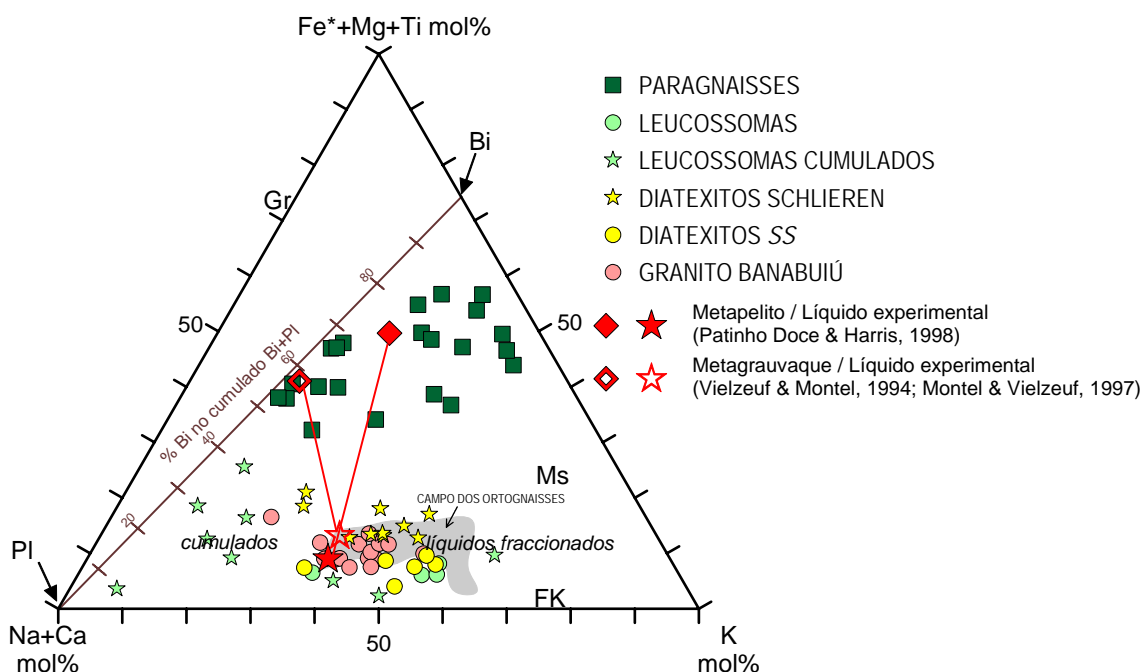


Figura VII.22 – Projecção das rochas da região de Banabuiú no diagrama ternário  $Fe^* + Mg + Ti$  –  $Na + Ca$  –  $K$  (mol%). Bi – biotite; FK – feldspato potássico; Gr – granada; Pl – plagioclase (Solar & Brown, 2001). A linha segmentada que conecta biotite e plagioclase é uma linha de mistura entre biotite residual e plagioclase cumulada (intervalos de 10%).

O facto de existir um conjunto de amostras dos paragnaisses, cujas composições estão desviadas para o polo da biotite (Figs. VII.21 e VII.22), projectando-se ao longo da linha de mistura “líquido experimental - biotite residual” (linha 1, Fig. VII.21) demonstra que estas rochas retiveram elevadas proporções de material sólido restítico enriquecido nesta fase mineral, o que é inteiramente concordante com as observações petrográficas (Cap. IV).

Já a maioria das amostras dos leucossomas, diatexitos e do próprio leucogranito de Banabuiú dispõem-se segundo faixas rasantes aos eixos  $K_2O$  e  $Na+Ca - K$  nos diagramas das Figuras VII.21 e VII.22, confirmando a sua derivação a partir da cristalização de fracções dominadas pela componente fundida (quartzo-felspática). No entanto, são raras as amostras com composições coincidentes com as dos “melts” experimentais de Vielzeuf & Montel (1994), Montel & Vielzeuf (1997) e Patino Douce & Harris (1998), sugerindo que as assinaturas químicas dos líquidos anatéticos originais foram significativamente modificadas durante a sua evolução subsequente.

As amostras dos leucossomas graníticos, dos diatexitos maciços e “schlieren” e do granito de Banabuiú estão localizadas maioritariamente à direita dos “melts” experimentais (Figs. VII.21 e VII.22), o que é consistente com uma origem a partir de líquidos fraccionados (mais ricos em K). Pelo contrário, a maior parte dos leucossomas cumulados projecta-se à esquerda dos vidros experimentais, no extremo da linha de mistura “fundido – plagioclase” (linha 2, Fig. VII.21), evidenciando a forte intervenção de mecanismos de acumulação de plagioclase nas fases precoces de diferenciação magmática.

Para além disso, o deslocamento relativo de algumas amostras dos leucossomas cumulados, dos diatexitos “schlieren” e do próprio granito para composições mais máficas é bem reveladora da contaminação dos fundidos anatéticos com quantidades variáveis de cristais restíticos, documentando o papel desempenhado pelos processos de mistura entre as fracções fundidas, cumuladas e residuais na formação das rochas de Banabuiú (Figs. VII.21 e VII.22).

Através da análise de diagramas multi-elementares normalizados, é possível aferir, em termos sintéticos, se o comportamento dos elementos traço, particularmente o dos elementos mais imóveis (REE, P, Y, Hf, Zr, Ti, Nb, Ta), é coerente com as relações estabelecidas a partir dos dados de geoquímica de elementos maiores. Nesse sentido, apresentam-se na Figura VII.23, os perfis multi-elementares das amostras estudadas, normalizados para os valores do manto primordial (Sun & McDonough, 1989).

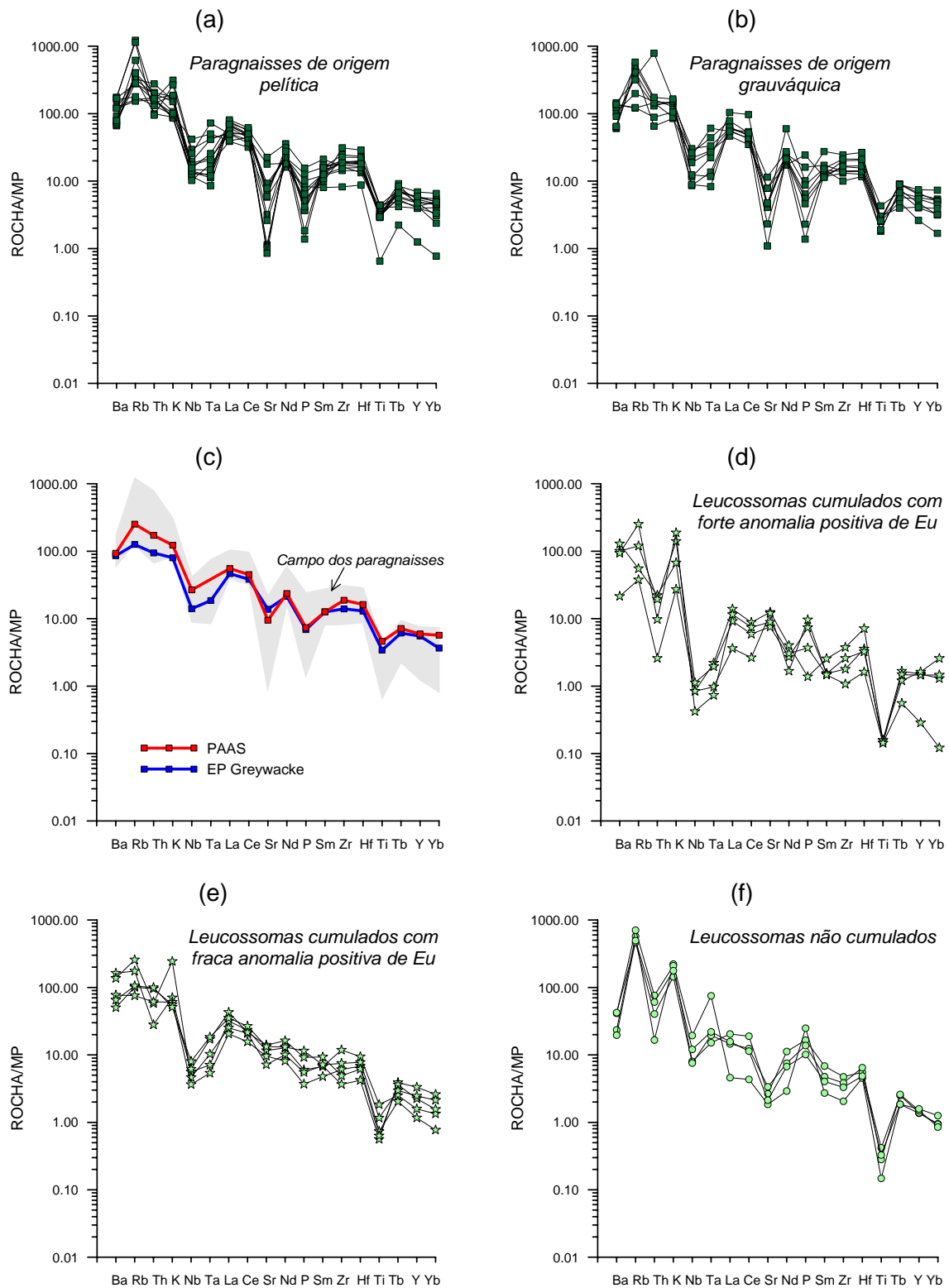


Figura VII.23 – Diagramas multielementares para as amostras estudadas, normalizados para valores do manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). Nestes diagramas, os elementos estão ordenados, da esquerda para a direita, em termos de incompatibilidade decrescente.

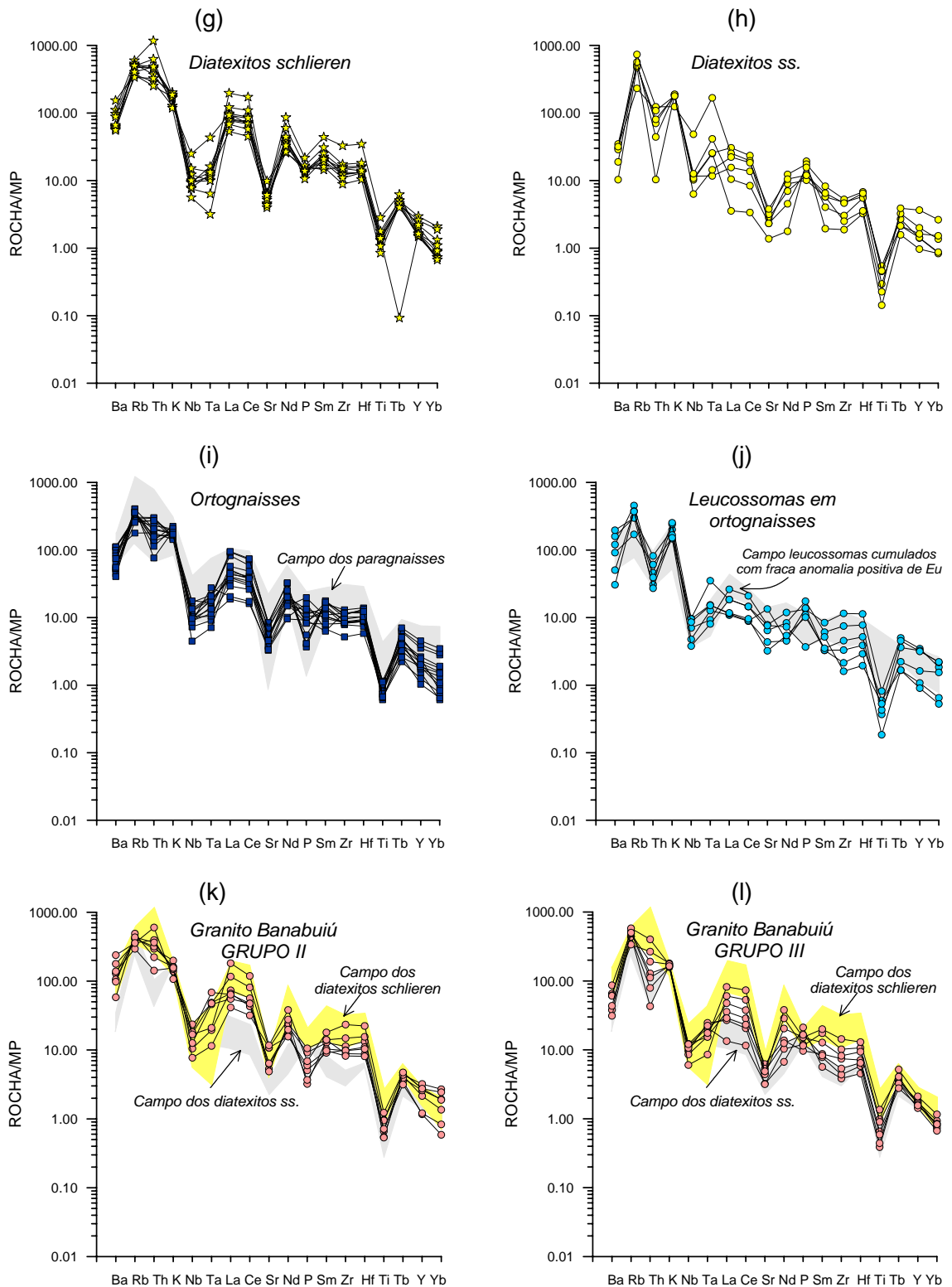


Figura VII.23 (continuação) – Diagramas multielementares das amostras estudadas, normalizados para valores do manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). Nestes diagramas, os elementos estão ordenados, da esquerda para a direita, em termos de incompatibilidade decrescente.

No seu conjunto, os perfis multi-elementares dos diferentes grupos litológicos amostrados possuem as seguintes características comuns: (a) depressões de Nb-Ta e Ti; (b) marcado fraccionamento dos LILE em relação aos HFSE ( $Rb_N/Yb_N = 42 - 815$ ;  $Th_N/Zr_N = 4-36$ ) e (c) anomalias negativas de Sr (exceptuando no caso dos leucossomas cumulados).

As elevadas razões LILE/HFSE e as depressões em Nb, Ta e Ti são típicas de rochas plutónicas e vulcânicas formadas em ambientes de subducção, devido à participação de fluidos enriquecidos em LILE na fusão parcial e à cristalização fraccionada e/ou retenção no resíduo refractário de fases que incorporam preferencialmente os HFSE (granada, ilmenite, rútilo) (Morris & Hart, 1983, McCulloch & Gamble, 1991, Saunders *et al.*, 1991). Neste enquadramento, pode admitir-se que os percursos sedimentares dos paragnaisses da sequência Acopiara resultaram da erosão de um arco magmático antigo, possivelmente representado pelos ortognaisses de Banabuiú (Figs. VII.23 a-b-i), tornando-se compreensível, por isso, que estas litologias e os fundidos anatéticos gerados a partir delas tenham herdado, em parte, as assinaturas oligoelementares dos seus protólitos primitivos.

Durante o evento de fusão parcial Brasileiro, a extracção de biotite (excedentária), ilmenite, rútilo e, em particular, de granada no resíduo sólido terá contribuído para acentuar ainda mais a discriminação dos LILE relativamente aos HFSE na componente fundida, explicando assim a forte inclinação dos perfis oligoelementares nas rochas resultantes da cristalização dos “melts” anatéticos (leucossomas, diatexitos e granito de Banabuiú, Fig. VII.23).

É possível que o incremento progressivo da taxa de fusão tenha permitido uma dissolução mais eficiente da monazite e da apatite, o que poderá ter sido uma das causas, embora não a única, do aumento das concentrações em LREE e Th dos leucossomas (< taxas de fusão) para os diatexitos e granito (> taxas de fusão) (Fig. VII.23 d-f-h-k-l).

Por outro lado, a segregação e a migração dos “melts” para níveis crustais superiores criou condições favoráveis para a actuação de mecanismos de cristalização fraccionada que levaram à separação entre fracções cumuladas (ricas em plagioclase) e fundidos silicatados (com maiores proporções de feldspato potássico), como é comprovado pela dicotomia entre os perfis dos leucossomas cumulados, com pequenas inflexões de Sr (Figs. VII.23 d-e-j) e os dos fundidos silicatados mais evoluídos, caracterizados por vincados enriquecimentos em K e Rb e pronunciadas anomalias negativas de Sr (Figs. VII.23 f-h-j-k-l).

Enquanto as anomalias negativas de Sr reflectem essencialmente os efeitos da cristalização fraccionada de plagioclase, a flutuação nos valores e na forma dos padrões multi-elementares para o P, Th, Ta, REE, Zr e Hf parece ter sido controlada por diferenças nas taxas de fusão e no grau de fraccionamento dos fundidos, mas, sobretudo, pelos processos de mistura/desmistura entre os “melts” anatéticos e a componente sólida restítica (biotite + ilmenite / rútilo + zircão + monazite / apatite) que terão ocorrido durante a sua extracção, ascensão e intrusão no presente nível de instalação.

Uma vez que este grupo de elementos tem um carácter fortemente compatível em fases acessórias como a ilmenite (Ta, Th), monazite (LREE, Th) e zircão (Zr, Hf, Ta, Th, HREE), bastarão ligeiras variações na natureza e quantidade de cristais restíticos incorporados nos líquidos anatéticos para provocar oscilações significativas tanto nos seus teores, como na forma e amplitude das suas anomalias.

Não é de estranhar, por isso, que os valores mais elevados de Th, REE, Zr e Hf se encontrem nas rochas com maiores indícios de contaminação, como é o caso da generalidade dos diatexitos “schlieren” e das amostras dos granitos do grupo II (Fig. VII.23 g-k). As relações de mistura são ainda documentadas pela aproximação (elevação) entre os perfis de alguns dos leucossomas (Fig. VII.23 e-j) e os dos paragnaisse encaixantes, atenuando-se nos leucossomas não cumulados, nos diatexitos maciços e nos granitos do grupo III, que exibem padrões complementares aos dos seus putativos protólitos. Já o P e o Ta mostram um comportamento mais errático, provavelmente como consequência da sua repartição entre fases minerais distintas (apatite / monazite; ilmenite / rútilo).

Em suma, a conjugação dos dados de geoquímica de elementos maiores e traço parece demonstrar que os processos responsáveis pela formação do complexo migmatítico e do granito de Banabuiú foram extremamente heterogéneos, envolvendo a contribuição de fontes supracrustais pelíticas e semipelíticas, variações nas taxas de fusão e no grau de diferenciação dos líquidos anatéticos e uma ampla interacção entre os componentes sólidos e fundidos gerados em sucessivos estádios da sua evolução.

A anatexia, em grande escala, das litologias paraderivadas deverá ter ocorrido em níveis estruturais algo mais profundos do que o actualmente exposto, através da reacção de desidratação da biotite ( $Bi + Qz + Pl + Als \Rightarrow Gr \pm FK + fundido$ , ver Cap. IV), produzindo um resíduo granulítico rico em granada refractária (não aflorante) e abundantes volumes de líquidos anatéticos. O escape e migração vertical dos

“melts”, assistidos pela deformação transcorrente D<sub>3</sub>, terão favorecido a actuação conjunta de mecanismos de cristalização fraccionada e de contaminação, culminando com a injeção de veios leucocráticos concordantes e discordantes nos metassedimentos e ortognaisses (parcialmente fundidos) e, numa etapa um pouco mais tardia, com a intrusão dos magmas diatexíticos e do granito de Banabuiú. Sintetiza-se na Figura VII.24, a sequência de acontecimentos que poderão ter estado envolvidos na petrogénese das rochas de Banabuiú.

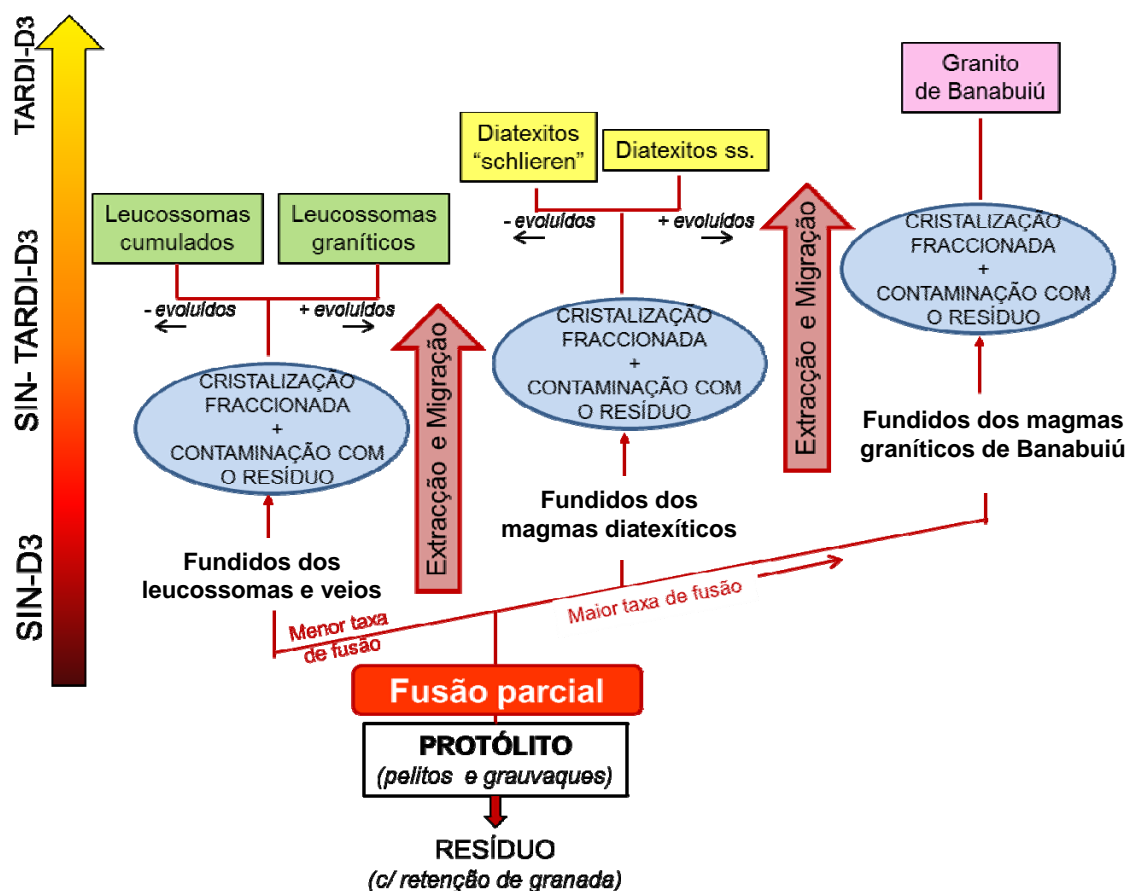


Figura VII.24 – Diagrama esquemático mostrando a sequência de processos envolvidos na gênese e diversificação química das rochas de Banabuiú e a sua relação temporal com a tectónica transcorrente da terceira fase de deformação (D<sub>3</sub>).



## CAPÍTULO VIII: GEOLOGIA ISOTÓPICA

Este capítulo inicia-se com uma revisão bibliográfica sobre os conceitos fundamentais e os princípios em que se baseia a Geologia Isotópica e termina com a apresentação e discussão dos dados isotópicos obtidos durante a presente investigação.

As análises isotópicas realizadas no âmbito deste trabalho foram efectuadas em três laboratórios diferentes: (a) Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (Brasil), onde se obtiveram idades U-Pb por LA-MC-ICP-MS em zircões dum ortognaisse (MI 86C) e de uma amostra do granito de Banabuiú (MI 184); (b) Laboratório SHRIMP (“Sensitive High Resolution Ion Microprobe”) da Universidade de São Paulo (Brasil), onde se dataram zircões de duas amostras de diatexitos (M 5.4 e M 155.4) e (c) Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro onde se realizaram as análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd. Os procedimentos usados na preparação das amostras e as condições de análise são descritos no Capítulo V, enquanto os resultados adquiridos estão compilados no Anexo C.

### VIII.1. Considerações Iniciais

Além da sua relevante aplicação na área da Geocronologia que se desenvolveu a partir dos anos 50 e permitiu determinar as idades absolutas de rochas e/ou minerais e estabelecer a cronologia dos acontecimentos geológicos que ocorreram na Terra, os estudos isotópicos têm vindo a ser cada vez mais usados, sobretudo nas últimas décadas, como traçadores de processos petrogenéticos e indicadores de proveniência (Geoquímica Isotópica).

O núcleo dos átomos representa uma pequena porção do seu volume total, mas é nele que se concentra a maior parte da massa do átomo. A composição do núcleo ou nuclido do átomo de um dado elemento químico é descrita pelo número específico de prótons e neutrões que o constituem (Faure, 1986). Deste modo, define-se número atómico ( $Z$ ) como o número de prótons que o átomo contém, designando-se por número de massa ( $A$ ), o número total de neutrões ( $N$ ) e prótons ( $Z$ ) presentes no núcleo:

$$A = Z + N$$

Chamam-se isótopos de um elemento aos átomos desse elemento com o mesmo número atómico (Z) e diferente número de massa (A). A estabilidade de qualquer núcleo atómico é determinada pela diferença entre as forças de repulsão e de atracção que nele se fazem sentir. Se a repulsão se sobrepõe á atracção, o núcleo é instável e desintegra-se por emissão de partículas e/ou radiação, transformando-se num isótopo radiogénico estável. Existem ainda os isótopos estáveis não-radiogénicos, que não sofrem nem resultam de processos de decaimento radioactivo (Chang, 1994).

Os nuclidos instáveis, também chamados isótopos radioactivos ou radionuclidos, decompõem-se espontaneamente até atingirem uma configuração nuclear mais estável, pelo que a sua abundância tende a decrescer com o tempo. Em geologia isotópica, o pequeno grupo de isótopos radioactivos que ocorre naturalmente é o que se reveste de maior interesse. A presença destes nuclidos na natureza deve-se a um dos seguintes motivos: (a) ainda não terem completado o decaimento porque as suas taxas de desintegração são muito lentas (e.g.  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{87}\text{Rb}$ ,  $^{40}\text{K}$ ); (b) serem resultantes do decaimento de átomos radioactivos parentais com longas meias-vidas e (c) serem produzidos por reacções nucleares que ocorrem naturalmente (e.g.  $^{14}_6\text{C}$ ,  $^{10}_4\text{Be}$ ,  $^{32}_{14}\text{Si}$ ) (Faure, 1986).

Segundo Alonso & Finn (1968) e Faure (1986), os principais mecanismos de decaimento radioactivo envolvidos na transformação dos isótopos radioactivos (isótopos - pai) em isótopos radiogénicos (isótopos – filho) são: a emissão  $\alpha$ , a emissão  $\beta$  (negatrões e positrões), a captura electrónica e a fissão nuclear.

No decaimento alfa, o nuclido radioactivo emite uma partícula alfa, composta por dois protões e por dois neutrões (núcleo de um átomo de hélio), pelo que o seu número atómico (Z) diminui duas unidades e o seu número de massa (A) reduz quatro unidades. Os novos nuclidos produzidos correspondem a um elemento químico diferente (Alonso & Finn, 1968).

A desintegração  $\beta^-$  corresponde à transformação de um neutrão do isótopo-pai, num protão e num electrão e é acompanhada pela emissão de electrões com carga negativa (partículas  $\beta^-$ ). Neste tipo de decaimento, o número atómico do isótopo-filho aumenta uma unidade (devido à substituição de um neutrão por um protão), mas o número de massa (A) não se altera. Também neste caso, o isótopo radiogénico é de um elemento químico distinto.

A captura electrónica envolve a captura um electrão extranuclear pelo núcleo do isótopo-pai e a conversão de um protão num neutrão (Nesse, 2000). O número de massa é conservado, mas o número atómico decresce uma unidade.

De acordo com a teoria de Rutherford e Soddy, a taxa de decaimento de um nuclido-pai instável é proporcional ao número de átomos radioactivos ( $N$ ) presentes no sistema ao fim do tempo  $t$  (Faure, 1986). Esta teoria permitiu enunciar a lei fundamental do decaimento radioactivo que estabelece que o número de átomos que se desintegram por unidade de tempo ( $-dN/dt$ ) é proporcional ao número total de átomos radioactivos,  $N$ , presentes no sistema ao fim do tempo  $t$ :

$$dN/dt = -\lambda N$$

em que:

$N$  – nº de átomos do isótopo-pai remanescentes no sistema ao fim do tempo  $t$

$\lambda$  – constante de proporcionalidade, conhecida como constante de decaimento

Através de um conjunto de manipulações matemáticas, demonstra-se que o decaimento de um nuclido-pai, radioactivo, num nuclido-filho, estável, pode ser traduzido pela seguinte equação (Faure, 1986):

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1)$$

em que:

$D$  – o número de isótopos-filho presentes no sistema ao fim de um tempo  $t$

$D_0$  – número de isótopos-filho existentes inicialmente no sistema

$N$  – a quantidade de isótopos-pai presentes no sistema ao fim de um tempo  $t$

$\lambda$  – constante de decaimento

Resolvendo a segunda equação em ordem a  $t$ , é possível determinar a idade do sistema em estudo.

$$t = 1/\lambda \ln \frac{D - D_0}{N}$$

Define-se tempo de meia-vida ( $T_{1/2}$ ) de um nuclido radioactivo, como o intervalo de tempo fixo, ao fim do qual o número de nuclidos parentais instáveis se reduz a metade, sendo a relação entre  $T_{1/2}$  e  $\lambda$  dada por:

$$T_{\frac{1}{2}} = \frac{\ln 2}{\lambda}$$

Assim, se existirem inicialmente  $N$  átomos do isótopo-pai, após uma meia-vida subsistirão apenas  $N/2$ , após duas meias-vida restarão  $N/4$  e, assim, sucessivamente

(Alonso & Finn, 1968). O tempo de meia-vida é constante e característico de cada par isotópico, podendo variar desde fracções de segundo a biliões de anos

A escolha do sistema isotópico mais adequado para datar um determinado conjunto de rochas e/ou minerais depende da sua idade e da sua mineralogia. Para os valores de  $t$  representarem a idade de cristalização / recristalização da rocha ou do mineral, é preciso que sejam satisfeitas as seguintes condições: (a) não ter havido perdas ou ganhos do isótopo-filho e do isótopo-pai por outros processos que não sejam o decaimento radioactivo, i.e., o sistema deve ter-se mantido fechado a trocas com o exterior; (b) conhecer com exactidão o tempo de meia-vida do isótopo-pai; (c) ter decorrido um intervalo de tempo suficientemente lato para o isótopo-pai se desintegrar no isótopo-filho e (d) haver concentrações mensuráveis dos dois isótopos (pai e filho) nos minerais e/ou nas rochas que se pretendem datar.

### VIII.2. O Sistema Isotópico Rubídio-Estrôncio (Rb/Sr)

O rubídio é um metal alcalino (Grupo IA) com um raio iónico (1,48 Å) semelhante ao do potássio (1,33 Å), o que lhe permite substituir o potássio em todos os minerais ricos neste elemento, como é o caso do feldspato potássico, biotite, moscovite, minerais argilosos (Faure, 1986). Já o estrôncio pertence ao grupo dos elementos alcalino-terrosos (Grupo IIA) e possui um raio iónico (1,13 Å) ligeiramente superior ao do cálcio (0,99 Å), pelo que é incorporado facilmente nos minerais contendo cálcio (plagioclase, apatite, gesso, anidrite, calcite, dolomite e aragonite) (Faure, 1986).

O rubídio tem dois isótopos naturais: o  $^{85}\text{Rb}$  e o  $^{87}\text{Rb}$ , cujas abundâncias são 72,15% e 27,85%, respectivamente. O  $^{87}\text{Rb}$  é radioactivo e sofre um decaimento do tipo  $\beta^-$  para o isótopo-filho estável  $^{87}\text{Sr}$ , com um tempo de meia-vida de aproximadamente 48,8 Ga.

O Sr tem quatro isótopos naturais:  $^{88}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Sr}$ ,  $^{86}\text{Sr}$  e  $^{84}\text{Sr}$ , cujas abundâncias são de aproximadamente de 82.53%, 7.04%, 9.87% e 0.56%. Como o  $^{87}\text{Sr}$  é radiogénico, as concentrações dos diferentes isótopos de Sr não se mantêm constantes. Deste modo, a composição isotópica de Sr numa rocha ou mineral dependerá da sua idade e da razão Rb/Sr (Faure, 1986 e Faure & Mensing, 2005).

A evolução do  $^{87}\text{Sr}$  radiogénico em minerais ou rochas contendo rubídio pode ser descrita por uma equação derivada da lei fundamental da radioactividade (Faure, 1986):

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1)$$

onde  $^{87}\text{Sr}$  é o número total de átomos do isótopo-filho presentes actualmente no sistema,  $^{87}\text{Sr}_0$  é o número de átomos deste isótopo existentes inicialmente no sistema,  $^{87}\text{Rb}$  é o número de átomos do isótopo-pai remanescentes no sistema ao fim do tempo  $t$ ;  $\lambda$  é a constante de decaimento e  $t$  corresponde à idade da rocha ou mineral (Faure, 1986).

Dividindo cada um dos termos da equação anterior pelo número de átomos do isótopo  $^{86}\text{Sr}$ , que é um isótopo estável, obtém-se a seguinte expressão:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1)$$

Esta equação constitui a base para a determinação de idades pelo método Rb-Sr. Com efeito, a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  actual pode ser medida por espectrometria de massa, enquanto a razão  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  pode ser calculada a partir das concentrações de Rb e Sr da amostra ou ser medida por espectrometria de massa. A constante de decaimento ( $\lambda$ ) do  $^{87}\text{Rb}$  é igual a  $1,42 \times 10^{-11}$  anos<sup>-1</sup> (Steiger & Jäger, 1977)

Tendo em conta que a equação fundamental do decaimento radioactivo corresponde à equação de uma recta de tipo  $y = b + mx$ , se se conhecerem as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  e o valor de  $\lambda$ , as únicas incógnitas da equação passam a ser o tempo ( $t$ ) e a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ .

Num conjunto de rocha ígneas e/ou minerais formados a partir de um magma isotopicamente homogéneo pode assumir-se que todas as amostras dessa associação magmática possuíam a mesma razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  no tempo  $t_0$ , embora as suas razões Rb/Sr não fossem necessariamente idênticas pois o Rb e o Sr não são incorporados com igual facilidade na estrutura cristalina dos diferentes minerais.

Com o passar do tempo, as razões  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  tendem a decrescer gradualmente, devido ao decaimento de  $^{87}\text{Rb}$  para  $^{87}\text{Sr}$ , enquanto as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  aumentam proporcionalmente. A variação das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  dar-se-á, assim, segundo linhas rectas de igual declive e o conjunto das amostras analisadas passarão a definir um alinhamento (isócrona) cujo declive depende do intervalo de tempo transcorrido desde a sua cristalização ( $t > 0$ ) (Fig. VIII.1). Deste modo, poderá determinar-se a equação da recta através do método dos mínimos quadrados e obter o valor da razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$  a partir da ordenada na origem e a idade ( $t$ ) a partir do declive ( $m$ ) da isócrona:

$$m = e^{\lambda t} - 1$$

$$t = 1/\lambda \ln(m + 1)$$

A qualidade da isócrona é aferida por um índice estatístico, designado por MSWD (Mean square weighted deviates), que não deverá exceder 2,5 (Rollinson, 1993).

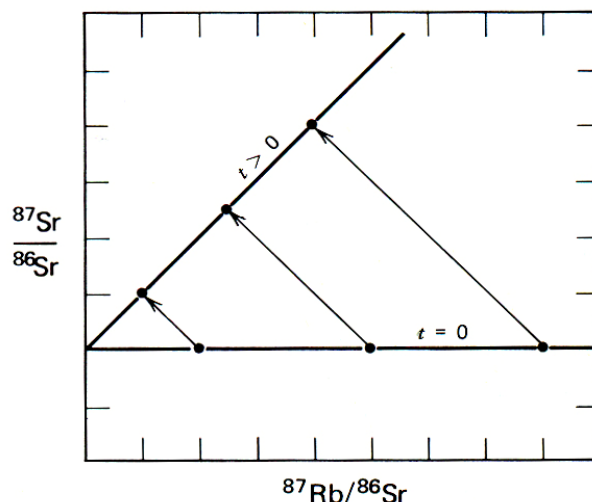


Figura VIII.1 – Diagrama isocrónico mostrando a evolução do sistema isotópico Rb-Sr, em função do tempo

### VIII.3. O Sistema Isotópico Samário-Neodímio (Sm/Nd)

O Sm e o Nd pertencem ambos ao grupo dos lantanídeos (Grupo IIIB). Todos os elementos deste grupo apresentam propriedades químicas e físicas semelhantes e uma elevada estabilidade química, o que os torna excelentes traçadores geoquímicos. Nem o Sm, nem o Nd formam minerais próprios, ocorrendo, sobretudo, a substituir os elementos maiores na estrutura cristalina dos principais minerais constituintes das rochas (feldspatos, biotite, moscovite, apatite, piroxenas, granadas, monazite, etc.).

Cada um deles tem sete isótopos naturais. O samário ocorre como  $^{144}\text{Sm}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{148}\text{Sm}$ ,  $^{149}\text{Sm}$ ,  $^{150}\text{Sm}$ ,  $^{152}\text{Sm}$  e  $^{154}\text{Sm}$ , enquanto os isótopos de neodímio são:  $^{142}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}$ ,  $^{144}\text{Nd}$ ,  $^{145}\text{Nd}$ ,  $^{146}\text{Nd}$ ,  $^{148}\text{Nd}$  e  $^{150}\text{Nd}$  (Dickin, 2005). O  $^{147}\text{Sm}$  é radioactivo e decai por emissão alfa para  $^{143}\text{Nd}$ , com uma meia vida de 106 Ga, o que permite usar o par isotópico Sm-Nd para efeitos de datação. Devido à baixa mobilidade geoquímica destes elementos, as razões Sm/Nd não são geralmente afectadas durante os processos de alteração ou metamorfismo. Este método pode, por isso, ser aplicado com vantagem na datação de rochas / minerais em que os outros sistemas isotópicos foram perturbados.

À semelhança do que foi referido para o sistema Rb-Sr, a equação fundamental do decaimento radioactivo para o sistema isotópico Sm-Nd pode ser expressa pela seguinte relação:

$${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} = \left( {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} \right)_0 + {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} \left( e^{\lambda t} - 1 \right)$$

em que  ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$  representa a razão actual entre o isótopo filho  ${}^{143}\text{Nd}$  e o isótopo estável  ${}^{144}\text{Nd}$ ,  ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_0$  corresponde à razão inicial destes isótopos no sistema,  ${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$  representa a razão entre o isótopo-pai  ${}^{147}\text{Sm}$  e o isótopo estável  ${}^{144}\text{Nd}$  remanescente no sistema ao fim do tempo  $t$ ,  $\lambda$  é a constante de decaimento e  $t$  corresponde à idade da rocha ou mineral (Faure, 1986). O isótopo  ${}^{144}\text{Nd}$  é usado como isótopo de referência e a constante de decaimento ( $\lambda$ ) é de  $6,54 \times 10^{-12}$  anos<sup>-1</sup> (Lugmair & Marti, 1978).

Tal como no caso do método rubídio-estrôncio, as amostras são projectadas em diagramas isocrónicos  ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$  vs.  ${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$ , calculando-se a sua idade a partir do declive (m) da isócrona. O valor da intersecção da isócrona com o eixo dos y (b) é constante e indicará a razão inicial  ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_0$  do conjunto de amostras analisadas.

Sendo o Sm e o Nd elementos muito menos móveis do que os metais alcalinos, as idades Sm-Nd são bastante mais robustas do que as fornecidas pelo sistema Rb-Sr (Faure, 2001). No entanto, a dispersão das razões Sm/Nd em rochas co-genéticas é geralmente muito pequena, pelo que se torna geralmente inviável obter isócronas de rocha-total (usando apenas amostras de rocha) num grande número de situações. Por isso, quando as rochas contêm fases minerais que discriminam fortemente o Sm em relação ao Nd (e.g. granada) recorre-se, com frequência, à determinação de isócronas internas (rocha + minerais) para efeitos de datação.

#### VIII.4. Notação Epsilon e Factor de Fraccionamento

Além da sua aplicação em Geocronologia, os isótopos de Sr e Nd podem ser usados com muitas outras finalidades, nomeadamente como traçadores geoquímicos. É consensualmente aceite que as razões Rb/Sr,  ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ , Sm/Nd e  ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$  de todos os materiais do sistema solar eram aproximadamente homogéneas na altura em que a Terra se formou. A Terra primitiva pode então ser comparada a um enorme reservatório condritico uniforme (*Chondritic Uniform Reservoir – CHUR*).

Devido aos diferentes coeficientes de partilha do Rb e do Sr nas paragénese mantélicas, o Rb foi sendo sucessivamente extraído ao manto e adicionado à crosta durante a diferenciação da Terra, enquanto o Sr ficou comparativamente mais enriquecido no manto. Com o decaimento do  ${}^{87}\text{Rb}$  para  ${}^{87}\text{Sr}$ , as rochas crustais



tornaram-se progressivamente mais radiogénicas (razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mais elevadas), distinguindo-se, assim, dos materiais do manto (razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mais baixas).

Por sua vez, o Sm é menos incompatível nos minerais do manto do que o Nd pelo que ficou relativamente mais concentrado no manto. Como consequência da desintegração do  $^{147}\text{Sm}$  para  $^{143}\text{Nd}$ , as razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  nas rochas mantélicas sofreram um aumento mais acentuado do que na crosta, explicando assim que os reservatórios mantélicos se diferenciem dos crustais pelas suas elevadas razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ .

Com base em estudos de meteoritos e de amostras lunares foi possível determinar as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  primordiais. Para facilitar a comparação das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  das rochas ígneas com a composição isotópica que a Terra primitiva teria num tempo  $t$  qualquer, De Paolo & Wasserburg (1976) introduziram a notação épsilon ( $\epsilon$ ), dadas pelas seguintes expressões:

$$\epsilon_{Nd,CHUR} = \left[ \frac{\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Amostra}}}{\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CHUR}} - 1 \right] \times 10^4 \quad \epsilon_{Sr,UR} = \left[ \frac{\left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{Amostra}}}{\left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{UR}} - 1 \right] \times 10^4$$

Em relação às razões isotópicas que a Terra primitiva (“bulk earth”) teria num determinado tempo  $t$ , as regiões do manto que sofreram fenómenos de extracção de fundidos parciais (manto empobrecido) tenderão a apresentar valores de  $\epsilon_{Nd_t}$  mais altos e razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$  mais baixas. Por outro lado, as assinaturas isotópicas dos reservatórios mantélicos pouco fraccionados e/ou primitivos (manto enriquecido) distribuir-se-ão em torno da composição “bulk earth”, enquanto os materiais crustais possuirão razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_t$  inferiores e razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$  superiores (Fig. VIII.2).

Desta forma, a presença de valores positivos de  $\epsilon_{Nd_t}$  e negativos de  $\epsilon_{Sr_t}$  em rochas magmáticas implica uma derivação a partir de reservatórios mantélicos empobrecidos. Pelo contrário, os valores muito negativos de  $\epsilon_{Nd_t}$  e positivos de  $\epsilon_{Sr_t}$  apontam, em geral, para uma origem crustal, embora a injeção de material crustal em níveis profundos do manto possa, em certos casos, traduzir-se numa diminuição das suas razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_t$  e numa grande variabilidade das suas razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ .

Seguindo um tipo de raciocínio semelhante, De Paolo (1981) propôs que se utilizasse o factor de fraccionamento ( $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ ) para distinguir materiais geológicos de proveniência mantélica e crustal:

$$f_{\text{Sm}/\text{Nd}} = \frac{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{CHUR}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{CHUR}}$$

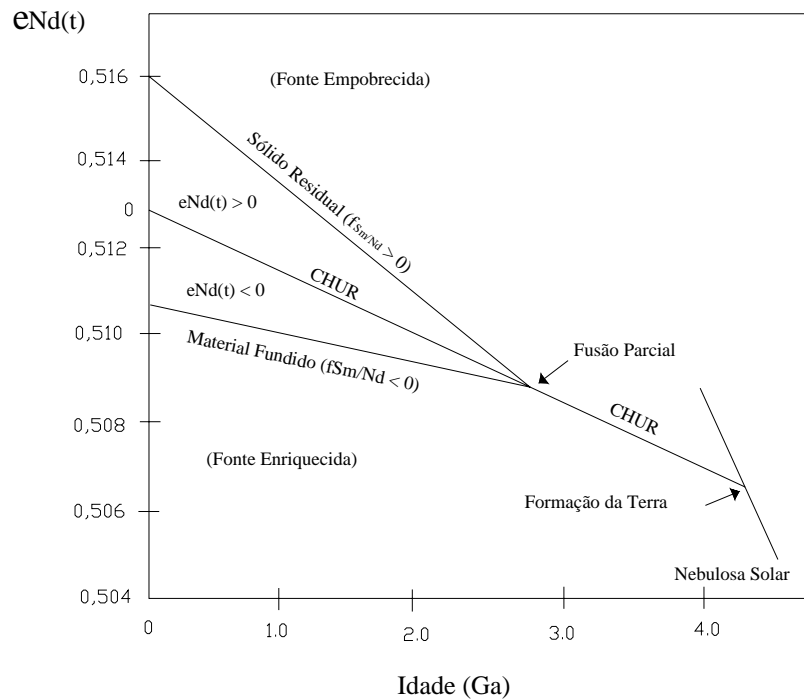


Figura VIII.2 – Evolução do sistema isotópico Sm-Nd ao longo do tempo para um reservatório condritico uniforme (Chondritic Uniform Reservoir – CHUR) segundo De Paolo (1981).

Neste contexto, as rochas ígneas com razões Sm/Nd superiores as do CHUR ( $f_{Sm/Nd} > 0$ ) terão derivado de magmas resultantes da fusão parcial do manto empobrecido, ao passo que as rochas com razões Sm/Nd claramente inferiores às do condrito ( $f_{Sm/Nd} < 0$ ) ter-se-ão formado a partir da anatexia de protólitos crustais, sendo de esperar que os valores do factor de fraccionamento sejam tanto mais negativos quanto mais antigas forem as fontes crustais.

### VIII.5. Idades Modelo

Os dados isotópicos Sm-Nd podem ainda ser usados para calcular as “idades-modelo”, que representam o tempo decorrido desde que uma dada rocha crustal se separou do reservatório mantélico a partir do qual se formou. O cálculo das “idades-modelo” baseia-se no pressuposto que a razão Sm/Nd da rocha não se modificou desde que esta foi extraída do reservatório – fonte, o que é corroborado pelo estreito intervalo de razões Sm/Nd observado em rochas crustais (Liew & McCulloch, 1985).

Para determinar as “idades-modelo” podem assumir-se dois modelos distintos para a evolução isotópica do sistema Sm-Nd no manto. No modelo CHUR (Chondritic Uniform Reservoir), a idade modelo  $T_{CHUR}$  mede o intervalo de tempo que decorreu

desde que a razão isotópica da rocha era igual à do reservatório condrítico uniforme através da seguinte equação (Dickin, 2005):

$$T_{CHUR} = 1/\lambda \ln \left( \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{amostra, actual} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{CHUR, actual}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{amostra, actual} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{CHUR, actual}} \right)$$

Em contrapartida, o modelo do manto empobrecido (*Depleted Mantle* - DM) tem em conta que as regiões do manto a partir das quais se gerou a crosta continental apresentam razões Sm/Nd superiores às do CHUR (Fig. VIII.2). As idades  $T_{DM}$  referem-se, por isso, ao tempo que decorreu desde que a rocha tinha uma composição isotópica igual ao do reservatório mantélico residual (De Paolo, 1981):

$$T_{DM} = 1/\lambda \ln \left( \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{amostra, actual} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{DM, actual}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{amostra, actual} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{DM, actual}} \right)$$

É de sublinhar, contudo, que as razões Sm/Nd podem ser fortemente modificadas durante os processos de fusão parcial e/ou cristalização fraccionada sempre que estes envolvem a retenção/extracção de fases minerais ricas em terras raras, como a monazite, a esfena, o zircão e a granada (e.g. Liew e McCulloch, 1985; Turpin *et al.*, 1990). Nessas situações, as idades modelo deverão ser recalculadas, assumindo uma razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  crustal média de 0,12 (Liew e McCulloch, 1985). Deve também ter-se em atenção que as idades modelo nem sempre estão associadas a um único episódio de formação crustal e representam, em muitos casos, tempos médios de residência na crosta de rochas de origem mista (Arndt & Goldstein, 1987).

### VIII.6. O Sistema Isotópico Urânio-Chumbo (U/Pb)

O urânio pertencente à família dos actinídeos (Grupo VIIB) e é o último elemento químico natural da tabela periódica. Encontra-se geralmente presente em minerais acessórios (e.g. zircão, esfena, monazite) e ocorre em proporções muito baixas nas rochas do manto e da crosta terrestre. O zircão, para além de conter U como componente principal e estar presente numa grande variedade de rochas, apresenta elevadas temperaturas de fecho para o sistema isotópico U-Pb (> 800°C) e não incorpora Pb comum na sua estrutura, o que torna este mineral particularmente indicado para efeitos de datação pelo método U-Pb.

O Urânio tem três isótopos naturais  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{234}\text{U}$ , todos eles radioactivos. O decaimento do  $^{238}\text{U}$  e do  $^{235}\text{U}$  é complexo, originando cadeias de isótopos intermédios, também radioactivos, que se desintegram para isótopos estáveis de chumbo ( $^{206}\text{Pb}$  e

$^{207}\text{Pb}$ ). O chumbo é um elemento do grupo IVA e possui quatro isótopos naturais, o  $^{208}\text{Pb}$ , o  $^{207}\text{Pb}$  e o  $^{206}\text{Pb}$ , originados por decaimento dos isótopos de urânio e de tório e o  $^{204}\text{Pb}$ , também referido como “Pb comum”, que não é radiogénico nem radioactivo.

O decaimento do  $^{238}\text{U}$  para  $^{206}\text{Pb}$  e do  $^{235}\text{U}$  para  $^{207}\text{Pb}$  é traduzido pelas seguintes equações:

$$^{206}\text{Pb} = ^{238}\text{U} (e^{\lambda_1 t} - 1)$$

$$^{207}\text{Pb} = ^{235}\text{U} (e^{\lambda_2 t} - 1)$$

Usando o  $^{204}\text{Pb}$  não radiogénico como isótopo estável de referência, estas equações podem ser escritas sob a forma:

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_0 + ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda_1 t} - 1)$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_0 + ^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda_2 t} - 1)$$

em que  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  são as razões isotópicas de chumbo actuais,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_0$  e  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_0$  as razões iniciais,  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  as razões isotópicas do urânio actuais e  $\lambda_1$  e  $\lambda_2$  as constantes de decaimento do  $^{238}\text{U}$  e do  $^{235}\text{U}$ , respectivamente.

Resolvendo as duas equações em ordem ao tempo (t), obtém-se:

$$t = 1/\lambda_1 \ln \left[ \frac{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + 1}{(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})} \right]$$

$$t = 1/\lambda_2 \ln \left[ \frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + 1}{(^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb})} \right]$$

Assumindo que  $^{206}\text{Pb}^*$  representa apenas o  $^{206}\text{Pb}$  de origem radiogénica ( $^{206}\text{Pb}^* = ^{206}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}_0$ ), o mesmo acontecendo com o  $^{207}\text{Pb}^*$  ( $^{207}\text{Pb}^* = ^{207}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}_0$ ), as equações anteriores passarão a ser expressas por:

$$^{206}\text{Pb}^* = ^{238}\text{U} (e^{\lambda_1 t} - 1)$$

$$^{207}\text{Pb}^* = ^{235}\text{U} (e^{\lambda_2 t} - 1)$$

Resolvendo em ordem ao tempo, obtém-se:

$$t = 1/\lambda_1 \times \ln (^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} + 1)$$

$$t = 1/\lambda_2 \times \ln (^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} + 1)$$

Tendo em conta que a razão  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  tem um valor constante de 137,82 em quase todas as rochas crustais (Hiess *et al.*, 2012), é possível calcular ainda a idade  $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$  através da medição das razões  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ , o que constitui uma das características importantes do sistema isotópico U-Pb:

$$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* = 1/137,82 \times [(e^{\lambda_1 t} - 1)/(e^{\lambda_2 t} - 1)]$$

Se o mineral se comportar como um sistema fechado, as idades  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ,  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  e  $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$  deverão ser idênticas (concordantes). No entanto, em muitos casos, os minerais perdem ou ganham U, Pb ou isótopos intermédios das duas cadeias, provocando uma discrepância entre as idades  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  e  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ . Para contornar este problema recorre-se frequentemente à idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , que não é tão sensível a perdas recentes de chumbo (ou ganhos de urânio).

As análises isotópicas obtidas pelo método U-Pb são geralmente apresentadas em diagramas  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  versus  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ , nos quais se projecta uma curva, designada por *Concórdia* (Wetherill, 1956). A *Concórdia* representa a curva de evolução isotópica ao longo do tempo de um sistema ideal que tenha permanecido fechado. Quando as idades  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ,  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  e  $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$  são concordantes, a amostra projecta-se num ponto sobre a *Concórdia* que representa a sua idade (Fig. VIII.3).

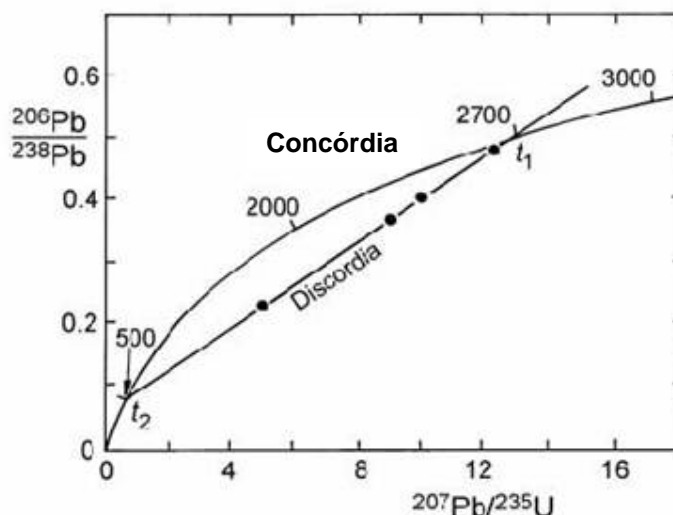


Figura VIII.3 – Exemplo de uma curva concórdia

Porém, se o sistema não se tiver mantido fechado, as amostras tenderão a projectar-se abaixo ou, mais raramente, acima da *Concórdia*, designando-se como pontos discordantes e reversamente discordantes, respectivamente. A discordância pode reflectir a existência de uma mais componentes herdadas, i.e., mistura de grãos formados em eventos cronologicamente distintos ou até a presença de domínios com idades diferentes num único cristal, mas também resulta, em muitas situações, de perturbações do sistema isotópico U-Pb que ocorreram após a cristalização. Devido à grande mobilidade do Pb (mais do que o U) em fluidos metamórficos e hidrotermais, o

sistema abre, constituindo um processo conhecido por perda de chumbo. As elevadas quantidades de radiação acumuladas nos grãos de zircão pelo decaimento do urânio provocam frequentemente a danificação da sua estrutura cristalina (metamitização), levando a perdas parciais ou totais de Pb. Em geral, o grau de discordância (expresso essencialmente pelo afastamento à Concórdia) tende a acentuar-se com o aumento da componente herdada e a perda de Pb.

Tanto nuns casos como noutros, é possível, por vezes, ajustar uma linha recta aos pontos discordantes (*Discórdia*), cuja intersecção superior com a *Concórdia* ( $t_1$ ) dá uma estimativa da idade de cristalização do mineral, enquanto a intersecção inferior ( $t_2$ ) indica o tempo decorrido desde o último episódio de perda de Pb ou ganho de U (Fig. VIII.3).

Uma das questões críticas na geocronologia U-Pb de zircões é a escolha das idades que fornecem uma melhor estimativa da sua verdadeira idade de cristalização. A precisão analítica associada a cada uma das idades determinadas constitui obviamente o critério fundamental de selecção. As idades  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  são pouco rigorosas e raramente se utilizam como base de datação. Em contrapartida, as idades  $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$  são as mais precisas, pois não são tão sensíveis aos efeitos da herança e/ou perda de chumbo, embora possam subestimar fortemente a verdadeira idade de cristalização. Por fim, as idades  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  são geralmente preferidas para inferir as idades de zircões em que a componente herdada e/ou as perdas de chumbo têm pouca expressão.

### VIII.7. Resultados e discussão

Com a dupla finalidade de datar as rochas da região de Banabuiú e constranger os processos petrogenéticos envolvidos na sua formação, seleccionaram-se duas amostras para obtenção de idades U-Pb em fracções de zircão pelo método LA-MC-ICP-MS, duas amostras para datação U-Pb em zircões por SHRIMP e 44 amostras de rocha-total para determinação das razões isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd por TIMS.

Os dados isotópicos obtidos estão compilados no Anexo C, enquanto as metodologias usadas se encontram descritas no Capítulo V. Nesta secção, apresentar-se-ão, em primeiro lugar, as idades U-Pb dos zircões presentes nas diferentes litologias representadas na área em estudo, após o que se procederá a uma análise mais detalhada das suas assinaturas isotópicas Sr-Nd e idades  $T_{DM}$ .

### VIII.7.1. Datações U-Pb pelo método LA-MC-ICP-MS

As análises isotópicas U-Pb por LA-MC-ICP-MS foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (Brasil) e incidiram em fracções de zircão provenientes de uma amostra de ortogneisse bandado (MI 86C) e de uma amostra do granito Banabuiú (MI 184). No total, foram analisados 24 zircões com núcleos herdados da amostra MI 86C e 10 cristais de zircão magmático da amostra MI 184 (Tabelas C3 e C4, Anexo C).

A triagem dos grãos de zircão para datação foi um processo minucioso e exaustivo, em que se teve a preocupação de escolher apenas os cristais pouco fracturados, livres de inclusões e sem sinais de alteração.

#### VIII.7.1.1. Ortognaisses migmatíticos (MI 86C)

Os diagramas concórdia para os zircões da amostra MI 86C são apresentados nas Figuras VIII.4 e VIII.5. Como se pode observar no diagrama da Figura VIII.4, as várias populações de zircão analisadas mostram alguma dispersão entre si.

A fracção mais concordante projecta-se na parte superior do diagrama e fornece uma idade de  $2095 \pm 33$  Ma (MSWD = 2,1), interpretada aqui como a idade de cristalização dos percursos magmáticos dos ortognaisses de Banabuiú (Figs. VIII.4 e VIII.5). A idade obtida vem corroborar a hipótese destes ortognaisses fazerem parte de uma associação plutónica paleoproterozóica, constituindo, assim, a sequência litológica mais antiga presente no substrato da área estudada. Admite-se ainda que os magmas que lhe deram origem poderão ter sido gerados no ciclo orogénico Transamazónico (ca. 2.0 – 2.2 Ga), como é, aliás, invocado por outros autores para ortognaisses migmatíticos de unidades congêneres do DCC (Fetter, 1999, Fetter *et al.*, 2000; Martins, 2000, Martins *et al.*, 2009).

Os restantes cristais de zircão desta amostra são maioritariamente discordantes (Fig. VIII.4), provavelmente devido a perdas de chumbo. Embora a difusão de Pb nos zircões tenda a processar-se muito lentamente na maior parte das condições geológicas, em situações em que existam fracturas, danos na estrutura cristalina provocados pela acumulação de radiação, ou até zonas recrystalizadas, a difusão é muito mais rápida e o Pb pode escapar-se mais facilmente dos cristais (Cherniak *et al.*, 1991; Cherniak & Watson, 2000).

Deve sublinhar-se, contudo, que é possível reconhecer ainda uma população de grãos subconcordantes, com idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  em torno dos 600 Ma (Fig. VIII.4), cuja formação / recrystalização deverá estar relacionada com o evento migmatítico



Brasiliano, comprovando o envolvimento destes litótipos no processo de anatexia crustal que afectou a região de Banabuiú no final do Neoproterozóico.

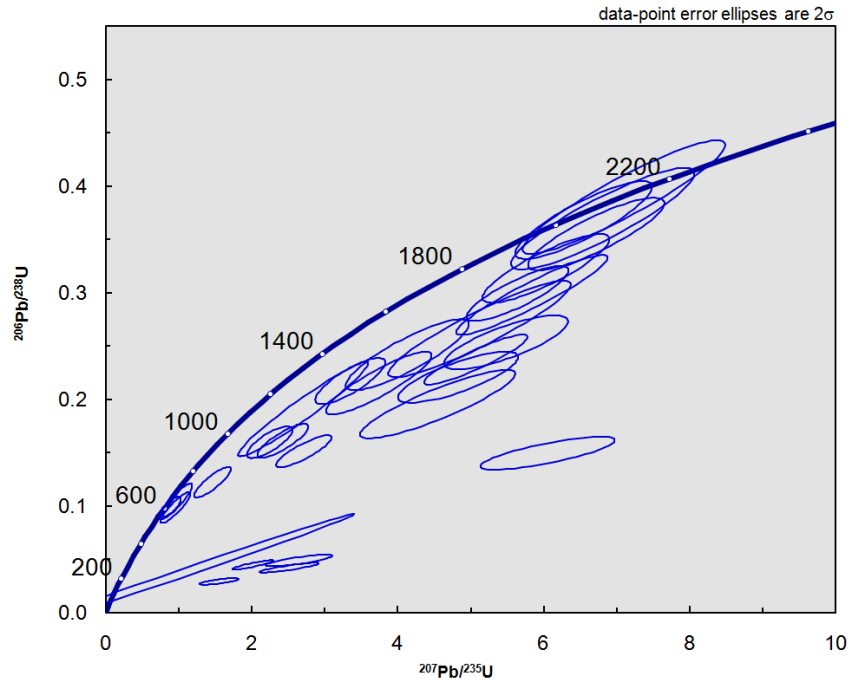


Figura VIII.4 – Diagrama concórdia para os cristais de zircão do ortogneisse migmatítico da região de Banabuiú (Amostra MI 86C).

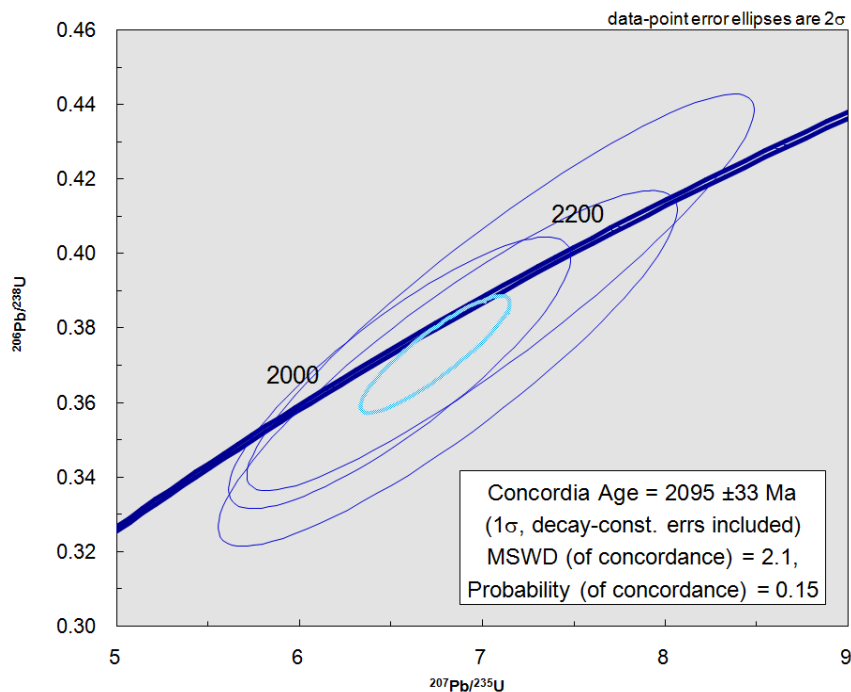


Figura VIII.5 – Pormenor do diagrama anterior, mostrando apenas os zircões com uma idade na concórdia de  $2095 \pm 33$  Ma (Amostra MI 86C).

### VIII.7.1.2. Granito de Banabuiú (MI 184)

Para a datação do granito de Banabuiú por LA-MC-ICP-MS, analisaram-se várias fracções de zircão (Tabela C4, Anexo C), com base nas quais se obteve uma idade na Concórdia de  $578,6 \pm 6,5$  Ma (MSWD = 1,7) (Fig. VIII.6).

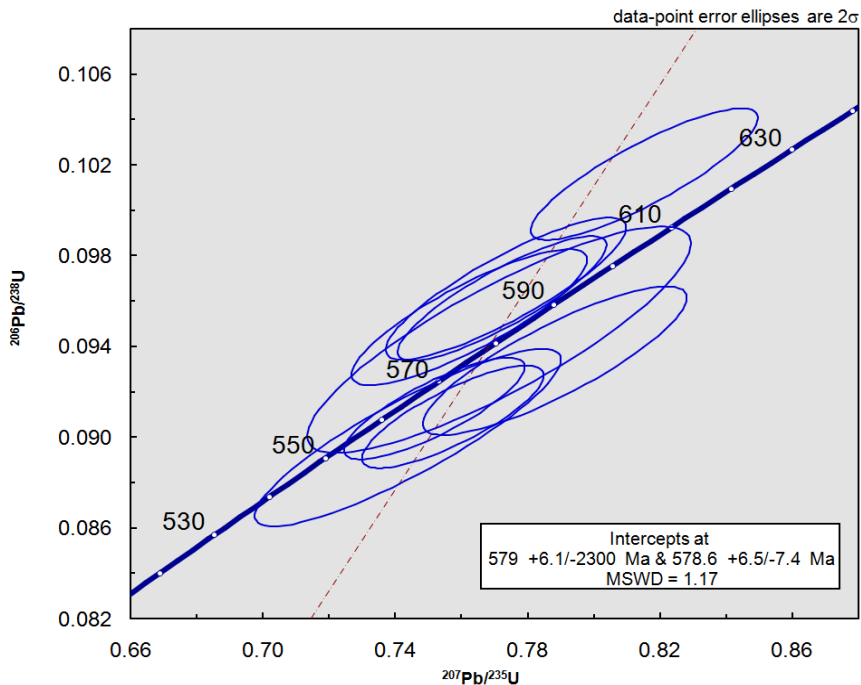


Figura VIII.6 – Diagrama concórdia para os cristais de zircão do granito Banabuiú (Amostra MI 184).

A idade de  $578,6 \pm 6,5$  Ma, embora mais recente do que a proposta por Arthaud (2005) e Arthaud *et al.* (2008) para os granitóides sin-tectónicos Brasileiros de tipo S, é concordante, dentro do limite de erro, com as de outros batólitos graníticos aflorantes na região: Quixadá ( $585 \pm 4,7$  Ma) e Quixeramobim ( $587 \pm 14$  Ma) (Nogueira, 2004). De notar ainda que Baumgartner *et al.* (2006) reportam idades semelhantes às determinadas neste trabalho para granitóides com composições análogas da região de Parelhas (Estado do Rio Grande do Norte). No entanto, o carácter sin-tectónico do granito de Banabuiú leva admitir que o limite inferior da idade obtida ( $\approx 585$  Ma) constitua uma melhor aproximação da sua idade de cristalização.

De uma forma geral, os zircões seleccionados para análise correspondiam a cristais euédricos prismáticos, de dimensões variáveis, incolores e límpidos, apresentando, por vezes, zonamento magmático concêntrico. Contudo, alguns dos grãos analisados apresentam núcleos herdados com idades paleoproterozóicas, o que aponta para uma contribuição significativa de protólitos crustais com zircões desta

idade na génese do granito de Banabuiú, confirmando a filiação de tipo-S inferida a partir dos dados de petrografia e geoquímica (Lima *et al.*, 2010).

Apesar das evidências de fusão parcial registadas nos ortognaisses de Banabuiú, estas rochas não parecem ter composições adequadas para produzir os abundantes volumes de magma granítico que ocorrem na região estudada (ver Caps. IV e VII), podendo, todavia, ter constituído a principal área fonte dos sedimentos da sequência Acopiara (ver Cap VII). A confirmar-se esta última hipótese, a presença de núcleos restílicos com idades paleoproterozóicas nos zircões do granito de Banabuiú seria compatível com uma origem por anatexia de materiais supracrustais com características semelhantes aos do Grupo Acopiara, como se propôs nos capítulos anteriores.

### **VIII.7.2. Datações U-Pb pelo método SHRIMP**

Com o objectivo de estabelecer constrangimentos temporais mais precisos para o evento anatético Brasileiro, escolheram-se duas amostras de diatexitos maciços (M 5.4 e M 155.4) para datação pelo método U-Pb por SHRIMP.

#### **VIII.7.2.1. Diatexitos de Banabuiú (M 5.4 e M 155.4)**

Os zircões das amostras M 5.4 e M 155.4 ocorrem, em geral, como prismas curtos a alongados, euédricos a subédricos, mostrando frequentemente zonamento concêntrico e núcleos herdados (Figs. VIII.7 e VIII.8). Contudo, a amostra M 5.4 possui ainda alguns cristais com morfologia anédrica e um grau de arredondamento elevado, sugerindo que correspondam a zircões detríticos (Fig. VIII.7).

Na amostra M 5.4, foram efectuadas 14 leituras em 11 cristais de zircão (Fig. VIII.7), verificando-se que quatro das análises obtidas apresentam uma idade na Concórdia de  $594 \pm 5,8$  Ma (Fig. VIII.9), aqui considerada como uma boa estimativa da idade de cristalização deste diatexito. As restantes fracções são discordantes e definem uma intersecção superior com a Concórdia de  $1988 \pm 35$  Ma, muito próxima da idade determinada num núcleo herdado concordante (“spot” 7.1, Fig. VIII.9), o que constitui mais uma forte evidência do envolvimento de protólitos crustais contendo zircões desta idade na génese destas rochas.

Por outro lado, os dados isotópicos referentes a 14 grãos de zircão da amostra M 155.4 (22 leituras) mostram que quatro das fracções analisadas se projectam sobre a Concórdia, com uma idade de  $596 \pm 21$  Ma, que deverá representar a idade de cristalização deste diatexito (Fig. VIII.10). Em contrapartida, a intersecção superior da

discórdia ajustada aos pontos discordantes fornece uma idade de  $2149 \pm 32$  Ma (Fig. VIII.10) o que, à semelhança do que acontece com a amostra M 5.4.A, apoia uma derivação a partir de fontes crustais ricas em zircões de idade paleoproterozóica.

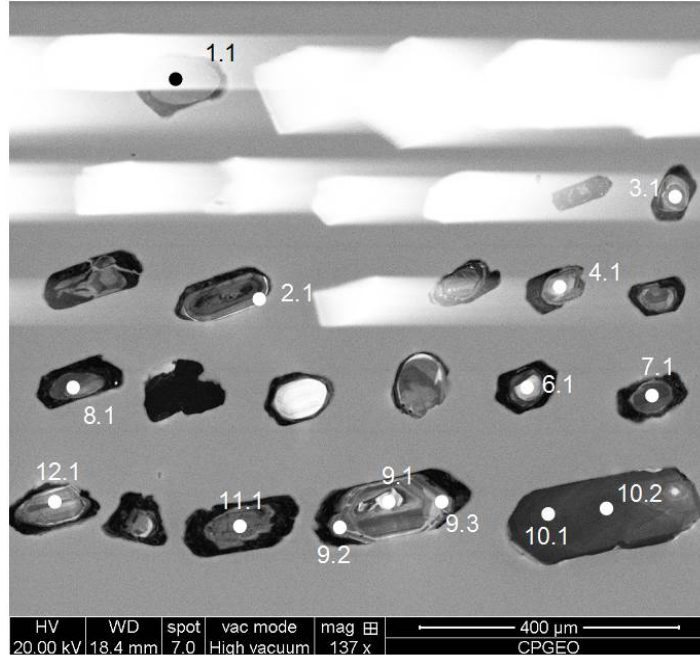


Figura VIII.7 – Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão da amostra M 5.4, indicando a localização dos “spots” onde se realizaram as análises isotópicas U-Pb por SHRIMP.

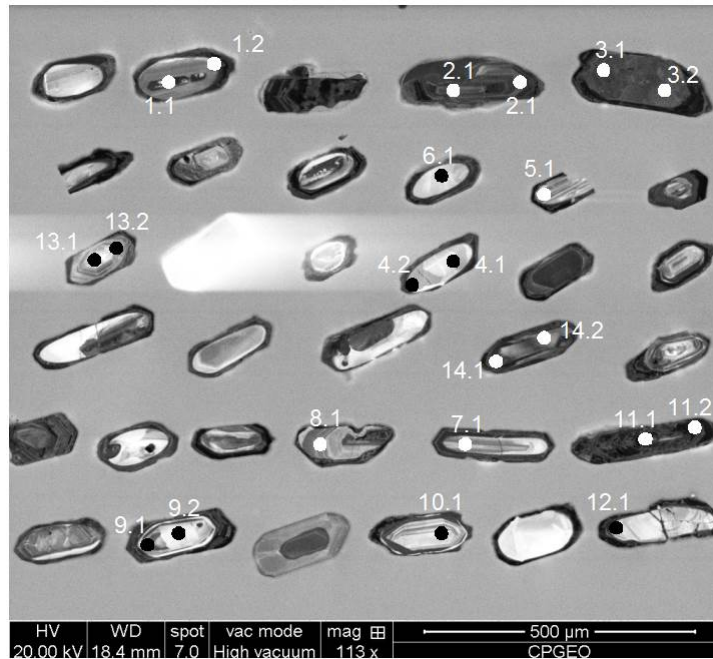


Figura VIII.8 – Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão da amostra M 155.4, indicando a localização dos “spots” onde se realizaram as análises isotópicas U-Pb por SHRIMP.

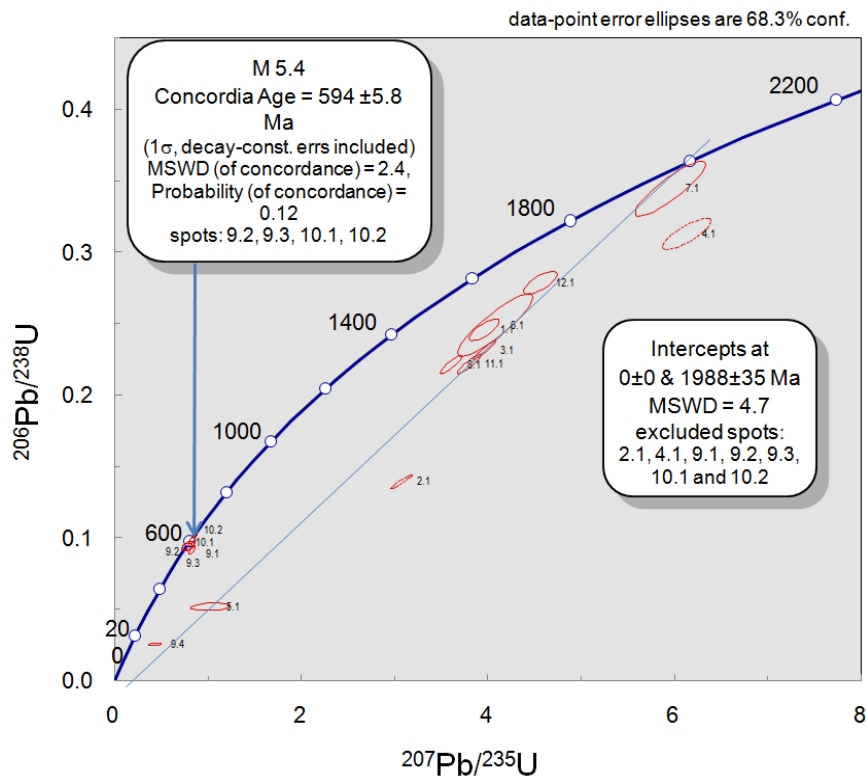


Figura VIII.9 – Diagrama concórdia para os cristais de zircão, com núcleos herdados, da amostra M 5.4 (diatexito).

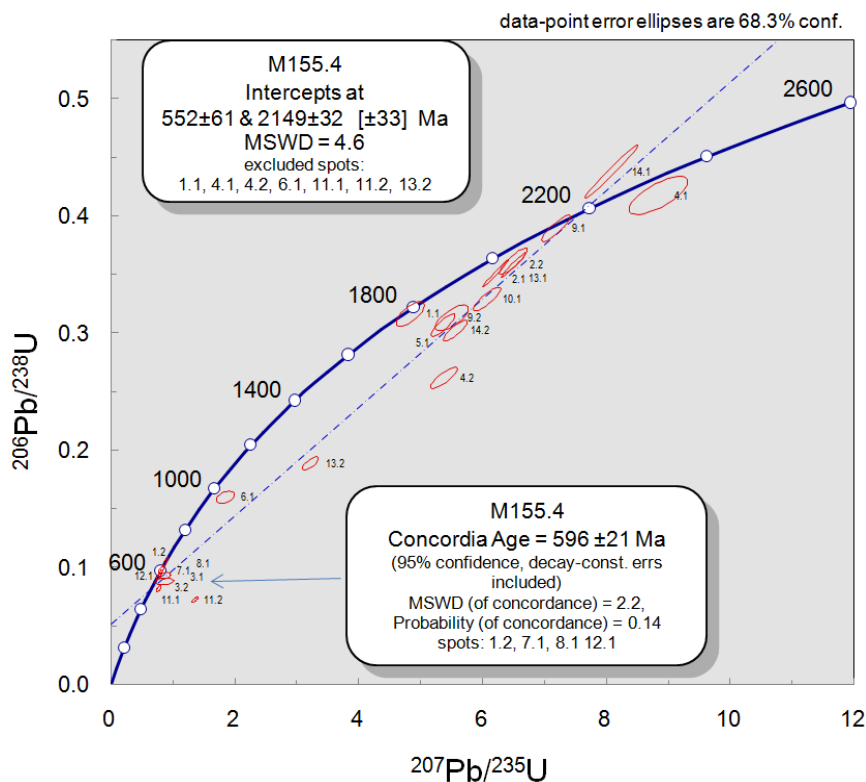


Figura VIII.10 – Diagrama concórdia para os cristais de zircão, com núcleos herdados, da amostra M 155.4 (diatexito).

De sublinhar ainda que num dos cristais de zircão da amostra M 155.4 se obteve uma idade concordante de aproximadamente 1800 Ma (“spot” 1.1, Fig. VIII.10), apontando para a ocorrência de mais do que uma componente herdada nos zircões estudados. O evento do final do Paleoproterozóico ( $\approx 1.8$  Ga) está bem documentado nas sequências vulcano-sedimentares que afloram imediatamente a este da região de Banabuiú, no domínio de Orós-Jaguaribe, e tem sido associado a um episódio de rift intracontinental da crosta paleoproterozóica, que se terá desenvolvido após terem cessado os efeitos compressivos e o colapso da cadeia transamazónica (Sá *et al.*, 1995, Parente & Arthaud, 1995, Arthaud *et al.*, 2008). É possível, por isso, que uma parte, ainda que pouco significativa, dos zircões detríticos dos metassedimentos de Acopiara seja proveniente da erosão deste tipo de materiais.

Segundo Takehara *et al.* (1999) e Babinski *et al.* (2005), os zircões afectados por metamorfismo de grau médio a alto tendem a apresentar razões  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  mais baixas do que os de origem magmática, devido a perdas de Pb induzidas pela circulação de fluidos metamórficos. As baixas razões  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  observadas em muitos dos cristais das amostras M 5.4 e M 155.4 (Tabelas C5 e C6, Anexo C) constituem, assim, mais um indício dos efeitos do metamorfismo Brasileiro sobre as rochas do substrato da região de Banabuiú.

A presença de pelo menos duas gerações de zircões herdados (2,0-2,1 Ga e 1.8 Ga) nos diatexitos de Banabuiú, para além de demonstrar o envolvimento de fontes crustais na sua formação, sugere uma contribuição importante de materiais metassedimentares nos processos de anatexia que ocorreram na sector estudado, o que reforça a hipótese dos metapelitos e metagrauvaques da Sequência Acopiara poderem ter sido os seus protólitos.

Por fim, a grande coincidência entre as idades das fracções projectadas na Concórdia de ambas as amostras permite definir com razoável segurança a idade do evento migmatítico Brasileiro em Banabuiú ( $594 \pm 5,8$  Ma e  $596 \pm 21$  Ma) e é consonante com a datação do pico metamórfico ( $\approx 600$  Ma) proposto por vários autores para a Província Borborema (Van Schmus *et al.*, 2003, Van Schmus *et al.*, 2011).

### VIII.7.3. Geoquímica isotópica Sr-Nd

Todas as tentativas feitas para datar os diferentes grupos litológicos estudados pelo método Rb-Sr (rocha total) foram mal sucedidas. Devido à grande vulnerabilidade do sistema isotópico Rb-Sr à acção de fluidos metamórficos e/ou hidrotermais tardios,

não é de estranhar que a projecção das amostras analisadas nos diagramas isocrónicos  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  tivesse dado origem a alinhamentos muito pobres (errócronas), com erros elevados e uma fraca qualidade de ajuste ( $\text{MSWD} > 2,5$ ).

Apesar da perturbação do sistema isotópico Rb-Sr, usou-se a idade 595 Ma, estimada a partir das datações U-Pb dos diatexitos, para comparar as assinaturas isotópicas Sr-Nd dos diferentes componentes dos migmatitos de Banabuiú na altura do evento anatético. Tendo em conta o carácter mais tardio do granito de Banabuiú, determinaram-se as suas razões iniciais  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$  assumindo uma idade de intrusão de 585 Ma. Na Tabela VIII.1, apresenta-se o intervalo de variação das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$  e respectivos valores de  $\epsilon\text{Sr}_{(t)}$  e  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ , para cada um dos litótipos investigados.

Tabela VIII.1 – Variação dos valores de  $\epsilon\text{Sr}_t$  e de  $\epsilon\text{Nd}_t$  nas rochas de Banabuiú (valores máximos e mínimos).

<b>Litologia</b>	<b><math>^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{595}</math></b>	<b><math>\epsilon\text{Sr}_{595}</math></b>	<b><math>^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{595}</math></b>	<b><math>\epsilon\text{Nd}_{595}</math></b>	<b><math>T_{DM}</math></b>
Ortognaisses	0,77936	+245,07	0,51088	-19,25	2,21
	0,90731	+2891,48	0,51097	-17,60	
Paragnaisses	0,66070	-2571,93	0,51085	-19,81	2,00
	0,81196	+1536,71	0,51104	-16,05	
Leucossomas em ortognaisses	0,71851	+208,97	0,51093	-18,26	nd
	0,88904	+2489,90	0,51121	-12,83	
Leucossomas em metatexitos	0,73578	+454,29	0,51078	-21,13	2,24
	0,82369	+1703,45	0,51112	-14,48	
Misturas	0,73215	+402,73	0,51055	-25,78	2,29
	0,78385	+1137,33	0,51103	-16,42	
Diatexitos	0,71703	+187,89	0,51070	-22,87	2,47
	0,73230	+404,88	0,51094	-18,19	
	<b><math>^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{585}</math></b>	<b><math>\epsilon\text{Sr}_{585}</math></b>	<b><math>^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{585}</math></b>	<b><math>\epsilon\text{Nd}_{585}</math></b>	<b><math>\epsilon\text{Nd}_{585}</math></b>
Granito Banabuiú	0,70770	+55,21	0,51069	-23,15	2,34
	0,72266	+267,80	0,51089	-19,24-	

\* nd – não determinada devido aos elevados valores da razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ( $> 0,12$ )

No seu conjunto, as amostras analisadas apresentam uma grande heterogeneidade isotópica, com valores de  $\epsilon\text{Sr}_{(t)}$  e  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  variando de +55 a +2891 e de -13 a -26, respectivamente. A dispersão das composições isotópicas de Sr está claramente relacionada com reequilíbrios isotópicos (durante ou após a fusão), que chegam a produzir valores de  $\epsilon\text{Sr}_{t=595}$  geologicamente irrealistas (negativos) em quatro amostras dos paragnaisses e razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{t=595}$  muito elevadas ( $\epsilon\text{Sr}_{t=595} > 1000$ ) noutras amostras (Tabela C2, Anexo C).

Embora muito menos sensível aos processos de interacção rocha-fluido, o sistema Sm-Nd também pode ser afectado por fraccionamento isotópico durante o

metamorfismo (fusão parcial) e/ou cristalização magmática, sempre que não é atingido o equilíbrio entre as fases minerais portadoras de terras raras e os fundidos com os quais estão em contacto (e.g. Liew & Hoffman, 1988; Turpin *et al.*, 1990, Barbero *et al.*, 1995, Zeng *et al.*, 2005, Hasalová *et al.*, 2008a).

Com efeito, Zeng *et al.* (2005) demonstram que existem diferenças significativas na cinética de dissolução da apatite (altas razões Sm/Nd) e da monazite (baixas razões Sm/Nd) durante a fusão parcial em desequilíbrio de rochas metassedimentares. Em condições de fusão em desequilíbrio assistidas por água, a dissolução de monazite é favorecida em relação à apatite, gerando líquidos com razões Sm/Nd e  $\epsilon\text{Nd}$  inferiores aos dos reservatórios fonte, enquanto a temperaturas mais altas, em que a anatexia é controlada por reacções anidras envolvendo a decomposição da moscovite e/ou da biotite, a monazite ficará retida no resíduo e dissolução da apatite será promovida, dando origem a fundidos com razões Sm/Nd e valores de  $\epsilon\text{Nd}$  superiores aos dos seus protólitos (Zeng *et al.*, 2005).

No caso do sistema isotópico Rb-Sr, as razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (e respectivos valores  $\epsilon\text{Sr}$ ) nos líquidos anatéticos irão depender essencialmente do balanço entre feldspatos (com baixas razões Rb/Sr) e micas (com altas razões Rb/Sr) durante a fusão, sendo de esperar que os “melts” formados através de reacções de desidratação da moscovite e/ou da biotite apresentem razões Rb/Sr mais elevadas e assinaturas isotópicas de Sr mais radiogénicas do que as das suas fontes metassedimentares, passando-se o oposto se a anatexia for desencadeada por um influxo de fluidos no sistema (Zeng *et al.*, 2005, Hasalová *et al.*, 2008a).

Em qualquer das situações, as relações de desequilíbrio entre os líquidos anatéticos e as suas putativas rochas-mãe só serão preservadas se as velocidades de extracção e segregação dos “melts” forem suficientemente rápidas para impedir a sua re-homogeneização isotópica, havendo muitos exemplos de complexos migmatíticos onde os fundidos re-equilibraram com os seus resíduos (Barbero *et al.*, 1995, Zeng *et al.*, 2005).

Nas rochas de Banabuiú, os valores menos negativos de  $\epsilon\text{Nd}_{t=595}$  (-13 a -16) ocorrem apenas nas amostras de leucossomas e/ou misturas e estão geralmente associados a elevadas razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{t=595}$  (Tabela VIII.1), confirmando a hipótese destes fundidos poderem ter sido gerados em condições anidras, através de reacções de desidratação da biotite e migrado para níveis estruturais algo menos profundos, sem chegarem a reequilibrar com o resíduo refractário (ver Caps. anteriores). Em etapas mais tardias do evento migmatítico e taxas de fusão superiores, os “melts”



produzidos (diatexitos e granito de Banabuiú) terão tido oportunidade de atingir um maior grau de homogeneização isotópica com os seus protólitos, explicando, assim, o carácter vincadamente mais negativo dos seus valores  $\epsilon\text{Nd}_{595}$  e a menor disparidade entre as suas razões isotópicas  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$  e as das rochas encaixantes (Tabela VIII.1).

Deve salientar-se ainda que, para além da intervenção de mecanismos de fusão parcial em desequilíbrio, é provável que parte da variabilidade isotópica de Sr no espectro de litologias estudado resulte de perturbações térmicas tardias induzidas pela elevada mobilidade do Rb e do Sr em fluidos aquosos, como poderá ter acontecido no caso das amostras de paragneisses com valores negativos  $\epsilon\text{Sr}_{595}$ .

Como se ilustra na Figura VIII.11, quase todas as amostras analisadas têm valores positivos de  $\epsilon\text{Sr}_{(t)}$  e fortemente negativos de  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ , projectando-se no quadrante inferior direito do diagrama de correlação isotópica  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  versus  $\epsilon\text{Sr}_{(t)}$ , o que é inteiramente coerente com uma marcada participação de fontes metassedimentares e/ou metaígneas com longos tempos de residência crustal na génese dos migmatitos e do granito de Banabuiú.

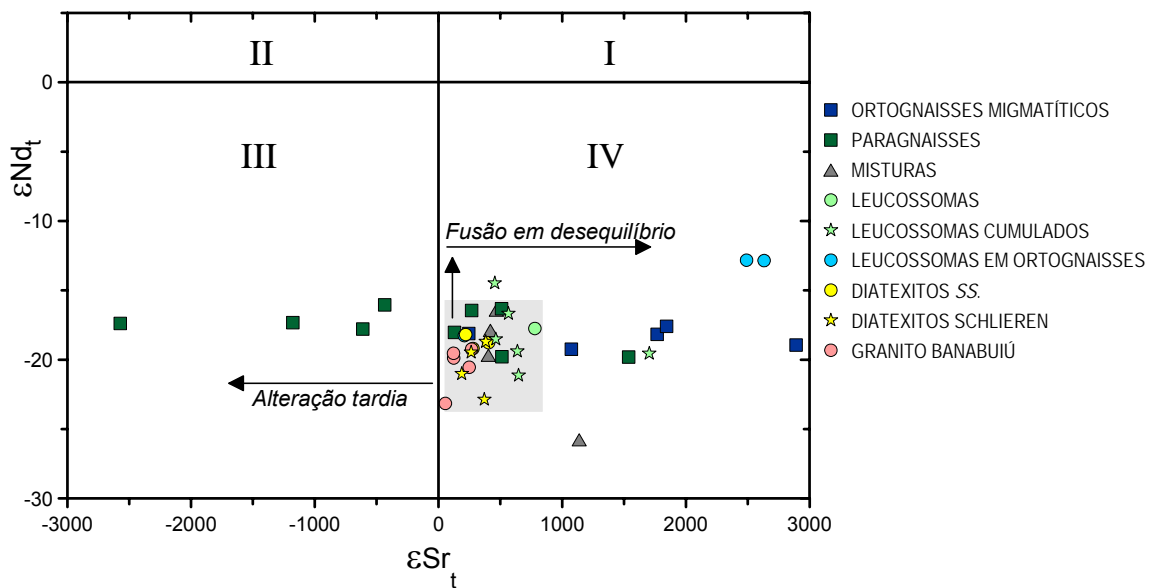


Figura VIII.11 – Diagrama  $\epsilon\text{Nd}_t$  vs  $\epsilon\text{Sr}_t$  para as rochas da região de Banabuiú, mostrando a sombreado cinzento o campo em que se concentram a maior parte das amostras (DePaolo & Wasserburg, 1976).

Quando se ignoram as amostras em que os efeitos de desequilíbrio isotópico são mais acentuados (alguns leucossomas, misturas e paragneisses), o intervalo de valores  $\epsilon\text{Nd}_{595}$  e  $\epsilon\text{Sr}_{595}$  reduz-se significativamente ( $\epsilon\text{Nd}_{595} = -18$  a  $-23$ ;  $\epsilon\text{Sr}_{595} = +55$  a

+ 780) e constata-se que existe um notável grau de sobreposição entre as assinaturas isotópicas Sr-Nd da maioria das amostras dos hospedeiros orto- e paraderivados, dos leucossomas, dos diatexitos e até do próprio granito (Fig. VIII.11). As semelhanças observadas constituem mais um argumento a favor da ocorrência de uma forte relação genética entre todos os litótipos presentes na região de Banabuiú.

#### VIII.7.4. Idades Modelo

Com base nos dados isotópicos de Nd, calcularam-se as idades-modelo ( $T_{DM}$ ) para as diferentes amostras analisadas (Tabela VIII.1) e projectaram-se os resultados nos diagramas de evolução isotópica das Figuras VIII.12, VIII.13 e VIII.14.

Tendo em conta que o significado destas idades assenta no pressuposto de que a razão Sm/Nd da rocha não foi alterada pelos processos geológicos que ocorrem na crosta (Liew & McCulloch, 1985), optou-se por desconsiderar as idades  $T_{DM}$  das amostras que sofreram fraccionamento isotópico durante o metamorfismo (razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0,12$ ; ver secção VIII.5). Efectivamente, um grande número destas amostras apresenta idades modelo geologicamente irrealistas ( $T_{DM} > 4,0$  Ga) indiciando uma pronunciada perturbação isotópica do sistema Sm-Nd.

A única amostra de ortognaisse que possui razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} < 0,12$  forneceu uma idade  $T_{DM}$  de 2,21 Ga, relativamente próxima da idade inferida para a cristalização dos seus percursos magmáticos através da datação U-Pb ( $2095 \pm 33$  Ma), o que aponta para um importante evento de acreção / reciclagem crustal no Paleoproterozóico, possivelmente associado ao ciclo orogénico Transamazónico (ca. 2,2 – 2,0 Ga) (Fetter, 1999, Fetter *et al.*, 2000; Martins, 2000, Martins *et al.*, 2009).

Para os paragnais de Acopiara obtiveram-se idades-modelo variando numa faixa entre 2,00 – 2,40 Ga, sugerindo que os depósitos turbidíticos da sequência paraderivada resultaram essencialmente do desmantelamento de um soco paleoproterozóico isotopicamente heterogéneo, do qual poderiam fazer parte os ortognais que afloram na região.

Por fim, a notável coincidência entre as idades-modelo das rochas supracrustais e o espectro de valores  $T_{DM}$  encontrado nos leucossomas, diatexitos e granito de Banabuiú ( $T_{DM} = 2,24 - 2,58$  Ga) corrobora a hipótese dos fundidos anatéticos e do magma granítico terem derivado da anatexia de fontes com composições semelhantes às dos metassedimentos do grupo Acopiara, o que é reforçado pela presença de núcleos herdados com idades entre 2,0-2,1 Ga nos diatexitos de Banabuiú (ver secção VIII.7.2.1).

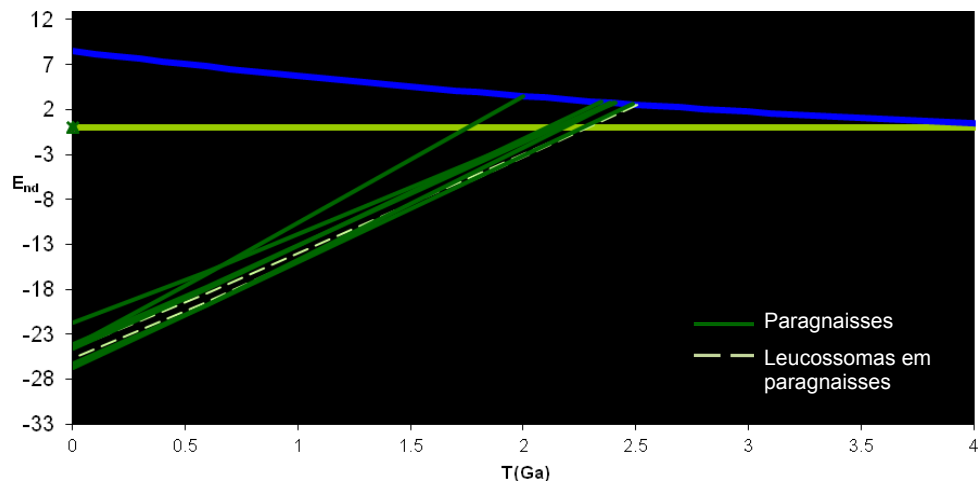


Figura VIII.12 – Diagrama de evolução isotópica para os paragnais da região de Banabuiú e seus leucossomas.

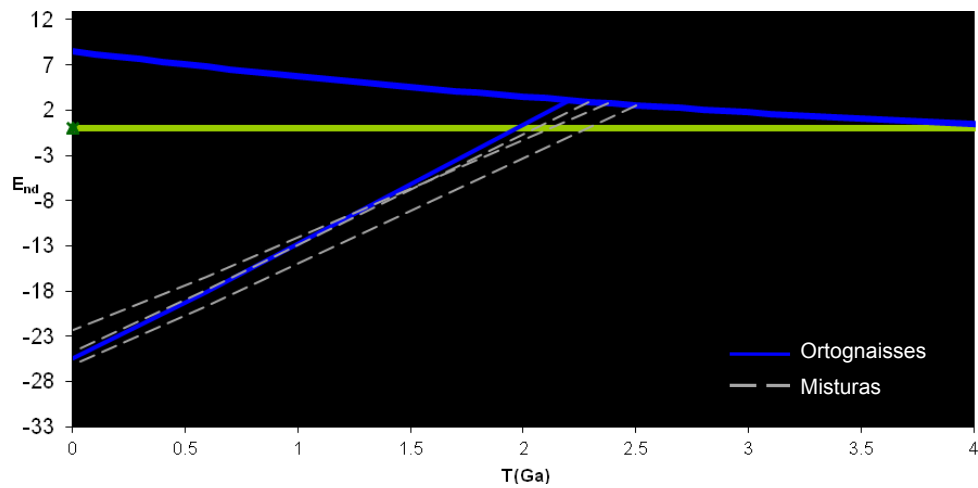


Figura VIII.13 – Diagrama de evolução isotópica para ortognais e misturas hospedeiro sedimentar – leucossoma da região de Banabuiú.

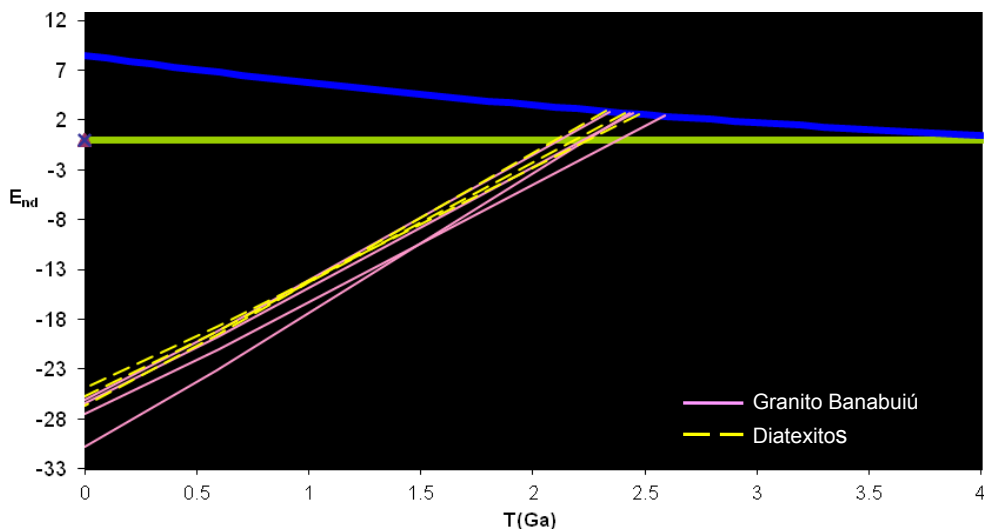


Figura VIII.14 – Diagramas de evolução isotópica para os diatexitos e granito da região de Banabuiú.

### VIII.7.5. Conclusões

Os dados geocronológicos obtidos durante a presente investigação permitiram: (a) datar os protólitos dos ortognaisses representados no substrato da região de Banabuiú ( $2095 \pm 33$  Ma), (b) constranger a idade do evento migmatítico Brasileiro no sector estudado ( $594 \pm 5,8$  Ma e  $596 \pm 21$  Ma) e (c) determinar a idade de intrusão do granito sin- a tardi-tectónico que aflora na porção ocidental da área ( $578,6 \pm 6,5$  Ma). A idade do granito de Banabuiú fornece ainda uma boa estimativa temporal para o fim da tectónica transcorrente que afectou esta zona durante a última fase da Orogenia Brasileira ( $D_3$ ).

A grande semelhança entre as assinaturas isotópicas Sr-Nd ( $\epsilon Sr_t$  positivo;  $\epsilon Nd_t$  fortemente negativo) dos diferentes tipos de fundidos anatéticos produzidos durante o episódio de fusão parcial (leucossomas, diatexitos e granito) e os dos seus hospedeiros metassedimentares aponta para um significativo envolvimento de materiais supracrustais do grupo Acopiara na formação do Complexo Migmatítico e na petrogénese do maciço granítico de Banabuiú, em concordância com as conclusões retiradas nos capítulos anteriores.

Por outro lado, o marcado fraccionamento isotópico Sm-Nd observado nalguns dos leucossomas analisados indica que os líquidos anatéticos que lhes deram origem resultaram de processos de fusão em desequilíbrio, em condições anidras, e foram rapidamente extraídos da área-fonte, comprovando o carácter alóctone dos veios leucocráticos intercalados nos ortognaisses e paragnaisses de Banabuiú.

## **CONCLUSÕES:**

A região de Banabuiú está localizada no complexo gnáissico-migmatítico de Acopiara, mais precisamente no sector oriental do Domínio Ceará Central (DCC), na Província Borborema (PB). Em termos litológicos, a área estudada, é composta por duas unidades principais: o complexo gnáissico-migmatítico (paragnaisses e ortognaisses migmatizados) e por granitóides do brasileiro.

Com base nos dados obtidos em campo e laboratório, de acordo com estudos petrográficos, de química mineral, litogeoquímica e de isótopos e suas respectivas interpretações, levaram às seguintes conclusões:

✓ De acordo com observações petrográficas pode-se dizer que nos ortognaisses não foram encontrados indícios da presença de material residual contornando os seus leucossomas apontando que estes ortognaisses poderão ter se envolvidos nos processos de anatexia mas não poderão ter sido os protólitos dos leucossomas / veios leucocráticos que estão actualmente presentes nestas rochas. Os leucossomas / veios leucocráticos em ortognaisses apresentam um “fabric” essencialmente isotrópico, sem evidências de deformação no estado sólido, seja concordante ou discordante, confirmando uma cristalização completa destes corpos nos estádios finais do episódio transcorrente  $D_3$ . Os contactos difusos dos leucossomas / veios leucocráticos com os ortognaisses contribui para hipótese de que de que o hospedeiro estivesse parcialmente fundido durante o alojamento destes corpos. As rochas metassedimentares hospedeiras foram fortemente transformados em metatexitos estromáticos, apresentam uma anisotropia planar bem definida ( $S_3$ ) embora possam ser encontrados vestígios de um “fabric” anterior ( $S_1+S_2$ ) microdobrado. Em zonas de maior intensidade de deformação, estas rochas adquirem um carácter milonítico bem marcado. A foliação de fluxo magmático encontrada em algumas amostras do granito de Banabuiú (concordante com as estruturas  $D_3$ ) confirmam o carácter sin-tectónico desta intrusão.

✓ Estima-se que as condições de P e T para o pico metamórfico do complexo gnáissico-migmatítico de Banabuiú tenha atingido o início da fácies granulítica,

envolvendo reações de desidratação da biotite, entre 750° e 800° e 5,5-6,0 e 9,5 Kb, aproximadamente.

✓ A grande quantidade de volumes de leucossomas / veios leucocráticos encontrados na região, parece corresponder a fundidos anatéticos gerados em níveis mais profundos que foram injectados nas sequências orto- e para-derivadas, devido a notória escassez de leucossomas “in situ” nestas rochas. A maior parte destes fundidos parece ter sido produzida durante tectónica transcorrente D<sub>3</sub>. No entanto, as condições metamórficas para o início da fusão parcial podem ter sido atingidas antes, durante a D<sub>2</sub>, já que também existem leucossomas, embora em proporções reduzidas, associados com as estruturas desta fase.

✓ A presença de fluidos aquosos injectados no complexo migmatítico de Banabuiú terá proporcionado a re-hidratação e retrogradação das rochas hospedeiras, evidenciada, essencialmente, pela presença de moscovite tardia, amplamente distribuída nos metassedimentos e ortognaisses, sobretudo nas zonas próximas aos leucossomas e veios leucocrático.

✓ Os dados de química mineral apontam um elevado grau de sobreposição composicional entre os feldspatos potássicos dos vários litotipos amostrados. A plagioclase dos paragnaisses e dos ortognaisses apresentam composições mais cálcicas enquanto as dos diatexitos e do granito de Banabuiú possuem os mais baixos teores em anortite. As plagioclases dos leucossomas / veios leucocráticos quimicamente menos evoluídos mostram um elevado grau de sobreposição composicional com as dos seus hospedeiros e as dos leucossomas leucograníticos são tendencialmente mais sódicas. As biotites encontradas nos paragnaisses classificam-se como de origem metamórfica-metassomática e magnesianas, típicas de materiais de natureza paraderivada, enquanto as dos diatexitos, leucossomas e do granito de Banabuiú apresentam um carácter ígneo mais marcado embora os diatexitos possam ser divididos em dois grupos, um que apresenta proveniência restítica e o outro representado nos diatexitos mais evoluídos, resultantes de cristalização magmática. As biotites dos ortognaisses situam-se na transição entre os campos metamórfica-metassomática e magmáticas com composição ferrífera. À semelhança do que acontece com a biotite, a variabilidade química da moscovite pode ser justificada pelas variações das condições de temperatura ao longo da retrogradação das paragénese metamórficas. As granadas analisadas são ricas em almandina e apresentam uma tendência para as concentrações de Mg e as

razões Fe/(Fe+Mg) aumentam do núcleo para o bordo, comportamento típico de granadas retrogradadas. As turmalinas estudadas incluem-se no grupo das turmalinas alcalinas, concentrando-se no campo das dravites e o seu carácter magnésiano é compatível com a natureza paraderivada das rochas em que ocorrem estes cristais e com o enriquecimento em Mg observado nas biotites co-existentes. O não zonamento das turmalinas analisadas sugere que a sua cristalização tenha sido potencializada pelo influxo de fluidos aquosos ricos em boro nas fases finais da evolução metamórfica.

✓ As assinaturas geoquímicas das rochas de composição granítica da região de Banabuiú apresentam um carácter fortemente peraluminoso ( $A/CNK > 1$ ), localizado preferencialmente no campo dos leucogranitos, definindo tendências de declive vertical, típica de granitos gerados por anatexia crustal, corroborando a importante contribuição de materiais supracrustais na sua petrogénese.

✓ Com base nos dados dos elementos multielementares, as elevadas razões LILE/HFSE e as depressões em Nb, Ta e Ti são típicas de rochas plutónicas e vulcânicas formadas em ambientes de subducção, devido à participação de fluidos enriquecidos em LILE na fusão parcial e à cristalização fraccionada e/ou retenção no resíduo refractário de fases que incorporam preferencialmente os HFSE (granada, ilmenite, rútilo), neste sentido, pode admitir-se que os percursos sedimentares dos paragnaisses da sequência Acopiara resultaram da erosão de um arco magmático antigo, possivelmente representado pelos ortognaisses de Banabuiú, tornando-se compreensível, por isso, que estas litologias e os fundidos anatéticos gerados a partir delas tenham herdado, em parte, as assinaturas oligoelementares dos seus protólitos primitivos.

✓ A conjugação dos dados de geoquímica de elementos maiores e traço parecem demonstrar que os processos responsáveis pela formação do complexo migmatítico e do granito de Banabuiú foram extremamente heterogéneos, envolvendo a contribuição de fontes supracrustais pelíticas e semipelíticas, variações nas taxas de fusão e no grau de diferenciação dos líquidos anatéticos e uma ampla interacção entre os componentes sólidos e fundidos gerados em sucessivos estádios da sua evolução.

✓ Os resultados obtidos das análises geocronológicas apontam que os protólitos dos ortognaisses encontrados no substrato da região de Banabuiú apresentam uma idade de  $2095 \pm 33$  Ma, enquanto a idade de migmatização encontrada no

sector estudado varia de  $594 \pm 5,8$  Ma e  $596 \pm 21$  Ma. A idade de intrusão do granito sin- a tardi-tectónico que aflora na porção ocidental da área é de  $578,6 \pm 6,5$  Ma, fornecendo uma boa estimativa temporal para o fim da tectónica transcorrente que afectou esta zona durante a última fase da Orogenia Brasileira ( $D_3$ ).

✓ A grande semelhança entre as assinaturas isotópicas Sr-Nd ( $\epsilon Sr_t$  positivo;  $\epsilon Nd_t$  fortemente negativo) dos diferentes tipos de fundidos anatéticos produzidos durante o episódio de fusão parcial (leucossomas, diatexitos e granito) e os dos seus hospedeiros metassedimentares aponta para um significativo envolvimento de materiais supracrustais do grupo Acopiara na formação do Complexo Migmatítico e na petrogénese do maciço granítico de Banabuiú.

✓ Por outro lado, o marcado fraccionamento isotópico Sm-Nd observado nalguns dos leucossomas analisados indica que os líquidos anatéticos que lhes deram origem resultaram de processos de fusão em desequilíbrio, em condições anídras, e foram rapidamente extraídos da área-fonte, comprovando o carácter alóctone dos veios leucocráticos intercalados nos ortognaisses e paragnaisses de Banabuiú.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., Melcher, G.C., Cordani, U.G., Kawashita, K. & Vandoros, P. (1968). Radiometric age determinations from northern Brazil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, V. 18 (1): 3-14.
- Almeida, F.F.M. De, Hasui, Y., Brito Neves, B.B. De & Fuck, R.A. (1977). Províncias Estruturais Brasileiras. *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8, Campina Grande, *Boletim de Resumos*, 6: 363-391.
- Almeida, F.F.M.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*. 17: 1-29.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B., Valente S.C. (2008). New geological and single zircon Pb evaporation data from the Central Guyana Domain, southeastern Roraima, Brazil: tectonic implications for the central region of the Guyana Shield. *Journal of South American Earth Sciences*. 26: 318-328.
- Alonso, M. & Finn, E.J. (1968). *Fundamental University Physics, III: Quantum and Statistical Physics*. Addison-Wesley Publishing Company, Reading, 598 pp.
- Amaral, W.S. & Santos, T.J.S. (2008). Airborne geophysical and tectonics of the Ceará Central Domain, eastern region of the Santa Quitéria Magmatic Arc, Borborema Province. *Revista Brasileira de Geofísica*, 26(4): 527-542.
- Amaral, W.S. (2010). *Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico adjacentes ao Arco Magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 256 pp.
- Amaral, W.S.; Santos, T.J.S.; Wernick, E.; Matteini, M.; Dantas, E.L.; Moreto, C.P.N. (2010). U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd geochronology of rocks from the Forquilha Eclogite Zone, Ceará Central Domain, Borborema Province, NE-Brazil. In: VII-SSAGI South American Symposium on Isotope Geology, Brasília. CD-ROM-VII-SSAGI South American Symposium on Isotope Geology.
- Arndt, N.T. & Goldstein, S.L. (1987). Use and abuse of crust formation ages. *Geology*, 15: 893-895.
- Arth, J.G. (1976) - Behaviour of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 4: 41-47.
- Arthaud, M. H.; Landim, D. F. (1995). Relações da seqüência metassedimentar de Quixeramobim com seu Embasamento. In: *Simpósio de Geologia do Nordeste*, Recife, SBG, (1): 125-128.
- Arthaud, M.H., Vasconcelos, A.M., Nogueira Neto, J.A., Oliveira, F.V.C., Parente., C.V., Monié, P., Liégeois, J.P., Caby, R. & Fetter, A.H. (1998). Main Structural

- Features of Precambrian Domains From Ceará (NE Brazil). International Conference on Basement Tectonics, 14th, Ouro Preto, Abstracts, p: 84-85.
- Arthaud, M.H. (2005). Geologia e tectônica no Domínio Ceará Central. Qualificação ao Doutorado em Geologia, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UNB). 270pp.
- Arthaud, M.H., Caby, R., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Parente, C.V. (2008). Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. Geological Society, London, Special Publications. 294: 49-67.
- Ashworth, J.R. & Brown M. (2000). An overview of diverse responses to diverse processes at high crustal temperatures In: Ashworth, J.R., Brown M. (Eds.) High-Temperature Metamorphism and Crustal Anatexis. Kluwer Academic Publishers, p: 1-15.
- Babinski, M., Gradim, R.J., Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Noce, C.M. & Liu, D. 2005. Geocronologia U–Pb (SHRIMP) e Sm–Nd de xistos verdes basálticos do Orógeno Araçuaí: Implicações para a idade do Grupo Macaúbas. Revista Brasileira de Geociências, 35 (4): 77-81.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos, 46: 605-626.
- Barbero, L., Villaseca, C., Rogers, G., Brown, P.E. (1995). Geochemical and isotopic disequilibrium in crustal melting: an insight from the anatectic granitoids from Toledo, Spain. J. Geophys. Res., 100: 15745–15765.
- Barbey, P., Bertrand, J.M., Angoua, S. & Dautel, D. (1989). Petrology and U/Pb geochronology of the Telohat migmatites, Aleksod, Central Hoggar, Algeria. Contributions to Mineralogy and Petrology, 101: 207-219.
- Barbey, P., Macaudiere, J. & Nzenti, J. P. (1990). High-pressure dehydration melting of metapelites: evidence from the migmatites of Yaoundé (Cameroon). Journal of Petrology, 31: 401-427.
- Barker, F. (1979). Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: F. Barker (Eds.). Trondhjemites, Dacites and Related Rocks, Developments in Petrology, 6. Elsevier, Amsterdam, 463 pp.
- Baumgartner, R., Rolf, L., Romer, R.L., Moritz, R., Sallet, R. & Chiaradia, M. (2006). Columbite-tantalite-bearing granitic pegmatites from the Seridó Belt, NE Brazil: genetic constraints from U-Pb dating and Pb isotopes. Can. Mineral. 44: 69-86.
- Bhadra, S.D.S & Bhattacharya, A. (2007). Shear Zone-hosted Migmatites (Eastern India): the Role of Dynamic Melting in the Generation of REE-depleted Felsic Melts, and Implications for Disequilibrium Melting. Journal of Petrology, 48 (3): 435-457.
- Brito Neves, B.B. 1975. Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brazil, Doctoral thesis (unpublished), 198 pp.
- Brito Neves, B.B.; Cordani, U.G. (1991). Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. Precambrian Research. 53: 23-40.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J. & Van Schmus, W.R., (2000). Tectonic History of the Borborema Province, Northeastern Brazil, Proceedings of the 31<sup>st</sup> International Congress, Rio de Janeiro, p: 151-182.

- Brito Neves, B.B., Passareli, C.R, Basei, A.A. S., Santos E.J. (2003). U-Pb age of some classic granites of the Borborema Province. IV South American Symposium of Isotope Geology, Salvador, Brazil, p: 158-159.
- Brooks, C.K., Henderson, P. & Ronsbo, J.G. (1981). Rare earth element partitioning between allanite and glass in the obsidian of Sandy Braes, northern Ireland. *Mineral. Mag.*, 44: 157-160.
- Brown, G.C.; Fyfe, W.S. (1970). The production of granitic melts during ultrametamorphism. *Contrib.Mineral. Petrol.*, 28: 310-318.
- Brown, M. & Solar, G.S. (1998). Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *J. Struct. Geol.*, 20: 1365-1393.
- Brown, M. (2001). Orogeny, migmatites and leucogranites: a review. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences (Earth and Planetary Science)*. 110: 313-336.
- Brown, M. & Rushmer, T. (2006). *Evolution and Differentiation of the Continental Crust*. Cambridge University Press, Cambridge, 553 pp.
- Brown, M. (2008). Granites, migmatites and residual granulites: Relationships and processes. In: *Working with Migmatites*, Sawyer, E.W. and Brown, M., (Eds). Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 38: 97-144.
- Bruyil, H., Westhuizen, W.A. & Schoch, A.E. (1983). The estimation of FeO, F, and H<sub>2</sub>O+ by regression in microprobe analysis of natural biotite. *J. Trace and Microprobe Techniques*, 1(4): 399-413.
- Buick, I.S., Stevens, G. & Gibson, R.L. (2004). The role of water retention in the anatexis of metapelites in the Bushveld Complex Aureole, South Africa: an Experimental Study. *Journal of Petrology* 45(9): 1777-1797.
- Busch, W., Schneider, G. And Mehnert, K.R. (1974). Initial melting at grain boundaries. Part II: Metlting of rocks of granodioritic, quartzdioritic and tonalitic composition. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie-Monatshefte*, 8(1974): 345-370.
- Carrington D.P. & Watt G.R. (1995). A geochemical and experimental study of the role of K-feldspar during water-undersaturated melting of metapelites. *Chem. Geol.*, 122: 59-76.
- Carrington, D.P. & Watt, G.R., (1995). Contrasting geochemistry of granulite-facies leucosomes and S-type granites: K-feldspar as culprit. *Mineralogical Magazine*, 58A: 152-153.
- Castro, N.A., Basei, M.A.S., Sato K. (2003). Nd data from Central Ceara Domain: Archean relicts, Paleoproterozoic record and Neoproterozoic crustal reworking. IV South America Symposium on sotope Geology, Salvador, Brazil, p: 161-163.
- Castro, N.A. (2004). *Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taperuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema)*. Doctoral thesis, Universidade de São Paulo, Brazil, 221 pp.
- Cavalcante, J.C., Vasconcelos, A.M., Medeiros, M.F., Paiva, I.P., Gomes, F.E.M., Cavalcante, S.N., Cavalcante, J.E., Melo, A.C.R., Duarte Neto, V.C., Benevides, H.C. (2003). *Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000*. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- Cesare, B. (2008). Crustal melting: working with enclaves. In: Sawyer, E.W. & Brown, M. (Eds.) *Working with Migmatites*. Mineralogical Association of Canada, Short Course 38: 37–55.

- Cesare, B., Acosta-Vigil, A., Ferrero, S., and Bartoli, O. (2011). Melt inclusions in migmatites and granulites, in Forster, M.A., and Fitz Gerald, J.D., (Eds.) *The Science of Microstructure -Part II, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN, (38), p: 1441-8142.*
- Chang, R. (1994). *Química. MacGraw-Hill, Lisboa, 5ª edição, 1117 pp.*
- Cherniak, D.J., Lanford, W.A., Ryerson, F.J. (1991). Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford Backscattering techniques. *Geochim. Cosmochim. Acta, 55: 1663-1673*
- Cherniak, D.J. & Watson, E.B. (2000). Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology, 172: 5-24.*
- Cherniak, D.J. (2002). Ba diffusion in feldspar. *Geochimica et Cosmochimica Acta. 66: 1641-1650.*
- Clarke, D.B. (1992). *Granitoid rocks. Chapman and Hall, London. 283 pp.*
- Clemens, J.D.; Vielzeuf, D. (1987). Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett., 86: 287-306.*
- Clemens, J.D. (1990). The granulite-granite connexion. In: Vielzeuf, D.; Vidal, P. (Eds.), *Granulites and crustal differentiation. Kluwer Academic Publishers, p: 25-36.*
- Collerson, K.D. & Fryer, B.J., (1978). The role of fluids in the formation and subsequent development of early continental crust. *Contrib. Mineral. Petrolo., 67: 151-167.*
- Compston, W., Williams, I.S., Kirschvink J.L. (1992). Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *J. Geol. Soc. London, 149: 171-184.*
- Condie, K.C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology, 104: 1-37.*
- Cosgrove, J.W. (1997). The influence of mechanical anisotropy on the behavior of the lower crust. *Tectonophysics, 280: 1-14.*
- De Araújo, C.E.; Pinéo, T.R.G.; Costa, F.G.; Palheta, E.S.M.; Cavalcante, J.C.; Vasconcelos, A.M.; Moura, C.A.V. (2010b).  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  Zircon ages of pre- and syn-collisional granitoids from the Tamboril-Santa Quitéria granitic-migmatitic complex, Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil): geodynamic implications. VII-SSAGI South American Symposium on Isotope Geology, Brasília-DF (CD-ROM).
- Debon, F. & Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci., 73: 135-149.*
- Debon, F. & Le Fort, P. (1988). A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bull. Miner. 111: 493-510.*
- De Paolo, D.J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett., 53: 189-202.*
- De Paolo, D.J. & Wasserburg, G.J. (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett., 3: 249-252.*
- De Paolo, D.J. & Wasserburg, G.J. (1979). Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta, 43: 615-627.*
- Dickin, A.P. (1997). *Radiogenic Isotope Geology. Cambridge University Press, 2<sup>nd</sup> edition, 490 pp.*

- Dickin, A.P. (2005). *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, Cambridge. 452 pp.
- Dutrow, B.L, Foster Jr, C.T. & Henry, D.J. (1999). Tourmaline-rich pseudomorphs in sillimanite zone metapelites: Demarcation of an infiltration front. *American Mineralogist*, 84: 794–805.
- Ellis, D.J.; Thompson, A.B. (1986). Subsolidus and partial melting reactions in the quartz-excess  $\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{SiO}_2+\text{H}_2\text{O}$  system under water-excess and water-deficient conditions to 10Kbar: Some implications for the origin of peraluminous melts from mafic rocks. *Journal of Petrology*, 27: 91-121.
- El-Shazly, A.K., Loehn, C. & Tracy, R.J. (2011). P–T–t evolution of granulite facies metamorphism and partial melting in the Winding Stair Gap, Central Blue Ridge, North Carolina, USA. *Journal Metamorphic Geology*, 29: 1-28.
- Erdmann, S., Jamieson, R.A. & Macdonald, M.A. (2009). Evaluating the origin of garnet, cordierite and biotite in granitic rocks: a case study from the South Mountain Batholith, Nova Scotia, *Journal of Petrology*, 50(8): 1477-1503.
- Essene, E. J., Claffin, c. L., Giorgetti, G., Mata, P. M., Peacor, D.R., Árkai, P. & Rathmell, M. A. (2005). Two-, three- and four-feldspar assemblages with hyalophane and celsian: implications for phase equilibria in  $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{--CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{--NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8$ . *European Journal of Mineralogy*. 17(4): 515-535.
- Evensen, N.H., Hamilton, P.J. & O’Nions, R.K. (1978). Rare earth abundances in chondrite meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1199-1212.
- Faure, G. (1986). *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, New York, 2nd edition. 589 pp.
- Faure, G. (2001). *Origin of Igneous Rocks. The Isotopic evidence*. Springer Verlag, Berlin. 494 pp.
- Faure, G. & Mensing, T. (2005). *Isotopes: Principles and Applications*. John Wiley & Sons, New Jersey, 3rd edition. 928 pp.
- Fetter, A.H. (1999). U/Pb and Sm/Nd Geochronological Constraints On The Crustal Framework and Geologic History Of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications For The Assembly Of Gondwana. Department Of Geology, Kansas University, Lawrence, Tese de Doutorado, 164 pp.
- Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., Santos, T.J.S., Nogueira Neto, J.A. & Arthaud, M.H. (2000). U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinent “Atlantica”. *São Paulo. Revista Brasileira de Geociências*. 30 (1): 102–106.
- Fetter, A.H., Saraiva Dos Santos, T.J., Van Schmus, W.R., Hachspacher, P.C., Brito Neves, B.B., Arthaud, M.H. Nogueira Neto, J.A. & Wernick, E. (2003). Evidence for neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of west Gondwana. *Gondwana Research*, 6(2): 265-273.
- Fleet, M.E. (2003). Sheet silicates: micas. In: Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (Eds.), *Rock forming minerals*, volume 3A. Geological Society of London, London, 743 pp.
- Foland, K.A. (1974). Alkali ditrusion in orthoclase. In A. W.Hofmann, B. J. Giletti, H. S. Yoder, and R. A. Yund. (Eds.), *Geochemical Transport and Kinetics*, p.77-98.

- Carnegie Institution of Washington and Academic Press, Washington and New York.
- Foster, M.D. (1960). Interpretation of trioctahedral micas. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 354-B: 1-49.
- Fourcade, S., Martin, H. & Bremond d'Ard, J. (1992). Chemical exchange in migmatites during cooling. *Lithos*. 28: 43-53.
- Fujimaki, H. (1986). Partition coefficient of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94: 42-45.
- Garcia, M.G.M., Arthaud, M.H. (2004). Caracterização de trajetória P-T em nappes brasileiras: região de Boa Viagem/Madalena – Ceará Central (NE Brasil). *Revista de Geologia, Universidade Federal do Ceará*. 17: 173-191.
- Gokhale, M.W. (1968). Chemical composition of biotites as a guide to ascertain the origin of granites. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 40: 107-111.
- Graessner, T. & Schenk, V. (2001). An exposed Hercynian deep crustal section in the Sila Massif of Northern Calabria: mineral chemistry, petrology and a P-T path of granulite facies metapelitic migmatites and metabasites. *Journal of Petrology*, 42(5): 931-961.
- Green, T.H. & Pearson, N.J. (1983). Effect of pressure on rare earth element partition coefficients in common magmas. *Nature*, 305: 414 - 416.
- Gromet, L.P. & Silver, L.T. (1987). REE Variations Across the Peninsular Ranges Batholith: Implications for Batholithic Petrogenesis and Crustal Growth in Magmatic Arcs. *Journal of Petrology*, 28: 75-125.
- Guereschi, A. B. & Martino, R. D. (2003): Trayectoria textural de las metamorfitas Del sector centro-oriental de la Sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 58: 61-77.
- Guereschi, A. B. & Martino, R. D. (2008): Field and textural evidence of two migmatization events in the Sierras de Córdoba, Argentina. *Gondwana Research*. 13(2): 176-188.
- Guidotti, C.V. (1978). Compositional variation of muscovite in medium to high-grade metapelites in northwestern Maine. *American Mineralogist*, 63(8): 878–884.
- Guidotti, C.V. (1984). Micas in metamorphic rocks. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 13: 357–456.
- Guo J. & Green T.H. (1989). Barium partitioning between alkali feldspar and silicate liquid at high temperature and pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.* 102(3): 328-335.
- Hall, D. & Kisters, A. (2012). The stabilization of self-organised leucogranite networks - Implications for melt segregation and far-field melt transfer in the continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 355-356: 1 – 12.
- Hasalová, P., Schulmann, K., Lexa, O., Štípská, P., Hrouda, F., Ulrich, S., Haloda, J., And Tycová, P. (2008a). Origin of migmatites by deformation enhanced melt infiltration: an new model based on quantitative microstructural analysis. *Journal of Metamorphic Geology*. 26: 29-53.
- Hasalová, P., Štípská, P., Powell, R., Schulmann, K., Janousek, V. And Lexa, O., (2008 b). Transforming mylonitic metagranite by open-system interactions during melt flow. *Journal of Metamorphic Geology*, 26: 55-80.

- Hawthorne, F.C. & Henry, D.J. (1999). Classification of the minerals of the tourmaline group. *Eur. J. Mineral.*, 11: 201-215.
- Herron, M.M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J.Sed. Petrol.* 58: 820-829.
- Hiess, J., Condon D.J., McLean N., Noble S.R. (2012).  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  systematics in terrestrial Uranium-bearing minerals. *Science*, 235:1610–14.
- Holness, M.B. (2008). Decoding migmatite microstructures, in Sawyer, E.W. and Brown, M., Eds., *Working with migmatites*. Mineral Association of Canada, Short Course Series, 38: 57-76.
- Holness, M.B. & Sawyer, E.W. (2008). On the pseudomorphing of melt-filled pores during the crystallization of migmatites. *Journal of Petrology*, 49 (7): 1343-1363.
- Jin, Z.M., Green, H.W. & Zhou, Y. (1994). Melt topology in partially molten mantle peridotite during ductile deformation. *Nature*, 372: 164-167.
- Johannes, W., Ehlersb, C., Kriegsmanc, L.M. & Mengel, K (2003) The link between migmatites and S-type granites in the Turku area, southern Finland. *Lithos*, 68: 69–90.
- Johnson, T.E., White, R.W. & Powell, R., 2008. Partial melting of metagreywackes: a calculated mineral equilibria study. *Journal of Metamorphic Geology*. 26: 837-853.
- Johnson, B.R., and Glazner, A.F. (2010). Formation of K-feldspar megacrysts in granodioritic plutons by thermal cycling and late-stage textural coarsening: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159: 599-619.
- Jung, S., Mezger, K., Masberg, P., Hoffer, P. & Hoernes, S. (1998). Petrology of an intrusion related high grade migmatite: implication for partial melting of metasedimentary rocks and leucosome forming processes. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 425-445.
- Jung, S., Hoernes, S., Masberg, P. & Hoffer, E. (1999). The Petrogenesis of Some Migmatites and Granites (Central Damara Orogen, Namibia): Evidence for Disequilibrium Melting, Wall-Rock Contamination and Crystal Fractionation. *Journal of Petrology*, 40(8): 1241-1269.
- Kohn, M.J., Spear, F. (2000). Retrograde net transfer insurance for pressure-temperature estimates. *Geology*, 28: 1127-1130.
- Kriegsman L.M. (2001). Partial melting, partial melt extraction, and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*, 56: 75–96.
- La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29: 183-210.
- Le Bas, M.J. & Streckeisen, A.L. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *J.Geol.Soc.*, London, 148: 825-833.
- Le Breton, N, and Thompson, A.B. (1988) Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99: 226-237.
- Le Maitre, R.W. (2002). *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*, Cambridge University Press (Eds.), 256 pp.

- Liew, T.C. & McCulloch, M.T. (1985). Genesis of granitoid batholiths of Peninsular Malaysia and implications for models of crustal evolution: Evidence from Nd-Sr isotopic and U-Pb zircon study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 587-600.
- Liew, T.C. & Hofmann, A.W. (1988) Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib Mineral Petrol* 98:129-138.
- Lima, M.N. (2008). Caracterização litogeoquímica do granito Banabuiú e seu encaixante (Brasil). Universidade de Aveiro – UA, Portugal. Dissertação de Mestrado. 168 pp.
- Lima, M.N.; Azevedo, M.R.; Nogueira Neto, J.A.; Rosa, G.M.; Cordani, U.G. (2009). Rb-Sr and K-Ar ages for pegmatites from the Banabuiu region, Borboreme Province, Brazil. *Estudos Geológicos (UFPE)*, 19: 188-192.
- Lima, M.N., Nogueira Neto, J.A., Azevedo, M.R., Valle Aguado, B. (2010). Geología y Geocronología U-Pb del granito de Banabuiú, Noroeste Ceará, Brasil. *Estudios Geológicos*, 66(1): 35-44.
- Long, P.E., Drake M.J. & Holloway, J.R. (1978). Experimental determination of partition coefficients for Rb, Sr, and Ba between alkali feldspar and silicate liquid In: International conference on experimental trace element geochemistry, Sedona, Ariz., United States, 42: 833–846.
- Ludwig, K.R. (2003). Users manual for Isoplot 3.00, Berkeley Geochronology Center Special Publication, vol. 4, 70 pp.
- Lugmair, G.W. & Marti, K. (1978). Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39: 349-357.
- Luth, W.C; Jahns, R.H.; Tuttle, O.F. (1964). The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *Journal of Geophysical Research*, 69: 759-773.
- Mahood, G. & Hildreth, W. (1983). Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 11-30.
- Martins, G. (2000). Litogeoquímica e controles geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró. Doctoral Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas-UNICAMP. Campinas, Brasil. 220pp.
- Martins, G., Oliveira, E.P. & Lafon J.M. (2009). The Algodões amphibolite-tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: Geochemical and geochronological evidence for Palaeoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons. *Gondwana Research*, 15(1):71-85.
- Marques Jr, F., Nogueira Neto, J.A. & Neri, T.F.O. (1988). Contribuição à Geologia do Campo Pegmatítico de Berilândia, Ceará. Livro de resumos do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. 1: 329–337.
- Marques Jr, F. (1992). Geologia do Campo Pegmatítico de Berilândia-Ce. Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo-USP. 152 pp.
- Mattos, I.C.; Artur, A. C. ; Nogueira Neto, J.A. (2003). Caracterização físico-mecânica do Granito Ornamental Serra do Barriga, Sobral/CE: resultados preliminares. In: IV Simpósio de Rochas Ornamentais do Nordeste, 2003, Fortaleza, CE. Anais do IV Simpósio de Rochas Ornamentais do Nordeste, 1: 86-93.



- McCulloch, M.T. & Gamble, J.A. (1991). Geochemical and geodynamic constraints on subduction zone magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102: 358-374.
- McLennan, E.L. (1983). Contrasting textures in metamorphic and anatectic migmatites: an example from the Scottish Caledonides. *Journal of Metamorphic Geology*, 1: 241-262.
- Mehnert, K.R., Busch, W. And Schneider, G. (1973). Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie-Monatshefte*, 1973: 165-182.
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J. & Dollase, W.A. (1981). Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineralogist*, 19: 25-34.
- Miller, C.F. (1985). Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *Journal of Geology*, 93: 673-689.
- Milord, I., Sawyer, E.W. & Brown, M. (2001). Formation of diatexite Migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: an example from St. Malo, France. *Journal of Petrology*, 42(3): 487-505.
- Morfin, S., Sawyer, E., Bandyayera, D. (2013). Large volumes of anatectic melt retained in granulite facies migmatites: an injection complex in northern Quebec. *Lithos* 168-169: 200-218.
- Morgan, G.B. & London, D. (2003). Trace element partitioning at conditions far from equilibrium: Ba and Cs distributions between alkali feldspar and undercooled hydrous granitic liquid at 200 MPa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 144: 722-738.
- Monier, G., Mergoïl-Daniel, J. & Labernardière, H. (1984). Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif de Millevaches (Massif Central français). *Bull. Minéral.*, 107: 55-68.
- Montel, J.M, Vielzeuf, D. (1997). Partial melting of metagreywackes; part II, compositions of minerals and melts. *Contrib. Mineral. Petrol.* 128 (2–3): 176–196.
- Morris, J.D. & Hart, S.R.. (1983). Isotopic and incompatible trace element constraints on the genesis of the island arc volcanics from Cold Bay and Ama Island, Aleutians, and implications for mantle structure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 2051-2030.
- Nabelek, P.I. & Bartlett, C.D. (2000). Fertility of metapelites and metagraywackes during leucogranite generation: an example from the Black Hills, U.S.A. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences.* 91: 1-14.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. & Carron, J.P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 301, serie II (11): 813-818.
- Nance, W.B. & Taylor, S.R., (1976). Rare-Earth Element Patterns and Crustal Evolution, Australian Post-Archean Sedimentary-Rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40: 1539-1551.
- Nash, W.P. & Crecraft, H.R. (1985). Partition coefficients of trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 2309-2322.
- Nesse, W.D. (2000). *Introduction to Mineralogy*. Oxford University Press, New York, 442 pp.
- Nockolds, S. R. (1947). The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 245: 401-420.

- Nogueira, J.F. (2004). Estrutura, Geocronologia e Alojamento dos Batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu – Ceará Central. Universidade Estadual Paulista – UNESP, Rio Claro – São Paulo, Tese de Doutorado. 123pp.
- O'Connor, J.T. (1965). A classification for quartz rich igneous rocks based on feldspar ratios. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 525B: B79-B84.
- Otamendi, J.E., Tibaldi, A.M., Vujovich, G.I., Viñao, G.A. (2008). Metamorphic evolution of migmatites from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierras Valle Fértil-La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. 25: 313-335.
- Parente, C.V. & Arthaud, M.H. (1995). O sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 25: 297-306.
- Parente, C.V., Almeida, A.R., Arthaud, M.H. (2008). Nota explicativa das folhas Quixeramobim (SB.24-V-D-III), Boa Viagem (SB.24-V-D-II) e Itatira (SB.24-V-B-V), escala 1:100.000. UFC/CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM/Serviço Geológico do Brasil. 196 pp.
- Patiño Douce A.E. & Johnston A.D. (1991). Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 107: 202-218.
- Patino Douce, A.E., Johnston, A.D. & Rice, J.M. (1993). Octahedral excess mixing properties in biotite: a working model with applications to geobarometry and geothermometry. *American Mineralogist*. 78: 113-131.
- Patiño Douce, A. E. & Harris, N. (1998). Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*. 39: 689–710.
- Pearce, J., Harris, N. & Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Pelletier, A., Guiraud, M. & Menota, R.P. (2005). From partial melting to retrogression in the Pointe Geologie migmatitic complex: A history of heterogeneous distribution of fluids. *Lithos*. 81: 153-166.
- Peto, P. (1976). An experimental investigation of melting relations involving muscovite and paragonite in the silica-saturated portion of the system K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O to 15 kb total pressure. *Progress in Experimental Petrology*, 3: 41-5.
- Pitcher, W.S. (1993). *The Nature and Origin of Granite*. Blackie Academic & Professional, London, 321 pp.
- Piwinskii, A. And Wyllie, P.J. (1968b) Experimental studies of igneous rock series. Felsic body suite from the needle point pluton, Wallowa batholiths, Oregon. *Journal of Geology*, 78: 52-76.
- Platten I.M. (1982) Partial melting of feldspathic quartzite around late Caledonian minor intrusions in Appin, Scotland. *Geol. Mag.* 119: 413-419.
- Ribeiro, S. (2004). Estudo geoquímico do maciço do Carrascal (Portalegre) e desenvolvimento de metodologias analíticas no LGI-UA. Tese de Mestrado. Aveiro: Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 155 pp.
- Rieder, M., Cavazzinil, G., D'Yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Muller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.; Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z. & Wones, D.R. (1998). Nomenclature of the micas. *Canadian Mineralogist*, 36: 905-912.

- Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical Data: evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, UK, 352 pp.
- Rutter, M.J.; Wyllie, P.J. (1988). Melting of vapour-absent tonalite at 10 Kbar to simulate dehydration melting in the deep crust. *Nature*, 331: 159-160.
- Sá, J. M., McReath, I. & Leterrier, J. (1995). Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Proterozoic igneous suites of the Oro's fold belt (Borborema province, northeast Brazil), *J. South Am. Earth Sci.*, 8: 299 – 314.
- Santos, E.J., Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Oliveira, R.G. & Medeiros, V.C. (2000). An overall view on the displaced terrane ragement of the Borborema Province, NE Brazil. *Proceedings of the 31<sup>st</sup> International Geological Congress, Rio de Janeiro. Extended Abstract, CPRM, 1 CD-ROM.*
- Santos, T.J.S., Santos, A.A., Dantas, E.L., Fuck , R.A., Parente, C.V. (2003). Nd isotopes and the provenance of metasediments of the Itataia Group, Northwest Borborema Province, NE Brazil. *IV South American Symposium of Isotope Geology, Salvador, Brazil*, p: 286-289.
- Saunders, A.D., Norry, M.J., Tarney, J. (1991). Fluid influence on the trace element composition of subduction zone magmas. *Phyl. Trans. Royal Soc. London*, 335: 377-392.
- Sawyer, E.W. (1999). Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth*, 24: 269-279.
- Sawyer, E.W. (2001). Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatetic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 19: 291-301.
- Sawyer, E.W. (2008). Atlas of migmatites. *The Canadian Mineralogist*. In: Special Publication, vol. 9. NRC Research Press, Ottawa, Ontario, 371 pp.
- Sawyer, E.W. (2010). Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: microstructures in the residual rocks and source of the fluid. *Lithos*, 116: 273-286.
- Schobbenhaus, C. & Brito Neves, B.B. (2003). A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. in: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C, Vidotti, R. M. E Gonçalves, J.H. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, 5–55. CPRM, Brasília, Brasil, 628 pp.
- Shand, S.J. (1972). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits*. (3<sup>a</sup> Eds.). New York: John Wiley & Sons, 488pp.
- Shabani, A.A.T., Lalonde, A.E. & Whalen, J.B. (2003). Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Applachian orogen: a potential tectonomagmatic indicator? *Canadian Mineralogist*, vol. 41: 1381-1396.
- Shaw, D.M. (1972). The origin of the Apselety gneiss, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 9: 18-35.
- Slagstad, T., Hamilton, M. A., Jamieson, R. A., and Culshaw, N. G. (2005). Timing and Duration of Melting in the Mid Orogenic Crust: Constraints from Pb-U (SHRIMP) Data, Muskoka and Shawanaga Domains, Grenville Province, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41: 1339-1365.
- Solar, G.S. and Brown, M. (2001). Petrogenesis of migmatites in Maine, USA: Possible source of peraluminous leucogranite in plutons? *Journal of Petrology*, 42(4): 789-823
- Stevens, G., and Clemens, J.D. (1993). Fluid-absent melting and the

- roles of fluids in the lithosphere: A slanted summary?. *Chemical Geology*, 108: 1–17.
- Souza, J.V. (1985). *Geologia dos Pegmatitos de Metais Raros da Região W e NW de Solonópole – Ce (Brasil)*. Tese de Professor Titular, Centro de Ciências, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará-UFC. 109 pp.
- Spear, F.S. (1993). Inverted metamorphism, P–T paths and tectonic history of west-central New Hampshire. In: Cheney, J. T. & Hepburn, J. C. (Eds.) *Field Trip Guidebook for the Northeastern United States 1*. Boston, MA: Geological Society of America. pp. D28–D33.
- Spear, F.S., Kohn, M.J. & Cheney, J.T. (1999). P–T paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 17–32.
- Stacey S.J. And Kramer J.D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model, *EPSL*, 26: 207-221.
- Steiger, R.H. & Jager, E. (1977). Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36: 359-362.
- Stevens, G., Clemens, J.D. & Droop, G.T.R. (1997). Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from ‘primitive’ metasedimentary protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128: 352–370.
- Sun, S. & McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society London, Special Publication, London, 42: 313-345.
- Takeara, L., Hartmann, L.A, Vasconcellos, M.A.Z. & Suita, M.T.F. (1999). Evolução magmática e metamórfica de zircão do Complexo Barro Alto (GO), com base em imagens de elétrons retro-espalhados e análises químicas por microsonda eletrônica. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3):371-378.
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., Fujimaki, H., Shinjo, R., Asahara, Y., Tanimizu, M., Dragusanu, C. (2005). JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with La Jolla neodymium. *Chem. Geol.*, 168: 279-281.
- Tarney, J. (1977). Geochemistry of Archaean high-grade gneisses, with implications as to the origin and evolution of the Precambrian crust. In: Widley, B.F. (Eds.) *The early history of the earth*. London: John Wiley, 1976. p: 405-417.
- Tavares Jr., S.S., (1992). *Caracterização litoquímica e geocronologia Rb/Sr das rochas granitóides e ortogneisses da região de Santa Quitéria-Sobral, NW do Ceará*. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Pará. 143pp.
- Taylor, J. & Stevens, G. (2010). Selective entrainment of peritectic garnet into S-type granitic magmas: Evidence from Archaean mid-crustal anatectites. *Lithos*, 120: 277-292.
- Thompson, A.B. (1982). Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H<sub>2</sub>O-undersaturated granitic liquids. *American Journal Science*, 282: 1567-1595.
- Thompson, A.B. (1983). Fluid-absent metamorphism. *Journ. Geol. Soc. London*, 143: 533-549.

- Torres, P.F.M. (2004). Aspectos geológicos e geocronológicos da região de Redenção (CE) e adjacências – contexto regional e evolutivo: seqüência Acarape e suíte Pacatuba. Dissertação de Mestrado, UFC, 189pp.
- Trompette, R. (1994). *Geology of Western Gondwana*. Rotterdam, A. A. Bakelma. 350 pp.
- Turpin, L., Cuney, M., Friedrich, M., Bouchez, J-L., Aubertin, M. (1990). Meta-igneous origin of Hercynian peraluminous granites in NW Massif Central: implications for crustal history reconstructions.
- Tuttle, O.F.; Bowen, N.L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ . *Geological Society of American Memoir.*, 74: 1-45.
- Valley, J.W.; 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.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B B., Hackspacher, P., Babinski, M. (1995). U-Pb and Sm-Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3): 267–288.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hacsbacher, P.C., Babinsky, M., Fetter, A. & Dantas, E. L. (1995a). Neoproterozoic and Late Mesoproterozoic sedimentary and volcanic sequences in the Borborema province, NE Brazil. Livro de resumos do 14<sup>st</sup> Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife, p: 391-392.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P., Fetter A.H., Kozuch M., Dantas, E.L. & Babinski, M. (1997). The Borborema Province: A collage of polycyclic crustal domains in NE Brazil. Livro de resumos do XVII Simpósio de Geologia do Nordeste. p: 115 -120.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Williams, I.S., Hackspacher, P., Fetter, A.H., Dantas, E.L., Babinski, M. (2003). The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research* 127: 287–327.
- Van Schmus, W.R., Kozuch, M., de Brito Neves, B.B., 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 31, 227–252.
- Vernon R.H. and Collins W.J. (1988) Igneous microstructures in migmatites. *Geology*. 16:1126-1129.
- Vernon, R.H. (2004). *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge, Cambridge University Press, 594 pp.
- Vernon, R.H. & Paterson S.R. (2008). How late are K-feldspar megacrysts in granites? *Lithos*, 104(1–4): 327–336.
- Vielzeuf, D., Holloway, J.R. (1988). Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system: consequences for crustal differentiation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98: 257-276.
- Vielzeuf, D., Montel, J.M. (1994). Partial melting of metagreywackes; part 1, fluid-absent experiments and phase relationships. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 117(4):375–393.

- Vielzeuf D., Vidal P. (1990). *Granulites and crustal differentiation*: Dordrecht Kluwer Academic Publishers p: 25– 36.
- Villaros, A., Stevens, G., Moyan, J. F. & Buick, I. S. (2009). Tracking S-type granite from source to emplacement: clues from garnet in the Cape Granite Suite. *Lithos*, 112: 217-235.
- Ward, C.D., Mearthur, J.M. & Walsh, J.N. (1992). Rare earth element behaviour during evolution and alteration of the Dartmoor granite, SW England. *Journal of Petrology*, 33: 785-815.
- Waters, D.J. (1988). Partial melting and the formation of granulite facies assemblages in Namaqualand, South Africa. *Journal of Metamorphic Geology*, 6: 387-404.
- Watkins, J.M., Clemens, J.D. & Treloar, J.P. (2007). Archaean TTGs as source of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6-1.2GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154: 91-110.
- Wetherill, G.W. (1956). Discordant uranium-lead ages. I. *Transactions, American Geophysical Union*, 37: 320-326.
- Whitney, D.L. & Irving, A.J. (1994). Origin of K-poor leucosomes in a metasedimentary migmatite complex by ultrametamorphism, syn-metamorphic magmatism and subsolidus process. *Lithos*: 32: 173-192.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman Ltd., London. 466 pp.
- Winkler, H.J.F. (1976). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, 327 pp.
- Winter, J. (2001). *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, 697 pp.
- Wyllie, P.J., Huang, W.L., Stern, C.R. & Maaloe, S. (1976). Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13: 1007-1019.
- Wyllie, P.J. (1977). Crustal Anatexis: An experimental review. *Tectonophysics*. 43: 41-71.
- Wyllie, P.J. (1983). Experimental studies on biotite and muscovite granites and some crustal magmatic sources. In: Atherton, M.P.; Gribble, C.D. (Eds.). *Migmatites, Melting and Metamorphism*, p: 12-26. Shiva Publishing Limited, Nantwich, UK, 326 pp.
- Zane, A., Rizzo, G. (1999). The compositional space of muscovite in granitic rocks. *Canadian Mineralogist*, 37: 1229–1238.
- Zeng, L., Asimow, P.D., Saleeby, J.B. (2005). Coupling of anatectic reactions and dissolution of accessory phases and the Sr and Nd isotope systematics of anatectic melts from a metasedimentary source. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 69: 3671–3682.

# ***ANEXO A***





Tabela A.1 – Composição química dos feldspatos potássicos das rochas da região de Banabuiú.

Amostra Mineral	ORTOGNAISSES																	
	m5.1	m5.1	m5.1	m5.1	m5.1	MI 148 C	MI 148 C	MI 148 C	MI 148 C	MI 148 C	MI 185 A1	MI 185 A1	MI 185 A1	MI 185 A1	MI 185B1-3	MI 185B1-3	MI 185B1-2	MI 185B1-3
	_b2_fk1	_b4_fk1	_b4_fk3	_b2_fk3	_b4_fk2	C4BKF1	C4BKF3	C5BKF1	C4CKF2	C5CKF2	C1BKF1	C2BKF1	C1CKF2	C2CKF2	KF1-mat	KF3-mat	KF16-mat	KF2-mat
	borda	borda	borda	centro	centro	borda	borda	borda	centro	centro	borda	borda	centro	centro	borda	borda	borda	centro
SiO2	64.98	65.90	65.51	65.17	65.44	64.76	64.65	64.71	65.04	64.92	65.32	64.47	65.10	65.46	65.26	65.48	65.17	65.14
TiO2	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.04	0.02	0.00	0.00	0.03	0.06	0.02	0.03
Al2O3	17.95	17.89	17.98	17.81	18.11	18.97	18.76	18.86	18.91	18.67	18.46	18.70	18.82	18.72	18.40	18.46	18.39	18.59
FeO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.05	0.02	0.00	0.14	0.00	0.05	0.02	0.02	0.00	0.00	0.04
MnO	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.07	0.00	0.09	0.07
CaO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.83	0.45	0.88	0.61	1.30	0.85	1.03	0.92	2.09	1.09	0.81	0.83	1.14	1.50	0.73	0.76	0.82	0.76
K2O	15.40	15.81	15.33	15.68	14.90	15.04	15.18	15.28	13.76	15.13	15.82	15.59	15.17	14.77	14.92	15.01	14.97	15.02
BaO	0.36	0.40	0.32	0.49	0.23	0.63	0.51	0.47	0.31	0.44	0.13	0.11	0.16	0.14	0.24	0.00	0.26	0.23
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.17	0.18	0.22	0.15	0.11	0.12	0.07	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.17	0.18	0.22	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.56	100.47	100.03	99.82	100.04	100.79	100.55	100.68	100.74	100.58	100.86	99.84	100.53	100.83	99.67	99.77	99.76	99.94
Si	12.05	12.11	12.08	12.08	12.05	11.88	11.90	11.89	11.88	11.93	11.97	11.92	11.94	11.94	12.03	12.04	12.02	11.99
Al	3.92	3.88	3.91	3.89	3.93	4.10	4.07	4.08	4.07	4.04	3.99	4.07	4.07	4.02	4.00	4.00	4.00	4.03
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.30	0.16	0.31	0.22	0.46	0.30	0.37	0.33	0.74	0.39	0.29	0.30	0.40	0.53	0.26	0.27	0.29	0.27
K	3.64	3.71	3.61	3.71	3.50	3.52	3.56	3.58	3.20	3.55	3.70	3.68	3.55	3.44	3.51	3.52	3.52	3.53
Ba	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.05	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Z	15.98	15.99	15.98	15.97	15.98	15.98	15.97	15.98	15.95	15.97	15.96	16.00	16.00	15.97	16.03	16.04	16.02	16.03
X	3.97	3.90	3.94	3.97	3.98	3.87	3.97	3.94	4.00	3.96	4.00	3.98	3.96	3.98	3.79	3.79	3.83	3.82
An.	0.02	0.03	0.00	0.10	0.09	0.00	0.00	0.00	0.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00
Ab	7.53	4.14	7.98	5.54	11.66	7.83	9.26	8.34	18.47	9.75	7.24	7.46	10.21	13.36	6.85	7.16	7.63	7.12
Or	91.80	95.10	91.44	93.46	87.83	91.00	89.81	90.80	80.16	89.45	92.53	92.33	89.50	86.35	92.69	92.83	91.88	92.44

Tabela A.1 – Composição química dos feldspatos potássicos das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	ORTOGNAISSES																		
	MI 185B1-2MI 185B1-2	MI 83 B	MI 83 B	MI 83A-1	MI 83A-1	MI 83A-1	MI 83A-1	MI 83A-1	MI 83A-1	MI 86 B	MI 86 B	MI 86 B	MI 86 B	mi86c	mi86c	mi86c	mi86c	mi86c	
	KF17-mat centro	KF18-mat centro	C1BKF1 borda	C1CKF2 centro	KF4-mat borda	KF6-mat borda	KF16-mat borda	KF18-mat borda	KF5-mat centro	KF17-mat centro	C1BKF1 borda	C2BKF1 borda	C1CKF2 centro	C2CKF2 centro	_2_fk1 borda	_2_fk3 borda	_4_fk1 borda	_2_fk2 centro	_4_fk2 centro
SiO2	64.91	65.56	63.59	63.49	65.03	64.22	64.49	65.38	64.41	64.62	64.01	64.37	64.31	64.31	65.25	65.90	65.07	66.27	65.98
TiO2	0.05	0.04	0.00	0.03	0.01	0.05	0.05	0.00	0.03	0.05	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
Al2O3	18.43	18.52	18.44	18.49	18.71	19.06	18.75	18.65	18.75	18.76	18.43	18.39	18.75	18.50	18.02	17.91	18.09	18.02	17.87
FeO	0.04	0.00	0.03	0.04	0.00	0.07	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.05	0.10	0.00	0.00	0.00	0.12	0.01	0.12
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.05	0.00	0.00	0.06	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.04	0.07
MgO	0.08	0.08	0.00	0.02	0.05	0.04	0.08	0.07	0.04	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.05	0.01	0.02	0.02
Na2O	1.02	0.99	1.21	1.31	0.83	0.95	0.81	0.63	1.09	1.06	0.93	0.87	1.13	0.82	0.84	0.88	0.51	1.13	0.67
K2O	14.38	14.62	14.98	14.68	15.22	14.91	15.04	15.39	15.30	14.75	15.44	15.46	15.41	15.47	15.27	15.22	15.78	14.78	15.56
BaO	0.25	0.32	0.07	0.09	0.05	0.10	0.11	0.15	0.05	0.13	0.19	0.13	0.18	0.11	0.06	0.11	0.13	0.05	0.12
P2O5	0.00	0.00	0.11	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.11	0.16	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.11	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.11	0.11	0.16	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.16	100.13	98.55	98.51	99.93	99.40	99.36	100.31	99.67	99.52	99.31	99.53	100.20	99.59	99.47	100.10	99.72	100.32	100.42
Si	12.01	12.03	11.91	11.89	11.97	11.89	11.95	12.00	11.92	11.94	11.92	11.95	11.88	11.93	12.07	12.11	12.05	12.12	12.11
Al	4.02	4.00	4.07	4.08	4.06	4.16	4.09	4.03	4.09	4.09	4.04	4.02	4.08	4.04	3.93	3.88	3.95	3.88	3.86
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Mg	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.37	0.35	0.44	0.47	0.30	0.34	0.29	0.22	0.39	0.38	0.34	0.31	0.40	0.30	0.30	0.31	0.18	0.40	0.24
K	3.40	3.42	3.58	3.51	3.57	3.52	3.55	3.60	3.61	3.48	3.67	3.66	3.63	3.66	3.60	3.57	3.73	3.45	3.64
Ba	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
P	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Z	16.03	16.03	15.98	15.96	16.03	16.05	16.04	16.03	16.01	16.03	15.96	15.97	15.96	15.97	16.00	15.99	15.99	16.00	15.97
X	3.78	3.80	4.03	3.99	3.87	3.87	3.85	3.84	4.01	3.87	4.02	3.98	4.05	3.96	3.91	3.90	3.92	3.85	3.90
An.	0.01	0.00	0.10	0.00	0.00	0.02	0.00	0.14	0.03	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.05	0.23	0.04	0.08	0.10
Ab	9.71	9.27	10.87	11.88	7.62	8.78	7.52	5.83	9.72	9.84	8.38	7.83	9.99	7.45	7.74	8.02	4.68	10.40	6.15
Or	89.80	90.13	88.91	87.96	92.29	91.01	92.28	93.75	90.15	89.89	91.28	91.89	89.69	92.36	92.10	91.56	95.05	89.43	93.54

Tabela A.1 – Composição química dos feldspatos potássicos das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	DIATEXITOS																		
	m5.4	m5.4	m5.4	m5.4	m5.4	m5.4	m5.4	m5.4	m7.2	m7.2	m7.2	m7.2	m7.2	m7.2	MI 60	MI 60	MI 60	MI 60	M122.1
	_2_fk1	_2_fk3	_b1_fk1	_fk1	_fk3	_2_fk2	_b1_fk2	_fk2	_1_fk.1	_1_fk.3	_2_fk1	_2_fk3	_1_fk.2	_2_fk2	C2BKF1	C3BKF1	C2CKF2	C3CKF2	_1_fk1
borda	borda	borda	borda	borda	centro	centro	centro	borda	borda	borda	borda	centro	centro	borda	borda	centro	centro	borda	
SiO2	65.56	66.52	65.53	66.40	65.94	67.01	66.50	66.02	64.61	65.09	65.09	64.96	65.42	65.34	65.83	64.00	63.91	64.91	65.18
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00
Al2O3	18.16	18.09	17.88	18.19	18.06	18.16	17.93	18.00	17.66	17.85	18.03	18.10	17.95	18.05	18.63	18.37	18.49	18.98	17.63
FeO	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.04	0.04	0.00	0.04
MnO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
CaO	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na2O	1.20	1.05	0.93	1.13	1.11	1.07	0.94	0.87	0.59	0.68	0.86	0.92	0.94	1.01	0.69	0.78	1.22	1.01	0.72
K2O	15.32	15.39	15.40	15.29	15.20	15.34	15.38	15.58	15.93	15.76	15.64	15.56	15.32	15.36	15.67	15.33	14.82	15.37	15.12
BaO	0.04	0.00	0.09	0.06	0.11	0.14	0.07	0.02	0.26	0.20	0.16	0.16	0.20	0.13	0.57	0.62	0.36	0.59	0.03
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.13	0.06	0.08	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.13	0.06	0.08	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.29	101.08	99.85	101.13	100.46	101.77	100.84	100.55	99.08	99.61	99.82	99.73	99.86	99.93	101.74	99.40	99.00	101.03	98.72
Si	12.04	12.10	12.09	12.08	12.08	12.11	12.13	12.09	12.07	12.07	12.04	12.03	12.08	12.06	11.97	11.93	11.92	11.90	12.13
Al	3.93	3.88	3.89	3.90	3.90	3.87	3.85	3.89	3.89	3.90	3.93	3.95	3.90	3.92	3.99	4.04	4.06	4.10	3.87
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.43	0.37	0.33	0.40	0.39	0.38	0.33	0.31	0.21	0.25	0.31	0.33	0.34	0.36	0.24	0.28	0.44	0.36	0.26
K	3.59	3.57	3.62	3.55	3.55	3.54	3.58	3.64	3.80	3.73	3.69	3.68	3.61	3.62	3.64	3.65	3.53	3.59	3.59
Ba	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.05	0.03	0.04	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Z	15.98	15.98	15.98	15.98	15.98	15.98	15.98	15.98	15.96	15.97	15.97	15.98	15.98	15.98	15.97	15.97	15.99	15.99	16.00
X	4.02	3.94	3.97	3.96	3.96	3.92	3.92	3.96	4.03	3.99	4.01	4.02	3.96	3.99	3.92	3.97	4.00	3.99	3.85
An.	0.04	0.04	0.06	0.16	0.11	0.03	0.09	0.17	0.00	0.02	0.03	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
Ab	10.63	9.35	8.41	10.05	9.92	9.58	8.50	7.77	5.30	6.16	7.66	8.20	8.51	9.09	6.22	7.12	11.06	9.02	6.76
Or	89.26	90.61	91.37	89.69	89.78	90.13	91.28	92.02	94.23	93.46	92.01	91.52	91.11	90.65	92.73	91.74	88.22	89.93	93.19

Tabela A.1 – Composição química dos feldspatos potássicos das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	DIATEXITOS								GRANITO BANABUIÚ											
	M122.1 _2_fk1	M122.1 _1_fk2	M122.1 _2_fk2	MI 92 C2BKF1	MI 92 C2BKF1.1	MI 92 C2CKF2	MI 92 C2CKF2.1	m41.1 _1_fk1	m41.1 _1_fk2	MI 01 - 3 KF16-mat	MI 01 - 3 KF18-mat	MI 01 - 1 KF19-mat	MI 01 - 1 KF21-mat	MI 01 - 3 KF17-mat	MI 01 - 1 KF20-mat	MI 184 - 4 KF1-mat	MI 184 - 4 KF3-mat	MI 184 - 4 KF2-mat	MI 184 - 2 KF22-mat	
	borda	centro	centro	borda	borda	centro	centro	borda	centro	borda	borda	borda	borda	centro	centro	borda	borda	centro	centro	
SiO <sub>2</sub>	64.78	64.91	64.95	65.10	64.56	64.70	65.07	64.38	64.79	64.78	65.82	65.10	65.06	65.86	64.98	65.35	65.56	65.62	65.44	
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.06	0.03	0.06	0.00	0.01	0.10	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.62	17.78	17.77	18.59	18.31	18.62	18.68	17.81	17.80	18.79	18.73	18.55	18.45	18.53	18.49	18.63	18.52	18.89	18.63	
FeO	0.00	0.00	0.02	0.09	0.05	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.04	0.09	0.02	0.01	
MnO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.09	0.00	0.00	
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.08	0.06	0.08	0.07	0.07	0.10	0.10	0.09	0.10	
CaO	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	
Na <sub>2</sub> O	0.87	0.96	0.83	0.75	1.25	0.95	1.29	0.77	0.89	0.99	0.77	0.88	0.87	1.15	1.06	0.84	1.09	1.07	1.32	
K <sub>2</sub> O	14.86	14.75	14.96	15.82	14.93	15.15	14.98	14.95	14.68	14.64	14.96	14.86	14.83	14.71	14.37	15.08	14.80	14.68	14.49	
BaO	0.00	0.02	0.00	0.28	0.00	0.16	0.00	0.06	0.09	0.27	0.25	0.36	0.16	0.26	0.22	0.22	0.22	0.17	0.20	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
SrO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	98.18	98.42	98.55	100.68	99.13	99.81	100.08	97.97	98.29	99.60	100.65	99.87	99.60	100.67	99.24	100.31	100.49	100.56	100.30	
Si	12.12	12.10	12.11	11.96	11.99	11.95	11.96	12.08	12.10	11.96	12.02	12.00	12.01	12.02	12.01	11.99	12.00	11.98	11.98	
Al	3.89	3.91	3.90	4.03	4.01	4.05	4.05	3.94	3.92	4.09	4.03	4.03	4.01	3.99	4.03	4.03	4.00	4.06	4.02	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	
Fe	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na	0.32	0.35	0.30	0.27	0.45	0.34	0.46	0.28	0.32	0.35	0.27	0.31	0.31	0.41	0.38	0.30	0.39	0.38	0.47	
K	3.55	3.51	3.56	3.71	3.54	3.57	3.51	3.58	3.50	3.45	3.48	3.49	3.49	3.43	3.39	3.53	3.46	3.42	3.38	
Ba	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Z	16.00	16.01	16.01	15.99	16.00	16.00	16.01	16.02	16.02	16.04	16.04	16.03	16.02	16.01	16.04	16.02	16.00	16.04	16.01	
X	3.87	3.86	3.86	3.99	3.99	3.92	3.97	3.86	3.83	3.82	3.78	3.84	3.82	3.85	3.79	3.84	3.86	3.81	3.87	
An.	0.06	0.04	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.06	0.23	0.17	0.02	0.02	0.00	0.06	0.05	0.05	
Ab	8.20	8.96	7.77	6.68	11.29	8.68	11.57	7.22	8.40	9.26	7.26	8.19	8.11	10.56	10.07	7.77	10.05	9.97	12.12	
Or	91.73	90.95	92.11	92.81	88.71	91.04	88.43	92.67	91.43	90.17	92.22	90.91	91.42	88.94	89.48	91.82	89.47	89.67	87.45	

Tabela A.1 – Composição química dos feldspatos potássicos das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	GRANITO BANABUIÚ						LEUCOSSOMAS EM METATEXITOS PARADERIVADOS													
	MI 184 - 2	MI 184 - 2	MI 212	MI 212	MI 212	MI 212	M 57.3	M 57.3	m5.2	m5.2	m5.2	m5.2	MI 105B	MI 105B	MI 110 A	MI 110 A	MI 110 A	MI 110 A	MI 110 A	MI 110 A
	KF21-mat borda	KF23-mat borda	_1_fk1 borda	_2_fk1 borda	_1_fk2 centro	_2_fk2 centro	FELD 2B borda	FELD 2N centro	_2_fk1 borda	_2_fk2.1 borda	_2_fk2 centro	_2_fk2.2 centro	C3BKF1 borda	C3CKF2 centro	C4BKF1 borda	C1BKF1 borda	C3BKF1 borda	C4CKF2 centro	C1CKF2 centro	C3CKF2 centro
SiO2	65.00	64.61	66.47	65.42	66.54	65.30	64.52	65.42	65.56	66.15	65.27	66.54	63.97	64.43	64.61	65.30	65.28	64.33	65.58	65.41
TiO2	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al2O3	18.56	18.54	17.81	18.40	17.85	18.33	18.26	18.28	18.37	18.08	18.13	18.17	18.27	18.42	18.49	18.73	18.70	18.69	18.56	18.53
FeO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.04	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02
MnO	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.04	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00
MgO	0.06	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.13	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.50	0.64	1.08	1.00	1.28	0.87	0.85	0.89	1.04	1.04	1.01	2.49	0.81	0.93	1.08	1.09	1.29	1.48	1.05	1.01
K2O	15.47	15.22	15.23	15.37	14.89	15.57	14.73	14.98	15.30	15.22	15.38	12.97	15.38	15.16	15.17	15.11	14.92	14.55	15.01	15.20
BaO	0.22	0.17	0.26	0.24	0.26	0.29	0.24	0.15	0.36	0.36	0.35	0.30	0.62	0.75	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.21	0.06	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.21	0.06	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.87	99.29	100.85	100.47	100.82	100.42	98.81	99.78	100.67	100.88	100.16	100.63	99.38	100.19	99.61	100.27	100.19	99.34	100.21	100.17
Si	12.00	11.98	12.14	12.01	12.13	12.01	12.02	12.05	12.02	12.09	12.04	12.09	11.94	11.92	11.96	11.98	11.98	11.92	12.02	12.01
Al	4.04	4.05	3.83	3.98	3.84	3.97	4.01	3.97	3.97	3.89	3.94	3.89	4.02	4.02	4.03	4.05	4.04	4.08	4.01	4.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.18	0.23	0.38	0.35	0.45	0.31	0.31	0.32	0.37	0.37	0.36	0.88	0.29	0.33	0.39	0.39	0.46	0.53	0.37	0.36
K	3.64	3.60	3.55	3.60	3.46	3.65	3.50	3.52	3.58	3.55	3.62	3.00	3.66	3.58	3.58	3.54	3.49	3.44	3.51	3.56
Ba	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Z	16.03	16.04	15.97	15.99	15.97	15.99	16.03	16.02	15.99	15.98	15.98	15.98	15.95	15.94	15.99	16.03	16.02	15.99	16.03	16.02
X	3.84	3.84	3.95	3.97	3.93	3.98	3.83	3.85	3.98	3.94	4.01	3.93	4.00	3.97	3.98	3.92	3.95	3.97	3.88	3.92
An.	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.05	0.12	0.00	0.05	0.02	0.09	0.63	0.09	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ab	4.69	6.00	9.71	8.93	11.47	7.76	8.05	8.23	9.31	9.33	8.98	22.29	7.29	8.41	9.76	9.89	11.59	13.41	9.62	9.17
Or	94.90	93.67	89.83	90.55	88.06	91.66	91.37	91.48	90.00	90.00	90.28	76.54	91.48	90.22	89.99	90.11	88.41	86.55	90.38	90.83

Tabela A.2 – Composição química das plagioclases das rochas da região de Banabuiú.

Amostra Mineral	HOSPEDEIRO METASSEDIMENTAR																			
	m33.2 _1_plag1	m33.2 _1_plag3	m33.2 _5_plag1	m33.2 _1_plag2	m33.2 _5_plag2	m57.1 _1_pl1	m57.1 _1_pl2	m79.3pt _1_pl2.1	m79.3pt _1_plag1	m79.3pt _4_plag1	m79.3pt _1_pl2.2	m79.3pt _1_plag2	MI 140B PLAG 1B	MI 140B PLAG 2B	MI 140B PLAG 1N	MI 140B PLAG 2N	MI 140B PLAG 1N	MI 140B PLAG 2N	mi140d _2_plag1	mi140d _2_plag2
	borda	borda	borda	centro	centro	borda	centro	borda	borda	borda	centro	centro	borda	borda	centro	centro	centro	centro	borda	centro
SiO2	65.13	64.33	63.78	63.91	63.85	60.42	61.09	65.57	66.32	66.52	65.20	65.62	61.68	60.08	68.80	64.41	59.60	61.50	62.78	63.61
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al2O3	22.00	21.94	22.05	22.04	22.19	20.40	21.50	21.98	21.72	21.83	22.01	21.93	24.81	22.67	20.21	21.90	26.07	24.83	23.10	23.23
FeO	0.07	0.07	0.01	0.03	0.01	0.07	0.05	0.01	0.02	0.12	0.00	0.02	0.03	0.73	0.00	0.63	0.02	0.02	0.01	0.01
MnO	0.00	0.03	0.00	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	3.92	3.73	4.12	3.85	4.13	3.11	3.18	3.36	3.07	3.10	3.45	3.02	6.24	3.93	0.47	1.15	7.75	6.21	4.80	4.88
Na2O	9.64	9.82	9.50	9.86	9.47	9.32	10.04	9.95	9.72	10.32	10.12	10.23	7.71	7.33	11.03	9.39	7.02	7.86	9.30	9.12
K2O	0.11	0.13	0.17	0.14	0.16	0.23	0.26	0.08	0.05	0.06	0.08	0.06	0.09	0.22	0.05	0.54	0.07	0.05	0.07	0.06
BaO	0.00	0.02	0.04	0.05	0.04	0.00	0.00	0.03	0.01	0.04	0.01	0.00	0.03	0.00	0.03	0.09	0.05	0.02	0.00	0.03
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.14	0.03	0.08	0.00	0.16	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
V2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00
Total	100.86	100.07	99.67	99.91	99.86	93.57	96.12	100.98	100.91	101.99	100.88	100.87	100.70	95.40	100.60	98.40	100.62	100.67	100.07	100.97
Si	11.40	11.37	11.32	11.32	11.31	11.41	11.26	11.45	11.55	11.50	11.41	11.46	10.87	11.12	11.93	11.51	10.56	10.85	11.12	11.16
Al	4.54	4.57	4.61	4.60	4.63	4.54	4.67	4.52	4.46	4.45	4.54	4.51	5.15	4.95	4.13	4.61	5.45	5.16	4.82	4.80
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.74	0.71	0.78	0.73	0.78	0.63	0.63	0.63	0.57	0.57	0.65	0.56	1.18	0.78	0.09	0.22	1.47	1.17	0.91	0.92
Na	3.27	3.36	3.27	3.38	3.25	3.41	3.59	3.37	3.28	3.46	3.43	3.47	2.63	2.63	3.71	3.25	2.41	2.69	3.19	3.10
K	0.02	0.03	0.04	0.03	0.04	0.05	0.06	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.05	0.01	0.12	0.02	0.01	0.02	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Z	15.94	15.93	15.93	15.92	15.94	15.95	15.94	15.97	16.00	15.95	15.95	15.98	16.03	16.07	16.06	16.12	16.01	16.02	15.95	15.96
X	4.03	4.10	4.09	4.15	4.07	4.10	4.28	4.02	3.86	4.05	4.10	4.04	3.83	3.46	3.81	3.60	3.91	3.88	4.12	4.04
An.	18.23	17.23	19.15	17.62	19.24	15.38	14.67	15.64	14.81	14.16	15.79	13.96	30.72	22.51	2.28	6.08	37.68	30.28	22.09	22.72
Ab	81.16	82.04	79.85	81.52	79.83	83.29	83.91	83.86	84.88	85.46	83.75	85.74	68.70	75.98	97.41	90.30	61.80	69.40	77.50	76.87
Or	0.61	0.69	0.93	0.78	0.86	1.32	1.41	0.44	0.30	0.31	0.45	0.30	0.53	1.51	0.26	3.44	0.42	0.27	0.41	0.35

Tabela A.2 – Composição química das plagioclases das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	ORTOGNAISSES																			
	m5.1	m5.1	m5.1	m5.1	m5.1	m5.1	MI 148 C	MI 148 C	MI 148 C	MI 185 A1	MI 185 A1	MI 185 A1	MI 185B1-3MI	185B1-3MI	MI 185B1-2	MI 185B1-2MI	185B1-3MI	185B1-2	MI 83 B	MI 83 B
	_b5_plag1	_b5_plag	_b6_pla1	_b6_pla3	_b5_plag2	_b6_pla2	C2BP1	C2CP2	C6CP2	C2BP1	C2BP2	C3BP1	Plag4-mat	Plag6-mat	Plag19-mat	Plag21-mat	Plag5-mat	Plag20-mat	C3BP1	C3BP1
borda	borda	borda	borda	centro	centro	borda	centro	centro	borda	borda	borda	borda	borda	borda	borda	borda	centro	centro	borda	borda
SiO2	65.54	65.25	64.95	65.02	65.18	65.08	65.59	64.32	62.91	64.50	64.83	65.15	64.21	64.93	65.56	64.46	64.64	64.38	65.38	61.48
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.01	0.01	0.03	0.04	0.03	20.74	0.01
Al2O3	21.57	21.72	21.84	21.82	21.68	21.77	22.16	22.97	22.83	22.08	21.91	22.53	22.39	22.40	21.67	22.44	22.72	22.53	0.02	24.17
FeO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.15	0.18	0.04	0.03	0.01	0.00
MnO	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.72	0.02	0.09	0.08	0.07	0.00	0.02
CaO	3.12	3.36	3.39	3.57	3.28	3.44	2.92	3.90	4.17	2.79	2.94	3.24	3.61	3.53	3.07	3.54	3.51	3.59	1.89	5.92
Na2O	10.03	10.18	10.20	10.01	10.17	10.15	9.81	9.34	9.21	9.68	9.66	9.35	9.30	9.52	9.80	9.52	9.60	9.52	10.27	8.34
K2O	0.18	0.14	0.14	0.16	0.21	0.15	0.12	0.16	0.23	0.17	0.18	0.29	0.27	0.15	0.20	0.25	0.21	0.20	0.11	0.18
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.45	100.70	100.53	100.62	100.52	100.67	100.61	100.73	99.38	99.24	99.50	100.59	99.91	101.27	100.49	100.52	100.86	100.36	98.46	100.12
Si	11.50	11.44	11.41	11.41	11.45	11.42	11.46	11.27	11.20	11.43	11.46	11.40	11.34	11.31	11.49	11.33	11.31	11.32	12.02	10.91
Al	4.46	4.49	4.52	4.51	4.49	4.50	4.56	4.74	4.79	4.61	4.56	4.65	4.66	4.60	4.48	4.65	4.69	4.67	0.00	5.06
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	2.87	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.19	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00
Ca	0.59	0.63	0.64	0.67	0.62	0.65	0.55	0.73	0.79	0.53	0.56	0.61	0.68	0.66	0.58	0.67	0.66	0.68	0.37	1.13
Na	3.41	3.46	3.47	3.41	3.46	3.45	3.32	3.17	3.18	3.33	3.31	3.17	3.18	3.22	3.33	3.24	3.26	3.25	3.66	2.87
K	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.07	0.06	0.03	0.04	0.06	0.05	0.04	0.03	0.04
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Z	15.96	15.93	15.93	15.93	15.94	15.92	16.03	16.01	15.99	16.04	16.03	16.05	16.00	15.91	15.97	15.97	16.00	15.99	12.02	15.97
X	4.04	4.12	4.15	4.12	4.13	4.14	3.90	3.94	4.03	3.89	3.91	3.84	3.93	3.91	3.95	3.97	3.96	3.97	4.06	4.04
An.	14.50	15.29	15.41	16.33	14.94	15.66	14.05	18.56	19.74	13.60	14.24	15.79	17.39	16.86	14.59	16.80	16.60	17.05	9.16	27.88
Ab	84.52	83.93	83.81	82.79	83.95	83.48	85.29	80.56	78.95	85.43	84.74	82.51	81.08	82.28	84.28	81.77	82.16	81.82	90.19	71.10
Or	0.98	0.78	0.78	0.88	1.11	0.82	0.66	0.88	1.31	0.96	1.02	1.70	1.52	0.82	1.13	1.40	1.18	1.13	0.65	1.01

X

Tabela A.2 – Composição química das plagioclases das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	ORTOGNAISSES																DIATEXITOS			
	MI 83 B C3CP2	MI 83 B C3CP2	MI 83A-1 Plag1-mat	MI 83A-1 Plag3-mat	MI 83A-3 Plag21-mat	MI 83A-3 Plag22-mat	MI 83A-1 Plag2-mat	MI 83A-2 Plag19-mat	MI 83A-3 Plag20-mat	MI 86 B C1BP1	MI 86 B C1CP2	mi86c _1_plag1	mi86c _1_plag3	mi86c _2_plag1	mi86c _1_plag2	mi86c _2_plag2	m5.4 _1_pl1	m5.4 _1_pl2	m7.2 _2_plag1	m7.2 _2_plag2
	centro	centro	borda	borda	borda	borda	centro	centro	centro	borda	centro	borda	borda	borda	centro	centro	borda	centro	borda	centro
SiO2	65.72	61.46	66.79	68.03	64.35	64.84	66.34	65.98	66.21	65.30	65.15	65.78	66.29	67.12	65.28	66.62	66.77	66.29	65.74	66.25
TiO2	0.00	0.05	0.00	0.04	0.02	0.03	0.06	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	20.72	24.21	20.95	19.76	21.69	21.59	20.76	21.69	21.27	21.92	21.92	21.36	20.85	20.80	21.31	20.85	21.13	21.21	21.63	21.33
FeO	0.00	0.00	0.00	0.10	0.02	0.00	0.10	0.07	0.04	0.04	0.05	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.03
MnO	0.01	0.01	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.09	0.09	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01
MgO	0.01	0.00	0.07	0.08	0.05	0.08	0.05	0.06	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
CaO	1.63	5.68	1.55	0.77	2.65	2.35	1.37	2.29	2.12	2.94	2.90	2.39	2.00	1.94	2.60	1.98	2.18	2.33	3.10	3.07
Na2O	10.56	8.24	10.69	11.20	9.97	10.33	10.98	10.41	10.32	9.74	9.89	10.56	10.76	11.06	10.46	10.76	10.61	10.61	10.17	10.06
K2O	0.11	0.18	0.18	0.17	0.22	0.11	0.09	0.16	0.14	0.16	0.36	0.18	0.16	0.11	0.20	0.14	0.19	0.21	0.15	0.16
BaO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.75	99.82	100.27	100.22	98.98	99.37	99.75	100.77	100.26	100.12	100.28	100.31	100.06	101.07	99.89	100.36	100.96	100.67	100.83	100.90
Si	11.67	10.93	11.69	11.89	11.45	11.49	11.68	11.53	11.60	11.47	11.45	11.55	11.65	11.68	11.52	11.67	11.63	11.59	11.49	11.56
Al	4.34	5.07	4.32	4.07	4.55	4.51	4.31	4.46	4.39	4.54	4.54	4.42	4.32	4.26	4.43	4.30	4.34	4.37	4.46	4.39
Ti	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.31	1.08	0.29	0.14	0.51	0.45	0.26	0.43	0.40	0.55	0.55	0.45	0.38	0.36	0.49	0.37	0.41	0.44	0.58	0.57
Na	3.64	2.84	3.63	3.79	3.44	3.55	3.75	3.53	3.51	3.32	3.37	3.59	3.67	3.73	3.58	3.65	3.58	3.60	3.45	3.40
K	0.02	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.08	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03	0.04
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Z	16.01	16.00	16.01	15.96	16.00	15.99	15.98	15.99	16.00	16.01	16.00	15.97	15.97	15.94	15.95	15.97	15.97	15.96	15.95	15.95
X	3.97	3.96	3.96	3.98	4.00	4.02	4.03	3.99	3.94	3.91	4.00	4.09	4.08	4.12	4.11	4.06	4.04	4.08	4.06	4.01
An.	7.82	27.29	7.34	3.64	12.65	11.09	6.42	10.74	10.11	14.18	13.68	10.98	9.23	8.79	11.95	9.17	10.09	10.69	14.28	14.30
Ab	91.56	71.71	91.55	95.39	86.10	88.22	93.06	88.37	89.09	84.91	84.32	87.96	89.91	90.60	86.97	90.04	88.75	88.17	84.88	84.82
Or	0.62	1.00	1.04	0.98	1.26	0.63	0.52	0.87	0.79	0.91	2.00	1.00	0.85	0.61	1.08	0.79	1.05	1.14	0.83	0.88



Tabela A.2 – Composição química das plagioclases das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	DIATEXITOS										GRANITO BANABUIÚ									
	MI 60	m122.1	m122.1	m122.1	m122.1	MI 92	MI 92	MI 92	MI 92		m41.1	m41.1	m41.1	m41.1	MI 01 - 2	MI 01 - 2	MI 01 - 3	MI 01 - 3	MI 01 - 3	MI 01 - 2
	C1CP2	_1_plag1	_2_plag1	_1_plag2	_2_plag2	C1BP1	C1BP1.1	C1CP2	C1CP2.1		_4_plag1	_12_pla1	_4_plag2	_12_pla2	plag10-mat	plag11-Mat	plag13-mat	plag14-mat	plag15-mat	Plag8-Mat
centro	borda	borda	centro	centro	borda	borda	centro	centro		borda	borda	centro	centro	borda	borda	borda	borda	borda	centro	
SiO2	66.40	66.54	66.74	66.78	66.31	65.38	66.12	65.49	65.59	66.55	65.71	66.89	67.04	65.27	65.79	65.23	65.26	65.79	65.16	
TiO2	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.03	0.03	
Al2O3	21.13	20.28	19.91	19.82	20.17	21.67	21.80	21.74	21.83	20.10	20.41	20.20	19.87	21.31	21.76	21.52	21.58	21.58	21.57	
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.03	0.05	0.09	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
MnO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.07	0.06	0.08	0.06	0.07	0.06	
CaO	2.08	1.58	1.66	1.35	1.70	2.63	2.49	2.50	2.64	1.53	1.75	1.62	1.59	2.28	2.58	2.66	2.70	2.78	2.94	
Na2O	10.30	11.15	10.53	11.07	10.52	10.01	9.95	9.90	9.92	11.14	11.14	11.02	10.71	10.26	9.82	10.15	10.08	9.69	9.88	
K2O	0.19	0.11	0.20	0.09	0.16	0.21	0.23	0.27	0.19	0.15	0.11	0.18	0.10	0.27	0.14	0.21	0.21	0.15	0.17	
BaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.08	0.00	0.05	0.00	0.05	0.00	0.05	0.00	0.02	0.03	0.00	0.03	0.04	0.01	
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
V2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	100.11	99.70	99.06	99.12	98.86	100.29	100.63	99.97	100.20	99.60	99.21	99.97	99.34	99.49	100.19	99.92	99.94	100.13	99.83	
Si	11.64	11.73	11.81	11.82	11.76	11.49	11.54	11.52	11.51	11.75	11.66	11.76	11.83	11.55	11.53	11.50	11.50	11.54	11.49	
Al	4.37	4.21	4.15	4.13	4.22	4.49	4.49	4.51	4.51	4.18	4.27	4.18	4.13	4.44	4.50	4.47	4.48	4.46	4.48	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	
Ca	0.39	0.30	0.31	0.26	0.32	0.50	0.47	0.47	0.50	0.29	0.33	0.30	0.30	0.43	0.48	0.50	0.51	0.52	0.56	
Na	3.50	3.81	3.61	3.80	3.62	3.41	3.37	3.37	3.37	3.81	3.83	3.76	3.66	3.52	3.34	3.47	3.44	3.30	3.38	
K	0.04	0.03	0.05	0.02	0.04	0.05	0.05	0.06	0.04	0.03	0.02	0.04	0.02	0.06	0.03	0.05	0.05	0.03	0.04	
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Z	16.01	15.94	15.96	15.95	15.98	15.97	16.03	16.03	16.02	15.93	15.93	15.94	15.96	15.99	16.03	15.97	15.98	16.01	15.98	
X	3.94	4.14	3.98	4.07	3.98	3.96	3.88	3.91	3.91	4.14	4.19	4.10	3.99	4.01	3.86	4.02	4.00	3.86	3.97	
An.	9.93	7.23	7.92	6.30	8.10	12.51	11.99	12.06	12.70	6.99	7.95	7.42	7.56	10.76	12.57	12.50	12.73	13.55	13.98	
Ab	88.97	92.15	90.92	93.17	91.00	86.14	86.71	86.28	86.23	92.14	91.47	91.49	91.90	87.65	86.56	86.34	86.03	85.49	85.03	
Or	1.10	0.61	1.16	0.52	0.90	1.21	1.30	1.57	1.08	0.79	0.59	1.01	0.55	1.54	0.81	1.16	1.19	0.89	0.97	

Tabela A.2 – Composição química das plagioclases das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	GRANITO BANABUIÚ										LEUCOSSOMAS CUMULADOS EM METATEXITOS PARADERIVADOS								
	MI 01 - 2	MI 01 - 2	MI 184 - 2	MI 184 - 2	MI 184 - 1	MI 184 - 1	MI 184 - 2	MI 184 - 1	mi212	mi212	MI 105A	MI 105A	MI 105B	MI 105B	MI 105B	MI 105B	MI 105B	MI 105B	MI 105C-2
	Plag9-mat	plag12-mat	Plag19-mat	Plag20-mat	Plag24-mat	Plag26-mat	Plag18-mat	Plag25-mat	_2_plag1	_2_plag2	C1BP1	C1CP2	C1BP1	C1BP1	C1BP2	C3BP1	C3CP2	C1CP2	Plag4-mat
centro	centro	borda	borda	borda	borda	centro	centro	borda	centro	borda	centro	borda	borda	borda	centro	centro	centro	borda	
SiO2	64.51	65.56	64.36	68.19	63.82	66.64	66.96	65.07	65.46	64.91	62.04	61.80	61.58	62.09	62.92	62.01	62.79	61.48	62.09
TiO2	0.06	0.04	0.06	0.07	0.07	0.04	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00	0.05	0.04	0.03
Al2O3	21.91	21.48	22.22	19.80	22.17	20.22	21.00	21.55	21.04	21.17	23.96	24.10	24.12	24.03	23.93	24.28	23.96	23.84	24.21
FeO	0.05	0.03	0.00	0.00	0.08	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06	0.02	0.07	0.01	0.01	0.00	0.03	0.07	0.07
MnO	0.00	0.06	0.00	0.01	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00
MgO	0.08	0.09	0.04	0.07	0.06	0.08	0.08	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
CaO	3.18	2.52	3.22	0.42	2.91	0.97	1.91	2.46	3.20	3.24	5.73	5.80	5.57	5.54	5.54	5.66	5.34	5.59	5.14
Na2O	9.57	9.86	9.91	11.32	9.99	11.16	10.64	10.35	9.97	9.87	8.49	8.41	8.28	7.96	8.31	8.40	8.42	8.46	8.47
K2O	0.32	0.09	0.17	0.09	0.17	0.15	0.16	0.11	0.22	0.31	0.14	0.16	0.22	0.24	0.20	0.14	0.32	0.24	0.13
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.01
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.68	99.73	99.99	99.98	99.38	99.33	100.79	99.61	99.96	99.58	100.45	100.29	100.84	99.95	100.98	100.54	100.91	100.12	100.25
Si	11.41	11.55	11.36	11.92	11.34	11.77	11.67	11.50	11.55	11.51	10.97	10.94	10.83	11.00	11.04	10.95	11.03	10.93	10.97
Al	4.57	4.46	4.62	4.08	4.64	4.21	4.31	4.49	4.37	4.42	4.99	5.03	5.00	5.02	4.95	5.05	4.96	4.99	5.04
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Fe	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Ca	0.60	0.48	0.61	0.08	0.55	0.18	0.36	0.47	0.60	0.62	1.09	1.10	1.05	1.05	1.04	1.07	1.00	1.06	0.97
Na	3.28	3.37	3.39	3.84	3.44	3.82	3.59	3.55	3.41	3.39	2.91	2.89	2.82	2.74	2.83	2.88	2.87	2.91	2.90
K	0.07	0.02	0.04	0.02	0.04	0.03	0.04	0.02	0.05	0.07	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04	0.03	0.07	0.05	0.03
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Z	15.98	16.01	15.98	16.00	15.99	15.98	15.98	15.99	15.92	15.93	15.96	15.97	15.83	16.02	15.99	16.00	15.99	15.92	16.02
X	3.96	3.86	4.04	3.94	4.04	4.04	3.99	4.04	4.07	4.08	4.03	4.03	3.92	3.84	3.91	3.98	3.95	4.04	3.91
An.	15.23	12.31	15.07	2.01	13.72	4.56	8.94	11.54	14.85	15.08	26.97	27.36	26.76	27.36	26.64	26.92	25.46	26.37	24.92
Ab	82.93	87.14	83.95	97.46	85.22	94.62	90.17	87.85	83.87	83.14	72.27	71.75	71.99	71.22	72.22	72.26	72.71	72.16	74.30
Or	1.84	0.55	0.97	0.52	0.93	0.82	0.88	0.61	1.21	1.72	0.76	0.90	1.25	1.41	1.14	0.81	1.83	1.34	0.76

Tabela A.2 – Composição química das plagioclases das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	LEUCOSSOMAS CUMULADOS EM METATEXITOS PARADERIVADOS										LEUCOS. NÃO CUMULADOS EM METATEXITOS PARADERIVADOS							
	MI 105C-2	MI 105C-3	MI 105C-3	MI 105C-1	MI 105C-1	MI 105C-2	MI 105C-3	MI 105C-1	mi140e	mi140e	M 57.3	M 57.3	M 57.3	M 57.3	M 57.3	M 57.3	m5.2	m5.2
	Plag6-mat	Plag7-mat	Plag9-mat	Plag23-mat	Plag24-mat	Plag5-mat	Plag8-mat	Plag22-mat	_1_pla1	_1_pla2	PLAG 2B	FELD 1B	PLAG 1B	PLAG 2N	PLAG 1N	PLAG 1N	_plag1	_plag2
	borda	borda	borda	borda	borda	centro	centro	centro	borda	centro	borda	borda	borda	centro	centro	centro	borda	centro
SiO2	62.34	62.16	62.18	62.89	62.67	62.61	62.46	62.72	64.86	63.58	64.48	65.87	65.36	65.75	66.55	65.85	64.53	64.64
TiO2	0.02	0.03	0.00	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al2O3	23.97	23.60	23.87	23.67	23.87	23.86	23.84	23.81	22.12	22.65	21.50	22.12	21.93	21.45	21.78	21.77	22.26	22.44
FeO	0.05	0.14	0.03	0.00	0.12	0.00	0.07	0.04	0.00	0.00	0.01	0.06	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00
MnO	0.08	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
MgO	0.09	0.08	0.07	0.07	0.05	0.08	0.06	0.07	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	5.03	5.04	5.32	5.11	5.16	5.13	5.28	5.15	3.95	4.48	2.69	2.85	2.99	2.49	2.54	2.57	4.03	4.30
Na2O	8.62	8.56	8.33	8.74	8.54	8.58	8.21	8.53	9.71	9.19	9.33	9.51	9.48	9.37	9.85	9.60	9.45	9.25
K2O	0.21	0.26	0.18	0.11	0.20	0.17	0.14	0.20	0.09	0.08	0.15	0.17	0.16	0.22	0.25	0.08	0.20	0.27
BaO	0.01	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.06	0.00	0.02	0.01	0.00	0.07
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.01	0.08	0.09	0.01	0.05	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.40	99.90	100.00	100.69	100.64	100.48	100.15	100.53	100.75	100.00	98.37	100.65	100.11	99.39	101.04	99.93	100.48	100.97
Si	11.01	11.04	11.02	11.07	11.04	11.04	11.04	11.05	11.37	11.24	11.52	11.50	11.49	11.60	11.57	11.56	11.34	11.32
Al	4.99	4.94	4.99	4.91	4.95	4.96	4.97	4.94	4.57	4.72	4.53	4.55	4.54	4.46	4.46	4.50	4.61	4.63
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.95	0.96	1.01	0.96	0.97	0.97	1.00	0.97	0.74	0.85	0.52	0.53	0.56	0.47	0.47	0.48	0.76	0.81
Na	2.95	2.95	2.86	2.98	2.92	2.93	2.81	2.91	3.30	3.15	3.23	3.22	3.23	3.20	3.32	3.27	3.22	3.14
K	0.05	0.06	0.04	0.02	0.05	0.04	0.03	0.04	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	0.05	0.06	0.02	0.04	0.06
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Z	16.00	15.98	16.00	15.98	15.99	15.99	16.01	16.00	15.94	15.96	16.05	16.05	16.03	16.06	16.03	16.06	15.96	15.95
X	3.95	3.96	3.91	3.97	3.94	3.94	3.85	3.93	4.06	4.02	3.78	3.79	3.83	3.72	3.85	3.77	4.02	4.01
An.	24.10	24.18	25.81	24.25	24.74	24.60	26.00	24.73	18.28	21.11	13.63	14.06	14.67	12.66	12.30	12.83	18.85	20.11
Ab	74.72	74.32	73.12	75.07	74.10	74.45	73.16	74.12	81.22	78.42	85.44	84.94	84.31	86.03	86.21	86.67	80.04	78.29
Or	1.17	1.49	1.01	0.61	1.15	0.95	0.80	1.14	0.50	0.44	0.93	1.00	0.91	1.31	1.46	0.49	1.11	1.49

Tabela A.3 – Composição química das biotites das rochas da região de Banabuiú.

Amostra Mineral	HOSPEDEIRO METASEDIMENTAR																		
	m5.2 _1_biot1	m5.2 _1_biot3	m5.2 _2_biot1	m5.2 _2_biot3	m5.2 _4_bt1	m5.2 _4_musc1	m5.2 _1_biot2	m5.2 _2_biot2	m5.2 _4_bt2	m5.2 _4_musc2	m5.3 _1_biot1	m5.3 _1_biot3	m5.3 _3_biot1	m5.3 _3_biot3	m5.3 _1_biot2	m5.3 _3_biot2	m33.2 _1_biot1	m33.2 _1_biot3	m33.2 _4_biot1
SiO2	35.95	35.90	35.88	36.22	35.28	35.28	35.58	36.32	36.19	36.19	36.46	36.55	36.85	36.82	36.40	36.60	35.52	35.79	34.47
TiO2	2.64	2.61	2.52	2.61	2.62	2.62	2.57	2.63	2.55	2.55	2.71	3.02	2.67	3.21	2.86	2.80	2.64	2.62	2.57
Al2O3	18.01	18.37	18.56	18.38	18.67	18.67	18.50	18.54	18.40	18.40	18.05	18.27	18.03	18.01	18.16	18.16	19.07	18.59	18.81
FeO	19.89	19.82	19.56	19.97	20.11	20.11	20.03	19.70	20.22	20.22	17.13	16.70	17.59	17.07	16.77	17.52	19.84	20.48	20.64
MnO	0.16	0.20	0.20	0.18	0.23	0.23	0.20	0.17	0.18	0.18	0.18	0.21	0.21	0.21	0.25	0.24	0.37	0.30	0.35
MgO	9.60	9.28	9.45	9.23	9.12	9.12	9.33	9.40	9.06	9.06	11.49	11.22	11.36	11.10	11.23	11.30	8.74	8.84	9.11
CaO	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01
Na2O	0.07	0.08	0.17	0.13	0.09	0.09	0.09	0.18	0.16	0.16	0.13	0.16	0.14	0.11	0.16	0.16	0.18	0.19	0.19
K2O	9.86	9.90	9.91	9.86	9.90	9.90	9.83	9.91	10.01	10.01	9.72	9.73	9.71	9.20	9.64	9.68	9.33	9.46	9.53
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.06	0.05	0.00	0.07	0.00	0.00	0.09	0.04	0.00	0.04	0.08	0.12	0.12	0.10	0.15	0.05	0.13	0.02	0.12
F	0.11	0.09	0.11	0.06	0.10	0.10	0.09	0.07	0.07	0.07	0.14	0.14	0.13	0.10	0.13	0.12	0.08	0.05	0.04
Cl	0.07	0.11	0.10	0.11	0.00	0.09	0.10	0.07	0.00	0.08	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06	0.07	0.07	0.09
Total	96.42	96.40	96.48	96.82	96.11	96.20	96.41	97.02	96.85	96.97	96.13	96.18	96.85	95.98	95.79	96.68	95.98	96.44	95.92
O=F	0.04	0.04	0.05	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.06	0.06	0.05	0.04	0.05	0.05	0.03	0.02	0.02
O=Cl	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
Total	96.36	96.34	96.41	96.77	96.07	96.14	96.35	96.98	96.81	96.92	96.06	96.11	96.78	95.93	95.73	96.62	95.93	96.40	95.88
Si	2.71	2.71	2.70	2.72	2.68	2.67	2.69	2.72	2.72	2.72	2.72	2.72	2.73	2.74	2.72	2.72	2.69	2.70	2.63
Al IV	1.29	1.29	1.30	1.28	1.32	1.33	1.31	1.28	1.28	1.28	1.28	1.28	1.27	1.26	1.28	1.28	1.31	1.30	1.37
Z (total)	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al VI	0.31	0.34	0.35	0.35	0.34	0.34	0.34	0.35	0.35	0.35	0.31	0.33	0.31	0.32	0.32	0.31	0.39	0.35	0.32
Ti	0.15	0.15	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.14	0.15	0.17	0.15	0.18	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15
Fe3+	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04	0.05	0.06	0.08	0.08
Fe2+	1.19	1.19	1.17	1.19	1.22	1.22	1.20	1.17	1.21	1.21	1.02	1.01	1.04	1.02	1.01	1.04	1.19	1.22	1.24
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
Mg	1.08	1.04	1.06	1.03	1.03	1.03	1.05	1.05	1.02	1.01	1.28	1.25	1.26	1.23	1.25	1.25	0.99	0.99	1.04
Y (total)	2.81	2.80	2.79	2.79	2.81	2.81	2.81	2.79	2.79	2.79	2.82	2.79	2.82	2.81	2.80	2.82	2.80	2.81	2.84
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03
K	0.95	0.95	0.95	0.94	0.96	0.96	0.95	0.95	0.96	0.96	0.92	0.92	0.92	0.87	0.92	0.92	0.90	0.91	0.93
X (total)	0.96	0.96	0.98	0.96	0.97	0.97	0.96	0.97	0.98	0.98	0.94	0.95	0.94	0.89	0.94	0.94	0.93	0.94	0.96
F	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01
Cl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	7.77	7.76	7.77	7.76	7.79	7.78	7.77	7.76	7.77	7.77	7.76	7.74	7.75	7.70	7.75	7.76	7.73	7.75	7.80

Tabela A.3 – Composição química das biotites das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	HOSPEDEIRO METASEDIMENTAR																		
	m33.2 _1_biot2	m33.2 _4_biot2	m57.1 _1_biot1	m57.1 _2_biot2-1	m57.1 _1_biot2	m57.1 _2_biot2-2	m79.3pt _1_bt1	m79.3pt _3_biot1	m79.3pt _1_bt2	m79.3pt _3_biot2	MI 83 D C1BB1	MI 83 D C2BB1	MI 83 D C1CB2	MI 83 D C2CB2	MI 88 C4BB1	MI 88 C2BB1	MI 88 C4CB2	MI 88 C2CB2	MI 105 A C1BB1
SiO2	35.56	34.58	34.41	34.18	34.53	33.92	35.84	35.69	35.97	35.74	35.38	35.29	35.79	35.35	34.61	34.85	34.87	34.69	34.28
TiO2	2.62	2.59	2.77	2.63	2.80	2.65	1.87	1.80	1.96	1.91	2.00	1.95	2.04	1.94	2.40	2.52	2.35	2.28	2.69
Al2O3	18.83	18.74	16.65	16.50	16.37	16.62	19.01	19.10	19.13	19.20	19.10	19.25	19.09	19.35	18.74	18.55	18.58	18.86	18.27
FeO	20.12	20.59	18.88	18.29	18.98	17.96	19.88	19.85	19.98	19.69	19.16	19.25	19.73	19.89	22.07	22.22	22.46	21.70	21.08
MnO	0.31	0.31	0.30	0.31	0.28	0.27	0.18	0.29	0.23	0.18	0.20	0.23	0.19	0.15	0.45	0.48	0.47	0.48	0.27
MgO	8.96	9.24	8.65	8.25	8.42	8.22	9.95	10.08	10.10	9.94	9.21	9.21	8.98	9.26	6.26	6.26	6.42	6.17	7.78
CaO	0.01	0.01	0.02	0.03	0.05	0.03	0.04	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Na2O	0.22	0.17	0.12	0.23	0.23	0.18	0.26	0.25	0.28	0.24	0.15	0.12	0.16	0.16	0.05	0.07	0.12	0.07	0.10
K2O	9.50	9.55	9.21	8.92	9.08	9.00	9.09	9.26	9.28	9.40	9.01	9.10	8.79	9.18	9.21	9.35	8.88	9.20	9.19
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.13	0.09	0.15	0.07	0.11	0.09	0.05	0.03	0.04	0.00	0.00	0.10	0.07	0.03	0.09	0.04	0.11	0.14	0.16
F	0.05	0.10	0.05	0.10	0.08	0.13	0.05	0.05	0.04	0.04	0.26	0.38	0.33	0.70	0.65	0.52	0.51	0.40	0.22
Cl	0.07	0.07	0.00	0.02	0.02	0.02	0.09	0.07	0.08	0.07	0.11	0.10	0.09	0.10	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02
Total	96.37	96.03	91.19	89.53	90.95	89.09	96.30	96.48	97.09	96.41	94.58	94.98	95.29	96.11	94.55	94.87	94.82	93.99	94.06
O=F	0.02	0.04	0.02	0.04	0.03	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02	0.11	0.16	0.14	0.29	0.27	0.22	0.21	0.17	0.09
O=Cl	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Total	96.33	95.97	91.17	89.48	90.91	89.03	96.26	96.44	97.05	96.38	94.44	94.80	95.13	95.79	94.27	94.65	94.60	93.82	93.96
Si	2.68	2.63	2.74	2.76	2.75	2.75	2.69	2.68	2.68	2.68	2.69	2.68	2.71	2.66	2.69	2.70	2.70	2.70	2.67
Al IV	1.32	1.37	1.26	1.24	1.25	1.25	1.31	1.32	1.32	1.32	1.31	1.32	1.29	1.34	1.31	1.30	1.30	1.30	1.33
Z (total)	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al VI	0.36	0.31	0.30	0.33	0.29	0.34	0.37	0.36	0.36	0.38	0.41	0.41	0.41	0.38	0.40	0.39	0.39	0.44	0.34
Ti	0.15	0.15	0.17	0.16	0.17	0.16	0.11	0.10	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.11	0.14	0.15	0.14	0.13	0.16
Fe3+	0.07	0.08	0.11	0.13	0.12	0.11	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.09	0.09	0.08	0.11	0.09	0.09
Fe2+	1.20	1.23	1.15	1.11	1.14	1.10	1.14	1.15	1.15	1.15	1.13	1.14	1.15	1.16	1.35	1.35	1.34	1.33	1.28
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
Mg	1.01	1.05	1.03	0.99	1.00	0.99	1.11	1.13	1.12	1.11	1.05	1.04	1.01	1.04	0.72	0.72	0.74	0.72	0.90
Y (total)	2.81	2.84	2.77	2.74	2.75	2.73	2.84	2.86	2.85	2.84	2.80	2.80	2.80	2.79	2.73	2.73	2.75	2.73	2.79
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
K	0.91	0.93	0.94	0.92	0.92	0.93	0.87	0.89	0.88	0.90	0.88	0.88	0.85	0.88	0.91	0.92	0.88	0.91	0.91
X (total)	0.95	0.95	0.96	0.96	0.96	0.96	0.91	0.92	0.92	0.94	0.90	0.90	0.87	0.91	0.92	0.93	0.90	0.93	0.93
F	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.09	0.08	0.17	0.16	0.13	0.12	0.10	0.05
Cl	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.75	7.80	7.73	7.70	7.71	7.69	7.75	7.78	7.77	7.78	7.70	7.70	7.67	7.69	7.65	7.67	7.65	7.66	7.72

Tabela A.3 – Composição química das biotites das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	HOSPEDEIRO METASSEDIMENTAR																			
	MI 105 A C1BB1	MI 105 A C2BB1	MI 105 A C1CB2	MI 105 A C1CB2.2	MI 105 A C2CB2	MI 105 B C1BB1	MI 105 B C2BB1	MI 105 B C1CB2	MI 105 B C2CB2	MI 105C-2 1-borda	MI 105C-2 3-borda	MI 105C-1 19-borda	MI 105C-1 21-borda	MI 105C-3 13-borda	MI 105C-3 15-borda	MI 105C-2 2-centro	MI 105C-1 20-centro	MI 105C-3 14-centro	MI 140 B BIO 1B	MI 140 B BIO 1N
SiO2	34.36	34.37	34.56	34.52	34.03	34.89	35.78	35.36	35.62	35.44	35.49	35.10	34.68	34.71	34.94	35.55	34.86	34.50	38.25	37.11
TiO2	2.71	2.73	2.61	2.48	2.81	3.00	3.16	3.15	3.00	2.54	2.54	2.62	2.63	2.66	2.55	2.64	2.58	2.50	1.70	1.65
Al2O3	18.55	18.27	18.18	17.98	18.34	17.20	17.33	16.97	17.04	18.68	19.16	18.28	18.68	18.53	18.58	18.28	18.78	19.17	18.78	18.15
FeO	21.34	21.69	20.85	20.69	21.19	20.13	19.91	19.63	19.47	20.05	20.29	21.38	20.88	20.03	19.83	19.87	21.25	21.11	15.78	15.60
MnO	0.29	0.26	0.27	0.28	0.26	0.25	0.24	0.27	0.33	0.23	0.37	0.45	0.43	0.38	0.29	0.29	0.30	0.41	0.23	0.23
MgO	7.86	7.94	7.69	7.72	7.75	8.68	8.69	8.67	8.66	7.08	7.02	7.40	7.46	7.10	7.21	7.28	7.20	7.10	10.15	10.02
CaO	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.06	0.00	0.04	0.01	0.02	0.09	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.07	0.09
Na2O	0.08	0.11	0.08	0.10	0.08	0.08	0.05	0.02	0.08	0.06	0.12	0.04	0.12	0.10	0.09	0.11	0.09	0.09	0.12	0.14
K2O	9.17	9.27	9.45	9.14	9.03	9.41	9.31	9.53	9.06	9.05	9.19	9.11	9.10	9.17	9.24	9.11	9.22	9.27	8.46	7.85
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.09	0.18	0.17	0.12	0.23	0.01	0.20	0.10	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.34	0.36	0.34	0.30	0.26	0.31	0.53	0.34	0.64	0.59	0.51	0.51	0.58	0.35	0.54	0.56	0.48	0.51	0.00	0.01
Cl	0.05	0.05	0.05	0.04	0.02	0.04	0.01	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	94.84	95.22	94.25	93.72	93.99	94.05	95.20	94.10	94.75	93.75	94.77	94.88	94.56	93.03	93.28	93.71	94.76	94.66	93.55	90.85
O=F	0.14	0.15	0.14	0.13	0.11	0.13	0.22	0.14	0.27	0.25	0.21	0.21	0.24	0.15	0.23	0.24	0.20	0.22	0.00	0.01
O=Cl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	94.69	95.05	94.10	93.59	93.88	93.91	94.97	93.95	94.47	93.50	94.56	94.67	94.31	92.88	93.05	93.47	94.56	94.44	93.55	90.84
Si	2.65	2.65	2.68	2.68	2.65	2.70	2.73	2.73	2.72	2.74	2.72	2.70	2.67	2.71	2.72	2.75	2.69	2.66	2.87	2.86
Al IV	1.35	1.35	1.32	1.32	1.35	1.30	1.27	1.27	1.28	1.26	1.28	1.30	1.33	1.29	1.28	1.25	1.31	1.34	1.13	1.14
Z (total)	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al VI	0.34	0.31	0.35	0.33	0.34	0.28	0.29	0.28	0.25	0.43	0.45	0.36	0.37	0.42	0.42	0.41	0.39	0.41	0.52	0.50
Ti	0.16	0.16	0.15	0.15	0.16	0.17	0.18	0.18	0.17	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	0.10	0.10
Fe3+	0.09	0.10	0.09	0.10	0.09	0.09	0.08	0.07	0.09	0.07	0.06	0.09	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07	0.11
Fe2+	1.29	1.30	1.27	1.24	1.29	1.22	1.20	1.20	1.15	1.22	1.24	1.29	1.27	1.24	1.22	1.21	1.29	1.29	0.92	0.90
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01
Mg	0.90	0.91	0.89	0.89	0.90	1.00	0.99	1.00	0.98	0.81	0.80	0.85	0.86	0.83	0.84	0.84	0.83	0.82	1.13	1.15
Y (total)	2.80	2.80	2.76	2.74	2.80	2.77	2.74	2.75	2.67	2.71	2.72	2.76	2.76	2.73	2.71	2.70	2.76	2.76	2.76	2.77
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Na	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
K	0.90	0.91	0.94	0.91	0.90	0.93	0.91	0.94	0.88	0.89	0.90	0.89	0.90	0.91	0.92	0.90	0.91	0.91	0.81	0.77
X (total)	0.92	0.93	0.95	0.93	0.91	0.95	0.91	0.95	0.89	0.90	0.92	0.90	0.91	0.93	0.93	0.92	0.92	0.93	0.83	0.80
F	0.08	0.09	0.08	0.07	0.06	0.08	0.13	0.08	0.15	0.14	0.12	0.12	0.14	0.09	0.13	0.14	0.12	0.13	0.00	0.00
Cl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.71	7.72	7.71	7.66	7.71	7.72	7.66	7.70	7.56	7.61	7.64	7.66	7.67	7.66	7.64	7.62	7.67	7.68	7.59	7.57

Tabela A.3 – Composição química das biotites das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	ORTOGNAISSES																		
	m5.1 _b2_1	m5.1 _b2_3	m5.1 _b3_1	m5.1 _b3_3	m5.1 _b2_2	m5.1 _b3_2	MI 83A-2 7-borda	MI 83A-2 9-borda	MI 83A-3 26-borda	MI 83A-3 28-borda	MI 83A-2 8-centro	MI 83A-3 27-centro	MI 83 B C1BB1	MI 83 B C3BB1	MI 83 B C1CB2	MI 83 B C3CB2	mi86c _1_biot1	mi86c _2_biot1	mi86c _2_biot3
SiO2	36.74	35.96	35.71	35.49	35.92	36.06	32.09	34.49	34.09	34.54	33.94	33.92	33.98	33.69	33.86	33.96	34.95	34.72	35.31
TiO2	3.28	3.26	3.18	2.92	3.26	2.81	2.45	2.42	1.97	2.33	2.34	2.07	2.72	2.46	2.78	2.35	2.10	2.20	2.02
Al2O3	17.91	18.05	17.88	17.89	18.01	17.74	18.10	18.35	18.16	18.89	18.49	18.59	18.33	17.76	18.29	17.51	18.28	18.17	20.09
FeO	18.60	18.68	18.93	19.22	18.84	18.36	25.38	23.27	23.50	21.61	24.26	23.27	21.95	23.47	21.60	22.19	24.08	24.57	21.39
MnO	0.30	0.22	0.25	0.23	0.26	0.21	0.40	0.22	0.49	0.38	0.33	0.46	0.28	0.27	0.29	0.28	0.28	0.26	0.17
MgO	9.83	9.77	10.21	10.04	9.74	9.79	6.69	5.75	5.93	5.95	5.93	5.93	6.44	6.72	6.36	6.83	6.03	5.86	5.83
CaO	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.06	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.03	0.02	0.01	0.00	0.02	0.04	0.10
Na2O	0.15	0.15	0.09	0.14	0.21	0.07	0.04	0.02	0.19	0.20	0.02	0.15	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.21	0.26
K2O	9.81	9.84	9.70	9.23	9.74	8.85	6.73	8.81	8.40	8.62	8.78	8.62	9.50	9.68	9.53	9.55	9.52	9.18	6.71
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.05	0.05	0.05	0.07	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.06	0.00	0.02	0.01	0.09
F	0.09	0.12	0.13	0.12	0.15	0.12	0.64	0.57	0.68	0.65	0.72	0.65	0.15	0.48	0.26	0.42	0.08	0.07	0.06
Cl	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.13	0.07	0.07	0.24	0.25	0.20
Total	96.86	96.17	96.19	95.40	96.21	94.09	92.58	93.90	93.42	93.19	94.82	93.67	93.56	94.77	93.14	93.21	95.66	95.53	92.22
O=F	0.04	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.27	0.24	0.29	0.28	0.30	0.28	0.06	0.20	0.11	0.17	0.03	0.03	0.02
O=Cl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.06	0.05
Total	96.81	96.11	96.12	95.33	96.13	94.03	92.31	93.66	93.13	92.92	94.51	93.40	93.47	94.54	93.02	93.02	95.57	95.44	92.15
Si	2.74	2.71	2.69	2.69	2.70	2.75	2.55	2.70	2.68	2.70	2.65	2.66	2.68	2.64	2.68	2.69	2.71	2.69	2.74
Al IV	1.26	1.29	1.31	1.31	1.30	1.25	1.45	1.30	1.32	1.30	1.35	1.34	1.32	1.36	1.32	1.31	1.29	1.31	1.26
Z (total)	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al VI	0.32	0.31	0.28	0.29	0.30	0.34	0.25	0.39	0.37	0.44	0.34	0.38	0.38	0.28	0.38	0.32	0.38	0.36	0.58
Ti	0.18	0.18	0.18	0.17	0.18	0.16	0.15	0.14	0.12	0.14	0.14	0.12	0.16	0.14	0.16	0.14	0.12	0.13	0.12
Fe3+	0.04	0.04	0.05	0.08	0.05	0.08	0.22	0.12	0.16	0.11	0.13	0.14	0.09	0.12	0.08	0.12	0.12	0.15	0.15
Fe2+	1.12	1.13	1.14	1.14	1.14	1.09	1.47	1.40	1.38	1.30	1.45	1.39	1.36	1.42	1.35	1.35	1.44	1.45	1.24
Mn	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Mg	1.09	1.10	1.15	1.14	1.09	1.11	0.79	0.67	0.70	0.69	0.69	0.69	0.76	0.79	0.75	0.81	0.70	0.68	0.67
Y (total)	2.77	2.78	2.81	2.83	2.78	2.80	2.91	2.74	2.76	2.71	2.77	2.76	2.76	2.77	2.74	2.75	2.77	2.77	2.77
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.00	0.03	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.04
K	0.93	0.94	0.93	0.89	0.94	0.86	0.68	0.88	0.84	0.86	0.87	0.86	0.95	0.97	0.96	0.96	0.94	0.91	0.66
X (total)	0.96	0.97	0.95	0.91	0.97	0.87	0.69	0.88	0.87	0.89	0.88	0.89	0.97	0.98	0.97	0.97	0.95	0.94	0.71
F	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.16	0.14	0.17	0.16	0.18	0.16	0.04	0.12	0.06	0.10	0.02	0.02	0.01
Cl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03
Total	7.73	7.75	7.76	7.74	7.75	7.67	7.60	7.62	7.63	7.60	7.65	7.65	7.72	7.75	7.71	7.73	7.72	7.72	7.48

Tabela A.3 – Composição química das biotites das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	ORTOGNAISSES																			
	mi86c 4_biot1	mi86c 4_biot3	mi86c 1_biot2	mi86c 2_biot2	mi86c 4_biot2	MI 148 C C3BB1	MI 148 C C1BB1	MI 148 C C3BB1	MI 148 C C3CB2	MI 148 C C1CB2	MI 148 C C3CB2	MI 185 A1 C1BB1	MI 185 A1 C3BB1	MI 185 A1 C1CB2	MI 185 A1 C3CB2	MI 185B1 7-b-3	MI 185B1 9-b-3	MI 185B1 10-B-1	MI 185B1 12-b-1	
SiO2	30.76	33.17	34.88	33.42	33.20	34.39	34.54	34.44	34.53	34.56	34.49	34.33	34.43	34.43	34.29	34.88	34.86	35.75	35.09	
TiO2	0.13	0.11	2.06	2.07	0.11	2.87	2.50	3.09	2.93	2.46	2.83	2.85	2.42	2.60	2.31	3.35	3.23	3.56	3.33	
Al2O3	20.58	19.96	18.28	18.47	19.89	18.01	18.29	18.01	18.08	18.47	18.22	17.50	18.27	17.97	18.56	18.84	18.61	18.18	18.33	
FeO	27.35	26.86	24.17	24.88	26.59	22.15	21.70	21.89	21.58	21.51	22.09	22.18	21.69	22.08	22.23	21.53	21.33	20.81	21.99	
MnO	0.63	0.34	0.24	0.31	0.43	0.23	0.22	0.27	0.23	0.28	0.20	0.18	0.24	0.31	0.27	0.23	0.11	0.39	0.34	
MgO	6.23	4.47	6.03	5.86	4.92	7.61	7.61	7.67	7.55	7.62	7.66	7.51	7.69	7.63	7.65	6.04	6.02	5.87	6.14	
CaO	0.05	0.00	0.01	0.10	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	
Na2O	0.11	0.10	0.09	0.24	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08	0.09	0.06	0.03	0.05	0.06	0.08	0.22	0.15	0.09	0.07	
K2O	5.56	8.55	9.59	7.55	8.70	9.62	9.59	9.62	9.63	9.50	9.77	9.24	9.55	9.60	9.40	9.26	9.30	9.20	9.24	
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
BaO	0.01	0.00	0.05	0.04	0.00	0.03	0.03	0.05	0.05	0.05	0.07	0.02	0.08	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	
F	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.30	0.19	0.34	0.26	0.18	0.26	0.36	0.63	0.01	0.33	0.68	0.67	0.56	0.61	
Cl	0.16	0.17	0.23	0.20	0.17	0.04	0.07	0.69	0.06	0.08	0.06	0.14	0.10	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	91.62	93.77	95.67	93.17	94.11	95.34	94.80	96.13	94.99	94.79	95.71	94.35	95.15	94.78	95.26	95.05	94.28	94.40	95.14	
O=F	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.13	0.08	0.14	0.11	0.08	0.11	0.15	0.26	0.00	0.14	0.29	0.28	0.23	0.26	
O=Cl	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.01	0.02	0.16	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	91.56	93.72	95.60	93.11	94.05	95.21	94.71	95.83	94.86	94.70	95.58	94.17	94.86	94.76	95.09	94.76	94.00	94.17	94.88	
Si	2.48	2.64	2.70	2.64	2.63	2.66	2.68	2.65	2.67	2.67	2.66	2.68	2.66	2.68	2.65	2.68	2.70	2.76	2.70	
Al IV	1.52	1.36	1.30	1.36	1.37	1.34	1.32	1.35	1.33	1.33	1.34	1.32	1.34	1.32	1.35	1.32	1.30	1.24	1.30	
Z (total)	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	
Al VI	0.43	0.51	0.38	0.36	0.49	0.30	0.35	0.28	0.32	0.36	0.31	0.28	0.32	0.32	0.34	0.39	0.40	0.41	0.37	
Ti	0.01	0.01	0.12	0.12	0.01	0.17	0.15	0.18	0.17	0.14	0.16	0.17	0.14	0.15	0.13	0.19	0.19	0.21	0.19	
Fe3+	0.30	0.21	0.12	0.20	0.20	0.09	0.09	0.08	0.08	0.09	0.08	0.11	0.09	0.10	0.10	0.06	0.07	0.05	0.07	
Fe2+	1.54	1.58	1.44	1.44	1.56	1.34	1.31	1.33	1.32	1.30	1.34	1.34	1.31	1.34	1.33	1.32	1.32	1.29	1.35	
Mn	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	
Mg	0.75	0.53	0.70	0.69	0.58	0.88	0.88	0.88	0.87	0.88	0.88	0.87	0.89	0.88	0.88	0.69	0.70	0.67	0.71	
Y (total)	3.07	2.86	2.77	2.85	2.87	2.79	2.79	2.76	2.77	2.79	2.79	2.78	2.76	2.81	2.81	2.68	2.67	2.66	2.70	
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na	0.02	0.02	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	
K	0.57	0.87	0.95	0.76	0.88	0.95	0.95	0.94	0.95	0.94	0.96	0.92	0.94	0.95	0.93	0.91	0.92	0.91	0.91	
X (total)	0.59	0.88	0.96	0.81	0.89	0.96	0.96	0.95	0.96	0.95	0.97	0.92	0.95	0.96	0.94	0.94	0.94	0.92	0.92	
F	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07	0.05	0.08	0.06	0.04	0.06	0.09	0.15	0.00	0.08	0.17	0.16	0.14	0.15	
Cl	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.00	0.01	0.09	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	7.66	7.74	7.74	7.65	7.76	7.75	7.75	7.71	7.74	7.74	7.76	7.71	7.71	7.77	7.74	7.62	7.62	7.58	7.62	



Tabela A.3 – Composição química das biotites das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	ORTOGNAISSES					DIATEXITOS													
	MI 185B1 13-b-2	MI 185B1 15-b-2	MI 185B1 8-c-3	MI 185B1 11-c-1	MI 185B1 14-c-2	m5.4 2_biot1	m5.4 2_biot3	m5.4 b1_biot1	m5.4 2_biot2	m5.4 b1_biot2	m7.2 1_biot1	m7.2 1_biot3	m7.2 2_biot1	m7.2 1_biot2	m7.2 2_biot2	MI 60 C1BB1	MI 60 C2BB1	MI 60 C1CB2	MI 60 C2CB2
SiO2	35.02	35.15	34.47	34.81	34.99	34.71	34.84	34.50	35.10	34.27	35.51	35.51	35.89	35.71	36.81	34.79	34.52	34.80	35.02
TiO2	3.20	3.38	3.13	3.41	3.23	2.31	2.55	2.05	2.46	2.41	2.09	2.09	2.50	2.06	2.21	3.05	3.19	2.95	3.05
Al2O3	18.58	18.17	18.21	18.38	18.22	18.55	18.30	18.45	18.13	18.36	18.39	18.21	18.28	18.62	19.76	17.86	17.90	18.53	17.97
FeO	22.09	22.74	22.09	22.00	22.51	25.95	25.82	25.32	25.57	25.36	22.57	22.37	23.34	22.49	21.62	23.86	23.81	23.62	23.86
MnO	0.21	0.35	0.56	0.27	0.33	0.51	0.47	0.53	0.55	0.47	0.33	0.36	0.49	0.31	0.46	0.29	0.29	0.30	0.28
MgO	5.83	5.85	6.03	5.92	5.78	4.97	4.89	5.14	5.02	5.23	7.27	7.22	6.06	7.38	5.80	5.58	5.34	5.37	5.39
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.04	0.02	0.03	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00
Na2O	0.05	0.08	0.03	0.06	0.11	0.09	0.04	0.12	0.08	0.08	0.05	0.13	0.11	0.07	0.13	0.09	0.05	0.04	0.07
K2O	9.22	9.14	9.11	9.26	9.23	9.57	9.55	9.37	9.51	9.54	9.80	9.71	9.72	9.84	8.90	9.54	9.34	9.25	9.45
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.01	0.02	0.00	0.02	0.05	0.01	0.00	0.10	0.14	0.12	0.12	0.10
F	0.51	0.62	0.69	0.54	0.65	0.14	0.08	0.17	0.08	0.10	0.15	0.18	0.12	0.17	0.12	1.02	1.13	0.88	1.05
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.10	0.11	0.11	0.10	0.04	0.04	0.05	0.05	0.03	0.01	0.04	0.00	0.01
Total	94.71	95.47	94.32	94.66	95.05	96.95	96.68	95.79	96.64	95.91	96.26	95.88	96.60	96.70	95.97	96.25	95.73	95.86	96.26
O=F	0.21	0.26	0.29	0.23	0.27	0.06	0.03	0.07	0.03	0.04	0.06	0.08	0.05	0.07	0.05	0.43	0.47	0.37	0.44
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	94.50	95.21	94.03	94.43	94.77	96.87	96.63	95.69	96.58	95.84	96.18	95.80	96.54	96.62	95.92	95.81	95.25	95.49	95.81
Si	2.71	2.71	2.69	2.70	2.70	2.68	2.69	2.69	2.71	2.67	2.71	2.72	2.74	2.71	2.78	2.68	2.67	2.68	2.69
Al IV	1.29	1.29	1.31	1.30	1.30	1.32	1.31	1.31	1.29	1.33	1.29	1.28	1.26	1.29	1.22	1.32	1.33	1.32	1.31
Z (total)	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al VI	0.40	0.35	0.36	0.38	0.36	0.37	0.36	0.38	0.36	0.36	0.37	0.37	0.39	0.38	0.54	0.30	0.31	0.36	0.32
Ti	0.19	0.20	0.18	0.20	0.19	0.13	0.15	0.12	0.14	0.14	0.12	0.12	0.14	0.12	0.13	0.18	0.19	0.17	0.18
Fe3+	0.07	0.08	0.08	0.06	0.08	0.12	0.11	0.13	0.12	0.12	0.09	0.10	0.09	0.09	0.07	0.10	0.09	0.09	0.09
Fe2+	1.36	1.39	1.36	1.36	1.38	1.56	1.56	1.52	1.53	1.53	1.35	1.33	1.40	1.34	1.30	1.44	1.45	1.43	1.44
Mn	0.01	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.67	0.67	0.70	0.68	0.67	0.57	0.56	0.60	0.58	0.61	0.83	0.83	0.69	0.84	0.65	0.64	0.62	0.62	0.62
Y (total)	2.70	2.71	2.72	2.70	2.70	2.78	2.77	2.78	2.77	2.79	2.78	2.77	2.74	2.78	2.72	2.68	2.67	2.69	2.67
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.91	0.90	0.91	0.92	0.91	0.94	0.94	0.93	0.94	0.95	0.96	0.95	0.95	0.95	0.86	0.94	0.92	0.91	0.93
X (total)	0.92	0.91	0.91	0.93	0.93	0.96	0.95	0.95	0.95	0.96	0.97	0.97	0.97	0.97	0.88	0.95	0.93	0.92	0.94
F	0.12	0.15	0.17	0.13	0.16	0.03	0.02	0.04	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.25	0.28	0.21	0.26
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	7.62	7.62	7.63	7.63	7.62	7.74	7.72	7.73	7.72	7.75	7.75	7.74	7.71	7.75	7.60	7.63	7.60	7.61	7.61

Tabela A.3 – Composição química das biotites das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	DIATEXITOS						GRANITO BANABUIÚ										
	MI 92 C2CB2	MI 92 C1CB2	m122.1 _1_biot1	m122.1 _2_biot1	m122.1 _1_biot2	m122.1 _2_biot2	MI 01-1 22-B	MI 01-1 24-b	MI 01-2 26-b	MI 01-2 27-b	MI 01-1 23-c	MI 01-2 25-c	m41.1 _2_b-11	m41.1 _2_b-2	MI 184 4-b-4	MI 184 6-b-4	MI 184 10-B-2
SiO <sub>2</sub>	33.76	34.44	33.87	35.37	34.45	35.96	34.14	33.52	34.00	34.24	33.99	34.04	34.27	34.93	34.59	34.52	34.08
TiO <sub>2</sub>	3.09	3.31	1.78	1.98	1.64	1.97	2.55	2.32	2.39	2.34	2.54	2.50	2.29	2.19	2.65	2.50	2.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.15	18.14	17.97	18.12	17.94	18.31	17.96	18.27	18.24	18.43	18.13	18.21	17.96	17.82	18.62	18.81	18.60
FeO	24.17	24.01	26.81	24.67	26.86	25.09	24.78	25.14	25.75	24.76	24.02	24.98	25.15	25.05	23.95	24.86	26.49
MnO	0.32	0.30	0.60	0.51	0.64	0.59	0.31	0.36	0.34	0.31	0.34	0.36	0.51	0.49	0.33	0.34	0.44
MgO	4.99	5.11	2.56	2.21	2.56	2.20	3.63	3.77	3.74	3.73	3.73	3.79	3.93	3.96	3.58	3.51	3.81
CaO	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.09	0.07	0.07	0.05	0.09	0.08	0.07	0.09	0.23	0.07	0.09	0.09	0.04	0.08	0.04	0.08
K <sub>2</sub> O	9.33	9.52	9.22	8.86	9.26	8.11	9.05	9.09	8.72	8.94	9.05	9.16	9.26	9.21	9.27	9.29	9.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.02	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00
F	0.58	1.02	0.32	0.35	0.32	0.33	0.97	1.12	0.66	0.73	1.16	0.78	0.25	0.31	1.01	0.91	1.02
Cl	0.04	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.07	0.00	0.00	0.00
Total	94.52	95.98	93.26	92.21	93.74	92.70	93.47	93.66	93.93	93.72	93.03	93.91	93.85	94.09	94.08	94.78	96.06
O=F	0.25	0.43	0.14	0.15	0.13	0.14	0.41	0.47	0.28	0.31	0.49	0.33	0.11	0.13	0.43	0.38	0.43
O=Cl	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	94.26	95.55	93.12	92.05	93.60	92.56	93.06	93.19	93.65	93.41	92.54	93.58	93.73	93.94	93.66	94.40	95.63
Si	2.66	2.66	2.73	2.83	2.76	2.85	2.71	2.67	2.69	2.71	2.71	2.70	2.72	2.76	2.72	2.70	2.66
Al IV	1.34	1.34	1.27	1.17	1.24	1.15	1.29	1.33	1.31	1.29	1.29	1.30	1.28	1.24	1.28	1.30	1.34
Z (total)	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al VI	0.34	0.32	0.44	0.55	0.45	0.56	0.39	0.38	0.40	0.43	0.41	0.40	0.41	0.42	0.44	0.44	0.36
Ti	0.18	0.19	0.11	0.12	0.10	0.12	0.15	0.14	0.14	0.14	0.15	0.15	0.14	0.13	0.16	0.15	0.13
Fe <sup>3+</sup>	0.10	0.09	0.16	0.13	0.16	0.15	0.13	0.14	0.15	0.14	0.12	0.13	0.13	0.13	0.10	0.10	0.13
Fe <sup>2+</sup>	1.49	1.47	1.64	1.52	1.64	1.51	1.52	1.54	1.56	1.50	1.48	1.53	1.54	1.52	1.48	1.53	1.59
Mn	0.02	0.02	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03
Mg	0.59	0.59	0.31	0.26	0.31	0.26	0.43	0.45	0.44	0.44	0.44	0.45	0.47	0.47	0.42	0.41	0.44
Y (total)	2.72	2.67	2.70	2.62	2.70	2.64	2.64	2.66	2.71	2.66	2.62	2.67	2.72	2.70	2.62	2.65	2.70
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.94	0.94	0.95	0.91	0.95	0.82	0.92	0.92	0.88	0.90	0.92	0.93	0.94	0.93	0.93	0.93	0.92
X (total)	0.95	0.95	0.96	0.92	0.95	0.84	0.93	0.93	0.89	0.94	0.93	0.94	0.95	0.93	0.94	0.94	0.93
F	0.15	0.25	0.08	0.09	0.08	0.08	0.24	0.28	0.17	0.18	0.29	0.20	0.06	0.08	0.25	0.23	0.25
Cl	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	7.67	7.62	7.66	7.54	7.65	7.48	7.57	7.60	7.60	7.60	7.55	7.61	7.67	7.64	7.56	7.58	7.63

Tabela A.3 – Composição química das biotites das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	GRANITO BANABUIÚ							LEUC. EM MET. PARADERIVADO	
	MI 184 12-b-2	MI 184 5-c-4	MI 184 11-c-2	mi212 _1_b1	mi212 _2_b1	mi212 _1_b-2	mi212 _2_b-2	MI 110 A C4BB1	MI 110 A C4CB2
SiO2	34.15	34.70	34.21	34.95	35.39	35.03	35.48	33.95	33.97
TiO2	2.36	5.54	2.39	2.69	2.56	2.50	2.49	1.31	1.23
Al2O3	18.08	18.35	18.19	17.93	18.06	18.29	18.23	20.49	20.30
FeO	25.49	24.12	25.78	25.47	25.19	25.15	24.67	25.16	25.06
MnO	0.43	0.37	0.30	0.69	0.71	0.68	0.69	0.26	0.23
MgO	3.91	3.71	3.95	5.25	5.32	5.23	5.26	3.81	3.87
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.06	0.02
Na2O	0.08	0.13	0.05	0.09	0.10	0.07	0.09	0.09	0.13
K2O	9.34	9.18	9.32	9.65	9.68	9.70	9.67	8.61	9.05
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03	0.07	0.04	0.00	0.02
F	0.98	1.01	1.05	0.30	0.30	0.26	0.27	0.51	0.70
Cl	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Total	94.82	97.11	95.24	97.10	97.33	97.01	96.94	94.26	94.59
O=F	0.41	0.43	0.44	0.13	0.12	0.11	0.12	0.21	0.30
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	94.41	96.69	94.80	96.97	97.20	96.89	96.82	94.04	94.29
Si	2.69	2.65	2.68	2.69	2.71	2.70	2.72	2.66	2.66
Al IV	1.31	1.35	1.32	1.31	1.29	1.30	1.28	1.34	1.34
Z (total)	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al VI	0.37	0.31	0.36	0.32	0.34	0.35	0.37	0.55	0.53
Ti	0.14	0.32	0.14	0.16	0.15	0.14	0.14	0.08	0.07
Fe3+	0.13	0.02	0.13	0.11	0.11	0.10	0.10	0.14	0.13
Fe2+	1.55	1.52	1.56	1.53	1.51	1.52	1.48	1.51	1.51
Mn	0.03	0.02	0.02	0.04	0.05	0.04	0.04	0.02	0.02
Mg	0.46	0.42	0.46	0.60	0.61	0.60	0.60	0.45	0.45
Y (total)	2.67	2.61	2.67	2.76	2.76	2.76	2.74	2.74	2.71
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
K	0.94	0.90	0.93	0.95	0.95	0.95	0.95	0.86	0.90
X (total)	0.95	0.91	0.94	0.96	0.96	0.96	0.96	0.88	0.93
F	0.24	0.24	0.26	0.07	0.07	0.06	0.07	0.13	0.17
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.62	7.53	7.61	7.72	7.72	7.73	7.70	7.62	7.64

Tabela A.4 – Composição química das moscovites das rochas da região de Banabuiú.

Amostra Mineral	HOSPEDEIRO METASSEDIMENTAR																		
	m5.2	m5.2	m5.2	m5.2	m5.2	m5.2	m5.3	m5.3	m5.3	m5.3	m5.3	m5.3	m33.2	m33.2	m33.2	m33.2	m33.2	m79.3pt	m79.3pt
	_1_1	_1_3	_2_1	_2_3	_1_2	_2_2	_1_1	_1_3	_3_1	_3_3	_1_2	_3_2	_1_1	_1_3	_3_1	_1_2	_3_2	_1_1	_1_2
SiO2	47.62	46.92	47.58	47.18	47.65	46.89	48.03	47.38	47.49	46.40	47.23	45.85	47.30	46.62	47.20	46.55	46.27	47.54	46.45
TiO2	0.61	0.58	0.34	0.38	0.62	0.38	0.58	1.22	1.52	0.78	1.37	1.57	0.62	0.53	0.55	0.53	0.32	0.29	
Al2O3	35.06	34.87	35.38	34.85	34.84	35.11	33.83	32.91	32.80	33.46	33.14	33.23	35.31	35.36	36.31	35.37	34.99	36.42	35.87
FeO	0.97	0.82	1.14	1.17	0.86	1.15	1.35	1.30	1.71	1.41	1.17	1.14	1.44	1.28	1.11	1.27	1.17	0.86	0.75
MnO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.05	0.02	0.02	0.05	0.01	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00
MgO	0.95	0.83	0.82	0.86	0.86	0.83	1.47	1.32	1.79	1.35	1.26	1.16	0.83	0.76	0.71	0.73	0.73	0.78	0.72
CaO	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na2O	0.43	0.54	0.45	0.54	0.58	0.53	0.38	0.41	0.31	0.45	0.44	0.44	0.54	0.70	0.60	0.78	0.64	0.68	0.87
K2O	10.19	10.68	10.58	10.66	10.55	10.79	10.55	10.74	10.86	10.93	10.82	10.89	10.11	10.32	9.96	10.24	9.97	9.95	10.24
F	0.02	0.01	0.05	0.03	0.02	0.02	0.03	0.06	0.04	0.09	0.00	0.00	0.02	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.03
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.05	0.08	0.03	0.06	0.11	0.07	0.10	0.06	0.08	0.05	0.09	0.06	0.06	0.11	0.10	0.09	0.09	0.00	0.09
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.07	0.04	0.01	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	95.90	95.38	96.38	95.73	96.15	95.77	96.38	95.45	96.63	94.99	95.55	94.39	96.31	95.70	96.58	95.62	94.49	96.57	95.31
Si	3.13	3.11	3.12	3.12	3.13	3.10	3.16	3.15	3.13	3.11	3.14	3.09	3.11	3.09	3.08	3.08	3.10	3.10	3.08
Al4	0.87	0.89	0.88	0.88	0.87	0.90	0.84	0.85	0.87	0.89	0.86	0.91	0.89	0.91	0.92	0.92	0.90	0.90	0.92
Z	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al6	1.85	1.84	1.86	1.84	1.83	1.84	1.78	1.73	1.68	1.76	1.74	1.74	1.84	1.84	1.87	1.85	1.85	1.89	1.88
Ti	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.06	0.08	0.04	0.07	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01
Fe	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.07	0.07	0.09	0.08	0.07	0.06	0.08	0.07	0.06	0.07	0.07	0.05	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.14	0.13	0.18	0.13	0.13	0.12	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	2.02	2.00	2.02	2.01	2.00	2.01	2.03	2.00	2.03	2.02	2.00	2.01	2.04	2.02	2.04	2.02	2.03	2.03	2.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07	0.05	0.05	0.04	0.06	0.06	0.06	0.07	0.09	0.08	0.10	0.08	0.09	0.11
K	0.85	0.90	0.89	0.90	0.88	0.91	0.88	0.91	0.91	0.93	0.92	0.94	0.85	0.87	0.83	0.87	0.85	0.83	0.87
X	0.91	0.98	0.94	0.97	0.96	0.98	0.93	0.97	0.95	0.99	0.97	0.99	0.92	0.96	0.90	0.97	0.93	0.91	0.98
Fe/(Fe+Mg)	0.37	0.36	0.44	0.43	0.36	0.44	0.34	0.36	0.35	0.37	0.34	0.36	0.49	0.48	0.47	0.49	0.47	0.38	0.37
F	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	14.28	14.32	14.40	14.42	14.29	14.45	14.34	14.31	14.40	14.45	14.30	14.36	14.47	14.50	14.43	14.52	14.46	14.34	14.38

Tabela A.4 – Composição química das moscovites das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	HOSPEDEIRO METASSEDIMENTAR																			
	MI 88 C4BM1	MI 88 C4BM2	MI 88 C2BM1	MI 88 C2CM2	MI 105 A C2BM1	MI 105 A C2CM2	MI 105C - 3MI 105C - 1MI 105C - 3MI 105C - 1MI 105C - 3MI 105C - 1MI 105C - 3	10-Mat	16-Mat	10-Mat	17-Mat	18-Mat	10-Mat	MI 140 C2BM1	MI 140 C3BM1	MI 140 C2CM2	MI 140 C2CM2	MI 140B C2 MS B	MI 140B C3 MS B	MI 140B C2 MS N
SiO2	45.78	45.21	45.79	45.48	45.15	44.84	45.70	46.17	45.65	44.96	45.78	45.87	45.69	46.06	46.22	46.15	46.22	46.15	45.69	
TiO2	0.60	0.59	0.53	0.54	0.91	0.64	0.48	0.69	0.47	0.69	0.78	0.77	0.44	0.30	0.44	0.40	0.44	0.40	0.44	
Al2O3	34.01	34.78	33.72	34.20	34.40	35.26	34.94	33.80	34.89	34.60	34.57	33.09	35.70	35.17	35.15	34.77	35.15	34.77	35.70	
FeO	2.06	1.63	1.84	1.70	1.61	1.39	1.26	1.27	1.11	1.03	1.16	1.41	1.21	1.16	1.33	1.29	1.33	1.29	1.21	
MnO	0.04	0.03	0.05	0.03	0.04	0.05	0.04	0.02	0.02	0.07	0.04	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.01	
MgO	1.08	0.88	1.06	0.92	0.93	0.75	0.77	0.91	0.79	0.68	0.79	1.04	0.70	0.91	0.87	1.06	0.87	1.06	0.70	
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.05	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.05	
Na2O	0.35	0.42	0.37	0.43	0.42	0.46	0.43	0.46	0.45	0.51	0.45	0.31	0.41	0.49	0.45	0.40	0.45	0.40	0.41	
K2O	10.73	10.60	10.53	10.55	10.76	10.57	10.34	10.33	10.21	10.19	10.21	10.47	10.39	10.37	10.44	10.11	10.44	10.11	10.39	
F	0.42	0.42	0.17	0.34	0.26	0.30	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.01	0.00	
BaO	0.18	0.21	0.13	0.16	0.29	0.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.31	0.61	0.36	0.00	0.00	0.00	
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	
Total	95.25	94.77	94.18	94.35	94.77	94.66	93.94	93.65	93.62	92.76	93.83	93.00	94.76	94.82	95.57	94.53	94.94	94.17	94.62	
Si	3.07	3.04	3.10	3.07	3.05	3.02	3.08	3.12	3.08	3.07	3.09	3.13	3.06	3.08	3.08	3.10	3.09	3.10	3.06	
Al4	0.93	0.96	0.90	0.93	0.95	0.98	0.92	0.88	0.92	0.93	0.91	0.87	0.94	0.92	0.92	0.90	0.91	0.90	0.94	
Z	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	
Al6	1.76	1.80	1.79	1.80	1.78	1.83	1.86	1.82	1.86	1.85	1.84	1.79	1.87	1.86	1.84	1.84	1.85	1.85	1.88	
Ti	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.02	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	
Fe	0.12	0.09	0.10	0.10	0.09	0.08	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.08	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.11	0.09	0.11	0.09	0.09	0.08	0.08	0.09	0.08	0.07	0.08	0.11	0.07	0.09	0.09	0.11	0.09	0.11	0.07	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Y	2.02	2.01	2.03	2.01	2.01	2.02	2.03	2.02	2.03	2.02	2.02	2.02	2.03	2.03	2.03	2.04	2.04	2.05	2.04	
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.04	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	
K	0.92	0.91	0.91	0.91	0.93	0.91	0.89	0.89	0.88	0.89	0.88	0.91	0.89	0.89	0.89	0.87	0.89	0.87	0.89	
X	0.96	0.97	0.96	0.97	0.98	0.97	0.95	0.95	0.94	0.96	0.94	0.95	0.94	0.95	0.95	0.92	0.95	0.92	0.94	
Fe/(Fe+Mg)	0.52	0.51	0.49	0.51	0.49	0.51	0.48	0.44	0.44	0.46	0.45	0.43	0.49	0.42	0.46	0.41	0.46	0.41	0.49	
F	0.09	0.09	0.04	0.07	0.06	0.06	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ba	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
total	14.62	14.59	14.56	14.57	14.58	14.58	14.50	14.41	14.44	14.46	14.43	14.42	14.52	14.45	14.48	14.42	14.50	14.43	14.52	

Tabela A.4 – Composição química das moscovites das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	ORTOGNAISSES																		
	MI 140B C3 MS N	mi140d _1_1	mi140d _1_2	m5.1 _b1_1	m5.1 _b1_3	m5.1 _b1_2	m5.1 _b1_4	MI 83A - 1 10-Mat	MI 83A - 2 13-Mat	MI 83A - 3 23-Mat	MI 83A - 3 25-Mat	MI 83A - 1 11-Mat	MI 83A - 1 12-Mat	MI 83A - 2 14-Mat	MI 83A - 2 15-Mat	MI 83A - 3 24-Mat	MI 83B C1BM1	MI 83B C4BM1	MI 83B C1CM2
SiO2	46.06	46.54	46.43	47.48	46.49	46.56	46.55	45.34	45.67	45.75	45.37	45.69	44.70	45.18	45.64	45.72	45.36	44.91	44.27
TiO2	0.30	0.41	0.19	1.13	1.17	1.16	1.13	0.49	0.33	0.41	0.39	0.63	0.47	0.37	0.26	0.36	0.27	0.60	0.59
Al2O3	35.17	36.74	36.40	34.41	34.27	34.52	33.91	35.46	34.79	35.00	35.25	35.05	34.69	35.63	34.78	35.22	33.42	34.96	34.65
FeO	1.16	0.63	0.66	0.94	1.02	0.92	0.99	1.45	1.14	1.31	1.20	1.24	1.50	1.20	1.52	1.24	1.81	1.30	1.40
MnO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.03	0.00	0.10	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02
MgO	0.91	0.53	0.59	0.98	1.00	0.77	0.99	0.58	0.62	0.54	0.52	0.64	0.69	0.55	0.63	0.53	0.03	0.54	0.64
CaO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.49	1.05	1.18	0.28	0.29	0.42	0.34	0.43	0.44	0.51	0.39	0.54	0.44	0.41	0.44	0.57	0.35	0.47	0.46
K2O	10.37	9.28	9.60	10.88	11.10	11.00	11.02	10.25	10.23	10.23	10.54	10.23	10.08	10.43	10.47	10.27	10.70	10.67	10.56
F	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01	0.00	0.03	0.16	0.00	0.00	0.01	0.04	0.18	0.07	0.09	0.01	0.00	0.01	0.13
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.08	0.06	0.06	0.05	0.07	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.05	0.02	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.09	0.04
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	94.51	95.30	95.14	96.20	95.40	95.49	95.02	94.16	93.23	93.78	93.73	94.06	92.88	93.83	93.86	93.93	92.02	93.55	92.76
Si	3.09	3.06	3.07	3.13	3.10	3.10	3.11	3.05	3.10	3.09	3.07	3.08	3.05	3.05	3.09	3.08	3.14	3.05	3.04
Al4	0.91	0.94	0.93	0.87	0.90	0.90	0.89	0.95	0.90	0.91	0.93	0.92	0.95	0.95	0.91	0.92	0.86	0.95	0.96
Z	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al6	1.86	1.92	1.91	1.80	1.79	1.80	1.78	1.87	1.88	1.87	1.88	1.86	1.85	1.89	1.86	1.88	1.86	1.86	1.84
Ti	0.01	0.02	0.01	0.06	0.06	0.06	0.06	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03
Fe	0.06	0.03	0.04	0.05	0.06	0.05	0.06	0.08	0.06	0.07	0.07	0.07	0.09	0.07	0.09	0.07	0.10	0.07	0.08
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.09	0.05	0.06	0.10	0.10	0.08	0.10	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.07	0.05	0.06	0.05	0.00	0.05	0.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	2.04	2.03	2.02	2.00	2.01	2.00	2.00	2.03	2.02	2.02	2.02	2.02	2.04	2.03	2.02	2.02	1.99	2.02	2.02
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.06	0.13	0.15	0.04	0.04	0.05	0.04	0.06	0.06	0.07	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.08	0.05	0.06	0.06
K	0.89	0.78	0.81	0.91	0.94	0.93	0.94	0.88	0.89	0.88	0.91	0.88	0.88	0.90	0.90	0.88	0.94	0.93	0.92
X	0.95	0.91	0.96	0.95	0.98	0.99	0.98	0.94	0.94	0.95	0.96	0.95	0.94	0.95	0.96	0.96	0.99	0.99	0.99
Fe/(Fe+Mg)	0.42	0.40	0.39	0.35	0.36	0.40	0.36	0.59	0.51	0.58	0.56	0.52	0.55	0.55	0.58	0.57	0.97	0.58	0.55
F	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	14.46	14.35	14.38	14.27	14.35	14.36	14.33	14.62	14.49	14.57	14.58	14.52	14.60	14.59	14.61	14.57	14.90	14.62	14.63

Tabela A.4 – Composição química das moscovites das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	ORTOGNAISSES																			
	MI 83 B C4CM2	MI 86 B C4BM1	MI 86 B C5BM1	MI 86 B C4CM2	MI 86 B C5CM2	mi86c 1_1	mi86c 2_1	mi86c 2_3	mi86c 1_2	mi86c 2_2	MI 148 C C1BM1	MI 148 C C2CM2	MI 185 A1 C1BM1	MI 185 A1 C2BM1	MI 185 A1 C2BM1.1	MI 185 A1 C3BM1	MI 185 A1 C1CM2	MI 185 A1 C2CM2	MI 185 A1 C2CM2.1	MI 185 A1 C3CM2
SiO2	44.59	44.90	44.68	45.17	44.96	46.28	46.84	45.62	46.36	45.84	45.61	45.80	45.19	45.69	44.36	45.07	45.75	45.45	45.53	45.15
TiO2	0.82	0.63	0.16	0.64	0.82	0.24	0.22	0.28	0.22	0.21	0.57	0.68	0.72	1.03	0.58	0.67	0.70	1.14	0.73	0.65
Al2O3	34.78	34.96	35.25	35.16	35.06	35.53	34.25	35.58	35.01	36.19	35.10	35.13	35.17	33.88	34.96	35.41	34.96	33.96	33.90	35.24
FeO	1.24	1.62	1.43	1.46	1.21	1.71	1.78	1.36	1.69	1.51	1.49	1.37	1.19	1.72	1.57	1.41	1.37	1.86	1.69	1.28
MnO	0.00	0.02	0.00	0.03	0.05	0.01	0.01	0.06	0.04	0.00	0.04	0.06	0.00	0.01	0.00	0.02	0.05	0.01	0.02	0.00
MgO	0.57	0.66	0.54	0.65	0.57	0.68	0.77	0.50	0.67	0.51	0.82	0.78	0.68	0.95	0.77	0.68	0.72	0.95	0.94	0.65
CaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.05	0.02	0.04	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Na2O	0.53	0.24	0.30	0.30	0.40	0.47	0.43	0.57	0.44	0.52	0.37	0.46	0.44	0.46	0.42	0.45	0.55	0.43	0.31	0.40
K2O	10.46	10.25	10.89	10.72	10.63	10.30	10.55	10.55	10.82	10.70	10.75	10.76	10.64	10.44	10.59	10.42	10.64	10.36	10.56	10.57
F	0.05	0.30	0.00	0.21	0.00	0.02	0.03	0.00	0.01	0.03	0.25	0.17	0.00	0.42	0.00	0.09	0.16	0.47	0.04	0.00
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.06	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.08	0.02	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.19	0.04	0.18	0.04	0.06	0.03	0.13	0.04	0.05
Cl	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
Total	93.03	93.58	93.33	94.39	93.79	95.29	94.93	94.63	95.34	95.55	95.21	95.40	94.10	94.79	93.32	94.28	94.94	94.75	93.77	94.00
Si	3.05	3.05	3.05	3.05	3.05	3.08	3.13	3.06	3.09	3.05	3.05	3.06	3.05	3.07	3.03	3.04	3.06	3.06	3.09	3.05
Al4	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.92	0.87	0.94	0.91	0.95	0.95	0.94	0.95	0.93	0.97	0.96	0.94	0.94	0.91	0.95
Z	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al6	1.85	1.84	1.88	1.84	1.85	1.87	1.83	1.88	1.85	1.88	1.82	1.82	1.85	1.76	1.84	1.85	1.82	1.75	1.80	1.86
Ti	0.04	0.03	0.01	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.06	0.04	0.03
Fe	0.07	0.09	0.08	0.08	0.07	0.10	0.10	0.08	0.09	0.08	0.08	0.08	0.07	0.10	0.09	0.08	0.08	0.10	0.10	0.07
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.06	0.07	0.05	0.07	0.06	0.07	0.08	0.05	0.07	0.05	0.08	0.08	0.07	0.10	0.08	0.07	0.07	0.10	0.09	0.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	2.02	2.03	2.03	2.02	2.02	2.04	2.02	2.02	2.02	2.03	2.02	2.01	2.02	2.02	2.04	2.03	2.01	2.01	2.03	2.03
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.07	0.03	0.04	0.04	0.05	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.04	0.05
K	0.91	0.89	0.95	0.92	0.92	0.87	0.90	0.90	0.92	0.91	0.92	0.92	0.92	0.90	0.92	0.90	0.91	0.89	0.91	0.91
X	0.98	0.92	0.99	0.96	0.97	0.94	0.96	0.98	0.98	0.98	0.97	0.98	0.97	0.96	0.98	0.95	0.98	0.94	0.96	0.97
Fe/(Fe+Mg)	0.55	0.58	0.60	0.56	0.54	0.59	0.57	0.61	0.59	0.62	0.50	0.50	0.50	0.50	0.53	0.54	0.52	0.52	0.50	0.52
F	0.01	0.06	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.05	0.04	0.00	0.09	0.00	0.02	0.03	0.10	0.01	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	14.59	14.61	14.69	14.61	14.57	14.64	14.58	14.66	14.65	14.70	14.57	14.55	14.54	14.52	14.66	14.60	14.56	14.56	14.55	14.57

Tabela A.4 – Composição química das moscovites das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	DIATEXITOS																			
	m5.4 2_1	m5.4 2_3	m5.4 b1_1	m5.4 2_2	m5.4 b1_2	m7.2 1_1	m7.2 1_3	m7.2 2_1	m7.2 1_2	m7.2 2_2	MI 60 C1BM2	MI 60 C2BM1	MI 60 C3BM1	MI 60 C1CM1	MI 60 C2CM2	MI 60 C3CM2	MI 92 C3BM1	MI 92 C3BM3	MI 92 C1BM1	MI 92 C1BM3
SiO2	46.89	46.23	47.24	46.28	46.43	47.33	46.84	46.99	47.27	47.03	45.83	45.84	45.85	46.05	45.92	45.55	44.59	45.46	45.46	45.22
TiO2	0.31	0.26	0.25	0.26	0.23	0.35	0.36	0.38	0.32	0.46	0.99	0.95	1.10	1.24	1.22	1.16	0.93	0.93	0.85	0.83
Al2O3	35.68	35.55	36.19	35.45	35.58	35.69	34.94	35.20	34.92	34.72	33.19	33.57	33.68	34.02	33.84	34.03	33.53	34.41	34.30	33.87
FeO	1.63	1.49	1.44	1.47	1.48	1.34	1.35	1.43	1.25	1.43	2.00	1.84	1.78	1.89	1.75	1.71	1.85	1.76	1.87	1.96
MnO	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.08	0.02	0.02	0.00	0.05	0.04	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00
MgO	0.59	0.51	0.61	0.56	0.58	0.82	0.78	0.86	0.73	0.87	1.12	1.01	0.98	0.98	0.97	0.96	0.78	0.77	0.82	0.82
CaO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.45	0.54	0.54	0.56	0.54	0.50	0.59	0.41	0.61	0.54	0.34	0.44	0.43	0.55	0.43	0.49	0.46	0.43	0.44	0.45
K2O	10.29	10.74	10.13	10.65	10.86	10.52	10.80	10.75	10.85	10.73	10.62	10.45	10.53	10.35	10.46	10.64	9.82	10.37	10.67	10.25
F	0.05	0.03	0.05	0.03	0.03	0.05	0.07	0.06	0.08	0.04	0.59	0.34	0.42	0.67	0.52	0.38	0.43	0.42	0.46	0.46
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.10	0.05	0.00	0.10	0.08	0.01	0.00	0.05	0.08	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.09	0.08	0.08	0.09	0.01	0.06	0.07	0.05	0.05
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Total	95.99	95.41	96.46	95.39	95.84	96.61	95.75	96.18	96.12	95.97	94.80	94.56	94.85	95.83	95.26	95.05	92.41	94.63	94.95	93.94
Si	3.09	3.08	3.09	3.08	3.08	3.10	3.11	3.10	3.12	3.11	3.09	3.09	3.08	3.06	3.07	3.06	3.07	3.06	3.06	3.07
Al4	0.91	0.92	0.91	0.92	0.92	0.90	0.89	0.90	0.88	0.89	0.91	0.91	0.92	0.94	0.93	0.94	0.93	0.94	0.94	0.93
Z	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al6	1.87	1.87	1.89	1.86	1.86	1.86	1.84	1.84	1.84	1.82	1.72	1.76	1.75	1.73	1.74	1.75	1.78	1.79	1.77	1.77
Ti	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04
Fe	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07	0.08	0.11	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	0.11	0.10	0.11	0.11
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.08	0.08	0.08	0.07	0.09	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.08	0.08	0.08	0.08
Cr	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	2.03	2.02	2.04	2.02	2.02	2.03	2.01	2.02	2.00	2.02	2.00	2.01	2.00	1.99	2.00	2.01	2.02	2.01	2.00	2.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.08	0.05	0.08	0.07	0.04	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
K	0.87	0.91	0.85	0.90	0.92	0.88	0.91	0.90	0.91	0.91	0.91	0.90	0.90	0.88	0.89	0.91	0.86	0.89	0.92	0.89
X	0.92	0.98	0.91	0.98	0.99	0.94	0.99	0.96	0.99	0.98	0.96	0.96	0.96	0.95	0.95	0.98	0.92	0.95	0.97	0.95
Fe/(Fe+Mg)	0.61	0.62	0.57	0.60	0.59	0.48	0.49	0.48	0.49	0.48	0.50	0.51	0.50	0.52	0.50	0.50	0.57	0.56	0.56	0.57
F	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.12	0.07	0.09	0.14	0.11	0.08	0.09	0.09	0.10	0.10
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	14.61	14.66	14.56	14.64	14.65	14.48	14.52	14.51	14.48	14.51	14.54	14.54	14.52	14.54	14.51	14.55	14.59	14.59	14.62	14.62



Tabela A.4 – Composição química das moscovites das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	DIATEXITOS								GRANITO BANABUIÚ											
	MI 92 C2BM1	MI 92 C2CM2	MI 92 C3CM2	MI 92 C1CM2	m122.1 1_1	m122.1 2_1	m122.1 1_2	m122.1 2_2	MI 01 - 3 1-Mat	MI 01 - 3 3-Mat	MI 01 - 3 4-Mat	MI 01 - 1 5-Mat	MI 01 - 1 6-Mat	MI 01 - 3 2-Mat	MI 01 - 1 6-Mat	m41.1 2_1	m41.1 2_1	m41.1 2_fk1	m41.1 2_2	m41.1 2_2
SiO2	43.80	45.13	45.23	45.81	45.43	46.06	46.48	45.75	45.99	45.76	46.27	46.40	46.51	45.66	46.10	46.69	46.95	46.95	46.30	47.28
TiO2	0.88	0.99	0.97	0.80	0.22	0.22	0.18	0.23	0.47	0.49	0.56	0.38	0.30	0.57	0.48	0.34	0.44	0.44	0.35	0.44
Al2O3	33.73	33.91	34.91	34.32	31.42	32.55	32.77	32.69	34.33	34.47	34.24	30.84	32.84	35.08	34.52	34.40	33.44	33.44	33.12	33.52
FeO	1.74	1.86	1.73	1.87	4.93	3.16	2.70	2.97	1.72	1.80	1.94	3.17	2.80	1.90	2.01	1.87	2.02	2.02	1.97	1.84
MnO	0.07	0.00	0.04	0.05	0.06	0.04	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.06	0.01	0.04	0.04	0.03	0.00
MgO	0.70	0.83	0.67	0.75	0.73	0.73	0.71	0.67	0.58	0.65	0.72	1.29	0.99	0.58	0.66	0.66	0.84	0.84	0.75	0.68
CaO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00
Na2O	0.44	0.46	0.42	0.45	0.37	0.32	0.57	0.39	0.64	0.54	0.41	0.21	0.35	0.51	0.59	0.38	0.45	0.45	0.51	0.53
K2O	9.85	10.08	10.33	10.34	10.00	10.42	10.25	10.39	9.79	10.17	10.41	10.64	10.52	10.13	10.20	9.68	10.23	10.23	10.39	10.37
F	0.38	0.47	0.38	0.29	0.22	0.19	0.20	0.24	0.43	0.43	0.52	0.53	0.31	0.43	0.34	0.13	0.00	0.00	0.14	0.00
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.06	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Cl	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	91.61	93.72	94.73	94.74	93.47	93.79	93.95	93.45	93.97	94.32	95.06	93.52	94.62	94.86	94.98	94.25	94.40	94.42	93.61	94.67
Si	3.04	3.06	3.04	3.08	3.14	3.14	3.16	3.13	3.10	3.08	3.09	3.18	3.14	3.06	3.09	3.13	3.16	3.16	3.15	3.17
Al4	0.96	0.94	0.96	0.92	0.86	0.86	0.84	0.87	0.90	0.92	0.91	0.82	0.86	0.94	0.91	0.87	0.84	0.84	0.85	0.83
Z	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al6	1.80	1.77	1.80	1.79	1.70	1.76	1.78	1.77	1.83	1.82	1.79	1.68	1.75	1.83	1.81	1.85	1.81	1.81	1.80	1.81
Ti	0.05	0.05	0.05	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Fe	0.10	0.11	0.10	0.10	0.28	0.18	0.15	0.17	0.10	0.10	0.11	0.18	0.16	0.11	0.11	0.10	0.11	0.11	0.11	0.10
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.07	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.13	0.10	0.06	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	2.02	2.01	2.02	2.02	2.08	2.04	2.02	2.03	2.00	2.01	2.00	2.01	2.03	2.02	2.02	2.04	2.03	2.03	2.01	2.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.04	0.08	0.05	0.08	0.07	0.05	0.03	0.05	0.07	0.08	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07
K	0.87	0.87	0.88	0.89	0.88	0.91	0.89	0.91	0.84	0.87	0.89	0.93	0.91	0.87	0.87	0.83	0.88	0.88	0.90	0.89
X	0.93	0.93	0.94	0.95	0.93	0.95	0.96	0.96	0.93	0.94	0.94	0.96	0.95	0.93	0.95	0.88	0.94	0.94	0.97	0.96
Fe/(Fe+Mg)	0.58	0.56	0.59	0.58	0.79	0.71	0.68	0.71	0.63	0.61	0.60	0.58	0.61	0.65	0.63	0.61	0.58	0.58	0.60	0.60
F	0.08	0.10	0.08	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05	0.09	0.09	0.11	0.11	0.07	0.09	0.07	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	14.63	14.58	14.62	14.61	15.01	14.80	14.73	14.80	14.59	14.62	14.60	14.67	14.70	14.67	14.67	14.55	14.56	14.56	14.60	14.55

Tabela A.4 – Composição química das moscovites das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	GRANITO BANABUIÚ															LEUC. CUMULAD. EM MET. PARADERIV.				
	m41.1 2_fk2	MI 184 1-Mat	MI 184 3-Mat	MI 184 4-Mat	MI 184 5-Mat	MI 184 6-Mat	MI 184 - 3 7-Mat	MI 184 2-Mat	MI 184 6-Mat	MI 184 - 3 8-Mat	MI 184 - 3 9-Mat	mi212 1_1	mi212 2_1	mi212 1_2	mi212 2_2	MI 57.3 C1 2B	M 57.3 C1 2B	M 57.3 C2 1B	M 57.3 C1 1N	M 57.3 C1 2N
SiO2	47.28	45.99	45.76	46.27	46.40	46.51	45.50	45.66	46.10	45.54	45.66	46.81	46.91	47.03	46.48	45.31	45.46	46.52	45.68	45.94
TiO2	0.44	0.47	0.49	0.56	0.38	0.30	0.44	0.57	0.48	0.46	0.48	0.44	0.46	0.46	0.47	0.00	0.00	0.82	0.67	0.56
Al2O3	33.52	34.33	34.47	34.24	30.84	32.84	34.22	35.08	34.52	34.92	35.20	34.81	35.27	33.31	34.77	33.99	33.71	31.49	31.85	31.88
FeO	1.84	1.72	1.80	1.94	3.17	2.80	1.89	1.90	2.01	1.92	1.77	2.06	2.09	2.24	2.04	3.82	3.89	4.48	4.97	4.85
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.06	0.00	0.06	0.12	0.00	0.05	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04	0.08	0.03	0.00
MgO	0.68	0.58	0.65	0.72	1.29	0.99	0.65	0.58	0.66	0.61	0.56	0.78	0.78	0.99	0.73	0.62	0.53	0.87	0.73	0.70
CaO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.04	0.03	0.00	0.01	0.06
Na2O	0.53	0.64	0.54	0.41	0.21	0.35	0.57	0.51	0.59	0.57	0.51	0.48	0.52	0.50	0.50	0.35	0.38	0.46	0.49	0.40
K2O	10.37	9.79	10.17	10.41	10.64	10.52	10.08	10.13	10.20	9.95	10.20	10.63	10.39	10.84	10.85	8.62	8.80	10.55	10.26	10.14
F	0.00	0.43	0.43	0.52	0.53	0.31	0.45	0.43	0.34	0.39	0.37	0.15	0.13	0.12	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.07	0.08	0.03	0.03	0.00	0.03	0.00	0.02
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
BaO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.09	0.06	0.15	0.08
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	94.70	93.97	94.32	95.06	93.52	94.62	93.85	94.86	94.98	94.51	94.76	96.30	96.68	95.60	96.05	92.83	92.93	95.37	94.82	94.62
Si	3.17	3.10	3.08	3.09	3.18	3.14	3.08	3.06	3.09	3.06	3.06	3.10	3.09	3.14	3.09	3.10	3.11	3.15	3.12	3.14
Al4	0.83	0.90	0.92	0.91	0.82	0.86	0.92	0.94	0.91	0.94	0.94	0.90	0.91	0.86	0.91	0.90	0.89	0.85	0.88	0.86
Z	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al6	1.81	1.83	1.82	1.79	1.68	1.75	1.81	1.83	1.81	1.83	1.84	1.81	1.82	1.76	1.81	1.84	1.83	1.67	1.69	1.70
Ti	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.04	0.03	0.03
Fe	0.10	0.10	0.10	0.11	0.18	0.16	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.11	0.12	0.13	0.11	0.22	0.22	0.25	0.28	0.28
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.07	0.06	0.07	0.07	0.13	0.10	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.08	0.08	0.10	0.07	0.06	0.05	0.09	0.07	0.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	2.01	2.00	2.01	2.00	2.01	2.03	2.01	2.02	2.02	2.03	2.02	2.03	2.04	2.02	2.02	2.13	2.11	2.06	2.08	2.08
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.07	0.08	0.07	0.05	0.03	0.05	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05
K	0.89	0.84	0.87	0.89	0.93	0.91	0.87	0.87	0.87	0.85	0.87	0.90	0.87	0.92	0.92	0.75	0.77	0.91	0.89	0.88
X	0.96	0.93	0.94	0.94	0.96	0.95	0.94	0.93	0.95	0.93	0.94	0.96	0.94	0.99	0.98	0.80	0.82	0.97	0.96	0.94
Fe/(Fe+Mg)	0.60	0.63	0.61	0.60	0.58	0.61	0.62	0.65	0.63	0.64	0.64	0.60	0.60	0.56	0.61	0.78	0.80	0.74	0.79	0.80
F	0.00	0.09	0.09	0.11	0.11	0.07	0.10	0.09	0.07	0.08	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	14.55	14.59	14.62	14.60	14.67	14.70	14.65	14.67	14.67	14.68	14.67	14.66	14.66	14.63	14.70	14.88	14.90	14.93	15.03	14.99

Tabela A.4 – Composição química das moscovites das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	LEUCOSSOMAS CUMULADOS EM METATEXITOS PARADERIVADOS													
	MI 110 A	MI 110 A	MI 110 A	MI 110 A	mi140e	mi140e	mi140e	mi140e	mi140e	mi140e	mi140e	mi140e	mi140e	mi140e
	C1B1	C3B1	C1C2	C3C2	<u>2_1</u>	<u>2_1</u>	<u>2_1</u>	<u>2_1</u>	<u>2_1</u>	<u>2_2</u>	<u>2_2</u>	<u>2_2</u>	<u>2_2</u>	<u>2_2</u>
SiO2	45.63	45.61	45.84	46.23	46.64	47.36	45.96	47.36	45.96	46.15	46.71	47.90	46.15	47.90
TiO2	0.21	0.41	0.25	0.35	0.13	0.12	0.09	0.12	0.09	0.04	0.03	0.09	0.04	0.09
Al2O3	35.61	35.50	36.29	35.88	36.49	35.83	35.49	35.83	35.49	36.07	35.90	35.65	36.07	35.65
FeO	1.69	1.75	1.56	1.83	0.70	0.66	1.28	0.66	1.28	1.11	0.72	0.71	1.11	0.71
MnO	0.01	0.07	0.06	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00
MgO	0.55	0.57	0.49	0.55	0.55	0.59	0.63	0.59	0.63	0.60	0.72	0.62	0.60	0.62
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.07	0.01	0.07	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03
Na2O	0.41	0.53	0.42	0.45	1.01	0.97	0.90	0.97	0.90	1.10	1.07	1.03	1.10	1.03
K2O	10.33	10.37	10.33	10.31	9.72	9.77	8.91	9.77	8.91	9.69	9.81	9.77	9.69	9.77
F	0.38	0.21	0.01	0.25	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.04	0.04	0.00	0.04	0.00
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00
BaO	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.38	0.47	0.00	0.00	0.00	0.54
Cl	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	94.86	95.08	95.25	95.87	95.34	95.31	93.34	95.63	93.72	95.30	95.09	95.80	94.83	96.34
Si	3.05	3.05	3.05	3.06	3.08	3.12	3.09	3.12	3.09	3.07	3.09	3.14	3.07	3.14
Al4	0.95	0.95	0.95	0.94	0.92	0.88	0.91	0.88	0.91	0.93	0.91	0.86	0.93	0.86
Z	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al6	1.86	1.85	1.90	1.86	1.92	1.91	1.91	1.90	1.90	1.89	1.90	1.90	1.90	1.89
Ti	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.09	0.10	0.09	0.10	0.04	0.04	0.07	0.04	0.07	0.06	0.04	0.04	0.06	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	2.02	2.03	2.05	2.03	2.02	2.01	2.05	2.00	2.04	2.02	2.01	2.00	2.03	1.99
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.07	0.05	0.06	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.14	0.14	0.13	0.14	0.13
K	0.88	0.88	0.88	0.87	0.82	0.82	0.76	0.82	0.76	0.82	0.83	0.82	0.82	0.82
X	0.93	0.95	0.93	0.93	0.95	0.95	0.89	0.95	0.89	0.96	0.97	0.95	0.97	0.95
Fe/(Fe+Mg)	0.63	0.63	0.64	0.65	0.42	0.39	0.53	0.39	0.53	0.51	0.36	0.39	0.51	0.39
F	0.08	0.04	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	14.67	14.70	14.70	14.69	14.39	14.31	14.50	14.29	14.49	14.53	14.36	14.29	14.55	14.28



Tabela A.5 – Composição química das granadas das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Amostra Mineral	LEUCOSSOMAS EM METATEXITOS PARADERIVADOS											
	mi86c _3_gr5	mi86c _4_gr1	mi86c _4_gr2	mi86c _4_gr3	mi86c _4_gr4	mi86c _4_gr5	MI 110A C2BG1	MI 110 A C2BG3	MI 110 A C2CG2	mi140e _1_gran1	mi140e _1_gran2	mi140e _1_gran3
	bordo	bordo	centro	centro	centro	bordo	bordo	centro	bordo	bordo	centro	bordo
SiO2	36.88	37.24	37.07	36.48	37.00	36.52	36.02	36.27	36.06	38.07	37.90	37.65
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Al2O3	21.15	21.02	21.06	21.24	21.07	21.17	21.51	21.65	21.59	21.31	21.28	21.46
FeO	32.70	33.51	33.94	33.86	34.01	33.67	34.03	34.16	34.94	30.85	31.09	31.28
MnO	5.73	5.73	4.33	3.86	3.88	4.38	6.76	6.92	6.99	7.34	7.30	7.25
MgO	1.54	1.46	2.07	2.32	2.24	1.95	0.83	0.81	0.83	2.25	2.36	2.48
CaO	0.44	0.43	0.48	0.49	0.43	0.42	0.17	0.12	0.05	1.28	0.81	0.80
Cr2O3	0.08	0.09	0.05	0.08	0.11	0.11	0.00	0.00	0.00	0.09	0.12	0.11
TOTAL	98.51	99.48	98.99	98.36	98.74	98.21	99.33	99.92	100.47	101.19	100.85	101.04
Formula 8 oxigénios												
Si	3.05	3.05	3.04	3.00	3.04	3.02	2.97	2.97	2.95	3.05	3.04	3.02
Aliv	0.05	0.05	0.04	0.00	0.04	0.02	0.03	0.03	0.05	0.05	0.04	0.02
Alvi	2.11	2.08	2.07	2.06	2.08	2.08	2.06	2.07	2.02	2.06	2.06	2.04
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Fe3	0.11	0.09	0.08	0.07	0.08	0.09	0.06	0.07	0.02	0.06	0.06	0.05
Fe2	2.37	2.39	2.40	2.40	2.42	2.42	2.41	2.41	2.41	2.12	2.15	2.14
Mn	0.40	0.40	0.30	0.27	0.27	0.31	0.47	0.48	0.48	0.50	0.50	0.49
Mg	0.19	0.18	0.25	0.29	0.27	0.24	0.10	0.10	0.10	0.27	0.28	0.30
Ca	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.01	0.00	0.11	0.07	0.07
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Tabela A.6 – Composição química das turmalinas das rochas da região de Banabuiú.

Amostra Mineral	HOSPEDEIRO METASSEDIMENTAR						
	m57.1	m57.1	m57.1	m57.1	MI 88	MI 88	MI 88
	_2_tur1	_2_tur2	_2_tur3	_2_tur4	C1BT1	C1CT2	C3BT1
	bordo	centro	centro	bordo	bordo	centro	bordo
SiO <sub>2</sub>	34.65	33.35	34.09	34.26	35.99	35.75	35.93
TiO <sub>2</sub>	0.47	0.48	0.46	0.41	0.77	0.98	0.81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.52	30.72	29.33	30.64	33.22	32.33	33.61
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11	0.07	0.08	0.11	0.01	0.01	0.00
FeO	7.39	7.28	8.09	7.18	8.41	8.89	8.82
MgO	5.81	6.10	6.09	5.96	5.23	5.20	5.25
CaO	0.65	0.54	0.61	0.58	0.33	0.13	0.37
MnO	0.00	0.08	0.04	0.03	0.10	0.07	0.11
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
Na <sub>2</sub> O	2.13	2.26	2.27	2.23	2.05	2.17	2.08
K <sub>2</sub> O	0.08	0.05	0.05	0.06	0.07	0.06	0.04
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.11	0.13
H <sub>2</sub> O	8.63	8.58	8.37	8.06	0.00	0.00	0.00
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.50	10.50	10.50	10.50	10.64	10.53	10.72
Total	99.94	100.00	99.96	100.00	96.94	96.23	97.89
O=F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.06
Total*	99.94	100.00	99.96	100.00	96.89	96.18	97.84
T: Si	6.01	6.00	6.02	6.10	6.11	6.10	5.91
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
B	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Z: Al	6.00	6.00	6.00	6.00	5.99	6.00	6.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y: Al	0.21	0.25	0.34	0.04	0.00	0.00	0.32
Ti	0.07	0.07	0.04	0.07	0.10	0.08	0.12
Mg	1.45	1.49	1.42	1.36	1.41	1.42	1.18
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe <sub>2</sub>	1.05	1.02	1.00	1.15	1.12	1.11	1.19
Li*	0.21	0.17	0.21	0.38	0.37	0.39	0.19
ΣY	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
X: Ca	0.15	0.12	0.12	0.14	0.14	0.15	0.08
Na	0.49	0.53	0.46	0.49	0.47	0.50	0.56
K	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02
r	0.34	0.34	0.39	0.36	0.38	0.34	0.35
OH	3.83	3.77	3.73	3.66	3.81	3.78	3.80
F	0.17	0.23	0.27	0.34	0.19	0.22	0.20

Tabela A.7 – Composição química das apatites das rochas da região de Banabuiú.

Amostra Mineral	HOSPEDEIRO METASSEDIMENTAR				ORTOGNAISSE		GRANITO			
	m33.2 bordo	m33.2 centro	m57.1 bordo	m57.1 centro	m5.1 bordo	m5.1 centro	m41.1 bordo	m41.1 centro	m122.1 bordo	m122.1 centro
FeO	0.21	0.18	0.12	0.04	0.00	0.00	0.06	0.19	0.06	0.03
MnO	0.37	0.42	0.05	0.03	0.31	0.08	0.36	0.57	0.29	0.18
MgO	0.04	0.01	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02
CaO	59.63	59.39	53.94	54.20	59.21	59.56	57.45	56.79	57.38	57.50
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.10	0.08	0.08	0.06	0.08	0.13	0.12	0.07	0.10
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	22.75	22.68	21.41	21.66	22.64	22.48	22.34	22.26	22.25	22.07
F	1.47	1.47	1.56	1.68	1.33	1.42	1.66	1.66	1.56	1.66
Cl	0.10	0.12	0.01	0.00	0.06	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02
Total	84.63	84.37	77.16	77.68	83.65	83.65	82.00	81.61	81.63	81.57
F-O	0.62	0.62	0.65	0.70	0.56	0.60	0.70	0.70	0.65	0.70
Cl-O	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	83.99	83.73	76.51	76.98	83.07	83.05	81.30	80.91	80.97	80.87
P	4.18	4.19	4.28	4.30	4.21	4.18	4.22	4.23	4.23	4.20
Mg	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Fe	0.04	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01	0.01
Mn	0.07	0.08	0.01	0.00	0.06	0.02	0.07	0.11	0.05	0.03
Na	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05	0.03	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	13.88	13.87	13.66	13.61	13.93	14.01	13.75	13.66	13.79	13.84
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	14.03	14.02	13.73	13.65	14.02	14.07	13.88	13.86	13.89	13.93
F	1.01	1.02	1.16	1.24	0.93	0.99	1.17	1.18	1.10	1.18
Cl	0.04	0.05	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
OH	0.96	0.94	0.83	0.76	1.05	1.01	0.83	0.82	0.90	0.82

Tabela A.8 – Composição química dos zircões das rochas da região de Banabuiú.

Amostra	HOSP METASSEDIMENTAR		ORTOGNAISSES					DIATEXITOS		GRANITO BANABUIÚ
	mi140d_1_zr	mi140d_1_zr	m5.1_b9_zr	m5.1_b9_zr	mi86c_1_zr	mi86c_1_zr	mi86c_1_zr	m122.1_2_zr	m122.1_2_zr	mi01_1_zr
Mineral	1.00	2.00	1.00	2.00	1.00	2.00	3.00	1.00	2.00	1.00
SiO2	33.82	33.09	33.00	32.77	27.23	30.91	29.40	32.94	30.06	35.71
ZrO2	63.65	61.70	63.33	63.21	55.94	57.22	57.47	63.07	57.79	47.53
HfO2	1.49	1.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.51	1.82	0.00
TiO2	0.00	0.018	0.00	0.00	0.074	0.055	0.012	0.00	0.022	0.00
Al2O3	0.037	0.204	0.00	0.00	2.06	1.28	1.22	0.215	1.34	0.00
MgO	0.031	0.063	0.00	0.00	0.101	0.066	0.045	0.015	0.00	0.00
CaO	0.087	0.290	0.00	0.00	0.995	0.502	0.663	0.00	0.288	0.00
ThO2	0.00	0.098	0.00	0.00	0.038	0.00	0.00	0.00	0.049	0.00
P2O5	0.115	0.251	0.00	0.00	1.96	0.662	1.04	0.293	1.43	0.00
MnO	0.038	0.095	0.00	0.00	0.132	0.075	0.185	0.013	0.067	0.00
F	0.028	0.00	0.00	0.00	0.077	0.048	0.070	0.038	0.061	0.00
La2O3	0.046	0.00	0.00	0.00	0.035	0.00	0.098	0.053	0.016	0.00
FeO	0.069	0.240	0.00	0.00	0.00	0.00	0.001	0.264	0.897	0.00
Nd2O3	0.00	0.081	0.00	0.00	0.003	0.002	0.00	0.015	0.117	0.00
Ce2O3	0.00	0.121	0.00	0.00	0.166	0.210	0.097	0.00	0.267	0.00
H2O	0.603	2.48	0.00	0.00	11.23	8.99	9.73	1.59	5.80	0.00
Total	100.01	100.00	96.32	95.98	100.03	100.02	100.03	100.02	100.03	83.25
Si	4.04	3.83	4.11	4.10	2.77	3.22	3.05	3.87	3.30	4.83
Y	4.04	3.83	4.11	4.10	2.77	3.22	3.05	3.87	3.30	4.83
Zr	3.75	3.53	3.89	3.90	2.81	2.95	2.95	3.66	3.14	3.17
Hf	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.01	0.03	0.00	0.00	0.25	0.16	0.15	0.03	0.18	0.00
Fe	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.17	0.00
X	3.82	3.65	3.89	3.90	3.07	3.11	3.10	3.80	3.54	3.17
Mg	0.01	0.04	0.00	0.00	0.11	0.06	0.07	0.00	0.03	0.00
Ca	0.01	0.04	0.00	0.00	0.11	0.06	0.07	0.00	0.03	0.00
Th	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.01	0.02	0.00	0.00	0.17	0.06	0.09	0.03	0.14	0.00
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
La	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ce	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
H	0.49	1.94	0.00	0.00	7.72	6.33	6.83	1.26	4.31	0.00
Total	8.39	9.53	8.00	8.00	13.97	12.86	13.26	8.97	11.38	8.00



# ***ANEXO B***



Tabela B.1 – Composição química em elementos maiores (% peso) e menores (ppm) das rochas da região de Banabuiú.

	GRANITO DE BANABUIÚ								
	MI 01	MI 184	MI 93A	M 137	M 148.1	MI 206	MI 212	M 144.1	MI 214
SiO <sub>2</sub>	74.01	75.22	73.07	74.16	75.16	73.74	74.08	74.33	74.82
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.12	0.27	0.16	0.12	0.21	0.12	0.21	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.63	13.89	14.67	14.33	13.81	14.27	14.23	14.59	13.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	1.35	1.27	2.41	1.26	1.31	1.64	1.34	1.57	1.38
MnO	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02
MgO	0.18	0.19	0.48	0.26	0.22	0.29	0.22	0.28	0.21
CaO	0.88	0.82	1.55	1.20	1.11	1.33	1.05	0.77	0.52
Na <sub>2</sub> O	3.17	3.07	4.12	3.78	3.71	3.45	3.69	3.25	2.59
K <sub>2</sub> O	5.17	5.27	3.23	4.69	4.51	4.18	4.85	4.86	5.99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.10	0.15	0.13	0.08	0.07	0.11	0.23	0.20
LOI	0.61	0.68	0.93	0.42	0.09	0.43	0.50	0.63	0.53
Total	99.23	100.60	100.90	100.40	100.20	99.63	100.20	100.80	99.81
Sc	3.00	3.00	3.00	2.00	3.00	4.00	2.00	2.00	1.00
Be	3.00	3.00	2.00	3.00	7.00	3.00	5.00	8.00	2.00
V	< 5	< 5	18.00	10.00	10.00	14.00	7.00	10.00	< 5
Cr	20.00	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	1.00	1.00	3.00	2.00	1.00	2.00	1.00	2.00	1.00
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	30.00	30.00	< 10	< 10	< 10	20.00	< 10	420.00
Zn	40.00	40.00	80.00	40.00	40.00	60.00	50.00	80.00	50.00
Ga	19.00	20.00	23.00	22.00	21.00	24.00	22.00	24.00	17.00
Ge	1.10	1.10	0.80	1.20	1.80	1.20	1.50	2.30	0.90
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	248.00	256.00	227.00	187.00	275.00	227.00	262.00	311.00	268.00
Sr	115.00	111.00	247.00	228.00	135.00	227.00	134.00	103.00	112.00
Y	6.90	6.40	12.50	5.50	14.60	12.60	11.80	5.30	9.80
Zr	107.00	91.00	262.00	92.00	110.00	166.00	111.00	99.00	127.00
Nb	7.60	7.50	12.00	5.50	13.00	16.80	12.40	9.00	7.50
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.80	1.30	< 0.5	< 0.5	0.90	2.40
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	1.00	1.00	3.00	2.00	8.00	4.00	4.00	4.00	1.00
Sb	0.90	1.40	1.00	< 0.2	< 0.2	0.40	1.80	< 0.2	< 0.2
Cs	2.10	2.10	2.60	3.10	12.20	2.70	7.40	4.00	1.90
Ba	768.00	670.00	1668.00	966.00	686.00	1246.00	742.00	407.00	905.00
Hf	3.70	3.30	6.90	2.50	3.20	4.80	3.40	2.70	4.10
Ta	1.13	1.04	0.86	0.47	2.81	1.95	2.00	1.89	0.80
W	0.50	0.60	< 0.5	< 0.5	0.60	< 0.5	< 0.5	1.90	< 0.5
Tl	1.16	1.33	1.34	1.17	1.81	1.60	1.50	2.06	1.62
Pb	49.00	70.00	31.00	35.00	23.00	31.00	29.00	23.00	42.00
Bi	3.80	3.70	0.20	0.20	0.50	< 0.1	0.40	0.30	1.10
Th	27.40	24.40	51.00	12.10	30.90	33.60	27.00	18.90	25.10
U	4.67	3.26	5.17	2.96	3.71	3.22	5.90	2.65	3.25

Tabela B.1 – Composição química em elementos maiores (% peso) e menores (ppm) das rochas da região de Banabuiú (continuação).

	GRANITO DE BANABUIÚ							DIATEXITOS SS	
	M 41.1 dr	M 44.1 dr	M 49.1	M 95.1	M 140.1	M 142.1	M 145.1	M 5.4 dr	MI 118
SiO <sub>2</sub>	72.57	73.07	72.91	72.58	73.88	75.00	74.55	73.01	73.39
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.20	0.29	0.21	0.14	0.10	0.08	0.10	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.50	14.96	14.95	14.19	14.62	14.50	14.28	14.69	14.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	1.24	1.60	1.86	1.53	1.32	1.07	1.00	0.89	1.03
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03
MgO	0.30	0.29	0.35	0.30	0.23	0.14	0.17	0.17	0.14
CaO	0.80	0.74	0.86	0.85	0.93	0.53	0.55	0.71	0.48
Na <sub>2</sub> O	2.99	3.04	3.17	2.86	3.70	3.52	3.16	2.00	3.84
K <sub>2</sub> O	4.94	5.26	5.17	5.43	4.90	4.76	5.00	5.38	3.74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.36	0.33	0.33	0.25	0.21	0.26	0.46	0.26	0.22
LOI	1.50	1.21	1.00	0.84	0.45	1.07	0.74	1.49	1.19
Total	99.37	100.70	100.90	99.07	100.40	101.00	100.00	98.70	98.71
Sc	2.00	2.00	3.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	3.00
Be	6.00	5.00	4.00	2.00	6.00	6.00	5.00	3.00	9.00
V	< 5	5.00	11.00	9.00	7.00	6.00	< 5	< 5	< 5
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	2.00	5.00	3.00	3.00	1.00	2.00	< 1	< 1	< 1
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn	210.00	110.00	80.00	40.00	70.00	40.00	60.00	220.00	90.00
Ga	26.00	25.00	28.00	23.00	24.00	26.00	21.00	21.00	35.00
Ge	2.10	1.90	1.90	1.50	1.90	2.40	2.60	2.30	2.20
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	318.00	308.00	368.00	214.00	333.00	277.00	282.00	147.00	466.00
Sr	103.00	93.00	96.00	112.00	131.00	67.00	68.00	80.00	49.00
Y	7.10	6.50	7.30	9.60	7.70	7.90	8.20	7.40	16.60
Zr	60.00	92.00	161.00	114.00	83.00	49.00	43.00	52.00	28.00
Nb	8.60	7.60	8.70	4.30	6.10	6.90	8.10	4.50	34.50
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	2.00	1.20	0.90	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	3.00	3.00	2.00	2.00	3.00	4.00	2.00	2.00	19.00
Sb	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	0.20	< 0.2	< 0.2	1.40
Cs	2.80	4.00	3.70	2.00	11.40	2.50	3.40	1.40	21.70
Ba	304.00	425.00	432.00	458.00	604.00	218.00	265.00	222.00	201.00
Hf	2.00	2.90	4.00	3.30	2.20	1.80	1.40	2.00	1.10
Ta	0.92	0.72	0.63	0.35	0.64	1.01	0.86	0.59	6.87
W	< 0.5	< 0.5	1.60	1.00	0.90	2.30	0.70	0.70	1.90
Tl	1.24	1.26	2.18	1.29	2.37	1.82	1.64	0.54	3.43
Pb	33.00	34.00	26.00	47.00	31.00	33.00	28.00	55.00	22.00
Bi	0.20	0.30	0.10	< 0.1	0.20	2.60	0.30	0.70	1.30
Th	9.48	16.20	34.10	22.60	10.90	6.72	3.65	9.21	10.50
U	3.74	2.85	5.37	3.86	4.62	4.04	1.89	3.13	2.61

Tabela B.1 – Composição química em elementos maiores (% peso) e menores (ppm) das rochas da região de Banabuiú (continuação).

	DIATEXITOS SS				DIATEXITOS SCHLIEREN				
	M 122.1 dr	M 122.2 dr	M 146.1	M 160.1	M 2.1	M 7.3 dr	M 7.4 dr	MI 60	MI 92
SiO <sub>2</sub>	73.22	71.48	75.94	73.91	73.16	72.53	73.31	71.24	71.69
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.10	0.03	0.12	0.30	0.23	0.18	0.39	0.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.84	14.64	14.11	14.51	14.76	14.83	14.80	15.42	14.63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	1.09	1.23	0.57	1.27	1.96	1.72	1.78	2.35	1.79
MnO	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03
MgO	0.13	0.18	0.08	0.18	0.39	0.34	0.33	0.56	0.36
CaO	0.64	0.67	0.45	0.50	1.11	0.81	0.78	0.94	0.85
Na <sub>2</sub> O	2.58	2.99	3.06	2.38	2.43	2.54	2.85	3.71	2.92
K <sub>2</sub> O	5.69	5.36	5.58	5.64	5.58	6.04	5.16	3.56	5.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.38	0.42	0.26	0.23	0.30	0.31	0.36	0.31
LOI	1.53	1.15	0.69	1.29	0.91	1.06	1.24	1.60	0.94
Total	100.20	98.21	100.90	100.10	100.90	100.40	100.80	100.20	99.13
Sc	2.00	3.00	2.00	3.00	3.00	2.00	2.00	3.00	2.00
Be	6.00	8.00	2.00	3.00	3.00	< 1	6.00	8.00	2.00
V	< 5	< 5	< 5	5.00	15.00	6.00	< 5	18.00	8.00
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	< 1	< 1	< 1	2.00	3.00	3.00	5.00	4.00	3.00
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	30.00	50.00	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn	110.00	80.00	< 30	50.00	80.00	60.00	210.00	90.00	70.00
Ga	29.00	28.00	20.00	27.00	27.00	23.00	22.00	25.00	27.00
Ge	2.10	2.50	3.30	2.10	2.00	1.70	2.20	1.50	1.30
As	< 5	6.00	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	360.00	316.00	300.00	329.00	255.00	214.00	232.00	316.00	323.00
Sr	49.00	67.00	29.00	59.00	128.00	116.00	109.00	132.00	91.00
Y	6.50	9.10	4.40	6.40	7.40	10.00	11.70	9.40	7.40
Zr	34.00	59.00	21.00	53.00	169.00	122.00	99.00	195.00	136.00
Nb	9.00	7.70	7.30	8.30	7.10	4.00	5.60	5.40	6.60
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	2.30	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	5.00	3.00	2.00	2.00	2.00	2.00	4.00	7.00	3.00
Sb	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	1.90
Cs	2.70	3.50	2.00	2.30	3.40	6.50	6.10	19.10	2.40
Ba	132.00	243.00	72.00	211.00	612.00	462.00	386.00	672.00	414.00
Hf	1.70	2.10	1.00	1.80	4.30	4.00	3.20	5.60	4.10
Ta	1.70	1.05	1.03	0.48	0.54	0.13	0.51	0.26	0.66
W	2.80	2.90	2.30	1.20	0.80	< 0.5	< 0.5	1.80	0.60
Tl	1.59	1.28	1.92	2.20	1.42	0.87	0.95	1.70	1.52
Pb	62.00	40.00	25.00	27.00	33.00	51.00	54.00	39.00	47.00
Bi	0.60	0.20	1.80	0.90	0.30	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.70
Th	3.75	6.84	0.88	5.97	41.10	27.60	21.40	53.10	38.70
U	4.46	6.15	1.03	2.38	2.08	3.48	4.64	4.31	4.37

Tabela B.1 – Composição química em elementos maiores (% peso) e menores (ppm) das rochas da região de Banabuiú (continuação).

	DIATEXITOS SCHLIEREN					ORTOGNAISSES			
	MI 93B	MI 105G	M 154.1	MI 216C	MI 217B	MI 69	MI 69A	MI 69B1	MI 69B2
SiO <sub>2</sub>	72.16	70.17	72.72	72.81	70.54	73.53	71.82	73.52	73.20
TiO <sub>2</sub>	0.32	0.34	0.28	0.28	0.61	0.24	0.25	0.15	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.47	14.58	14.63	14.93	14.98	14.57	14.94	14.10	14.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	2.18	2.85	1.80	1.77	2.31	1.83	1.92	1.33	1.21
MnO	0.03	0.05	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01
MgO	0.40	0.83	0.33	0.37	0.59	0.49	0.66	0.36	0.33
CaO	0.72	1.74	0.91	0.83	1.12	0.71	0.67	0.36	0.68
Na <sub>2</sub> O	2.12	3.58	3.01	3.59	2.96	2.97	2.83	2.01	2.03
K <sub>2</sub> O	5.63	3.83	5.05	4.99	5.51	5.14	5.49	6.28	6.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.35	0.31	0.28	0.47	0.29	0.18	0.20	0.43
LOI	1.45	1.17	0.62	0.83	1.10	0.94	0.95	1.11	1.03
Total	99.76	99.48	99.68	100.70	100.20	100.70	99.73	99.42	100.10
Sc	2.00	5.00	2.00	2.00	2.00	3.00	3.00	3.00	2.00
Be	2.00	5.00	2.00	3.00	5.00	2.00	< 1	3.00	< 1
V	12.00	26.00	12.00	9.00	17.00	10.00	14.00	10.00	< 5
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	3.00	5.00	3.00	2.00	4.00	3.00	4.00	3.00	2.00
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn	100.00	100.00	90.00	80.00	130.00	60.00	40.00	40.00	40.00
Ga	32.00	24.00	27.00	28.00	33.00	20.00	20.00	21.00	21.00
Ge	0.90	1.10	2.00	1.30	1.90	1.30	1.10	1.90	1.10
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	326.00	235.00	300.00	340.00	378.00	228.00	163.00	223.00	231.00
Sr	84.00	207.00	96.00	96.00	137.00	96.00	99.00	71.00	118.00
Y	6.90	13.40	7.50	6.70	7.50	11.30	9.20	8.50	12.00
Zr	168.00	179.00	148.00	138.00	366.00	130.00	113.00	132.00	95.00
Nb	10.80	17.70	6.60	6.80	8.70	9.60	6.90	6.10	6.40
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	1.60	< 0.5	< 0.5	1.00	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	5.00	4.00	3.00	2.00	3.00	2.00	< 1	2.00	1.00
Sb	1.50	1.20	< 0.2	0.40	1.00	3.30	0.40	3.90	0.50
Cs	2.70	6.60	2.30	4.70	7.00	5.70	3.00	2.80	2.70
Ba	446.00	1072.00	431.00	403.00	773.00	522.00	387.00	283.00	574.00
Hf	4.90	5.00	4.00	4.10	10.70	3.80	3.20	3.60	2.80
Ta	0.55	1.77	0.47	0.41	0.41	0.85	0.55	1.13	0.47
W	0.60	< 0.5	1.00	< 0.5	1.20	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.50
Tl	1.82	1.46	1.78	2.08	2.89	0.98	0.96	1.34	1.27
Pb	41.00	26.00	24.00	40.00	52.00	54.00	31.00	31.00	47.00
Bi	0.20	0.50	< 0.1	0.10	< 0.1	6.20	0.20	0.70	0.30
Th	41.40	24.60	39.50	31.40	99.30	13.40	23.20	9.62	11.80
U	3.65	3.43	4.82	3.95	4.80	8.97	19.80	4.40	3.79

Tabela B.1 – Composição química em elementos maiores (% peso) e menores (ppm) das rochas da região de Banabuiú (continuação).

	ORTOGNAISSES									
	M 79.1	MI 83B	MI 86C	MI 86D	M 134.1	MI 148E	MI 185A1	MI 185B1	MI 185Bcont1	MI 185B2
SiO <sub>2</sub>	73.45	73.86	72.97	73.72	75.36	73.24	73.74	75.95	75.89	74.09
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.18	0.13	0.22	0.19	0.19	0.23	0.16	0.16	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.97	14.89	14.53	14.62	13.46	14.35	14.56	13.35	13.21	13.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	1.13	1.34	1.57	1.63	1.33	1.70	1.76	1.23	1.22	1.78
MnO	0.02	0.02	0.07	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	0.21	0.37	0.28	0.40	0.36	0.43	0.57	0.30	0.29	0.43
CaO	0.73	0.55	0.65	0.64	0.61	0.93	0.69	0.96	0.95	0.92
Na <sub>2</sub> O	2.88	2.42	2.95	2.78	2.28	2.86	3.08	3.62	3.54	3.50
K <sub>2</sub> O	5.37	5.80	5.29	5.00	6.20	4.30	5.25	4.80	4.67	4.49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.35	0.28	0.23	0.24	0.12	0.19	0.09	0.08	0.09
LOI	1.15	1.15	0.86	0.96	0.64	0.97	0.89	0.41	0.39	0.57
Total	100.20	100.90	99.59	100.20	100.70	99.11	101.00	100.90	100.40	99.96
Sc	2.00	2.00	4.00	3.00	3.00	4.00	4.00	3.00	3.00	4.00
Be	5.00	1.00	2.00	< 1	< 1	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
V	< 5	9.00	< 5	10.00	8.00	14.00	15.00	6.00	< 5	14.00
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	30.00
Co	1.00	2.00	2.00	2.00	2.00	4.00	4.00	2.00	2.00	3.00
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	90.00
Zn	90.00	40.00	40.00	70.00	40.00	30.00	40.00	< 30	< 30	< 30
Ga	22.00	21.00	19.00	21.00	15.00	17.00	17.00	18.00	17.00	18.00
Ge	2.00	1.20	2.00	1.20	1.40	1.70	1.30	1.20	1.10	1.10
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	256.00	259.00	233.00	229.00	173.00	113.00	214.00	194.00	184.00	174.00
Sr	122.00	78.00	69.00	80.00	144.00	152.00	108.00	178.00	178.00	170.00
Y	5.70	8.40	9.70	4.70	7.90	10.40	7.00	20.60	18.10	16.00
Zr	92.00	58.00	94.00	93.00	88.00	97.00	106.00	122.00	127.00	146.00
Nb	7.30	7.20	6.80	12.60	3.20	5.20	6.20	9.00	8.70	12.00
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.90	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	3.00	1.00	2.00	3.00	< 1	< 1	2.00	2.00	2.00	2.00
Sb	< 0.2	0.70	3.80	< 0.2	< 0.2	1.80	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Cs	2.30	3.60	3.90	3.90	5.00	3.50	3.40	2.70	2.50	2.50
Ba	463.00	373.00	312.00	360.00	628.00	694.00	379.00	778.00	782.00	763.00
Hf	2.70	1.80	2.80	2.70	2.30	2.90	3.20	4.10	4.00	4.30
Ta	0.73	0.43	0.77	0.69	0.29	0.37	0.59	0.83	0.77	0.88
W	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.90	0.60	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.60
Tl	0.93	1.13	1.60	1.29	0.97	0.64	0.92	0.88	0.85	0.43
Pb	42.00	46.00	30.00	24.00	43.00	67.00	47.00	50.00	58.00	23.00
Bi	2.90	10.20	1.40	0.20	0.20	0.20	1.30	< 0.1	1.30	0.40
Th	17.50	6.48	11.40	13.80	19.40	15.30	16.90	25.60	25.00	22.90
U	2.34	4.24	15.80	7.02	2.82	3.63	7.48	5.81	5.22	5.44

Tabela B.1 – Composição química em elementos maiores (% peso) e menores (ppm) das rochas da região de Banabuiú (continuação).

	LEUCOSSOMAS EM ORTOGNAISSES						LEUCOS. PARAGNAIS. (anom. Neg. Eu)			
	M 76.2	MI 83A	MI 86B	MI 105D	M 114.3	MI 185C2	M 3.1	MI 110A	M 159.1	MI 216D
SiO <sub>2</sub>	75.75	73.77	74.55	71.96	72.61	72.94	75.13	74.18	74.25	73.43
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.09	0.13	0.08	0.04	0.18	0.07	0.06	0.09	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.34	14.85	14.62	14.73	16.39	14.84	14.68	14.37	14.75	15.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	1.12	0.92	1.05	0.85	0.30	1.58	0.98	1.02	0.91	1.02
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.04	0.04	0.03	0.16
MgO	0.35	0.23	0.26	0.17	0.09	0.57	0.14	0.12	0.11	0.10
CaO	0.77	0.70	0.68	0.96	0.85	0.50	0.55	0.56	0.57	0.47
Na <sub>2</sub> O	2.94	3.93	3.12	2.38	2.03	1.63	2.01	4.17	2.80	2.71
K <sub>2</sub> O	4.57	4.43	5.02	7.62	7.23	6.02	5.33	4.34	6.32	6.68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.22	0.24	0.38	0.30	0.29	0.22	0.30	0.36	0.54
LOI	0.91	0.75	0.92	0.62	1.11	1.13	1.52	0.73	0.65	0.79
Total	101.00	99.93	100.60	99.78	101.00	99.70	100.70	99.88	100.80	100.90
Sc	3.00	2.00	2.00	2.00	< 1	4.00	2.00	2.00	2.00	1.00
Be	< 1	3.00	2.00	4.00	3.00	1.00	5.00	5.00	3.00	3.00
V	11.00	8.00	< 5	5.00	5.00	19.00	< 5	< 5	6.00	< 5
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	20.00	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	3.00	1.00	1.00	1.00	< 1	4.00	1.00	< 1	< 1	< 1
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	10.00	< 10	< 10	< 10	< 10	10.00	< 10	20.00	30.00	< 10
Zn	< 30	< 30	< 30	40.00	< 30	40.00	50.00	40.00	310.00	< 30
Ga	14.00	19.00	18.00	19.00	22.00	16.00	24.00	28.00	24.00	23.00
Ge	0.90	1.30	1.30	1.60	2.30	1.30	2.80	1.70	2.90	3.30
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	12.00	< 5
Rb	108.00	236.00	239.00	289.00	189.00	191.00	314.00	293.00	448.00	364.00
Sr	161.00	68.00	92.00	136.00	283.00	165.00	45.00	71.00	56.00	39.00
Y	14.40	7.40	4.10	14.80	4.90	15.80	7.20	6.80	6.30	6.20
Zr	18.00	51.00	37.00	84.00	24.00	129.00	37.00	43.00	53.00	23.00
Nb	2.70	6.10	6.80	6.90	3.40	5.00	8.60	5.40	5.70	13.80
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.70	< 0.5	< 0.5	0.60	< 0.5
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	< 1	3.00	2.00	2.00	2.00	2.00	14.00	3.00	3.00	2.00
Sb	< 0.2	< 0.2	1.20	0.80	< 0.2	0.60	< 0.2	< 0.2	< 0.2	1.80
Cs	2.10	3.60	2.90	3.20	0.60	2.70	7.70	4.60	3.20	2.30
Ba	639.00	214.00	352.00	841.00	1370.00	1112.00	137.00	296.00	288.00	164.00
Hf	0.60	1.60	1.20	2.40	0.90	3.50	1.50	2.00	1.70	1.40
Ta	0.33	0.62	0.63	1.44	0.52	0.38	0.90	0.80	0.62	3.08
W	0.70	0.60	0.50	< 0.5	1.90	1.00	0.70	< 0.5	1.30	0.80
Tl	0.72	0.97	0.98	2.13	0.85	1.19	1.10	1.42	2.98	2.38
Pb	40.00	30.00	38.00	39.00	56.00	41.00	33.00	40.00	41.00	41.00
Bi	0.30	0.70	11.40	4.90	< 0.1	0.80	2.70	7.30	1.50	0.80
Th	5.18	3.33	2.31	3.90	2.61	6.95	5.16	3.43	6.46	1.41
U	1.76	3.84	3.36	2.40	1.88	2.79	2.66	6.94	2.55	3.72



Tabela B.1 – Composição química em elementos maiores (% peso) e menores (ppm) das rochas da região de Banabuiú (continuação).

	LEUCOSSOMAS CUMULADOS EM PARAGNAISSES								
	M 7.2	M 33.3	M 79.3 BC	MI 140E	MI 105C	M 117.2	MI 140	MI 140.1	M 155.1
SiO <sub>2</sub>	73.35	75.91	75.22	75.27	72.93	74.60	77.77	74.30	70.47
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.03	0.03	0.03	0.25	0.14	0.16	0.12	0.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.70	14.59	15.84	15.93	14.74	14.79	12.97	13.05	14.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	0.25	0.59	0.38	1.05	2.28	1.19	1.29	0.97	3.28
MnO	0.01	0.05	0.01	0.01	0.04	0.02	0.01	0.01	0.05
MgO	0.09	0.14	0.14	0.16	0.68	0.39	0.48	0.41	1.00
CaO	0.71	0.96	1.87	1.50	2.82	2.03	1.37	0.66	2.79
Na <sub>2</sub> O	3.32	3.22	5.53	3.22	4.04	3.45	2.78	1.70	3.45
K <sub>2</sub> O	5.65	4.22	0.82	2.02	1.54	1.67	1.82	7.34	2.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.16	0.21	0.03	0.25	0.20	0.08	0.12	0.13
LOI	0.68	0.98	0.77	1.29	0.56	1.04	1.30	0.96	0.43
Total	98.86	100.90	100.80	100.50	100.10	99.51	100.00	99.65	98.13
Sc	< 1	2.00	2.00	2.00	5.00	2.00	3.00	3.00	6.00
Be	1.00	1.00	7.00	< 1	4.00	5.00	2.00	1.00	2.00
V	< 5	< 5	9.00	24.00	21.00	11.00	19.00	9.00	48.00
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	20.00	< 20
Co	< 1	< 1	< 1	3.00	6.00	4.00	3.00	2.00	8.00
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	10.00	< 10	10.00	20.00	10.00	20.00	< 10	< 10
Zn	< 30	< 30	< 30	40.00	40.00	40.00	70.00	90.00	50.00
Ga	15.00	10.00	10.00	18.00	17.00	14.00	16.00	12.00	17.00
Ge	1.50	1.90	1.80	1.80	1.00	1.70	1.20	1.90	1.60
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	160.00	76.00	24.00	35.00	67.00	64.00	48.00	163.00	111.00
Sr	187.00	159.00	253.00	263.00	280.00	295.00	202.00	151.00	244.00
Y	1.30	7.40	6.60	6.90	11.20	10.20	5.30	15.10	7.20
Zr	12.00	29.00	20.00	42.00	84.00	55.00	68.00	41.00	132.00
Nb	0.30	0.80	0.60	0.60	5.70	4.40	2.60	3.30	4.00
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1.20	< 0.5	0.80
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	2.00	1.00	< 1	1.00	1.00	2.00	< 1	< 1	< 1
Sb	< 0.2	< 0.2	< 0.2	0.70	< 0.2	< 0.2	52.00	< 0.2	< 0.2
Cs	2.70	0.60	0.30	0.30	3.50	1.90	0.80	3.40	2.80
Ba	654.00	701.00	150.00	901.00	455.00	350.00	537.00	956.00	1137.00
Hf	0.50	1.00	1.10	2.20	2.40	1.90	2.10	1.30	2.90
Ta	0.03	0.08	0.04	0.09	0.75	0.70	0.22	0.42	0.29
W	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1.50	< 0.5	3.00	1.30	< 0.5	< 0.5
Tl	0.71	0.21	0.07	0.17	0.27	0.22	0.46	0.59	0.88
Pb	71.00	62.00	38.00	44.00	28.00	40.00	26.00	51.00	14.00
Bi	0.50	0.30	< 0.1	1.10	1.50	0.10	1.50	< 0.1	< 0.1
Th	0.83	1.65	0.22	1.88	8.46	8.13	5.21	4.93	2.38
U	0.63	5.69	0.93	1.71	1.69	1.64	1.07	1.24	0.66

Tabela B.1 – Composição química em elementos maiores (% peso) e menores (ppm) das rochas da região de Banabuiú (continuação).

	MISTURAS LEUCOSSOMAS+PARADERIVADOS					PARAGNAISSES			
	M 5.2	M 38.3	MI 140A	M 2.2	MI 105B	M 7.1	M 33.2	M 38.2	M 57.1
SiO <sub>2</sub>	71.06	74.46	69.75	69.60	67.26	65.40	66.04	60.41	69.94
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.08	0.50	0.38	0.70	0.64	0.64	0.66	0.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.47	15.68	14.84	14.36	14.99	17.47	15.84	17.02	14.48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	1.65	1.10	4.09	4.50	4.84	6.78	5.66	7.12	4.34
MnO	0.02	0.01	0.04	0.07	0.06	0.07	0.15	0.07	0.06
MgO	0.61	0.19	1.67	1.27	1.86	1.63	1.88	2.12	1.26
CaO	1.68	1.00	1.02	1.40	2.30	0.06	1.36	0.49	1.55
Na <sub>2</sub> O	3.92	2.38	2.15	2.90	3.31	0.46	3.07	1.45	3.09
K <sub>2</sub> O	3.71	3.91	2.85	3.79	3.85	5.65	3.04	4.52	3.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.18	0.06	0.09	0.22	0.09	0.14	0.04	0.19
LOI	1.11	1.68	2.61	1.01	0.67	2.73	1.98	5.31	1.31
Total	99.61	100.70	99.58	99.36	100.10	101.00	99.81	99.23	99.95
Sc	3.00	2.00	10.00	10.00	11.00	14.00	12.00	18.00	11.00
Be	1.00	2.00	2.00	2.00	4.00	7.00	3.00	1.00	3.00
V	20.00	10.00	63.00	45.00	66.00	99.00	85.00	115.00	75.00
Cr	< 20	< 20	70.00	40.00	50.00	100.00	70.00	100.00	60.00
Co	4.00	1.00	10.00	10.00	13.00	15.00	21.00	17.00	9.00
Ni	< 20	< 20	30.00	< 20	30.00	30.00	30.00	30.00	< 20
Cu	< 10	< 10	30.00	10.00	< 10	< 10	< 10	50.00	20.00
Zn	60.00	< 30	80.00	70.00	70.00	270.00	140.00	100.00	70.00
Ga	26.00	19.00	21.00	18.00	20.00	28.00	20.00	23.00	18.00
Ge	1.00	2.10	1.40	1.50	1.20	3.00	2.10	2.80	2.10
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	100.00	68.00	93.00	146.00	174.00	391.00	180.00	176.00	78.00
Sr	296.00	277.00	174.00	282.00	340.00	18.00	165.00	125.00	241.00
Y	3.30	6.00	18.70	19.00	19.60	27.10	21.50	31.40	34.00
Zr	94.00	57.00	174.00	220.00	224.00	209.00	174.00	195.00	238.00
Nb	3.00	4.50	6.20	6.90	11.60	11.10	12.40	10.00	18.70
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	2.30	2.60	< 0.5	0.60	0.50	1.30	0.80
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	< 1	2.00	< 1	< 1	3.00	17.00	3.00	2.00	5.00
Sb	< 0.2	< 0.2	1.20	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Cs	0.80	0.40	1.80	5.20	6.50	26.70	6.20	5.30	4.20
Ba	573.00	1266.00	786.00	922.00	942.00	551.00	514.00	1179.00	958.00
Hf	2.70	1.70	4.90	5.30	5.60	5.60	4.90	5.00	6.50
Ta	0.12	0.81	0.33	0.32	1.16	1.05	0.85	0.49	1.80
W	< 0.5	2.10	0.80	1.20	< 0.5	3.40	< 0.5	1.50	< 0.5
Tl	0.37	0.23	0.42	0.98	0.84	1.66	0.67	0.82	0.28
Pb	49.00	33.00	29.00	21.00	30.00	10.00	30.00	11.00	23.00
Bi	< 0.1	0.10	0.40	0.10	< 0.1	0.20	0.30	0.40	< 0.1
Th	5.31	7.54	10.10	13.30	13.20	14.20	13.30	16.80	7.51
U	4.32	3.46	1.63	1.88	1.36	17.10	3.20	2.95	1.80

Tabela B.1 – Composição química em elementos maiores (% peso) e menores (ppm) das rochas da região de Banabuiú (continuação).

	PARAGNAISSES								
	M 57.2	MI 75	M 79.3 PT	MI 83D	MI 105A	M 117.1	MI 140D	MI 140F	MI 140.3
SiO <sub>2</sub>	63.79	68.15	61.88	66.55	63.51	65.24	70.31	67.65	65.44
TiO <sub>2</sub>	0.95	0.81	0.69	0.66	0.87	0.71	0.41	0.63	0.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.03	14.79	16.75	15.51	15.16	16.66	13.99	15.04	15.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	7.01	5.84	7.49	6.27	7.80	5.56	4.80	5.63	5.26
MnO	0.12	0.05	0.07	0.05	0.09	0.08	0.04	0.07	0.07
MgO	2.08	1.98	2.84	2.45	2.40	1.73	1.22	2.00	2.69
CaO	2.57	0.17	0.10	0.11	1.87	0.47	0.72	0.92	0.89
Na <sub>2</sub> O	3.57	0.76	0.46	0.60	2.73	0.80	2.30	2.10	1.07
K <sub>2</sub> O	2.87	3.46	5.45	4.96	3.22	4.79	2.67	2.58	4.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.04	0.08	0.10	0.22	0.16	0.05	0.03	0.12
LOI	0.93	3.26	3.58	3.12	1.77	2.72	4.10	3.84	4.15
Total	100.00	99.31	99.40	100.40	99.65	98.93	100.60	100.50	100.70
Sc	18.00	13.00	17.00	14.00	16.00	12.00	10.00	14.00	15.00
Be	4.00	3.00	2.00	2.00	3.00	2.00	< 1	2.00	4.00
V	102.00	68.00	129.00	112.00	131.00	62.00	74.00	82.00	96.00
Cr	80.00	70.00	100.00	80.00	100.00	80.00	70.00	90.00	110.00
Co	17.00	14.00	27.00	16.00	22.00	17.00	13.00	16.00	30.00
Ni	40.00	30.00	50.00	30.00	40.00	30.00	30.00	30.00	50.00
Cu	< 10	20.00	< 10	60.00	30.00	20.00	160.00	60.00	< 10
Zn	210.00	80.00	120.00	80.00	150.00	100.00	70.00	70.00	90.00
Ga	23.00	20.00	23.00	29.00	23.00	25.00	18.00	21.00	22.00
Ge	1.90	2.00	2.20	1.50	1.50	1.80	1.40	1.70	2.30
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	113.00	143.00	254.00	368.00	206.00	208.00	77.00	97.00	201.00
Sr	377.00	64.00	22.00	23.00	195.00	67.00	165.00	167.00	100.00
Y	19.20	17.70	25.70	18.70	17.90	18.00	18.30	24.40	24.70
Zr	348.00	219.00	203.00	186.00	161.00	214.00	154.00	223.00	183.00
Nb	29.80	11.70	10.50	16.90	14.00	13.10	6.30	9.10	8.80
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	4.00	< 2	< 2
Ag	1.10	1.30	0.70	< 0.5	0.50	0.80	< 0.5	< 0.5	0.50
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	6.00	2.00	2.00	3.00	4.00	4.00	< 1	1.00	4.00
Sb	< 0.2	2.70	< 0.2	2.80	0.80	< 0.2	0.70	< 0.2	< 0.2
Cs	7.20	4.90	6.80	6.70	13.60	8.30	1.00	1.80	14.30
Ba	1122.00	435.00	481.00	451.00	553.00	839.00	943.00	839.00	1011.00
Hf	8.90	5.90	5.50	5.20	4.40	6.20	4.30	5.70	4.80
Ta	2.05	1.40	0.60	2.49	1.70	0.90	0.34	0.52	0.48
W	< 0.5	1.40	< 0.5	1.10	0.60	3.00	0.70	0.80	< 0.5
Tl	0.52	0.53	0.87	1.71	1.03	0.80	0.62	0.24	0.73
Pb	32.00	15.00	11.00	12.00	29.00	18.00	20.00	13.00	14.00
Bi	< 0.1	4.00	< 0.1	18.30	2.80	0.10	0.50	0.10	< 0.1
Th	11.20	11.60	12.20	14.80	16.50	23.50	12.30	13.70	11.10
U	1.22	1.92	2.80	8.05	2.87	2.53	2.60	1.77	1.43

Tabela B.1 – Composição química em elementos maiores (% peso) e menores (ppm) das rochas da região de Banabuiú (continuação).

	PARAGNAISSES								
	MI 140.5	MI 185A2	MI 188A	MI 105F	M 114.2	MI 148C	MI 186B	MI 218	MI 88
SiO <sub>2</sub>	65.79	70.24	65.53	66.50	63.67	69.22	69.50	48.25	44.52
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.57	0.93	0.55	0.75	0.60	0.39	0.96	0.93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.18	14.87	15.20	14.88	16.82	15.06	17.10	26.44	29.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	6.38	4.37	6.18	4.95	5.81	4.51	3.27	7.07	7.26
MnO	0.07	0.05	0.13	0.08	0.07	0.05	0.03	0.19	0.11
MgO	1.83	1.38	2.62	2.20	2.37	1.42	1.32	3.17	2.72
CaO	0.75	0.96	0.67	2.10	2.72	0.58	0.56	0.42	0.18
Na <sub>2</sub> O	2.48	2.38	1.06	3.42	3.84	1.43	1.04	0.65	0.66
K <sub>2</sub> O	2.66	4.31	3.81	2.55	2.67	4.75	4.33	9.43	8.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.35	0.03	0.53	0.34	0.22	0.14	0.28	0.12
LOI	4.43	1.41	3.96	2.18	1.52	1.95	2.83	3.75	3.76
Total	100.30	100.90	100.10	99.93	100.60	99.79	100.50	100.60	98.20
Sc	14.00	9.00	15.00	9.00	14.00	10.00	9.00	22.00	22.00
Be	< 1	2.00	4.00	7.00	4.00	3.00	2.00	24.00	17.00
V	92.00	41.00	83.00	62.00	96.00	59.00	49.00	160.00	140.00
Cr	80.00	40.00	80.00	90.00	50.00	70.00	50.00	160.00	140.00
Co	19.00	9.00	18.00	13.00	16.00	13.00	13.00	34.00	20.00
Ni	40.00	< 20	30.00	40.00	< 20	40.00	30.00	70.00	30.00
Cu	10.00	10.00	60.00	< 10	< 10	< 10	30.00	30.00	< 10
Zn	200.00	110.00	30.00	170.00	130.00	90.00	60.00	150.00	220.00
Ga	20.00	26.00	21.00	23.00	23.00	24.00	24.00	44.00	46.00
Ge	2.20	1.10	2.30	1.20	2.10	1.50	1.80	3.40	2.80
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	103.00	261.00	325.00	281.00	212.00	217.00	126.00	775.00	723.00
Sr	147.00	97.00	49.00	165.00	474.00	86.00	90.00	24.00	55.00
Y	26.20	30.30	26.10	11.90	19.30	28.70	21.40	21.60	22.50
Zr	207.00	158.00	224.00	147.00	183.00	275.00	112.00	274.00	253.00
Nb	9.70	21.60	13.40	15.60	8.40	8.20	6.10	21.10	18.30
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	0.50	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.90	4.20	0.80	< 0.5	< 0.5
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.50	0.30
Sn	< 1	3.00	8.00	5.00	2.00	1.00	1.00	137.00	119.00
Sb	< 0.2	1.80	< 0.2	0.50	< 0.2	< 0.2	< 0.2	1.20	< 0.2
Cs	2.30	6.70	171.00	11.90	2.80	9.40	2.10	188.00	103.00
Ba	872.00	441.00	861.00	420.00	640.00	636.00	741.00	1194.00	1222.00
Hf	6.10	4.40	6.30	3.90	4.10	8.20	3.60	7.20	6.90
Ta	0.46	1.36	1.11	1.16	0.35	0.91	0.56	1.75	2.98
W	1.40	0.60	4.70	0.60	0.80	0.70	1.50	15.60	11.10
Tl	0.37	1.50	0.63	1.83	1.13	0.95	0.49	4.57	3.84
Pb	15.00	23.00	< 5	12.00	16.00	40.00	48.00	24.00	13.00
Bi	< 0.1	1.20	0.40	0.20	0.10	2.00	1.00	0.50	< 0.1
Th	14.50	11.90	13.70	5.54	8.45	66.80	12.80	13.40	8.06
U	1.97	7.97	2.70	2.01	1.37	5.99	3.70	3.36	1.89

Tabela B.1 – Composição química em elementos maiores (% peso) e menores (ppm) das rochas da região de Banabuiú (continuação).

	ANFIBOLITOS				CALCOSSILICATADAS		
	M 73.1	MI 121	M 130.1	MI 189	M 57.4	M 73.2	MI 140.4
SiO <sub>2</sub>	56.59	61.82	64.84	79.36	49.51	51.89	52.23
TiO <sub>2</sub>	0.49	0.83	1.14	0.36	1.73	0.52	0.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.44	14.13	15.90	7.03	13.75	17.70	11.46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	6.16	5.10	4.79	2.13	11.29	8.26	7.28
MnO	0.09	0.08	0.06	0.04	0.21	0.12	0.15
MgO	9.01	4.16	1.43	2.58	8.19	4.91	12.32
CaO	2.75	3.59	2.62	7.01	12.49	9.46	14.34
Na <sub>2</sub> O	2.22	2.93	3.31	0.58	1.13	4.01	0.54
K <sub>2</sub> O	2.56	6.17	4.36	1.01	0.41	0.54	0.34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.41	0.57	0.51	0.05	0.25	0.12	0.12
LOI	7.80	0.85	0.52	0.84	1.27	1.31	1.33
Total	99.52	100.20	99.48	101.00	100.20	98.84	100.70
Sc	16.00	13.00	7.00	5.00	30.00	30.00	11.00
Be	3.00	4.00	4.00	5.00	2.00	< 1	4.00
V	79.00	88.00	44.00	29.00	247.00	205.00	64.00
Cr	940.00	180.00	40.00	50.00	270.00	210.00	50.00
Co	34.00	17.00	10.00	5.00	51.00	28.00	19.00
Ni	280.00	70.00	< 20	< 20	140.00	70.00	30.00
Cu	< 10	20.00	< 10	10.00	< 10	< 10	< 10
Zn	70.00	90.00	180.00	< 30	130.00	60.00	290.00
Ga	13.00	24.00	26.00	9.00	19.00	15.00	18.00
Ge	2.30	1.10	1.80	1.70	2.90	2.70	5.50
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	105.00	191.00	205.00	86.00	4.00	8.00	7.00
Sr	370.00	1455.00	478.00	97.00	353.00	512.00	227.00
Y	15.90	20.50	19.10	15.20	17.00	16.30	33.60
Zr	139.00	431.00	493.00	182.00	110.00	41.00	191.00
Nb	6.00	24.60	22.30	5.50	10.80	2.70	13.60
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	0.80	< 0.5	1.90	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.50
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	2.00	2.00	3.00	11.00	1.00	4.00	23.00
Sb	0.20	0.60	< 0.2	< 0.2	< 0.2	0.30	< 0.2
Cs	16.30	6.30	3.30	39.40	0.50	0.80	0.50
Ba	1930.00	3205.00	1429.00	406.00	328.00	196.00	281.00
Hf	3.70	12.20	12.90	4.90	2.90	1.20	5.70
Ta	0.47	1.43	1.02	0.59	0.67	0.30	0.91
W	0.90	1.00	< 0.5	1.00	10.70	0.90	0.70
Tl	1.12	1.01	0.86	0.52	< 0.05	0.10	< 0.05
Pb	17.00	58.00	27.00	15.00	< 5	15.00	10.00
Bi	0.50	0.30	< 0.1	< 0.1	1.10	1.40	0.40
Th	7.96	30.10	30.90	5.69	0.73	1.39	10.90
U	1.46	3.11	2.50	1.27	0.40	0.60	3.27

Tabela B.2 – Composição química em terras raras (ppm) das rochas da região de Banabuiú.

	GRANITO DE BANABUIÚ										
	MI 01	MI 184	MI 93A	M 137	M 148.1	MI 206	MI 212	M 144.1	MI 214	M 41.1	M 44.1
La	43.50	37.20	125.00	28.50	43.80	79.90	45.50	37.80	50.50	19.80	32.60
Ce	83.20	73.20	211.00	56.60	84.20	144.00	76.50	84.20	100.00	41.10	66.80
Pr	8.21	7.36	18.70	5.83	8.04	12.60	7.01	9.04	8.87	4.98	8.04
Nd	25.20	23.20	51.60	21.20	26.70	37.50	22.60	32.90	30.00	16.90	27.60
Sm	4.52	4.20	7.99	4.34	4.59	6.24	4.04	6.22	5.65	3.68	5.67
Eu	0.59	0.54	1.05	0.67	0.53	0.97	0.54	0.55	0.55	0.33	0.43
Gd	1.53	1.71	4.56	2.95	3.51	3.82	3.11	3.80	3.75	2.29	3.12
Tb	0.24	0.23	0.51	0.34	0.47	0.50	0.42	0.38	0.46	0.30	0.35
Dy	1.24	1.13	2.26	1.29	2.61	2.34	2.02	1.30	2.04	1.41	1.46
Ho	0.19	0.17	0.42	0.18	0.49	0.41	0.36	0.19	0.33	0.22	0.21
Er	0.40	0.38	1.23	0.49	1.35	1.11	1.01	0.44	0.85	0.52	0.50
Tm	0.05	0.05	0.18	0.07	0.19	0.15	0.15	0.05	0.11	0.07	0.06
Yb	0.27	0.27	1.20	0.41	1.33	0.93	0.95	0.29	0.67	0.41	0.33
Lu	0.03	0.03	0.19	0.07	0.21	0.13	0.12	0.04	0.09	0.06	0.05
Total	169.17	149.67	425.89	122.94	178.02	290.60	164.33	177.20	203.87	92.07	147.22

Tabela B.2 – Composição química em terras raras (ppm) das rochas da região de Banabuiú (continuação).

	GRANITO DE BANABUIÚ					DIATEXITOS SS					
	M 49.1	M 95.1	M 140.1	M 142.1	M 145.1	M 5.4	MI 118	M 122.1	M 122.2	M 146.1	M 160.1
La	56.30	41.50	24.50	18.50	9.22	15.30	17.40	7.20	21.00	2.44	10.70
Ce	130.00	94.40	50.70	36.50	20.50	32.60	34.80	14.90	41.60	5.98	24.30
Pr	14.40	10.30	5.23	3.94	2.58	4.06	3.18	1.82	4.85	0.66	2.64
Nd	51.40	38.80	18.60	14.00	9.07	14.20	12.10	6.13	16.70	2.41	9.45
Sm	8.87	7.75	3.88	3.47	2.51	2.89	2.56	1.79	3.66	0.86	2.54
Eu	0.55	0.63	0.45	0.40	0.35	0.30	0.28	0.13	0.29	0.11	0.26
Gd	4.78	4.79	2.66	2.74	2.21	1.59	2.28	1.39	2.29	0.79	2.04
Tb	0.44	0.56	0.36	0.40	0.38	0.23	0.42	0.23	0.35	0.17	0.29
Dy	1.71	2.29	1.58	1.72	1.76	1.28	2.58	1.28	1.72	0.91	1.40
Ho	0.25	0.37	0.23	0.26	0.27	0.25	0.50	0.20	0.27	0.14	0.21
Er	0.63	0.87	0.60	0.66	0.60	0.68	1.41	0.48	0.70	0.35	0.52
Tm	0.08	0.10	0.07	0.08	0.07	0.11	0.20	0.07	0.10	0.06	0.07
Yb	0.42	0.57	0.36	0.46	0.39	0.75	1.30	0.43	0.67	0.41	0.42
Lu	0.06	0.08	0.05	0.07	0.06	0.13	0.17	0.07	0.10	0.06	0.06
Total	269.88	203.01	109.28	83.19	49.96	74.37	79.19	36.11	94.31	15.34	54.89

Tabela B.2 – Composição química em terras raras (ppm) das rochas da região de Banabuiú (continuação).

	DIATEXITOS SCHLIEREN									
	M 2.1	M 7.3	M 7.4	MI 60	MI 92	MI 93B	MI 105G	M 154.1	MI 216C	MI 217B
La	63.50	46.60	36.70	83.00	53.10	67.30	65.80	54.10	56.60	135.00
Ce	148.00	102.00	80.00	193.00	122.00	155.00	124.00	129.00	130.00	306.00
Pr	16.20	12.70	10.10	22.80	14.40	16.40	11.10	14.80	13.70	36.30
Nd	59.70	44.20	36.00	80.80	50.80	56.70	34.70	54.90	48.20	116.00
Sm	9.15	8.37	7.07	13.70	8.75	11.10	6.41	9.89	9.99	19.50
Eu	0.70	0.55	0.45	0.90	0.56	0.55	0.92	0.56	0.62	0.94
Gd	4.56	4.03	3.68	7.52	3.83	5.45	4.17	5.16	5.21	9.51
Tb	0.43	0.49	0.47	0.55	0.01	0.47	0.54	0.50	0.46	0.67
Dy	1.65	2.07	2.20	2.06	1.26	1.63	2.48	1.77	1.74	2.06
Ho	0.26	0.32	0.38	0.27	0.12	0.23	0.42	0.25	0.24	0.26
Er	0.67	0.85	1.00	0.66	0.31	0.56	1.16	0.58	0.56	0.55
Tm	0.09	0.11	0.15	0.08	0.05	0.07	0.16	0.07	0.07	0.07
Yb	0.54	0.65	0.93	0.45	0.33	0.36	1.03	0.43	0.36	0.36
Lu	0.08	0.10	0.14	0.04	0.00	0.04	0.16	0.06	0.05	0.04
Total	305.52	223.04	179.27	405.83	255.52	315.85	253.04	272.07	267.79	627.26

Tabela B.2 – Composição química em terras raras (ppm) das rochas da região de Banabuiú (continuação).

	ORTOGNAISSES										
	MI 69	MI 69A	MI 69B1	MI 69B2	M 79.1	MI 83B	MI 86C	MI 86D	M 134.1	MI 148E	MI 185A1
La	30.80	39.40	14.10	20.10	26.60	12.90	25.00	27.50	29.80	35.30	32.60
Ce	67.10	86.00	30.90	46.30	56.30	28.50	52.70	61.20	70.00	67.50	71.90
Pr	7.66	9.03	3.48	4.92	6.54	3.31	5.87	6.02	7.89	8.05	8.16
Nd	27.10	34.20	12.90	20.10	21.70	13.70	20.80	21.90	30.60	29.60	28.90
Sm	4.83	7.50	2.79	4.65	3.57	3.03	4.32	4.69	6.18	6.62	5.89
Eu	0.71	0.86	0.40	0.72	0.47	0.48	0.49	0.52	0.77	1.22	0.75
Gd	3.41	5.02	1.91	3.44	1.94	2.32	2.90	2.98	3.79	4.44	4.34
Tb	0.43	0.55	0.28	0.48	0.24	0.35	0.39	0.29	0.42	0.53	0.47
Dy	2.15	2.20	1.48	2.30	1.11	1.71	1.84	1.06	1.69	2.28	1.84
Ho	0.33	0.32	0.26	0.41	0.18	0.27	0.30	0.15	0.29	0.36	0.21
Er	0.70	0.76	0.74	1.11	0.46	0.63	0.80	0.39	0.77	0.94	0.46
Tm	0.08	0.10	0.11	0.16	0.06	0.08	0.12	0.05	0.11	0.14	0.05
Yb	0.41	0.53	0.74	0.94	0.38	0.48	0.77	0.32	0.66	0.88	0.30
Lu	0.03	0.07	0.11	0.13	0.06	0.07	0.10	0.04	0.10	0.10	0.04
Total	145.74	186.53	70.20	105.75	119.60	67.82	116.39	127.11	153.06	157.95	155.91

Tabela B.2 – Composição química em terras raras (ppm) das rochas da região de Banabuiú (continuação).

	ORTOGNAISSES			LEUCOSSOMAS EM ORTOGNAISSES					
	MI 185B1	MI 185Bcont1	MI 185B2	M 76.2	MI 83A	MI 86B	MI 105D	M 114.3	MI 185C2
La	65.50	63.70	56.70	12.70	8.06	7.80	12.70	7.46	18.00
Ce	132.00	128.00	105.00	25.90	17.00	16.00	25.80	15.70	37.20
Pr	13.90	13.40	10.50	2.73	1.86	1.75	2.85	1.73	4.17
Nd	44.30	43.20	33.80	9.88	7.35	6.12	11.30	6.29	16.10
Sm	7.86	7.56	7.07	2.30	1.56	1.46	2.70	1.45	3.74
Eu	0.82	0.75	0.76	0.90	0.36	0.56	0.64	0.50	1.24
Gd	5.41	4.98	5.16	2.53	1.32	1.11	2.16	1.05	3.35
Tb	0.76	0.69	0.67	0.49	0.24	0.18	0.39	0.18	0.54
Dy	4.00	3.59	3.27	2.74	1.46	0.90	2.36	0.79	3.01
Ho	0.70	0.60	0.57	0.50	0.27	0.12	0.46	0.14	0.54
Er	1.91	1.65	1.53	1.34	0.78	0.28	1.29	0.42	1.34
Tm	0.28	0.25	0.22	0.18	0.12	0.01	0.18	0.06	0.17
Yb	1.72	1.49	1.38	1.09	0.76	0.26	1.07	0.32	0.91
Lu	0.23	0.20	0.19	0.15	0.11	0.03	0.15	0.04	0.13
Total	279.39	270.06	226.82	63.42	41.25	36.57	64.05	36.13	90.44

Tabela B.2 – Composição química em terras raras (ppm) das rochas da região de Banabuiú (continuação).

	LEUC. PARAGN. (C/ ANOM. NEG. EU)				LEUCOSSOMAS CUMULADOS EM PARAGNAISSES					
	M 3.1	MI 110A	M 159.1	MI 216D	M 7.2	M 33.3	M 79.3 BC	MI 140E	MI 105C	M 117.2
La	10.80	10.00	14.00	3.16	7.94	6.29	2.49	9.54	24.10	29.40
Ce	20.20	22.00	33.60	7.69	13.20	10.50	4.69	15.60	47.30	38.20
Pr	2.64	2.47	3.88	0.81	1.38	1.08	0.60	1.56	5.03	6.36
Nd	9.08	10.20	15.20	3.94	4.12	3.66	2.26	5.44	17.70	22.00
Sm	1.79	2.11	3.03	1.21	0.65	0.68	0.68	1.13	3.17	4.13
Eu	0.22	0.28	0.27	0.14	0.67	0.55	1.74	1.19	1.06	1.22
Gd	1.20	1.73	1.89	1.18	0.37	0.67	0.81	1.14	1.73	2.80
Tb	0.20	0.28	0.27	0.20	0.06	0.13	0.16	0.18	0.32	0.39
Dy	1.14	1.37	1.24	1.15	0.27	0.96	1.08	1.07	1.97	1.95
Ho	0.21	0.20	0.18	0.21	0.04	0.23	0.21	0.21	0.39	0.34
Er	0.56	0.51	0.49	0.57	0.10	0.82	0.59	0.63	1.11	0.88
Tm	0.09	0.07	0.07	0.08	0.01	0.15	0.09	0.10	0.16	0.12
Yb	0.62	0.42	0.46	0.47	0.06	1.27	0.72	0.64	1.05	0.77
Lu	0.11	0.06	0.07	0.06	0.01	0.27	0.13	0.09	0.16	0.12
Total	48.86	51.70	74.66	20.87	28.88	27.26	16.25	38.52	105.25	108.68



Tabela B.2 – Composição química em terras raras (ppm) das rochas da região de Banabuiú (continuação).

	LEUC. CUMUL. PARAGNAIS.			MISTURAS LEUCOSSOMAS+PARADERIVADOS					PARAGNAISSES		
	MI 140	MI 140.1	M 155.1	M 5.2	M 38.3	MI 140A	M 2.2	MI 105B	M 7.1	M 33.2	M 38.2
La	14.10	17.30	21.70	20.40	20.90	23.50	39.60	52.00	47.70	42.40	55.60
Ce	27.80	37.10	41.40	38.70	37.50	46.60	81.90	92.90	89.00	78.00	110.00
Pr	3.16	3.94	4.52	4.43	4.37	5.32	8.43	12.30	10.60	8.89	11.90
Nd	11.00	13.60	17.20	15.00	15.90	18.90	30.50	43.30	37.40	30.60	42.40
Sm	2.12	3.06	2.98	2.94	2.92	3.50	5.44	7.62	7.00	5.56	7.65
Eu	1.02	0.98	0.96	0.81	0.89	1.12	1.40	1.70	0.42	1.16	1.24
Gd	1.76	2.57	2.09	1.82	1.65	3.66	4.58	5.44	5.08	4.06	5.85
Tb	0.22	0.42	0.27	0.17	0.21	0.56	0.73	0.78	0.72	0.61	0.91
Dy	1.02	2.38	1.46	0.73	1.04	3.13	3.97	4.12	4.14	3.59	5.25
Ho	0.17	0.46	0.25	0.12	0.17	0.66	0.68	0.75	0.80	0.73	1.10
Er	0.45	1.26	0.69	0.27	0.51	2.01	1.73	1.92	2.37	2.18	3.14
Tm	0.01	0.18	0.10	0.03	0.07	0.31	0.23	0.25	0.36	0.33	0.49
Yb	0.38	1.28	0.66	0.17	0.51	2.00	1.42	1.50	2.41	2.26	3.24
Lu	0.04	0.22	0.10	0.02	0.08	0.30	0.20	0.20	0.40	0.39	0.48
Total	63.25	84.75	94.38	85.62	86.72	111.57	180.81	224.78	208.39	180.76	249.25

Tabela B.2 – Composição química em terras raras (ppm) das rochas da região de Banabuiú (continuação).

	PARAGNAISSES											
	M 57.1	M 57.2	MI 75	M 79.3 PT	MI 83D	MI 105A	M 117.1	MI 140D	MI 140F	MI 140.3	MI 140.5	MI 185A2
La	53.70	27.20	29.60	45.50	37.60	36.60	34.30	43.40	52.40	38.80	45.30	41.10
Ce	92.00	78.60	43.60	86.70	76.70	84.20	90.20	83.60	98.40	75.50	84.40	87.00
Pr	10.30	6.97	5.48	10.00	8.34	8.33	8.84	9.12	9.94	8.44	9.86	8.78
Nd	37.00	24.80	18.60	34.80	28.90	29.50	31.20	31.30	34.20	29.80	34.60	34.20
Sm	6.78	4.81	3.12	6.49	5.03	5.42	5.71	6.48	7.15	5.35	6.24	7.61
Eu	1.16	1.10	0.77	0.91	0.66	0.94	0.59	1.52	1.36	0.98	1.23	0.92
Gd	5.81	3.43	2.90	5.03	2.65	2.63	3.86	5.20	5.99	4.03	4.82	6.26
Tb	0.96	0.54	0.43	0.78	0.43	0.45	0.58	0.73	0.85	0.62	0.77	0.98
Dy	5.72	3.15	2.43	4.47	2.65	2.81	3.25	3.67	4.45	3.61	4.55	5.43
Ho	1.14	0.65	0.53	0.87	0.58	0.58	0.64	0.65	0.84	0.73	0.89	1.02
Er	3.42	1.99	1.65	2.49	1.84	1.71	1.90	1.77	2.40	2.21	2.59	2.84
Tm	0.52	0.33	0.27	0.37	0.28	0.25	0.29	0.25	0.35	0.33	0.40	0.41
Yb	3.61	2.42	1.78	2.47	1.93	1.65	1.99	1.58	2.26	2.19	2.68	2.48
Lu	0.60	0.44	0.29	0.40	0.30	0.25	0.34	0.25	0.33	0.34	0.44	0.33
Total	222.72	156.43	111.44	201.29	167.89	175.32	183.69	189.52	220.92	172.94	198.77	199.36

Tabela B.2 – Composição química em terras raras (ppm) das rochas da região de Banabuiú (continuação).

	PARAGNAISSES						
	MI 188A	MI 105F	M 114.2	MI 148C	MI 186B	MI 218	MI 88
La	39.80	32.00	49.30	71.20	42.90	34.80	34.20
Ce	96.10	61.90	103.00	172.00	86.40	72.60	65.10
Pr	8.17	6.24	12.60	22.00	8.59	7.70	7.01
Nd	27.20	23.40	48.40	80.80	30.60	30.40	24.40
Sm	5.48	5.12	9.39	12.20	6.58	7.10	4.42
Eu	1.05	0.80	1.62	1.40	1.12	0.99	0.78
Gd	4.65	4.20	6.78	6.31	5.99	5.86	3.87
Tb	0.73	0.53	0.99	0.97	0.81	0.80	0.64
Dy	4.15	2.37	4.59	5.27	4.00	4.03	3.98
Ho	0.83	0.39	0.73	1.04	0.73	0.71	0.78
Er	2.49	1.01	1.68	3.13	1.98	1.90	2.32
Tm	0.38	0.14	0.21	0.45	0.26	0.26	0.35
Yb	2.53	0.83	1.17	2.67	1.55	1.51	2.20
Lu	0.40	0.12	0.18	0.31	0.20	0.23	0.32
Total	193.96	139.05	240.64	379.75	191.71	168.88	150.37

Tabela B.2 – Composição química em terras raras (ppm) das rochas da região de Banabuiú (continuação).

	ANFIBOLITOS				CALCOSSILICATADAS		
	M 73.1	MI 121	M 130.1	MI 189	M 57.4	M 73.2	MI 140.4
La	19.50	76.30	77.40	20.30	11.30	6.05	33.10
Ce	47.40	163.00	173.00	43.80	22.70	13.90	65.20
Pr	5.06	15.50	18.70	4.81	3.44	1.97	7.95
Nd	20.40	53.00	63.40	17.30	14.60	8.80	29.00
Sm	4.92	10.60	9.98	3.27	3.63	2.12	5.97
Eu	1.17	2.57	1.67	0.73	1.21	0.66	1.40
Gd	3.79	6.66	5.79	3.00	3.57	2.17	5.21
Tb	0.54	0.87	0.75	0.48	0.59	0.39	0.91
Dy	2.88	4.31	3.67	2.78	3.29	2.33	5.59
Ho	0.58	0.76	0.66	0.53	0.59	0.54	1.14
Er	1.59	2.03	1.76	1.61	1.55	1.59	3.44
Tm	0.25	0.28	0.24	0.25	0.21	0.25	0.53
Yb	1.53	1.67	1.43	1.61	1.35	1.72	3.64
Lu	0.23	0.24	0.21	0.25	0.21	0.28	0.61
Total	109.85	337.79	358.66	100.71	68.25	42.77	163.69

Tabela B.3 – Resultado do cálculo da norma C.I.P.W. das rochas da região de Banabuiú.

Minerais normativos	GRANITO DE BANABUIÚ									
	MI 01	MI 184	MI 93A	M 137	M 148.1	MI 206	MI 212	M 144.1	MI 214	M 41.1
Quartzo	33.88	35.05	32.38	31.31	33.39	34.41	31.46	34.90	35.80	35.50
Plagioclase	31.14	29.39	41.66	37.09	36.38	35.64	35.80	29.82	23.36	27.54
Orthoclase	31.03	31.20	19.15	27.72	26.65	24.94	28.78	28.72	35.69	29.84
Corundum	1.43	1.89	1.94	1.17	1.00	1.84	1.28	3.13	2.22	3.72
Diopside	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hypersthene	1.49	1.44	2.94	1.53	1.57	1.81	1.58	1.78	1.55	1.72
Ilmenite	0.23	0.23	0.51	0.30	0.23	0.40	0.23	0.40	0.27	0.25
Magnetite	0.62	0.57	1.09	0.57	0.59	0.80	0.61	0.71	0.62	0.57
Apatite	0.19	0.23	0.35	0.30	0.19	0.16	0.25	0.53	0.46	0.86
Total	100.01	100.00	100.02	99.99	100.00	100.00	99.99	99.99	99.97	100.00

Tabela B.3 – Resultado do cálculo da norma C.I.P.W. das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Minerais normativos	GRANITO DE BANABUIÚ						DIATEXITOS SS			
	M 44.1	M 49.1	M 95.1	M 140.1	M 142.1	M 145.1	M 5.4	MI 118	M 122.1	M 122.2
Quartzo	33.86	32.76	33.78	31.42	35.34	36.69	40.59	45.27	35.90	33.51
Plagioclase	27.41	29.02	27.31	34.63	30.80	26.99	19.29	20.37	23.17	26.94
Orthoclase	31.26	30.61	32.68	29.02	28.19	29.78	32.74	22.40	34.10	32.68
Corundum	3.73	3.37	2.70	2.03	3.21	3.69	5.05	6.74	4.14	3.73
Diopside	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hypersthene	1.85	2.08	1.83	1.55	1.20	1.23	1.11	1.25	1.29	1.49
Ilmenite	0.38	0.55	0.42	0.27	0.19	0.15	0.19	0.09	0.11	0.19
Magnetite	0.72	0.84	0.70	0.59	0.48	0.45	0.41	0.46	0.49	0.57
Apatite	0.76	0.76	0.58	0.49	0.60	1.07	0.63	0.51	0.79	0.90
Total	99.97	99.99	100.00	100.00	100.01	100.05	100.01	97.09	99.99	100.01

Tabela B.3 – Resultado do cálculo da norma C.I.P.W. das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Minerais normativos	DIATEXITOS SS		DIATEXITOS SCHLIEREN							
	M 146.1	M 160.1	M 2.1	M 7.3	M 7.4	MI 60	MI 92	MI 93B	MI 105G	M 154.1
Quartzo	36.37	37.94	34.87	32.92	35.30	34.06	33.03	36.98	30.36	34.16
Plagioclase	25.81	21.22	24.57	23.77	26.13	34.25	27.44	19.94	37.31	28.26
Orthoclase	32.92	33.74	33.03	35.99	30.67	21.39	31.97	33.92	23.05	30.14
Corundum	3.03	4.25	3.27	3.36	3.87	4.69	3.35	4.36	2.28	3.34
Diopside	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hypersthene	0.68	1.43	2.27	2.04	2.16	2.94	2.10	2.50	4.19	2.01
Ilmenite	0.06	0.23	0.57	0.44	0.34	0.74	0.55	0.63	0.66	0.55
Magnetite	0.26	0.58	0.88	0.78	0.81	1.07	0.83	1.00	1.30	0.81
Apatite	0.97	0.60	0.53	0.70	0.72	0.86	0.74	0.70	0.83	0.72
Total	100.10	99.99	99.99	100.00	100.00	100.00	100.01	100.03	99.98	99.99

Tabela B.3 – Resultado do cálculo da norma C.I.P.W. das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Minerais normativos	DIAT. SCHLIEREN		ORTOGNAISSES							
	MI 216C	MI 217B	MI 69	MI 69A	MI 69B1	MI 69B2	M 79.1	MI 83B	MI 86C	MI 86D
Quartzo	30.85	30.08	34.69	32.24	36.77	34.84	34.76	36.53	34.44	36.91
Plagioclase	32.75	27.84	26.84	26.48	17.88	17.96	27.12	21.00	26.75	25.41
Orthoclase	29.55	32.92	30.49	32.92	37.82	40.19	32.03	34.39	31.68	29.78
Corundum	2.80	3.26	3.54	3.59	3.87	3.49	3.55	4.48	3.48	4.05
Diopside	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hypersthene	2.06	2.59	2.48	3.02	2.93	1.66	1.34	1.84	2.03	2.14
Ilmenite	0.53	1.18	0.46	0.47	0.28	0.30	0.27	0.34	0.25	0.42
Magnetite	0.80	1.04	0.83	0.87	0.00	0.55	0.51	0.61	0.71	0.74
Apatite	0.65	1.09	0.67	0.42	0.46	1.00	0.42	0.81	0.65	0.53
Total	99.99	100.00	100.00	100.01	100.01	99.99	100.00	100.00	99.99	99.98

Tabela B.3 – Resultado do cálculo da norma C.I.P.W. das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Minerais normativos	ORTOGNAISSES						LEUCOS. EM ORTOGN.		
	M 134.1	MI 148E	MI 185A1	MI 185B1	MI 185Bcont1	MI 185B2	M 76.2	MI 83A	MI 86B
Quartzo	36.82	38.01	33.41	33.72	34.84	33.84	38.85	32.67	35.84
Plagioclase	20.75	28.64	28.24	34.72	34.14	33.90	28.17	35.68	28.29
Orthoclase	36.64	25.94	31.03	28.25	27.60	26.71	27.01	26.42	29.78
Corundum	2.47	3.64	3.01	0.66	0.81	1.79	3.35	2.86	3.41
Diopside	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hypersthene	1.81	2.36	2.62	1.60	1.58	2.34	1.71	1.29	1.39
Ilmenite	0.36	0.36	0.44	0.30	0.30	0.40	0.23	0.17	0.25
Magnetite	0.59	0.78	0.80	0.55	0.55	0.81	0.51	0.42	0.48
Apatite	0.56	0.28	0.44	0.21	0.19	0.21	0.19	0.51	0.56
Total	100.00	100.01	99.99	100.01	100.01	100.00	100.02	100.02	100.00

Tabela B.3 – Resultado do cálculo da norma C.I.P.W. das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Minerais normativos	LEUCOS. EM PARAGN. (C/ ANOM NEG. EU)				LEUCOS. CUMULADOS EM PARAGNAISSES			
	M 3.1	MI 110A	M 159.1	MI 216D	M 7.2	M 33.3	M 79.3 BC	MI 140E
Quartzo	42.27	32.65	33.03	31.40	31.47	38.99	36.13	45.40
Plagioclase	18.52	36.49	24.17	22.93	31.65	31.05	54.70	34.80
Orthoclase	31.79	25.88	37.29	39.42	34.04	25.00	4.85	12.06
Corundum	5.17	2.51	3.12	3.33	2.06	3.36	2.96	5.84
Diopside	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hypersthene	1.17	1.19	0.98	1.39	0.42	0.92	0.66	1.31
Ilmenite	0.13	0.11	0.17	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
Magnetite	0.45	0.46	0.41	0.46	0.12	0.26	0.17	0.48
Apatite	0.51	0.70	0.83	1.25	0.19	0.37	0.49	0.07
Total	100.01	99.99	100.00	100.24	100.01	100.01	100.02	100.02

Tabela B.3 – Resultado do cálculo da norma C.I.P.W. das rochas da região de Banabuiú (continuação).

Minerais normativos	LEUC. CUMUL. PARAG.		MIST. LEUC+PARAD.	
	MI 140	MI 140.1	M 5.2	M 38.3
Quartzo	51.46	34.83	41.27	43.81
Plagioclase	30.24	17.09	24.86	24.23
Orthoclase	10.93	43.97	24.23	23.34
Corundum	4.17	1.42	4.46	6.20
Diopside	0.00	0.00	0.00	0.00
Hypersthene	2.12	1.73	2.68	1.34
Ilmenite	0.30	0.23	1.18	0.15
Magnetite	0.59	0.45	0.84	0.51
Apatite	0.19	0.28	0.46	0.42
Total	100.00	100.00	99.98	100.00



# ***ANEXO C***





Tabela C.1 – Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd das rochas da região de Banabuiú.

AMOSTRAS	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erro
<b>PARAGNAISSES</b>												
M 7.1 dr	391.00	18.00	66.00	1.87	1.220721	0.000054	7.00	37.40	0.11	0.003	0.511402	0.000018
MI 83D	376.37	22.61	50.69	1.43	1.242039	0.000062	5.03	28.90	0.11	0.003	0.511268	0.000011
M 117.1	208.00	67.00	9.08	0.26	0.816865	0.000034	5.71	31.20	0.11	0.003	0.511290	0.000016
MI 188A	325.00	49.00	19.43	0.55	0.838082	0.000037	5.48	27.20	0.12	0.003	0.511525	0.000017
MI 105F	281.00	165.00	4.95	0.14	0.764658	0.000034	5.12	23.40	0.13	0.004	0.511545	0.000013
MI 148C	217.00	86.00	7.37	0.21	0.802209	0.000032	12.20	80.80	0.09	0.003	0.511391	0.000019
MI 218	767.42	23.65	100.97	0.97	1.477698	0.000096	1.21	3.94	0.19	0.005	0.511708	0.000011
MI 88	746.49	56.04	39.83	1.13	1.050846	0.000042	4.42	24.40	0.11	0.003	0.511375	0.000014
M 5.3	425.00	58.00	21.58	0.61	0.889881	0.000032	6.20	23.10	0.16	0.009	0.511914	0.000019
MI 105E	713.66	18.80	118.67	1.17	1.529681	0.000064	4.85	22.70	0.13	0.004	0.511485	0.000011
<b>MISTURAS DE PARADERIVADOS E LEUCOSSOMAS</b>												
M 5.2 dr	100.00	296.00	0.98	0.03	0.745028	0.000027	2.94	15.00	0.12	0.003	0.511493	0.000015
MI 140A	87.80	172.45	1.48	0.01	0.744697	0.000042	3.50	18.90	0.11	0.003	0.511300	0.000015
MI 105B	174.00	340.00	1.49	0.04	0.745934	0.000031	7.62	43.30	0.11	0.003	0.511370	0.000017
MI 148G	187.00	119.00	4.60	0.13	0.822866	0.000025	14.60	67.00	0.13	0.004	0.511066	0.000011
<b>LEUCOSSOMA EM PARAGNAISSE</b>												
MI 216D	364.00	39.00	27.76	0.79	0.994152	0.000038	7.10	30.40	0.14	0.004	0.511513	0.000016
<b>LEUCOSSOMAS CUMULADOS EM PARAGNAISSES</b>												
M 7.2	160.00	187.00	2.49	0.07	0.770491	0.000031	0.65	4.12	0.10	0.003	0.511162	0.000011
M 79.3 BC	24.00	253.00	0.28	0.01	0.826054	0.000020	0.68	2.26	0.18	0.010	0.511580	0.000026
MI 140E	35.00	263.00	0.39	0.01	0.739058	0.000027	1.13	5.44	0.13	0.004	0.511620	0.000023
MI 105C	67.00	280.00	0.70	0.02	0.749509	0.000028	3.17	17.70	0.11	0.003	0.511440	0.000012
M 117.2	64.00	295.00	0.63	0.02	0.754041	0.000029	4.13	22.00	0.11	0.003	0.511321	0.000016
MI 140	46.08	199.98	0.67	0.01	0.742065	0.000045	2.12	11.00	0.12	0.003	0.511377	0.000011
<b>ORTOGNAISSES</b>												
MI 69A	163.00	99.00	4.84	0.14	0.869303	0.000030	7.50	34.20	0.13	0.004	0.511458	0.000016
MI 69B1	223.00	71.00	9.27	0.26	0.912274	0.000040	2.79	12.90	0.13	0.004	0.511480	0.000015
M 79.1	256.00	122.00	6.11	0.17	0.772897	0.000029	3.57	21.70	0.10	0.005	0.511332	0.000019
MI 86C	233.00	69.00	10.04	0.28	0.992519	0.000024	4.32	20.80	0.13	0.007	0.511392	0.000018
MI 148E	113.00	152.00	2.17	0.06	0.797771	0.000034	6.62	29.60	0.14	0.004	0.511413	0.000018
<b>LEUCOSSOMAS EM ORTOGNAISSES</b>												
MI 83A	229.76	68.11	10.01	0.09	0.974022	0.000043	1.56	7.35	0.13	0.004	0.511714	0.000017
MI 86B	241.29	90.45	7.90	0.07	0.946067	0.000057	1.46	6.12	0.14	0.004	0.511777	0.000015
MI 105D	289.00	136.00	6.19	0.17	0.771005	0.000031	2.70	11.30	0.14	0.004	0.511500	0.000014
<b>DIATEXITOS SS</b>												
M 5.4	147.00	80.00	5.35	0.15	0.777721	0.000022	2.89	14.20	0.12	0.007	0.511390	0.000018
M 122.1	360.00	49.00	21.66	0.61	0.903061	0.000016	1.79	6.13	0.18	0.012	0.511629	0.000017
M 160.1	329.00	59.00	16.38	0.46	0.862378	0.000022	2.54	9.45	0.16	0.009	0.511523	0.000014
<b>DIATEXITOS SCHLIEREN</b>												
M 7.3	214.00	116.00	5.37	0.15	0.776246	0.000023	8.37	44.20	0.11	0.006	0.511361	0.000011
MI 105G	235.00	207.00	3.30	0.09	0.745003	0.000021	6.41	34.70	0.11	0.006	0.511231	0.000016
M 154.1	300.00	96.00	9.12	0.26	0.801753	0.000024	9.89	54.90	0.11	0.006	0.511318	0.000028
MI 216C	340.00	96.00	10.36	0.29	0.817780	0.000033	9.99	48.20	0.13	0.004	0.511189	0.000020
MI 217B	378.00	137.00	8.05	0.23	0.790672	0.000033	19.50	116.00	0.10	0.003	0.511271	0.000018
<b>GRANITOS</b>												
MI 01	257.75	113.76	6.59	0.06	0.767471	0.000040	4.52	25.20	0.11	0.003	0.511282	0.000015
MI 184	265.89	109.89	7.04	0.07	0.771128	0.000043	4.20	23.20	0.11	0.003	0.511304	0.000016
MI 93A	227.00	247.00	2.66	0.08	0.729933	0.000029	7.99	51.60	0.09	0.003	0.511058	0.000016
MI 214	268.00	112.00	6.97	0.20	0.779440	0.000034	5.65	30.00	0.11	0.003	0.511269	0.000017
M 49.1	368.00	96.00	11.21	0.32	0.816165	0.000020	8.87	51.40	0.10	0.006	0.511299	0.000011

Tabela C.2 – Valores das razões  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e resultados obtidos para  $\epsilon\text{Sr}$ ,  $\epsilon\text{Nd}$ ,  $T_{\text{DM}}$  e  $f_{\text{Sm/Nd}}$  das rochas da região de Banabuiú.

AMOSTRAS	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{595}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{595}$	$\epsilon\text{Sr}_{595}$	$\epsilon\text{Nd}_{595}$	$T_{\text{DM}}$	$f_{\text{Sm/Nd}}$
<b>PARAGNAISSES</b>						
M 7.1	0.66070	0.51096	-612.46450	-17.79308	2.39E-06	0.576
MI 83D	0.81196	0.51086	1536.70716	-19.80663	2.40E-06	0.535
M 117.1	0.73984	0.51086	511.95824	-19.78008	2.49E-06	0.563
MI 188A	0.67318	0.51105	-435.16365	-16.04915	2.41E-06	0.620
MI 105F	0.72262	0.51103	267.25468	-16.45116	2.66E-06	0.673
MI 148C	0.73969	0.51104	509.87841	-16.32948	2.00E-06	0.464
MI 218	0.62098	0.51098	-1176.89175	-17.32935	5.82E-06	0.944
MI 88	0.71286	0.51095	128.57583	-18.03352	2.35E-06	0.557
M 5.3	0.70679	0.51128	42.38621	-11.50131	3.03E-06	0.824
MI 105E	0.52279	0.51098	-2571.92684	-17.38817	2.66E-06	0.657
<b>MISTURAS DE PARADERIVADOS E LEUCOSSOMAS</b>						
M 5.2	0.73670	0.51103	467.39568	-16.41836	2.37E-06	0.603
MI 140A	0.73215	0.51086	402.73235	-19.68481	2.50E-06	0.569
MI 105B	0.73332	0.51096	419.37390	-17.89122	2.29E-06	0.541
MI 148G	0.78385	0.51055	1137.33011	-25.77789	3.43E-06	0.670
<b>LEUCOSSOMA EM PARAGNAISSE</b>						
MI 216D	0.75861	0.51096	778.63596	-17.74809	3.00E-06	0.718
<b>LEUCOSSOMAS EM PARAGNAISSES</b>						
M 7.2	0.74936	0.51079	647.19364	-21.12931	2.34E-06	0.485
M 79.3 BC	0.82370	0.51087	1703.45310	-19.55213	5.75E-06	0.925
MI 140E	0.73578	0.51113	454.29179	-14.47917	2.35E-06	0.639
MI 105C	0.74361	0.51102	565.53326	-16.67497	2.24E-06	0.551
M 117.2	0.74869	0.51088	637.71798	-19.39557	2.51E-06	0.577
MI 140	0.73639	0.51092	462.92709	-18.52407	2.50E-06	0.593
<b>ORTOGNAISSES</b>						
MI 69A	0.82825	0.51094	1768.05723	-18.16975	2.81E-06	0.674
MI 69B1	0.83363	0.51097	1844.51804	-17.59693	2.72E-06	0.665
M 79.1	0.72106	0.51094	245.06535	-18.12176	2.21E-06	0.506
MI 86C	0.90731	0.51090	2891.47833	-18.93892	2.71E-06	0.639
MI 148E	0.77936	0.51089	1073.47108	-19.24544	3.00E-06	0.688
<b>LEUCOSSOMAS EM ORTOGNAISSES</b>						
MI 83A	0.88905	0.51121	2631.99111	-12.85703	2.27E-06	0.653
MI 86B	0.87905	0.51121	2489.89637	-12.82510	2.61E-06	0.734
MI 105D	0.71852	0.51094	208.96772	-18.26387	3.15E-06	0.735
<b>DIATEXITOS SS</b>						
M 5.4	0.73230	0.51091	404.87720	-18.76822	2.64E-06	0.626
M 122.1	0.71925	0.51094	219.47714	-18.18579	4.93E-06	0.898
M 160.1	0.72342	0.51089	278.59588	-19.19051	4.04E-06	0.827
<b>DIATEXITOS SCHLIEREN</b>						
M 7.3	0.73065	0.51091	381.44350	-18.69823	2.47E-06	0.582
MI 105G	0.71703	0.51080	187.89245	-21.01632	2.59E-06	0.568
M 154.1	0.72433	0.51089	291.61736	-19.10790	2.41E-06	0.554
MI 216C	0.72990	0.51070	370.72105	-22.86859	3.02E-06	0.637
MI 217B	0.72239	0.51087	263.99773	-19.46433	2.32E-06	0.517
AMOSTRAS	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{585}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{585}$	$\epsilon\text{Sr}_{585}$	$\epsilon\text{Nd}_{585}$	$T_{\text{DM}}$	$f_{\text{Sm/Nd}}$
<b>GRANITOS</b>						
MI 01	0.71247	0.51087	122.93292	-19.87676	2.45E-06	0.552
MI 184	0.71237	0.51088	121.52437	-19.53430	2.44E-06	0.557
MI 93A	0.70770	0.51070	55.20904	-23.15194	2.43E-06	0.476
MI 214	0.72128	0.51083	248.15403	-20.54478	2.59E-06	0.579
M 49.1	0.72267	0.51090	267.80083	-19.23750	2.34E-06	0.531

Tabela C.3 – Dados isotópicos U-Pb em amostra de ortognaisse (MI 86C) obtidos por LA-MC-ICP-MS.

Sample	Th/U	6/8 ratio	1s(%)	7/5 ratio	1s(%)	7/6 ratio	1s(%)	6/8 age	1s(%)	7/6 age	1s(%)	7/5 age	1s(%)
03 Z1	0.00	0.04	4.04	2.02	5.69	0.33	4.01	280.69	11.10	3610.97	61.43	1121.21	38.62
04 Z2	0.13	0.24	4.03	5.07	5.68	0.16	4.01	1371.41	49.80	2403.49	68.13	1831.32	48.22
05 Z3	0.15	0.30	5.13	5.84	7.25	0.14	5.12	1680.49	75.88	2255.40	88.42	1952.87	62.85
09 Z4n	0.10	0.22	5.58	3.74	7.89	0.13	5.58	1255.67	63.68	2046.85	98.64	1580.92	63.26
10 Z4b	0.04	0.15	4.04	2.72	5.72	0.13	4.06	907.30	34.16	2102.54	71.23	1332.84	42.47
11 Z5n	0.27	0.30	3.54	5.65	5.05	0.14	3.61	1686.70	52.47	2188.48	62.74	1923.09	43.57
12 Z6n	0.09	0.20	6.74	4.55	9.55	0.17	6.77	1150.44	70.99	2546.40	113.45	1739.96	79.51
15 Z7	0.33	0.37	5.28	6.81	7.54	0.13	5.37	2025.61	91.81	2148.37	93.87	2087.12	66.71
16 Z8	0.24	0.32	4.10	6.03	5.88	0.14	4.22	1802.45	64.43	2171.54	73.56	1980.32	51.24
17 Z9b	0.02	0.22	4.06	3.35	5.83	0.11	4.18	1265.78	46.66	1832.67	75.73	1493.12	45.57
18 Z9n	0.17	0.19	9.49	2.70	13.44	0.10	9.52	1124.29	97.86	1677.83	175.82	1329.67	99.61
21 Z10	0.02	0.16	4.05	2.43	5.87	0.11	4.24	961.64	36.22	1792.06	77.23	1251.57	42.21
22 Z11	0.19	0.37	4.05	6.55	5.84	0.13	4.22	2019.92	70.20	2085.15	74.16	2052.38	51.48
23 Z12n	0.05	0.35	3.91	6.72	5.67	0.14	4.11	1957.94	66.00	2194.18	71.44	2075.45	50.13
24 Z13	0.64	0.39	5.58	7.10	7.99	0.13	5.71	2120.85	100.90	2127.30	100.01	2124.13	71.09
33 Z14	0.05	0.16	3.81	2.25	5.67	0.10	4.20	954.34	33.81	1664.54	77.72	1196.33	39.86
34 Z15	0.17	0.15	4.25	6.06	6.20	0.29	4.51	896.75	35.62	3440.18	70.04	1983.80	54.04
35 Z16b	0.00	0.04	4.52	2.52	6.55	0.44	4.74	264.43	11.70	4037.80	70.76	1276.85	47.59
36 Z16n	0.14	0.27	6.98	5.12	9.96	0.14	7.11	1519.22	94.45	2224.65	123.16	1839.82	84.64
40 Z17	0.00	0.12	4.78	1.46	7.00	0.09	5.12	742.34	33.53	1361.43	98.56	915.96	42.25
41 Z17n	0.00	0.10	6.01	0.96	8.69	0.07	6.28	604.89	34.69	949.53	128.55	682.96	43.21
42 Z19	0.00	0.10	6.58	0.96	9.54	0.07	6.91	637.70	39.96	840.63	143.90	684.28	47.51
45 Z20	0.00	0.10	3.86	0.89	6.28	0.07	4.96	608.26	22.38	789.71	104.13	648.16	30.10
46 Z21n	0.04	0.24	5.64	4.13	8.35	0.12	6.16	1394.88	70.71	2015.73	109.16	1660.84	68.25
47 Z21b	0.00	0.05	4.62	2.65	7.06	0.40	5.34	305.85	13.79	3890.60	80.40	1313.81	52.02
48 Z22	0.09	0.04	51.18	1.23	72.42	0.22	51.23	258.62	129.75	2964.15	826.02	813.88	405.42
51 Z23b	0.00	0.03	4.31	1.56	7.03	0.39	5.55	183.87	7.81	3871.06	83.72	952.87	43.45
52 Z23n	0.11	0.22	4.44	4.83	6.94	0.16	5.33	1285.12	51.69	2442.81	90.29	1790.16	58.36
53 Z24	0.12	0.25	4.06	5.49	6.32	0.16	4.84	1455.03	52.89	2424.84	82.16	1898.31	54.28

Tabela C.4 – Dados isotópicos U-Pb em amostra do granito Banabuiú (MI 184) obtidos por LA-MC-ICP-MS.

Sample	Th/U	6/8 ratio	1s(%)	7/5 ratio	1s(%)	7/6 ratio	1s(%)	6/8 age	1s(%)	7/6 age	1s(%)	7/5 age	1s(%)
05 Z2	10.00	0.08	4.36	0.64	6.20	0.06	4.40	485.05	20.38	589.05	95.45	503.65	24.60
06 Z3	0.23	0.09	4.66	0.77	6.60	0.06	4.68	580.88	25.90	579.41	101.58	580.58	29.20
11 Z6	0.22	0.10	3.67	0.77	5.21	0.06	3.70	591.63	20.73	540.03	80.87	581.08	23.04
17 Z9	0.19	0.09	3.51	0.76	5.02	0.06	3.58	560.80	18.87	619.22	77.23	572.50	21.95
18 Z10	0.14	0.09	4.28	0.74	6.08	0.06	4.32	555.40	22.76	602.04	93.41	564.64	26.31
21 Z11c	0.10	0.09	3.51	0.75	5.02	0.06	3.59	563.00	18.90	594.34	77.83	569.26	21.87
27 Z13	0.23	0.10	3.78	0.76	5.44	0.06	3.91	586.74	21.22	530.77	85.60	575.39	23.89
28 Z14c	0.51	0.10	3.67	0.82	5.26	0.06	3.76	623.71	21.80	537.28	82.38	605.36	23.96
29 Z14r	0.39	0.10	3.82	0.77	5.46	0.06	3.89	594.13	21.70	533.59	85.21	581.72	24.16
33 Z16c	0.37	0.08	5.84	0.52	8.28	0.05	5.87	473.47	26.67	169.23	137.09	424.90	28.75
36 Z18	0.38	0.09	3.93	0.79	5.60	0.06	3.99	575.42	21.65	647.22	85.67	590.15	25.07

Tabela C.5 – Dados isotópicos U-Pb em amostra de diatexito (M 5.4) obtidos por SHRIMP.

Spot Name	% comm 206	ppm U	ppm Th	232Th /238U	ppm Rad 206Pb	204corr 206Pb /238U Age	204corr 207Pb /206Pb Age	% Dis-cordant	207r /235	% err	206r /238	% err
M5-4-1.1	0.26	780	23	0.03	165.3	1417.4	1907	35	3.96	2.7	0.2459	2.0
M5-4-2.1	0.08	1745	116	0.07	209.5	842.3	2453	191	3.07	2.5	0.1396	2.4
M5-4-3.1	0.06	792	17	0.02	157.8	1343.9	2015	50	3.96	2.0	0.2318	1.9
M5-4-4.1	-0.01	349	114	0.34	93.9	1756.1	2252	28	6.13	2.8	0.3131	2.3
M5-4-5.1	4.76	227	32	0.14	10.7	326.6	2269	595	1.03	13.7	0.0520	3.3
M5-4-6.1	0.00	189	132	0.72	40.6	1435.0	1936	35	4.08	6.5	0.2493	5.8
M5-4-7.1	0.00	1044	24	0.02	309.2	1909.1	2032	6	5.95	4.2	0.3447	3.7
M5-4-8.1	0.09	984	36	0.04	187.6	1290.2	1927	49	3.61	2.1	0.2216	1.9
M5-4-9.1	-0.19	330	2	0.01	26.0	565.5	801	42	0.83	2.7	0.0917	2.0
M5-4-9.2	0.43	629	16	0.03	51.5	584.0	629	8	0.79	5.2	0.0948	2.0
M5-4-9.3	0.37	507	9	0.02	41.0	577.2	600	4	0.77	4.5	0.0937	2.0
M5-4-9.4	6.24	7171	76	0.01	168.5	163.1	1979	1114	0.43	10.3	0.0256	2.4
M5-4-10.1	0.02	877	179	0.21	75.3	614.2	641	4	0.84	3.0	0.1000	2.3
M5-4-10.2	0.09	788	203	0.27	66.2	601.3	647	8	0.83	2.9	0.0978	2.1
M5-4-11.1	0.02	995	56	0.06	189.9	1292.5	2016	56	3.80	2.2	0.2220	2.0
M5-4-12.1	0.03	618	10	0.02	148.2	1585.8	1937	22	4.56	2.6	0.2789	1.9

Tabela C.6 – Dados isotópicos U-Pb em amostra de diatexito (M 155.4) obtidos por SHRIMP.

Spot Name	% comm 206	ppm U	ppm Th	232Th /238U	ppm Rad 206Pb	204corr 206Pb /238U Age	204corr 207Pb /206Pb Age	% Dis-cordant	207r /235	% err	206r /238	% err
M155-4-1.1	0.12	1036	22	0.02	282.1	1772.5	1813	2	4.84	3.1	0.3165	2.2
M155-4-1.2	0.18	2381	1050	0.46	214.4	641.6	633	-1	0.88	3.1	0.1047	2.6
M155-4-2.1	0.02	1157	106	0.09	349.2	1940.6	2075	7	6.21	2.2	0.3513	2.2
M155-4-2.2	0.02	919	97	0.11	282.8	1973.8	2120	7	6.50	2.0	0.3582	1.9
M155-4-3.1	0.41	1131	17	0.02	90.9	574.2	870	52	0.87	6.8	0.0932	2.0
M155-4-3.2	1.67	994	22	0.02	76.7	545.1	953	75	0.86	11.7	0.0882	2.2
M155-4-4.1	-0.03	137	116	0.88	49.2	2249.8	2385	6	8.84	3.5	0.4177	2.6
M155-4-4.2	0.26	312	222	0.73	70.4	1500.1	2333	56	5.38	2.7	0.2620	2.2
M155-4-5.1	0.01	353	200	0.58	93.2	1725.6	2053	19	5.36	2.4	0.3069	2.1
M155-4-6.1	0.16	179	63	0.36	24.6	957.3	1288	35	1.85	5.2	0.1601	2.2
M155-4-7.1	0.10	447	208	0.48	37.5	600.7	602	0	0.81	3.6	0.0977	2.0
M155-4-8.1	0.09	637	137	0.22	52.3	588.6	631	7	0.80	2.6	0.0956	2.0
M155-4-9.1	-0.02	730	515	0.73	244.3	2121.5	2148	1	7.19	2.2	0.3897	1.9
M155-4-9.2	0.71	149	36	0.25	40.5	1757.0	2062	17	5.50	3.2	0.3133	2.3
M155-4-10.1	0.12	180	66	0.38	51.1	1834.7	2149	17	6.07	2.4	0.3292	2.0
M155-4-11.1	0.34	2543	16	0.01	180.2	509.3	877	72	0.77	3.0	0.0822	2.1
M155-4-11.2	0.18	3479	310	0.09	217.5	452.1	2173	381	1.36	2.4	0.0726	1.9
M155-4-12.1	0.07	1453	512	0.36	115.7	571.0	625	9	0.77	3.1	0.0926	2.0
M155-4-13.1	0.18	405	37	0.09	126.1	1989.5	2103	6	6.50	2.3	0.3615	2.1
M155-4-13.2	0.70	1089	240	0.23	178.2	1116.0	2010	80	3.22	2.6	0.1890	1.9
M155-4-14.1	-0.02	801	135	0.17	301.4	2342.0	2148	-8	8.08	3.4	0.4381	3.4
M155-4-14.2	0.30	793	68	0.09	206.7	1702.6	2144	26	5.56	2.3	0.3023	1.9

# ***ANEXO D***



# Rb-Sr AND K-Ar AGES FOR PEGMATITES FROM THE BANABUIÚ REGION, BORBOREMA PROVINCE, BRAZIL.

Martha Noélia Lima<sup>1</sup>  
Maria do Rosário Azevedo<sup>1</sup>  
José de Araújo Nogueira Neto<sup>2</sup>  
Gabriela Meireles Rosa<sup>2</sup>  
Umberto Giuseppe Cordani<sup>3</sup>

<sup>1</sup>- Department of Geociences, University of Aveiro - UA, Aveiro-Portugal, marthageolima@yahoo.com.br, mazevedo@ua.pt

<sup>2</sup>- Department of Geology, Federal University of Ceará-UFC, Fortaleza-Ceará-Brasil, nogueira@ufc.br

<sup>3</sup>- Institute of Geociences, University of São Paulo-USP, São Paulo-Brasil, ucordani@usp.br

**Keywords:** pegmatites, borborema province, geochronology.

## INTRODUCTION

This work reports Rb-Sr and muscovite K-Ar ages for different pegmatite bodies of the Banabuiú region (NE Brasil). The results are discussed and compared in an attempt to constrain the emplacement of these rocks.

## GEOLOGICAL SETTING

The Banabuiú region is located in the Central Ceará Domain (CCD) of the Borborema Province, in northeastern Brasil. During the Brazilian/Pan-African orogeny (Neoproterozoic), involving the continental collision of the São Luis-Western African and São Francisco/Congo-Kasai cratons (Van Schmus *et al*, 1997), this area was strongly affected by deformation, high-grade regional metamorphism and magmatism. As a result, the basement rocks of Paleoproterozoic age were extensively transformed into gneisses and migmatites and intruded by S-type, syn- to late-kinematic two-mica granites. At a later stage, both the basement and the granite were penetrated by several bodies of pegmatites.

According to the classification scheme proposed by Sousa (1985), the Banabuiú pegmatites can be included in the Solonópole-Quixeramobim Pegmatitic District (SQPD) of the Ceará Pegmatitic Province (Fig. 1). This district hosts the largest and the most economically interesting deposits, which have been subdivided into five fields based on the type of mineralization (Souza, 1985; Marques Jr., 1992; Vidal & Nogueira Neto, 2005): (1) Nova Floresta-Feiticeiro field with cassiterite and tantalite-columbite rich pegmatites; (2) NE Solonópole field, hosting lithium-beryl-tantalite and lithium-beryl-tin rich pegmatites; (3) W and NW Solonópole field with lithium-beryl-tin pegmatites; (4) Berilândia-Carnaubinha field, known by their gem-bearing pegmatites - aquamarine and gemological tourmalines; (5) Rinaré-Banabuiú field, with beryl and gemological tourmalines.

## THE BANABUIÚ PEGMATITES

The Banabuiú pegmatites are predominantly hosted by the CCD gneiss-migmatite complex, occurring more rarely within the granite intrusion. Most of the

pegmatites associated with the granite are barren, homogeneous and tend to occur as fracture-filling dykes and veins, less than 1 m thick. In contrast, the basement gneisses contain both homogeneous and heterogeneously zoned pegmatites showing conformable to cross-cutting relationships and highly variable shapes and sizes. Some of these appear to represent segregations of anatectic leucosomes, whilst others form clearly discordant bodies and may reach hundreds of metres in length and a few tens of metres across.

The latter group commonly exhibits complex internal structures and displays a zoned pattern, consisting of the following units, from the margins inward: (1) a thin aplitic border zone, not always present, (2) a wall zone, composed of quartz

+ K-feldspar + plagioclase (albite) + muscovite; (3) an intermediate zone, with blocky quartz and K-feldspar (4) a core zone of coarse grained quartz. The accessory ore minerals (apatite, amblygonite, beryl, columbite-tantalite, cassiterite, tourmaline, spodumene) are generally concentrated in the wall and intermediate zones (Vidal & Nogueira Neto, 2005). Structural studies in the Banabuiú-Solonopole Pegmatitic field show that the strike of the large pegmatite bodies tends to vary between N5°E – N15°E, suggesting that their emplacement may have been controlled by the major shear zones that cross-cut the area - the Senador Pompeu and the Orós shear zones (Marques Jr *et al*, 1988; Marques Jr, 1992; Marques Jr & Nogueira Neto, 1992).

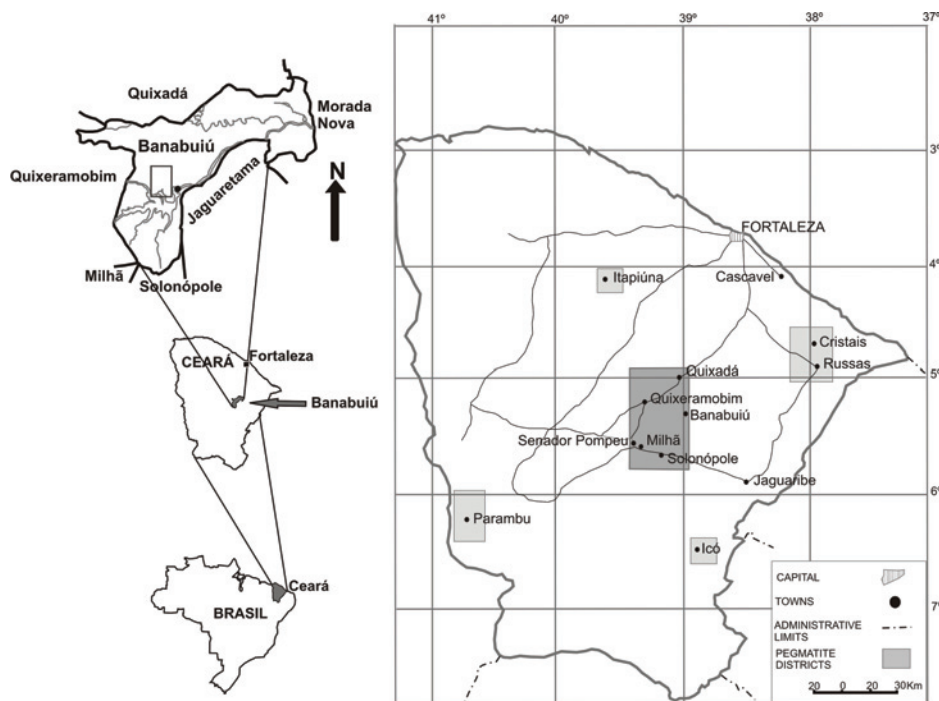


Figure 1 – Main Pegmatitic Districts in the Ceará State (Souza, 1985).



All the Banabuiú pegmatites have quartz, albite, K-feldspar and muscovite as their main rock-forming minerals. Tourmaline and garnet are common in both homogeneous and heterogeneous types, although the gemstocks and ore minerals are found only in the zoned pegmatites. Their mineral assemblages, particularly the widespread occurrence of peraluminous silicates, such as muscovite, garnet and tourmaline, are typical of pegmatites with A/CNK ratios > 1 and point to their inclusion in the LCT (lithium – cesium – tantalum) family (Cerny, 1991). As shown by several authors, efficient fractionation of crustal derived felsic magmas can lead to LCT-type pegmatites, in which the peraluminous character amplifies the signature of the metasedimentary source rocks. It is therefore likely that these pegmatites are genetically related to the syn- to late-orogenic S-type granite

exposed in the western sector of the study area.

### Rb-Sr AGES

In granitic pegmatites, the Rb-Sr radiogenic isotope systems are frequently affected by  $^{87}\text{Sr}$  loss due to post-consolidation mobility of radiogenic Sr. As a result, unrealistically low ages and abnormally high  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial ratios may be produced. However, the Rb-Sr isochrons obtained on cogenetic minerals often show good agreement with the K-Ar, Ar-Ar and U-Pb ages and have been widely used for geochronological purposes. As such, one of the zoned pegmatite bodies cropping out in the basement of the Banabuiú region was selected for Rb-Sr dating. The isotopic analyses obtained in mineral separates (albite, K-feldspar and muscovite) of this pegmatite are listed in Table 1.

Table 1 – Sr isotope data for minerals of a zoned pegmatite from the Banabuiú region\*

Samples	Minerals	ppm Sr	ppm Rb	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Error (2s)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error (2s)
MI 187	Albite	5,55	85,67	46,61	0,44	1,156197	0,000066
MI 187	K-Feldspar	12,92	2700,28	1036,80	18,36	8,017049	0,000438
MI 187	Muscovite	5,58	2782,02	23733,62	415,05	158,621488	0,029495

\* obtained in the Laboratory of Isotope Geology of the University of Aveiro, Portugal

The data points define a linear array yielding an age of  $506.0 \pm 6.1$  Ma, with  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.8444$  and  $\text{MSWD} = 0.14$  (Isoplot-model 1, Ludwig, 2003). The age obtained falls within the range proposed by Almeida *et al.* (1968) for the pegmatites of the Solonópole-Quixeramobim District (470 – 530 Ma) and is consistent with the geological constraints. Nevertheless, considerable care must be taken in

interpreting this age as the time of pegmatite formation, since the degree of post-crystallization migration of Sr and Rb isotopes is not known.

### MUSCOVITE K-Ar AGES

Large muscovite crystals from three pegmatite bodies from the Banabuiú region were separated for K-Ar dating (MI 88, MI

96 and MI 187). Samples MI 88 and MI 96 are from two homogeneous pegmatite dykes intruding the granite and the CCD gneisses, respectively, whereas sample MI 187 is from the heterogeneously zoned pegmatite mentioned above. The K-Ar ages are presented in Table 2. As the closure temperature for Ar diffusion

in muscovite is  $350 \pm 50$  °C, the obtained ages should be interpreted as cooling ages and provide only minimum estimates for the time of pegmatite crystallization. It is therefore possible that the magmatic age of these rocks is older than implied from the K-Ar data.

Table 2 – K-Ar data for muscovites from the Banabuiú pegmatites\*\*

Samples	Rock type	%K	Error	<sup>40</sup> Ar rad	<sup>40</sup> Ar atm	T (Ma)	Idade (Ma)	Error
MI 88	Homogeneous pegmatite	7,3671	1,0000	172,37	7,47	532,8	519,8	13,0
MI 96	Homogeneous pegmatite	8,1767	1,0000	193,57	7,09	537,2	525,1	12,0
MI 187	Zoned pegmatite	7,5153	1,1519	179,74	6,00	542,7	529,8	12,9

\*\*obtained in the Institute of Geociences, University of São Paulo-USP, Brazil

The discordance between the K-Ar and Rb-Sr ages for sample 187 ( $506.0 \pm 6.1$  Ma vs.  $529.8 \pm 12.9$  Ma) may, on the other hand, result from open-system behaviour of the Rb-Sr system with a consequent lowering of the Rb-Sr age.

## CONCLUSIONS

Based on the Rb-Sr and K-Ar ages obtained for different pegmatite bodies from the Banabuiú region, it may be suggested that their emplacement took place at c.a. 530-500 Ma. However, as the K-Ar and the Rb-Sr isotope systems are both extremely sensitive to temperature, further isotope data using more reliable dating techniques (U-Pb, Ar-Ar) are required to determine the real crystallization age of these bodies.

## REFERENCES:

Almeida, F.F.M., Melcher, G.C., Cordani, U.G., Kawashita, K. & Vandomos, P. (1968). Radiometric age determinations from northern Brazil.

*Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, V. 18 (1): 3-14.

Cerny, P. (1991). Rare-element granitic pegmatites. I. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geosci. Canada*. 18, 49-67.

Ludwig, K.R. (2003). *Users manual for Isoplot 3.00*, Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4, 70 pp.

Marques JR, F., Nogueira Neto, J.A. & Neri, T.F.O. (1988). Contribuição à Geologia do Campo Pegmatítico de Berilândia, Ceará. *Livro de resumos do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém. 1: 329-337.

Marques JR, F. (1992). *Geologia do Campo Pegmatítico de Berilândia-Ce*. Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo-USP. 152 pp.

Marques JR, F. & Nogueira Neto, J.A. (1992). Considerações Petrogenéticas do Campo Pegmatítico de Berilândia (CE). *Livro de resumos do 37º Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. 2: 53-54.

- Souza, J.V. (1985). *Geologia dos Pegmatitos de Metais Raros da Região W e NW de Solonópole – Ce (Brasil)*. Tese de Professor Titular, Centro de Ciências, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará-UFC. 109 pp.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P., Fetter A.H., Kozuch M., Dantas, E.L. & BABINSKI, M. (1997). The Borborema Province: A collage of polycyclic crustal domains in NE Brazil. *Livro de resumos do XVII Simpósio de Geologia do Nordeste*. p. 115 -120.
- Vidal, F.W.H. & Nogueira Neto, J.A. (2005). Minerais de Pegmatitos. In: Vidal, F.W.H., Sales, F.A.C.B., Roberto, F.A.C., Sousa, J.F., Mattos, I.C. *Rochas e Minerais Industriais do Estado do Ceará*. CETEM / UECE / DNPM / FUNCAP / SENAI, Fortaleza. p. 67 – 82.

# GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA U-Pb NO GRANITO DE BANABUIÚ, NORDESTE DO CEARÁ, BRASIL.

LIMA<sup>1</sup>, M.N., NOGUEIRA NETO<sup>2</sup>, J.A., AZEVEDO<sup>1</sup>, M.R., & VALLE AGUADO<sup>1</sup>, B.

<sup>1</sup> Dep. Geociências da Universidade de Aveiro, 3800 Aveiro, Portugal, marthageolima@yahoo.com.br

<sup>2</sup> Dep. Geologia da Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-Ceará-Brasil, nogueira@ufc.br

## Abstract

The Banabuiú massif crops out in the Central Ceará Domain (DCC) of the Borborema Province (NE Brasil), as an N-S elongate granite intrusion, concordant with the regional structures. It was emplaced into basement rocks of Paleoproterozoic age, extensively transformed into gneisses and migmatites during the Brazilian orogeny (550-600 Ma). Using U-Pb zircon dating, the crystallization age of the Banabuiú syn-kinematic two-mica granite was estimated at  $578,6 \pm 6,5$  Ma. The granite is strongly peraluminous ( $A/CNK = 1.098-1.134$ ) and shows a typical S-type geochemical signature. The  $\epsilon Nd_{580}$  values are strongly negative ( $\epsilon Nd_{580} = -19$  a  $-23$ ) and partially overlap with those of the Paleoproterozoic gneiss-migmatite complex ( $\epsilon Nd_{580} = -12$  to  $-26$ ), suggesting that the parental magmas of the Banabuiú granite could have been produced by partial melting of similar crustal materials.

*Keywords:* Brazilian Orogeny, syn-kinematic two-mica granite, U-Pb geochronology.

## Resumo

O maciço de Banabuiú aflora no Domínio Ceará Central (DCC) da Província de Borborema (NE Brasil), como uma intrusão granítica, alongada na direcção N-S, concordante com as estruturas regionais. Instalou-se em rochas de idade paleoproterozóica intensamente transformadas em gnaisses e migmatitos durante a orogenia brasileira (600-550 Ma). Com base em datações U-Pb em zircões, a idade de cristalização do granito sin-cinematático de duas micas de Banabuiú foi estimada em  $578,6 \pm 6,5$  Ma. O granito é fortemente peraluminoso e mostra uma assinatura geoquímica de tipo S. Os valores de  $\epsilon Nd_{580}$  são fortemente negativos ( $\epsilon Nd_{580} = -19$  a  $-23$ ) e sobrepõem-se parcialmente com os do complexo gnáissico-migmatítico do DCC ( $\epsilon Nd_{580} = -12$  to  $-26$ ), sugerindo que o magma parental do granito the Banabuiú poderá ter sido gerado por fusão parcial de materiais crustais semelhantes aos encontrados no DCC.

*Palavras-chave:* Orogenia Brasileira, granito sin-cinematático de duas micas, geocronologia U-Pb.

## Introdução

O granito de Banabuiú é uma das inúmeras intrusões graníticas que se instalaram na Província Borborema (PB) no final do ciclo orogénico Brasileiro (600-550Ma). Os terrenos situados no sector setentrional desta Província foram subdivididos por Fetter (1999), Fetter *et al.* (2000) e Brito Neves *et al.* (2000) nos seguintes domínios: (a) Domínio do NW do Ceará (NWC), (b) Domínio do Ceará Central (DCC) e (c) Domínio do Rio Grande do Norte (DRGN). Posteriormente, Arthaud *et al.* (1998) e Arthaud (2005) individualizaram um outro domínio, designado por Orós-Jaguaribe (DOJ), entre o DCC e o DRGN.

A região de Banabuiú localiza-se inteiramente no Domínio Ceará Central (DCC), junto ao limite com o Domínio Orós Jaguaribe (DOJ). As principais unidades litológicas presentes na área são o Complexo Gnáissico Migmatítico do DCC, de idade Paleoproterozóica, o granito de Banabuiú (Neoproterozóico), os pegmatitos (Fanerozóico), e por último, as coberturas eluvionares/aluvionares cenozóicas (Fig. 1).

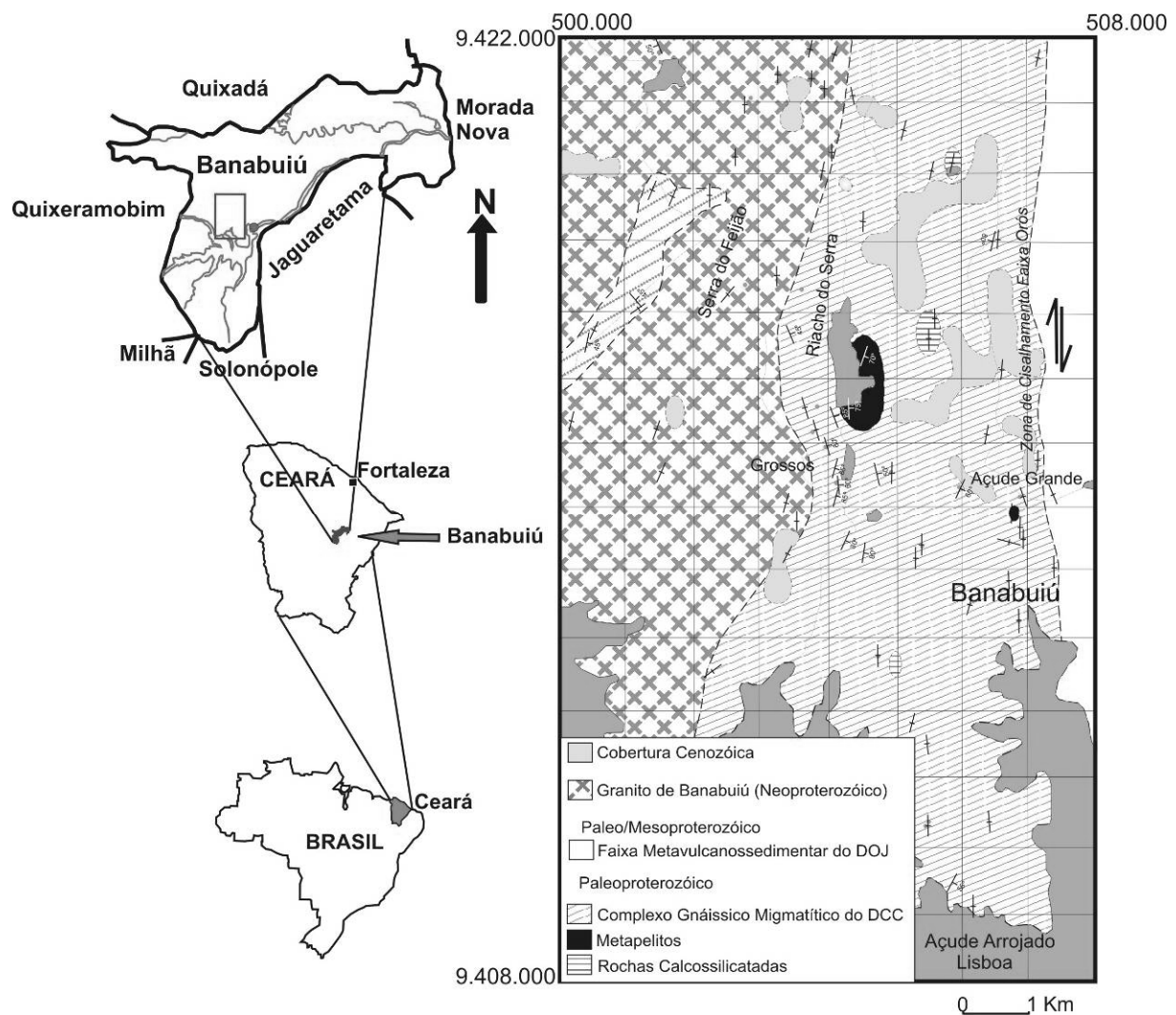


Figura 1 – Mapa geológico esquemático da área de investigação.

Durante a orogenia Brasiliana, envolvendo a convergência e subsequente colisão continental entre os cratões São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo-Kasai (Van Schmus *et al*, 1997), a PB foi intensamente deformada e metamorfizada. A actividade tectónica está predominantemente relacionada com o desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, com cinemática dextra ou sinestra, enquanto o metamorfismo atinge a fácies anfibolítica de grau alto e, localmente, as condições de fusão parcial com produção de migmatitos (Delgado *et al.*, 2003). As idades U-Pb obtidas por Fetter (1999) em zircões dos ortognaisses e migmatitos de uma das unidades da Província Borborema permitiram datar os seus protólitos com 2.15-2.10 Ga (Paleoproterozóico médio).

Com base em critérios tectono-metamórficos, Arthaud (2005) agrupou os granitóides brasilianos do estado do Ceará nas seguintes categorias: (a) pré-colisionais; (b) sin-colisionais tangenciais, correspondendo a granitos de duas micas de tipo S, gerados durante o pico metamórfico (batólitos de Senador Pompeu e Banabuiú); (c) sin-colisionais direccionais, formados durante a fase transcorrente com extrusão lateral (batólitos de Quixeramobim e de Quixadá) e (d) pós-colisionais, associados ao colapso da cadeia brasiliana. As datações U-Pb obtidas por Nogueira (2004) em zircões dos batólitos graníticos sin-cinemáticos de Senador

Pompeu ( $561 \pm 15$  Ma), Quixadá ( $585 \pm 4,7$  Ma) e Quixeramobim ( $587 \pm 14$  Ma), permitiram constrear o período de instalação destes magmas ao intervalo c.a. 560-590 Ma. Por outro lado, as idades Rb-Sr e U-Pb determinadas em rochas intrusivas pós-colisionais variam entre 550 e 520 Ma (Tavares Jr, 1992; Fetter, 1999; Matos *et al.* 2003).

A passagem do Neoproterozóico para o Paleozóico foi ainda acompanhada por importantes processos de geração de corpos pegmatíticos. As datações K-Ar obtidas em concentrados de moscovite dos pegmatitos da região de Banabuiú apontam para idades de  $506 \pm 6,1$  Ma (Lima, 2008), estando de acordo com o intervalo de idades (470 – 530 Ma) proposto por Almeida *et al.* (1968).

### O Granito de Banabuiú

O granito de Banabuiú ocupa a parte oeste da área de estudo e constitui um maciço alongado, concordante com as estruturas regionais (Fig. 1). A fácies dominante é caracterizada por uma textura homogénea, de grão médio a fino e uma associação mineralógica composta por quartzo, plagioclase, feldspato potássico e proporções semelhantes de biotite e moscovite (Fig. 2A). Frequentemente, observam-se “schlieren” biotíticos (Fig. 2B) e enclaves angulosos dos gnaisses do encaixante dispersos nestes granitóides. O desenvolvimento de uma foliação de fluxo magmático de direcção N-S nos bordos oriental e ocidental do maciço sugere que a sua instalação tenha sido, pelo menos em parte, sin-cinemática com a zona de cisalhamento Orós (ZCO). No entanto, a ausência de sinais de deformação no estado sólido e o carácter anguloso dos xenólitos parecem apontar para uma intrusão relativamente tardia do corpo granítico (Lima, 2008). O maciço de Banabuiú é cortado por numerosos filões de quartzo, aplito e pegmatito, com espessura e extensão variáveis, que em alguns casos, se intersectam mutuamente. As fracturas tardias têm orientação preferencial NE-SW, vertical.

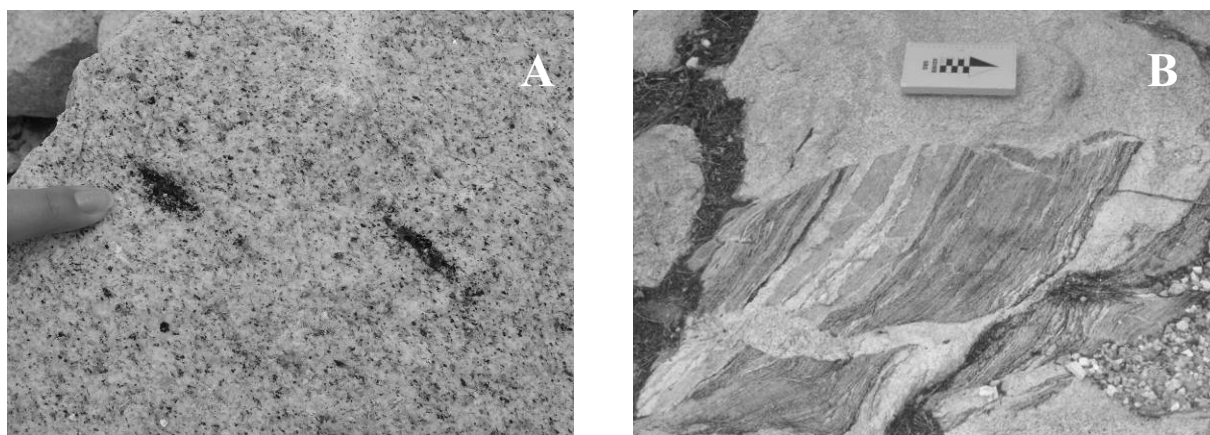


Figura 2 – Aspectos do granito de Banabuiú em afloramento: (a) “schlieren” biotíticos no granito de Banabuiú; (b) enclaves dos gnaisses encaixantes no granito.

### Petrografia e Química Mineral

À escala microscópica, o granito de Banabuiú exhibe uma textura inequigranular, hipidiomórfica a alotriomórfica, de granularidade fina a média e contém quartzo, feldspato potássico, plagioclase, biotite e moscovite, como constituintes essenciais (Fig. 3). O zircão, apatite e minerais opacos são as fases acessórias mais comuns (Fig. 3), enquanto a sericite e a clorite estão presentes como produtos de alteração dos minerais primários. O quartzo ocorre

em grãos anédricos, com carácter essencialmente intersticial. As suas dimensões variam entre 0,1 mm e 3 mm e pode mostrar alguns indícios de deformação. Por vezes, também surge sob a forma de inclusões arredondadas no interior dos cristais de feldspato potássico e de plagioclase.

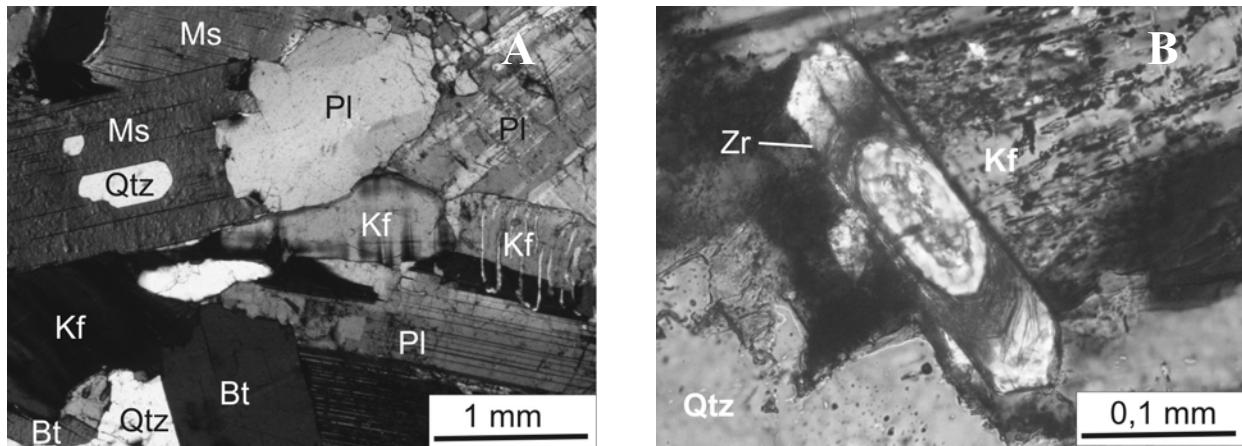


Figura 3 – Microfotografias do granito de Banabuiú: (a) Aspecto geral do granito de Banabuiú (quartzo-Qtz, moscovite-Ms, biotite-Bt, plagioclase-Pl, feldspato potássico-Kf); (b) Detalhe de um cristal euédrico de zircão na matriz do granito Banabuiú.

O feldspato potássico constitui cristais predominantemente anédricos e intersticiais (0,25 - 3 mm). Apresenta a geminação típica da microclina, pontualmente, combinada com a de Carlsbad, texturas micro- a criptopérticas e composições variando entre  $Or_{81}$  e  $Or_{94}$ . Nos contactos com a plagioclase, observam-se frequentemente intercrescimentos mirmequíticos. Além de quartzo, inclui pequenas palhetas de biotite e, embora mais raramente, de plagioclase. A plagioclase exhibe hábito subédrico a anédrico, dimensões variando entre 0,25 mm e 2,5 mm e está frequentemente sericitizada e microfissurada. Mostra a geminação polissintética da albita e zonamento óptico muito mal marcado. Em termos composicionais, classifica-se como oligoclase e albita (%An = 27 - 8).

A biotite é a fase máfica principal nestas rochas. Aparece em cristais subédricos, com pleocroísmo forte, entre castanho avermelhado ( $\gamma$  e  $\beta$ ) e castanho claro ( $\alpha$ ) e dimensões máximas de 2 mm. Quimicamente, as biotites do granito de Banabuiú projectam-se na transição do campo das biotites ferríferas para o das siderofilites (Foster, 1960). No diagrama de Nockolds (1947), caem no campo das biotites coexistentes com moscovite, enquanto no esquema de classificação de Nachit *et al.* (1985) mostram afinidades com as séries aluminopotássicas, o que aponta para uma proveniência crustal para o granito de Banabuiú (Fig. 4). Os cristais de biotite estão frequentemente alterados para clorite (pseudoturingite), particularmente ao longo dos planos de clivagem.

A moscovite primária ocorre, em geral, sob a forma de cristais subédricos (0,5 - 2 mm) dispersos na matriz rocha. Pode incluir, total ou parcialmente, grãos anédricos de feldspato potássico e de quartzo. O zircão está normalmente presente em inclusões rodeadas por halos pleocróicos no interior da biotite, embora também possa formar pequenos prismas idiomórficos associados aos outros constituintes minerais (Fig. 3). A apatite surge em pequenos cristais incolores, de relevo alto, cores de polarização cinzentos de 1ª ordem e, tal como os minerais opacos, está preferencialmente relacionada com a biotite.

As características petrográficas do granito de Banabuiú, nomeadamente a presença de biotite e de moscovite em proporções semelhantes, sugerem uma derivação a partir de um magma félsico rico em água e composição peraluminosa, gerado em condições de anatexia crustal.

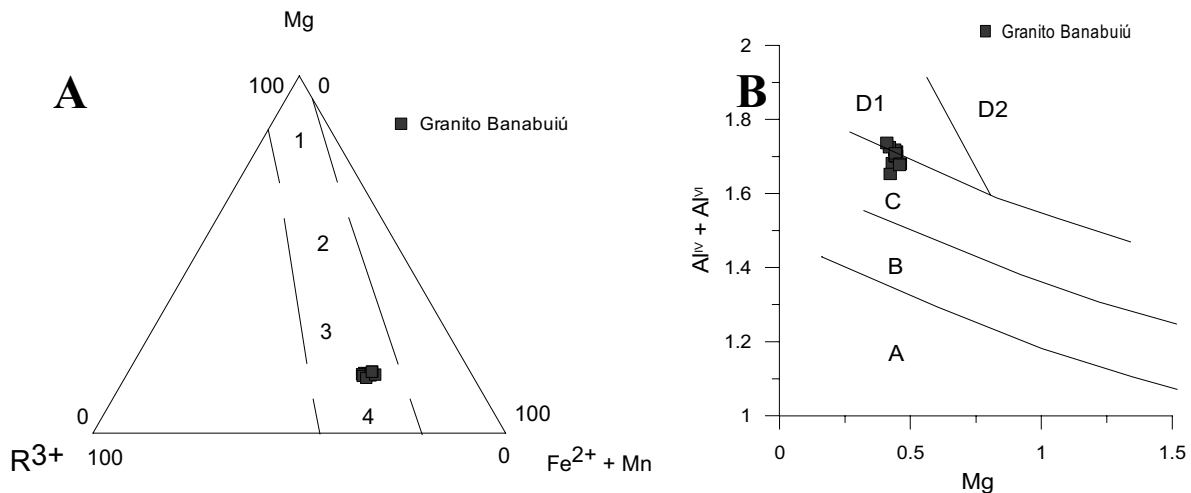


Figura 4 – (a) Representação da composição das biotites do granito banabuiú no diagrama de Foster (1960). Campos: 1 – flogopites; 2 – biotites magnesianas; 3 – biotites ferríferas; 4 – siderofilites; (b) Projecção das biotites do granito de Banabuiú no diagrama Mg versus Al total, segundo Nachit et al. (1985). Campos: A – rochas de séries alcalinas; B – séries subalcalinas; C – séries calco-alcalinas; D1 – séries alumino-potássicas com biotite ± moscovite; D2 – séries alumino potássicas com biotite ± cordierite.

### Geoquímica

Projectando as composições normativas CIPW das amostras do granito de Banabuiú nos diagramas An-Ab-Or (Barker, 1979) e QAP (Le Bas e Streckeisen, 1991), verifica-se que as amostras analisadas se classificam maioritariamente como granitos e monzogranitos, respectivamente (Fig. 5).

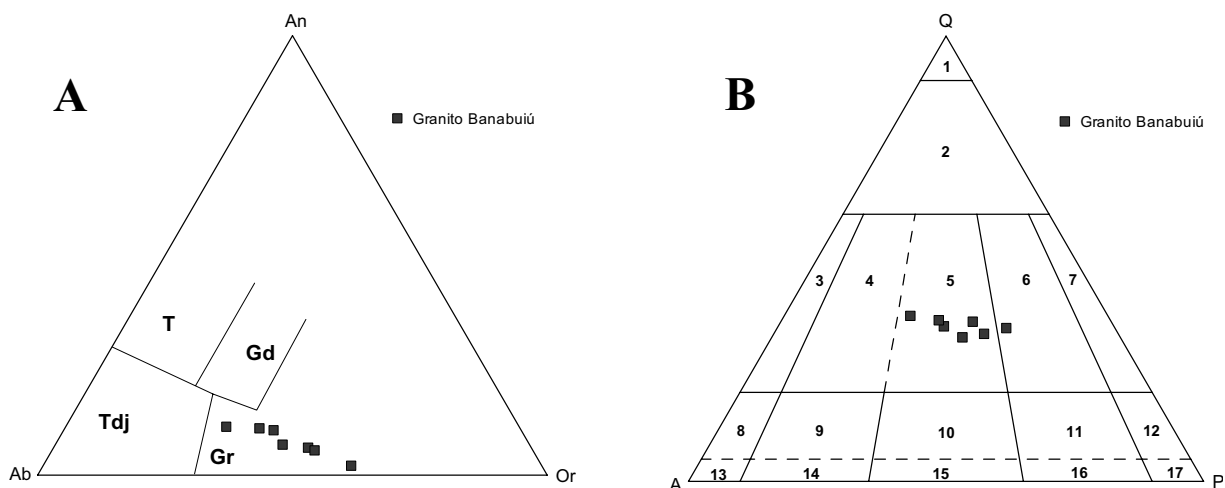


Figura 5 – Classificação do granito de Banabuiú (a) diagrama An-Ab-Or (Barker, 1979). T- tonalitos; Gd- granodioritos; Tdj- trondjemitos; Gr- granitos; (b) diagrama QAP (Le Bas e Streckeisen, 1991). Q- quartzo, A- feldspato alcalino, P- plagioclase. Campos: 1- quartzolito; 2- granitóide rico em quartzo; 3- granito com feldspato alcalino; 4- sienogranito; 5- monzogranito; 6- granodiorito; 7- tonalito; 8- quartzo-sienito com feldspato alcalino; 9- quartzo-sienito; 10- quartzo-monzonito; 11- quartzo-monzodiorito/quartzo-monzogabro; 12- quartzo-diorito/quartzo-gabro; 13- sienito com feldspato alcalino; 14- sienito; 15- monzonito 16- monzodiorito/monzogabro; 17- diorito/gabro.



As suas elevadas razões A/CNK ( $A/CNK = 1,098-1.134$ ) indiciam um carácter fortemente peraluminoso, reforçando a hipótese de uma derivação a partir da fusão parcial de protólitos metassedimentares. Nos diagramas de variação química de elementos maiores, as amostras do granito de Banabuiú definem tendências coerentes de decréscimo de MgO,  $TiO_2$ , MnO, CaO,  $Na_2O$ ,  $P_2O_5$  e aumento de  $SiO_2$  e  $K_2O$  com a diminuição de  $Fe_2O_3t$  (Fig. 6). Os teores de  $Al_2O_3$  também tendem a diminuir dos termos menos evoluídos para os mais diferenciados, embora a ausência de uma correlação positiva clara entre  $Al_2O_3$  e  $Fe_2O_3t$  sugira que o fraccionamento de plagioclase poderá não ter sido suficientemente importante para produzir um empobrecimento regular neste componente. No seu conjunto, as relações observadas mostram que a evolução destes magmas foi controlada por processos de cristalização fraccionada, envolvendo biotite, ilmenite, plagioclase e apatite  $\pm$  monazite. A diminuição sistemática de Sr, Ba, U, Th, Y, Nb, Zr, Hf, La e  $\Sigma TR$  com a diferenciação (Fig. 6) é compatível com a remoção por cristalização fraccionada duma associação mineralógica composta por: plagioclase (Sr) + biotite (Ba, Nb) + apatita/monazita (La,  $\Sigma TR$ ; Th, Y) + zircão (Zr, Hf, U, Th) (Fig. 6).

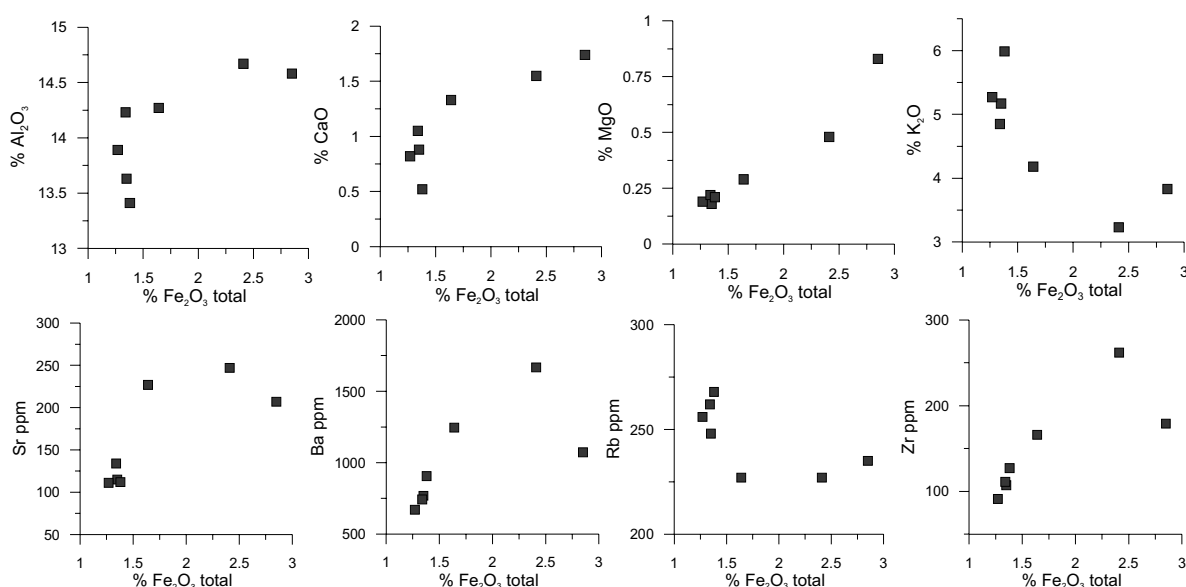


Figura 6 – Diagramas de variação de elementos maiores e vestigiais no granito de Banabuiú.

Os perfis de terras raras das amostras do granito de Banabuiú são caracterizados por: (a) um decréscimo de terras raras leves (TRL) com o aumento da diferenciação; (b) enriquecimento de TRL em relação às terras raras pesadas (TRP) ( $La_N/Yb_N = 32.33-108.75$ ); (c) fracionamento moderado das TRP ( $Gd_N/Yb_N = 2.65-5.12$ ) e (d) presença de anomalias negativas de Eu com amplitude variável ( $Eu/Eu^* = 0.34 - 0.56$ ) (Fig. 7). O seu elevado grau de sub-parallelismo indica que os diferentes termos da sequência derivam do mesmo magma parental. A maioria das amostras exibe anomalias negativas de Eu bem definidas, comprovando o papel determinante desempenhado pelo fraccionamento de plagioclase na diversificação destes magmas. Deve notar-se, contudo, que duas das amostras mais diferenciadas apresentam razões  $Eu/Eu^*$  elevadas, reflectindo provavelmente os efeitos de alguma acumulação de feldspato. Por outro lado, a diminuição de TRL com a diferenciação, assim como o fraccionamento TRL/TRP sugere a participação de apatita e monazite na associação mineral

cuja separação condicionou a passagem dos termos menos diferenciados para os mais evoluídos.

Nos diagramas de discriminação tectónica propostos por Pearce *et al.* (1984), o granito de Banabuiú projecta-se no campo dos granitóides sin-colisionais (SIN-COL) e sin-colisionais e de arco vulcânico (SIN-COL + VAG).

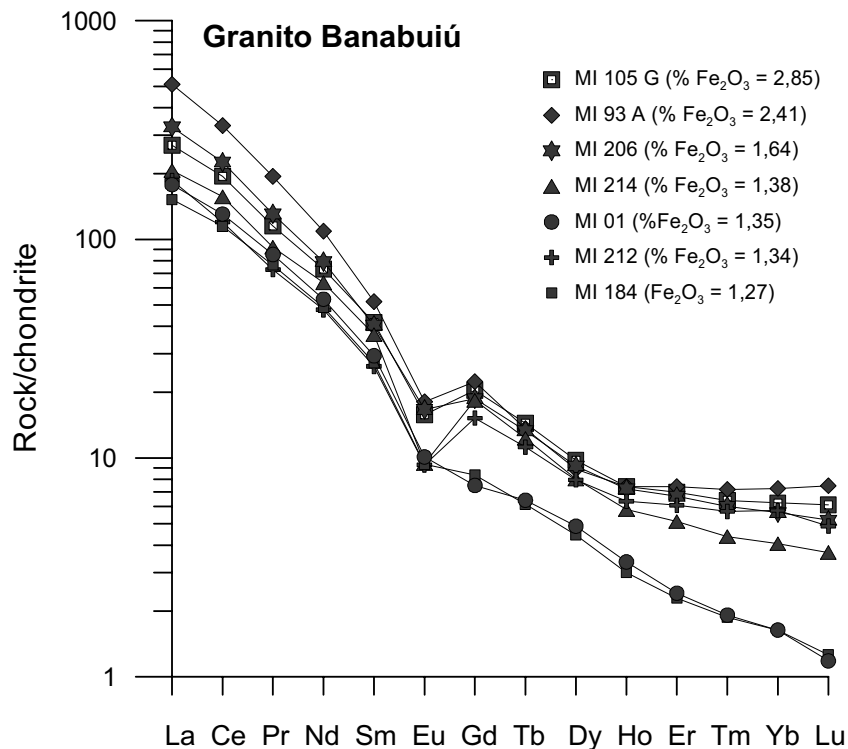


Figura 7 – Padrões de terras raras nas amostras do granito de Banabuiú. Valores normalizados para condrito (Evensen et al. 1978).

### Geologia isotópica

As análises isotópicas U-Pb obtidas em zircões do granito de Banabuiú, no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (Brasil), permitiram datar a sua instalação em  $578,6 \pm 6,5$  Ma (MSWD = 1.7) (Fig. 8). Esta idade, embora ligeiramente mais recente do que a proposta por Arthaud (2005) e Arthaud *et al.* (2008) para os granitos sin-brasileiros de tipo S, é concordante, dentro do limite de erro, com as de outros batólitos graníticos aflorantes na região: Quixadá ( $585 \pm 4,7$  Ma) e Quixeramobim ( $587 \pm 14$  Ma) (Nogueira, 2004). Braumgartner *et al.* (2006) reportam idades semelhantes às determinadas neste trabalho para granitóides com composições análogas da região de Parelhas, Estado do Rio Grande do Norte.

Por outro lado, a presença de zircões zonados no granito de Banabuiú, com idades de núcleo paleoproterozóicas, corrobora a idéia deste granito poder ter sido originado por anatexia crustal de materiais paleoproterozóicos, semelhantes aos encontrados no complexo gnáissico-migmatítico do DCC e confirma a sua filiação de tipo-S (Lima, 2008).

Com base nos dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd obtidos em amostras do granito e dos gnaisses migmatíticos do DCC, calcularam-se as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(580)}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(580)}$  e respectivos

valores de  $\epsilon\text{Sr}_{(580)}$  e  $\epsilon\text{Nd}_{(580)}$  (Tabela 1). Os valores de  $\epsilon\text{Nd}_{(580)}$  do granito são fortemente negativos e sobrepõem-se parcialmente aos do complexo gnáissico migmatítico do DCC ( $\epsilon\text{Nd}_{580} = -12$  to  $-26$ ), sugerindo que o magma parental do granito de Banabuiú poderá ter derivado da fusão parcial destes materiais. Em contraste, as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(580)}$  são mais heterogêneas, provavelmente como resultado da perturbação isotópica do sistema Rb-Sr por processos de fusão em desequilíbrio e/ou alteração hidrotermal tardia. As idades modelo do granito ( $T_{DM} = 2.43$  a  $2.59$  Ga) corroboram a hipótese de uma origem a partir de fontes crustais com longos tempos de residência, tais como as rochas paleoproterozóicas que constituem o encaixante da região estudada (Lima, 2008).

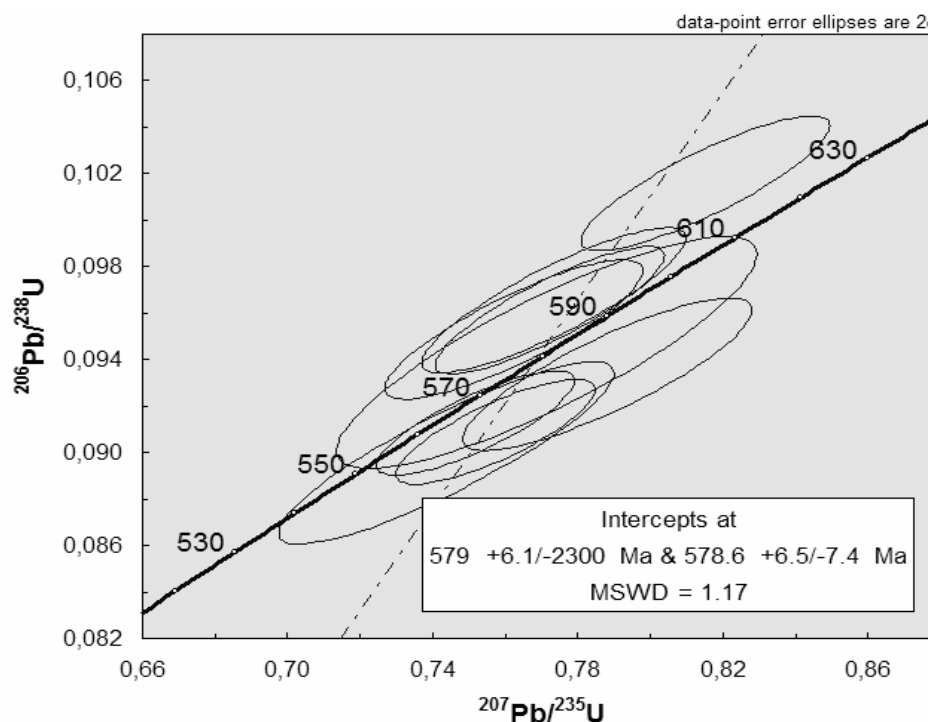


Figura 8 – Idades U-Pb em zircões do granito de Banabuiú.

Tabela 1 – Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd do granito Banabuiú.

<i>Amostras</i>	<i>ppm Sr</i>	<i>ppm Rb</i>	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\epsilon\text{Sr}_{580}$	
MI 93A	247	227	2,66	$0,729933 \pm 3$	57,8	
MI 214	112	268	6,97	$0,779440 \pm 3$	255,2	
MI 01	113,76	257,75	6,59	$0,767471 \pm 4$	129,6	
MI 184	109,89	265,89	7,04	$0,771128 \pm 4$	128,6	
<i>Amostras</i>	<i>ppm Nd</i>	<i>ppm Sm</i>	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}_{580}$	$T_{DM}$
MI 93A	51,6	7,99	0,09	$0,511058 \pm 2$	-23,2	2,43 Ga
MI 214	30	5,65	0,11	$0,511269 \pm 2$	-20,6	2,59 Ga
MI 01	25,2	4,52	0,11	$0,511282 \pm 2$	-19,9	2,45 Ga
MI 184	23,2	4,2	0,11	$0,511304 \pm 2$	-199,6	2,44 Ga

\* - As análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro (LGI-UA).

## Conclusões

O maciço de Banbuiú é constituído por um monzogranito de duas micas, que se instalou sin-cinematicamente com a deformação orogénica brasileira, no Neoproterozóico. As suas características petrográficas, geoquímicas e isotópicas são compatíveis com uma filiação de tipo-S. Por outro lado, as correlações entre a maioria dos elementos maiores e vestigiais (MgO, TiO<sub>2</sub>, MnO, CaO, Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Sr, Ba, U, Th, Y, Nb, Zr, Hf, La e  $\Sigma$ TR) e o índice de diferenciação magmática mostram que a evolução destes magmas foi controlada por processos de cristalização fraccionada, envolvendo uma associação mineralógica composta por plagioclase + biotite + apatite/monazite + zircão. As análises isotópicas U-Pb obtidas em zircões do granito de Banabuiú, no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (Brasil), permitiram datar a sua instalação em  $578,6 \pm 6,5$  Ma, confirmando a sua inclusão no grupo dos granitóides sin-colisionais. Tanto os valores de  $\epsilon$ Nd<sub>(580)</sub> como as idades modelo (T<sub>DM</sub>) do granito de Banabuiú sugerem uma origem por fusão parcial, em grande escala, de protólitos crustais, semelhantes aos encontrados no encaixante da região estudada.

## Agradecimentos

O presente trabalho beneficiou do apoio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo subsídio ao projeto intitulado "PERÍODO DE ALOJAMENTO E RELAÇÕES PETROGENÉTICAS ENTRE PEGMATITOS E ROCHAS ENCAIXANTES DA REGIÃO DE BANABUIÚ-SOLONÓPOLE (CE), SUB-PROVÍNCIA PEGMATÍTICA DO CEARÁ", Processo nº 478313/2006-3 e uma bolsa de mestrado concedida pelo Programa Alban (EO6M103314BR). Agradece-se ainda ao Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Brasília por todo o apoio prestado na realização das análises isotópicas U-Pb e ao co-autor José de Araújo Nogueira Neto pela sua colaboração na obtenção destes dados.

## Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F.F.M., MELCHER, G.C., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. & VANDOROS, P. (1968). Radiometric age determinations from northern Brazil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, V. 18 (1): 3-14.
- ARTHAUD, M.H., VASCONCELOS, A.M., NOGUEIRA NETO, J.A., OLIVEIRA, F.V.C., PARENTE, C.V., MONIÉ, P., LIÉGEOIS, J.P., CABY, R. & FETTER, A.H. (1998). Main Structural Features of Precambrian Domains From Ceará (NE Brazil). *International Conference on Basement Tectonics*, 14th, Ouro Preto, Abstracts. p. 84-85.
- ARTHAUD, M.H. (2005). *Geologia e tectônica no Domínio Ceará Central*. Qualificação ao Doutorado em Geologia, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UNB). 270p.
- ARTHAUD, M.H., CABY, R., FUCK, R.A., DANTAS, E.L., PARENTE, C.V. (2008). Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: PANKHURST, R.J., TROUW, R.A.J., BRITO NEVES, B.B., de WIT M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 294, pp. 49–67. Atttoh, K., 1990. Dahomeyides of Southeastern Ghana: Evidence.
- BARKER, F. (1979). Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: F. Barker (Eds). *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks, Developments in Petrology*, 6. Elsevier, Amsterdam.

- BAUMGARTNER, R., ROLF, L., ROMER, R.L., MORITZ, R., SALLET, R. & CHIARADIA, M. (2006). Columbite-tantalite-bearing granitic pegmatites from the Seridó Belt, NE Brazil: genetic constraints from U-Pb dating and Pb isotopes. *Can. Mineral.* 44: 69-86.
- BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J. & VAN SCHMUS, W.R., (2000). Tectonic History of the Borborema Province, Northeastern Brazil, *Proceedings of the 31<sup>st</sup> International Congress*, Rio de Janeiro, p. 151-182.
- DELGADO, I.M., SOUZA, J.D., SILVA, L.C., SILVEIRA FILHO, N.C., SANTOS R.A., PEDREIRA, A.J., GUIMARÃES, J.T., ANGELIM, L.A.A., VASCONCELOS, A.M., GOMES, I.P., LACERDA FILHO, J.V., VALENTE, R.C., PERROTA, M.M., E HEINECK C.A. (2003). Geotectônica do Escudo Atlântico. in: BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R.M. & GONÇALVES, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, 227-334. CPRM, Brasília, Brasil, 628 pp.
- EVENSEN, N.H., HAMILTON, P.J. & O'NIONS, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondrite meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1199-1212.
- FETTER, A.H. (1999). *U/Pb and Sm/Nd Geochronological Constraints On The Crustal Framework and Geologic History Of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications For The Assembly Of Gondwana*. Department Of Geology, Kansas University, Lawrence, Tese de Doutorado, 164 pp.
- FETTER, A.H., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, T.J.S., NOGUEIRA NETO, J.A. & ARTHAUD, M.H. (2000). U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinent "Atlantica". São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*. 30 (1): 102-106.
- FOSTER, M.D. (1960). Interpretation of trioctahedral micas. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 354-B, p.1-49.
- LE BAS, M.J. & STRECKEISEN, A.L. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *J.Geol.Soc.*, London, 148: 825-833.
- LIMA, M.N. (2008). Caracterização litogeoquímica do granito Banabuiú e seu encaixante (Brasil). Universidade de Aveiro – UA, Portugal. Dissertação de Mestrado. 168p.
- MATTOS, I.C.; ARTUR, A. C. ; NOGUEIRA NETO, J.A. (2003). Caracterização físico-mecânica do Granito Ornamental Serra do Barriga, Sobral/CE: resultados preliminares. In: *IV Simpósio de Rochas Ornamentais do Nordeste*, 2003, Fortaleza, CE. Anais do IV Simpósio de Rochas Ornamentais do Nordeste. Rio de Janeiro : CETEM/SBG, 2003. v. 1. p. 86-93.
- NACHIT, H., RAZAFIMAHEFA, N., STUSSI, J.M. & CARRON, J.P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 301, serie II (11): 813-818.
- NOCKOLDS, S. R. (1947). The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 245: 401-420.
- NOGUEIRA, J.F. (2004). *Estrutura, Geocronologia e Alojamento dos Batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu – Ceará Central*. Universidade Estadual Paulista – UNESP, Rio Claro – São Paulo, Tese de Doutorado. 123p.
- PEARCE, J., HARRIS, N. & TINDLE, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- TAVARES JR., S. S., (1992). *Caracterização litoquímica e geocronologia Rb/Sr das rochas granitoides e ortogneisses da região de Santa Quitéria-Sobral, NW do Ceará*. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Pará. 143p.
- VAN SCHMUS W.R., BRITO NEVES B.B., HACKSPACHER P., FETTER A.H., KOZUCH M., DANTAS, E.L. & BABINSKI, M. (1997). The Borborema Province: A collage of polycyclic crustal domains in NE Brazil. *Livro de resumos do XVII Simpósio de Geologia do Nordeste*. p. 115 -120.

## Geología y geocronología U-Pb del granito de Banabuiú, Noreste de Ceará, Brasil

*Geology and U-Pb geochronology of the Banabuiú granite, Northeastern Ceará, Brazil*

M.N. Lima<sup>1,2</sup>, J.A. Nogueira Neto<sup>3</sup>, M.R. Azevedo<sup>1,2</sup>, B. Valle Aguado<sup>1,2</sup>

### RESUMEN

El macizo de Banabuiú aflora en el Dominio Ceará Central (DCC) de la Provincia de Borborema (NE Brasil) como una intrusión granítica alargada según la dirección N-S, concordante con las estructuras regionales. Está emplazado en rocas del Paleoproterozoico intensamente deformadas y transformadas en gneises y migmatitas durante la Orogenia Brasileña (~600 Ma). Con base en dataciones U-Pb de circones, la edad de cristalización del granito de dos micas de Banabuiú es estimada en  $578,6 \pm 6,5$  Ma. El granito es fuertemente peraluminoso y presenta una signatura geoquímica de tipo-S. Los valores de  $\epsilon\text{Nd}_{580}$  son marcadamente negativos ( $\epsilon\text{Nd}_{580} = -19$  a  $-23$ ) y se sobreponen parcialmente con los del Complejo Gnéisico Migmatítico del DCC ( $\epsilon\text{Nd}_{580} = -12$  a  $-26$ ), sugiriendo que el magma parental del granito ha sido generado a través de la fusión parcial de materiales corticales semejantes a los que se encuentran en el DCC.

**Palabras clave:** Orogenia Brasileña, granitos de dos micas, geocronología U-Pb.

### ABSTRACT

The Banabuiú massif crops out in the Central Ceará Domain (DCC) of the Borborema Province (NE Brasil), as an N-S elongate granite intrusion, concordant with the regional structures. It was emplaced into basement rocks of Paleoproterozoic age, extensively transformed into gneisses and migmatites during the Brazilian orogeny (~600 Ma). Using U-Pb zircon dating, the crystallization age of the Banabuiú syn-kinematic two-mica granite was estimated at  $578.6 \pm 6.5$  Ma. The granite is strongly peraluminous ( $A/CNK = 1,098 - 1,134$ ) and shows a typical S-type geochemical signature. The  $\epsilon\text{Nd}_{580}$  values are strongly negative ( $\epsilon\text{Nd}_{580} = -19$  a  $-23$ ) and partially overlap with those of the Paleoproterozoic gneiss-migmatite complex ( $\epsilon\text{Nd}_{580} = -12$  to  $-26$ ), suggesting that the parental magmas of the Banabuiú granite could have been produced by partial melting of similar crustal materials.

**Key words:** Brazilian Orogeny, two-mica granites, U-Pb geochronology.

### Introducción

El granito de Banabuiú es una de las numerosas intrusiones graníticas emplazadas en la Provincia Borborema (PB) durante el final de la Orogenia Brasileña (~600 Ma). Los terrenos situados en el sector septentrional de esta Provincia fueron subdivididos por Fetter (1999), Fetter *et al.* (2000) y Brito Neves *et al.* (2000) en los siguientes dominios:

a) Dominio del NW del Ceará (NWC), b) Dominio del Ceará Central (DCC) y c) Dominio del Rio Grande del Norte (DRGN). Posteriormente, Arthaud *et al.* (1998) y Arthaud (2005) individualizaron un cuarto dominio, al que designaron Orós-Jaguaribe (DOJ), localizado entre el DCC y el DRGN.

La región de Banabuiú se localiza en el Dominio del Ceará Central (DCC), en el límite con el Dominio Orós Jaguaribe (DOJ). Las principales unidades

<sup>1</sup> Dep. Geociências da Universidade de Aveiro, 3800 Aveiro, Portugal. Email: marthageolima@yahoo.com.br, mazevedo@ua.pt, baguado@ua.pt

<sup>2</sup> Unidad de Investigación GeoBioTec, Portugal

<sup>3</sup> Dep. Geologia da Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-Ceará-Brasil. Email: nogueira@ufc.br

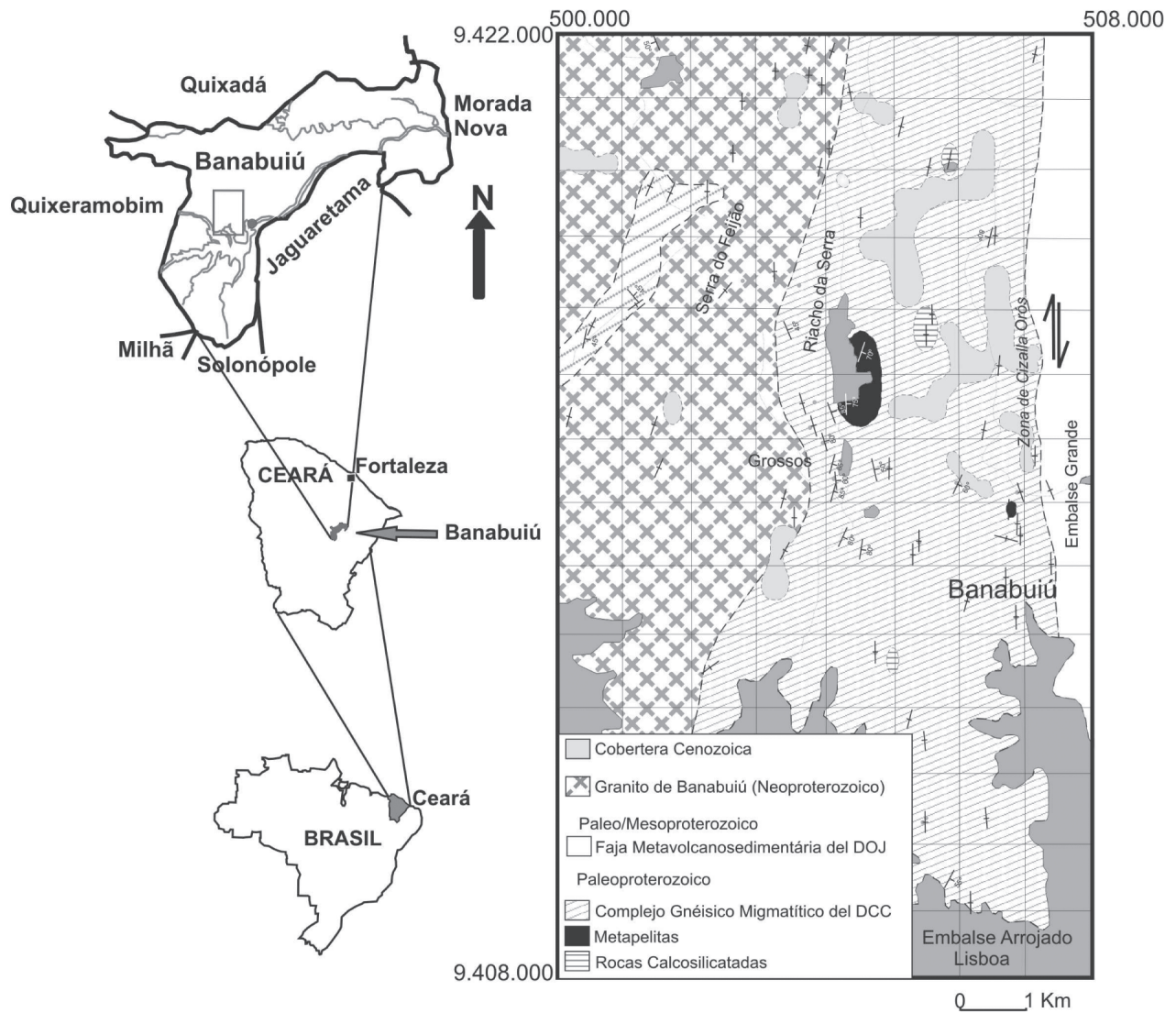


Fig. 1.—Mapa geológico esquemático del área estudiada.

litoestratigráficas en el área son el Complejo Gnésico Migmatítico del DCC, de edad paleoproterozoica, el granito de Banabuiú (Neoproterozoico), las pegmatitas (Fanerozoico) y, por fin, los depósitos de cobertera aluvionar del Cenozoico (fig. 1).

Durante la Orogenia Brasileña, que envolvió la convergencia y subsecuente colisión continental de los cratones San Luis-Oeste Africano y San Francisco-Congo-Kasai (Van Schmus *et al.*, 1997), la Provincia Bororema (PB) sufrió deformación y metamorfismo intensos. La actividad tectónica está predominantemente relacionada con el desarrollo de extensas zonas de cizalla transcurrentes, dexas y senestras, y el metamorfismo alcanza la facies anfi-

bolítica de grado alto y, localmente, las condiciones de la fusión parcial y producción de migmatitas (Delgado *et al.*, 2003). Las edades U-Pb obtenidas por Fetter (1999) en circones de ortogneises y migmatitas de una de las unidades de la Provincia Bororema permitieron datar sus protolitos con 2,15-2,10 Ga (Paleoproterozoico medio).

Con base en criterios tectonometamórficos, Artaud (2005) subdividió los granitoides brasileños del Ceará en los siguientes grupos: a) pre-colisionales; b) sin-colisionales tangenciales, donde incluye granitos de dos micas tipo-S, formados durante el clímax metamórfico (batolitos de Senador Pompeu y Banabuiú); c) sin-colisionales direccionales, gene-



rados durante la fase transcurrente con extrusión lateral (batolitos de Quixeramobim y de Quixadá) y *d*) post-colisionales, asociados al colapso de la cadena brasileña. Las dataciones U-Pb obtenidas por Nogueira (2004) en circones procedentes de los batolitos graníticos sincinemáticos de Senador Pompeu ( $561 \pm 15$  Ma), Quixadá ( $585 \pm 4,7$  Ma) y Quixeramobim ( $587 \pm 14$  Ma), permiten situar el período de emplazamiento de estos magmas en el intervalo 560-590 Ma. Por otro lado, las edades Rb-Sr y U-Pb determinadas en rocas intrusivas post-colisionales varían entre 550 y 520 Ma (Tavares Jr, 1992; Fetter, 1999; Matos *et al.*, 2003).

La transición del Neoproterozoico al Paleozoico estuvo además marcada por importantes procesos generadores de cuerpos pegmatíticos. Las dataciones K-Ar adquiridas en concentrados de moscovita de las pegmatitas de la región de Banabuiú indican edades de  $506 \pm 6,1$  Ma (Lima, 2008), coherentes con el intervalo de edades (470-530 Ma) propuesto por Almeida *et al.* (1968).

### El granito de Banabuiú

El granito de Banabuiú ocupa la parte occidental del área en estudio y constituye un macizo con una forma cartográfica alargada en la dirección N-S, concordante con las estructuras regionales (fig. 1). La facies dominante se caracteriza por una textura homogénea, de grano medio a fino, y por una asociación mineralógica constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y proporciones semejantes de biotita y moscovita (fig. 2A). Dispersos en estos granitoides se observan con frecuencia «schlieren»

biotíticos y enclaves angulosos de los gneises del encajante metamórfico (fig. 2B). En los bordes oriental y occidental del macizo se desarrolla una foliación subvertical con dirección N-S, generalmente de flujo magmático, aunque en algunos lugares muestra indicios de deformación en el estado sólido, sugiriendo que el emplazamiento del magma ha sido controlado tectónicamente, posiblemente por la Zona Cizalla de Orós (fig. 1). Sin embargo, la ausencia de deformación en la mayor parte del macizo indica que la intrusión es relativamente tardía (Lima, 2008). El macizo de Banabuiú está cortado por numerosos filones de cuarzo, aplitas y pegmatitas con espesor y extensión variables que, en ocasiones, se interceptan.

### Petrografía y química mineral

A escala microscópica, el granito de Banabuiú exhibe textura inequigranular, hipidiomórfica a alotriomórfica, con tamaño de grano fino a medio y contiene como minerales esenciales cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita (fig. 3). Circón, apatito y minerales opacos son las fases accesorias más comunes (fig. 3), mientras que sericita y clorita se presentan como productos de la alteración de los minerales primarios. El cuarzo, en granos anhedrales con dimensiones comprendidas entre 0,1 mm y 3 mm, tiene carácter esencialmente intersticial y la extinción ondulante que a veces presenta indica la poca deformación a que han sido sometidas las rocas. Ocasionalmente aparece como inclusiones redondeadas dentro de cristales de feldespato potásico y plagioclasa.

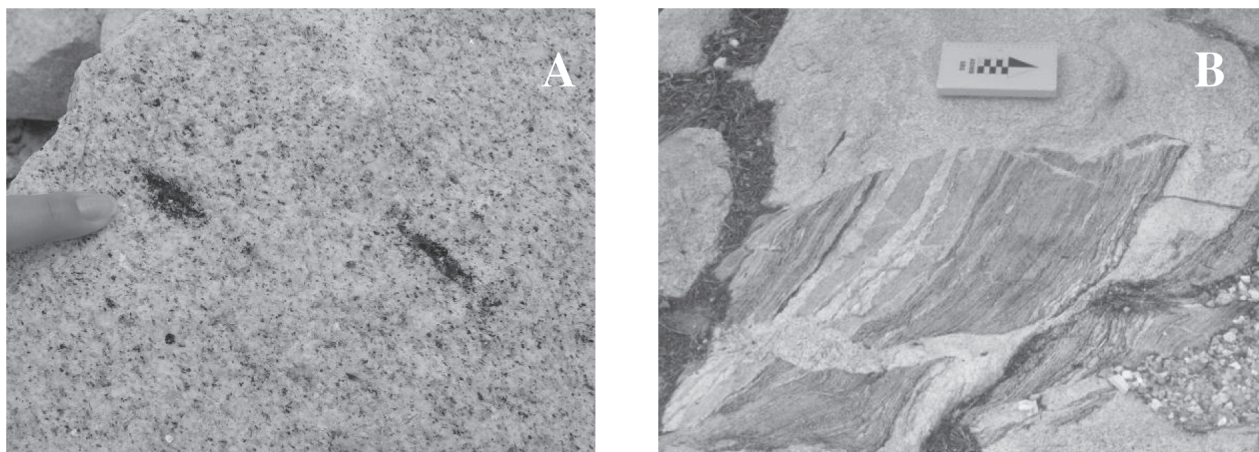


Fig. 2.—Aspectos del granito de Banabuiú en afloramiento: A) «schlieren» biotíticos en el granito de Banabuiú; B) enclaves de gneises del encajante en el granito.



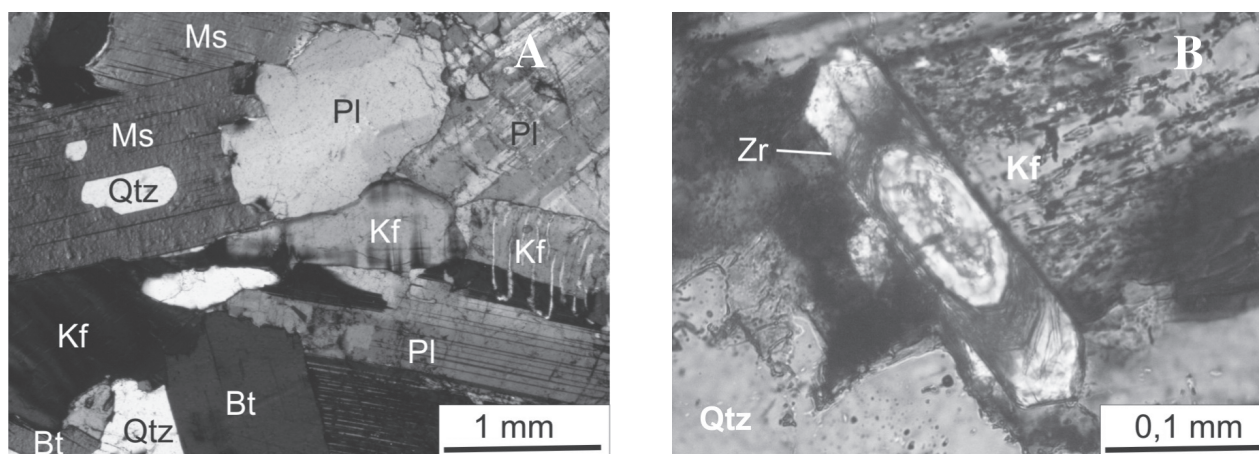


Fig. 3.—Microfotografías del granito de Banabuiú: A) Aspecto general del granito (Qtz: cuarzo, Ms: moscovita, Bt: biotita, Pl: plagioclasa, Kf: feldespato potásico); B) Detalle de un cristal idiomorfo de circón en la matriz del granito.

El feldespato potásico constituye, predominantemente, cristales xenomorfos e intersticiales (0,25-3 mm). Presenta la macla típica de la microclina combinada a veces con la de Carlsbad, textura micro- a criptopertítica y composición variable, entre  $Or_{81}$  y  $Or_{94}$ . Con frecuencia, en los contactos con la plagioclasa se observan mirmequitas. Además de cuarzo, posee inclusiones de diminutas láminas de biotita y, aunque menos abundantes, también de cristales de plagioclasa. La plagioclasa se presenta en cristales hipidiomorfos y xenomorfos, con dimensiones que varían entre 0,25 mm y 2,5 mm, encontrándose frecuentemente sericitizada y microfisurada. Muestra la macla polisintética de la albita y zonado óptico poco marcado. En términos químicos, se clasifica como oligoclasa y albita ( $\%An = 27 - 8$ ).

La biotita es la principal fase máfica de estas rocas. Aparece como cristales hipidiomorfos, con fuerte pleocroísmo, entre marrón rojizo ( $\gamma$  y  $\beta$ ) y marrón claro ( $\alpha$ ), y dimensiones que no superan los 2 mm. Químicamente, las biotitas del granito de Banabuiú se proyectan en la zona de transición entre el campo de las biotitas ferríferas y el de las siderofilas (Foster, 1960). En el diagrama de Nockolds (1947), se sitúan en el campo de las biotitas que coexisten con moscovita, mientras que en el esquema de clasificación de Nachit *et al.* (1985) muestran afinidades con las series aluminopotásicas, lo que sugiere una procedencia cortical para el granito de Banabuiú (fig. 4). Los cristales de biotita están, con frecuencia, alterados a clorita (pseudoturingita), en particular a lo largo de los planos de exfoliación.

La moscovita primaria se encuentra, en general, como cristales hipidiomorfos (0,5-2 mm) dispersos en la matriz de la roca. Puede incluir total o parcialmente granos xenomorfos de feldespato potásico y de cuarzo. El circón normalmente se presenta como inclusiones rodeadas de aureolas pleocroicas en cristales de biotita, aunque también se observan pequeños prismas idiomorfos asociados a los otros minerales constituyentes de la roca (fig. 3). El apatito aparece según pequeños cristales incoloros, con relieve alto y color de interferencia gris del primer orden y, al igual que los minerales opacos, está preferentemente asociado a la biotita.

Las características petrográficas del granito de Banabuiú, en particular la presencia en proporciones semejantes de biotita y moscovita, sugieren que el granito deriva de un magma félsico rico en agua y composición peraluminosa, generado en condiciones de anatexia cortical.

## Geoquímica

En el granito de Banabuiú se han llevado a cabo análisis de roca total de 7 muestras, incluyendo elementos mayores, elementos traza y tierras raras. Los análisis completos se muestran en las tablas 1 y 2.

La proyección de las composiciones normativas CIPW de las muestras del granito de Banabuiú en los diagramas An-Ab-Or (Barker, 1979) y QAP (Le Bas & Streckeisen, 1991) pone de manifiesto que la mayoría de las muestras analizadas se clasifican como granitos y monzogranitos, respectivamente (fig. 5).

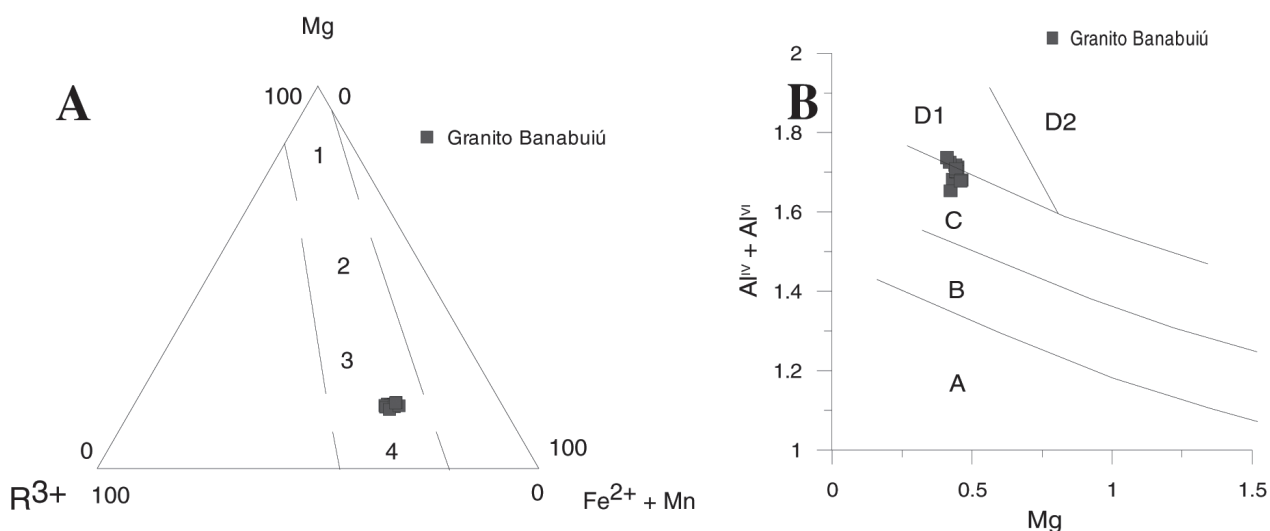


Fig. 4.—A) Representación de la composición de biotitas del granito de Banabuiú en el diagrama de Foster (1960). 1) flogopitas; 2) biotitas magnesianas; 3) biotitas ferríferas; 4) siderofilas. B) Proyección de las biotitas del granito de Banabuiú en el diagrama Mg versus Al total, según Nachit *et al.* (1985). A: rocas de series alcalinas; B: series subalcalinas; C: series calco-alcalinas; D1: series aluminopotásicas con biotita ± moscovita; D2: series aluminopotásicas con biotita ± cordierita.

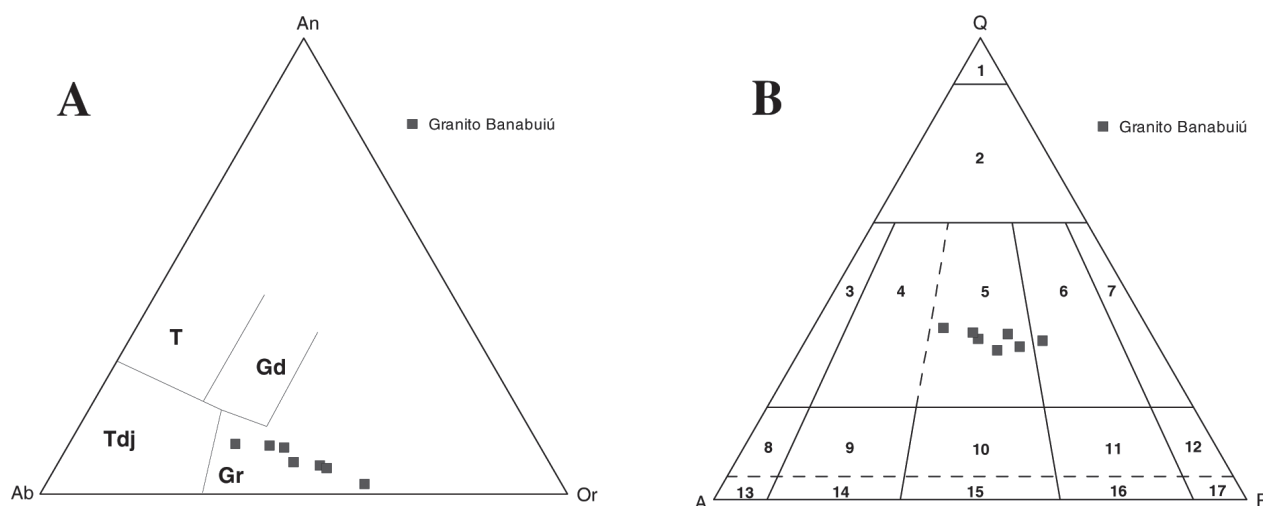


Fig. 5.—Proyección de las muestras del granito de Banabuiú en los diagramas An-Ab-Or (Barker, 1979) y QAP (Le Bas & Streckeisen, 1991). A) Diagrama An-Ab-Or. T: tonalitas; Gd: granodioritas; Tdj: trondjemitas; Gr: granitos. B) Diagrama QAP (cuarzo-feldespato alcalino-plagioclasa). 1) Cuarzolita; 2) granitoide rico en cuarzo; 3) granito con feldespato alcalino; 4) sienogranito; 5) monzogranito; 6) granodiorita; 7) tonalita; 8) cuarzo-sienita con feldespato alcalino; 9) cuarzo-sienita; 10) cuarzo-monzonita; 11) cuarzo-monzodiorita/cuarzo-monzogabro; 12) cuarzo-diorita/cuarzo-gabro; 13) sienita con feldespato alcalino; 14) sienita; 15) monzonita; 16) monzodiorita/monzogabro; 17) diorita/gabro.

Los elevados valores del índice A/CNK ( $A/CNK = 1,098 - 1,134$ ) indican un carácter fuertemente peraluminoso, reforzando la hipótesis de una génesis a partir de la fusión parcial de protolitos metasedimentarios. En los diagramas de variación química de elementos mayores, las muestras del granito de Banabuiú definen tendencias coherentes, donde se aprecia disminución de MgO, TiO<sub>2</sub>, MnO, CaO,

Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y aumento de SiO<sub>2</sub> y K<sub>2</sub>O cuando disminuye el contenido en Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> (fig. 6). Los contenidos en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> también tienden a disminuir cuando aumenta la diferenciación geoquímica, aunque la ausencia de una correlación positiva clara entre Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> sugiere que el fraccionamiento de la plagioclasa podrá no haber sido suficientemente importante como para producir el empobrecimiento

Tabla 1.—Análisis químicos de elementos mayores (% peso) y traza (ppm) del granito Banabuiú

	MI-01	MI-184	MI-93A	MI-206	MI-212	MI-214	MI-105G
SiO <sub>2</sub>	74,01	75,22	73,07	73,74	74,08	74,82	70,17
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,12	0,27	0,21	0,12	0,14	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,63	13,89	14,67	14,27	14,23	13,41	14,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	1,35	1,27	2,41	1,64	1,34	1,38	2,85
MnO	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,05
MgO	0,18	0,19	0,48	0,29	0,22	0,21	0,83
CaO	0,88	0,82	1,55	1,33	1,05	0,52	1,74
Na <sub>2</sub> O	3,17	3,07	4,12	3,45	3,69	2,59	3,58
K <sub>2</sub> O	5,17	5,27	3,23	4,18	4,85	5,99	3,83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,10	0,15	0,07	0,11	0,20	0,35
LOI	0,61	0,68	0,93	0,43	0,50	0,53	1,17
Total	99,23	100,60	100,90	99,63	100,20	99,81	99,48
Sc	3	3	3	4	2	1	5
Be	3	3	2	3	5	2	5
V	< 5	< 5	18	14	7	< 5	26
Cr	20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	1	1	3	2	1	1	5
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	30	30	< 10	20	420	< 10
Zn	40	40	80	60	50	50	100
Ga	19	20	23	24	22	17	24
Ge	1,1	1,1	0,8	1,2	1,5	0,9	1,1
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	248	256	227	227	262	268	235
Sr	115	111	247	227	134	112	207
Y	6,9	6,4	12,5	12,6	11,8	9,8	13,4
Zr	107	91	262	166	111	127	179
Nb	7,6	7,5	12,0	16,8	12,4	7,5	17,7
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	2,40	< 0,5
In	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Sn	1	1	3	4	4	1	4
Cs	2,1	2,1	2,6	2,7	7,4	1,9	6,6
Ba	768	670	1.668	1.246	742	905	1.072
Hf	3,7	3,3	6,9	4,8	3,4	4,1	5,0
Ta	1,13	1,04	0,86	1,95	2,00	0,80	1,77
W	0,5	0,6	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Pb	49	70	31	31	29	42	26
Bi	3,8	3,7	0,2	< 0,1	0,4	1,1	0,5
Th	27,4	24,4	51	33,6	27	25,1	24,6
U	4,7	3,3	5,2	3,2	5,9	3,3	3,4

Tabla 2.—Análisis de tierras raras (ppm) del granito de Banabuiú

	MI-01	MI-184	MI-93A	MI-206	MI-212	MI-214	MI-105G
La	43,50	37,20	125,00	79,90	45,50	50,50	65,80
Ce	83,20	73,20	211,00	144,00	76,50	100,00	124,00
Pr	8,21	7,36	18,70	12,60	7,01	8,87	11,10
Nd	25,20	23,20	51,60	37,50	22,60	30,00	34,70
Sm	4,52	4,20	7,99	6,24	4,04	5,65	6,41
Eu	0,59	0,54	1,05	0,97	0,54	0,55	0,92
Gd	1,53	1,71	4,56	3,82	3,11	3,75	4,17
Tb	0,24	0,23	0,51	0,50	0,42	0,46	0,54
Dy	1,24	1,13	2,26	2,34	2,02	2,04	2,48
Ho	0,19	0,17	0,42	0,41	0,36	0,33	0,42
Er	0,40	0,38	1,23	1,11	1,01	0,85	1,16
Tm	0,05	0,05	0,18	0,15	0,15	0,11	0,16
Yb	0,27	0,27	1,20	0,93	0,95	0,67	1,03
Lu	0,03	0,03	0,19	0,13	0,12	0,09	0,16
Total	169,17	149,67	425,89	290,60	164,33	203,87	253,04

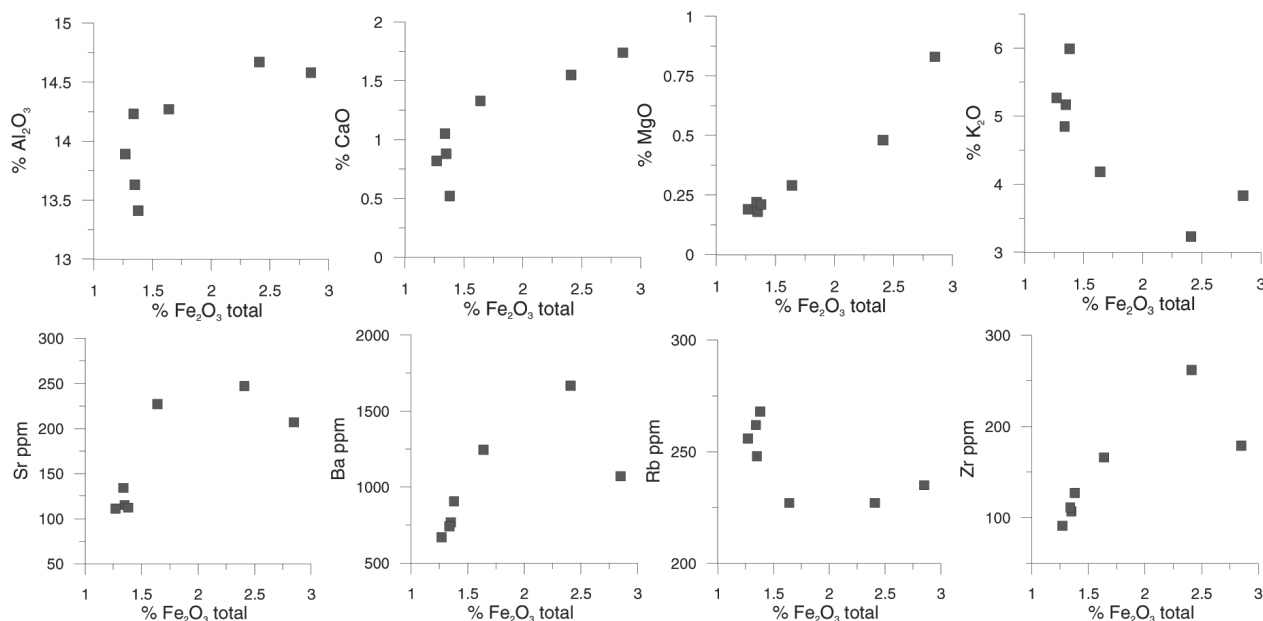


Fig. 6.—Diagramas de variación de elementos mayores y traza en el granito de Banabuiú.

regular del aluminio. En conjunto, las relaciones observadas muestran que la evolución de estos magmas estuvo controlada por procesos de cristalización fraccionada, envolviendo biotita, ilmenita, plagioclasa y apatito  $\pm$  monacita. La disminución sistemática de Sr, Ba, U, Th, Y, Nb, Zr, Hf, La y  $\Sigma$ TR a medida que tiene lugar la diferenciación (fig. 6) es compatible con la movilización por cristalización fraccionada de una asociación mineralógica constituida por plagioclasa (Sr) + biotita (Ba, Nb) + apatito/monacita (La,  $\Sigma$ TR; Th, Y) + circón (Zr, Hf, U, Th) (fig. 6).

Los diagramas de tierras raras de las muestras del granito de Banabuiú se caracterizan por (fig. 7): a) disminución de las tierras raras leves (TRL) con el aumento de la diferenciación; b) enriquecimiento de las TRL con respecto a las tierras raras pesadas (TRP) ( $La_N/Yb_N = 32,33 - 108,75$ ); c) moderado fraccionamiento de las TRP ( $Gd_N/Yb_N = 2,65 - 5,12$ ), y d) presencia de anomalías negativas de Eu de amplitud variable ( $Eu/Eu^* = 0,34 - 0,56$ ). El paralelismo de los perfiles es elevado, lo que indica que los diferentes términos de la secuencia derivan del mismo magma parental. La mayor parte de las muestras presenta anomalías negativas de Eu bien definidas, demostrando el papel determinante del fraccionamiento de la plagioclasa en la diversificación magmática. No obstante, dos de las muestras más diferenciadas poseen valores  $Eu/Eu^*$  elevados,

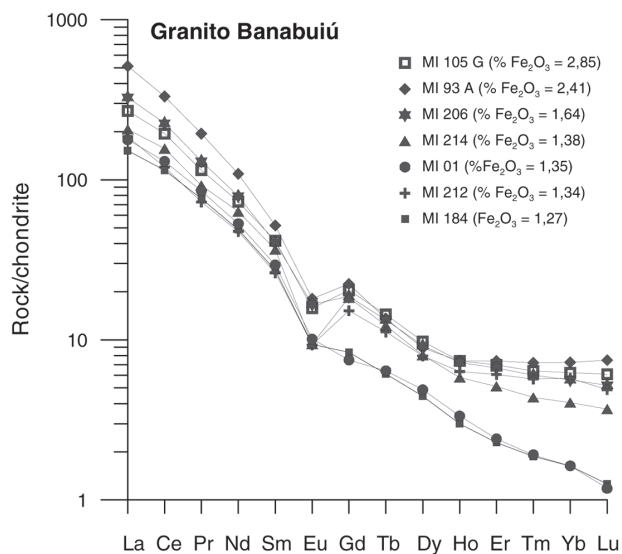


Fig. 7.—Perfiles de tierras raras en las muestras del granito de Banabuiú. Valores normalizados a condrito (Evensen *et al.*, 1978).

reflejando probablemente los efectos de alguna acumulación de feldespato. Por otro lado, la disminución de TRL con la diferenciación, así como el fraccionamiento TRL/TRP, sugiere la participación de apatito y monacita en la asociación mineralógica cuya separación condicionó el paso de los términos menos diferenciados a los más diferenciados.

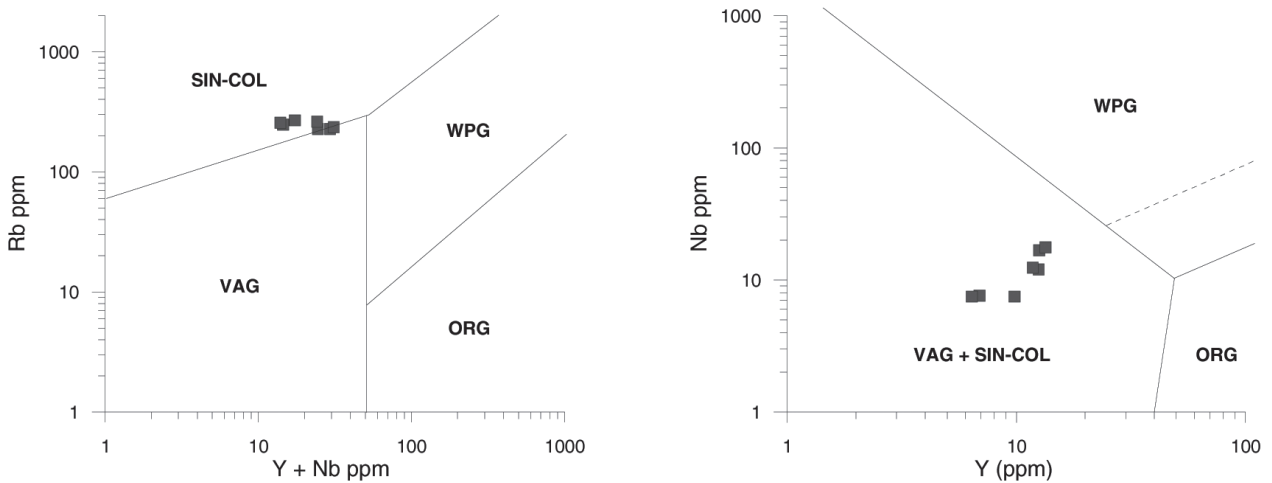


Fig. 8.—Proyección de las muestras del granito de Banabuiú en los diagramas de discriminación tectónica (Pearce *et al.*, 1984). ORG: granitoides de corteza oceánica; SIN-COL: granitoides sin-colisionales; SIN-COL + VAG: granitoides sin-colisionales de arco volcánico; VAG: granitoides de arco volcánico; WPG: granitoides intraplaca.

En los diagramas de discriminación tectónica propuestos por Pearce *et al.* (1984), el granito de Banabuiú se proyecta en el campo de los granitoides sin-colisionales (SIN-COL) y sin-colisionales de arco volcánico (SIN-COL + VAG) (fig. 8).

### Geología isotópica

Los análisis isotópicos U-Pb obtenidos en circones del granito de Banabuiú, en el Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidad de Brasilia (Brasil), permiten situar la edad del emplazamiento en los  $578,6 \pm 6,5$  Ma (MSWD = 1,7) (fig. 9).

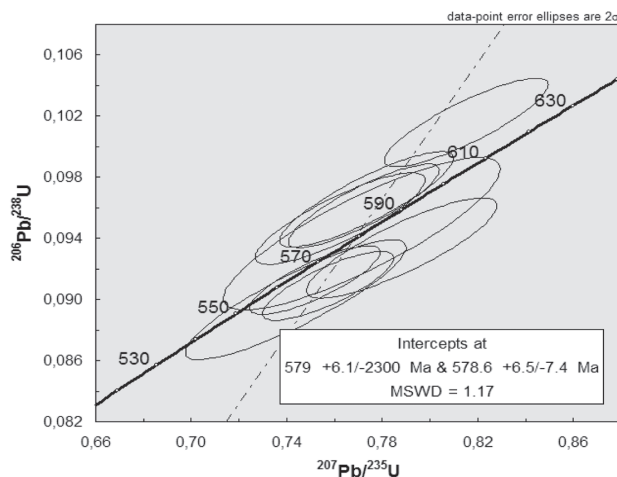


Fig. 9.—Edades U-Pb en circones del granito de Banabuiú.

Esta edad, aunque ligeramente más reciente que la propuesta por Arthaud (2005) y Arthaud *et al.* (2008) para los granitos sin-brasilienses de tipo-S, es concordante, teniendo en cuenta los márgenes de error, con las de otros batolitos presentes en la región: Quixadá ( $585 \pm 4,7$  Ma) y Quixeramobim ( $587 \pm 14$  Ma) (Nogueira, 2004). Braumgartner *et al.* (2006) refieren edades semejantes a las obtenidas en este trabajo para granitoides, con composición análoga, de la región de Parelhas, Estado de Rio Grande do Norte.

Por otro lado, la presencia de circones zonados en el granito de Banabuiú, con núcleos de edades paleoproterozoicas corrobora la idea de que estos granitos han sido originados a través de la anatexia cortical de materiales paleoproterozoicos, semejantes a los que se encuentran en el Complejo Gnéisico Migmatítico del DCC y confirma su filiación tipo-S (Lima, 2008).

Con base en los datos isotópicos Rb-Sr y Sm-Nd adquiridos en muestras del granito y de los gneises migmatíticos del DCC, se han calculado las razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(580)}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(580)}$  así como los respectivos valores de  $\epsilon\text{Sr}_{(580)}$  y  $\epsilon\text{Nd}_{(580)}$  (tabla 3). El  $\epsilon\text{Nd}_{(580)}$  presenta valores negativos muy acusados y se superponen parcialmente a los del Complejo Gnéisico Migmatítico del DCC ( $\epsilon\text{Nd}_{580} = -12$  y  $-26$ ), sugiriendo que el magma parental del granito de Banabuiú podría haber derivado de la fusión parcial de estos materiales. En contraste, las razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(580)}$  son más heterogéneas, debido posiblemente a la perturbación isotópica del sistema Rb-Sr

Tabla 3.—Análisis isotópicos Rb-Sr y Sm-Nd del granito de Banabuiú

Muestras	ppm Sr	ppm Rb	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\epsilon\text{Sr}_{580}$	
MI 93A	247	227	2,66	$0,729933 \pm 3$	57,8	
MI 214	112	268	6,97	$0,779440 \pm 3$	255,2	
MI 01	113,76	257,75	6,59	$0,767471 \pm 4$	129,6	
MI 184	109,89	265,89	7,04	$0,771128 \pm 4$	128,6	
Muestras	ppm Nd	ppm Sm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}_{580}$	$T_{\text{DM}}$
MI 93A	51,6	7,99	0,09	$0,511058 \pm 2$	-23,2	2,43 Ga
MI 214	30	5,65	0,11	$0,511269 \pm 2$	-20,6	2,59 Ga
MI 01	25,2	4,52	0,11	$0,511282 \pm 2$	-19,9	2,45 Ga
MI 184	23,2	4,2	0,11	$0,511304 \pm 2$	-199,6	2,44 Ga

\* Los análisis isotópicos Rb-Sr y Sm-Nd fueron realizados en el Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidad de Aveiro, Portugal (LGI-UA).

por procesos de fusión en desequilibrio y/o por alteración hidrotermal tardía. Las edades modelo del granito ( $T_{\text{DM}} = 2,43$  a  $2,59$  Ga) confirman la hipótesis de un origen a partir de fuentes corticales con un tiempo de residencia largo, tales como las rocas paleoproterozoicas que constituyen el encajante de la región estudiada (Lima, 2008).

## Conclusiones

El macizo de Banabuiú está constituido por un monzogranito de dos micas cuyo emplazamiento fue sin-cinemático tardío con respecto a la deformación orogénica brasiliense, en el Neoproterozoico. Sus características petrográficas, geoquímicas e isotópicas son compatibles con una filiación de tipo-S. Por otro lado, las correlaciones entre la mayor parte de los elementos mayores y trazas ( $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Sr, Ba, U, Th, Y, Nb, Zr, Hf, La y  $\Sigma\text{TR}$ ) y el índice de diferenciación magmática muestran que la evolución del magma estuvo controlada por procesos de cristalización fraccionada, envolviendo una asociación mineralógica formada por plagioclasa + biotita + apatito/monacita + circón. Los análisis isotópicos U-Pb obtenidos en circones del granito de Banabuiú dan una edad de emplazamiento de  $578,6 \pm 6,5$  Ma, confirmando su inclusión en el grupo de los granitoides sin-colisionales. Tanto los valores de  $\epsilon\text{Nd}_{(580)}$  como los de las edades modelo ( $T_{\text{DM}}$ ) del granito sugieren una génesis por fusión parcial a gran escala de protolitos corticales, semejantes a los que se encuentran en el encajante metamórfico de la región estudiada.

## AGRADECIMENTOS

Este trabajo se ha beneficiado del apoyo del Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) a través del proyecto titulado «Período de alojamento e relações petrogenéticas entre pegmatitos e rochas encaixantes da região de Banabuiú-Solonópole (CE), sub-província pegmatítica do Ceará», Proceso nº 478313/2006-3 y de una beca concedida por el Programa Alban (EO6M103314BR). Los autores agradecen también al Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidad de Brasília por el apoyo concedido para la obtención de los datos isotópicos.

## Referencias

- Almeida, F.F.M.; Melcher, G.C.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. & Vandomos, P. (1968). Radiometric age determinations from northern Brazil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 18: 3-14.
- Arthaud, M.H.; Vasconcelos, A.M.; Nogueira Neto, J.A.; Oliveira, F.V.C.; Parente, C.V.; Monié, P.; Liégeois, J.P.; Caby, R. & Fetter, A.H. (1998). Main Structural Features of Precambrian Domains From Ceará (NE Brazil). *International Conference on Basement Tectonics*, 14th, Ouro Preto, Abstracts: 84-85.
- Arthaud, M.H. (2005). *Geologia e tectônica no Domínio Ceará Central*. Qualificação ao Doutorado em Geologia, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UNB), 270 pp.
- Arthaud, M.H.; Caby, R.; Fuck, R.A.; Dantas, E.L. & Parente, C.V. (2008). Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region* (Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. & De Wit M.J., eds.). Geological Society, London, Special Publications, 294: 49-67.

- Barker, F. (1979). Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks* (F. Barker, ed.), Developments in Petrology 6, Elsevier, Amsterdam, 1-12.
- Baumgartner, R.; Rolf, L.; Romer, R.L.; Moritz, R.; Sallet, R. & Chiaradia, M. (2006). Columbite-tantalite-bearing granitic pegmatites from the Seridó Belt, NE Brazil: genetic constraints from U-Pb dating and Pb isotopes. *Canadian Mineralogist*, 44: 69-86. doi:10.2113/gscanmin.44.1.69
- Brito Neves, B.B.; Santos, E.J. & Van Schmus, W.R., (2000). Tectonic History of the Borborema Province, Northeastern Brazil, *Proceedings of the 31<sup>st</sup> International Congress*, Rio de Janeiro: 151-182.
- Delgado, I.M.; Souza, J.D.; Silva, L.C.; Silveira Filho, N.C.; Santos, R.A.; Pedreira, A.J.; Guimarães, J.T.; Angelim, L.A.A.; Vasconcelos, A.M.; Gomes, I.P.; Lacerda Filho, J.V.; Valente, R.C.; Perrota, M.M. & E Heineck, C.A. (2003). Geotectônica do Escudo Atlântico. In: *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil* (Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M. & Gonçalves, J.H., eds.). CPRM, Brasília, Brasil, 227-334.
- Evensen, N.H.; Hamilton, P.J. & O'Nions, R.K. (1978). Rare earth abundances in chondrite meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 1199-1212. doi:10.1016/0016-7037(78)90114-X
- Fetter, A.H. (1999). *U/Pb and Sm/Nd Geochronological Constraints On The Crustal Framework and Geologic History Of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications For The Assembly Of Gondwana*. PhD Thesis, Department of Geology, Kansas University, Lawrence, 164 pp.
- Fetter, A.H.; Van Schmus, W.R.; Santos, T.J.S.; Nogueira Neto, J.A. & Arthaud, M.H. (2000). U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinent «Atlantica». São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 102-106.
- Foster, M.D. (1960). Interpretation of trioctahedral micas. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 354-B: 1-49.
- Le Bas, M.J. & Streckeisen, A.L. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society of London*, 148: 825-833. doi:10.1144/gsjgs.148.5.0825
- Lima, M.N. (2008). *Caracterização litogeoquímica do granito Banabuiú e seu encaixante (Brasil)*. Tesis de Mestrado. Universidade de Aveiro, Portugal, 168 pp.
- Mattos, I.C.; Artur, A.C.; Nogueira Neto, J.A. (2003). Caracterização físico-mecânica do Granito Ornamental Serra do Barriga, Sobral/CE: resultados preliminares. *Anais do IV Simpósio de Rochas Ornamentais do Nordeste*, Rio de Janeiro, CETEM/SBG, 1: 86-93.
- Nachit, H.; Razafimahefa, N.; Stussi, J.M. & Carron, J.P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 301: 813-818.
- Nockolds, S.R. (1947). The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *American Journal of Science*, 245: 401-420.
- Nogueira, J.F. (2004). *Estrutura, Geocronologia e Alojamento dos Batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu – Ceará Central*. Tesis Doctoral. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, São Paulo, 123 pp.
- Pearce, J.; Harris, N. & Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Tavares Jr., S.S., (1992). *Caracterização litoquímica e geocronologia Rb/Sr das rochas granitóides e ortognaisses da região de Santa Quitéria-Sobral, NW do Ceará*. Tesis de Mestrado. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Pará, 143 pp.
- Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B.; Hackspacher, P.; Fetter, A.H.; Kozuch, M.; Dantas, E.L. & Babinski, M. (1997). The Borborema Province: A collage of polycyclic crustal domains in NE Brazil. *Livro de resumos do XVII Simpósio de Geologia do Nordeste*, 115-120.

Recibido el 18 de enero de 2010

Aceptado el 7 de abril de 2010

Publicado online el 9 de junio de 2010





**Geologia e geocronologia do Complexo Gnáissico-Migmatítico da região de Banabuiú, Domínio Ceará Central (DCC) – Nordeste do Brasil: resultados preliminares**

***Geology and geochronology of the Gneiss-Migmatite Complex from the Banabuiú region, Central Ceará Domain (CCD) – Northeastern Brazil: preliminary results***

M.N. Lima<sup>1,2</sup>, M.R. Azevedo<sup>1,2</sup>, J.A. Nogueira Neto<sup>3</sup>, B. Valle Aguado<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, Aveiro, Portugal

<sup>2</sup> Unidade de Investigação GeoBioTec

<sup>3</sup> Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará – UFC, Fortaleza, Ceará, Brasil

**Resumo**

Neste trabalho, apresentam-se as idades U-Pb obtidas por LA-MC-ICP-MS em zircões de uma amostra de diatexito leucocrático do complexo gnáissico migmatítico do Domínio Ceará Central (DCC) (NE Brasil). A presença de zircões concordantes ou subconcordantes com idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  em torno dos 600 Ma apoia a hipótese dos processos de migmatização que afectaram este complexo terem ocorrido essencialmente durante a Orogenia Brasileira (630-520 Ma). Um grande número de cristais analisados mostra uma idade na concórdia de  $2095 \pm 33$  Ma (MSWD = 2.1) e parecem representar uma componente herdada que data um importante evento orogénico paleoproterozóico (Transamazónico?). Deste modo, sugere-se que os protólitos metassedimentares a partir dos quais se geraram os migmatitos do DCC resultaram da erosão de um substrato ígneo cratonizado com uma idade de  $2095 \pm 33$  Ma.

**Palavras chave:** complexo gnáissico-migmatítico, diatexitos, idades U-Pb, zircões.

**Abstract**

This work presents the U-Pb zircon ages obtained by LA-MC-ICP-MS in one sample of a leucocratic diatexite from the gneiss-migmatite complex of the Central Ceará Domain (CCD) (NE Brazil). The presence of concordant and subconcordant zircon crystals with  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages around 600 Ma supports the hypothesis that the migmatization processes affecting this complex took place during the Brazilian orogenic cycle (630-520 Ma). Many of the analysed crystals define a concordia age of  $2095 \pm 33$  Ma (MSWD = 2.1) and appear to represent an inherited component dating a major paleoproterozoic orogenic event (Transamazonian?). It is therefore suggested that the metasedimentary protoliths of the CCD migmatites were formed by the erosion of an igneous cratonic basement with an age of  $2095 \pm 33$ .

**Keywords:** gneiss-migmatite complex, diatexites, U-Pb zircon ages.



## 1. Enquadramento geológico

A região de Banabuiú localiza-se na parte setentrional da Província Borborema (PB), no nordeste do Brasil. Segundo Arthaud *et al.* (1998) e Arthaud (2005), o sector setentrional da PB pode ser subdividido em quatro grandes domínios geotectónicos: (1) o Domínio do NW do Ceará (NWC), também conhecido como Domínio Médio Coreaú (DMC); (2) o Domínio do Ceará Central (DCC); (3) o Domínio Orós - Jaguaribe (DOJ) e (4) o Domínio do Rio Grande do Norte (DRGN) (Figura 1).

A área em estudo inclui-se inteiramente no DCC, junto à fronteira com o DOJ. O limite entre os dois domínios é marcado por uma importante zona de cisalhamento dextra, com orientação N-S, denominada Zona de Cisalhamento Orós (ZCO). Os terrenos mais antigos do DCC afloram no Bloco de Tróia – Pedra Branca e são compostos por materiais arcaicos das séries granito-greenstone e granitos-gnáissicos com idades compreendidas entre 2.8-2.5 Ga (Pessoa *et al.*, 1986; Torquato *et al.*, 1989).

Para além deste conjunto, o DCC compreende ainda a Faixa Ceará Central que ocupa a maior parte da sua extensão. A Faixa Ceará Central é dominada por metassedimentos proterozóicos distribuídos pelas seguintes unidades: Canindé, Independência, Quixeramobim, Arneiroz, Acopiara, Grupo Novo Oriente e Choró. Com excepção da unidade de Canindé, todas as outras sequências apresentam características estratigráficas típicas de deposição em ambiente de plataforma marinha de margem passiva (Torquato *et al.*, 1989).

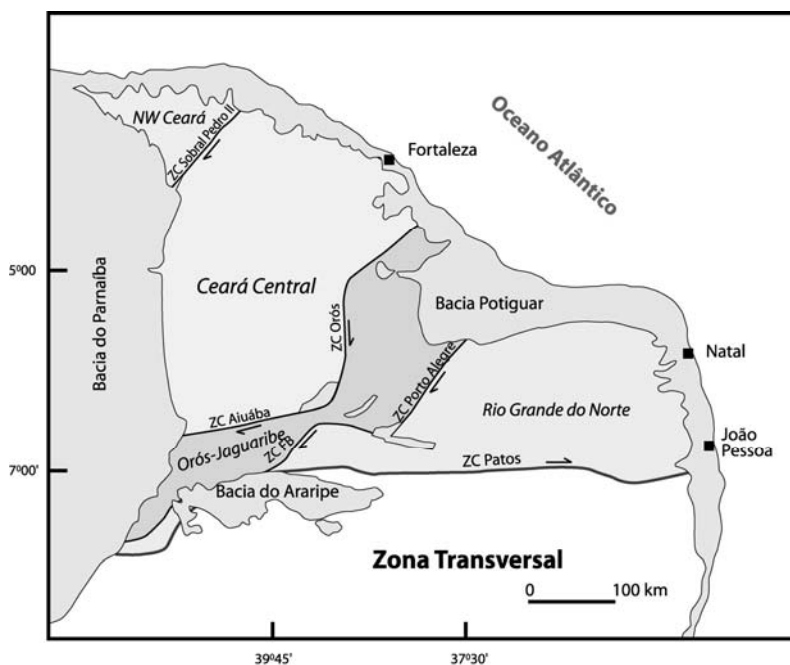


Figura 1 – Principais domínios geotectónicos da parte setentrional da Província Borborema (PB) segundo Arthaud (2005).

O ciclo orogénico Brasileiro / Pan-Africano, envolvendo a convergência e subsequente colisão continental entre os cratões São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo-Kasai foi o último evento colisional que afectou estes terrenos (Van Schmus *et al.*, 1997). Durante este ciclo orogénico, que ocorreu em torno dos 630-520 Ma, o DCC foi intensamente deformado, metamorfozido e intruído por abundantes volumes de granitóides sin- e pós-colisionais.

A actividade tectónica esteve predominantemente relacionada com o desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, com cinemática dextra ou sinestra (e.g. Senador Pompeu, Orós), enquanto o metamorfismo regional atingiu condições no limite superior da fácies anfibolítica (zona da sillimanite) e fusão parcial com produção de migmatitos (Delgado *et al.*, 2003). As idades U-Pb obtidas por Fetter (1999) em zircões dos ortognaisses e migmatitos da unidade de Canindé permitiram datar os seus protólitos com 2.15-2.10 Ga (Paleoproterozóico médio)

Arthaud (2005) agrupou os granitóides brasileiros do estado do Ceará nas seguintes categorias: (a) pré-colisionais; (b) sin-colisionais tangenciais, correspondendo a granitos de

duas micas de tipo S, gerados durante o pico metamórfico (batólitos de Senador Pompeu e Banabuiú); (c) sin-colisionais direccionais, formados durante a fase transcorrente com extrusão lateral (batólitos de Quixeramobim e de Quixadá) e (d) pós-colisionais, associados ao colapso da cadeia brasileira.

As datações U-Pb obtidas por Nogueira (2004) em zircões dos batólitos graníticos sin-cinemáticos de Senador Pompeu ( $561 \pm 15$  Ma), Quixadá ( $585 \pm 4,7$  Ma) e Quixeramobim ( $587 \pm 14$  Ma) e por Lima *et al.* (2009) para o granito de Banabuiú ( $578,6 \pm 6,5$  Ma), permitiram constranger o período de instalação destes magmas ao intervalo c.a. 560-590 Ma. Por outro lado, as idades Rb-Sr e U-Pb determinadas em rochas intrusivas pós-colisionais variam entre 550 e 520 Ma (Tavares Jr, 1992; Fetter, 1999; Matos *et al.*, 2003).

Na passagem do Neoproterozóico para o Paleozóico, instalaram-se ainda numerosos corpos pegmatíticos com mineralizações de importância económica (e.g. Souza, 1985; Marques Jr *et al.*, 1988; Marques Jr & Nogueira Neto, 1992). As datações K-Ar obtidas em concentrados de moscovite dos pegmatitos da região de Banabuiú apontam para idades de 530-500 Ma (Lima *et al.*, 2009), estando de acordo com o intervalo (470 – 530 Ma) proposto por Almeida *et al.* (1968).

## 2. O Complexo Gnáissico Migmatítico do DCC

Em termos de área aflorante, as rochas do Complexo gnáissico migmatítico do DCC são os litótipos dominantes na região de Banabuiú (Figura 2). Ocupam uma faixa com orientação N-S nas porções central, norte e sul da área e são intruídas, a oeste, por um maciço granítico alongado, concordante com as estruturas regionais, conhecido na literatura como Granito de Banabuiú.

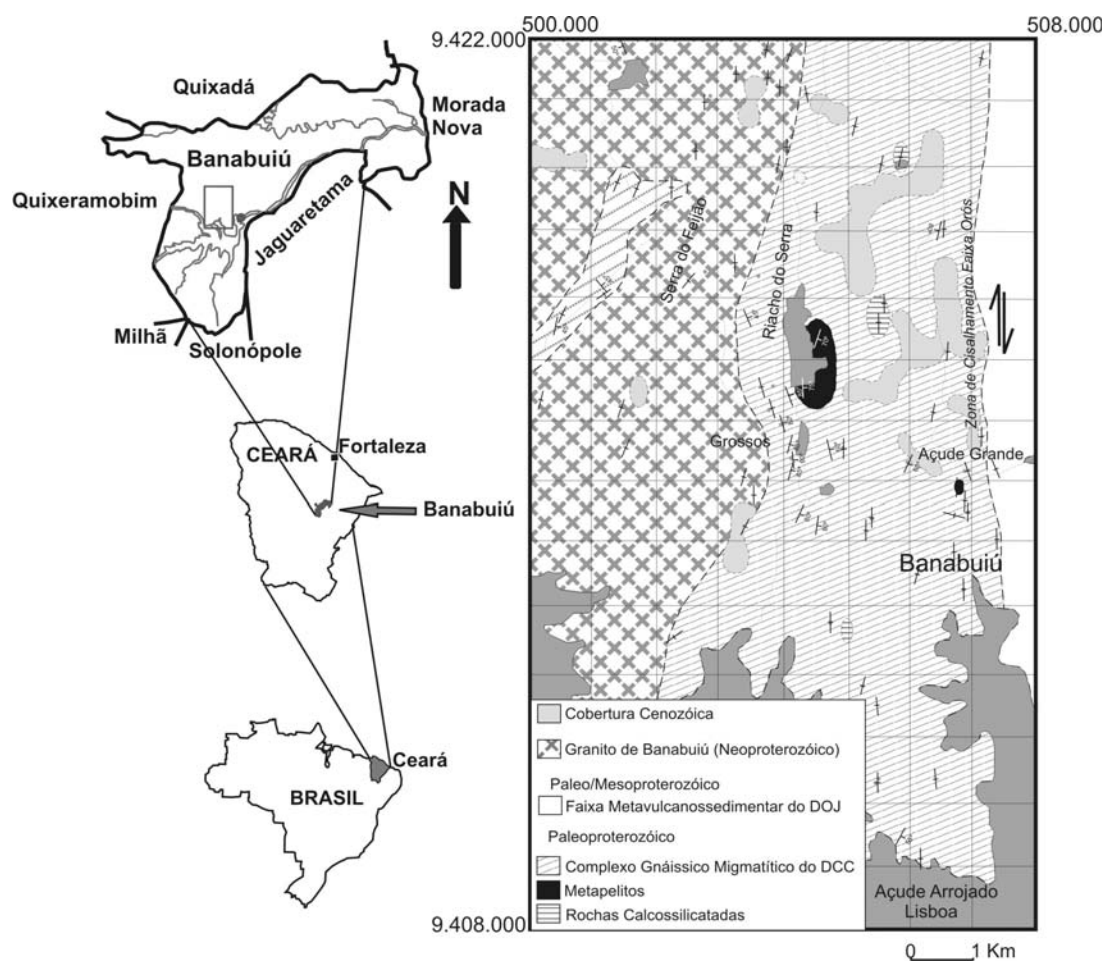


Figura 2 - Mapa geológico simplificado da região de Banabuiú.

Os processos de migmatização que afectaram as rochas do DCC foram extremamente intensos e produziram profundas modificações texturais e mineralógicas, obliterando quase

totalmente as suas anisotropias prévias (estratificação e/ou xistosidade). Por este motivo, os migmatitos do DCC parecem incluir-se predominantemente no grupo dos diatexitos, correspondendo a rochas geradas por altas taxas de fusão em que as proporções de fundido dominam claramente sobre a fracção sólida residual (restito) (e.g. Milord *et al.*, 2001). Embora os diatexitos constituam a maior parte do encaixante metamórfico na área estudada, também se encontraram vários retalhos metassedimentares descontínuos, compostos por uma alternância de metapelitos, metagrauvaques, quartzitos e níveis calco-silicatados onde ainda se reconhecem estruturas anteriores ao bandado migmatítico. A presença de finos veios félsicos de origem ígnea (leucossomas) e espessura centimétrica nestas litologias levou a classificá-las como metatexitos.

O bandado migmatítico é a estrutura dominante tanto nos diatexitos como nos metatexitos (Fot. 1 a 3). Tem direcção N-S, inclinação geralmente elevada (próximo de 90°) e adquire um carácter protomilonítico a milonítico nas proximidades da Zona de Cisalhamento de Orós (ZCO) (Fot. 4). Contudo, em muitos afloramentos, é possível verificar que o bandado migmatítico está intensamente dobrado. As dobras mesoscópicas podem ser mais ou menos abertas, simétricas ou assimétricas e apresentam superfícies axiais N-S e eixos subverticais (Fot. 5 e 6). Com o aumento da intensidade da deformação, as dobras tornam-se mais fechadas embora, em alguns casos, fiquem preservadas como dobras intrafoliais.

As lineações minerais e de estiramento, quando visíveis, apresentam direcção N-S com baixo ângulo de mergulho para sul ou para norte. A sua orientação parece reflectir os esforços resultantes do movimento transcorrente dextro que ocorreu ao longo do acidente que marca o limite entre os Domínios do Ceará Central e de Orós-Jaguaribe.

Com base no conjunto de observações realizadas, é possível concluir que o Complexo Gnáissico Migmatítico foi afectado por, pelo menos, duas fases de deformação: a primeira deu origem ao bandado migmatítico, enquanto a segunda, posterior, terá sido responsável pelo seu dobramento. Assim, o clímax do metamorfismo regional e as condições para o início da fusão parcial das litologias férteis da crosta deverão ter sido atingidos durante a primeira fase embora possam ter perdurado durante a segunda. A última fase parece estar relacionada com a actuação da zona de cisalhamento dúctil de Orós (ZCO).



Foto 1- Aspecto geral do bandado migmatítico nos diatexitos do DCC.



Foto 2- Veio leucocrático discordante e deformado em diatexito do DCC.



Foto 3- Veios de leucossoma nos metatexitos do DCC.



Foto 4- "Fabric" milonítico nos migmatitos do DCC..





Foto 5- Dobras tipo "S" em diatexitos.



Foto 6- Dobras tipo "Z" e eixo vertical em níveis pelíticos e grauvacóides dos metatexitos do DCC.

### 3. Petrografia

A amostra seleccionada para o presente estudo (MI 86C) foi colhida num afloramento de diatexitos com um fabric heterogéneo fortemente anisotrópico, marcado pela alternância de níveis de cor clara, intermédia e escura (Fot. 7). Corresponde a uma porção da banda leucocrática concordante ilustrada na Fotografia 7 e apresenta composição granítica (Fot. 8).

Petrograficamente, a amostra MI 86C apresenta uma textura granolepidoblástica e é constituída essencialmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclase, moscovite e biotite (Fot. 8). À semelhança do que acontece com os restantes diatexitos, as fases acessórias mais comuns são a apatite, o zircão, a monazite e os minerais opacos. Detectaram-se ainda pequenos grãos de granada dispersos na matriz.



Foto 7- Aspecto do bandedo migmatítico no local em que foi colhida a amostra MI 86C.

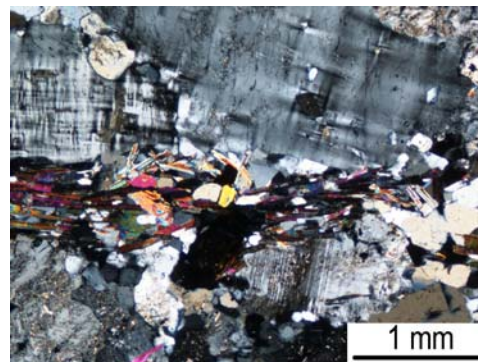


Foto 8- Microfotografia da amostra MI 86C mostrando textura granolepidoblástica (nicóis cruzados).

O quartzo é geralmente xenomórfico, com dimensões variando de 0,25 mm a 1 mm, evidenciando recristalização dinâmica. Tanto o feldspato potássico como a plagioclase formam cristais xenomórficos a subidiomórficos, com dimensões máximas de 4 mm, contornados pela foliação. Em muitos casos, estes cristais mostram sinais de deformação no estado sólido e bordos de recristalização, particularmente nas faces alongadas paralelamente à foliação. Nos contactos entre os grãos de feldspato potássico e plagioclase, observam-se pontualmente intercrescimentos entre plagioclase e quartzo vermicular – mirmequites.

Ambos os feldspatos ocorrem ainda, conjuntamente com o quartzo, em agregados granoblásticos sob a forma de pequenos grãos anédricos resultantes da recristalização dinâmica. A presença de plagioclase e de feldspato potássico nestes domínios sugere que a deformação se deu em condições de elevada temperatura ( $\approx 700^\circ\text{C}$ ).

A maioria dos cristais de plagioclase apresenta a macla polissintética da albite, por vezes combinada com a de Carlsbad. O zonamento óptico é normalmente pouco marcado e a sua composição varia de oligoclase a albite. O feldspato alcalino ocorre essencialmente sob a forma de microclina, exibindo a macla axadrezada típica, com nitidez variável.

A biotite tem cor castanha, pleocroísmo forte, variando entre o bege ( $\alpha$ ) e o castanho-escuro ( $\gamma$  e  $\beta$ ), extinção recta e cores de polarização de segunda ordem. Aparece, regra geral, em pequenos cristais lamelares (dimensões máximas de 1,5 mm), orientados segundo a foliação e

só muito raramente mostra indícios de cloritização. A moscovite é bastante abundante e surge em palhetas incolores, de dimensões inferiores a 1,5 mm e hábito subédrico que tendem a estar alinhadas, contribuindo para a melhor definição da textura anisotrópica. Apresenta extinção recta tipicamente mosqueada, sinal de alongamento positivo e cores de polarização de 2ª ordem. A rocha contém ainda porfiroblastos de granada, com dimensões inferiores a 2 mm, envolvidos pela foliação, sugerindo uma blastese precoce desta fase mineral.

#### 4. Metodologias Analíticas

As análises isotópicas U-Pb foram efectuadas no Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UNB-Brasil) por LA-MC-ICP-MS, usando um espectrómetro de massa multi-colector ThermoFinnigan Neptune. A separação de zircões da amostra MI 86C envolveu uma fase de moagem no moínho de maxilas e peneiramento até se obter a fracção granulométrica desejada, após o que se procedeu à obtenção dos concentrados de zircão através das técnicas convencionais (separador magnético Frantz e purificação com líquidos densos - bromofórmio e iodeto de metileno).

A determinação das razões isotópicas foi efectuada em zircões previamente montados em blocos de resina "epoxi". A ablação foi efectuada numa atmosfera de He, usando um feixe laser com 40 µm de diâmetro, taxa de repetição de 10 Hz, capaz de libertar uma energia de aproximadamente 0,5 a 1,2J/cm<sup>2</sup> na superfície do zircão. O espectrómetro está equipado com um conjunto de colectores que permitem a medição simultânea de <sup>235</sup>U e <sup>238</sup>U nos colectores Faraday e de <sup>207</sup>Pb, <sup>206</sup>Pb e <sup>204</sup>Hg-Pb, nos fotomultiplicadores de electrões secundários.

As concentrações de urânio, <sup>206</sup>Pb e as razões isotópicas U-Pb determinadas foram posteriormente importadas para uma folha de cálculo interactivo Excell para avaliação dos desvios instrumentais, correcção de desfasamentos na determinação de massas, correcção de fraccionamento induzida pelo processo de ablação "laser" e cálculo de idades. A precisão e reprodutibilidade do método foram controladas através da medição de três padrões internacionais (GJ-1, Temora-2, FC-1).

#### 5. Datação U-Pb por LA-MC-ICP-MS

Os dados isotópicos obtidos por LA-MC-ICP-MS em zircões da amostra MI 86C são apresentados nas Figuras 3 e 4. A presença de zircões concordantes ou subconcordantes com idades <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb em torno dos 600 Ma (Figura 3) apoia a hipótese dos processos de migmatização que afectaram este complexo terem ocorrido durante o ciclo orogénico brasileiro (630-520 Ma).

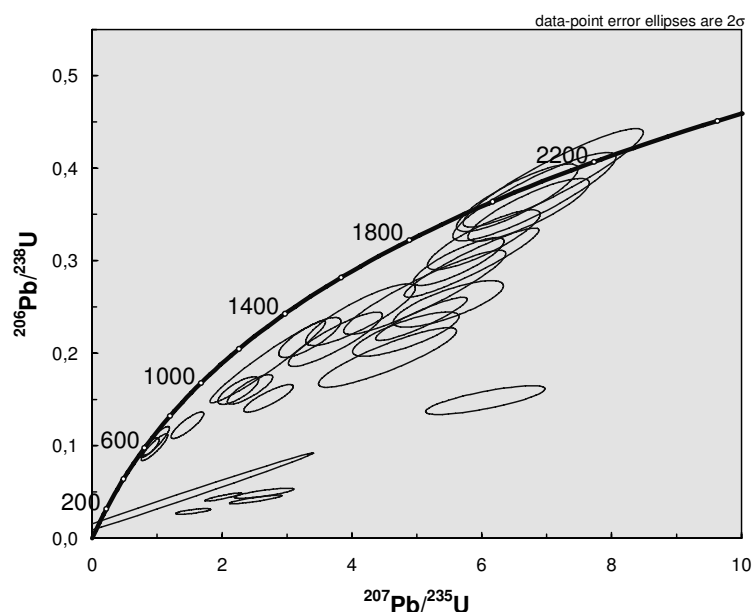


Figura 3 – Idades U-Pb em zircões dos gnaisses migmatíticos do Domínio Ceará Central

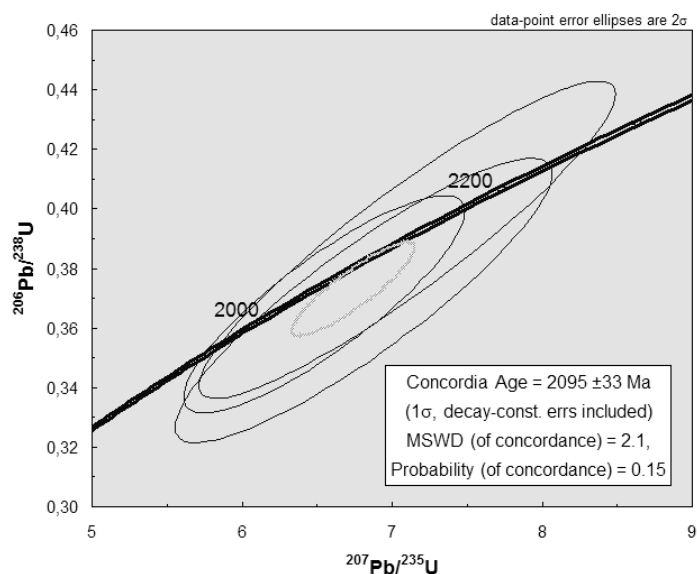


Figura 4 – Idades U-Pb em zircões herdados dos gnaisses migmatíticos do Domínio Ceará Central

No entanto, a ocorrência de um grande número de cristais com uma idade na concórdia de  $2095 \pm 33$  Ma (MSWD = 2.1; Figura 4) e de fracções reversamente discordantes revela a importância da componente herdada nas populações de zircão analisadas. A idade  $2095 \pm 33$  Ma é bastante próxima da que foi estimada por Fetter (1999) para ortognaisses e migmatitos de unidades congêneres (2.15-2.10 Ga) e sugere que os protólitos metassedimentares a partir dos quais se geraram os migmatitos do DCC se formaram pelo desmantelamento de um substrato cratonizado constituído por rochas ígneas associadas provavelmente à orogenia Transamazônica (ca. 2.2 – 2.0 Ga).

## 6. Conclusões

As idades U-Pb obtidas por LA-MC-ICP-MS em zircões de uma amostra de diatexito leucocrático do complexo gnáissico migmatítico do Domínio Ceará Central (NE Brasil) revelam que:

- os processos de migmatização que afectaram os metassedimentos do DCC ocorreram essencialmente durante a orogenia brasiliana, estando documentados pela presença zircões concordantes ou subconcordantes com idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  em torno dos 600 Ma;
- os protólitos metassedimentares a partir dos quais se geraram os migmatitos do DCC se formaram pelo desmantelamento de um substrato cratonizado constituído por rochas ígneas com idades paleoproterozóicas ( $2095 \pm 33$  Ma).

## Referências

- Almeida, F.F.M., Melcher, G.C., Cordani, U.G., Kawashita, K. & Vandomos, P. 1968. Radiometric age determinations from northern Brazil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, V. 18 (1) 3-14.
- Arthaud, M.H. 2005. Geologia e tectônica no Domínio Ceará Central. Qualificação ao Doutorado em Geologia, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UNB). 270 pp.
- Arthaud, M.H., Vasconcelos, A.M., Nogueira Neto, J.A., Oliveira, F.V.C., Parente, C.V., Monié, P., Liégeois, J.P., Caby, R., & Fetter, A. H. 1998. Main Structural Features of Precambrian Domains from Ceará (NE Brazil). In: DEGEO/UFOP-IBTA, 14th International Conference on Basement Tectonics, Ouro Preto, Abstracts. pp. 84-85.
- Delgado. I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Silveira Filho, N.C., Santos R.A., Pedreira, A.J., Guimarães, J.T., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho, J.V., Valente, R.C., Perrota, M.M. & Heineck, C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C, Vidotti, R.M. e Gonçalves, J.H. (Eds), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, 227-334. CPRM, Brasília, Brasil, 628 pp.
- Fetter, A.H. 1999. U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana. Department of Geology, Kansas University, Lawrence, Tese de Doutorado, 164 pp.

- Lima, M.N., Nogueira Neto, J.A., Azevedo, M.R. & Valle Aguado, B. 2009. Geologia e geocronologia U-Pb no granito de Banabuiú (Nordeste do Ceará, Brasil). Livro de Resumos do VII Congresso Ibérico, X Congresso Nacional de Geoquímica, Soria, 21-22 Setembro de 2009, 799-807.
- Lima, M.N., Azevedo, M.R., Nogueira Neto, J.A., Rosa, G.M. & Cordani, U., 2009. Rb-Sr and K-Ar ages for pegmatites from the Banabuiú region, Borborema Province, Brazil. IV International Symposium on Granitic Pegmatites – PEG 2009 Brazil, Recife, Estudos Geológicos, vol 19(2), 188-191.
- Marques JR, F. & Nogueira Neto, J.A. 1992. Considerações Petrogenéticas do Campo Pegmatítico de Berilândia (CE). Anais do 37º Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia. vol. 2, 53-54.
- Marques JR, F., Nogueira Neto, J.A. & Neri, T.F.O. 1988. Contribuição à Geologia do Campo Pegmatítico de Berilândia, Ceará. Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. Vol.1, 329-337.
- Matos, I.C., Artur A.C., Nogueira Neto, J.A. 2003. Caracterização físico-mecânica do granito ornamental Serra da Barriga, Sobral/Ce: resultados preliminares. In SBG/CETEM, IV Simpósio Rochas Ornamentais Nordeste, Anais. pp. 86-93.
- Milord, I., Sawyer, E.W. & Brown, M. 2001. Formation of diatexite migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: an example from St. Malo, France. *Journal of Petrology*, 42(3) 487-505.
- Nogueira, J.F. 2004. Estrutura, Geocronologia e Alojamento dos Batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu – Ceará Central. Universidade Estadual Paulista – UNESP, Rio Claro – São Paulo, Tese de Doutorado. 123 pp.
- Pessoa, R.R., Brito Neves, B.B., Kawashita, K. & Pessoa, D.A.R. 1986. Contribuição ao Estudo da Evolução Geocronológica do Maciço de Tróia. Livro de resumos do 12º Simpósio de Geologia do Nordeste, Sociedade Brasileira de Geologia, 75 – 93.
- Souza, J.V. 1985. Geologia dos Pegmatitos de Metais Raros da Região W e NW de Solonópole – Ceará (Brasil). Tese de Professor Titular, Centro de Ciências, Departamento de Geologia, UFC. 109 pp.
- Tavares JR, S.S. 1992. Caracterização litogeoquímica e geocronológica Rb/Sr das rochas granitóides e ortognaisses da região de Santa Quitéria-Sobral, NW do Ceará. Universidade Federal do Pará-UFGPA, Belém, Brasil. Dissertação de Mestrado. 143 pp.
- Torquato, J.R., Sidrim, A.C.G., Maranhão, C.M.L., Parente, C.V., Nogueira Neto, J.A., Andrade Filho, J.F., Sousa, J.V., Souza, M.J.N., Arthaud, M.H. & Almeida, A.R. 1989. Granitóides do Ceará, Região de Quixadá-Solonópole. *Revista de Geologia da Universidade Federal do Ceará-UFC*. 2(1/2), 143 pp.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Fetter, A.H., Kozuch, M., Dantas, E.L. & Babinski, M. 1997. The Borborema Province: A collage of polycyclic crustal domains in NE Brazil. Livro de resumos do XVII Simpósio de Geologia do Nordeste, pp. 115 -120.



### Geochemical and isotopic studies of mafic-ultramafic complex, NE Vietnam

Lan, C.Y.<sup>1\*</sup>, Tri, T.V.<sup>2</sup>, Tran, T.A.<sup>3</sup>, Usuki, T.<sup>1</sup> & Yang, T.F.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan  
(\*kyanite@earth.sinica.edu.tw)

<sup>2</sup>Vietnam National Committee for IGCP, Hanoi, Vietnam

<sup>3</sup>Institute of Geological Sciences, Vietnamese Academy of Science and Technology, Hanoi, Vietnam

<sup>4</sup>Dept. of Geosciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

Mafic-ultramafic complexes outcrop along the Song Lo in NE Vietnam. They occur as blocks in the mélange with groundmass being metamorphosed fine-grained turbidites of lower Paleozoic age. They consist of serpentinite, amphibole gabbro and basalt. The serpentinites show high degree of serpentinization (LOI 11.8-13.8%) and have low SiO<sub>2</sub> (39.8-40.6%), TiO<sub>2</sub> (0.05-0.09%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.5-2.2%), TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (7.8-10.5%) and CaO (0.1-1.1%) but high MgO (34.3-37.3%) and Mg<sup>#</sup> value (87-9090). Chondrite-normalized REE patterns are U-shaped. They are characterized by high compatible elements of Cr (2439-5781 ppm), Ni (1184-3240 ppm) and Co (120-156 ppm). The amphibole gabbros and basalts are all basaltic in composition with silica contents ranging from 43.3 to 51.1 %. Magnesium content is moderate (6.0-7.8%) and Mg<sup>#</sup> value range from 43 to 64. On the discrimination diagrams, basaltic rocks fall in the fields of N-MORB+IAB and WPA in the Zr/Y vs Zr diagram and ternary plots of Ti/100-Zr-3Y and 2Nb-Zr/4-Y. Chondrite-normalized REE patterns are different and show slightly LREE-depleted ((La/Yb)<sub>N</sub>=0.8-0.9) and LREE-enriched ((La/Yb)<sub>N</sub>=1.9-11.9), respectively. In the trace-element spidergram, the N-MORB+IAB rocks display slightly negative Nb, Ta and Ti anomalies suggesting the presence of a subduction component. Some WPA basaltic rocks exhibit significantly higher TiO<sub>2</sub> content (2.8-3.4%) when compared with other basaltic rocks (1.1-1.8%). The present εNd and Sr isotopic compositions are +6.2 to +9.1 and 0.70471 to 0.70571 for N-MORB+IAB and -2.9 to +7.5 and 0.70412 to 0.70653 for WPA rocks. The coexistence of serpentinite and N-MORB+IAB and OIB basaltic rocks suggests that the mafic-ultramafic complex represents a remnant of Paleo-Tethys in NE Vietnam.

### Granitic pegmatites from the Banabuiú region (Central Ceará Domain, NE Brasil)

Lima, M.N.<sup>1\*</sup>, Azevedo, M.R.<sup>1</sup>, Nogueira Neto, J.A.<sup>2</sup> & Valle Aguado, B.<sup>1</sup>

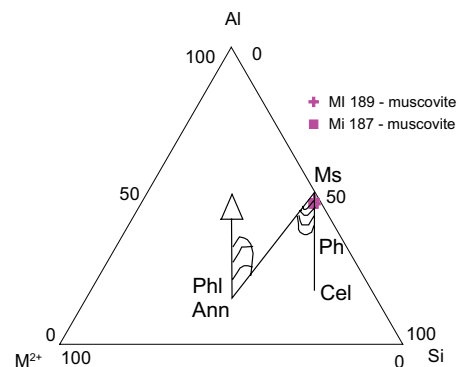
<sup>1</sup>GeoBioTec, Dept. of Geosciences, University of Aveiro, Aveiro, Portugal (\*marthageolima@yahoo.com.br)

<sup>2</sup>Dept. of Geology, Federal University of Ceará, Brazil

The Banabuiú pegmatites intrude both a syn-collisional S-type granite pluton emplaced at around 580 Ma and basement rocks of Paleoproterozoic age, extensively transformed into gneisses and migmatites during the Brazilian/Pan-African orogeny (≈ 600 Ma). Most of the pegmatites bodies associated with the granite are barren, homogeneous and occur as fracture-filling dykes and veins, less than 1 m thick. Their main mineralogical assemblage consists of quartz + K-feldspar + albite + muscovite + tourmaline ± garnet.

In contrast, the basement pegmatites range from homogeneous to heterogeneously zoned, show conformable to cross-cutting relationships with the country rocks and vary from barren to transitional (beryl- and beryl-columbite-tantalite-phosphate types) to complex pegmatites (albite + K-feldspar + quartz + muscovite + lepidolite ± columbite – tantalite ± spodumene). Tourmaline is present in all pegmatite types. The development of a zonal sequence from the granite outwards appears to reflect a continuous fractionation trend, extending from the least evolved granite facies to the most geochemically specialized pegmatites.

Petrographic and mineral chemical data for feldspars and muscovites from two heterogeneously zoned pegmatites from the Banabuiú region show that: (1) K-feldspar (Or<sub>90</sub>Ab<sub>10</sub> – Or<sub>94</sub>Ab<sub>06</sub>) is a major rock-forming mineral in these pegmatites, occurring mainly as large, euhedral to subhedral megacrysts in blocky K-feldspar zones. However, much of this phase was converted to sacchroidal albite and cleavelandite by late-stage sodium metasomatism; (2) Plagioclase is present as a fine-grained sacchroidal textured type or as platy to acicular cleavelandite crystals. Both varieties display nearly pure albite compositions (Ab<sub>98.2</sub> – Ab<sub>99.5</sub>); (3) Muscovite can have primary or secondary origin. The former is light brown to silvery coloured and occurs as coarse books, whereas secondary muscovite is generally associated with albitized zones either after blocky K-feldspar or in beaded quartz texture or as fracture coatings. As seen in the M<sup>2+</sup>-Al-Si ternary plot of Monier and Robert (1986) [1], they exhibit close to end-member compositions with minor Fe (< 2.3 wt. % FeO) and Na (< 0.3 wt % Na<sub>2</sub>O), suggesting high temperature equilibration (≈ 600° C) (Fig. 1).



**Fig. 1:** Electron microprobe muscovite analysis plotted in the ternary diagram of [1]. Cel- celadonite; Ph-phengite; Ms-muscovite; Ann-annite; Phl- phlogopite.



# RELAÇÕES ENTRE MIGMATIZAÇÃO E DEFORMAÇÃO NA REGIÃO DE BANABUIÙ (DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL, BRASIL).

*Martha Noélia Lima*<sup>1,2</sup>; *Beatriz Valle Aguado*<sup>1,2</sup>; *Maria do Rosário Azevedo*<sup>1,2</sup>; *José de Araújo Nogueira Neto*<sup>3</sup>

<sup>1</sup> UNIVERSIDADE AVEIRO, <sup>2</sup> GEOBIOTEC; <sup>3</sup> UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ

**RESUMO:** A região de Banabuiú localiza-se no Domínio Ceará Central (DCC), NE do Brasil e é constituída, em grande parte da sua extensão, por uma sequência sedimentar turbidítica de idade paleoproterozóica, intensamente deformada e metamorfozizada durante a orogenia brasiliana (ca. 600 Ma). O metamorfismo regional de alto grau (topo da fácies anfíbolítica / fácies granulítica) atingiu as condições de fusão parcial e deu origem a um complexo gnáissico-migmatítico, composto por metatexitos estromáticos, diatexitos “schlieren” e diatexitos nebulíticos. Os contactos entre os diferentes tipos litológicos são geralmente transicionais, embora tenha sido possível individualizar faixas alternadas de metatexitos e diatexitos à escala cartográfica. Nos metatexitos estromáticos, reconhecem-se com facilidade três componentes principais (a) o hospedeiro metassedimentar (paleossoma), formado por uma alternância de metapelitos e metagrauvaques, com intercalações pontuais de quartzitos e de rochas calcosilicatadas; (b) o fundido (leucossoma), representado por veios quartzo-feldspáticos, frequentemente pegmatíticos e (c) o resíduo refractário (melanossoma), constituído por finos leitos pelíticos envolvendo os leucossomas. Em contraste, os diatexitos são texturalmente muito mais heterogêneos, contêm maiores proporções de leucossoma (>30%) e não preservam as estruturas pré-migmatização.

As observações realizadas no campo permitiram identificar três gerações de leucossomas. A primeira está associada à primeira fase de deformação (D1) e é marcada pela presença de veios de leucossomas com espessura centimétrica, indicando que o início da fusão parcial das litologias férteis da crosta terá ocorrido precocemente durante o engrossamento crustal. O segundo evento de deformação (D2) é responsável pelo dobramento do bandado migmatítico D1 e pela formação de abundantes quantidades de fundido. O último episódio de deformação dúctil (D3) parece estar relacionado com a actuação da zona de cisalhamento de Orós (ZCO), que limita a área estudada a este. Deu origem a dobras com planos axiais de direcção N-S a N30°E, inclinação próxima de 90° e eixos mergulhantes para norte e para sul. As lineações minerais e de estiramento, quando visíveis, têm orientação N-S e baixo ângulo de mergulho para sul ou para norte. Durante a D3, formaram-se leucossomas concordantes e discordantes com as estruturas D3. À escala regional, o bandado migmatítico (D2+D3) é a estrutura dominante tanto nos diatexitos como nos metatexitos e chega a adquirir um carácter milonítico nas zonas em que a deformação D3 é mais intensa. A proporção de fundido parece aumentar progressivamente desde a D1 até às fases mais tardias (D2 e D3) e terá culminado com a formação de um granito anatético de tipo S que aflora no sector ocidental da região.

Agradecimentos: Este trabalho recebeu apoio financeiro da FCT através de uma bolsa de doutoramento (SFRH/BD/47222/2008) e da unidade de I&D GEOBIOTEC.

**PALAVRAS CHAVE:** COMPLEXO MIGMATÍTICO, OROGENIA BRASILIANA, CEARÁ CENTRAL