



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

TESE DE DOUTORADO Nº 120

**PETROLOGIA E GEOTERMOBAROMETRIA DAS ROCHAS
METAMÓRFICAS DO CINTURÃO ARAGUAIA: REGIÃO DE
XAMBIOÁ-ARAGUANÃ (TO)**

Tese apresentada por:

BRUNO LUIS SILVA PINHEIRO

Orientador: Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb (UFPA)

BELÉM

2016

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Pinheiro, Bruno Luis Silva, 1979-
Petrologia e geotermobarometria das rochas metamórficas do
Cinturão Araguaia : região de Xambioá-Araguanã (TO) / Bruno Luis Silva
Pinheiro. – 2016

xx, 258 f.: il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de
Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica,
Belém, 2016.

1. Petrologia. 2. Metamorfismo. 3. Geotermobarometria. 4. Xambioá-
Araguanã (TO) . 5. Cinturão Araguaia. I. Título.

CDD 22. ed. 552.4



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**PETROLOGIA E GEOTERMOBAROMETRIA DAS ROCHAS
METAMÓRFICAS DO CINTURÃO ARAGUAIA: REGIÃO DE
XAMBIOÁ-ARAGUANÃ (TO)**

TESE APRESENTADA POR
BRUNO LUIS SILVA PINHEIRO

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.**

Data de Aprovação: 16 / 12 / 2016

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Paulo Sérgio de S. Gorayeb
(Orientador-UFPA)

Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral
(Membro-UNICAMP)

Prof. Dr. Gláucia Nascimento Queiroga
(Membro-UFOP)

Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura
(Membro-UFPA)

Prof. Dr. Raimundo Neto Nobre Villas
(Membro-UFPA)

À Deus, pois sem sua força e bênção eu não terminaria esta tese, e a minha esposa e meu filho Miguel que me deram alegria para continuar.

AGRADECIMENTOS

A execução deste trabalho só foi possível graças, primeiramente, a Deus, presente em cada frase e em cada linha contida nesta tese.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), que subsidiou a bolsa de estudo e custeio parcial do trabalho.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) e Instituto de Geociências da UFPA, pelo apoio infraestrutural, e custeio para mobilidade para realização de algumas análises em São Paulo no desenvolvimento desta tese.

Ao projeto Instituto de Geociências da Amazônia – INCT/GEOCIAM – MCT/CNPq/FAPESPA (Processo Nº 573733/2008-2), por meio do Prof. Roberto Dall’Agnol, pelo suporte financeiro em apoio às atividades de campo e laboratoriais para a realização desta pesquisa.

Ao Laboratório de Microsonda do Instituto de Geociências da UnB por todo o apoio na realização de análises químicas mineral, por meio do Prof. Nilson Botelho.

Aos meus pais e minhas irmãs pelo imenso apoio, compreensão e carinho nos momentos mais difíceis.

Ao Professor Dr. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb que, na condição de orientador pelos ensinamentos, sempre incentivando e dando força para o desenvolvimento deste trabalho, e acima de tudo, paciência e fundamental participação na realização desta tese.

Aos meus apóstolos Sérgio Cunha e Raquel Cunha pelas orações, carinho e apoio no decorrer deste doutorado.

À minha esposa Priscila Ambé pelo imenso apoio, amizade, companheirismo, força e amor dados no decorrer dessa jornada.

Ao professor Dr. Renato de Moraes da Universidade de São Paulo (USP) pela amizade construída nesta caminhada, pelas “chamadas” de atenção, orientação, ensinamentos, paciência, fundamentais no apoio a realização desta tese.

Aos demais amigos, técnicos do Laboratório Pará-Iso, Laminação pela ajuda dispensada.

Ao Técnico Afonso Quaresma do IG/UFPA por todo o apoio nos trabalhos de campo.

Aos meus alunos de geologia da Universidade da Amazônia (UNAMA) pelo carinho e apoio principalmente nos momentos finais da realização desta tese.

A todas as pessoas que direta ou indiretamente ajudaram e contribuíram com este trabalho.

Ainda que eu falasse todas as línguas dos homens, e mesmo a língua dos anjos, se não tivesse amor não seria senão como um bronze sonante, e um címbalo retumbante; e quando eu tivesse o dom de profecia, penetrasse todos os mistérios, e tivesse uma perfeita ciência de todas as coisas; quando tivesse ainda toda a fé possível, até transportar as montanhas, se não tivesse o amor eu nada seria. E quando tivesse distribuído meus bens para alimentar os pobres, e tivesse entregue meu corpo para ser queimado, se não tivesse o amor, tudo isso não me serviria de nada.

O amor é paciente; é doce e benfazeja; o amor não é invejoso; não é temerário e precipitado; não se enche de orgulho; não é desdenhoso; não procura seus próprios interesses; não se melindra e não se irrita com nada; não suspeita mal; não se regozija com a injustiça, mas se regozija com a verdade; tudo suporta, tudo crê, tudo espera e tudo sofre.

Agora, estas três virtudes: a fé, a esperança e o amor, permanecem; mas, entre eles, o mais excelente é o amor.

RESUMO

Visando contribuir para o entendimento dos processos metamórficos das rochas do Cinturão Araguaia (CA), esta tese apresenta dados de campo e modelagem metamórfica, utilizados como ferramentas para a obtenção das condições máximas de P - T alcançadas pelas unidades situadas na região de Xambioá e Araguaianã, no noroeste do estado do Tocantins. As rochas estudadas são cinco amostras de Estaurolita-granada-biotita-muscovita xisto com cianita e uma amostra de Granada anfibólito, pertencentes à Formação Xambioá e Suíte Gabroica Xambica, respectivamente. O estudo do metamorfismo se deu por meio de análises petrográficas, químicas de rochas e minerais das principais associações de rochas pelíticas, semipelíticas e máficas que compreendem a zona de maior grau metamórfico do Cinturão Araguaia, para posterior análise por modelamento metamórfico no sistema NCKFMASH e geotermobarometria otimizada, no modo $avPT$, no programa *THERMOCALC*, bem como pelo *software* Hb-Pl, o que possibilitou identificar as condições P - T de pico metamórfico. Além de definir a idade aproximada do metamorfismo utilizando o método Ar-Ar em biotita e anfibólio. O estudo petrográfico-mineralógico identificou as principais paragêneses minerais nos micaxistos estudados como $St + Grt + Bt + Ms + Qtz \pm Pl (An_{12-31}) + Ky$, e nos anfibólitos $Hb + Grt + Bt + Pl (An_{12-25})$. Os resultados de química mineral mostraram que a composição da granada das seis amostras é dominada pela molécula da almandina, a qual é seguida por piropo, espessartita, grossulária e andradita, ocorrendo aumento de Fe^{2+} e Mg dos núcleos para as bordas, com concomitante diminuição de Mn e Ca. Os teores mais elevados de Fe e Mg em direção as bordas indicam aumento nas condições de temperatura durante o desenvolvimento do mineral. A composição das biotitas apresenta-se na transição dos campos da biotita - flogopita, se tornando uma mica ferromagnésiana. A estaurolita do núcleo para a borda se enriquece em Fe^{2+} e se empobrece em Mg, o que pode sugerir reações no contato com a matriz e/ou com as micas ou granada. O modelamento metamórfico no sistema NCKFMASH resultou em pseudosseções com topologias semelhantes para as amostras BP002, BP149 e BP299, sugerindo que as condições metamórficas máximas que elas foram submetidas são semelhantes, situando-se dentro de uma janela P - T com pressão de aproximadamente 7 - 9 kbar e temperatura de 630 - 665 °C. Os modelos de isopletas composicionais dos minerais calculados nas pseudosseções indicam uma maior participação do Mg e uma menor participação de Ca na composição dos principais minerais conforme o aumento das condições P - T metamórficas na região, compatível com os resultados de química mineral das rochas estudadas. O plagioclásio e granada da amostra BP002 apresentam-se como bons indicadores das condições de metamorfismo, com valores de 8 kbar e 660 °C, na

qual a variação núcleo-borda de Ca e Na em cristais de plagioclásio e a variação núcleo-borda nos teores de ferro nas granadas mostram trajetória metamórfica progressiva tipo bária, representada por uma curva de pequena inclinação, vindo do campo trivariante Chl+Grt+Bt+Ms. As estimativas *P-T* obtidas no modo *avPT* do *THERMOCALC* em todas as amostras selecionadas (BP002, BP005, BP009, BP149, BP299 e BP006), assim como no *software* Hb-Plag nos anfíbolitos (BP006), apresentaram-se bastantes coerentes e consistentes com os cálculos das condições de pico metamórfico via *THERMOCALC* para as rochas da região de Xambioá-Araguanã, embora haja discrepâncias dos resultados calculados. Todos os resultados *P-T* calculados são compatíveis com o campo da fácies anfíbolito da série média *P-T*, típico de ambiente de cinturões orogênicos continentais e, portanto, característicos de colisões continentais. Condições metamórficas estas são reforçadas com os resultados de química mineral dos anfíbólios cálcicos que sugerem as mesmas condições de média pressão do terreno de *Dalradian* da Escócia. As idades Ar-Ar em minerais obtidas nos metapelitos e anfíbolitos situam-se em torno de 504 Ma, que são mais jovens que as idades K-Ar (520-560 Ma) e são interpretadas como relacionadas ao arrefecimento termal na evolução metamórfica do Cinturão Araguaia na interface Neoproterozóico-Paleozoico, no final do Ciclo Brasileiro. Isto demonstra que o auge do metamorfismo atingiu a fácies anfíbolito médio e sugere que sua idade tenha sido próxima, por estar dentro do erro da idade química U-Th-Pb em monazitas de biotita xisto feldspático (513 ± 14 Ma) da região de Presidente Kennedy (TO), interpretada como uma idade mais jovem do que a média das idades avaliadas para o metamorfismo do Cinturão Araguaia (550 – 530 Ma).

Palavras-Chave: Petrologia; Metamorfismo; Geotermobarometria; Xambioá-Araguanã; Cinturão Araguaia.

ABSTRACT

In order to contribute to the understanding of the metamorphic processes of the metamorphic rocks of the Araguaia Belt (CA), this thesis presents field data and metamorphic modeling, used as tools to obtain the maximum conditions of P-T reached by the units located in the Xambioá-Araguanã (TO) region of the rocks studied are five samples of Staurolite-garnet-biotite-muscovite-schist with Kyanite and a sample of Garnet amphibolite, belonging to the Xambioá Formation and Xambica Suite, respectively. The study of the metamorphism occurred through petrographic, chemical analyzes of rocks and minerals of the main associations of pelitic rocks, semipelitic and mafic rocks that comprise the zone of greater metamorphic degree of CA, for later analysis by metamorphic modeling in the NCKFMASH system and optimized geothermobarometry, In the avPT mode, in the THERMOCALC program, as well as the Hb-Pl software, which made it possible to identify PT metamorphic peak conditions. In addition to defining an approximate age of metamorphism using the Ar-Ar method in biotite and amphibole. The petrographic-mineralogical study identified the main mineral parageneses in the studied micaxists, such as $St + Grt + Bt + Ms + Qtz \pm Pl (An_{12-31}) + Ky$, and in the amphibolites $Hb + Grt + Bt + Pl (An_{12-25})$. The mineral chemistry results showed that the pomegranate composition of the six samples is dominated by the almandine molecule, which is followed by pyropo, thickstock, and andradite, increasing Fe^{2+} and Mg from the nuclei to the edges, with a concomitant decrease of Mn and Ca. The higher Fe and Mg contents towards the edges indicate an increase in the temperature conditions during mineral development. The composition of the biotite is in the transition of the biotite with phlogopite, becoming more ferromagnesian mica. Staurolite from the core to the border is enriched in Fe^{2+} and depleted in Mg, which may suggest reactions in contact with the matrix and / or with micas or grenades. Metamorphic modeling in the NCKFMASH system resulted in pseudosections with similar topologies for samples BP002, BP149 and BP299, suggesting that the maximum metamorphic conditions they were subjected to are similar, being situated within a PT window with pressure approximately between 7 and 9 kbar and temperature between 630 and 665 °C. The models of composite isopleths of the minerals calculated in the pseudosections indicate a higher participation of Mg and a lower participation of Ca in the composition of the main minerals according to the increase of the metamorphic P-T conditions in the region, compatible with the mineral chemistry results of the studied rocks. In addition to the plagioclase and the pomegranate of the sample BP002 presenting as good indicators of metamorphism conditions, with values of 8 kbar and 660 °C, in which the core-edge variation of Ca and Na in plagioclase crystals and the variation Core-edge in the iron

content of the garnets show a progressive barometric-type metamorphic trajectory, represented by a small slope curve, coming from the trivariant field Chl + Grt + Bt + Ms. PT estimates obtained in the avPT mode of THERMOCALC in all the selected samples (BP002, BP005, BP149, BP149, BP299, BP006), as well as in the Hb-Plag software in the amphibolites (BP006), presented enough Consistent and consistent with calculations of metamorphic peak conditions via THERMOCALC for rocks in the Xambioá-Araguanã region, although there are discrepancies in the calculated results. All calculated P-T results are compatible with the field of the amphibolite facies of the mean P-T series, typical of continental orogenic belt environments and therefore characteristic of continental collisions. Metamorphic conditions are reinforced with the mineral chemistry results of calcium amphiboles suggesting the same average pressure conditions of the Dalradian terrain of Scotland. The air-air ages in minerals obtained in the metapelites and amphibolites in this thesis were similar, around 504 Ma, and they show that the peak of the metamorphism of the amphibolite facies in the region under study has an older age and they suggest that it was next to the Neoproterozoic-Paleozoic interface, because these Ar-Ar ages obtained are younger ages than the K-Ar ages of 520-560 Ma, interpreted as relating the metamorphism of the CA with the Brazilian thermo-tectonic event, and because it is within the error of the U-Th-Pb monazites chemical age in feldspathic schist biotite from an area near the city of Presidente Kennedy (TO), 513 ± 14 Ma interpreted only at a younger age than the mean age evaluated for the metamorphism of the Araguaia Belt (550 - 530 Ma).

Keywords: Petrology; Metamorphism; Geothermobarometry; Xambioá-Araguanã; Araguaia Belt.

LISTA DE ILUSTRAÇÃO

Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo na região NW do Estado do Tocantins (TO), fronteira com o Pará, tendo como referência as cidades de Xambioá e Araguañã (TO).....	2
Figura 2.1. Setores e domínios do Sistema Orogênico do Tocantins em que estão representadas extensões dos cinturões Araguaia, Paraguai e Brasília do Neoproterozoico nas bordas dos Crátoms Amazônico e São Francisco (Hasui 2013).	9
Figura 2.2. Reconstrução Paleogeográfica do Gondwana Ocidental mostrando os cinturões do Pan-Africano/Brasiliano, as principais regiões cratônicas do Arqueano e do Paleoproterozóico e os blocos nos crátoms Sul-Americanos e Oeste Africanos (Klein & Moura 2008).	10
Figura 2.3 - Mapa geológico do Cinturão Araguaia com indicação das idades de suas principais unidades litoestratigráficas (Modificado de Gorayeb <i>et al.</i> 2008) com a localização da área de estudo. Datações: (1) Alves (2005); (2), (3), (4), (5) e (6) Moura & Gaudette (1999); (7) Arcanjo <i>et al.</i> (2000); (8) Moura & Souza (2002); (9) Souza & Moura (1995); (10) Gorayeb <i>et al.</i> (2000a); (11) Gorayeb <i>et al.</i> (2000b); (12) Sachett (1996); (13) Chaves <i>et al.</i> (2008); (15) Arcanjo (2002); (16), (17), (18), (19), (20) e (21) Macambira & Lafon (1995).	13
Figura 3.1. Nomenclatura dos porfiroblastos e microestruturas internas e externas de acordo com Passchier & Trouw (1996).	20
Figura 3.2. Classificação temporal dos porfiroblastos em relação à matriz segundo Passchier & Trouw (1996).....	21
Figura 3.3. Diagrama <i>P-T</i> mostrando diferentes condições de metamorfismo: A) Conforme o ambiente tectônico envolvido; e B) Mostrando os três maiores tipos de séries de fácies metamórficas. Para referência, curvas de fusão em condições hidratadas (1 e 2) e anidras (3 e 4) para granito (1 e 3) e basalto (2 e 4) são indicadas respectivamente. A profundidade aproximada da crosta Arqueana (~33 km) e raízes orogenéticas mais profundas (Cadeia dos Himalaias – 65 km) são indicadas para mostrar a faixa de variação de condições metamórficas encontradas em diferentes contextos ambientais (Spear 1995).	22
Figura 3.4. A) Diagrama <i>P-T</i> apresentando curvas de alta inclinação e fornecendo valores de temperatura praticamente independentes da pressão; B) Diagramas <i>P-T</i> de geobarômetros que são representadas por curvas de pequenas inclinações (Spear 1995).	36
Figura 3.5. Evolução dos diferentes sistemas isotópicos conforme o aumento da temperatura de fechamento dos minerais considerados, segundo Cliff (1985), Harrison (1981), Harrison <i>et al.</i> (1985), Mezger <i>et al.</i> (1982), e Heaman & Parrish (1991).	43
Figura 3.6. Curva hipotética de resfriamento com temperaturas de fechamento de alguns minerais de acordo com os diferentes métodos (Cliff 1985).	45
Figura 3.7. Decaimento do isótopo radioativo ^{40}K para ^{40}Ar e ^{40}Ca (Gerald 2010).....	46
Figura 3.8. Exemplos de espectros e possíveis interpretações de idades ^{40}Ar - ^{39}Ar obtidas pela técnica <i>stepheating</i> (Gerald 2010).	49
Figura 4.1. Aspectos gerais dos gnaisses do Complexo Colméia do núcleo da Braquianticlinal de Xambioá: A) Aleitamento tectônico subhorizontal entre gnaisses tonalíticos e graníticos em corte de estrada na BR-153 próximo à Xambioá (Ponto 2010/BP-008); B) Exposição de gnaiss trondjemítico leucocrático com foliação de baixo valor de mergulho situada na Fazenda Uberama (Ponto 2010/BP-011).....	50
Figura 4.2. Mapa geológico da região de Xambioá – Araguañã (TO) com as amostras utilizadas neste estudo plotadas.....	60
Figura 4.3. Aspectos gerais dos quartzitos da Formação Morro do Campo que contornam os núcleos Braquianticlinais de Xambioá e Lontra: A) Quartzito puro contornando o flanco norte da Braquianticlinal de Xambioá com <i>dip direction</i> 45°/N; B) Exposição de quartzitos da Formação Morro do Campo no flanco Oeste da Braquianticlinal de Xambioá, com foliação de baixo ângulo de mergulho, na BR-153, próximo a cidade de Xambioá, em direção a cidade de Vanderlândia.	52

- Figura 4.4. Veios de cianita associados à parte basal dos quartzitos da Chapada na BR-153, próximo a cidade de Xambioá, em direção a cidade de Vanderlândia.52
- Figura 4.5. Aspectos gerais dos micaxistos da Formação Xambioá da área de estudo: A) Afloramento de micaxistos feldspáticos da Pedreira da Fazenda Jaracatiá, próximo a margem da TO-164; e B) Exposição tipo lajedo de estauroлита granada xisto com cianita na margem da TO-164 entre as cidades de Xambioá e Araguañã.54
- Figura 4.6. Aspectos gerais das principais estruturas do estauroлита granada xisto com cianita na margem da TO-164 entre as cidades de Xambioá e Araguañã. A) Dobras centimétricas a métricas com orientação dos eixos; B) Aspecto da clivagem de crenulação S_2 paralelo ao plano axial das dobras; C) Vista de cima de uma porção do afloramento mostrando clivagem de crenulação e grãos de granada; D) Detalhe da clivagem de crenulação em amostra de mão; E) Aspectos dos veios de quartzo com bordas mostrando segregação de cianita e granada; e F) Detalhe da segregação de cianita e granada associada ao veio de quartzo.55
- Figura 4.7. Aspectos gerais de ocorrência dos principais porfiroblastos. A) Modo de ocorrência dos porfiroblastos de granada (Grt) nos micaxistos da região; e B) Modos de ocorrência dos porfiroblastos de estauroлита (St) nos micaxistos da região.56
- Figura 4.8. Lajedo de anfíbolito com foliação S_1 subhorizontal na Fazenda Belém (BP006). Mostrando o local de ocorrência da rocha com porfiroblastos de escapolita em metagabro57
- Figura 4.9 - Aspectos gerais de metagabros da Fazenda Bela Vista (ponto BP006): A) Porção principal do corpo sustentando morros abaulados; e B) Concentração de porfiroblastos de escapolita centimétrica em forma de rosetas.58
- Figura 5.1. Aspectos texturais dos quartzos micaxistos com pouca ou nenhuma granada. A- Textura lepidoblástica caracterizada pela orientação da muscovita e da biotita, definindo a xistosidade (S_1) e a presença de quartzos orientados e alongados; B – Textura granoblástica poligonal com contatos tipo ponto tríplice entre os cristais de quartzo; C – Textura poiquiloblástica definida pela presença de porfiroblasto de granada envolvido pela matriz lepidoblástica. Notar a presença de inclusões de quartzo que definem a foliação interna (S_i); D – Microporfiroblasto ocelar de plagioclásio contornado pela xistosidade; E – Lamelas de biotita e muscovia seguindo a orientação da clivagem de crenulação (S_2); F – Porfiroblasto de biotita pós-tectônica; G- Biotita sem orientação preferencial; e H – Microporfiroblasto de clorita com orientação preferencial em contato com a muscovita.63
- Figura 5.2. Continuação dos aspectos texturais dos quartzos micaxistos com pouca ou nenhuma granada. A- Textura poiquiloblástica definida pela presença de porfiroblasto de granada envolvido pela matriz lepidoblástica. Notar a presença de inclusões de quartzo e micas que definem a foliação interna (S_i) paralela a foliação externa (S_1); B – Textura tipo arco poligonal formada por quartzo e biotita recristalizados com contatos retilíneos e em algumas porções com contatos tipo ponto tríplice; C – Lamelas de biotita e muscovia seguindo a orientação da foliação S_1 e da clivagem de crenulação (S_2); D – Detalhe de porfiroblasto de biotita tardi-tectônica (Bt_3) truncando a foliação S_1 (objetiva com aumento de 10x).64
- Figura 5.3. Feições microestruturais dos quartzos micaxistos com granada, estauroлита e cianita. A – Porfiroblastos de granada, estauroлита, cianita e biotita em equilíbrio com contatos retilíneos (amostra BP002); B – Textura poiquiloblástica definida pelos porfiroblásticos de estauroлита sin- S_1 com inclusões de quartzo em contato retilíneo com biotita e quartzo (amostra BP149); C – Feição de desequilíbrio mostrando a cianita substituindo a estauroлита (amostra BP299); D – Clivagem de crenulação transposta na xistosidade de S_1 e com lentes de quartzo que segue a orientação de S_1 e biotita tardi-tectônica (Bt_3) (amostra BP005); E – Geração de biotitas 1, 2 e 3 e suas relações cinemáticas com as foliações S_1 e S_2 . Bt_1 sin- S_1 , Bt_2 sin- S_2 e Bt_3 pós- S_2 (amostra BP005).....65
- Figura 5.4. Feições microestruturais dos quartzos micaxistos com granada, estauroлита e cianita (BP005). A - Clivagem de crenulação transposta na xistosidade S_1 e com lentes de quartzo que segue a orientação de S_1 ; B – Textura poiquiloblástica definida pelos porfiroblastos de granada com inclusões de quartzo que definem a foliação interna (S_i) concordante com S_1 ; C – Porfiroblastos de granada e estauroлита tardi a pós tectônicos (Luz Natural); D – Ídem do anterior com Nicóis Cruzados; E – Porfiroblasto de cianita sin-tectônica a S_1 ; e F – Porfiroblasto de estauroлита tardi-tectônica (sin – S_2).71
- Figura 5.5. Outras feições microestruturais. A – Contato retilíneo da granada com a estauroлита, ambos cristais com a mesma orientação sin – S_1 (Luz Natural) (BP149); B – Ídem a anterior com Nicóis Cruzados; C – Porfiroblasto de granada sin-tectônica e de estauroлита pós-tectônica; D – Porfiroblasto de granada sin-tectônico e porfiroblasto de estauroлита pós-tectônica a S_1 (BP002); E – Porfiroblastos de biotita (Bt_3) tardi a pós-tectônica. Notar pequenas lamelas de biotita Bt_1 sin-tectônicas a S_172

Figura 5.6. Fotomicrografias mostrando a cianita (Ky) substituindo a estauroлита (St) na amostra BP299 (A – Luz Natural e B- Nicóis Cruzados); em equilíbrio com contatos retilíneos entre granada, estauroлита e cianita na amostra BP149 (C – Luz Natural e D- Nicóis Cruzados); e cianita substituindo a estauroлита na amostra BP002 (E- Nicóis Cruzados).....	73
Figura 5.7. Feições microestruturais do quartzo micaxistos feldspático com carbonato e epidoto (Amostra BP001). A – Textura ranoblástica com porções lepidoblástica; B – Contatos poligonais e estruturas <i>Reboon</i> dos quartzos, esta última estrutura acompanhando a textura geral da rocha; C – Textura poiquiloblástica dos plagioclásios; e D – Forma de ocorrência geral do epidoto (Ep) e do carbonato (Cal).....	74
Figura 5.8. Aspectos gerais de anfibólitos: A) Textura nematoblástica como rientação preferencial de plagioclásio e hornblenda (BP006); B) Agregados poligonais de hornblenda (2007/XB-10 A); C) Porfiroblasto sin-cinemático de granada euédrica em matriz nematoblástica (2007/XB-10 A); D) Porfiroblasto anédrico de escapolita em matriz constituída de pequenos cristais de escapolita e hornblenda (EA-IV-29B).....	75
Figura 6.1. Diagramas de classificação de Foster (1960) com a distribuição dos cristais de biotita estudados: A) Diagrama Al/Si versus X_{Mg} ($Mg^{+2}/(Mg^{+2}+Fe^{+2})$) e B) Diagrama $Mg - R^{+3} - Fe^{+2}$	78
Figura 6.2. Gráfico Ti versus $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg^{+2})$ com os dados de cristais de biotita dos micaxistos da Formação Xambioá.....	79
Figura 6.3. Gráfico Ti versus $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg^{+2})$ com os dados plotados dos três tipos de biotita da amostra BP005 de micaxisto da Formação Xambioá.	79
Figura 6.4. Gráficos X_{Mg} versus X_{Fe} em porfiroblastos de estauroлита da amostra BP002.....	82
Figura 6.5. Gráficos X_{Mg} versus X_{Fe} em porfiroblastos de estauroлита da amostra BP005: A) Estauroлита 1 Sin-S1; B) Estauroлита 2 Sin-S2; e C) Estauroлита 3 Pós – S2.	83
Figura 6.6. Gráficos X_{Mg} versus X_{Fe} em porfiroblastos de estauroлита das amostras BP009, BP149 e BP299.....	84
Figura 6.7. Composição da granada expressa no diagrama almandina-grossulária-piropo (A) e no diagrama almandina-esperssatita-piropo (B).	86
Figura 6.8. A) Distribuição de (CaO+MnO) e (FeO+MgO) mostrando correlação negativa que sugere processos de substituição envolvendo esses elemento. B) Correlação positiva na distribuição de FeO e MgO, evidenciando ausência de fracionamento entre Fe^{+2} e Mg^{+2}	87
Figura 6.9. A) Correlação negativa entre (CaO+MnO) e MgO indicando substituição entre os elementos. B) Correlação negativa entre (CaO+MnO) e FeO indicando substituição entre os elementos.	87
Figura 6.10. Perfis composicionais representativos das granadas das rochas metapelíticas da Formação Xambioá.....	88
Figura 6.11. Diagrama para classificação de feldspatos no sistema CaO-Na ₂ O-K ₂ O (An-Ab-Or) segundo Richard (1995), com o posicionamento das amostras estudadas.	89
Figura 6.12. Diagramas de classificação com a distribuição das biotitas estudadas: A) Al/Si vs X_{Mg} ($Mg^{+2}/(Mg^{+2}+Fe^{+2})$) e B) $Mg - R^{+3} - Fe^{+2}$ (Foster 1960).....	91
Figura 6.13. Diagrama de classificação para o grupo de anfibólitos cálcicos com os parâmetros $Ca_B \geq 1,50$; $(Na+K)_A \geq 0,5$; e $Ti < 0,5$ (Leake <i>et al.</i> 1997).	92
Figura 6.14. Composição da granada expressa no diagrama almandina-grossulária-piropo (A) e no diagrama almandina-esperssatita-piropo (B).	93
Figura 6.15. A) Distribuição de (CaO+MnO) e (FeO+MgO) mostrando correlação negativa que sugere processos de substituição envolvendo esses elemento; B) Correlação positiva na distribuição de FeO e MgO, evidenciando ausência de fracionamento entre Fe^{+2} e Mg^{+2}	93
Figura 6.16. A) Correlação negativa entre (CaO+MnO) e MgO indicando substituição entre os elementos; B) Correlação negativa entre (CaO+MnO) e FeO indicando substituição entre os elementos.....	94

Figura 6.17. Perfis composicionais representativas de algumas granadas analisadas da amostra BP006 (Granada Anfibolito da Suíte Gabróica Xambica).....	95
Figura 6.18. Diagrama para classificação de feldspatos no sistema CaO-Na ₂ O-K ₂ O (An-Ab-Or) de Richard (1995)	96
Figura 7.1. Amostras de micaxistos pelíticos da Formação Xambioá representadas no diagrama AFM (Thompson 1957; Winkler 1977). As análises químicas das rochas estudadas estão no Anexo B.	98
Figura 7.2. Pseudosseção P - T obtida a partir da composição da amostra BP 002 de estauroлита-granada-biotita-muscovita xisto com cianita da Formação Xambioá no sistema químico NCKFMASH com plagioclásio (Pl), quartzo (Qtz) e água (H ₂ O) em excesso.	100
Figura 7.3. Pseudosseção P - T obtida a partir da composição da amostra BP149 de estauroлита-granada-biotita-muscovita xisto com cianita da Formação Xambioá no sistema químico NCKFMASH com plagioclásio (Pl), quartzo (Qtz) e água (H ₂ O) em excesso.	102
Figura 7.4. Pseudosseção P - T obtida a partir da composição de estauroлита-granada-biotita-muscovita xisto (amostra BP 299) da Formação Xambioá no sistema químico NCKFMASH com plagioclásio (Pl), quartzo (Qtz) e água (H ₂ O) em excesso.	103
Figura 7.5. Modelagem das isopletras de plagioclásio e granada para a composição da amostra BP 002, mostrando a trajetória P-T e o pico metamórfico. Variação de Ca# [Ca/(Na + Ca + K)] em plagioclásio e de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em granada.....	105
Figura 7.6. Modelagem das isopletras de biotita para a composição da amostra BP002. Variação de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em biotita.	106
Figura 7.8. Modelagem das isopletras de estauroлита para a composição da amostra BP 002. Variação de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em estauroлита.	107
Figura 7.9. Modelagem das isopletras de biotita para a composição da amostra BP 149. Variação de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em biotita.	108
Figura 7.10. Modelagem das isopletras de muscovita para a composição da amostra BP149. Variação de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em muscovita.....	109
Figura 7.11. Modelagem das isopletras de estauroлита para a composição da amostra BP 149. Variação de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em estauroлита.	109
Figura 7.12. Modelagem das isopletras de granada para a composição da amostra BP 149. Variação de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em granada.	110
Figura 7.13. Modelagem das isopletras de granada para a composição da amostra BP 149. Variação de Ca/(Fe + Mg + Ca) em granada	111
Figura 7.14. Modelagem das isopletras de plagioclásio para a composição da amostra BP 149. Variação de Ca/(Na + Ca + K) em plagioclásio	111
Figura 7.15. Modelagem das isopletras de biotita para a composição da amostra BP 299. Variação de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em biotita	113
Figura 7.16. Modelagem das isopletras de muscovita para a composição da amostra BP 299. Variação de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em muscovita	113
Figura 7.17. Modelagem das isopletras de granada para a composição da amostra BP 299. Variação de Ca# [Ca/(Fe + Mg + Ca)] em granada.....	114
Figura 7.18. Modelagem das isopletras de plagioclásio para a composição da amostra BP 299. Variação de Ca# [Ca/(Na + Ca + K)] em plagioclásio.....	114
Figura 7.19. Modelagem das isopletras de granada para a composição da amostra BP 299. Variação de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em granada.....	115
Figura 7.20. Modelagem das isopletras de estauroлита para a composição da amostra BP 299. Variação de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em estauroлита.	115

Figura 7.21. Modelagem das isopletras de granada para a composição da amostra BP 002. Variação de Ca# [Ca/(Fe+Mg+Ca)] em granada.....	117
Figura 7.22. Diagramas <i>P-T</i> de fácies metamórficas mostrando os três maiores tipos de séries de fácies metamórficas de Miyashiro (1961) e os resultados integrados obtidos por modelamento metamórfico (pseudoseção), via isopletra e no modo <i>avPT</i> (<i>average P-T – Geotermobarometria Otimizada</i>) no <i>THERMOCALC</i> das rochas metamórficas do Cinturão Araguaia na região de Xambioá - Araguaia.	119
Figura 7.23. Comparação dos resultados das condições <i>P-T</i> calculados pelo <i>THERMOCALC</i> de Powell & Holland (1988) e pelo Geotermômetro <i>Hb-Plag</i> de Holland & Blundy (1994).	123
Figura 7.24. Diagramas <i>Na(M4) versus Al^{VI} + Fe⁺³ + Ti</i> , <i>Na(M4) versus Na(Sítio A) + K</i> , e <i>Al^{VI} + Fe⁺³ + Ti versus Al^{IV}</i> de anfibólios analisados na amostra BP006 (modificados de Laird & Albee 1981).	123
Figura 8.1. Espectros de argônio obtidos em todas as amostras de micaxistos analisadas com suas respectivas idades platôs	127
Figura 8.2. Espectros de argônio obtidos nas amostras de anfibolito analisadas com suas respectivas idades platôs	128

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1. Cinturões emparelhados na região Circun-Pacífica e outras segundo Miyashiro (1994)....	23
Tabela 3.2. Minerais utilizados para datação de eventos metamórficos segundo as fácies metamórficas (Geraldes 2010).	41
Tabela 3.3. Temperaturas de fechamento estimadas para vários sistemas geocronológicos utilizadas para restringir as histórias de resfriamento metamórfico (Cliff 1985; Harrison 1981; Harrison <i>et al.</i> 1985; Mezger <i>et al.</i> 1982; Heaman & Parrish 1991; e Spear 1993).	44
Tabela 6.1. Relação das amostras e paragêneses metamórficas minerais representativas da fácies anfibolito médio que foram selecionados para análises químicas minerais.	76
Tabela 6.2. Fórmula estrutural aproximada da estauroлита calculada segundo Hawthorne <i>et al.</i> (1993a).....	80
Tabela 7.1. Condições <i>P-T</i> obtidas através da gotermbarometria otimizada.	118
Tabela 7.2. Análises químicas de anfibólios e plagioclásios utilizados para cálculos geotermobarométricos com resultados de <i>P</i> e <i>T</i> do metamorfismo utilizando o Geotermômetro Hornblenda – Plagioclásio (Hb-Pl) de Holland & Blundy (1994).....	121
Tabela 8.1. Resultados Ar-Ar em biotitas dos micaxistos e biotitas e anfibólios em anfibolitos do Cianurão Araguaia. Intervalos de aquecimento crescente de 0,2W para a potência do laser aplicada.	126

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTO	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÃO	xi
LISTA DE TABELAS	xvi
1 INTRODUÇÃO	1
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 OBJETIVOS DO ESTUDO	3
1.3 METODOLOGIAS UTILIZADAS	4
1.3.1 Pesquisa bibliográfica	4
1.3.2 Trabalhos de campo	4
1.3.3 Tratamento de amostras	5
1.3.4 Análises petrográficas	5
1.3.5 Análise química de rocha total	5
1.3.6 Química mineral e estudos geotermobarométricos	6
1.3.7 Sistemática isotópica e geocronológica	6
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	9
2.1 LITOESTRATIGRAFIA	11
2.2 ESTADO DO CONHECIMENTO DO METAMORFISMO DO CINTURÃO ARAGUAIA	14
2.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL DO CINTURÃO ARAGUAIA.....	16
3 FUNDAMENTOS TEÓRICOS	17
3.1 METAMORFISMO	17
3.1.1 Metamorfismo e Geologia Estrutural	18
3.1.2 Metamorfismo e Cinturões Orogênicos	21
3.2 QUÍMICA MINERAL	23
3.3 TERMODINÂMICA	25
3.4 GEOTERMOBAROMETRIA	34
3.4.1 Thermocalc	37
3.4.2 Pseudosseções	38
3.4.3 Cálculo da Pseudosseção	38
3.4.4 Geotermobarometria Via Isopletras	39
3.5 GEOLOGIA ISOTÓPICA	40

3.5.1 Conceitos Teóricos	41
a) Temperatura de Bloqueio ou de Fechamento (T_f).....	42
b) Idade de metamorfismo <i>versus</i> idade de resfriamento	43
3.5.2 O método Ar – Ar	45
4 GEOLOGIA DA ÁREA DE XAMBIOÁ – ARAGUANÃ	50
4.1 COMPLEXO COLMÉIA.....	50
4.2 GRUPO ESTRONDO	51
4.2.1 Formação Morro do Campo	51
4.2.2 Formação Xambioá	53
4.3 SUÍTE GABRÓICA XAMBICA.....	56
4.4 GRANITO RAMAL DO LONTRA	58
4.5 BACIA DO PARNAÍBA	58
5 PETROGRAFIA DAS ROCHAS METAMÓRFICAS DE XAMBIOÁ - ARAGUANÃ	61
5.1 MICAXISTOS PELÍTICOS	61
5.1.1 Quartzo micaxisto com pouca ou nenhuma granada	61
5.1.2 Quartzo micaxisto com granada, cianita e estauroлита	64
5.2 MICAXISTOS FELDSPÁTICOS COM CARBONATO E EPIDOTO (SEMI-PELITOS).....	67
5.3 ROCHAS MÁFICAS (SUÍTE GABRÓICA XAMBICA)	68
5.3.1 Anfibolitos	68
5.3.2 Granada Anfibolitos	69
5.3.3 Escapolita Anfibolitos	69
5.3.4 Granada-Escapolita Anfibolitos	70
6 ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL	76
6.1 QUÍMICA MINERAL DOS MICAXISTOS	77
6.1.1 Biotita	77
6.1.2 Estauroлита	80
6.1.3 Granada	85
6.1.4 Plagioclásio	89
6.1.5 Muscovita	90
6.2 QUÍMICA MINERAL DE ANFIBOLITO DA SUÍTE GABRÓICA XAMBICA	91
6.2.1 Biotita	91
6.2.2 Anfibólio	91
6.2.3 Granada	92
6.2.4 Plagioclásio	96
7 GEOTERMOBAROMETRIA E METAMORFISMO DA REGIÃO DE XAMBIOÁ – ARAGUANÃ	97
7.1. COMPOSIÇÃO E PARAGÊNESES DAS ROCHAS DA FORMAÇÃO XAMBIOÁ	97
7.2. MODELAGEM METAMÓRFICA UTILIZANDO <i>THERMOCALC</i> - PSEUDOSSEÇÕES	98
7.3 GEOTERMOBAROMETRIA VIA ISOPLETAS	104

7.4. GEOTERMOBAROMETRIA OTIMIZADA.....	117
7.5. TERMOBAROMETRIA <i>Hb-Plag</i>	120
8 GEOCROLOGIA Ar - Ar	124
8.1 O MÉTODO Ar - Ar.....	124
8.2 ANÁLISES Ar - Ar.....	125
9 INTEGRAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	129
9.1 METAMORFISMO DA REGIÃO DE XAMBIOÁ - ARAGUANÃ.....	129
10 CONCLUSÃO	134
REFERÊNCIAS	136
ANEXOS	
ANEXO A. Relação dos pontos visitados e das amostras estudadas.....	142
ANEXO B. Análise química de rocha total das amostras estudadas.....	143
ANEXO C. Resultados de química mineral da amostra BP002.....	144
ANEXO D. Resultados de química mineral da amostra BP005.....	165
ANEXO E. Resultados de química mineral da amostra BP009.....	184
ANEXO F. Resultados de química mineral da amostra BP149.....	193
ANEXO G. Resultados de química mineral da amostra BP299.....	219
ANEXO H. Resultados de química mineral do anfibolito (BP006).....	227
ANEXO I. <i>Script</i> de comando de entrada para o cálculo da pseudosseção da amostra BP002 no <i>Thermocalc</i>	248
ANEXO J. <i>Script</i> de comando de entrada para o cálculo da pseudosseção da amostra BP249 no <i>Thermocalc</i>	249
ANEXO K. <i>Script</i> de comando de entrada para o cálculo da pseudosseção da amostra BP299 no <i>Thermocalc</i>	250
ANEXO L. <i>Script</i> de comando de entrada para o cálculo das isopletras minerais da amostra BP002 no <i>Thermocalc</i>	251
ANEXO M. <i>Script</i> de comando de entrada para o cálculo das isopletras minerais da amostra BP249 no <i>Thermocalc</i>	252
ANEXO N. <i>Script</i> de comando de entrada para o cálculo das isopletras minerais da amostra BP299 no <i>Thermocalc</i>	253
ANEXO O. Arquivo com os valores composicionais das bordas utilizadas para efeito de cálculo da pressão e temperatura da amostra BP002 no <i>thermocalc</i> por geotermobarometria convencional.	254
ANEXO P. Arquivo com os valores composicionais das bordas utilizadas para efeito de cálculo da pressão e temperatura da amostra BP005 no <i>thermocalc</i> por geotermobarometria convencional.	255
ANEXO Q. Arquivo com os valores composicionais das bordas utilizadas para efeito de cálculo da pressão e temperatura da amostra BP009 no <i>thermocalc</i> por geotermobarometria convencional.	256
ANEXO R. Arquivo com os valores composicionais das bordas utilizadas para efeito de cálculo da pressão e temperatura da amostra BP249 no <i>thermocalc</i> por geotermobarometria convencional.	257
ANEXO S. Arquivo com os valores composicionais das bordas utilizadas para efeito de cálculo da pressão e temperatura da amostra BP299.....	258
ANEXO T. Arquivo com os valores composicionais das bordas utilizadas para efeito de cálculo da pressão e temperatura da amostra BP006 no <i>thermocalc</i> por geotermobarometria convencional.	259

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A presente pesquisa em forma de uma tese de doutorado está vinculada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA) e segue as exigências normativas do Curso de Doutorado. A pesquisa faz referência ao estudo do metamorfismo do Cinturão Araguaia, na região de Xambioá – Araguaia (TO), utilizando técnicas de petrografia, química mineral, geotermobarometria e geocronologia, visando o entendimento da evolução do metamorfismo desta unidade geotectônica nesta região. A área de estudo localiza-se no noroeste do Estado de Tocantins, na Folha SB-22-Z-B e é delimitada pelas coordenadas 6°20' - 6°35' de latitude sul e 48° 20' - 48°40' de longitude oeste (Figura 1.1). A área apresenta boas exposições e variedades de rochas metamórficas do Grupo Estrondo e é um dos setores mais bem conhecidos geologicamente do Cinturão Araguaia.

O Cinturão Araguaia é uma importante unidade geotectônica do Neoproterozóico pertencente à Província Tocantins que é compreendida por uma sucessão de rochas predominantemente metassedimentares reunidas no Supergrupo Baixo Araguaia, que é subdividido nos grupos Estrondo e Tocantins. Em menor expressão ocorrem rochas magmáticas máficas e/ou ultramáficas a exemplo de suítes ofiolíticas com peridotitos serpentinizados, basaltos almofadados, cherts e suítes gabróicas intrusivas pré-metamorfismo regional, além de registros de plútons alcalinos e graníticos (Costa *et al.* 1983, Hasui *et al.* 1984, Gorayeb *et al.* 1996, Alvarenga *et al.* 2000, Alves 2005, Gorayeb *et al.* 2008).

O metamorfismo regional que afetou as rochas do Cinturão Araguaia foi caracterizado como do tipo Barrowiano, e aumenta gradualmente de oeste para leste, desde o anquimetamorfismo até a fácies anfíbolito delineando, regionalmente, zonas metamórficas que estão dispostas ao longo de seu eixo N-S. As principais isógradas metamórficas identificadas foram a da clorita, biotita, estauroлита e granada. No domínio leste, de relativamente mais alto grau metamórfico, são registrados porções restritas de anatexia (Alvarenga *et al.* 2000, Gorayeb *et al.* 2008).

Embora o conhecimento lito-estratigráfico, estrutural e geocronológico do Cinturão Araguaia tenha avançado nos últimos anos, isto não está refletido no metamorfismo, em particular, o regime de *P-T-t* e a respectiva evolução termocronológica da região. Em vista disso, esta tese tem como finalidade principal estabelecer a história do metamorfismo do Cinturão Araguaia, em uma das mais bem conhecidas áreas desta unidade geotectônica. A tese é composta de uma compilação sobre o conhecimento geológico do Cinturão Araguaia, com ênfase no metamorfismo e geologia estrutural; da exposição da justificativa e objetivos do estudo; dos fundamentos teóricos sobre o metamorfismo e cinturões orogênicos; da termodinâmica, química mineral e geologia isotópica, além de apresentar os métodos e atividades empregados. Além disso, é apresentado e discutido os dados e as conclusões obtidas por meio do levantamento geológico de campo, análises petrográficas, de química mineral e rocha, geotermobarometria e geocronologia.

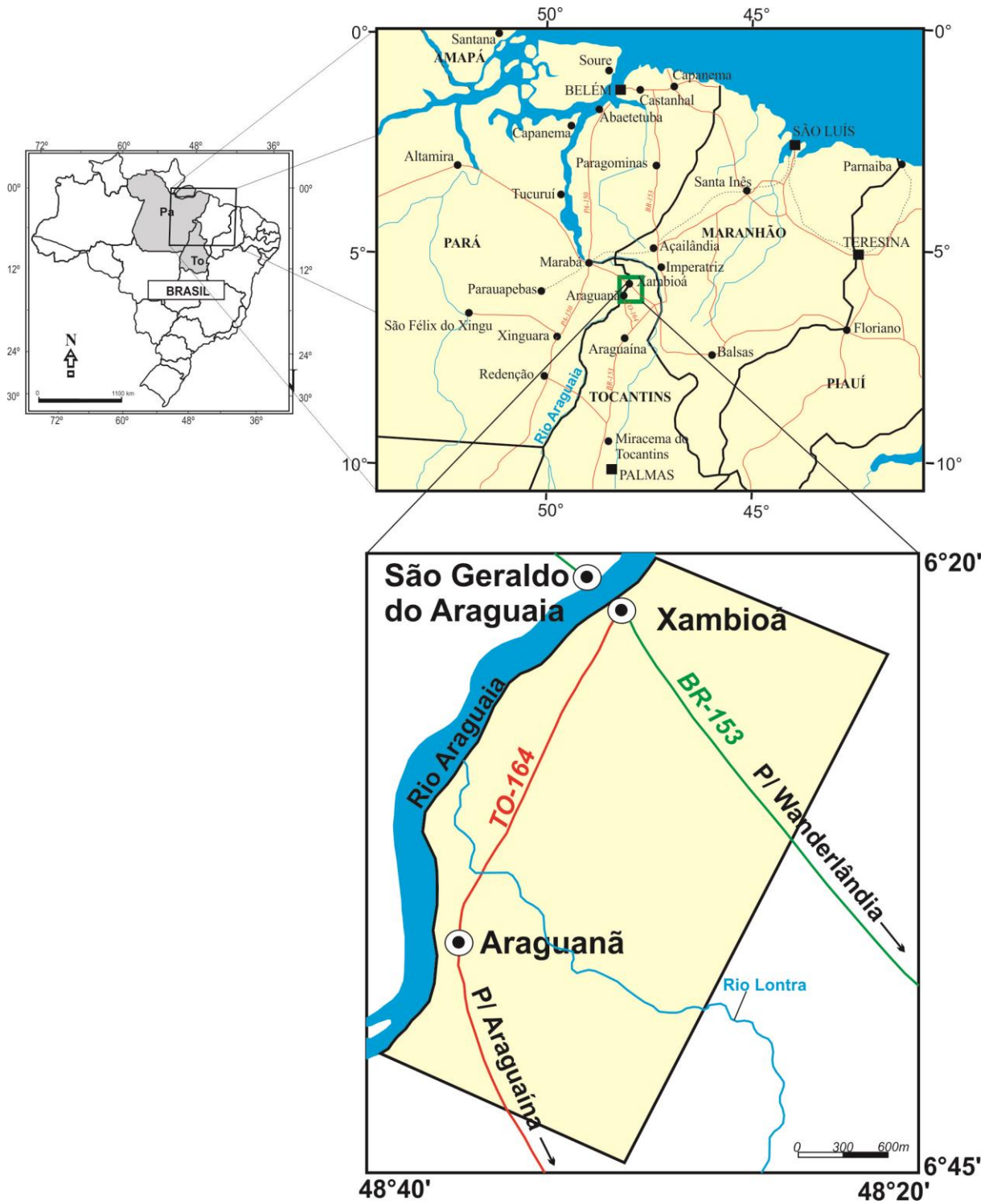


Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo na região NW do Estado do Tocantins (TO), fronteira com o Pará, tendo como referência as cidades de Xambioá e Araguaianã (TO).

1.2 OBJETIVOS DO ESTUDO

Conforme pode ser constatado nos estudos já realizados sobre o metamorfismo no Cinturão Araguaia (Subcapítulo 2.2), principalmente nas décadas de 70 e 80, de cunho regional, pontual e assistemáticos, os mesmos foram direcionados principalmente ao mapeamento de zonas metamórficas, à identificação das principais paragêneses minerais, caracterização faciológica e estimativas relativas das condições de P - T do metamorfismo, baseados nas associações minerais, sem estudos de quimismo mineral, sem o uso de técnicas geotermobarométricas, identificando apenas a fácies do pico metamórfico da região (*i.e.* fácies anfíbolito médio) em pontos isolados do CA no seu domínio de mais alto grau. No que diz respeito à termocronologia, poucos estudos preocuparam-se com a avaliação dos processos metamórficos no tempo. Os métodos foram principalmente K-Ar e Rb-Sr, que são sistemáticas imprecisas, principalmente em terrenos policíclicos.

Além disso, nenhum estudo se aprofundou nos possíveis zoneamentos composicionais e nas mudanças composicionais importantes que ficam registrados em minerais metamórficos, que segundo Lenz (2006) são registros químicos, preservados na forma de variação de elementos, da evolução metamórfica de uma região. Por essas considerações se pode perceber as limitações no conhecimento do metamorfismo do CA.

Nesse sentido, o presente estudo se propôs a desenvolver um trabalho sistemático para caracterização dos processos metamórficos envolvendo petrografia, tectônica e quantificação das condições metamórficas utilizando-se técnicas clássicas e modernas de geotermobarometria e a ordenação dos processos no tempo, utilizando o método Ar-Ar em minerais, com uma boa base petro-tectônica.

Vale ressaltar que, a geotermobarometria, mais especificamente, tem por finalidade quantificar as condições de temperatura e pressão do metamorfismo a partir da composição química de minerais coexistentes e em equilíbrio petrológico em uma rocha (Spear 1995) e o uso de pseudosseções, segundo Powell *et al.* (2005), facilitam as determinações P - T , tendo como base a análise petrográfica detalhada e o quimismo de rocha total e mineral, culminando com a construção de pseudosseções P - T para as amostras investigadas.

Pelo enfoque da termocronologia, a investigação proposta visa o posicionamento no tempo do evento metamórfico do CA, com o intuito de relacioná-lo com a tectônica que edificou o Cinturão Araguaia. Os métodos utilizados e envolvidos são os geocronômetros Ar-Ar em biotita (micaxistos) e Ar-Ar em anfíbólio (anfíbolito).

Portanto, o objetivo primordial deste trabalho foi direcionado para os trabalhos clássicos de petrografia com a caracterização das principais fases minerais metamórficas de cada grupo composicional e suas relações com as fases de deformação, acompanhadas do estudo da microtectônica, além do posicionamento do evento metamórfico do CA no tempo.

1.3 METODOLOGIAS UTILIZADAS

O trabalho foi embasado em amostras disponíveis do acervo do Grupo de Petrologia e Evolução Crustal do IG/UFPA, provenientes de estudos de mapeamento do Estágio de Campo do curso de Geologia, dissertações, teses, trabalhos de conclusão de curso e relatórios de projetos, além de levantamentos de dados de campo específicos desta tese de doutorado realizados em junho de 2010 e novembro de 2011, onde foram visitados os principais afloramentos na região de Xambioá e Araguaia (TO). Neste levantamento foram coletados dados estruturais (atitude de foliações, lineações e indicadores cinemáticos), amostras orientadas e amostragens sistemáticas para os estudos petrográficos e de química mineral, isotópicos e geocronológicos (Anexo A). Todas as amostras deste estudo estão plotadas no mapa da Figura 4.2.

Foi feita uma ampla pesquisa bibliográfica em trabalhos anteriores realizados no Cinturão Araguaia, tanto no que diz respeito à geologia regional como do metamorfismo impresso na região e em trabalhos específicos referentes aos métodos que serão realizados neste trabalho, como os de Spear (1995), Holland & Powell (1998), Powell *et al.* (2005), Lenz (2006), Silva (2010), Navarro *et al.* (2012), etc., para o desenvolvimento e conclusão dos objetivos deste estudo.

As etapas analíticas que foram desenvolvidas neste trabalho estão citadas a seguir.

1.3.1 Pesquisa bibliográfica

Para a execução deste trabalho foi realizada uma ampla pesquisa bibliográfica envolvendo principalmente trabalhos versando sobre a geologia regional, história evolutiva e metamorfismo do Cinturão Araguaia, assim como pesquisas em trabalhos específicos envolvendo estudos sobre o metamorfismo, utilizando técnicas de geotermobarometria e geocronologia, realizados em outras regiões na plataforma Sul-Americana e espalhadas pelo mundo (Spear 1995, Holland & Powell 1998, Powell *et al.* 2005, Lenz 2006, Silva 2010, Navarro *et al.* 2012, etc.).

1.3.2 Trabalhos de campo

Esta etapa foi baseada no levantamento de informações geológicas já existentes no acervo do Grupo de Petrologia e Evolução Crustal do IG/UFPA, com enfoque dirigido aos dados sobre o metamorfismo e geologia local, com coleta de amostras complementares às existentes e posicionamento geográfico por meio de GPS.

Neste íterim, foram realizadas duas etapas de campo, que consistiram no reconhecimento da geologia local onde se procurou identificar as principais ocorrências de rochas da região, as principais estruturas tectônicas presentes e suas relações de contato, assim como a realização de amostragens sistemáticas nos principais afloramentos conhecidos na região de grande importância para o objetivo desta tese. Foram escolhidas 24 amostras para o detalhamento de análises petrográficas, químicas e geocronológicas.

1.3.3 Tratamento de amostras

Nesta etapa, primeiramente foi realizada a seleção das melhores amostras existentes no acervo do GPEC/UFPA, utilizando como critério amostras frescas, preservadas, livres de possíveis contaminações, georeferenciadas e relevantes para este estudo.

As amostras coletadas no campo foram fragmentadas no próprio local de coleta usando ferramentas apropriadas como marreta, martelo e talhadeira, acondicionando-as em sacos de plásticos e de fibras apropriados com a finalidade de diminuir o risco de contaminações nas amostras, principalmente as que foram destinadas as análises químicas e geocronológicas.

A confecção de lâminas delgadas e polidas das amostras coletadas na etapa de campo desta tese e das amostras já existentes no acervo do GPEC/UFPA foi precedida sempre por uma seleção que abrange critérios de variação litológica e textural, além de, no caso das rochas existentes, se já existem lâminas confeccionadas. Foram confeccionadas 37 lâminas delgadas e 25 lâminas polidas, dentre estas últimas três (3) lâminas foram confeccionadas no laboratório de laminação da UFPA, e 22 lâminas foram confeccionadas no laboratório de laminação da Universidade de São Paulo – USP, devido às exigências específicas de laminação observadas pelo Laboratório da Microsonda Eletrônica da UNB.

As amostras destinadas para análises de química em rocha total e geocronológicas foram tratadas, primeiramente, na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA), seguindo os procedimentos de rotina deste laboratório, para cada método a ser realizado. O tratamento inicial de todas as amostras é idêntico, reduzindo-se o tamanho dos seus fragmentos no britador de mandíbulas, para depois seguirem caminhos de tratamento específicos em rotina nesse laboratório e nos laboratórios subsequentes para se obter as análises desejadas nesse estudo. No caso das amostras destinadas para datação geocronológica, a separação dos minerais que foram analisados (biotita e anfibólio) seguiram os padrões em rotina do Laboratório Pará-Iso da Universidade Federal do Pará.

1.3.4 Análises petrográficas

Consistiu na descrição macroscópica e microscópica (seções delgadas e polidas) das amostras de rochas coletadas, buscando caracterizar seus principais componentes mineralógicos e microestruturas, bem como estabelecer as relações texturais, as principais paragêneses minerais, suas relações com as feições estruturais e classificações petrológicas, sendo selecionadas, posteriormente as melhores amostras para estudos termobarométricos. Para esta finalidade, foram utilizados livros textos como Yardley (1994), Spear (1995) e Passchier & Trouw (1996).

1.3.5 Análise química de rocha total

Nesta atividade, com base nos estudos petrográficos, foram selecionadas as melhores amostras para a determinação das concentrações dos elementos maiores e menores, com o objetivo de caracterizar a composição dos protólitos e que serviram para o cálculo das pseudoseções utilizando-se do programa computacional *THERMOCALC* (Holland & Powell 1998). A preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras (OPA) e as análises químicas no laboratório de Fluorescência de raios-X, os dois pertencentes ao IG-UFPA;

1.3.6 Química mineral e estudos geotermobarométricos

a) Análise química em mineral

Com o avanço dos estudos petrográficos, foram selecionadas lâminas petrográficas de seis (06) amostras de rochas mais apropriadas para efetuar análises de química mineral por meio de microsonda eletrônica (“*Electron Micro-Probe Analysis*” – EPMA) no Laboratório de Microsonda da Universidade de Brasília – UNB.

Para esta etapa foram selecionadas seis (06) lâminas petrográficas polidas que incluem amostras de estauroлита-granada xistos e granada anfibólito para as análises de química mineral. As associações minerais em equilíbrio identificadas nos principais tipos composicionais foram: Qtz + Bt + Ms + Grt + St ± Ky (pelitos) e Hbl + Pl ± Grt (máficas). A lista de abreviatura utilizada para os minerais analisados é de acordo com Spear (1995) modificado de Kretz (1973).

b) Estudos geotermobarométricos

Os estudos geotermobarométricos foram aplicados de posse das análises químicas de rocha total e de minerais dos tipos composicionais coletados na área como citados acima (micaxistos e anfibólitos), utilizando os programas computacionais *THERMOCALC* (Holland & Powell 1998) e *HB-PLAG* (Holland & Blundy 1994), este último específico para os anfibólitos, para fins de comparação e obtenção de resultados mais coerentes.

1.3.7 Sistemática isotópica e geocronológica

O estudo isotópico e geocronológico que foi empregado nesta tese foi direcionado à definição da idade do metamorfismo do Cinturão Araguaia na região de estudo. O método escolhido foi a datação Ar-Ar em biotita em micaxistos e Ar-Ar em anfibólito e biotita no granada anfibólito selecionado, conforme McDougall & Harrison (1999) e Renne *et al.* (2010).

O método Ar-Ar permite a medição direta do isótopo radiogênico e o isótopo radioativo na mesma amostra, proporcionando maior precisão das análises. Adicionalmente, no método Ar-Ar é possível aquecer por etapas o material analisado, obtendo-se desta maneira, idades aparentes ao longo de cada etapa. Estas liberações parciais de argônio permitem não somente conhecer a distribuição do gás na amostra, como também avaliar o comportamento do argônio radiogênico, possibilitando a identificação da presença de diferentes reservatórios de argônio e a existência de argônio em excesso. Com isto, é possível um maior controle do significado dos resultados geocronológicos, identificando possíveis episódios de perdas parciais de argônio, argônio em excesso, ou heterogeneidades composicionais, deixando à margem algumas incertezas do método K-Ar, que utiliza a fusão total da amostra, não permitindo o rastreamento das complexidades geológicas registradas na amostra (Geraldes 2010)

Na interpretação dos dados Ar-Ar é utilizado o conceito de temperatura de fechamento, que representa o momento em que a velocidade de difusão do argônio no sistema torna-se praticamente nula. As temperaturas de fechamento do anfibólito variam no intervalo de 480° a 525°C e da biotita de

260° a 350° C. Entretanto, esses valores não são absolutos e a deformação, presença de fluidos, variações composicionais nas fases, o tamanho da amostra e as taxas de resfriamento podem modificar significativamente este valor (Dahl 1996, Villa 1997).

A interpretação das idades dentro do contexto metamórfico é condicionada pela reação entre as condições de metamorfismo (principalmente temperatura) e a temperatura de fechamento do sistema. Estudos sistemáticos em diferentes perfis contínuos de rochas metamórficas de baixo grau têm sugerido que é possível obter idades metamórficas em rochas na fácies prehnita-pumpellyita, enquanto que na fácies xisto verde e condições superiores a esta as idades têm relação com o resfriamento (Adams *et. al.* 1999, Adams & Maas 2004).

Os concentrados minerais foram preparados com o uso de técnicas clássicas de separação, principalmente por catação manual, usando estereomicroscópio, separando-se grãos entre 0,5 e 1 mm, e em quantidade de minerais acima de 200 grãos por amostra.

As análises foram feitas no Laboratório de Ar do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo/IGc/USP), com o método de extração *Step Heating by Laser Verdi 6W*.

De maneira resumida, o protocolo utilizado neste laboratório envolveu nova seleção dos grãos de cada um dos minerais de cada amostra, os quais foram irradiados por fluxo de neutrons epitermais rápidos no reator de pesquisa IEA-R1 do Instituto de Pesquisas Nucleares (IPEN/CNEN) durante 24 horas contínuas, juntamente com o padrão internacional (monitor de fluxo) *Fish Canyon* (sanidina, 28.305 ± 0.036 Ma; Renne *et al.* 2010).

Após um período de aproximadamente 60 dias de resfriamento, a amostra foi depositada para análise por aquecimento gradual (*step heating*) via laser de estado sólido Nd:YVO4 (visível próximo, 532 nm - modelo *Verdi 6W Coherent*) no Laboratório de Ar do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo/IGc/USP). O sistema de extração a laser está acoplado a um sistema de purificação funcionando com *getters* SAES-GP50 e espectrômetro de massa multicoletor *ARGUS VI* (*ThermoScientific, Bremen, Alemanha*), de setor magnético. As massas 40 a 36 foram medidas simultaneamente em cinco coletores Faraday (1011 ohm - para a massa 40, e 1012 ohm para as demais massas). Reprodutibilidade durante a sequencia de análises (*run SP2*) foi monitorada continuamente através de medidas de Ar atmosférico (*air pippete*, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ *weighted mean* = 298.5). As idades aparentes foram calculadas a cada etapa de aquecimento usando um fator $J = 0.00955 \pm 0.00005$, após serem aplicadas as correções para discriminação de massa, interferências nucleogênicas e contaminação atmosférica.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cinturão Araguaia (CA) é uma das mais importantes unidades geotectônicas do Neoproterozoico da Província Tocantins, que se formou a partir da amalgamação de três blocos paleocontinentais maiores: os crátons Amazônico, São Francisco - Congo e Paraná, resultando também na formação dos cinturões Paraguai e Brasília, que são suas principais ramificações (Strieder & Suita 1999, e Pimentel *et al.* 2000).

Segundo Hasui (2013), o Cinturão Araguaia, junto com os cinturões Brasília e Paraguai, constituem três setores que compartimentam o Sistema Orogênico Tocantins que se situa entre os crátons Amazônico e São Francisco, correspondendo quase inteiramente à Província Tocantins e à parte sudeste do Escudo do Brasil Central. A configuração deste sistema, segundo o conjunto destes três cinturões orogênicos, dispõe-se em forma parecida a uma tesoura centralizada em Goiás, com uma extremidade para o norte avançando para o estado do Tocantins e sudeste do Pará; outra para sudoeste, estendendo-se para Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, e a terceira para sudeste, chegando ao sul de Minas Gerais. Extensas coberturas de rochas sedimentares fanerozóicas das bacias do Paraná, Parnaíba, Bananal e Pantanal Mato-grossense, ocultam parte dessas unidades (Figura 2.1).

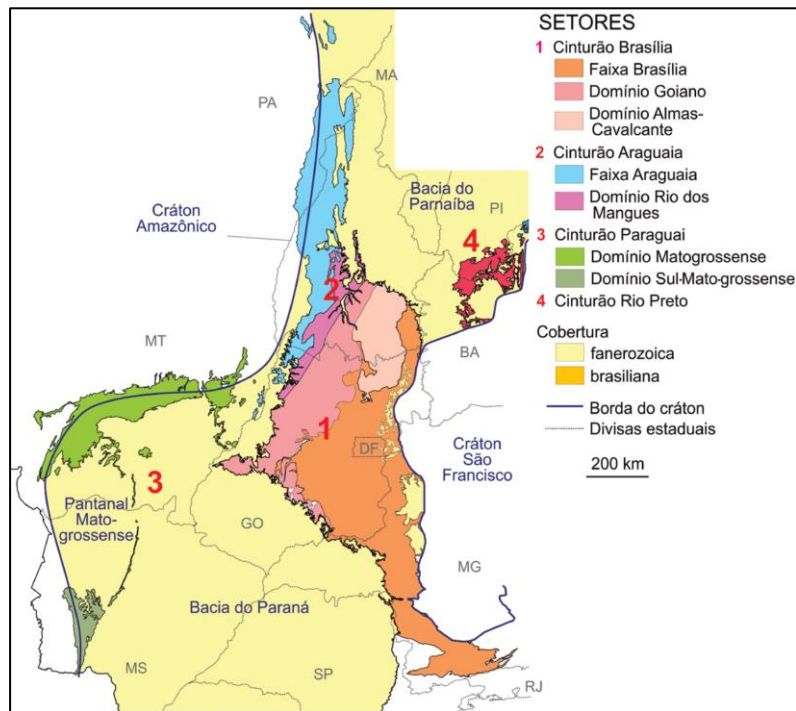


Figura 2.1. Setores e domínios do Sistema Orogênico do Tocantins em que estão representadas extensões dos cinturões Araguaia, Paraguai e Brasília do Neoproterozoico nas bordas dos Crátons Amazônico e São Francisco (Hasui 2013).

Os cinturões Araguaia, Brasília e Paraguai de idade Neoproterozóica estão estabelecidos no interior da América do Sul e são de grande importância para a reconstrução do Supercontinente Gondwana, uma vez que alguns são considerados como extensões de cinturões situados no continente Africano (Brito Neves & Cordani 1991, Trompette 1997). Entre estes, o Cinturão Araguaia situado na margem leste do Cráton Amazônico, que segundo Almeida *et al.* (1981) representa a porção norte do

Cinturão Paraguai-Araguaia, se estende pelo centro eo norte do Brasil e presumivelmente, tem continuidade noroeste para a África (cinturões Rokelide e Dahomeyide), com extensão superior a 4000 km (Brito Neves & Cordani 1991) (Figura 2.2).

O CA apresenta estruturação geral N-S com variação para NNW-SSE que trunca as estruturas mais antigas de direção WNW-ESE do Cráton Amazônico (Hasui *et al.* 1980). Por outro lado, grande parte da borda leste do CA é encoberta por rochas sedimentares do Paleozoico pertencentes à Bacia do Parnaíba, enquanto suas porções norte e sul são recobertas por sedimentos do Cenozoico. A sudeste faz limite com as rochas arqueanas ou paleoproterozoicas do Maciço de Goiás (Gorayeb *et al.* 2008) (Figura 2.3).

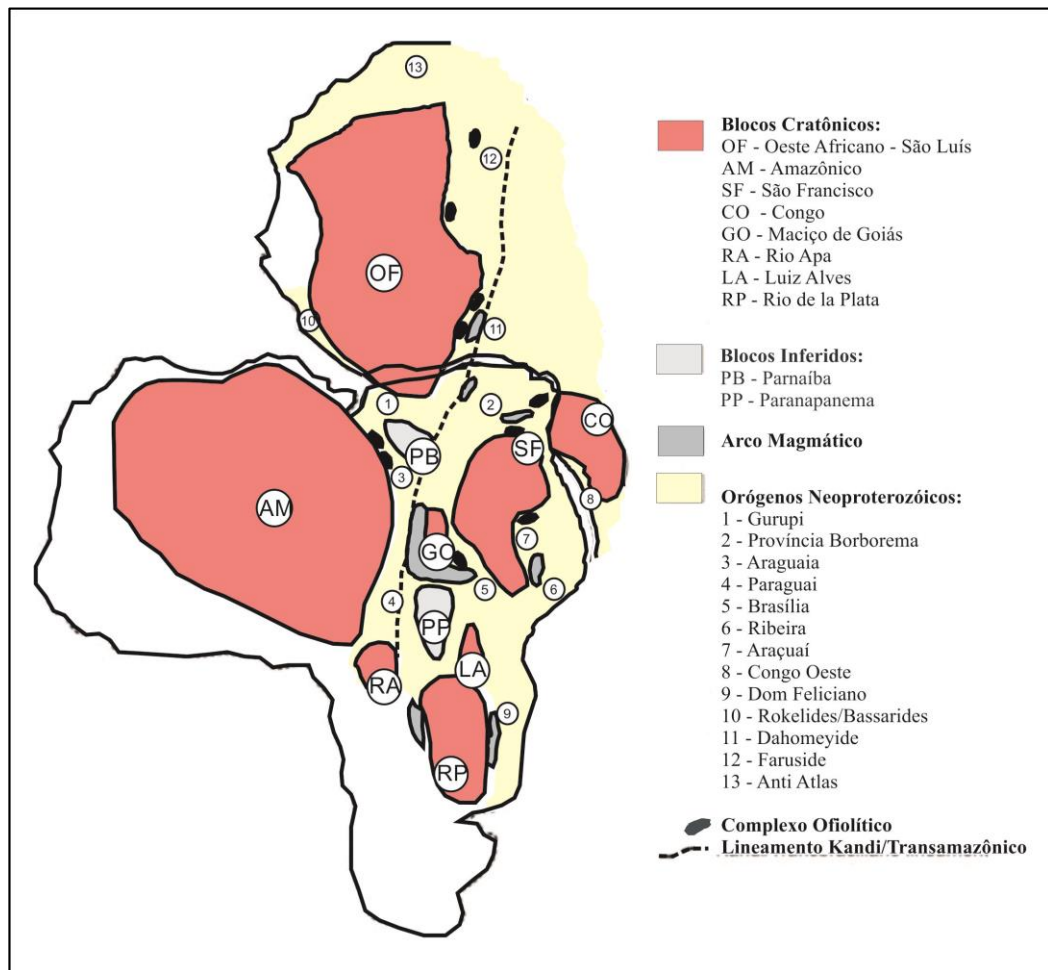


Figura 2.2. Reconstrução Paleogeográfica do Gondwana Ocidental mostrando os cinturões do Pan-Africano/Brasiliano, as principais regiões cratônicas do Arqueano e do Paleoproterozóico e os blocos nos crátons Sul-Americanos e Oeste Africanos (Klein & Moura 2008).

2.1 LITOESTRATIGRAFIA

As principais unidades litoestratigráficas que compõem o Cinturão Araguaia estão sintetizados em Abreu (1978), Hasui *et al.* (1984), Hasui & Costa (1990), Alvarenga *et al.* (2000) e Gorayeb *et al.* (2008).

O embasamento do CA é constituído por unidades do Arqueano e Paleoproterozoico (Alvarenga *et al.* 2000, e Gorayeb *et al.* 2008), em que no lado oeste é representado por terrenos granito-*greenstone* arqueanos de idade 2,96 a 2,7 Ga (Macambira & Lafon 1995) ou por granitóides e gnaisses do Domínio Bacajá de idade 2,26 – 1,99 Ga (Vasquez & Rosa-Costa 2008) na borda oriental do Cráton Amazônico. Na porção norte do Cinturão Araguaia rochas arqueanas estão expostas em núcleos erodidos de estruturas braquianticlinais representadas pelo Complexo Colméia constituído por ortognaisses TTG de idade 2,85 Ga (Moura & Gaudette 1999).

Na porção sudeste do CA, no domínio do Maciço de Goiás estão expostas seqüências metavulcano-sedimentares arqueanas do Grupo Rio do Coco (Costa *et al.* 1983), com idade Pb-Pb em zircão de 2,62 Ga (Arcanjo *et al.* 2000). Neste domínio, amplos terrenos do Paleoproterozoico expõem um conjunto de ortognaisses tonalíticos e graníticos, gnaisses calciossilicáticos e outras rochas supracrustais agrupados no Complexo Rio dos Mangues, cujas idades Pb-Pb em zircão apontam 2,0 – 2,1 Ga (Arcanjo & Moura 2000). Além disso ocorrem terrenos de alto grau metamórfico, representados principalmente por enderbitos, granulitos máficos e kinzigitos, agrupados no Complexo Porto Nacional, com idades Pb-Pb em zircão dos protólito ígneos de 2,14 a 2,13 Ga (Gorayeb *et al.* 2000) (Figura 2.3).

Rochas magmáticas alcalinas subsaturadas encaixados em gnaisses do Complexo Rio dos Mangues são representadas por nefelina metasienitos da Suíte Monte Santo e Serra da Estrela (Costa *et al.* 1983, Hasui *et al.* 1984, Gorayeb *et al.* 1996). Estas rochas apresentam idades Pb-Pb em zircão de 1,0 Ga (Arcanjo & Moura 2000) e são interpretadas como representantes da fase rifte que ofereceu condições para pós-estabelecimento da Bacia Araguaia no Neoproterozoico.

As rochas supracrustais do Cinturão Araguaia são representadas por uma sucessão predominantemente metassedimentar reunida no Supergrupo Baixo Araguaia, que é subdividido nos grupos Estrondo (unidade basal) e Tocantins (Abreu 1978) (Figura 2.3).

O Grupo Estrondo tem como unidade basal a Formação Morro do Campo constituída por quartzitos puros intercalados com muscovita quartzitos, quartzo-muscovita xisto, cianita xisto, quartzito feldspático e magnetita quartzito; e no topo a Formação Xambioá, constituída por micaxistos, xistos feldspáticos, xistos com granada, estauroлита e/ou cianita, xistos grafitosos, mármore e anfíbolitos (Abreu 1978, Gorayeb *et al.* 2008).

O Grupo Tocantins tem a Formação Pequizeiro na base, que é constituída por clorita-muscovita-quartzo xistos com intercalações subordinadas de cálcio xistos, quartzitos, magnetita-muscovita filitos, e a Formação Couto Magalhães, estratigraficamente acima, que é constituída por

ardósias, filitos pelíticos, filitos grafitosos, meta-arcósios, metassiltitos, metacalcários, meta-argilitos e lentes de quartzitos (Abreu 1978, Costa 1980, Gorayeb 1981).

Há ocorrência ainda de rochas magmáticas, que apesar de representarem frações mais restritas, têm grande importância para a evolução do CA e são representadas por complexos ofiolíticos com basaltos maciços ou almofadados e peridotitos serpentinizados; de suítes metagabroicas intrusivas pré-metamorfismo regional, cuja idade de colocação situa-se em aproximadamente 820 Ma (Gorayeb *et al.* 2004); e de plútons graníticos sin a tardi-tectônicos de idade em torno de 550 Ma, interpretados como contemporâneos ao metamorfismo regional (Alves 2005, Gorayeb & Moura 2008, Moura *et al.* 2008) (Figura 2.3).

Basaltos almofadados associados com peridotitos serpentinizados da porção centro-oeste do CA, nos arredores da cidade de Araguacema (TO), e da porção sudeste do estado do Pará, na região de Sapucaia e Xinguara (Kotschoubey *et al.* 1996, Gorayeb *et al.* 2000, Paixão *et al.* 2008, Cruz & Gorayeb 2008, Pamplona & Gorayeb 2013, e Barros 2015) representam corpos ofiolíticos de parte de uma crosta oceânica da fase inicial da evolução do CA, que se acham embutidos tectonicamente nas rochas Grupo Tocantins.

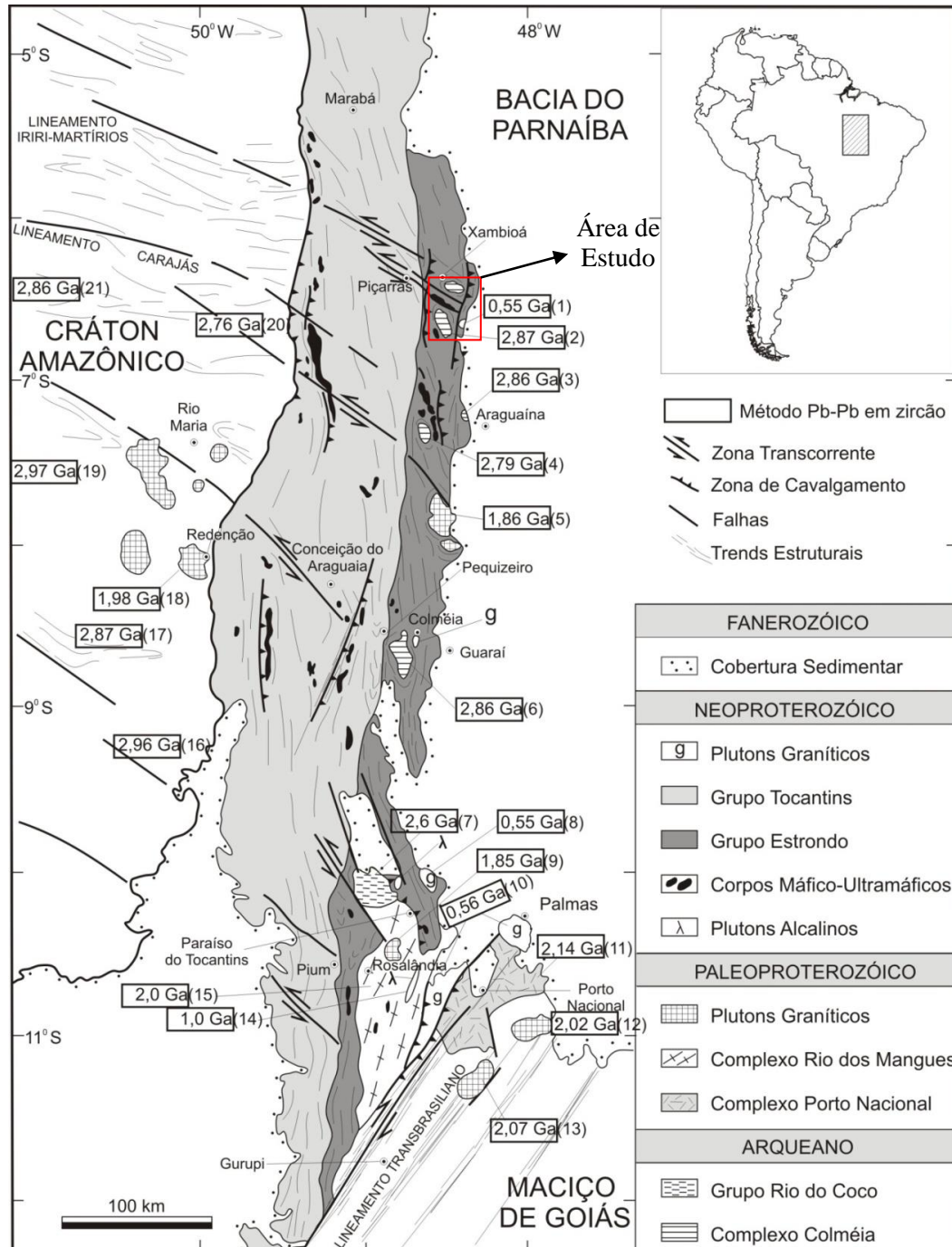
Plútons gabroicos e anfíbolitos associados da região de Xambioá-Araguanã foram reunidos por Gorayeb *et al.* (2004) na Suíte Intrusiva Xambica. Estes autores obtiveram idades Pb-Pb em zircão de 817 ± 5 Ma em metagabros dessa suíte e Barros *et al.* (2010) obtiveram idades U-Pb em zircão em dois metagabros e um anfíbolito de 878 ± 22 Ma, 804 ± 35 Ma e 752 ± 23 Ma, respectivamente. Assim, concluíram que se trata de um magmatismo basáltico toleítico que alojou corpos intrusivos na sequência sedimentar que originou o Grupo Estrondo, precedendo o metamorfismo e tectônica principal do Cinturão Araguaia.

Pequenos plútons graníticos foram registrados no leste do CA que representa a porção de mais alto grau metamórfico do Cinturão Araguaia, encaixados em biotita xistos, xistos feldspáticos e quartzitos do Grupo Estrondo. Datações apontam idades do final do Neoproterozoico/início do Paleozoico para o alojamento desses corpos por volta de 550 Ma (Alves 2005, Moura *et al.* 2008). Eles foram interpretados como corpos de alojamento sin a tardi-tectônico relacionado à anatexia crustal durante o pico do metamorfismo e, por causa disso, contemporâneos ao evento metamórfico regional (Moura & Souza 2002, Gorayeb & Moura 2008).

Idades K-Ar entre 560 e 520 Ma obtidas em biotita e muscovita extraídas de xistos, e em hornblenda de anfíbolitos do Grupo Estrondo, registram períodos de resfriamento do evento metamórfico do CA (Macambira 1983). A atuação deste evento termal está registrada também em biotita e muscovita de gnaisses arqueanos do Complexo Colméia da região de Xambioá cujas idades K-Ar apontaram valores por volta de 530 Ma (Macambira 1983), e por idades Rb-Sr em minerais obtidas no Granitóide Cantão entre 500 e 470 Ma (Lafon *et al.* 1990) e de 536 ± 37 Ma no Granito Serrote (Souza & Moura 1995, Moura *et al.* 2003), que são corpos graníticos do Paleoproterozoico

(1,85 Ga) afetados pelo metamorfismo regional do CA. Estes dados permitem relacionar o metamorfismo do CA com o evento termo-tectônico Brasileiro.

Figura 2.3 - Mapa geológico do Cinturão Araguaia com indicação das idades de suas principais unidades litoestratigráficas (Modificado de Gorayeb *et al.* 2008) com a localização da área de estudo. Datações: (1) Alves (2005); (2), (3), (4), (5) e (6) Moura & Gaudette (1999); (7) Arcanjo *et al.* (2000); (8) Moura & Souza (2002);



(9) Souza & Moura (1995); (10) Gorayeb *et al.* (2000a); (11) Gorayeb *et al.* (2000b); (12) Sachett (1996); (13) Chaves *et al.* (2008); (15) Arcanjo (2002); (16), (17), (18), (19), (20) e (21) Macambira & Lafon (1995).

2.2 ESTADO DO CONHECIMENTO DO METAMORFISMO DO CINTURÃO ARAGUAIA

Os estudos sobre o metamorfismo do Cinturão Araguaia são restritos e localizados, sendo qualificado como do tipo regional Barrowiano, o qual aumenta gradualmente de oeste para leste, desde o anquimetamorfismo até a fácies anfibolito delineando, regionalmente, zonas metamórficas dispostas ao longo de seu eixo N-S. As principais isógradas metamórficas identificadas são clorita, biotita, estauroлита e granada (Silva *et al.* 1974, Gorayeb 1981, Souza 1984, Teixeira 1984, Alvarenga *et al.* 2000 e Pamplona *et al.* 2010). Nos domínios de relativamente mais alto grau metamórfico são registradas porções restritas de anatexia em xistos na porção leste do CA (Abreu *et al.* 1994, Alves 2005, Gorayeb & Moura 2008).

Os primeiros estudos mais específicos sobre o metamorfismo do CA se deve a Silva (1980) que fez um estudo regional ao longo de duas seções geológicas entre as cidades de Conceição do Araguaia a Guaraí e Xambioá a Vanderlândia, apoiado em dados petrográficos e química mineral. Nesse estudo delimitou regionalmente as zonas da clorita, biotita e granada cujas isogradas delimitantes aparecem sucessivamente de oeste para leste; caracterizou o regime metamórfico atuante como sendo progressivo e de pressão média a alta; definiu também as associações minerais nas proximidades das estruturas braquianticlinais de Lontra e Xambioá, identificando a zona da granada sem estauroлита, indicativas de um metamorfismo da fácies anfibolito. Adicionalmente, interpretou a presença da cianita como indicativa de um metamorfismo do tipo pressão média; estudou o relacionamento entre o metamorfismo e deformação e concluiu que o metamorfismo pode ser considerado como unicíclico e polifásico.

Gorayeb (1981) estudando a região de Araguacema–Pequizeiro–Conceição do Araguaia, concluiu que as associações minerais e a presença das zonas da sericita, clorita e biotita, atestam uma variação do metamorfismo no espaço do anquimetamorfismo até a fácies xisto-verde para as rochas do Grupo Tocantins atingindo a isógrada da biotita. Identificou três pulsos do metamorfismo, acompanhado por eventos deformacionais, sendo que o evento M1-F1 (metamorfismo regional) criou feições estruturais bem definidas como as foliações e orientações minerais das rochas; M2-F2 foi responsável pela formação da clivagem de crenulação e pelo crescimento blástico de filossilicatos (muscovita, clorita e biotita); e M3 envolveu recristalizações em extremo equilíbrio. A muscovita e a clorita iniciaram seu crescimento em F1, prolongando-se até F3, enquanto a biotita cresce precocemente e prolongando-se até o esmorecimento de F3.

Souza (1984) caracterizou dois eventos metamórficos na região norte da Serra do Estrondo, a WNW da cidade de Colinas do Tocantins, abrangendo a região de Arapoema e Cantão. Considerou que o primeiro evento metamórfico atingiu apenas as rochas do embasamento (Complexo Colméia), aflorante nos núcleos das estruturas braquianticlinais de Cantão, Rio Jardim e Rio Cunhãs. Interpretou como um metamorfismo de grau forte, envolvendo um processo de anatexia que modificou levemente os gnaisses dessa unidade. O segundo evento metamórfico sobre as rochas do Grupo Estrondo se deu no início do grau médio, e atribuiu a ausência da estauroлита à inadequação composicional dos

protólitos sedimentares. Identificou na região uma distribuição errática da granada a qual impossibilitou a definição de uma isógrada desse mineral. Concluiu que a cristalização da granada é controlada pela composição química dos sedimentos originais.

Teixeira (1984) estudando a região da Serra das Cordilheiras a oeste da cidade de Araguaína também identificou dois eventos metamórficos e concluiu que esses processos foram parciais e restritos, e que o metamorfismo dos gnaisses do Complexo Colméia atingiu condições equivalentes ao grau médio. Quanto ao metamorfismo que atingiu o Grupo Estrondo indica condições mínimas equivalentes ao grau fraco superior e máximas condizentes com o início do grau médio, com regime de temperatura de $550 \pm 30^\circ\text{C}$ e pressão razoavelmente elevada de 5 a 6 kbar.

Abreu *et al.* (1994), com a identificação de bolsões quartzo-feldspáticos e pequenos corpos graníticos sin-tectônicos em áreas restritas do Cinturão Araguaia, estimaram condições de temperatura de 650°C e pressões maiores que 6 kbar para as rochas do Grupo Estrondo na região de Paraíso do Tocantins. Por outro lado, Alves (2005), estimou condições de 530 a 580°C de temperatura e pressão de 5 a 7 kbar para o pico metamórfico da região de Xambioá, na fácies anfíbolito médio.

Gorayeb & Alves (2003) em estudos petro-estruturais realizados no embasamento Arqueano na região de Xambioá e Araguanã (TO) demonstraram a superposição tectono-metamórfico dos processos que edificaram o Cinturão Araguaia no Neoproterozoico, sobre os ortognaisses do Complexo Colméia, nos quais desestabilizaram as associações minerais existentes e impuseram forte trama anisotrópica aos gnaisses as quais são coincidentes com as estruturas das rochas supracrustais do Grupo Estrondo, assentados imediatamente acima destes gnaisses.

Pamplona *et al.* (2010) em estudos petrográficos e microtectônicos nas sequências metassedimentares psamíticas, pelíticas/semipelíticas e carbonáticas, e em rochas metamáficas do Grupo Estrondo, na região de Xambioá/Araguanã (TO), qualificaram e quantificaram o metamorfismo que atingiu a região. Duas feições estruturais foram identificadas na maioria das rochas cuja geração aconteceu em dois estágios cinemáticos da evolução do CA e que tem relação direta com os pulsos metamórficos e que condicionaram a formação dos minerais metamórficos. A primeira diz respeito a uma foliação penetrativa definida como xistosidade e/ou o bandamento (S1) desenhadas nos tipos pelíticos pelos minerais micáceos, pelos agregados de cristais de quartzo alongados e pela orientação dos porfiroblastos de estauroлита e cianita; nos anfíbolitos pela orientação de hornblenda e biotita; e nos mármoreos pelos grãos alongados de calcita/dolomita ou pela orientação de tremolita-actinolita. Essas estruturas foram formadas na fase principal da tectônica que projetou as massas rochosas de SE para NW. A segunda geração (S2) é definida pela clivagem de crenulação, que está relacionada aos pulsos tardios da evolução tectônica da área.

As associações minerais em equilíbrio identificadas nos principais tipos composicionais foram: Qtz + Ms + Ky (psamitos); Qtz + Bt + Ms + Olig (semi-pelitos); Qtz + Bt + Ms \pm Grt \pm St \pm Ky (pelitos); Cal + Dol \pm Qtz \pm Tlc \pm Tr-Act (carbonáticas); Qtz + Bt + Ms + Mc \pm Pl + Ep + Hbl

(cálcio-silicáticas); Hbl + Pl ± Scp ± Grt + Ttn ± Ky (máficas). Com base nestas associações minerais e nas grades petrogenéticas de Spear (1995) e Yardley (2004), Pamplona *et al.* (2010) concluíram que a região de Xambioá-Araguanã atingiu condições da fácies anfibolito médio com estimativas de temperaturas de 550° a 580° C e pressões de 6 a 7 kbar, para o pico do metamorfismo regional. Fases minerais de geração tardia, em relação à deformação principal, tais como porfiroblastos de clorita e/ou biotita que acompanham ou truncam a clivagem de crenulação (sin e pós S₂) indicam continuidade do processo metamórfico no declínio regional da temperatura.

2.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL DO CINTURÃO ARAGUAIA

O Cinturão Araguaia é marcado estruturalmente pela mistura tectônica de rochas, imbricações e por napismos em diferentes escalas e intensidade, registrados com maior intensidade no domínio leste. O embasamento é também envolvido nessa mistura tectônica, na forma de fatias ou lascas que formam um cordão de braquidobras além do espessamento de todo o pacote rochoso (Costa *et al.* 1988, e Abreu *et al.* 1994).

O *trend* aproximadamente N-S impresso nas rochas do Cinturão Araguaia é resultado da disposição das unidades litológicas e da direção NNW-SSE e NNE-SSW da foliação impressa tanto nas rochas supracrustais quanto nas rochas do embasamento (Alvarenga *et al.* 2000).

Estas foliações impressas no Cinturão Araguaia variam de direção de acordo com a sua localização areal associadas às grandes estruturas reinantes como por exemplo: a) próximo às estruturas braquianticlinais onde as foliações seguem a configuração dessas estruturas; b) próximo às zonas de cisalhamento dúctil e rúptil-dúctil (NNW – SSE); e c) na porção mais a sul do CA que é afetada por zonas de cisalhamento transcorrentes do Lineamento Transbrasiliano de direção NNE-SSW (Hasui *et al.* 1984 e Gorayeb 1996).

A formação das estruturas braquianticlinais foi inicialmente interpretada como relacionada ao diapirismo granítico (Hasui *et al.* 1984). Estudos estruturais posteriores revelaram a sua ligação com a tectônica de empurrão que envolveu além das sequências supracrustais, o embasamento da região (Abreu *et al.* 1994, Gorayeb *et al.* 2008).

As lineações de estiramento apresentam caimentos suaves para SE, exceto ao redor das estruturas braquianticlinais, mostrando *rake* com ângulos entre 50° a 60°. A análise estrutural de elementos planares e lineares sugere transporte tectônico de massas para NW, indicando uma colisão oblíqua com o Cráton Amazônico (Costa *et al.* 1988, e Abreu *et al.* 1994, Gorayeb *et al.* 2008).

3 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

3.1 METAMORFISMO

O termo metamorfismo foi originalmente utilizado por James Hutton em 1785, no seu trabalho intitulado *Theory of the Earth*, ao explicar a gradativa transformação, em estado sólido, de sedimentos para rochas recristalizadas com mudanças texturais e mineralógicas. Dentre os trabalhos pioneiros sobre o tema destaca-se também o de Charles Lyell (Lyell 1830), em sua obra *Principles of Geology*, de grande influência na formação dos primeiros geólogos.

Na petrologia metamórfica, este termo é concernente com a transformação que ocorre nas rochas no estado sólido e diz respeito aos processos de transformação por meio das quais, e em resposta as condições novas (temperatura e pressão), uma rocha originalmente formada em um ambiente ígneo ou sedimentar reequilibra-se às novas condições P-T. A maioria das rochas metamórficas retém algumas das características do material original, tais como a composição química global ou feições maiores como minerais, texturas ou estruturas primárias, enquanto são desenvolvidas novas texturas e, frequentemente, recristalização e formação de novos minerais (Yardley 2004).

A discussão do metamorfismo como um processo que compreende mudanças no estado sólido não deve ser tomada ao pé da letra: pequenas quantidades de fluidos podem estar presentes nos poros de rochas durante o metamorfismo, acreditando-se que esses fluidos desempenham papel importante ao facilitar as transformações metamórficas sem mudanças composicionais significativas (Yardley 2004).

Há muitas razões e importância de se estudar o metamorfismo, mas todos são intimamente relacionados a um único objetivo: compreender a evolução da crosta da terra. Em ordem, para entender este ramo de conhecimento, deve-se ter um bom entendimento da química dos minerais formadores de rocha, do equilíbrio de fase experimental, da petrologia teórica, da físico-química e da análise microtextural/estrutural, além de interpretar corretamente a significância das paragêneses minerais da rocha em termos da evolução tectônica nos cinturões orogênicos (Spear 1995).

Nas últimas décadas, a petrologia metamórfica evoluiu significativamente em virtude do desenvolvimento de técnicas mais apropriadas que possibilitaram maior precisão na determinação das condições P-T do pico metamórfico, da forma e posição dos caminhamentos P-T, sua relação com o tempo, o cálculo de grades petrogenéticas e pseudosseções (grades calculadas para composições específicas). A combinação dessas técnicas permite o estudo e o entendimento do metamorfismo de forma mais ampla, acurada e dinâmica.

Os trabalhos pioneiros de England & Thompson (1984) e Thompson & England (1984) trouxeram grande avanço para modelagem das trajetórias P-T-t em terrenos metamórficos, as quais são feitas com modelagem matemática de influência e interação dos parâmetros envolvidos na geração e evolução do metamorfismo, tais como taxa de erosão, velocidade de soterramento, produção e fluxo de calor, em diferentes ambientes tectônicos, tais como zonas de subducção e de colisão continental.

Com o surgimento dos bancos de dados termodinâmicos internamente consistentes acoplados a programas como *THERMOCALC* (Holland & Powell 1998) ou *PERPLEX* (Connolly 1990), avanços significativos ocorreram no estudo do metamorfismo, permitindo calcular as condições P-T e grades petrogenéticas em diversos sistemas químicos e pseudosseções (Powell *et al.* 2005). O modelamento da evolução metamórfica é dinâmico, sendo que a interpretação textural feita em conjunto com pseudosseções torna-se uma ferramenta muito poderosa, permitindo o traçado de trajetórias P-T complexas (Johnson & Brown 2004).

Enfim, é importante ressaltar que o estudo da evolução das rochas metamórficas deve envolver diferentes abordagens de apoio, como por exemplo, a geologia de campo e estrutural, a petrografia e petrologia metamórfica, química mineral, geotermobarometria e estudos geocronológicos. A integração desses estudos possibilita o entendimento da evolução da crosta através da construção de trajetórias *P-T-t* e sua relação com a tectônica.

3.1.1 Metamorfismo e Geologia Estrutural

Segundo Passchier *et al.* (1990), a reconstrução da evolução tectônica de uma região se dá através do estudo das características essenciais apresentadas pelas rochas deformadas. A geometria das várias estruturas geradas durante um determinado evento de deformação é indicativa das características físicas e cinemáticas que, muitas vezes representa apenas o último evento deformacional importante sofrido pelas rochas. Processos tectônicos mais jovens, frequentemente caracterizados pelo predomínio de deformação coaxial, ocasionam achatamento e consequente obliteração de registros dos eventos pretéritos.

Para a reconstrução da trajetória completa da evolução metamórfica é de extrema importância o amplo domínio da petrologia metamórfica e da geologia estrutural, interligando os estudos estruturais de macroescala aos estudos de microtectônica, já que muitas vezes nessa escala há maior preservação do registro das diferentes deformações (*e.g.* inclusões orientadas em porfiroblastos de granada) (Passchier *et al.* 1990).

As diferentes deformações representam os diversos episódios tectônicos sofridos pelas rochas, possivelmente separados por intervalos de tempo com pequena ou nenhuma deformação, durante a qual as condições de metamorfismo e orientação do campo de tensão podem ser modificadas (Passchier & Trouw 1996).

Para as modificações das condições metamórficas, nas investigações da evolução em cinturões metamórficos geralmente são usadas subdivisões de eventos metamórficos, que é um evento na qual houve a formação de uma associação mineral particular. Algumas texturas metamórficas características podem revelar diferentes eventos metamórficos, como por exemplo, inclusões de minerais reliquiares em porfiroblastos e/ou bordas de reações. A relação dos porfiroblastos com a matriz revela a sequência de idades relativas da formação dos mesmos (Passchier & Trouw 1996).

No entanto, Passchier & Trouw (1996) enfatizam que um evento metamórfico é de natureza diferente de um evento deformacional. Um evento deformacional é um período entre intervalos de pequena ou nenhuma deformação, enquanto que um evento metamórfico reflete as modificações nas condições *P-T* suficientes para iniciar reações metamórficas e produzir uma nova associação mineral em equilíbrio chamada de paragênese mineral.

Segundo Spear (2003), paragênese mineral ou paragênese metamórfica é um conjunto de minerais coexistentes em equilíbrio que depende da composição química do protólito (rocha original), da pressão, da temperatura e da composição dos fluidos presentes. Rochas de mesma composição química podem apresentar diferentes paragêneses minerais em função da intensidade do metamorfismo.

A deformação é muitas vezes catalizadora das reações metamórficas, sendo que muitas vezes os eventos metamórficos coincidem com os deformacionais. Um exemplo de como a deformação pode acelerar os processos metamórficos é justapondo-se grãos minerais reagentes (Yardley 1994). Além disso, a recristalização induzida pela deformação é um mecanismo efetivo de reinicialização do sistema isotópico (Yund & Tullis 1991 *apud* Yardley 1994).

Padrões de inclusões nos porfiroblastos podem revelar a estrutura da rocha antes ou na época da formação do mesmo e permite a reconstrução do tempo, ou seja, quando cresceu o mineral, além das condições metamórficas e deformacionais da época. Em muitos casos e especialmente em condições metamórficas de baixo a médio graus, os minerais que não participaram da reação não são removidos completamente, mas são cercados por porfiroblastos como inclusões passivas. Se a rocha adjacente ao crescimento do porfiroblasto tiver acamadamento composicional ou orientação preferencial de grãos minerais a trama pode ser parcialmente preservada. Isso possibilita a investigação de foliações pretéritas (Passchier & Trouw 1996). O estudo de inclusões também é importante para a caracterização das condições de metamorfismo e da natureza das reações que geraram o porfiroblasto, considerando que muitas vezes as inclusões são fases reagentes que participaram da reação de geração do porfiroblasto.

Os porfiroblastos são microestruturas muito importantes para o estudo das condições metamórficas, pois além de preservarem evidências para a caracterização temporal entre o crescimento do porfiroblasto e a formação da matriz, preservam ainda outras características estruturais, como por exemplo, evidências do regime de deformação ao qual a rocha foi afetada. Porfiroblastos afetados por cisalhamento simples ocorrem muitas vezes com um crescimento em forma de espiral, enquanto que porfiroblastos afetados por cisalhamento puro podem ocorrer boudinados (Passchier & Trouw 1996).

No estudo de idade relativa dos porfiroblastos com a matriz, Passchier & Trouw (1996) classificam os porfiroblastos em pré, sin e pós-tectônicos, como apresentado a seguir. A nomenclatura utilizada para as características do porfiroblasto e da matriz é apresentada nas figuras 3.1 e 3.2, e assim classificados:

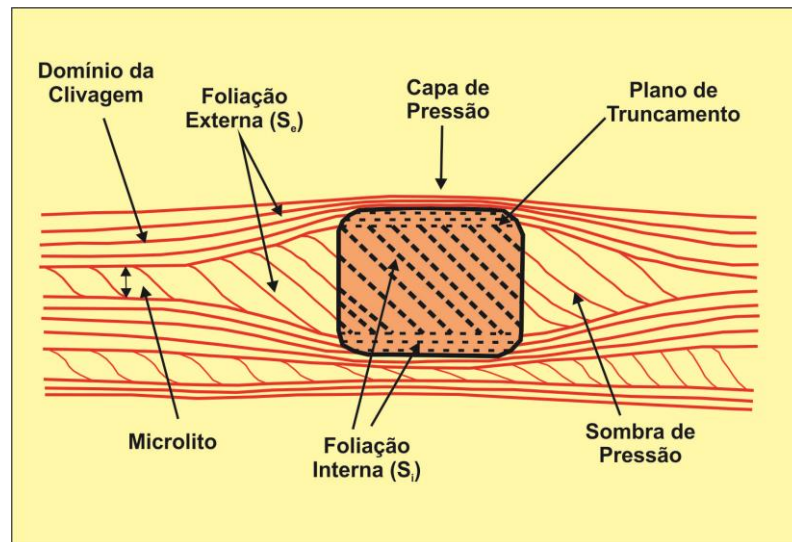


Figura 3.1. Nomenclatura dos porfiroblastos e microestruturas internas e externas de acordo com Passchier & Trouw (1996).

- 1) Porfiroblastos pré-tectônicos – Estes são tipos raramente descritos na literatura e são incomuns em áreas afetadas por metamorfismo regional, com exceção de metamorfismo de baixa pressão e alta temperatura. As inclusões são randômicas ou mostram um zoneamento setorial. Entretanto, é incorreto interpretar um cristal com inclusões como sendo pré-tectônico; em rochas de alto grau, foliações anteriores podem ser destruídas pelo crescimento de grãos, e subsequentemente no crescimento de porfiroblastos podem dar idéia de estruturas pré-tectônicas. Porfiroblastos pré-tectônicos podem ser circundados pela matriz com deformações polifásicas;
- 2) Porfiroblastos sin-tectônicos - Estes crescem durante a fase de deformação principal e são os mais frequentes tipos de porfiroblastos encontrados na natureza. Isso provavelmente se deve ao fato da deformação ter um efeito catalisador na nucleação nos minerais e taxas de difusão. Padrões de inclusões são geralmente curvados nos porfiroblastos sin-tectônicos, a S_i (foliação interna) pode ocorrer simétrica à S_e (foliação externa) ou, em alguns casos, a S_i pode ocorrer oblíqua ou em forma de espiral. Este último é particularmente comum em granadas. Porfiroblastos com padrões de inclusões com geometria oblíqua S_i ou em espiral são chamados de porfiroblastos rotatos; Porfiroblastos pós-tectônicos - Este é o tipo mais fácil de identificar devido à ausência de S_e circundando o cristal, sombras de pressão, extinção ondulante ou outras feições de deformação. Se inclusões estiverem presentes, a S_i é contínua a S_e , algumas vezes dobrada. Em alguns casos ocorrem fracos efeitos de deformação, incluindo sombras de pressão, dentro ou ao redor de uma população aparentemente pós-tectônica.

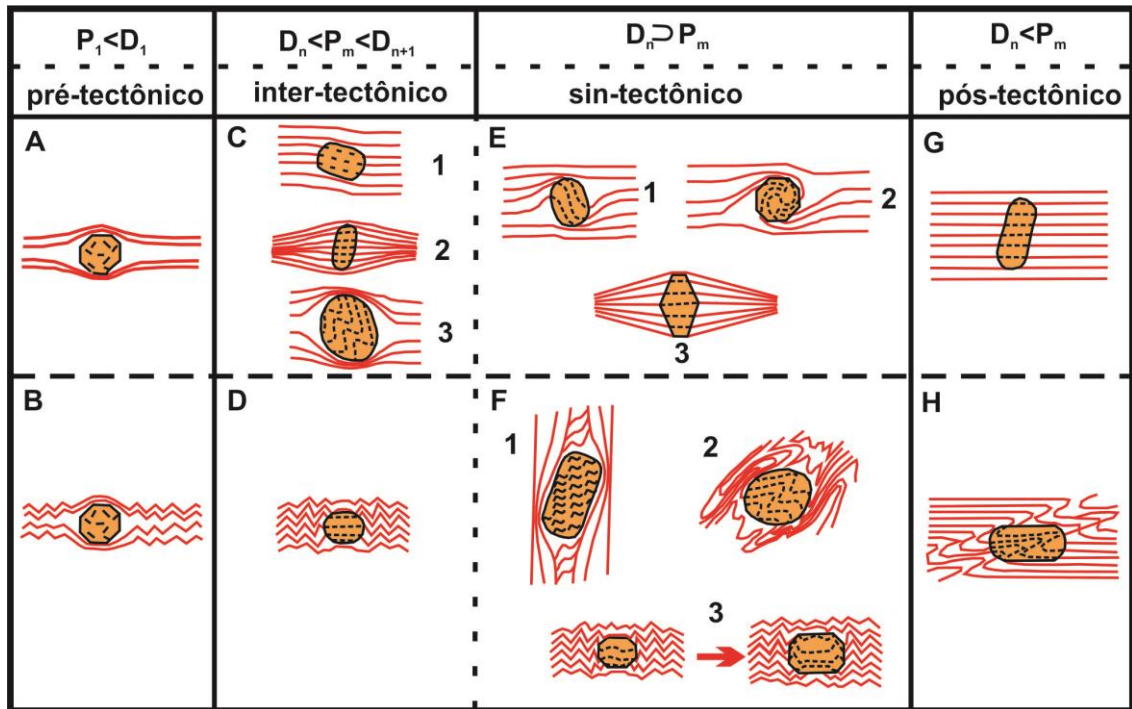


Figura 3.2. Classificação temporal dos porfiroblastos em relação à matriz segundo Passchier & Trouw (1996).

3.1.2 Metamorfismo e Cinturões Orogênicos

Um dos resultados mais importantes que emerge do estudo das rochas metamórficas é a percepção fornecida sobre a estrutura termal e o comportamento tectônico do passado, onde foi reconhecido que as rochas metamorfozadas regionalmente foram submetidas a uma deformação complexa em cinturões metamórficos que podem ter centenas de quilômetros de comprimento e algumas dezenas ou centenas de quilômetros de largura. Mesmo no interior de áreas de escudos pré-cambrianos profundamente erodidos, cinturões orogênicos característicos podem ser reconhecidos. Trata-se de cinturões metamórficos compostos de rochas metamórficas preexistentes remobilizadas e/ou rochas metassedimentares, flanqueadas por rochas do embasamento mais antigo, que não foi perturbado ou com efeitos insignificantes, quando o cinturão foi formado (Yardley 2004).

Os cinturões orogênicos se formam nas margens de placas tectônicas convergentes em diferentes magnitudes, mas todos considerados como típicos de metamorfismo regional (metamorfismo orogênico). Perturbações termais, mudanças na pressão e tensões dirigidas são todos fatores importantes no metamorfismo orogênico e é por isso que o termo metamorfismo dínamo-termal é frequentemente equiparado com metamorfismo orogênico. Para entender o metamorfismo orogênico é preciso entender os ciclos termais, de soterramento e erosivo. A orogenia ocorre em diferentes tipos de placas de margens convergentes como, por exemplo: arco de ilhas oceânicas, oceano-contidente e continente-contidente. Todos eles com características distintas termais, de soterramento e erosionais (Spear 1995).

Sabe-se que, dependendo do ambiente crustal envolvido, o alcance das condições metamórficas encontradas é distinto. O metamorfismo com alta P/baixa T ocorre em zonas de subducção e em áreas de rápida subsidência de massas continentais. O metamorfismo de baixa P/alta T ocorre em regiões de circulação de fluidos quentes como assoalhos oceânicos, arcos de ilhas, bacias extensionais e aureolas de contato. As grandes regiões em que ocorrem condições P/T intermediárias típicas como as que estão representadas em cinturões orogênicos colisionais continentais está esquematizado por Spear (1995) (Figura 3.3A).

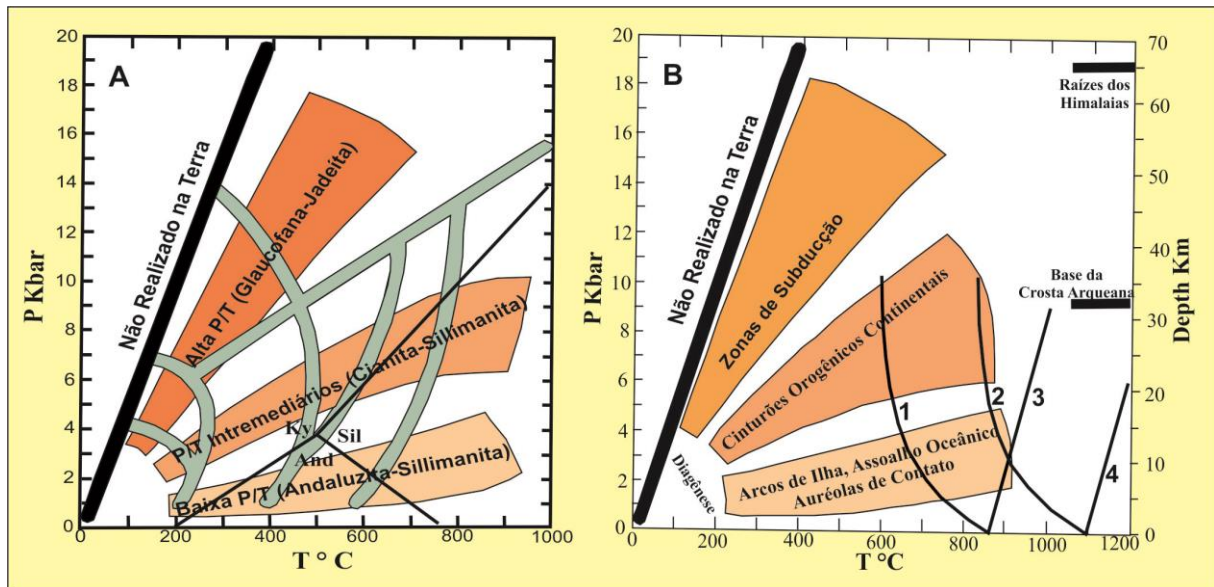


Figura 3.3. Diagrama P - T mostrando diferentes condições de metamorfismo: A) Conforme o ambiente tectônico envolvido; e B) Mostrando os três maiores tipos de séries de fácies metamórficas. Para referência, curvas de fusão em condições hidratadas (1 e 2) e anidras (3 e 4) para granito (1 e 3) e basalto (2 e 4) são indicadas respectivamente. A profundidade aproximada da crosta Arqueana (~33 km) e raízes orogênicas mais profundas (Cadeia dos Himalaias – 65 km) são indicadas para mostrar a faixa de variação de condições metamórficas encontradas em diferentes contextos ambientais (Spear 1995).

Estes ambientes tectônicos foram correlacionados às séries de fácies metamórficas por Miyashiro (1961 *apud* Spear 1995), que reconheceu diferentes séries de fácies em diferentes cinturões orogênicos e em diferentes ambientes tectônicos. Estas diferentes séries de fácies metamórficas representam diferentes trends P - T que são chamadas de tipos báricos: (1) Alta P / T ou glaucofana - jadeíta (fácies Xisto azul – Eclogito); (2) P / T intermediária ou cianita – sillimanita; e (3) baixa P / T ou andaluzita – sillimanita (Figura 3.3B).

Algumas regiões geográficas são usadas como sinônimo para essas séries de fácies metamórficas, como por exemplo Sanbagawa (alta P - T no Japão) para a glaucofana – jadeíta, Barrowiana para cianita – sillimanita e Buchan ou Abakuma (baixa P / T no Japão) para andaluzita – sillimanita (Spear 1995).

Exemplos de cinturões orogênicos espalhados pelo mundo com condições de alta P / T e baixa P / T foram apontados por Miyashiro (1961, 1967a, b, 1972), recebendo a denominação de cinturões emparelhados. Zonas de colisão continental são usualmente acompanhados por intrusões graníticas em

cinturões metamórficos regionais. Assim, uma colisão é precedida por um estágio de subducção de crosta oceânica entre os dois continentes; um cinturão metamórfico de alta P/T pode se formar no estágio de subducção e ser emparelhado com uma associação de cinturões de média a baixa P/T. Os cinturões metamórficos de alta P/T representam antigas zonas de trincheira (fossa), enquanto que os cinturões metamórficos de baixa P/T representam um cinturão de plútons graníticos e arcos vulcânicos na margem continental ativa ou arco de ilha (Tabela 3.1).

Tabela 3.1. Cinturões emparelhados na região CircunPacífica e outras segundo Miyashiro (1994).

Região	Cinturão de Alta P/T	Cinturão de Baixa P/T	Idade do Metamorfismo	Referências
Nova Zelândia	Wakatipu	Tasman	Jurássico- Cretáceo	Landis & Coombs (1967)
Sulawesi (Celebes)	_____	_____	Terciário	Miyashiro (1961) Lee (1984)
Oeste do Japão	Sanbagawa	Ryoke	Cretáceo	Miyashiro (1961), Banno (1986), Isozaki & Maruyama (1991)
Washington (USA)	Shuksan	Skagit	Triássico	Misch (1966)
California	Franciscan	Sierra Nevada	Jurássico- Cretáceo	Hamilton (1969), Ernst (1975), 1983)
Jamaica	Mt Hibernian	Westphalia	Cretáceo	Draper et al. (1976)
Hispaniola	_____	_____	Cretáceo ou mais velho	Nagle (1974)
Chile	Pichilemn	Curepto	Paleozóico Superior	Gonzales - Bonorino (1971), Ernst (1975)

3.2 QUÍMICA MINERAL

A obtenção dos dados de química mineral, em geral, usando a microsonda eletrônica, possibilita a determinação da composição química dos minerais para fins de classificação, averiguação de possíveis zoneamentos composicionais e possíveis ocorrências de mudanças composicionais importantes nos minerais durante os diferentes eventos metamórficos, além de possibilitar o cálculo das condições de pressão (*P*) e temperatura (*T*) do metamorfismo e o cálculo das fórmulas estruturais dos minerais existentes (Spear 1993).

O cálculo das fórmulas estruturais de minerais em estudo segue os passos descritos por Spear (1993), onde é feito em primeiro lugar o cálculo das proporções molares, óxidos e cátions, seguido da normalização das proporções molares a um número determinado de oxigênios; da distribuição dos cátions nos sítios cristalográficos do mineral em questão; e por fim, da estimativa de Fe⁺³ por balanço de cargas (ou segunda normalização a um determinado número de cátions). O cálculo de Fe⁺³ pode ser feito com maior confiabilidade para piroxênio, granada, espinélio, safirina e óxidos de Fe-Ti. Apesar de existirem alguns métodos para o cálculo de Fe⁺³ para mica e anfibólio a confiabilidade do resultado obtido não é das melhores, pois ambos minerais podem apresentar vacâncias em mais de um sítio

cristalográfico e apresentar H₂O e outros elementos voláteis, o que dificulta ou impossibilita a obtenção de um resultado confiável.

A composição da maioria dos minerais sofre mudança quando submetidos a variações de temperatura e pressão. A variação de temperatura, por exemplo, ativa a troca de elementos como Fe-Mg em minerais ferromagnesianos, conhecidas como reações de troca catiônica. No caso da biotita o teor de Mg/(Mg+Fe⁺²) aumenta à medida que aumenta o grau metamórfico (Spear, 1993).

Yardley (2004) aponta que as reações de troca catiônica ocorrem onde dois ou mais minerais em uma rocha podem exibir a mesma substituição iônica, como por exemplo, a troca entre Fe⁺² ↔ Mg⁺² ou K⁺ ↔ Na⁺. Os minerais ferromagnesianos são de fato os exemplos mais importantes de reações metamórficas de troca catiônica e que há diferentes minerais ferromagnesianos presentes em equilíbrio em uma rocha, onde a razão Mg/(Mg+Fe⁺²), comumente conhecida como X_{Mg} ou fração molar do membro final Mg, vai ser sempre diferente para cada mineral. A granada mostra uma forte preferência por Fe sobre Mg e, assim, tem um valor menor de X_{Mg} que outros silicatos Fe-Mg coexistentes. Muitos estudos produziram resultados consistentes sobre valores relativos de X_{Mg} para diferentes minerais coexistentes. No caso de minerais de xistos pelíticos é X_{Mg}^{Grt} < X_{Mg}St < X_{Mg}^{Bt} < X_{Mg}^{Chl} < X_{Mg}^{Ctd}.

Carswell & Harley (1990) reportaram que as reações de troca catiônica, entre elementos de raios iônicos semelhantes, entre sítios cristalográficos de mesma coordenação em minerais diferentes, servem para estimar a temperatura de formação da associação em questão. As reações minerais mais complexas que envolvem substituições acopladas (e.g. NaSiCa₁Al₁), que envolvem trocas de elementos de diferentes valências e entre sítios cristalográficos de coordenações diferentes, são boas para a determinação de pressão.

Outra questão importante diz respeito aos zoneamentos químicos nos minerais, que segundo Tracy (1986) e Spear (1993), são registros químicos na forma de variações de elementos, da evolução metamórfica de uma região. De acordo com estes mesmos autores, ocorrem dois tipos principais de zoneamentos que são o zoneamento por crescimento e o zoneamento por difusão.

O zoneamento por crescimento é causado por mudanças contínuas e descontínuas na composição do material provido da superfície de crescimento do cristal ou mudanças nas condições de P-T, mudando a composição global efetiva da rocha (volume de equilíbrio) (Stüwe 1997). Nesse caso há baixa difusão de volume, assim que o interior do cristal é efetivamente isolado do resto do cristal. As granadas euédricas mostram perfis de Mn e/ou Ca em forma de sino.

O zoneamento por difusão é a modificação de um cristal pré-existente por processos de difusão de volume e intracristalina, que é conduzido por reações da superfície do cristal ou com um mineral adjacente ou com a matriz, muitas vezes auxiliados por fluidos. Zoneamento metamórfico por difusão pode ser desenvolvido durante o aquecimento ou o resfriamento da rocha e pode preservar

importantes evidências de taxas de reações e taxas dos processos de retrogressão. Diferente do zoneamento por crescimento, o por difusão não requer crescimento ou consumo dos cristais.

Muitas granadas da fácies xisto verde a anfibolito inferior, apresentam um aumento de Mg e Mg/Fe e diminuição de Mn e Ca do núcleo para a borda. Na zona da estauroлита há um aumento do Fe e Mg no núcleo para a borda, enquanto Mn e Ca decrescem. A razão Fe/(Fe+Mg), também diminui do núcleo para a borda e o Mn apresenta perfis de zonação com alta declividade (Spear 2003).

Quando há a nucleação de um cristal de granada, o Mn é concentrado nesse núcleo porque a granada é um dos poucos minerais da associação (além da clorita e ilmenita) que admite esse elemento. À medida que o cristal cresce vai empobrecendo em Mn, já que o sistema rocha total (*bulk composition*) vai empobrecendo nesse elemento. Em muitos casos a maior concentração de Mn no núcleo de um cristal é considerado a composição do pico metamórfico (Spear 2003).

3.3 TERMODINÂMICA

Segundo White (2005), as reações químicas e mudanças de estado da matéria inevitavelmente envolvem mudanças de energia. Ao usar a termodinâmica para seguir a energia, se pode prever o resultado das reações químicas e, portanto, o estado da matéria na Terra. Em princípio, pode usar a termodinâmica para prever em qual temperatura a rocha vai fundir e a composição da fusão, e prever a sequência dos novos minerais que cristalizarão para formar uma rocha ígnea da fusão. Pode também prever os novos minerais que se formarão quando as rochas ígneas sofrerem metamorfismo, assim como prever os minerais e a composição da solução que formarão quando essas rochas ígneas resistirem. Assim, a termodinâmica nos permite compreender uma grande variedade de processos geológicos.

Em princípio, a termodinâmica é apenas ultimamente aplicada a sistemas em equilíbrio. Se um sistema em equilíbrio é perturbado, a termodinâmica pode prever o novo estado de equilíbrio, mas não prever como, o quão rápido ou, na verdade, se o estado de equilíbrio será alcançado.

Segundo White (2005) um sistema termodinâmico é simplesmente a parte do universo que estamos considerando ou, segundo Ottonello (1997), qualquer parte do mundo que esteja sujeita a discussões termodinâmicas. O resto é referido como vizinhança ou envolvente. Um sistema é definido na conveniência do observador de uma maneira que a termodinâmica possa ser aplicada. Se te liberdade para escolher os limites de um sistema, no entanto a nossa escolha deve ser cuidadosa e criteriosa, pois o sucesso ou fracasso na descrição do sistema vai depender de como se define seus limites. Essa liberdade de definição, apesar das frustrações que possam ocorrer, permite aplicar a termodinâmica com sucesso a uma gama muito maior de problemas do que o contrário.

Em geologia é habitual considerar sistemas em que as variáveis intensivas pressão e temperatura são características do ambiente e, portanto, prefixados e constantes. Nestas condições, a energia livre de Gibbs do sistema é mínima no equilíbrio (Ottonello 1997).

O estudo do equilíbrio termodinâmico das fases de um sistema é extremamente importante na petrologia e, de fato, pode ser dito que estes estudos são a pedra angular de toda petrologia moderna. Isto se deve ao fato de que o equilíbrio entre as fases (minerais) são definidos pela temperatura, pressão e pela pressão parcial dos gases presentes na rocha, o que faz com que a determinação do equilíbrio termodinâmico seja a principal ferramenta para quantificação destes parâmetros em eventos metamórficos (Spear 1995).

Na medida do interesse, um sistema pode ser um grupo de átomos, minerais ou rochas. O limite do sistema pode ser definido em qualquer forma que se deseja (por exemplo: um afloramento, uma amostra de mão, ou uma lâmina petrográfica). Geralmente, define-se sistema de forma que todas as fases dentro dele estão em equilíbrio termodinâmico. As modificações que ocorrem no sistema podem ou não implicar interações com a matéria externa para o sistema em si, então se considera um sistema que não troca matéria ou energia com o exterior como isolado, sendo que, verdadeiramente este sistema não existe na natureza, de modo que este conceito é estritamente teórico; um sistema que é capaz de trocar energia, mas não matéria com o exterior se considera fechado; um sistema que troca matéria e energia com o exterior como aberto; um sistema composto de várias fases chamado de heterogêneo (Ottonello 1997); e, segundo White (2005), adiabático um sistema que pode trocar energia na forma de trabalho, mas não pode trocar calor e matéria com o exterior, ou seja, ele tem limites termicamente isolantes.

Dependendo de como os sistemas se comportam ao longo do tempo, eles são considerados como Estados Transitórios ou Estados Independentes do Tempo. Sistemas nos Estados Transitórios são aqueles que mudam com o tempo. Sistemas nos Estados Independentes do Tempo podem ser Estáticos ou Dinâmicos. Um estado independente do tempo dinâmico é aquele cuja termodinâmica e características químicas não se alteram com o tempo, apesar das mudanças internas ou trocas de massa e energia com sua vizinhança. Como bom exemplo, o oceano é um sistema em estado estacionário. Apesar do fluxo constante de água, sais de rios, perda de sais e água para os sedimentos e para a atmosfera, a composição não muda com o tempo (pelo menos numa curta escala de tempo geológica). Assim, um sistema de estado estacionário, também pode ser um sistema aberto. Então, define-se um sistema estático como aquele em que nada está acontecendo. Por exemplo, uma rocha ígnea ou uma garrafa de água do mar (ou alguma outra solução) é um sistema estático na perspectiva macroscópica. Do ponto de vista da mecânica estatística, no entanto, há um rearranjo constante de átomos e elétrons, mas sem alterações líquidas. Assim estados estáticos são geralmente também estados dinâmicos quando visto em uma escala suficientemente boa (White 2005).

Algumas definições são apresentadas abaixo:

- a) Fase - Segundo Ottonello (1997) é definida como uma fração (região) de um sistema que tem propriedades químicas distinguíveis e peculiares. Por exemplo, um sistema magmático pode ser composto de fases sólidas minerais, fluidas (H_2O , CO_2 , etc.) e fusões. Segundo Spear (1995) é qualquer substância homogênea de um sistema, como o quartzo, água, tschermakita, etc. Em

minerais zonados as fases podem ser infinitas. Então, fica difícil estabelecer qual é a fase em equilíbrio;

- b) Componente - Segundo Ottonello (1997) cada fase de um sistema é por sua vez composta por componentes químicos. A escolha dos diferentes componentes é, em certas condições, arbitrária. Por exemplo, a mistura sólida olivina $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ pode ser considerada como um composto de membros-finais de faialita (Fe_2SiO_4) e forsterita (Mg_2SiO_4), de óxidos (MgO , FeO , SiO_2), ou de elementos (Mg , Fe , O_2). A escolha dos vários componentes não é sempre arbitrária quando a regra das fases é aplicada. Segundo Spear (1995), componentes do sistema são as espécies químicas necessárias para descrever as variações químicas do sistema, enquanto que as fases são as espécies químicas necessárias para descrever as variações químicas de uma fase mineral;
- c) Equilíbrio – Considera-se equilíbrio a falta de uma tendência espontânea de mudança química no sistema no tempo ou no espaço. Raramente o equilíbrio termodinâmico ocorre de fato em sistemas geológicos, especialmente nos de menor temperatura (Spear 2005). Segundo Ottonello (1997), este termo é usado para indicar uma condição em que os vários componentes são sujeitos a trocas dinâmicas e reversíveis entre várias fases em um sistema heterogêneo. White (2005) postula que uma das características do estado de equilíbrio é que o equilíbrio é estático a partir de um ponto de vista macroscópico, isto é, que não se altera de forma mensurável com o tempo. Assim, o estado de equilíbrio é sempre invariante no tempo. Enquanto uma reação $A \rightarrow B$ pode parecer ter atingido o equilíbrio estático em escala macroscópica, esta reação pode ainda proceder a uma escala microscópica, mas com a taxa de reação $A \rightarrow B$ igual à taxa de reação $B \rightarrow A$. Seguindo a definição cinética de equilíbrio que diz que a taxa de reação direta e reversa são iguais, o estado de equilíbrio é completamente independente da forma ou via em que é atingido o equilíbrio. Com efeito, uma vez que o equilíbrio é conseguido, nenhuma informação acerca dos estados anteriores do sistema pode ser recuperada a partir de suas propriedades termodinâmicas. Assim, um frasco de CO_2 produzido pela combustão de grafite não pode ser distinguido do CO_2 produzido pela combustão de diamante. Ao atingir um novo estado de equilíbrio, todos os registros de estados passados são destruídos.

Segundo Spear (2005) qualquer sistema termodinâmico pode ser descrito como sendo geralmente de três estados:

- 1) Estado de Equilíbrio - É o estado em que as variáveis não mudam no tempo e no espaço, e pode ser subdividido em:
 - a) Equilíbrio Estável que é o estado que tem a menor configuração de energia livre;
 - b) Equilíbrio Metaestável que é o estado de equilíbrio que não varia no tempo e no espaço, mas não está na menor configuração de energia livre, podendo se converter em equilíbrio estável se a barreira cinética for superada;
 - c) Equilíbrio Parcial que é o estado em que algumas das variáveis de estado não variam no tempo e no espaço, mas outros sim. Por exemplo, a temperatura pode

ser constante em todo o sistema, mas os potenciais químicos (μ_i) de todos os componentes não podem ser constantes. As rochas são os melhores exemplos de equilíbrio parcial; e

- d) Equilíbrio Local que é um sistema fora de equilíbrio como um todo, mas parte dele considerado estável. O equilíbrio local é tipicamente assumido sempre que o sistema é grande (exemplo: um afloramento ou câmara magmática). A implicação prática de assumir um equilíbrio local é que as equações termodinâmicas podem ser utilizadas sempre, mesmo que um sistema esteja fora de equilíbrio. Este equilíbrio, segundo Ottonello (1997), representa uma zona do sistema de completa reversibilidade de troca restringindo uma região suficientemente grande de flutuações composicionais que será insignificante.
- 2) Estado Estacionário - Em que as variáveis do estado mudam com o espaço; mas não no tempo; e
- 3) Estado Transitório - Em que as variáveis de estado mudam no espaço e no tempo.

O equilíbrio estável, ditado pelo princípio de minimização da energia livre de Gibbs, deve ser distinguível das condições de equilíbrio metaestável ou aparente, que são comumente encontrados em sistemas geológicos. Um exemplo clássico de equilíbrio metaestável é a secreção de conchas carbonáticas por organismos marinhos, compostas de uma densa fase de aragonita no estado de alta P do componente CaCO_3 . Nas condições P-T de síntese, o polimorfo calcita, que tem mais baixa energia livre de Gibbs, deve ser formado ao invés da aragonita (Ottonello 1997).

No que diz respeito ao Volume de Equilíbrio ou Composição Global Efetiva, segundo Stüwe (1997) é o volume efetivo da rocha metamórfica, ou do sistema, que muda quando uma parte da composição da rocha é isolada, efetivamente removida, da parte reativa do volume da rocha durante o resfriamento, por processos difusivos, para formar minerais zonados. O tamanho deste volume vai depender do tamanho do grão zonado envolvido. Uma consequência disso, é que rochas com composições globais efetivas idênticas, mas de diferentes tamanhos de grãos zonados, podem experimentar diferentes sequências de reações. Em um sistema de composição pelítica, por exemplo, a granada é usualmente a mais lenta fase difusiva desenvolvendo zoneamento composicional durante o resfriamento e a remoção efetiva da granada do volume da rocha reativa causará mudanças na composição global efetiva. Isso mostra que, durante o resfriamento de rochas pelíticas nas condições da fácies anfíbolito, por exemplo, a paragênese aluminosa típica de pico metamórfico como granada-muscovita-cianita±biotita pode reagir para formar estauroлита, clorita ou muscovita (ou diferentes combinações entre eles), dependendo do tamanho do grão zonado.

Spear (1995) e White (2005) postulam que existem dois tipos de variáveis de estado do sistema que são:

- 1- Intensivas - São as que não dependem da quantidade do material, como a pressão (P), a temperatura (T) e potencial químico (μ_i); e

- 2- Extensivas - São as que dependem da quantidade do material, como volume (V), entalpia (H), entropia (S), moles (ni), massa (M) e energia livre de Gibbs (G), que podem ser convertidas em intensivas se transformadas em quantidades molares.

O volume, a pressão, a energia, o calor, o trabalho, a entropia e a temperatura são as variáveis mais fundamentais da termodinâmica. Como todas as outras variáveis termodinâmicas são derivadas deles, vale a pena algumas considerações sobre essas propriedades.

Energia é a capacidade de produzir mudanças, de fazer trabalho (W) e é uma propriedade fundamental de qualquer sistema. Ao escolher um quadro de referência adequado, se pode definir uma escala de energia absoluta. No entanto, são mudanças na energia que geralmente são de interesse para nós e não quantidades absolutas. Trabalho e calor são duas das muitas formas de energia. Calor ou energia térmica são resultados dos movimentos de forma aleatória de moléculas ou átomos em uma substância e está intimamente relacionado com a energia cinética. O trabalho (W) é feito movendo-se uma massa (M) através de uma certa distância, $x = X$, contra uma força (F) oposta:

$$W = - \int_0^x F dx \quad (1)$$

Onde W é o trabalho e a força é a massa multiplicada pela aceleração:

$$F = - M \frac{dv}{dt} \quad (2)$$

Os sinais negativos (-) são por causa da convenção de que o trabalho feito em um sistema é positivo, mesmo sabendo que o trabalho feito por um sistema é negativo. Isto é, evidentemente, a primeira lei de Newton. Em termodinâmica química, pressão de volume do trabalho é geralmente de maior interesse. A pressão é definida como a força por unidade de área:

$$P = \frac{F}{A} \quad (3)$$

Como volume é a área multiplicada pela distância, a equação de trabalho pode ser expressa como:

$$W = - \int_{x_0}^{x_1} \frac{F}{A} (A dx) = - \int_{V_0}^{V_1} P dV \quad (4)$$

Assim, o trabalho é feito também como resultado de uma variação de volume, na presença de pressão.

A energia potencial é a energia possuída por um corpo em virtude de sua posição em um campo de força, como o campo gravitacional da Terra, ou um campo elétrico. A energia química é uma forma de energia potencial armazenada em ligações químicas de uma substância. A energia química surge das forças eletromagnéticas que atuam sobre os átomos e elétrons. A energia interna, que designamos com o símbolo U, é a soma da energia potencial inerente a estas forças, bem como a energia cinética dos átomos e moléculas (isto é, da energia térmica) em uma substância.

Segundo Spear (1995) a primeira lei da Termodinâmica postula que a energia interna de um sistema isolado é constante. A energia não pode ser criada ou destruída, somente inter-convertida, onde a existência de uma quantidade de energia interna (U) em um sistema é relacionada com trabalho (W) e com calor (Q) de acordo com a relação:

$$dU = dQ + dW \quad (5)$$

isto é, a mudança na energia interna de um sistema é exatamente igual a soma do calor transferido, entre um sistema e seus arredores, e o trabalho feito pelo ou no sistema.

A segunda lei da Termodinâmica postula a existência de uma quantidade de energia chamada Entropia (S – uma função do estado) e relaciona a mudança de entropia a mudanças na quantidade de calor transferida entre um sistema e seus arredores. A entropia de um sistema isolado aumenta no decurso da mudança espontânea, ou seja, a entropia é uma medida da dispersão de energia (desordem molecular) de um sistema (Spear 1995). Para qualquer processo espontâneo:

$$dS \geq dQ/T \quad (6)$$

onde Q é a soma do calor transferido entre o sistema e suas vizinhanças. A entropia é formalmente definida por:

$$dS \equiv (dQ/T)_{\text{reversível}} \quad (7)$$

onde $Q_{\text{reversível}}$ é a soma de calor transferido entre o sistema e suas vizinhanças em um processo reversível. Seguindo a partir da segunda lei de que num sistema adiabático $dQ = 0$, a variação de entropia (dS) do sistema é sempre igual a ou maior do que 0 ($dS \geq 0$). Combinando a primeira e segunda leis da termodinâmica (considerando processos reversíveis e trabalho PdV somente) dá:

$$dU = T dS - PdV \quad (8)$$

Esta é a equação fundamental que relaciona as mudanças de energia com as funções de estado S , T , V e P para um sistema fechado. Nesta equação, S e V são variáveis independentes, T e P são as variáveis dependentes, com T a variável conjugada da S e P a variável conjugada do V . Note que como consequência da primeira e segunda leis, apenas duas funções de estado define a mudança na energia interna do sistema.

A segunda lei da termodinâmica ($dS \geq dQ/T$) é escrita com uma desigualdade, a fim de estabelecer a direção em que ocorrem espontaneamente o processo irreversível. A derivada da entropia na segunda lei é realmente um derivado de tempo para demonstrar que alguns processos são possíveis e alguns não o são. Ou seja, os processos espontâneos ocorrem sempre no sentido de que aumenta a entropia do sistema. Por esta razão, a entropia foi apelidada de "flecha do tempo" e temos a relação:

$$dU \leq TdS - PdV \quad (9)$$

Considerando um sistema com paredes rígidas tais que o volume é fixo ($dV = 0$), em que a entropia foi maximizada ($dS = 0$). Neste caso, a energia interna do sistema é $dU \leq 0$.

Esta equação diz-nos que, no equilíbrio (quando S é maximizada) qualquer processo espontâneo que ocorre no nosso sistema isolado deve servir para diminuir a energia interna do sistema. Se nenhum processo pode ocorrer então $dU = 0$.

Estas duas características se combinam para se chegar a conclusão importante que dU é minimizada em equilíbrio. Em resumo, a primeira lei postula a existência de uma função de energia (U), que é conservada por meio de qualquer processo; e a segunda lei define entropia (S) e a relaciona as mudanças no calor e fornece um meio de determinar que, no equilíbrio, a energia interna (U) é mínima ($dU = 0$), ou seja, segundo Albarède (2011), a geometria do sistema indica que um sistema adiabático ($\delta Q = 0$) evolui espontaneamente em direção à mínima energia interna U .

Segundo Albarède (2011) para um sistema cujas variáveis de controle seja entropia e pressão, usa-se a entalpia ($H = U + PV$). Spear (1995) postula que a maioria das reações investigadas ocorre sob condições de pressão constante (não volume). Entalpia é o calor da reação a pressão constante. Em um calorímetro ($dS = 0$) de volume constante, a variação na energia interna é U , enquanto em um calorímetro com pressão constante essa variação é ΔH . Segundo White (2005), como é o caso para a maioria das funções termodinâmicas, é a variação de entalpia, em vez de entalpia absoluta que é na maioria das vezes de interesse ($\Delta H = \Delta U + \Delta PV$).

Em um sistema com temperatura T e pressão P definidos, podem ocorrer trocas de energia com o exterior, sejam térmicas ou mecânicas. A energia intrínseca de tal sistema é medida por outra grandeza conservativa, a entalpia livre ou energia livre de Gibbs G , segundo (Albarède 2011):

$$G = H - TS = U + PV - TS \quad (10)$$

De acordo com Spear (1995), a energia livre de Gibbs não pode ser medida diretamente; mede-se a sua variação de uma situação termodinâmica para a outra.

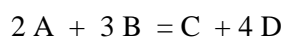
$$\Delta G_r = \Delta U_r + P\Delta V_r - T\Delta S_r \quad (11)$$

Exemplo: reação $Jd + Qtz = Ab$

$$\Delta G_r = G_{Ab} - G_{Jd} - G_{Qtz}$$

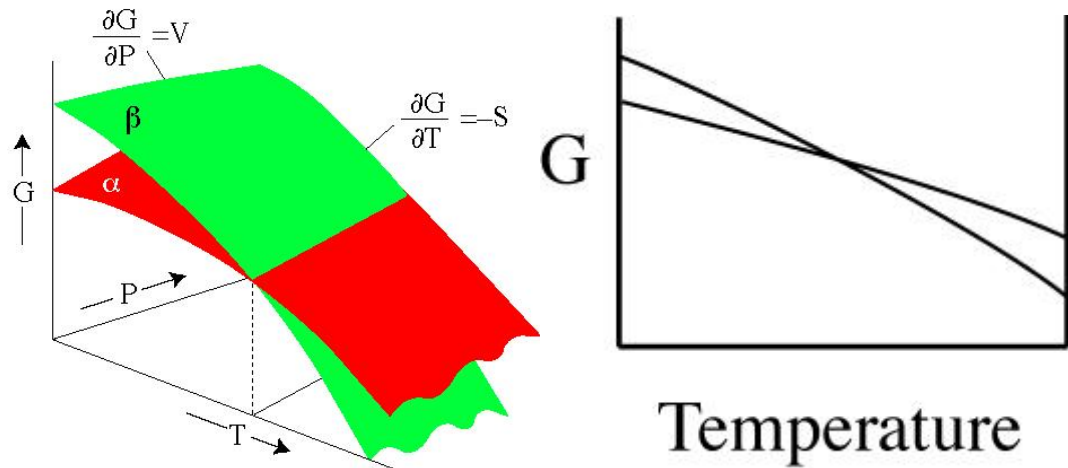
A Energia Livre de Gibbs G é uma medida de energia química máxima de mudança num sistema com liberdade para fazer trabalho. As Mudanças espontâneas num sistema é acompanhado por mudança de energia livre negativa. Todos os sistemas químicos tendem naturalmente para estados mínimos de energia livre de Gibbs (Spear 1995).

A alteração de alguma propriedade, tais como G por uma reação do tipo:



$$\Delta G = \sum (n G)_{\text{produtos}} - \sum (n G)_{\text{reagentes}} = G_C + 4G_D - 2G_A - 3G_B$$

Em uma superfície $G \times P \times T$ de produtos e reagentes de uma reação: a intersecção dos planos define a curva de equilíbrio no campo $P \times T$ (Spear 1995):



A Terceira Lei da Termodinâmica diz que a entropia de uma substância cristalina perfeitamente ordenada é igual a zero a 0 K (jamais pode ser quebradas as ligações). Mas a entalpia e a entropia podem trabalhar juntas a favor de mudanças espontâneas (Spear 1995).

A energia é expressa de outras formas quando as variáveis que controlam o sistema não são P e T. Com a diferenciação de G, admitindo-se a definição de U, obtemos:

$$dG = -S dT + V dP \quad (12)$$

Para um gás ideal, a equação de estado é:

$$PV = nRT \quad (13)$$

Onde n é o número de moles de gás no sistema e R é a constante dos gases. A energia mínima (máxima entropia) corresponde a $dG = 0$. Em temperatura constante e com número constante de moles, podemos escrever:

$$dG = VdP = nRT dP/P \quad (14)$$

o que após a integração torna-se:

$$G = nRT \ln P + g(T, n) \quad (15)$$

Onde $g(T, n)$ corresponde à energia livre de Gibbs de n moles de gás em uma dada pressão.

Para G, V e S no estado padrão (G^0 , V^0 e S^0), em fases puras:

$$0 = \Delta G_{P_2, T_2}^0 = \Delta G_{P_1, T_1}^0 + \int_{P_1}^{P_2} \Delta V_{P, T}^0 dP - \int_{T_1}^{T_2} \Delta S_{P, T}^0 dT \quad (16)$$

Para fases com soluções sólidas:

$$0 = \Delta G_{P_2, T_2}^0 + RT \ln K \quad (17)$$

Levando em consideração a atividade dos componentes em soluções sólidas, a equação da energia livre de Gibbs fica:

$$\Delta G^\circ(P,T) = -RT \ln K \quad (18)$$

Ex: $Fo + Fs = Fa + En$ ou: $Mg_2SiO_4 + 2FeSiO_3 = Fe_2SiO_4 + 2MgSiO_3$

$$K = a_{Fa} a_{En}^2 / a_{Fo} a_{Fs}^2 = (X_{Fa} X_{En}) (\gamma_{Fa} \gamma_{En}) / (X_{Fo} X_{Fs}) (\gamma_{Fo} \gamma_{Fs})$$

$$K_d = (X_{Fa} / X_{Fo}) / (X_{Fs} / X_{En}) = (Fe/Mg)_{Ol} / (Fe/Mg)_{Opx}$$

ou: $MgSi_{0,5}O_2 + 2FeSiO_3 = Fe_{0,5}SiO_2 + 2MgSiO_3$

$$K = -RT \ln (X_{Fa} X_{En}) (\gamma_{Fa} \gamma_{En}) / (X_{Fo} X_{Fs}) (\gamma_{Fo} \gamma_{Fs}) = -RT \ln K_d (\gamma_{Fa} \gamma_{En}) / (\gamma_{Fo} \gamma_{Fs})$$

Onde “a” é a atividade do mineral ou a concentração termodinâmica efetiva do mineral, γ é o coeficiente de atividade (mistura não-ideal) e K o constante de equilíbrio.

Considerando dois estados de equilíbrio do sistema que estejam infinitesimalmente próximos e separados por intervalos de temperatura dT e pressão dP. Pode-se escrever que entre esses dois estados o ΔG da reação permanece inalterado:

$$d\Delta G = -\Delta S dT + \Delta V dP \quad (19)$$

resultando na equação de Clapeyron, que permite determinar a inclinação das curvas de equilíbrio em P x T:

$$dP/dT = \Delta S / \Delta V = \Delta H / T \Delta V \quad (20)$$

Exemplo: reação $Gr + Co = An + Ge$

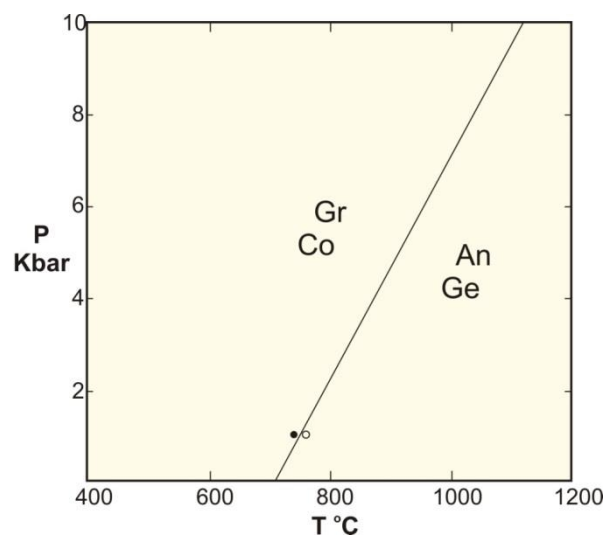
Gr – grossulária

Co – coríndon

An – anortita

Ge - gehlenita

- As entropias molares de Gr, Co, An, e Ge são 255.5, 50.92, 199.3, e 209.8 J/°C, respectivamente;



- Os volumes molares de Gr, Co, An e Ge são 125.3, 25.575, 100.79, e 90.24 cm³, respectivamente; portanto:
- $\Delta V = V_{An} + V_{Ge} - V_{Gr} - V_{Co} = 100.79 + 90.24 - 125.3 - 25.575 = 40.155 \text{ cm}^3/\text{mol}$;
- $\Delta S = S_{An} + S_{Ge} - S_{Gr} - S_{Co} = 199.3 + 209.8 - 255.5 - 50.92 = 102.68 \text{ J}^\circ\text{C-mol}$;

Utilizando a equação Clapeyron :

$$dP/dT = \Delta S/\Delta V = 10 \cdot 102.68/40.155 = 25.57 \text{ bar}^\circ\text{C}$$

- Portanto, se a reação ocorre a 770 °C a 1 Kbar, ocorrerá a 1121 °C a 10 Kbar.

(Obs: 10 cm³ = 1 J/bar)

3.4 GEOTERMOBAROMETRIA

Segundo Spear (1995) geotermobarometria é o nome dado para técnicas que procuram estimar a temperatura e a pressão do metamorfismo em materiais geológicos através da sua dependência com a constante de equilíbrio de uma reação, que pode ser determinada através da composição de minerais existentes em uma rocha, com a aplicação de modelos apropriados de atividade do mineral (a), que é a composição efetiva do mineral na reação. Esta técnica pode ser aplicada às paragêneses ígneas, mas seu uso é mais comumente aplicado no estudo de rochas metamórficas.

A determinação das condições *P-T* de formação das associações minerais em que as rochas metamórficas foram submetidas são aspectos fundamentais de pesquisa em terrenos metamórficos (Powell & Holland 2008). No entanto, determinar estas condições metamórficas não é simples e nem fácil, pois depende, entre outros fatores do gradiente geotérmico, das taxas de resfriamento e erosão, da difusão dos diversos elementos químicos dos minerais e da temperatura de fechamento de cada elemento nas fases minerais envolvidas, cujos valores podem variar durante o processo metamórfico ao qual a rocha foi exposta (Spear 1995).

A sistemática geotermobarométrica se baseia no reconhecimento de associações minerais que possam ser usadas para definir a pressão e temperatura correspondentes a momentos específicos da história metamórfica da rocha; as associações minerais devem estar em equilíbrio químico e têm que representar tanto o pico metamórfico quanto o retrometamorfismo (Spear 1993).

O método básico da geotermobarometria é direto. Valores de entalpia, entropia, capacidade térmica e volume são conhecidos de calibrações experimentais ou tabelas termodinâmicas. A constante de equilíbrio é determinada para uma amostra a partir da composição química dos minerais coexistentes, através do uso de instrumento analítico adequado, como a Microsonda Eletrônica. Com estes dados pode-se traçar no diagrama *P-T* a curva da constante de equilíbrio. Esta última corresponde ao lugar geométrico que define as condições termodinâmicas que a amostra analisada precisa para ter se equilibrado. Se duas ou mais curvas de equilíbrio são estimadas, pode-se inferir um

ponto ou região contendo o intervalo de pressão e temperatura de equilíbrio da amostra estudada (Spear 1995).

Há três tipos de técnicas que podem ser utilizadas na geotermobarometria: geotermobarometria convencional, geotermobarometria otimizada (*optimal geothermobarometry*) e o cálculo de pseudosseções (Spear 1995, Powell *et al.* 2005).

Segundo Powell & Holland (2008) a geotermobarometria convencional baseia-se no equilíbrio termodinâmico de reações específicas usando as composições químicas de alguns dos minerais presentes na rocha.

A determinação da temperatura é baseada em reações de troca catiônica, que evoluem com grande variação nos valores de entropia (ΔS) ou entalpia (ΔH) e pequena mudança no volume molar ($\Delta V \approx 0$), ocasionados por substituições catiônicas entre elementos de raio iônico similar e entre sítios cristalográficos de mesma coordenação. Estas reações são pouco dependentes da pressão, sendo representadas, em diagrama P - T , por curvas de alta inclinação e fornecendo valores de temperatura praticamente independentes da pressão (Figura 3.4a). A substituição de Fe por Mg é um bom exemplo de reação de troca catiônica estando presente na maioria dos minerais metamórficos ferromagnesianos como granada, biotita, estauroлита, cordierita, etc. Em geral as reações que envolvem esta substituição são bons geotermômetros (Philpotts 1990, Spear 1995).

A determinação da pressão é baseada em reações metamórficas que apresentam grande variação no volume molar (ΔV), ocasionada por substituições catiônicas acopladas entre sítios cristalográficos de coordenação distintas (Carswell 1990), por exemplo, a substituição do plagioclásio (Ca Al Na-1 Si-1) que envolve cátions com valências diferentes. Estas reações são bons geobarômetros e nos diagramas P - T são representadas por curvas de pequenas inclinações (Figura 3.4b) (Spear 1995).

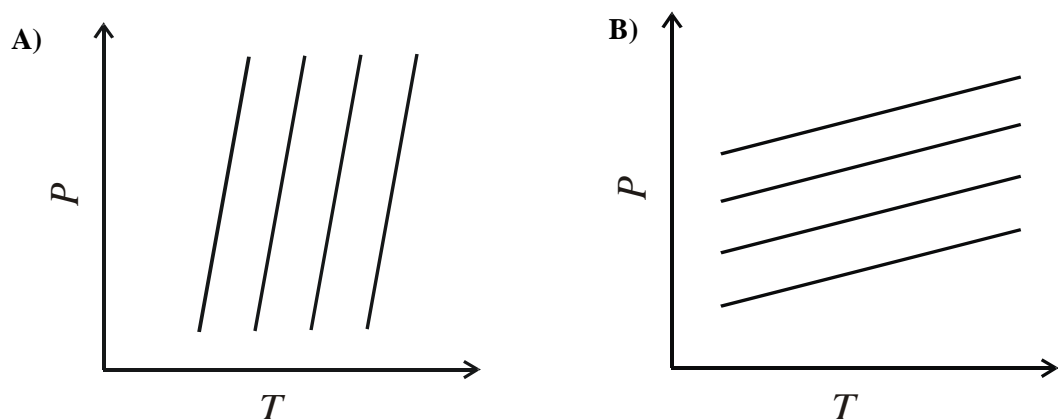


Figura 3.4. A) Diagrama P - T apresentando curvas de alta inclinação e fornecendo valores de temperatura praticamente independentes da pressão; B) Diagramas P - T de geobarômetros que são representadas por curvas de pequenas inclinações (Spear 1995).

No estudo metamórfico utilizando a geotermobarometria convencional, a aplicação é restrita pela presença dos minerais envolvidos na calibração usada na rocha de interesse, devendo ser evitadas texturas de desequilíbrio, tais como simplectitos e coronas.

A geotermobarometria otimizada fornece resultados P-T combinando a informação de várias reações e suas correlações estatísticas. Os cálculos podem usar o método dos mínimos quadrados e as informações termodinâmicas dos membros-finais envolvidos em um grupo de reações linearmente independentes. Esta técnica é bastante consistente com a utilização de pseudosseções, fornecendo resultados mais precisos e robustos do que a geotermobarometria convencional.

A utilização das pseudosseções para modelagem do metamorfismo de uma rocha, teve seus primeiros passos com o desenvolvimento dos bancos de dados termodinâmicos internamente consistentes (Berman & Brown 1985, Berman 1988, Powell *et al.* 1985, Holland & Powell 1990).

Os bancos de dados termodinâmicos internamente consistentes são resultantes de calibrações experimentais e termodinâmicas. A principal vantagem destes bancos de dados é que não importa as combinações lineares feitas entre as informações do banco para derivar dados termodinâmicos para uma terceira reação, independente das reações usadas, os resultados serão os mesmos. A adoção de um único modelo de atividade para cada mineral, em todas as reações usadas, também torna o uso dos bancos de dados algo mais consistentes, diferente da aplicação da geotermobarometria convencional.

Vale ressaltar que, a aplicação prática da geotermobarometria resulta em consideráveis incertezas, não apenas devido à dificuldade na definição e na identificação de minerais em equilíbrio termodinâmico, como também pelos diferentes dados termodinâmicos, variados modelos de atividades e diversos modelos para estabelecimento das constantes de equilíbrio que têm sido utilizados na definição das calibrações dos geotermômetros e geobarômetros (Spear 1995). Por esse motivo diversos autores começaram a utilizar um conjunto de termômetros e barômetros internamente consistentes como uma forma de obter estimativas de pressão e temperatura mais coerentes (Powell & Holland 1985, 1988, Capitani & Brown 1987, Berman 1988, 1991, Brown *et al.* 1988, 1989, Connolly 1990, Castelli *et al.* 1997). O conjunto de calibrações internamente consistentes utiliza os mesmos dados termodinâmicos e modelos de atividade para todas as fases ou foram calibrados usando o mesmo conjunto de dados empíricos (Spear 1995). A consistência interna entre os conjuntos de calibrações assegura o grau no qual uma amostra está equilibrada. A consistência interna tem a tendência de eliminar, ou pelo menos identificar calibrações com grandes erros sistemáticos porque tem a tendência a permanecer visíveis (Spear 1995).

O *THERMOCALC*, um dos programas utilizados nesta investigação, constitui um banco de dados termodinâmicos internamente consistentes, que permite ao usuário, a partir da escolha de variáveis, construir diagramas de fase, pseudosseções, estimar valores de razões catiônicas em minerais (*e.g.* X_{Ca} em granada) e calcular condições *P-T*, a partir de análises químicas de rocha total e de minerais. Este programa necessita de que o usuário defina quais os elementos (*i.e.* curvas, pontos,

retas) que devem fazer parte da pseudosseção. Assim, o usuário tem a possibilidade de “desenhar” o diagrama, com a aplicação das regras de Schreinemachers, demonstrando a forma como as associações minerais se relacionam com o grau de liberdade (ou variância), em determinado sistema, que muda entre os campos de estabilidade. A seguir estão apresentadas de forma sucinta os princípios básicos de como o *THERMOCALC* efetua os cálculos para a construção de diagramas e determinação de condições *P-T*.

3.4.1 *Thermocalc*

Levando em consideração todos os membros-finais presentes no sistema, o *THERMOCALC* calcula o equilíbrio químico entre as fases minerais escolhidas, resolvendo um grupo de equações linearmente independentes (Powell *et al.* 1998). O programa é baseado no cálculo da entalpia de formação das reações metamórficas. Para a determinação das condições de equilíbrio de uma reação, é utilizada a seguinte equação (equação a):

$$0 = \Delta G^\circ + RT \ln K$$

onde: ΔG° = Variação da energia livre de Gibbs; R = Constante dos gases de Boltzmann; T = Temperatura; e K = Coeficiente de reação para os membros-finais envolvidos.

A energia livre de Gibbs varia em função da pressão e temperatura (equação b):

$$\Delta G^\circ = \Delta H_{f(298)} - T\Delta S + P\Delta V_{(298)};$$

sendo: $\Delta H_{f(298)}$, $T\Delta S$ e $P\Delta V_{(298)}$ valores que representam, respectivamente, as mudanças nos estados de entalpia, entropia e volume. Todas estas variáveis são calculadas pelo *THERMOCALC* a partir do banco de dados termodinâmicos de Holland & Powell (1985, 1990, 1998).

Matematicamente, a constante de equilíbrio da reação pode ser explicada como a razão entre as atividades dos membros-finais e seu valor representa o progresso das reações. Quando $K = 0$ significa que a reação não se iniciou e $K \rightarrow \infty$ significa que a reação já está quase completa (Evans 2004).

A atividade do mineral (a) representa sua concentração termodinamicamente efetiva, associada com a abundância molar da fase. Em soluções sólidas, um modo simples de representar a relação entre a atividade do membro-final e a composição da fase (α -X) é dada pela seguinte maneira (equação c):

$$a^e(f) = X^e(f)\gamma_e^\alpha, \quad (21)$$

onde $a^e(f)$ é a atividade do membro-final na fase f, $X^e(f)$ é a proporção molar de e em f, γ_e é o coeficiente de atividade do membro-final e, e α é a multiplicidade do sítio cristalográfico envolvido na substituição. Em fases minerais onde a solução é ideal, $\gamma = 1$. Se a solução sólida não é ideal, o valor de γ dependerá da pressão e da temperatura (Evans 2004).

3.4.2 Pseudosseções

As pseudosseções (Hensen & Green 1970) ou seções isoquímicas (Tinkhan & Ghent 2005) são produtos principais que podem ser calculados com o *THERMOCALC* e que consistem em diagramas binários calculados para determinada composição química. Esta técnica tem como vantagem a construção de grades petrogenéticas (*e.g.* diagramas $P-T$, $T - X_{CO_2}$, $P - X_{CO_2}$, entre outros), usando a composição química total (bulk composition) da amostra a ser estudada, ao invés de se utilizar grades petrogenéticas para sistemas ideais (*e.g.* KFMASH – Spear & Cheney 1989), pois nas pseudosseções são apenas representadas as associações minerais que aquela composição química permite ocorrer, ou seja, somente fases minerais estáveis dentro de certa janela $P-T$.

3.4.3 Cálculo da Pseudosseção

O cálculo da pseudosseção depende de três prerrogativas: a descrição petrográfica detalhada da amostra estudada, a escolha do sistema químico a ser utilizado e a obtenção da composição química de rocha total da amostra.

A escolha do sistema químico parte do reconhecimento das fases presentes na paragênese metamórfica, levando-se em conta não apenas os elementos principais (*e.g.* KFMASH), como também componentes menores que possam afetar a estabilidade dos minerais, tais como Mn e Ca na granada. Segundo Stuwe (1997), a existência de porfiroblastos zonados é fator importante a ser considerado na tarefa de estabelecimento da pseudosseção, pois a composição total da rocha representa o volume de equilíbrio do sistema geológico considerado, já que os porfiroblastos zonados quimicamente isolam parte da composição da rocha, mudando o volume de equilíbrio durante o metamorfismo progressivo.

Com a obtenção da análise química de rocha e com a identificação das fases minerais que estão em equilíbrio, a construção da pseudosseção baseia-se no estudo das associações minerais e na variância (ou grau de liberdade) dos campos de estabilidade. Esses dados serão usados para definir a topologia do diagrama, seguindo as regras das fases e usando o método de Schreinemakers (Zen 1966).

Por definição, a pseudosseção é composta por linhas e pontos que delimitam os campos de estabilidade de associações minerais. As linhas representam curvas univariantes ou curvas em que a moda de uma determinada fase mineral chega a zero. A construção parte de uma curva univariante ou dos limites de um campo de menor variância possível, que pode representar a principal reação da rocha estudada, passando gradualmente para as demais associações com variância superior (Powell *et al.* 1998). Assim, após o cálculo da pseudosseção, as condições $P-T$ do pico metamórfico já são definidas pelo campo, no qual a paragênese do pico metamórfico da amostra em questão é estável. De posse da composição química dos minerais, os refinamentos necessários serão realizados.

3.4.4 Geotermobarometria Via Isopletras

Através do cálculo das pseudosseções determina-se a janela $P-T$ específica que cada paragênese metamórfica é estável. Com a identificação da associação mineral que represente o pico metamórfico ou mesmo a associação referente ao retrometamorfismo, determinam-se os intervalos $P-T$ das suas estabilidades. Dentro de cada campo de estabilidade é possível traçar as isopletras de razões catiônicas dos minerais (e.g. $X_{Mg} = Mg/(Fe^{2+} + Mg)$). Dessa forma, as variações composicionais dos minerais podem ser representadas por uma série de isopletras. Em minerais com zoneamento químico esta ferramenta é muito útil, permitindo o traçado de isopletras de variação composicional que representem as diferenças químicas entre centro e borda do grão, sendo possível construir o caminhamento $P-T$ que a rocha percorreu durante o crescimento do mineral. Trabalhos como de Silva (2010), Evans (2004), Stüwe (1997) e Vance & Mahar (1998) são bons exemplos deste estudo geotermobarométrico via razões catiônicas, onde porfiroblastos de granada possuem zoneamento químico preservado.

A grande diferença entre esta técnica e a geotermobarometria convencional reside no fato de que não é necessário escolher as composições que possivelmente estavam em equilíbrio químico, a pseudosseção indica isso. Com a utilização dos valores de pelo menos duas razões catiônicas do mineral escolhido, obtém-se o intercepto que corresponde às condições $P-T$ vigentes ao momento em que o mineral se desenvolveu.

É importante ressaltar, que há casos em que os valores das razões podem não ser representados corretamente nos diagramas, estando fora do campo de estabilidade do mineral ou simplesmente não existindo. Com a construção da pseudosseção para a composição total da rocha e quando os porfiroblastos são formados, os mesmos isolam parte da composição da rocha, modificando-a, mudando a composição global efetiva da rocha (ou volume de equilíbrio). Assim, a composição do mineral pode não estar em equilíbrio com a composição química da rocha total, sendo necessário um estudo mais minucioso para se identificar qual a composição química efetiva em que a paragênese metamórfica cresceu (Stüwe 1997).

3.5 GEOLOGIA ISOTÓPICA

3.5.1 Conceitos Teóricos

A obtenção de dados geocronológicos para o entendimento de eventos metamórficos e deformacionais tornou-se rotina a partir da metade da década de 60, quando foram realizados estudos que possibilitaram entendimento mais completo do comportamento de isótopos em relação aos eventos termiais. A aplicação de estudos geocronológicos em rochas metamórficas teve seu início nos trabalhos de Compston & Jeffery (1959) e Farbain (1961) e o uso de isócronas minerais para a definição de idades de metamorfismo teve um dos primeiros exemplos em Lanphere *et al.* (1964 apud Geraldès 2010). Uma importante compilação de métodos geocronológicos aplicados a rochas metamórficas foi realizada por Zeitler (1989).

É importante esclarecer que as caracterizações dos processos metamórficos se baseiam na identificação das variações de parâmetros como temperatura, pressão, mudanças químicas e mineralógicas, presença de água ou de outros fluídos e deformação (Geraldes 2010). A partir destes parâmetros os processos metamórficos podem ser reunidos em três grupos principais: regional (que pode incluir o metamorfismo Barrowiano e metamorfismo de prisma acrecionário, representado pelos xistos azuis); metamorfismo de contato (onde o aumento de temperatura é o principal parâmetro); e metamorfismo dinâmico (em que o processo de deformação e diminuição de granulometria são os fatores mais importantes) (Nockolds *et al.* 1985, Miyashiro 1973 *apud* Geraldes 2010). Com o conceito de fácies metamórficas inicialmente proposto por Eskola (1915, 1939 *apud* Geraldes 2010), cada um destes tipos de metamorfismo pode ser analisado em termos de variações de temperatura e paragenese mineral para a definição dos métodos geocronológicos mais convenientes para cada caso (Tabela 3.2).

A principal teoria que se deve levar em consideração nos estudos geocronológicos em rochas metamórficas é a da temperatura de bloqueio ou de fechamento, demonstrada inicialmente por Jäger *et al.* (1967 *apud* Geraldes 2010), porém definida teoricamente por Dodson (1973, 1979) com base em cálculos da temperatura e sua dependência no processo de difusão de volume.

Tabela 3.2. Minerais utilizados para datação de eventos metamórficos segundo as fácies metamórficas (Geraldes 2010).

Fácies Metamórficas	Zeólitas	Xisto Verde	Xisto Azul	Anfibolito	Granulitos
Fases Minerais	Aragonita Lawsonita	Muscovita Biotita Andaluzita	Jadeíta Glaucofano Botina	Anfibólio Cianita+Silimanita+Andaluzita Albita + Biotita Granada	Piroxênios Granada
Método Isotópico	K-Ar e Ar-Ar Rb-Sr Pb-Pb	K-Ar e Ar-Ar Rb-Sr	K-Ar e Ar-Ar Rb-Sr	K-Ar e Ar-Ar Rb-Sr Sm-Nd (mineral)	Sm-Nd (mineral)
Fases Minerais Traços	Sericita	Titanita Monazita Allanita Rutilo		Titanita Minazita Allanita Rutilo e Zircão	Zircão
Método Isotópico	K-Ar e Ar-Ar	U-Pb Pb-Pb		U-Pb Pb-Pb	U-Pb
Zonas de Cisalhamento		Sericita Biotita	Sericita Biotita	Sericita Biotita	
Método Isotópico		K-Ar e Ar-Ar	K-Ar e Ar-Ar	K-Ar e Ar-Ar	
Metamorfismo de Contato		Sericita Biotita		Titanita Minazita Allanita Rutilo e Zircão	Zircão
Método Isotópico		K-Ar e Ar-Ar Rb-Sr		K-Ar e Ar-Ar Rb-Sr Sm-Nd (mineral)	U-Pb

Apesar da temperatura e da pressão serem os principais parâmetros na caracterização dos processos metamórficos, a temperatura é o fator primordial na aplicação da geocronologia em rochas metamórficas (Jäger 1963, Jäger *et al.* 1967, Dodson 1973 e 1979, Dodson McLelland-Brown 1986 *apud* Geraldès 2010).

A teoria da temperatura de fechamento (T_f) possibilitou, por exemplo, a interpretação correta do significado da idade obtida, considerando que a mesma poderia estar representando a idade de cristalização da trama metamórfica ou a idade de resfriamento da rocha.

Mesmo com os avanços nos estudos do comportamento do sistema isotópico quando afetado por eventos termais e com os avanços no entendimento do próprio metamorfismo, existem ainda alguns problemas relacionados, principalmente a temperatura de fechamento do sistema isotópico de diferentes minerais. Alguns minerais têm uma variação de temperatura de fechamento muito grande, como é o caso da granada, entre 600° e 800° C para o sistema isotópico Sm-Nd. A muscovita tem uma T_f menos variável para o sistema Rb-Sr, de $500 \pm 50^\circ\text{C}$ (Jäger 1967, Cliff 1985) o que torna os dados, principalmente em relação à temperatura de fechamento mais precisos.

c) Temperatura de Bloqueio ou de Fechamento (T_f)

As idades registradas por cada sistema isotópico relacionam-se com uma temperatura particular na história de resfriamento das rochas, a temperatura de fechamento (Dodson 1973), constituindo marcadores temporais característicos de vários estágios da evolução no espaço pressão-temperatura.

Para cada sistema geocronológico a T_f é variável (Figura 3.5 e Tabela 3.3), dependendo não só dos parâmetros intrínsecos à cinética difusiva (coeficiente de difusão, taxa de resfriamento, granulação efetiva) no sistema em causa, mas também do modelo de difusão adotado (Dodson 1973 e 1986, Lasaga *et al.* 1977, Giletti 1991, Spear 1991, Eiler *et al.* 1992, Jenkin *et al.* 1995 *apud* Geraldès 2010).

As idades obtidas em diferentes sistemas isotópicos para os eventos metamórficos fornecem importantes informações à história térmica regional, o que leva alguns pesquisadores a denominarem este campo da geocronologia de Termocronologia (Geraldès 2010).

Termocronologia refere-se ao estabelecimento da cronologia dos processos de resfriamento das rochas (história térmica T-t – caminho temperatura-tempo), a partir das idades medidas em diferentes sistemas geocronológicos com características cinéticas distintas em concentrados minerais (Harrison *et al.* 1979, Blanckenburg *et al.* 1989, Christensen *et al.* 1989, Burton & O’Nions 1991, Spear & Parrish 1997 *apud* Geraldès 2010).

O método assume implicitamente que as idades obtidas refletem temperaturas características, abaixo das quais a cinética do processo difusivo (processo que envolve troca isotópica) deixa de ser eficiente e, conseqüentemente, o decaimento radioativo passa a evoluir como um sistema fechado

(intergranular). O padrão de idades indica claramente que os mecanismos cinéticos envolvidos no equilíbrio isotópico continuaram ativos para além do período de efetivação paragenética/textural, sugerindo que a difusão em volume é significativa no processo.

Uma vez que a difusão de íons através do retículo cristalino de um mineral é dependente da temperatura, a retenção de um dado isótopo de interesse define a temperatura de fechamento (Dalrymple & Lanphere 1969, Dodson 1979, McDougall & Harrison 1988 *apud* Geralde 2010). Esta temperatura de fechamento é definida para um isótopo específico para um determinado mineral. Se o resfriamento a partir da temperatura máxima atingida pelo metamorfismo for lento, os minerais de alta T_f terão idades mais antigas, e os minerais com baixas T_f terão idades mais jovens durante um mesmo evento metamórfico (Geraldes 2010).

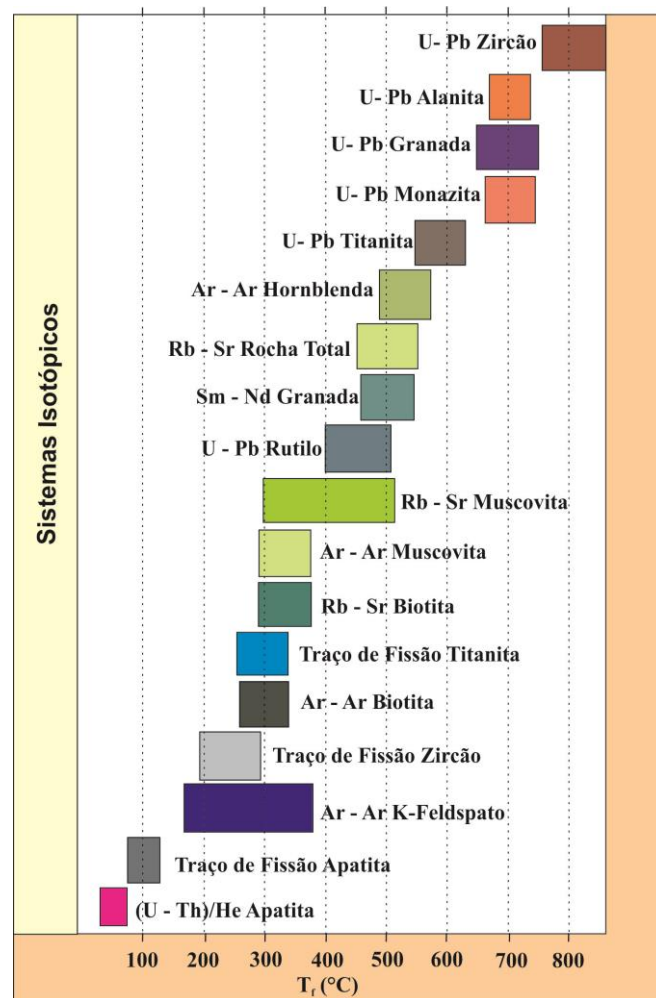


Figura 3.5. Evolução dos diferentes sistemas isotópicos conforme o aumento da temperatura de fechamento dos minerais considerados, segundo Cliff (1985), Harrison (1981), Harrison *et al.* (1985), Mezger *et al.* (1982), e Heaman & Parrish (1991).

d) Idade de metamorfismo *versus* idade de resfriamento

Com o advento do conceito de temperatura de fechamento (T_f) é definida duas abordagens diferentes para a interpretação da idade obtida em minerais metamórficos: idade do metamorfismo e idade de resfriamento (Spear 1993).

A idade do metamorfismo é a relacionada ao evento de formação da trama metamórfica ou da última reação metamórfica ocorrida que mudou a composição da rocha. Para a obtenção da mesma é necessário a utilização de minerais com temperaturas de fechamento superiores a temperatura do pico metamórfico da região (Spear 1993, Geraldes 2010).

A idade de resfriamento está relacionada com a idade em que o metamorfismo atingiu a temperatura equivalente a temperatura de fechamento do mineral datado. Essas idades de resfriamento são úteis para a investigação do resfriamento pós-tectônico e soerguimento orogênico, na qual são construídas curvas de resfriamento como apresentada na Figura 3.6.

Baseado no trabalho de Pamplona *et al.* (2010), que estimaram temperaturas de 550° a 580° C e pressões de 6 a 7 kbar, para o pico do metamorfismo regional, devido as principais associações minerais em equilíbrio identificadas nos principais tipos composicionais da Formação Xambioá da região Xambioá-Araguanã (To): Qtz + Ms + Ky (psamitos); Qtz + Bt + Ms + Olig (semi-pelitos); Qtz + Bt + Ms ± Grt ± St ± Ky (pelitos); Cal + Dol ± Qtz ± Tlc ± Tr-Act (carbonáticas); Qtz + Bt + Ms + Mc ± Pl + Ep + Hbl (calcio-silicáticas); Hbl + Pl ± Scp ± Grt + Ttn ± Ky (máficas), no presente trabalho é utilizado o método de datação Ar-Ar em anfibólio e biotitas de micaxistos e anfibolitos com o intuito de datar o evento metamórfico da região em estudo.

Tabela 3.3. Temperaturas de fechamento estimadas para vários sistemas geocronológicos utilizadas para restringir as histórias de resfriamento metamórfico (Cliff 1985; Harrisson 1981; Harrisson *et al.* 1985; Mezger *et al.* 1982; Heaman & Parrish 1991; e Spear 1993).

Mineral	Sistema Isotópico	Tf (°C)
Granada	U-Pb	>800
Zircão	U-Pb	>700
Alanita	U-Pb	600 - 700
Monazita	U-Pb	>700
Titanita	U-Pb	500 - 600
Granada	Sm-Nd	≈ 600
Hornblenda	⁴⁹ Ar/ ³⁹ Ar	450 - 525
Muscovita	⁴⁹ Ar/ ³⁹ Ar	325 - 375
Biotita	⁴⁹ Ar/ ³⁹ Ar	260 - 350
Actinolita	⁴⁹ Ar/ ³⁹ Ar	≈ 250
K-feldspato	⁴⁹ Ar/ ³⁹ Ar	125 - 350
Hornblenda	K-Ar	480 -520

Muscovita	K-Ar	400
Flogopita	K-Ar	300 - 350
Biotita	K-Ar	250 - 300
K-feldspato	K-Ar	150 - 250
Plagioclásio	K-Ar	250 - 300
Muscovita	Rb-Sr	550
Biotita	Rb-Sr	350
Granada	Rb-Sr	650
Ortoclásio	Rb-Sr	320
Apatita	Traços de Fissão	≈ 100
Titanita	Traços de Fissão	≈ 250
Zircão	Traços de Fissão	≈ 175

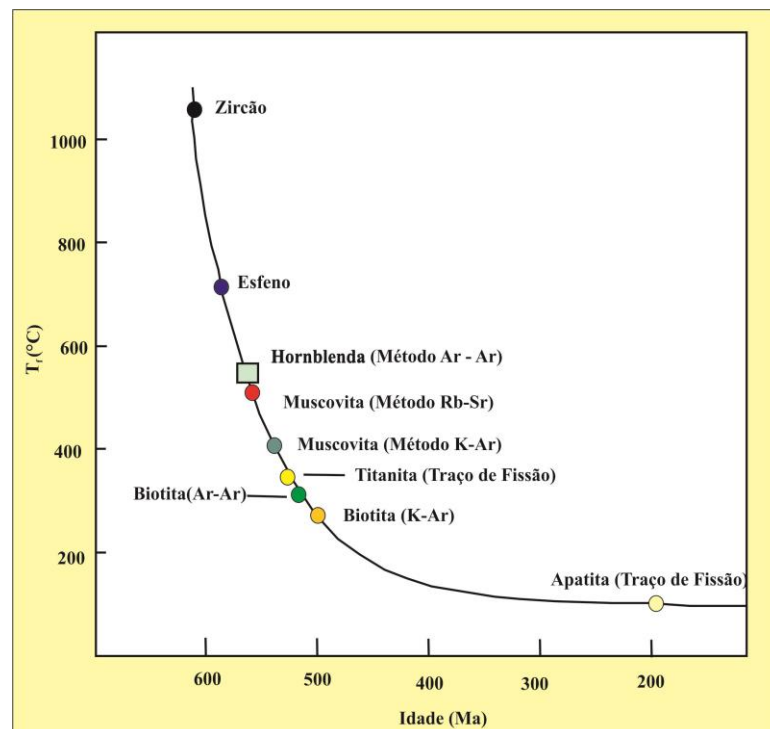


Figura 3.6. Curva hipotética de resfriamento com temperaturas de fechamento de alguns minerais de acordo com os diferentes métodos (Cliff 1985).

3.5.2 O método Ar – Ar

a) Princípios básicos

Segundo Geraldes (2010), o Argônio (Ar) é um gás nobre e foi identificado, separado, documentado e denominado no final do século XIX por Rayleigh e Hamsay (1895). Von Weizsacker (1937) sugeriu que o ^{40}Ar é consequência, junto com o ^{40}Ca , do decaimento radioativo do ^{40}K e observou que este gás tem abundância de 3 ordens de magnitude maior do que o Ne, Kr e Xe na atmosfera da Terra. Von Weizsacker (1937) argumentou que o excesso de ^{40}Ar na atmosfera demandava de uma fonte, o qual inferiu-se ser o ^{40}K presente nas rochas terrestres. Em adição, Bramley (1937) demonstrou que o decaimento do ^{40}K ocorre pela emissão de raios γ decorrente da captura de um elétron, bem como através da emissão de partícula β (Figura 3.7)

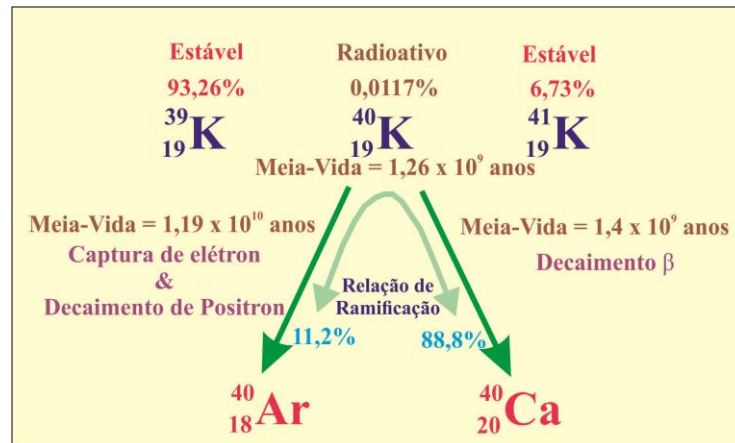


Figura 3.7. Decaimento do isótopo radioativo ^{40}K para ^{40}Ar e ^{40}Ca (Geraldles 2010).

O Argônio (Ar) por ser um gás nobre não se combina com outros elementos de rocha e assim quando o potássio se desintegra, o argônio cujo raio iônico (1,9 Å) é maior do que o do potássio (1,33 Å), fica preso mecanicamente no retículo cristalino do mineral. Para coletar o Ar, a melhor maneira é destruir por fusão a trama reticular e recolher os vários gases que se libertam. Os gases libertados durante a fusão da amostra são muitos e variados, entre eles, além do Ar, destacam-se H_2O , H, CO_2 , F, Cl, Li, Fe, K, etc. (Geraldles 2010).

O Argônio possui 4 isótopos gerados artificialmente que podem provocar interferências nas razões isotópicas utilizadas para o cálculo da idade que são: ^{36}Ar , ^{38}Ar , ^{39}Ar e ^{40}Ar . Somente o ^{39}Ar proveniente da reação do ^{39}K interessa para o cálculo da idade, sendo que o ^{39}Ar gerado a partir do ^{42}Ca deve ser descartado. Na determinação do ^{40}Ar deve-se, da mesma forma que no método K-Ar, descontar o ^{40}Ar atmosférico (Geraldles 2010).

O método ^{40}Ar - ^{39}Ar descoberto através da previsão conceitual por Sigurgeirsson (1962) e descrito metodologicamente por Merrihue & Turner (1966) é bastante semelhante ao método K-Ar convencional. Este método baseia-se na formação de ^{39}Ar pela irradiação de amostras contendo K em um reator nuclear de nêutrons rápidos. As determinações ^{40}Ar - ^{39}Ar são efetuadas dosando-se o ^{40}Ar radiogênico resultante da desintegração do ^{40}K ao longo da vida da amostra. A determinação do ^{40}K é obtida a partir da medida de ^{39}Ar produzido artificialmente a partir do ^{39}K , uma vez que a relação $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ é constante na natureza.

Segundo Geraldès (2010), a ativação neutrônica aplicada ao método ^{40}Ar - ^{39}Ar leva também em conta a determinação do ^{39}Ar em função do tempo de irradiação, do fluxo de nêutrons rápidos e da área da amostra exposta à irradiação. A dificuldade de se medir os parâmetros acima citados é resolvida através da utilização de amostras padrões com idades muito bem conhecidas que são incluídas no reator juntamente com as amostras de idades desconhecidas a serem analisadas. Podem ser incluídas também no mesmo porta-amostras padrões com abundâncias conhecidas de forma a se efetuar as correções dos isótopos de Ar interferentes, originados a partir da irradiação do ^{40}K , ^{43}Ca e ^{44}Ca .

Neste procedimento, as amostras e os padrões são colocados em discos de alumínio, lacrados e encaixados em tubo de sílica para ser mantido em vácuo. Para as amostras não serem expostas a temperaturas altas no interior do reator, o tubo de sílica é coberto por uma capa de cádmio por garantia. O porta-amostra é encaixado em um sistema rotativo no interior do reator para que cada posição dos discos de irradiação recebam a mesma dosagem de nêutrons por um período de 30h. Após finalizar a irradiação as amostras devem ficar em quarentena, estocadas durante duas a três semanas para que a radiação emitida caia a um nível que não afete a saúde humana de modo a proceder a extração do Ar por fusão total ou por fusão por etapas.

A linha de extração de Argônio é efetuada por um sistema automático de extração e purificação. Este sistema é composto por uma mesa óptica, onde é possível a visualização da amostra no disco de cobre e a extração ocorre por aquecimento através de um feixe de laser contínuo. A purificação do gás ocorre no interior da câmara de aço equipado com forno e dois *getters* (eliminadores de gases como o CO_2 , CO , etc.). O procedimento de aquecimento gradual é realizado automaticamente por computador onde é definido a potência do laser e o tempo de cada estágio de aquecimento durando 30 – 60 segundos. Este procedimento é repetido várias vezes para cada amostra com potência do laser progressivamente maiores, extraindo várias frações de gás a temperaturas crescentes. Cada fração de gás obtida é analisada individualmente no espectrômetro de massa e os resultados lançados em diagramas de idades aparentes *versus* % Ar liberado (Geraldès 2010).

As análises são realizadas utilizando espectrômetros de massa de fonte gasosa equipados com uma fonte tipo-Nier e com dois coletores, um Faraday, posicionado no setor de massas altas do eixo óptico, e um eletromultiplicador de elétrons posicionado no setor de massas baixas do eixo óptico. Uma janela de coleta permite a resolução de massa de todos os picos de argônio suficiente para a separação de seu interferentes, como por exemplo os hidrocarbonetos.

b) Interpretações e vantagens do método

A equação básica para a determinação de idades Ar-Ar segundo Min *et al.* (2000) é a seguinte:

$$t_u = \frac{fNo}{(A_{40Ar} + A_{\beta^-})_{WY}} \ln \left[\frac{A_{40Ar} + A_{\beta^-}}{A_{40Ar}} \frac{{}^{40}\text{Ar}_p^*}{K_{pf}} \prod_{i=1}^n R_{i-1}^i + 1 \right] \quad (22)$$

onde

$$R_{i-1}^i = \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right)_i \bigg/ \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right)_{i-1} \quad (23)$$

e ${}^{40}\text{Ar}_p^*$ e K_p são concentrações do ${}^{40}\text{Ar}$ radiogênico e do K no padrão primário; A_{40Ar} e A_{β^-} são as atividades dos decaimentos do ${}^{40}\text{K}$ para ${}^{40}\text{Ar}$ e ${}^{40}\text{K}$ para ${}^{40}\text{Ca}$, respectivamente; f , N_o , W e Y são como definidos na equação abaixo:

$$\lambda = A \frac{WY}{fN_o} \quad (24)$$

onde λ é a constante de decaimento; A é a atividade nuclear por segundo por grama do K natural; W é a percentagem em peso do K; f é a fração do ${}^{40}\text{K}$ sobre o K natural; N_o é o número de Avogrado; e Y é o número de segundos em um ano solar médio.

Em princípio, qualquer mineral potássico pode ser utilizado para datação ${}^{40}\text{Ar}$ - ${}^{39}\text{Ar}$, porém com algumas restrições. Este método pode ser aplicado principalmente para rochas ígneas, metamórficas e rochas sedimentares, porém esta última em apenas em alguns casos. Os minerais de maior aplicação são aqueles que apresentam K em retículos cristalinos como alfibólio, biotita, muscovita e plagioclásio (Gerald 2010).

As duas principais vantagens da utilização do método ${}^{40}\text{Ar}$ - ${}^{39}\text{Ar}$ são:

- a) eliminação da necessidade de duas alíquotas para obtenção das abundâncias de ${}^{40}\text{K}$ e de ${}^{40}\text{Ar}$; e
- b) possibilidade de se obter diversas idades em um grão de amostra a partir de frações de gás parcialmente liberados no transcórre da fusão por etapas.

Na fusão por etapas, as idades de uma única amostra podem ser obtidas através do aumento gradual da temperatura. O Ar liberado em cada etapa é recolhido, purificado e analisado *on line* no espectrômetro de massa.

Se o mineral analisado se comportar como um sistema fechado, todas as idades obtidas nas diferentes temperaturas serão as mesmas, gerando um espectro de idades contínua e constante, definido-se a idade como homogênea ou platô (Figura 3.11a). A idade platô, por convenção, é definida quando no mínimo 60% do gás liberado pelo grão apresentam-se iguais, levando-se em consideração os erros. É necessário também, para definição de uma idade platô, que todas as frações de gases liberados de mesma idade sejam contínuas.

No caso das rochas e minerais terem experimentado perda parcial de Ar após a cristalização, as amostras podem apresentar espectros variados de idades. Neste caso, o grão apresentará perda de Ar nas suas bordas e os primeiros gases indicarão idades mais jovens do que os gases liberados pelo centro do grão, onde a idade original foi mantida (Figura 3.11b). Em outro caso, o mineral pode ter sofrido aquecimento e rehomogeneização subsequente parcial e preservar o Ar do evento

termomagmático na parte central do grão (Figura 3.11c). De forma equivalente, rochas e minerais podem conter ^{40}Ar em excesso, proveniente da contaminação de rochas encaixantes mais antigas, resultando conseqüentemente em idades anômalas mais antigas nas bordas dos grãos, por causa dos gases liberados das mesmas, e no centro a idade original da amostra a temperaturas mais altas (Figura 3.11d). Quando o Argônio em excesso é distribuído uniformemente através do grão analisado, a idade obtida, mesmo que homogênea será mais antiga que a idade do mineral. Em alguns casos o Ar pode ser distribuído de forma heterogênea no interior do grão e o diagrama apresentar padrão de difícil interpretação com idades geologicamente sem significado (Geraldes 2010).

É importante lembrar que cada fração de gás é analisada como uma amostra independente pela equação básica de idade do método Ar-Ar citado acima e a disposição gráfica de todas as idades obtidas de cada uma das frações em um único diagrama (Figura 3.8) é que permite as interpretações acima propostas. A interpretação destas idades obtidas pela técnica *stepheating* deve levar em consideração as temperaturas de fechamento do Ar para cada fase mineral analisada em questão (Tabela 3.3).

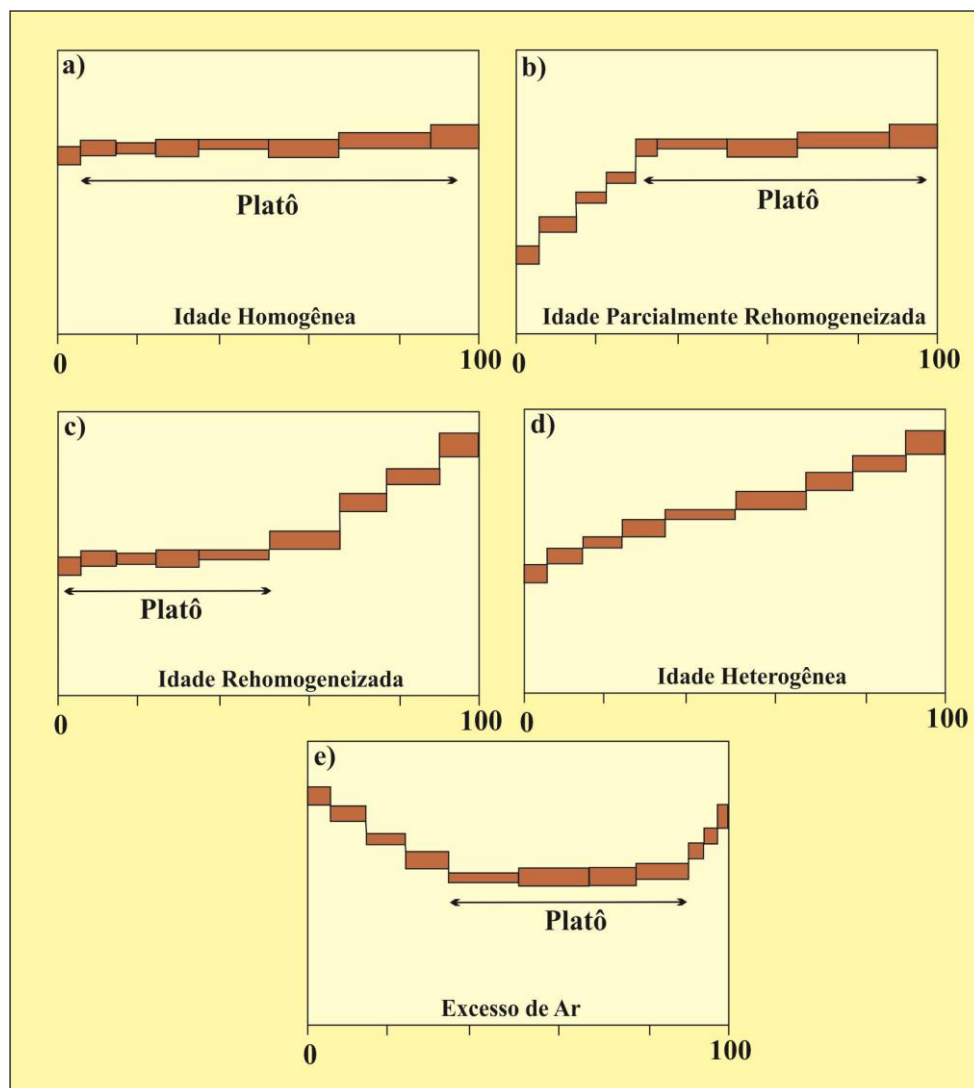


Figura 3.8. Exemplos de espectros e possíveis interpretações de idades ^{40}Ar - ^{39}Ar obtidas pela técnica *stepheating* (Geraldes 2010).

4 GEOLOGIA DA ÁREA DE XAMBIOÁ – ARAGUANÃ

Baseado no levantamento bibliográfico dos trabalhos na literatura sobre o Cinturão Araguaia e unidades adjacentes, no levantamento do acervo de amostras georeferenciadas e nos dados dos trabalhos de campo realizados na área, foi possível identificar as principais unidades litoestratigráficas do Arqueano, do Neoproterozoico e do Paleozoico, assim definidos: Complexo Colméia, Grupo Estrondo, representado pelas formações Morro do Campo e Xambioá, Suíte Xambica, além do Granito Ramal do Lontra, Formação Pimenteiras, coberturas lateríticas e depósitos aluvioares. A área estudada faz parte do domínio leste do Cinturão Araguaia e compreende o domínio que representa as condições de mais alto grau metamórfico do Cinturão Araguaia. Uma peculiaridade da área é a exposição do embasamento Arqueano no núcleo de estruturas braquianticlinais, e na porção leste é balizado por rochas sedimentares que sustentam o planalto da borda oeste da Bacia do Parnaíba, que podem ser visualizadas no mapa geológico da Figura 4.1 e que serão descritas a seguir.

4.1 COMPLEXO COLMÉIA

O Complexo Colméia de idade Arqueano (2,85 Ga) é a unidade que representa o embasamento do Cinturão Araguaia na área de estudo, sendo formada por ortognaisses que afloram no núcleo de grandes estruturas braquianticlinais de Xambioá e Lontra delineadas por camadas de quartzitos do Grupo Estrondo. O complexo é representado por gnaisses de composição leucotonalítica, trondjemítica, granodiorítica e granítica (Figura 4.1) (Dall’Agnol *et al.* 1988, Moura 1992, Gorayeb *et al.* 2008).

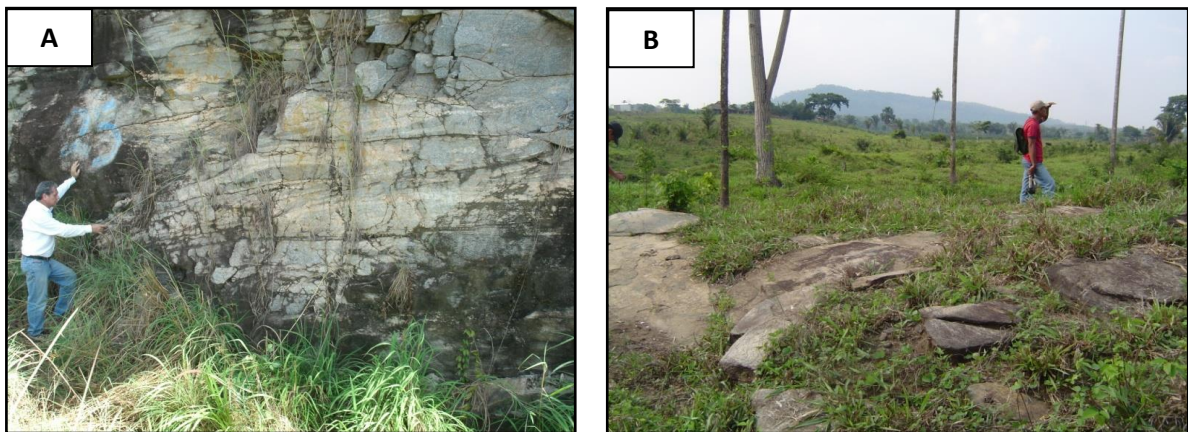


Figura 4.1. Aspectos gerais dos gnaisses do Complexo Colméia do núcleo da Braquianticlinal de Xambioá: A) Aleitamento tectônico subhorizontal entre gnaisses tonalíticos e graníticos em corte de estrada na BR-153 próximo à Xambioá (Ponto 2010/BP-008); B) Exposição de gnaiss trondjemítico leucocrático com foliação de baixo valor de mergulho situada na Fazenda Uberama (Ponto 2010/BP-011).

Os gnaisses tonalíticos são leucocráticos, possuem cor cinza claro e tons rosados, granulação média e marcantes bandamentos destacados por mobilizados graníticos na forma de leitões milimétricos a centimétricos, lentes e *budins*. Os gnaisses apresentam textura granoblástica e são constituídos essencialmente por oligoclásio (An_{27}), quartzo, biotita, muscovita e microclina. Os acessórios são apatita, titanita, zircão, turmalina e minerais opacos. A estruturação é definida por orientação de

biotita, leitos quartzo-feldspáticos ou bandas mais concentradas em biotita e muscovita, além de veios de quartzo concordantes à foliação.

Os gnaisses de composição granítica se encontram intercalados aos gnaisses tonalíticos como leitos centimétricos ou corpos mais expressivos, que são o resultado da forte transposição tectônica a qual foram submetidos. Eles são leucocráticos, de cor rosa, granulação média ou grossa, destacando-se porfiroclastos de microclina em matriz milonítica recristalizada. A sua composição mineralógica essencial inclui microclina e quartzo, e quantidades menores de plagioclásio, biotita e muscovita, e, acessoriamente, zircão, apatita e turmalina.

Os estudos petroestruturais realizados por Gorayeb & Alves (2003) demonstraram a superposição tectonometamórfica dos processos que edificaram o Cinturão Araguaia, no Neoproterozóico, nos gnaisses arqueanos expostos no núcleo das estruturas braquianticlinais de Xambioá e Lontra. Próximo à base de sequência supracrustal do Grupo Estrondo foi demonstrado que as associações minerais originais dos tonalitos, granodioritos e granitos foram modificadas e imprimiram forte trama anisotrópica sobre os protólitos granitóides (TTG) arqueanos, transformando-os em gnaisses cujas foliações e lineações são coincidentes com as das rochas supracrustais, assentadas imediatamente acima destes gnaisses, que, em geral, apresentam baixos valores de mergulho.

4.2 GRUPO ESTRONDO

O Grupo Estrondo representa a unidade inferior do Supergrupo Baixo Araguaia, distribuindo-se ao longo da porção leste do Cinturão Araguaia e subdividido nas formações Morro do Campo (inferior) e Xambioá (Abreu 1978).

Na área de estudo, as unidades do Grupo Estrondo referem-se às formações Morro do Campo e Xambioá, esta última de maior ocorrência areal ($\approx 70\%$ da área mapeada) como observado no mapa da Figura 4.2.

4.2.1 Formação Morro do Campo

A Formação Morro do Campo distribui-se na área de estudo sob a forma de camadas de quartzitos de orientação N-S, a nordeste, sustentando as serras do Sororó e das Andorinhas ou delineando as estruturas braquianticlinais do Lontra e de Xambioá, onde em seus núcleos afloram ortognaisses arqueanos do Complexo Colméia. A sudeste de Xambioá, ao longo da rodovia BR-153 e TO-388 também pode observar afloramentos nos cortes de estrada e nas encostas de morros (Figura 4.3). Também ao longo da rodovia Xambioá-Chapada há excelentes exposições.

A formação é constituída predominantemente por quartzitos puros e micáceos e, mais raramente por cianita quartzitos, magnetita quartzitos e muscovita-quartzo xistos. Os quartzitos são brancos, com granulação que varia de média a grossa, sendo que a porção mais grossa é observada principalmente na parte mais basal do pacote, onde se percebe intensa recristalização. Essas rochas são

formadas, essencialmente, por quartzo e quantidades variáveis de muscovita. Estruturas primárias são registradas representando acamamento primário e estratificação gradacional e cruzada de pequeno porte (Figura 4.3).

Em alguns locais são identificadas dobras abertas do acamamento de dimensões métricas, bem como veios de cianita, associados em algumas porções na parte basal dos quartzitos (Figura 4.4). Em geral, os quartzitos apresentam textura granoblástica e poligonal com domínios de cristais de muscovita orientados, definindo a foliação na direção NW-SE com mergulhos baixos ($8-25^\circ$) para NE e lineação de estiramento com valores de mergulho aproximados de $4-18^\circ$ para ESE. Os micaxistos são formados, essencialmente, por quartzo e muscovita e, ocasionalmente, ocorrem biotita, cianita e turmalina.

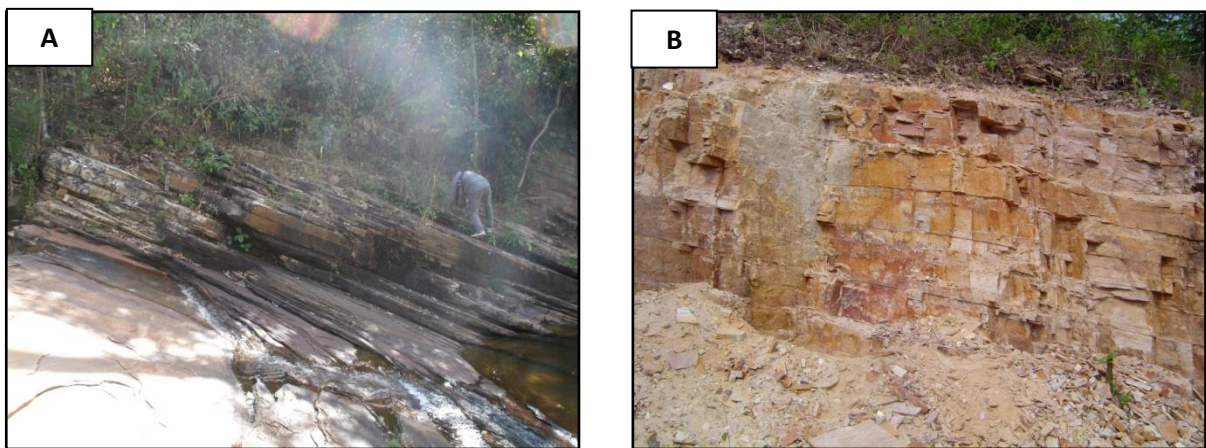


Figura 4.3. Aspectos gerais dos quartzitos da Formação Morro do Campo que contornam os núcleos Braquianticlinais de Xambioá e Lontra: A) Quartzito puro contornando o flanco norte da Braquianticlinal de Xambioá com *dip direction* $45^\circ/N$; B) Exposição de quartzitos da Formação Morro do Campo no flanco Oeste da Braquianticlinal de Xambioá, com foliação de baixo ângulo de mergulho, na BR-153, próximo a cidade de Xambioá, em direção a cidade de Vanderlândia.



Figura 4.4. Veios de cianita associados a parte basal dos quartzitos da Chapada na BR-153, próximo a cidade de Xambioá, em direção a cidade de Vanderlândia.

4.2.2 Formação Xambioá

A Formação Xambioá é caracterizada por ocorrências em áreas de relevo colinoso com superfícies abauladas em pequenas serras e morrotes. As boas exposições de rochas também afloram em cortes de estrada, em lajedos métricos a decamétricos, em vales, leitos de estradas e caminhos (Figuras 4.5a e 4.5b). As rochas dessa unidade são representadas, principalmente, por uma variedade de xistos, tais como muscovita xistos, muscovita-biotita-quartzo xistos, granada micaxistos com ou sem cianita e estauroлита, xistos feldspáticos, mármore, anfíbolitos e talco xistos e, localmente grafita xistos.

As variedades de xisto ocorrem intercaladas e são fortemente estruturadas com xistosidade característica e em muitos casos destacam um bandamento milimétrico com alternância entre leitos quartzo-feldspáticos e micáceos.

Em relação as estruturas, os micaxistos apresentam foliações bem marcantes, com direção geral NW-SE e baixos ângulos de mergulho (14 a 30°) para NE, com exceção do estauroлита-granada xisto com cianita que ocorre na rodovia Xambioá - Araguañã (TO-164) com mergulhos mais levados (~60°) (Figura 4.5b), que apresenta ainda dobras centimétricas a métricas com eixos de aproximadamente 10° para SW, associadas com clivagem de crenulação e veios e/ou bolsões centimétricos de quartzo associados a cianita e granada, apresentando aspectos de segregação mineralógica (Figura 4.6a, 4.6b e 4.6c).

Os micaxistos são as rochas mais abundantes da Formação Xambioá e apresentam cores variando de cinza clara ao cinza escuro, dependendo da abundância relativa entre biotita e muscovita. Estas rochas contêm como principais constituintes mineralógicos biotita, muscovita, quartzo e plagioclásio dos tipos oligoclásio (An₁₁) e andesina (An₃₀), além de granada, cianita e estauroлита em determinados casos, e como minerais acessórios turmalina, titanita, zircão e minerais opacos. Carbonato, sericita, clorita e epidoto são minerais secundários. A biotita e muscovita apresentam-se amplamente distribuídas nas rochas, seguindo uma orientação preferencial, definindo texturas lepidoblásticas. O quartzo ocorre como agregados de cristais ao longo de leitos bem definidos, cujos cristais estão articulados em pontos tríplexes e, algumas vezes, são alongados seguindo orientação preferencial, em forma de bandas e lentes acompanhando a foliação da rocha, intercalando com bandas ricas em minerais micáceos. Em muitos casos a textura é porfiroblástica com matriz lepidoblástica.

Os granada micaxistos foram encontrados, preferencialmente, na porção sul da Serra das Andorinhas e apresentam coloração cinza claro e granulação média ou grossa. Texturas porfiroblásticas estão bem definidas, destacando-se porfiroblastos de granada e, raramente, de plagioclásio, com dimensões de até 1 cm, envolvidos em matriz lepidoblástica. Em determinadas áreas, os porfiroblastos de cianita e estauroлита também são encontrados nestas rochas (Figuras 4.7a e 4.7b). Os minerais essenciais são biotita, muscovita, granada, quartzo e plagioclásio, além de cianita e

estauroлита. Os minerais acessórios são turmalina, titanita e minerais opacos e os secundários são clorita (como produto de alteração da biotita e da granada), sericita, epidoto e carbonato, substituindo cristais de plagioclásio.

Os xistos feldspáticos são encontrados ao longo da BR-153 próximo à Xambioá e na TO-164 na saída de Araguañã rumo a Araguaína, em uma pedreira desativada na Fazenda Jaracatiá, apresentando coloração cinza claro a escuro e granulação média. Apresentam texturas porfiroblásticas e lepidoblástica, constituídos por biotita, muscovita, quartzo e feldspatos. Veios e pequenos bolsões quartzo-feldspáticos, produtos de fusão parcial, estão frequentemente associados a estas rochas (Figuras 4.5a).

Os grafita xistos são encontrados como camadas descontínuas e lentes associados aos micaxistos com espessura variada (métrica a decamétrica), apresentando xistosidade, granulação fina e coloração cinza escuro, constituídos, principalmente, por grafita e quartzo, e secundariamente, por muscovita e biotita. Veios de quartzo budinados estão freqüentemente associados a estas rochas, no entanto quartzitos grafitosos são raros e restritos a ocorrências intercaladas aos micaxistos.

Mármore puros e impuros apresentam coloração branca ou cinza, granulação grossa com visível bandamento alternando tons mais escuros do cinza. Na área, também constituem camadas intercaladas aos xistos, e em alguns casos com espessuras acima de 400 m, e são explorados para indústrias de cimento ou para corretivos de solo na região de Chapada.

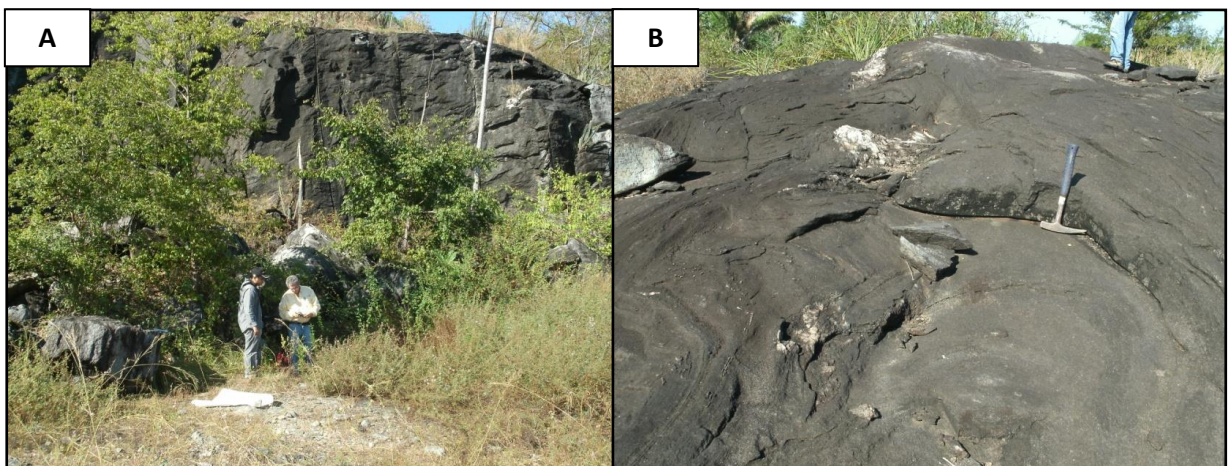


Figura 4.5. Aspectos gerais dos micaxistos da Formação Xambioá da área de estudo: A) Afloramento de micaxistos feldspáticos da Pedreira da Fazenda Jaracatiá, próximo a margem da TO-164; e B) Exposição tipo lajedo de estauroлита granada xisto com cianita na margem da TO-164 entre as cidades de Xambioá e Araguañã.

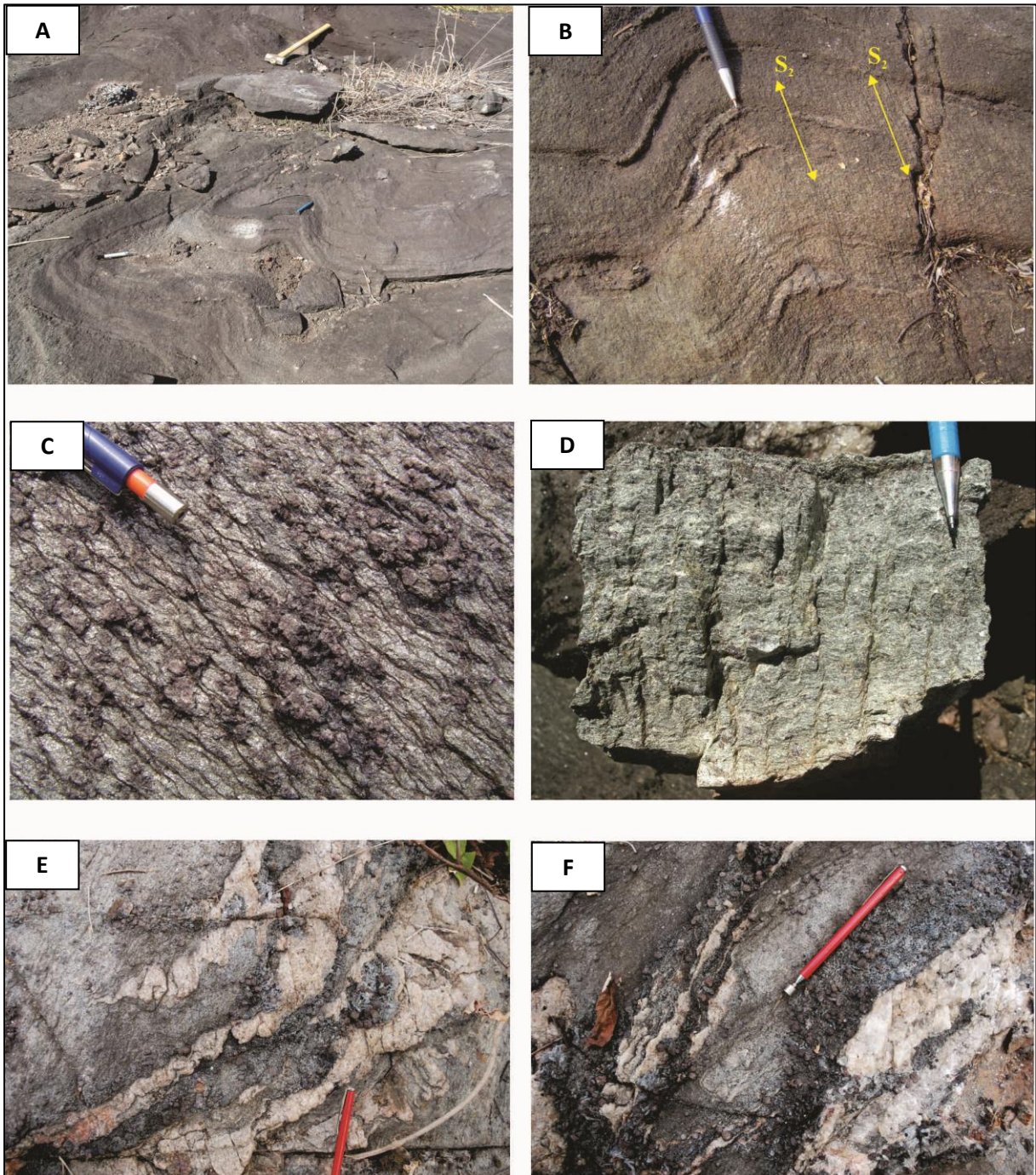


Figura 4.6. Aspectos gerais das principais estruturas do estauroлита granada xisto com cianita na margem da TO-164 entre as cidades de Xambioá e Araguaianã. A) Dobras centimétricas a métricas com orientação dos eixos; B) Aspecto da clivagem de crenulação S_2 paralelo ao plano axial das dobras; C) Vista de cima de uma porção do afloramento mostrando clivagem de crenulação e grãos de granada; D) Detalhe da clivagem de crenulação em amostra de mão; E) Aspectos dos veios de quartzo com bordas mostrando segregação de cianita e granada; e F) Detalhe da segregação de cianita e granada associada ao veio de quartzo.

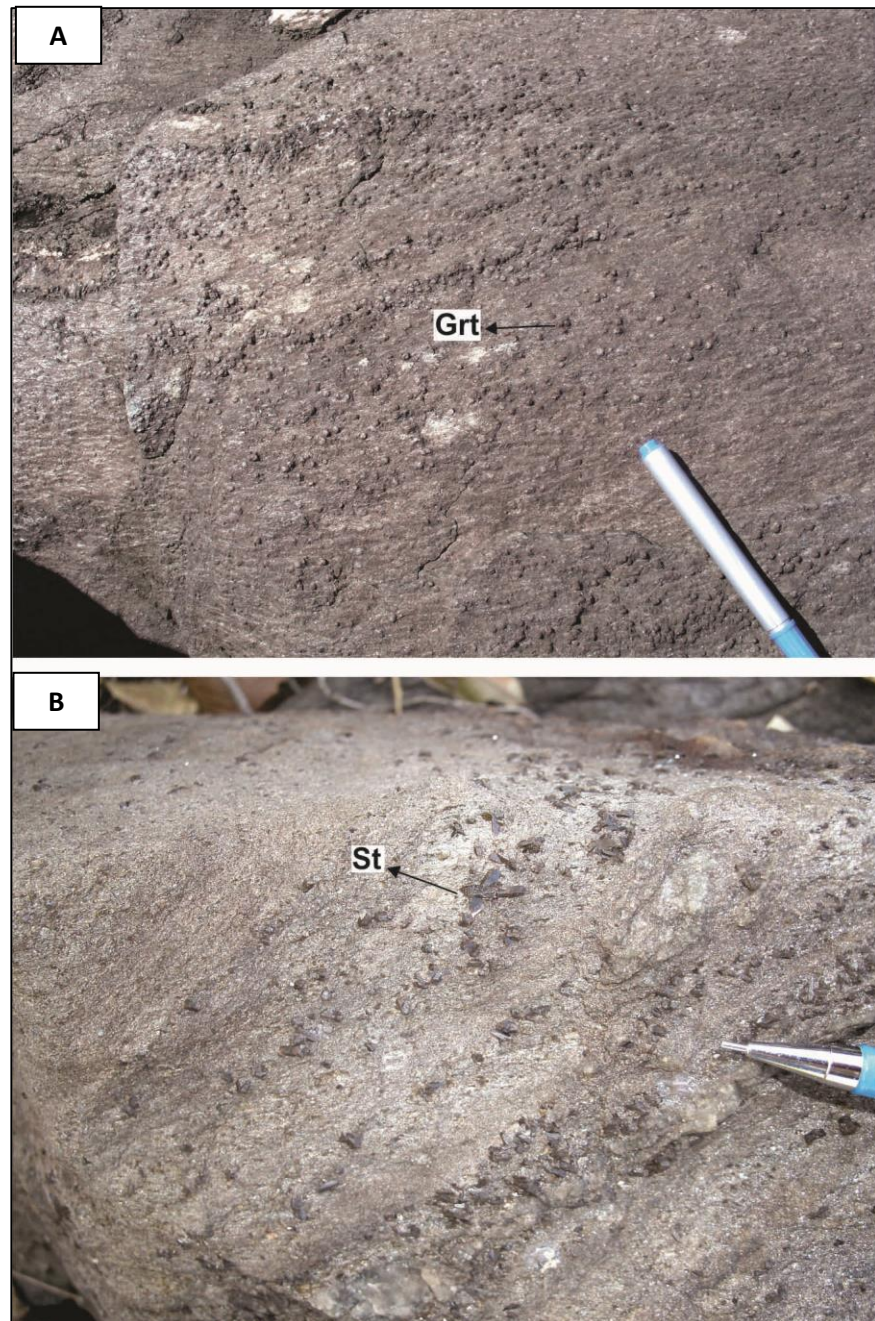


Figura 4.7. Aspectos gerais de ocorrência dos principais porfiroblastos. A) Modo de ocorrência dos porfiroblastos de granada (Grt) nos micaxistos da região; e B) Modos de ocorrência dos porfiroblastos de estaurolita (St) nos micaxistos da região.

4.3 SUÍTE GABROICA XAMBICA

Esta unidade foi identificada por Gorayeb *et al.* (2004) na região de Xambioá e Araguaã, reunindo dezenas de corpos de metagabros e seus produtos metamórficos alojados em micaxistos da Formação Xambioá do Grupo Estrondo datados pelo método Pb-Pb em zircão de 817 ± 5 Ma.

Suas principais ocorrências são nas fazendas Bela Vista, Bom Jardim do Campo, Água Limpa, Mirindiba, Jaracatiá e Belém, com corpos menores também ocorrendo ao longo da rodovia

BR-153, no trecho entre Vanderlândia e Xambioá (TO). Constituídas basicamente por anfibolitos, Escapolita metagabros e metadiabásios (Figura 4.8).



Figura 4.8. Lajedo de anfibolito com foliação S_1 subhorizontal na Fazenda Belém (BP006). Mostrando o local de ocorrência da rocha com porfiroblastos de escapolita em metagabro.

Geralmente nos locais em que afloram os metagabros foram identificados solos de cor marrom avermelhado, típicos da alteração dessas rochas máficas em que sobre eles há expressivo cultivo de bananas, como os das fazendas Bela Vista, Água Limpa e Mirindiba.

Os metagabros ocorrem na forma de *stocks* destacados morfologicamente em morros ou pequenas colinas com topos abaulados. Apresentam-se concordantes ou discordantes à estruturação das rochas encaixantes e em alguns casos se encontram associadas às rochas metaultramáficas (peridotitos serpentinizados, serpentinitos, esteatitos, talco xistos actinolita xistos). Em geral, são isotrópicas, apresentam cor cinza escura e cinza esverdeada, com granulação grossa e estrutura maciça, composta essencialmente por plagioclásio e hornblenda, podendo ocorrer ainda granada e escapolita na forma de porfiroblastos centimétricos, às vezes configurando rosetas de cor branca, apresentando leve orientação preferencial, mas, geralmente disposta aleatoriamente (Figura 4.9).

Os anfibolitos mostram-se como corpos lentiformes que geralmente se encontram boudinados e embricados tectonicamente com os xistos. São rochas de cor preta, granulação média, com marcante orientação, composta basicamente por hornblenda e plagioclásio. Em alguns tipos, estão presentes escapolita e granada. A escapolita também se apresenta como porfiroblastos em forma de rosetas, mas em menor frequência do que nos metagabros. Na BR-153, sentido Xambioá-Vanderlândia (TO) ocorre um pequeno corpo de metagabro com núcleo isotrópico cuja borda é caracterizada por anfibolitos foliados. Tal fato indica a relação de cogeneticidade entre estas rochas em que os

anfíbolitos constituem o produto do metamorfismo que afetou os metagabros (Gorayeb *et al.* 2008). Eles são interpretados como relacionado a um plutonismo de composição basáltica toleítica pré-cinemático à evolução principal do Cinturão Araguaia.

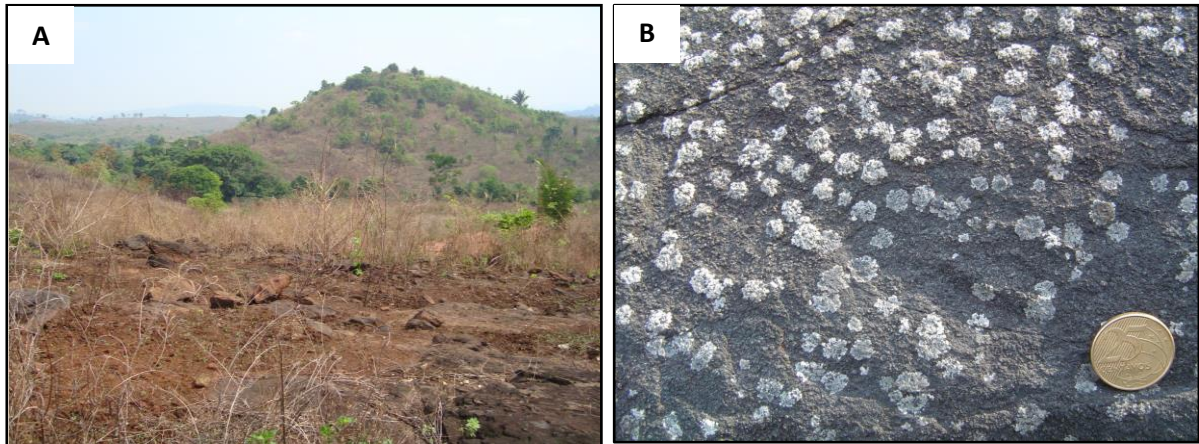


Figura 4.9 - Aspectos gerais de metagabros da Fazenda Bela Vista (ponto BP006): A) Porção principal do corpo sustentando morros abaulados; e B) Concentração de porfiroblastos de escapolita centimétrica em forma de rosetas.

4.4 GRANITO RAMAL DO LONTRA

Na porção sudeste da área aflora um plúton granítico definido como Granito Ramal do Lontra. Trata-se de um pequeno *stock* homogêneo petrograficamente, predominando monzogranitos e mais raramente granodioritos encaixado em quartzitos e xistos do Grupo Estrondo. Trata-se de granitos contendo biotita e muscovita com fácies restritas que normalmente apresentam incipiente foliação. Essas rochas apresentam cor cinza levemente rosada com granulção média, composto por oligoclásio (An_{11-16}), quartzo, microclina, biotita e muscovita, cujos acessórios são zircão, apatita, titanita, alanita e minerais opacos (Alves 2005). Datações Pb-Pb em zircão apontaram idade de 549 ± 5 Ma, considerado de alojamento sin-tardi cinemático em relação à tectônica de implantação do Cinturão Araguaia (Alves 2005, Gorayeb *et al.* 2008).

4.5 BACIA DO PARNAÍBA

As unidades referentes à Bacia do Parnaíba na área apresentam-se como camadas basculadas constituídas por pacotes isolados da Formação Pedra de Fogo, preenchendo grábens como da porção oeste da área onde as rochas sedimentares afloram em barrancos da margem do Rio Araguaia no mesmo nível topográfico dos xistos da Formação Xambioá, constituindo o Gráben de Araguañã. Formam camadas basculadas com mergulhos de até 30° , constituindo uma sequência de siltitos, silexitos e rochas carbonáticas com estruturas de oólitos, que podem ser definidos como vestígios bastante alterados da Formação Pedra de Fogo. Seu contato é feito através de falhas normais com a Formação Xambioá.

Por outro lado, em toda a porção leste da área está definida a linha de contato entre as unidades do Cinturão Araguaia e a borda oeste da Bacia do Parnaíba, definindo serras e colinas com

topos planos. Nesse domínio são encontrados arenitos ferruginosos da Formação Pimenteiras com estruturação subhorizontal assentados sobre quartzitos ou xistos, delineando um contato discordante e erosivo. Logo a leste descortina-se o planalto da Bacia do Parnaíba.

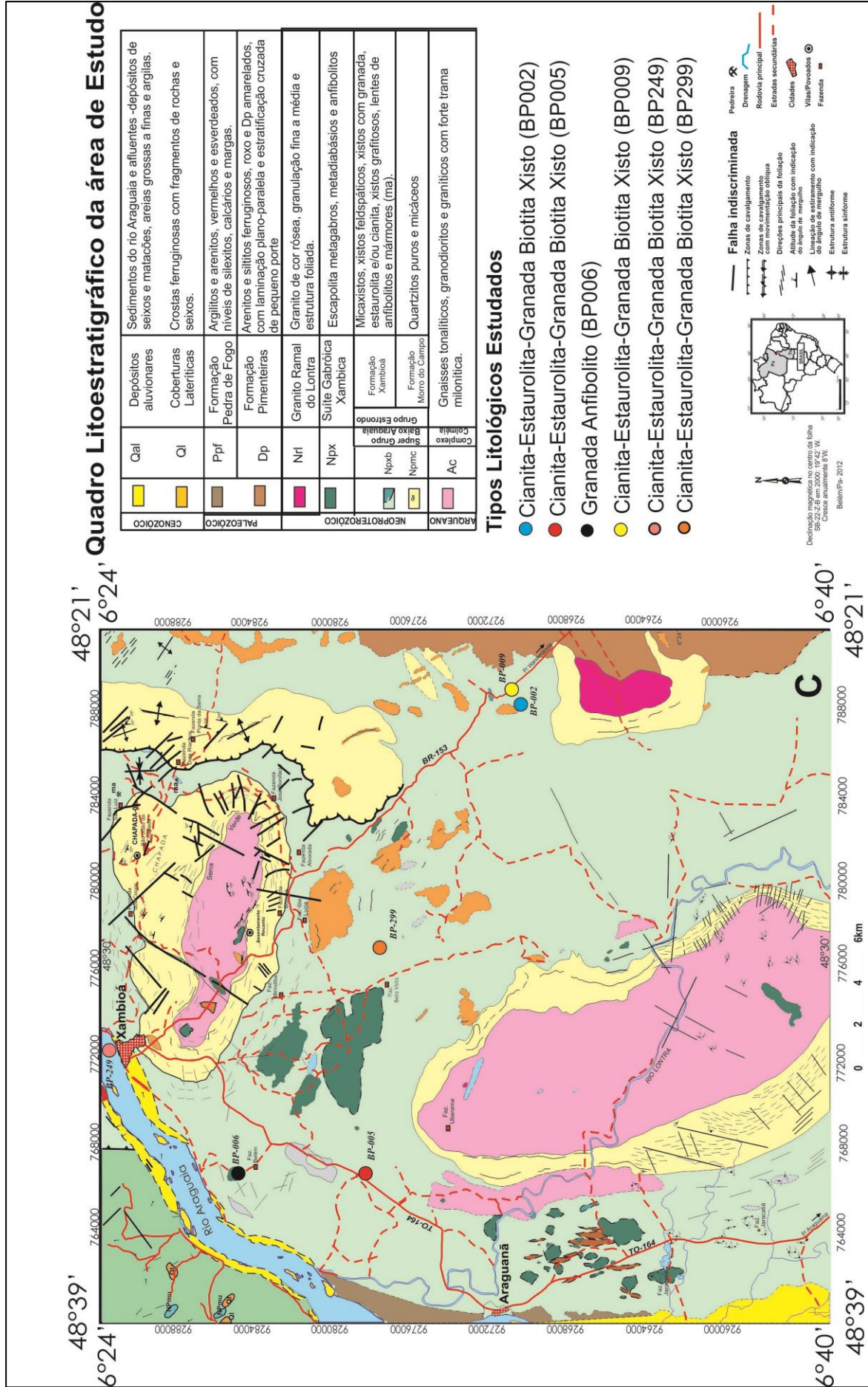


Figura 4.2. Mapa geológico da região de Xambioá – Araguaianã (TO) com as amostras utilizadas neste estudo plotadas.

5 PETROGRAFIA DAS ROCHAS METAMÓRFICAS DE XAMBIOÁ - ARAGUANÃ

Neste estudo, foram analisadas petrograficamente 50 lâminas delgadas de amostras das rochas mais relevantes e significativas para os estudos metamórficos da área, das quais 6 (seis) foram separadas para análise química mineral (BP002, BP005, BP006, BP009, BP249, BP299), as quais estão listadas em planilhas (Anexos C, D, E, F e G) e plotadas no mapa da Figura 4.2. As rochas estudadas são de composição pelítica e semi-pelítica, pertencentes à Formação Xambioá, e máfica toleítica da Suíte Gabróica Xambica.

5.1 MICAXISTOS PELÍTICOS

Neste estudo petrográfico foram identificados tipos diferentes de xistos e dois grupos principais foram individualizados correspondendo a micaxistos com pouca ou nenhuma granada e micaxistos com granada, estaurólita e cianita, descritos a seguir.

5.1.1 Quartzo micaxisto com pouca ou nenhuma granada

Esta variedade de micaxistos foi caracterizada com base nas quantidades modais de muscovita, biotita, quartzo e granada, sendo classificados como muscovita-biotita-quartzo xisto e muscovita-biotita-quartzo xisto com granada. Em geral, essas rochas apresentam cor cinza, marcante xistosidade, com a foliação S_1 transposta pela foliação S_2 (clivagem de crenulação), granulação média e textura lepidoblástica, definida pela orientação preferencial da biotita e muscovita, além da formação de arcos poligonais constituídos pelas micas e quartzo. Localmente, bandas quartzo-feldspáticas definem a textura granoblástica poligonal com contatos tipo ponto tríplice entre os cristais de quartzo e plagioclásio. A textura principal dos xistos com granada é porfiroblástica e/ou poiquiloblástica, caracterizada pela presença de porfiroblastos de granada rotacionados, em matriz lepidoblástica. Os porfiroblastos de granada apresentam foliação interna (S_i) definida por inclusões orientadas de quartzo e minerais opacos, ocorrendo de forma oblíqua em relação a foliação externa (xistosidade – S_e). Além da granada, estão presentes microporfiroblastos ocelares de plagioclásio que são contornados pela xistosidade (S_1), caracterizando cristais sin-cinemáticos em relação a S_1 (Figuras 5.1 e 5.2).

A composição mineralógica desses xistos é definida basicamente por quartzo (30 a 40%), biotita (20 a 30%), muscovita ($\approx 25\%$), oligoclásio (An_{17-25}) (10%) e granada (0 – 5%). Minerais opacos, zircão, turmalina e apatita são acessórios. Sericita e carbonato ocorrem como produtos de alteração parcial do plagioclásio.

Os cristais de quartzo são anédricos e geralmente seguem a orientação preferencial das micas (S_1). Alguns cristais apresentam-se alongados com contatos retilíneos e outros com contatos poligonais com junções tríplices (Figura 5.1 B).

A biotita ocorre associada a muscovita e é um dos minerais que define a xistosidade nessas rochas (S_1), bem como a foliação S_2 que transpõe a S_1 caracterizando a clivagem de crenulação. Geralmente, se dispõe em finas lamelas alongadas, orientadas, com pleocroísmo que varia do castanho

pálido (Z) a castanho escuro (X, Y). Com o estudo microestrutural foi possível identificar três gerações distintas da biotita. A biotita 1 (Bt₁) é representada por finos cristais, lamelares, orientados, definindo a foliação S₁, além de arcos poligonais ocasionados pela recristalização das micas e do quartzo (Figura 5.3 B); a biotita 2 (Bt₂) é representada por cristais lamelares que se orientam ao longo da clivagem de crenulação (S₂); e a biotita 3 (Bt₃) aparece como porfiroblastos sem orientação preferencial truncando essas microestruturas, sendo de geração tardi-tectônica (Figuras 5.1 F e G, e 5.2 C e D).

Os cristais de muscovita se apresentam como finas lamelas orientadas, que definem contatos retilíneos e paralelos com a biotita e com o quartzo, caracterizando S₁. Igualmente a muscovita também se desenvolveu ao longo dos planos de crenulação (S₂) (Figura 5.1E). Em geral, constitui porfiroblastos sem orientação preferencial.

O plagioclásio (oligoclásio) ocorre como microporfiroblastos com forma subcircular orientados, apresentando inclusões de biotita e muscovita que não mostram nenhum padrão de orientação. Localmente, alguns cristais são subédricos, apresentando maclamento albita e fazendo parte da matriz juntamente com o quartzo em um arranjo granoblástico (Figura 5.1 D).

A granada, quando ocorre, constitui porfiroblastos subédricos com diâmetro de aproximadamente 5 mm, comumente fraturados e com contatos retilíneos com a biotita e muscovita. Apresenta pequenas inclusões de quartzo, micas e minerais opacos orientados, formando a foliação interna (S_i), coincidentes com a orientação da foliação externa (S_e ou S₁). Em alguns casos, os porfiroblastos de granada apresentam-se rotacionados (Figuras 5.1 C e 5.2A).

A clorita ocorre localmente como porfiroblastos com orientação preferencial em contato retilíneo com porfiroblastos de muscovita ou como produto de alteração retromatamórfica da granada e biotita (Figura 5,1 H).

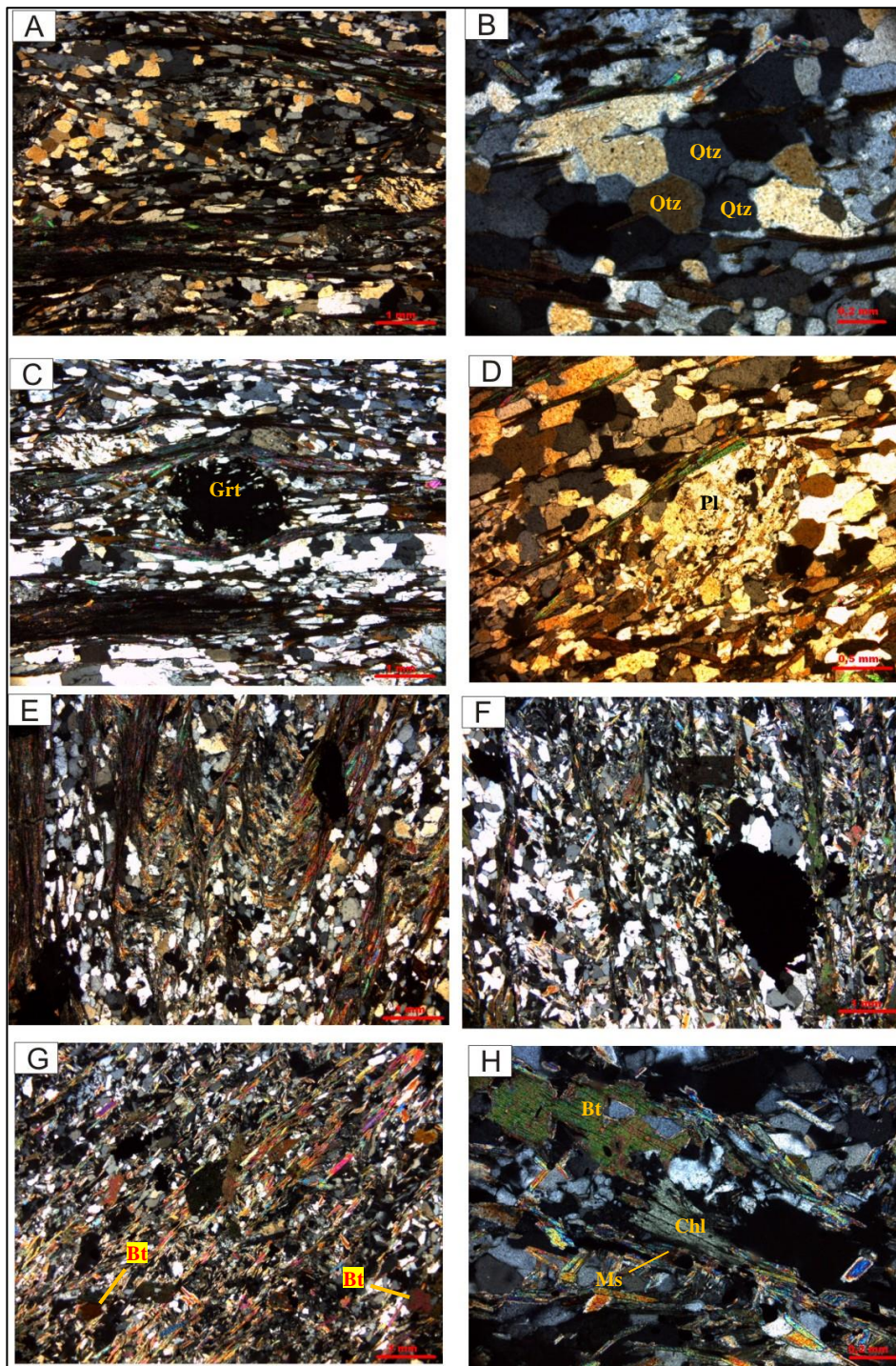


Figura 5.1. Aspectos texturais dos quartzos micaxistos com pouca ou nenhuma granada. A- Textura lepidoblástica caracterizada pela orientação da muscovita e da biotita, definindo a xistosidade (S_1) e a presença de quartzos orientados e alongados; B – Textura granoblástica poligonal com contatos tipo ponto tríplice entre os cristais de quartzo; C – Textura poiquiloblástica definida pela presença de porfiroblasto de granada envolvido pela matriz lepidoblástica. Notar a presença de inclusões de quartzo que definem a foliação interna (S_1); D – Microporfiroblasto ocular de plagioclásiocontornado pela xistosidade; E – Lamelas de biotita e muscovia seguindo a orientação da clivagem de crenulação (S_2); F – Porfiroblasto de biotita pós-tectônica; G- Biotita sem orientação preferencial; e H – Microporfiroblasto de clorita com orientação preferencial em contato com a muscovita.

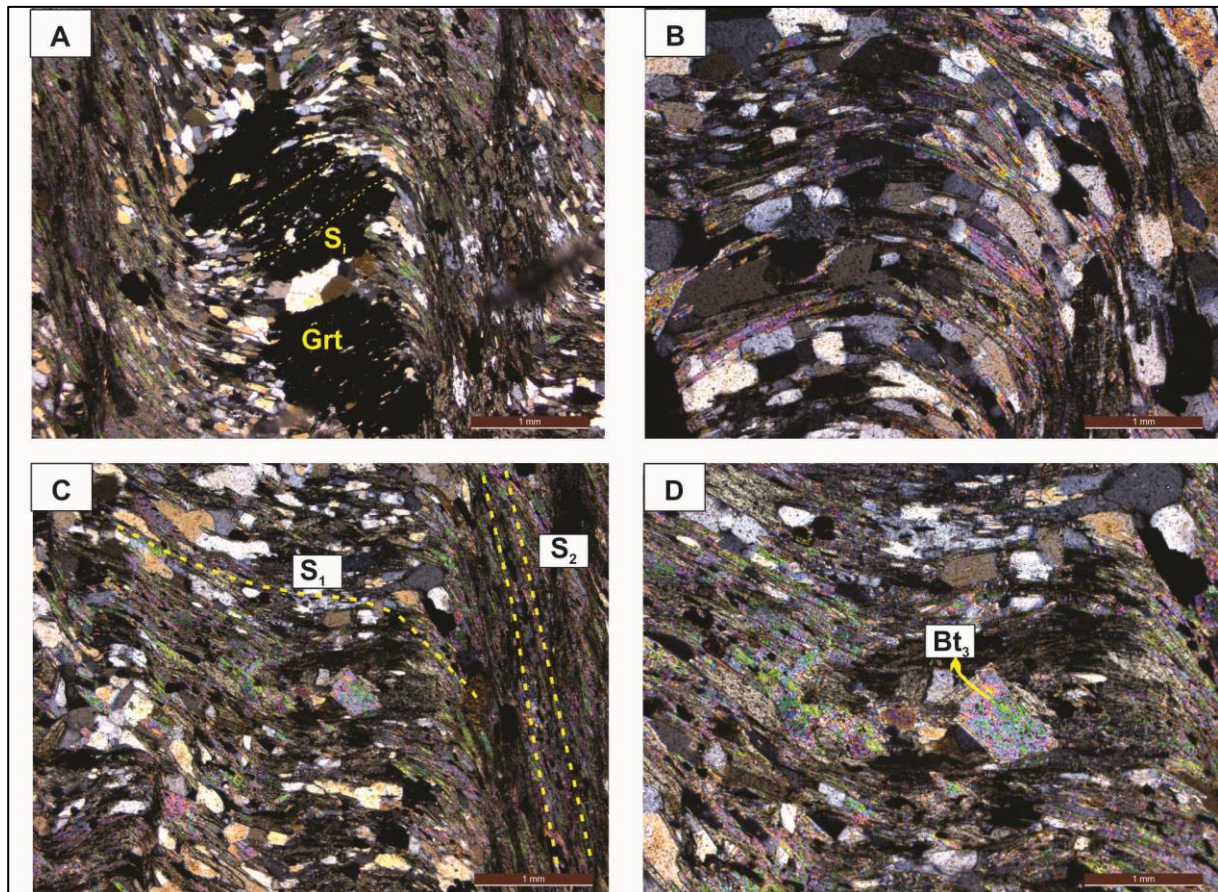


Figura 5.2. Continuação dos aspectos texturais dos quartzos micaxistos com pouca ou nenhuma granada. A – Textura poiquiloblástica definida pela presença de porfiroblasto de granada envolvido pela matriz lepidoblástica. Notar a presença de inclusões de quartzo e micas que definem a foliação interna (S_1) paralela a foliação externa (S_1); B – Textura tipo arco poligonal formada por quartzo e biotita recrystalizados com contatos retilíneos e em algumas porções com contatos tipo ponto tríplice; C – Lamelas de biotita e muscovita seguindo a orientação da foliação S_1 e da clivagem de crenulação (S_2); D – Detalhe de porfiroblasto de biotita tardi-tectônica (Bt_3) truncando a foliação S_1 (objetiva com aumento de 10x).

5.1.2 Quartzos micaxisto com granada, cianita e estaurolita

Neste grupo de rochas, as variedades identificadas e classificadas são representadas por estaurolita-granada-muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita, estaurolita-granada-biotita-muscovita-quartzo xisto e granada-estaurolita-muscovita-biotita-quartzo xisto.

Em relação à textura, estas rochas apresentam principalmente texturas porfiroblásticas com matriz lepidoblástica, definidas pela orientação das micas que evidenciam a xistosidade da rocha (S_1). Os porfiroblastos de granada, cianita e estaurolita apresentam dimensões em torno de 5 mm. Os porfiroblastos de granada, estaurolita e cianita apresentam contatos retilíneos entre si. Os porfiroblastos apresentam inclusões de quartzo, muscovita, biotita e minerais opacos caracterizando a textura poiquiloblástica. Texturas granoblásticas poligonais também ocorrem em domínios na rocha que representam porções mais ricas em quartzo e plagioclásio formando contatos do tipo ponto tríplice. Nestas rochas, a xistosidade S_1 está crenulada e transposta, resultando na formação da

clivagem de crenulação (S_2), caracterizado principalmente por faixas de micas em nova orientação (Figuras 5.3 e 5.4).

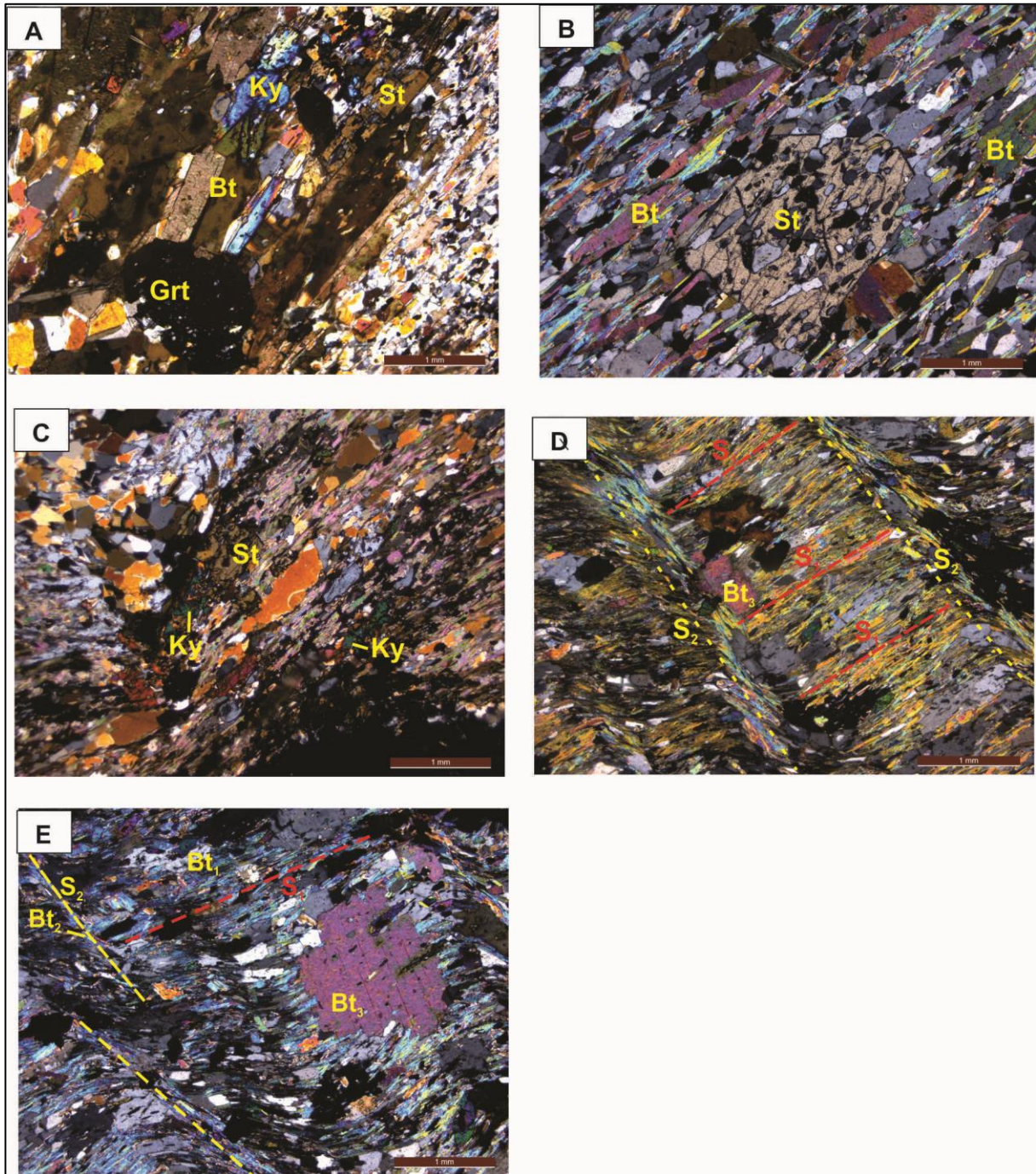


Figura 5.3. Feições microestruturais dos quartzos micaxistos com granada, estaurolita e cianita. A – Porfiroblastos de granada, estaurolita, cianita e biotita em equilíbrio com contatos retilíneos (amostra BP002); B – Textura porfiroblástica definida pelos porfiroblastos de estaurolita sin- S_1 com inclusões de quartzo em contato retilíneo com biotita e quartzo (amostra BP149); C – Feição de disequilíbrio mostrando a cianita substituindo a estaurolita (amostra BP299); D – Clivagem de crenulação transposta na xistosidade de S_1 e com lentes de quartzo que segue a orientação de S_1 e biotita tardi-tectônica (Bt_3) (amostra BP005); E – Geração de biotitas 1, 2 e 3 e suas relações cinemáticas com as foliações S_1 e S_2 . Bt_1 sin- S_1 , Bt_2 sin- S_2 e Bt_3 pós- S_2 (amostra BP005).

Mineralogicamente, estas rochas são constituídas basicamente por quartzo (30 a 40%), plagioclásio (An_{17-31}) (10%), biotita (25%), muscovita (15%) e minerais opacos ($\approx 4\%$), assim como de estaurolita, granada, cianita que ocorrem em quantidades variáveis, com quantidades individuais de aproximadamente 6% cada um. Os minerais acessórios são zircão, epidoto, turmalina e monazita e secundários representados pela clorita.

Os cristais de quartzo são anédricos e ocorrem em agregados granoblásticos com contatos tipo ponto tríplice. Estes cristais, em algumas porções, ocorrem em forma de lentes, seguindo a orientação das micas (biotita e muscovita) que definem a xistosidade principal da rocha (S_1), além de se apresentarem também em outras porções como cristais estirados com feições de microboudinagem (Figuras 5.3D).

Os cristais de plagioclásio ocorrem de duas maneiras nestas rochas: os que preservam o maclamento do tipo albita e outros isentos de maclamento. Os que preservam o maclamento ocorrem de forma tabular, normalmente em contato retilíneo com o quartzo e associado à muscovita. Os que não preservam o maclamento ocorrem com contatos irregulares e com inclusões de muscovita, biotita e minerais opacos, podendo representar fases precoces de formação.

A biotita apresenta-se em sua maioria como cristais subédricos, lamelares e alongados, que junto com o quartzo e muscovita, definem a xistosidade (S_1) e a clivagem de crenulação (S_2) (Figura 5.3 D e 5.3 E). O pleocroísmo da biotita varia de castanho claro (Z) a castanho escuro (X, Z). Três gerações de biotita são também identificadas nestas rochas; a primeira que acompanha S_1 , a segunda que acompanha S_2 e a terceira geração que é caracterizada por porfiroblastos tardi-pós cinemáticos em relação a S_2 e que não apresenta orientação preferencial (Figura 5.3 D, 5.3 E e 5.5 E).

A muscovita ocorre como finas lamina alongadas, subédricas e orientadas que define contatos retilíneos com a biotita e o quartzo, caracterizando a xistosidade da rocha (S_1), além de uma segunda geração de muscovita que se desenvolve ao longo dos planos de clivagem de crenulação (S_2) e uma terceira sem orientação preferencial (pós- S_2).

A estaurolita se apresenta como porfiroblastos em formas subédricas, com contatos geralmente retilíneos, principalmente com granada, cianita e biotita. O pleocroísmo é moderado e varia do amarelo pálido (X) ao amarelo dourado (Y,Z). Em geral, os cristais de estaurolita se encontram orientados de acordo com a xistosidade S_1 , contendo inclusões que definem a foliação interna concordantemente à externa (S_i/S_1). Ocorre, também, uma segunda geração de porfiroblastos de estaurolita sin- S_2 e uma terceira tardi a pós cinemático a S_2 , sem orientação preferencial e sem efeitos de deformação. Em alguns pontos é possível observar uma reação em que a estaurolita é substituída pela cianita (Figuras 5.3 A, B e C; 5.4 C, D e F; 5.5 A, B e C; 5.6 A, B, C, D e E).

A granada define contatos retilíneos com a estaurolita, a cianita e a biotita. Apresenta-se como porfiroblastos subédricos e anédricos com inclusões de quartzo, muscovita, biotita, opacos e monazita (?), definindo uma foliação interna (S_i) que está concordante com a xistosidade (S_1),

evidenciando cristais sin-tectônicos em relação a S_1 . Na borda de alguns porfiroblastos a foliação interna desenha dobras, o que pode indicar a rotação dos cristais de granada, ou o crescimento da granada ao mesmo tempo em que havia recristalização da xistosidade em nova orientação, caracterizando blastese sin-cinemática. Localmente, há porfiroblastos de granada tardi-pós tectônicos em relação a S_2 , estes últimos sem orientação preferencial (Figuras 5.3 A; 5.4 B, C e D; e 5.6 A, B, C e D).

A cianita é encontrada apenas em determinados domínios nos micaxistos formando porfiroblastos de até 1 cm. Em alguns locais, a cianita ocorre com maior frequência e quantidade, muitas vezes associada com granada e estauroлита, com contatos pontuais, irregulares e retilíneos. Os cristais de cianita ocorrem orientados juntamente com a biotita apresentando inclusões orientados de quartzo e minerais opacos definindo uma foliação interna que é concordante com a foliação externa (S_1), o que evidencia porfiroblastos sin-tectônicos a S_1 . Além disso, são registrados alguns casos substituindo os cristais de estauroлита (Figuras 5.3 A e C; 5.4 E; e 5.6 A, B, C, D e E).

5.2 MICAXISTOS FELDSPÁTICOS COM CARBONATO E EPIDOTO (SEMI-PELITOS)

Esses tipos de rochas foram classificados e identificados por apresentarem quantidades superiores a 50% de quartzo e plagioclásio em sua composição, representados por muscovita-biotita-quartzo xisto feldspático com ou sem carbonato e epidoto e biotita-quartzo xisto feldspático com carbonato.

Estas rochas apresentam texturas lepidoblástica, definida pela orientação das micas e nos domínios quartzo-feldspáticas granoblásticas. Há também porfiroblastos de plagioclásio contendo inclusões de muscovita, biotita e quartzo, que caracterizam, em algumas porções a textura poiquiloblástica em que os pórfiros estão envolvidos pela matriz lepidoblástica. No geral, essas rochas são bastante foliadas, com uma xistosidade evidenciada pela orientação preferencial de lamelas de biotita e muscovita (Figura 5.7 A).

Mineralogicamente, estas rochas são compostas por quartzo (30 – 35%), plagioclásio (An_{15-25}) (25 – 30%), biotita (20%), muscovita (15%), epidoto (4%), carbonatos (4 – 6%) e minerais opacos ($\approx 2\%$).

Os cristais de quartzo são anédricos e geralmente ocorrem em agregados poligonais do tipo ponto tríplice. Apresentam-se alongados em algumas porções, acompanhando a xistosidade e, em certos domínios se associam com o plagioclásio e em menor proporção com o carbonato, onde definem textura granoblástica poligonal. Observam-se ainda pequenos cristais de quartzo entre os cristais maiores, evidenciando recristalização com formação de novos grãos.

O plagioclásio ocorre como porfiroblastos com inclusões de muscovita, biotita, quartzo e epidoto, sem orientação preferencial, caracterizando textura poiquiloblástica (Figura 5.7C) e também como cristais menores na matriz com forma tabular, com maclamento polissintético, em meio aos

cristais de quartzo formando níveis quartzo-feldspáticos. Alguns porfiroblastos apresentam maclamento albita visível apenas no núcleo e desaparece em direção as bordas.

A biotita segue orientação preferencial caracterizando junto com a muscovita a textura lepidoblástica e a xistosidade (S_1). Constitue pequenas e finas lamelas com contato retilíneo com a muscovita e o quartzo. Em associação com a muscovita formam bandas suavemente dobradas que contornam as porções quartzo-feldspáticas (*boudins*). Apresenta pleocroísmo que varia de castanho claro (Z) a castanho avermelhado (X-Y). Alguns cristais deste mineral, não apresentam orientação preferencial, evidenciando cristalização tardi a pós-tectônica S_1 .

Os cristais de muscovita, também seguem a orientação da xistosidade (S_1) e junto com os cristais de biotita definem a textura lepidoblástica desta rocha. Apresentam-se como pequenas e finas lamelas subédricas com contatos retilíneos com a biotita. Também há também cristais sem orientação preferencial, o que evidencia cristalização tardi a pós tectônica em relação a S_1 .

O carbonato ocorre nos interstícios dos cristais de quartzo e plagioclásio em contatos tipo ponto tríplice (Figura 5.7D).

O epidoto ocorre como pequenos cristais subédricos em prismas alongados, com leve pleocroísmo que varia de incolor ao verde amarelo. Em outra situação, ocorrem em cristais anédricos com aspectos granulares e apresenta contatos retilíneos com a biotita, muscovita e quartzo (Figura 5.8 D).

5.3 ROCHAS MÁFICAS (SUÍTE GABROICA XAMBICA)

As rochas máficas que ocorrem na área fazem parte da Suíte Gabróica Xambica e foram classificadas como anfibolitos, granada anfibolitos, escapolita anfibolitos e escapolita-granada anfibolitos, mas também há registros de metagabros com escapolita e/ou granada. Elas representam originalmente gabros e diabásios alojados anteriormente ao metamorfismo regional (Gorayeb *et. al.* 2004)

5.3.1 Anfibolitos

Apresentam granulação média e textura nematoblástica definida pela orientação dos cristais de hornblenda e raramente configuram textura granoblástica. Mineralogicamente são compostos por hornblenda (50 – 70%) e plagioclásio (30 – 40%), assim como quantidades muito pequenas de quartzo e minerais opacos.

A hornblenda ocorre como cristais prismáticos alongados e orientados, definindo a foliação da rocha (S_1).

O plagioclásio se apresenta na forma de pequenos cristais alongados, sem maclamento e geralmente com orientação preferencial semelhante à hornblenda, mantendo contato retilíneo com esse mineral, e estão levemente sericitizados.

5.3.2 Granada Anfibolitos

Apresentam granulação média e textura nematoblástica definida pela orientação dos cristais de hornblenda e raramente configuram textura granoblástica. Mineralogicamente são compostos por hornblenda (40 – 50%), plagioclásio (30 – 40%), granada (10% - 20%), assim como quantidades muito pequenas de quartzo, biotita e minerais opacos.

Os cristais de hornblenda apresentam-se similar aos que ocorrem nos litotipos anteriormente descritos, os cristais são prismáticos com tendência a serem alongados, fortemente orientados segundo a foliação que contorna os de granada. Suas bordas retilíneas e os contatos retos mostram o grau de equilíbrio metamórfico entre seus cristais com o plagioclásio, biotita e quartzo (Figura 5.8A).

O plagioclásio aparece sob a forma de agregados recristalizados poligonais ou como cristais subédricos com bordas irregulares ou retas, localmente alguns cristais mostram maclas de deformação e a sericitização ocorre bem menos intensa do que nos litotipos anteriores.

A granada ocorre como cristais subédricos e/ou euédricos alongados com tamanhos entre a 1 mm a 5mm e estão orientados segundo a foliação (Figuras 5.8 A e 5.8 C).

Os cristais de biotita são anédricos e com forte pleocroísmo. Estão dispostos sem orientação preferencial na rocha, ao contrário dos litotipos anteriores e encontra-se associada hornblenda. Os cristais variam de tamanho entre 0,2 a 0,5 mm e ocorrem em quantidade inferior a 1%.

O quartzo apresenta-se em formas granulares, nos interstícios entre o plagioclásio e hornblenda, em alguns casos possui contato retilíneo em ponto tríplice (Figura 5.8 B). Apatita e zircão ocorrem geralmente como inclusões, preservando suas características óticas diagnósticas comuns.

5.3.3 Escapolita Anfibolitos

Apresentam granulação média e texturas predominantemente poiquiloblástica com matriz nematoblástica e, localmente, granoblástica. Mineralogicamente, são compostas por hornblenda (50 – 60%), plagioclásio (30 – 40%) e escapolita ($\approx 10\%$) e em menor proporção por quartzo e minerais opacos.

A hornblenda ocorre como cristais prismáticos, com orientação preferencial e com contatos retilíneos com o plagioclásio.

O plagioclásio ocorre como cristais subédricos e orientados. Geralmente, suas bordas ocorrem de forma irregular e sem maclamento.

A escapolita define poiquiloblástico com inclusões de hornblenda, plagioclásio e minerais opacos (Figura 5.8 D). Encontra-se pouco orientado e mostra-se com forma em roseta.

O quartzo apresenta-se como cristais anédricos com bordas irregulares. Alguns destes cristais apresentam contatos poligonizados tipo ponto tríplice, o que define textura granoblástica.

Os minerais opacos são anédricos, com formas granulares, seguindo a orientação preferencial da hornblenda.

5.3.4 Granada-Escapolita Anfibolitos

Tratam-se de rochas com granulação fina exibindo textura nematoblástica similar aos litotipos anteriores. Mineralogicamente, são compostas essencialmente por hornblenda (30 – 50%), plagioclásio (30 – 40%), escapolita (10-15%) e granada (≈5%). Em menores proporções estão titanita, minerais opacos, quartzo, apatita, biotita e zircão.

Os cristais de hornblenda apresentam-se similar aos que ocorrem nos litotipos anteriormente descritos, os cristais são prismáticos com tendência a serem alongados, fortemente orientados segundo a foliação que contorna tanto os cristais de Escapolita quanto os de granada. Suas bordas retilíneas e os contatos retos mostram o grau de equilíbrio metamórfico entre seus cristais com o plagioclásio, biotita e quartzo.

O plagioclásio aparece sob a forma de agregados recristalizados poligonais ou como cristais subédricos com bordas irregulares ou retas, localmente alguns cristais mostram maclas de deformação e a sericitização ocorre bem menos intensa do que nos litotipos anteriores. Observam-se inclusões de apatita, zircão e hornblenda.

A granada ocorre como minúsculos cristais subédricos e/ou euédricos alongados com tamanhos inferiores a 1 mm e estão orientados segundo a foliação.

Os cristais de escapolita possuem dimensões superiores a 2,5 mm, apresentam-se como cristais subédricos e com bordas irregulares com forma tipo roseta. Contém inclusões de biotita, quartzo, anfibólio e opacos.

Os cristais de biotita são anédricos e com forte pleocroísmo. Estão dispostos sem orientação preferencial na rocha, ao contrário dos litotipos anteriores, raramente encontra-se associada à titanita e hornblenda. Os cristais variam de tamanho entre 0,2 a 0,5 mm e ocorrem em quantidade inferior a 1%.

O quartzo apresenta-se em formas granulares, nos interstícios entre o plagioclásio e hornblenda, em alguns casos possui contato retilíneo em ponto tríplice. Apatita e zircão ocorrem geralmente como inclusões, preservando suas características óticas diagnósticas comuns.

A titanita é anédrica e em contatos retos com opacos e hornblenda. Os minerais opacos ocorrem como prismas delgados e alongados, orientados segundo a foliação.

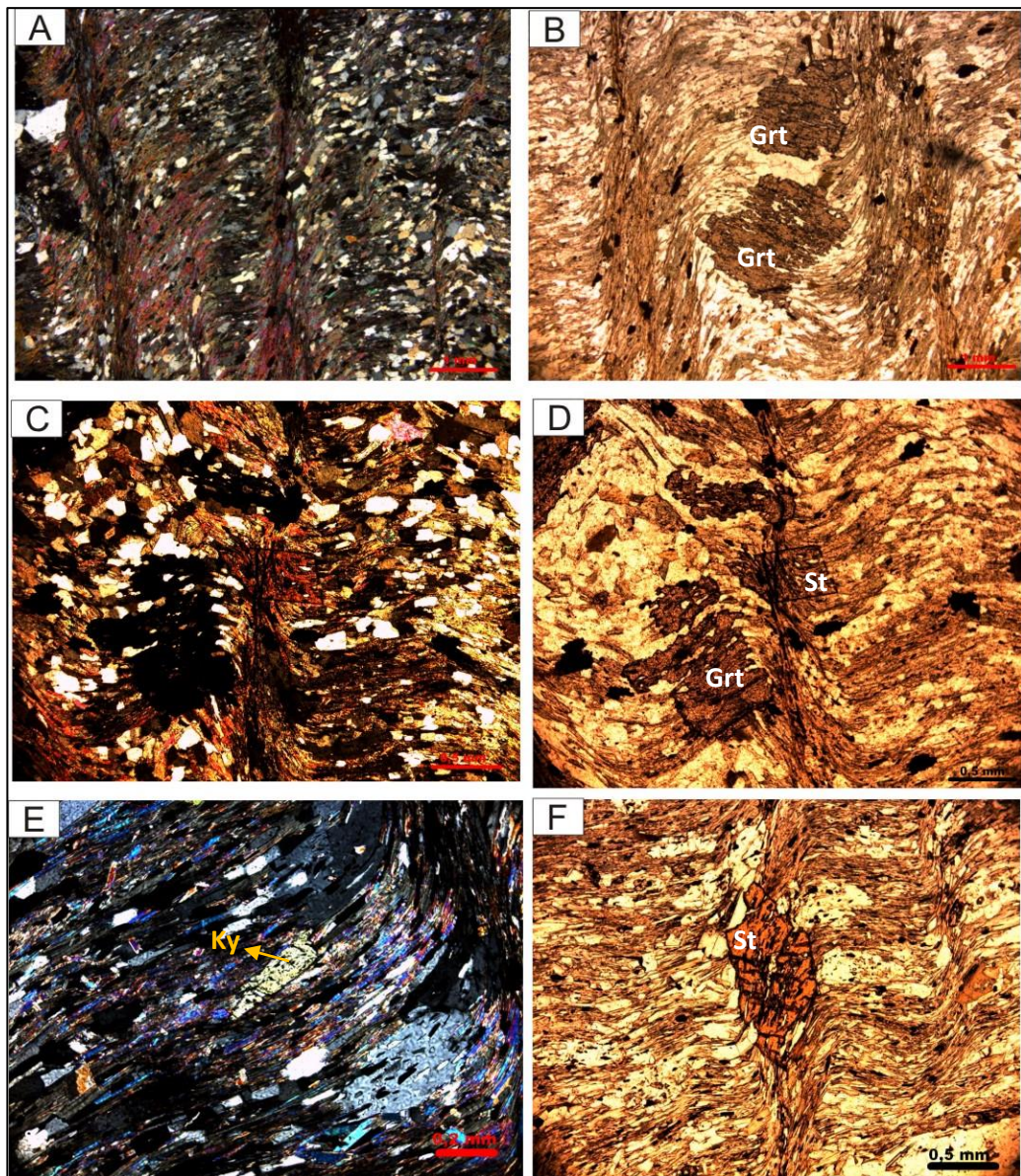


Figura 5.4. Feições microestruturais dos quartzos micaxistos com granada, estauroлита e cianita (BP005). A - Clivagem de crenulação transposta na xistosidade S_1 e com lentes de quartzo que segue a orientação de S_1 ; B - Textura poiquiloblástica definida pelos porfiroblastos de granada com inclusões de quartzo que definem a foliação interna (S_i) concordante com S_1 ; C - Porfiroblastos de granada e estauroлита tardi a pós tectônicos (Luz Natural); D - Ídem do anterior com Nicóis Cruzados; E - Porfiroblasto de cianita sin-tectônica a S_1 ; e F - Porfiroblasto de estauroлита tardi-tectônica (sin - S_2).

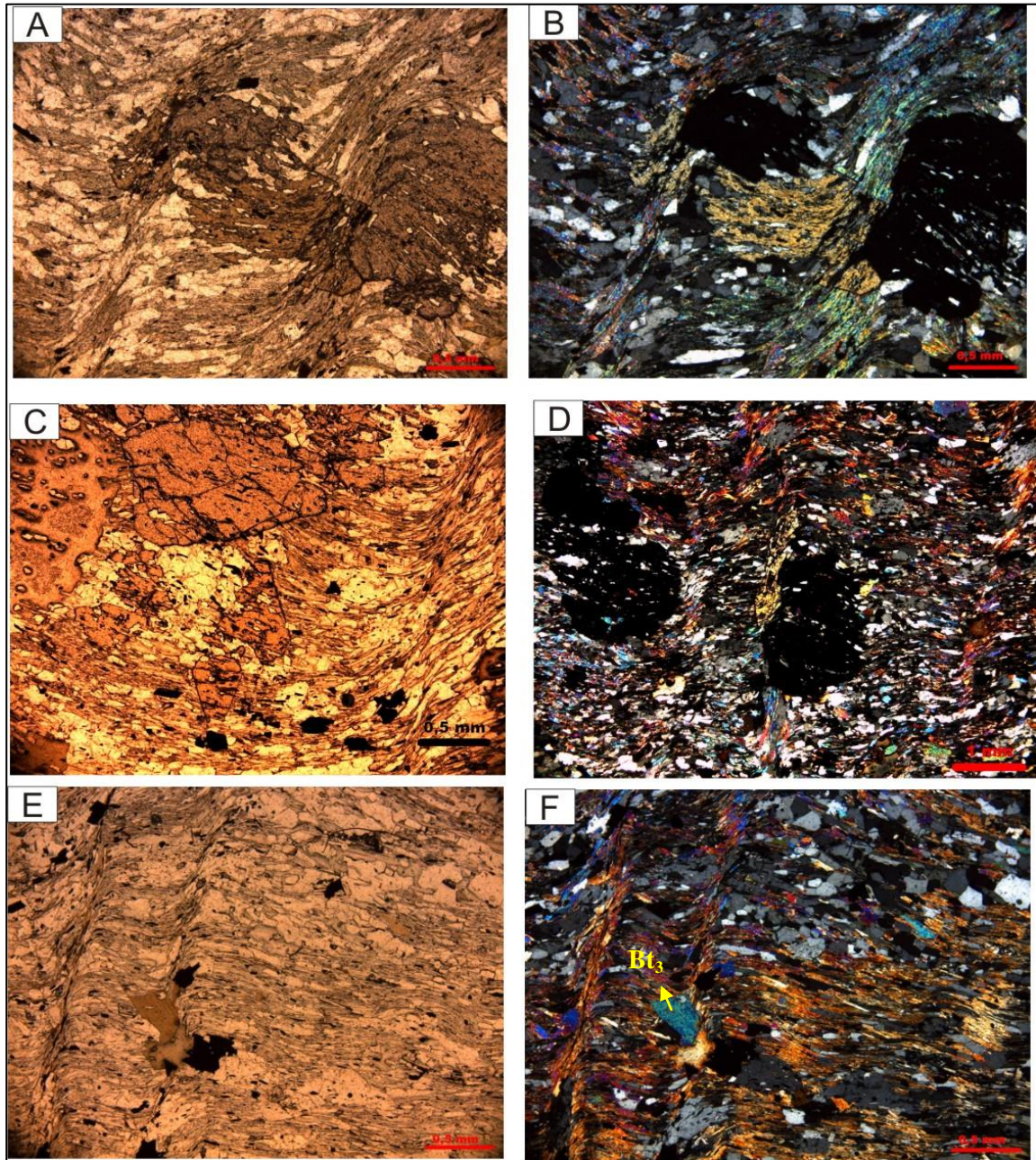


Figura 5.5. Outras feições microestruturais. A – Contato retilíneo da granada com a estaurolita, ambos cristais com a mesma orientação sin – S_1 (Luz Natural) (BP149); B – Ídem a anterior com Nicóis Cruzados; C – Porfiroblasto de granada sin-tectônica e de estaurolita pós-tectônica; D – Porfiroblasto de granada sin-tectônico e porfiroblasto de estaurolita pós-tectônica a S_1 (BP002); E – Porfiroblastos de biotita (Bt_3) tardi a pós-tectônica. Notar pequenas lamelas de bitotita Bt_1 sin-tectônicas a S_1 .

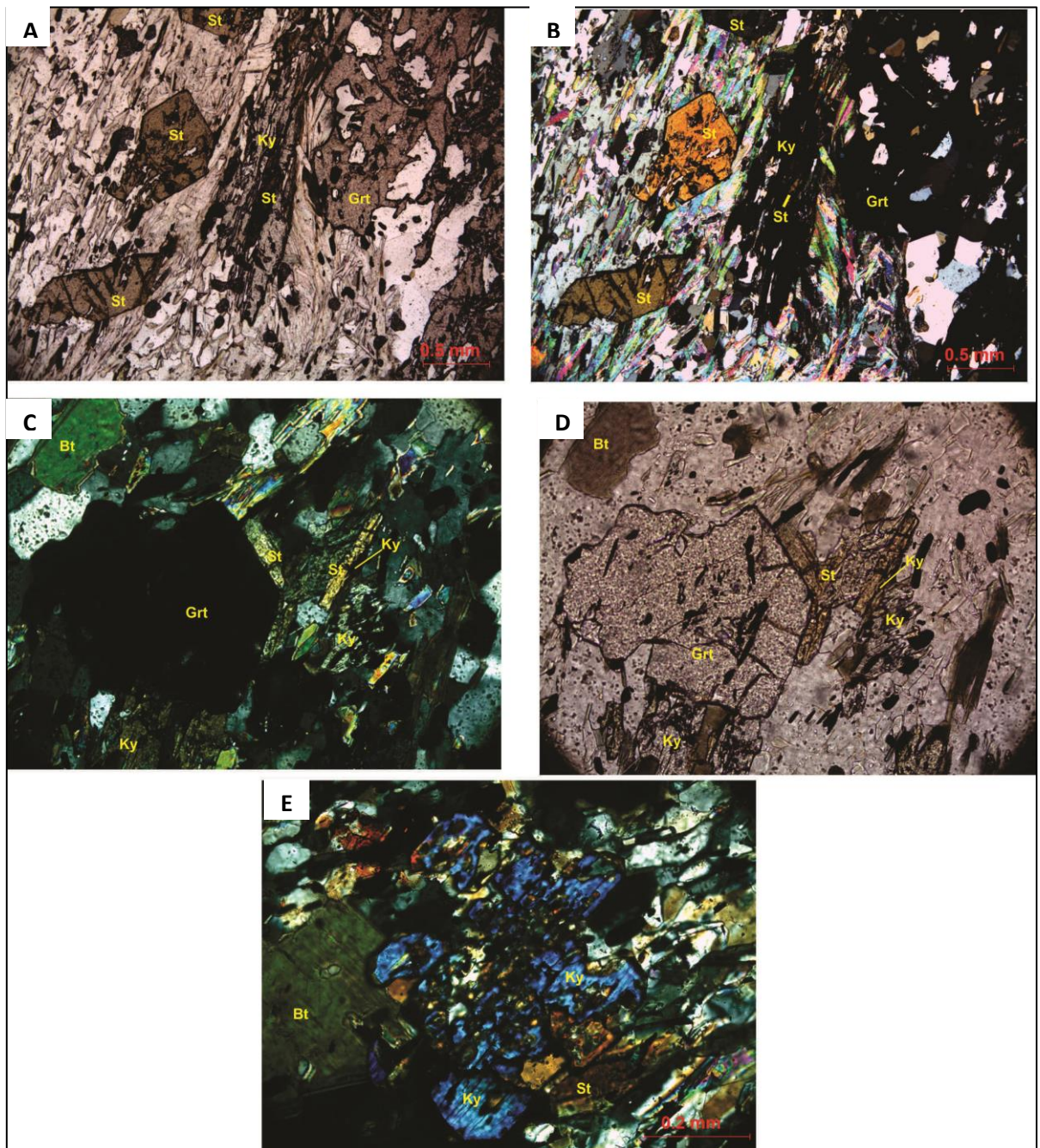


Figura 5.6. Fotomicrografias mostrando a cianita (Ky) substituindo a estauroлита (St) na amostra BP299 (A – Luz Natural e B- Nicóis Cruzados); em equilíbrio com contatos retilíneos entre granada, estauroлита e cianita na amostra BP149 (C – Luz Natural e D- Nicóis Cruzados); e cianita substituindo a estauroлита na amostra BP002 (E- Nicóis Cruzados).

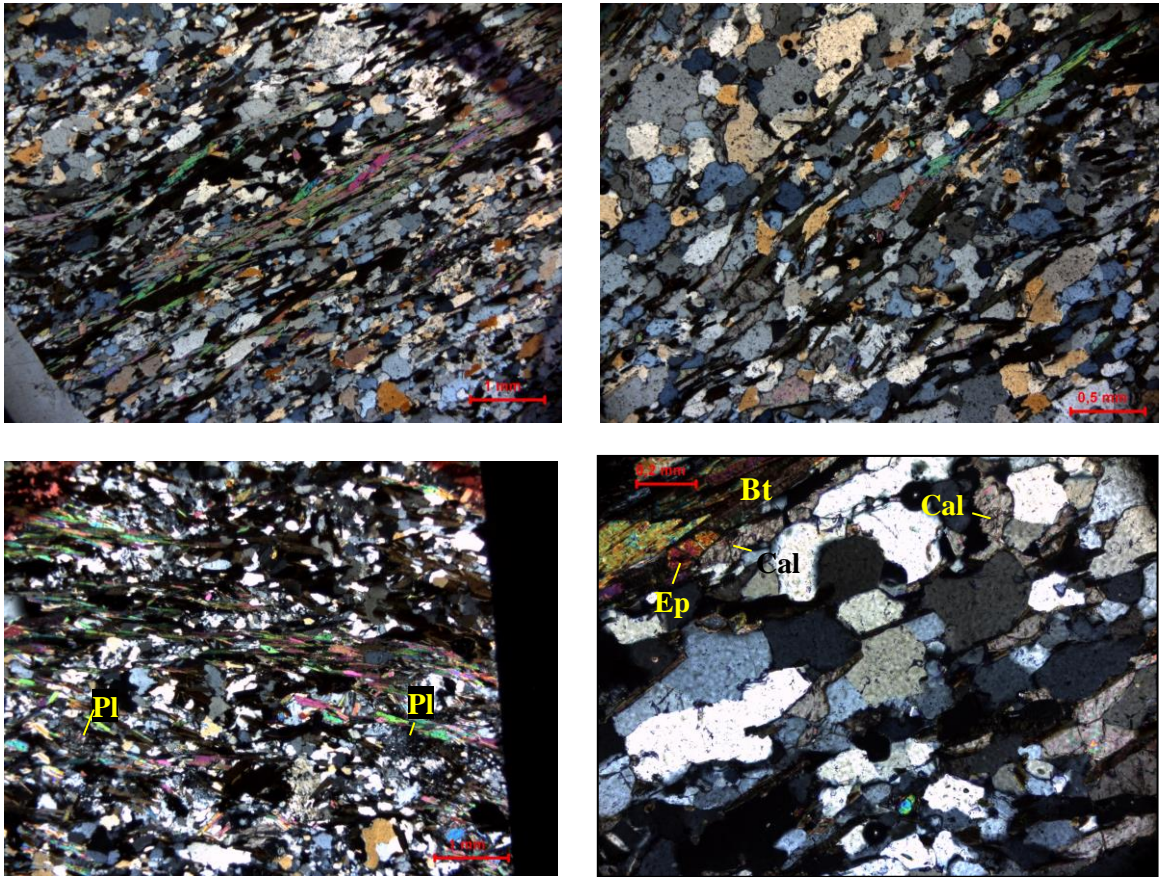


Figura 5.7. Feições microestruturais do quartzo micaxistos feldspático com carbonato e epidoto (Amostra BP001). A – Textura ranoblástica com porções lepidoblástica; B – Contatos poligonais e estruturas *Reboon* dos quartzos, esta última estrutura acompanhando a textura geral da rocha; C – Textura poiquilobástica dos plagioclásios; e D – Forma de ocorrência geral do epidoto (Ep) e do carbonato (Cal).

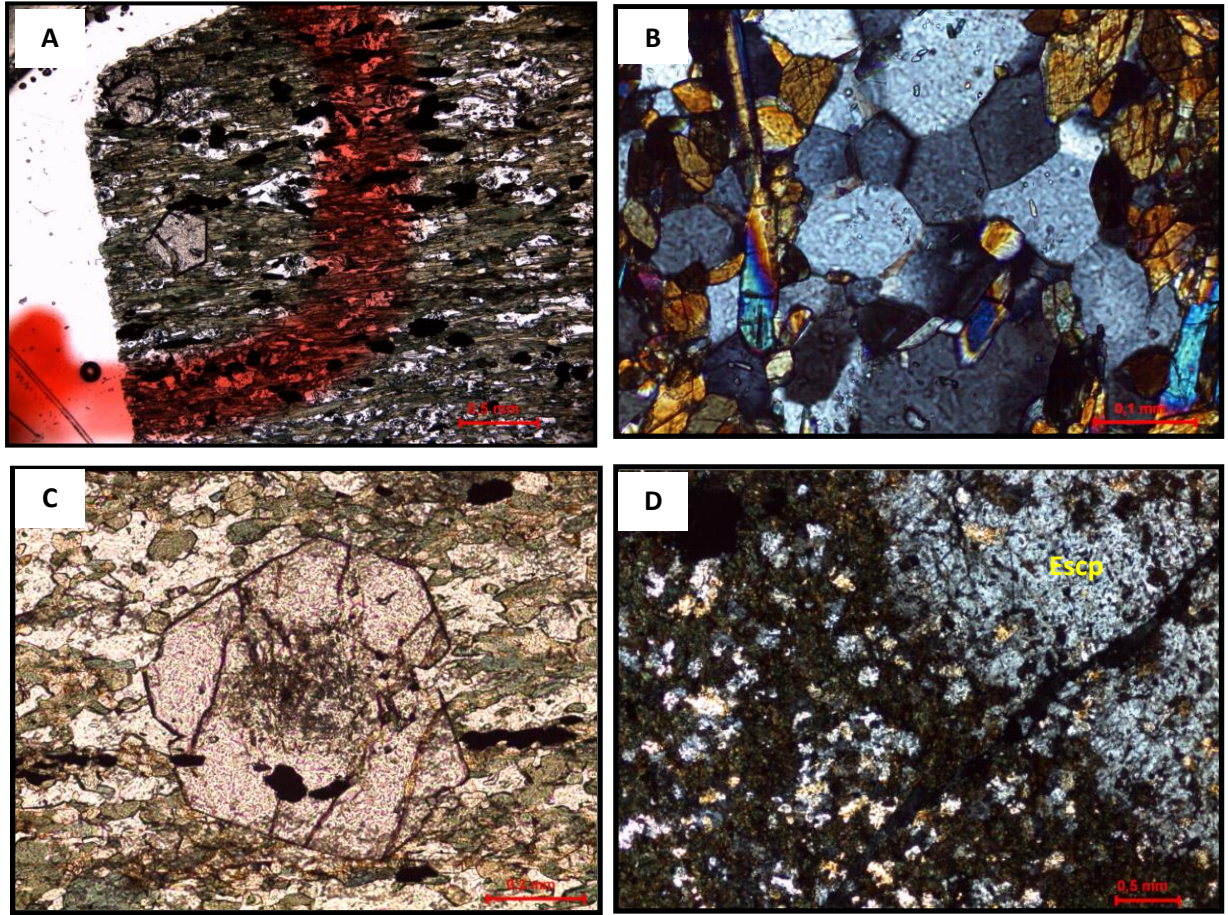


Figura 5.8. Aspectos gerais de anfibolitos: A) Textura nematoblástica como rientação preferencial de plagioclásio e hornblenda (BP006); B) Agregados poligonais de hornblenda (2007/XB-10 A); C) Porfiroblasto sin-cinmático de granada euédrica em matriz nematoblástica (2007/XB-10 A); D) Porfiroblasto anédrico de escapolita em matriz constituída de pequenos cristais de escapolita e hornblenda (EA-IV-29B).

6 ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL

A determinação da composição química dos minerais através de análises pontuais foi obtida com o uso da microsonda eletrônica Jeol JXA-8230 com cinco (5) espectrômetros WDS e um EDS do Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília (UnB). As condições de uso durante as análises foram de 15kV e 25nA, com feixe variando entre 5 a 10 μ . Silicatos naturais foram utilizados como padrões para todos os elementos.

Para este estudo foram escolhidas cinco (5) amostras de micaxistos de composição pelítica mais representativas da Formação Xambioá e uma amostra de anfibolito da Suíte Gabróica Xambica que representam a variação metamórfica-textural de maior grau metamórfico da região (fácies anfibolito médio) (Figura 4.2). A relação de amostra com as respectivas paragêneses minerais analisadas está listada na Tabela 6.1 e os resultados analíticos químicos de rocha e em minerais listadas nos Anexos B, C, D, E, F e G.

Tabela 6.1. Relação das amostras e paragêneses metamórficas minerais representativas da fácies anfibolito médio que foram selecionados para análises químicas minerais.

Amostra	Tipo Petrográfico	Unidade Litoestratigráfica	Paragêneses Minerais Analisados
BP002	Cianita-Estaurolita-Granada-Muscovita-Biotita-Quartzo Xisto	Formação Xambioá	Bt – Ms – Pl – Grt - St
BP005	Cianita-Estaurolita-Granada-Muscovita-Biotita-Quartzo Xisto	Formação Xambioá	Bt – Ms – Pl – Grt - St
BP009	Cianita-Estaurolita-Granada-Muscovita-Biotita-Quartzo Xisto	Formação Xambioá	Bt – Ms – Pl – Grt - St
BP249	Cianita-Estaurolita-Granada-Muscovita-Biotita-Quartzo Xisto	Formação Xambioá	Bt – Ms – Pl – Grt - St
BP299	Cianita-Estaurolita-Granada-Muscovita-Biotita-Quartzo Xisto	Formação Xambioá	Bt – Ms – Pl – Grt - St
BP006	Granada Anfibolito	Suíte Gabróica Xambíca	Bt – Anf – Pl - Grt

As fórmulas estruturais dos minerais foram obtidas a partir do tratamento dos dados químicos com o *software* “AX” de Tim Holland (<http://rock.esc.cam.ac.uk/astaff/holland/ax.html>). A descrição de cada mineral analisado e os resultados analíticos são apresentados a seguir.

6.2 QUÍMICA MINERAL DOS MICAXISTOS

6.1.1 Biotita

A análise dos cristais de biotita foi feita em grãos individuais, com uma média de duas análises por cristal e os resultados analíticos estão nos Anexos (C, D, E, F e G). Para a classificação dessas micas foi utilizado o diagrama de razões de Al/Si *versus* X_{Mg} ($Mg^{+2}/(Mg^{+2}+Fe^{+2})$) e o diagrama $Mg - R^{+3} - Fe^{+2}$ de Foster (1960) (Figuras 6.1a e 6.1b).

Como pode ser constatado nas figuras 6.1a e 6.1b, os cristais de biotita são ricos em Mg, o que é refletido pelo posicionamento das amostras na transição dos campos Biotita – Flogopita (Figura 6.1a), com predominância da biotita. Estas micas possuem valores de Al_{vi} entre 0,32 e 0,43, de Ti entre 0,060 e 0,083; e razões Al/Si de 0,55 e 0,71, $Mg^{+2}/(Mg^{+2}+Fe^{+2})$ de 0,57 e 0,69 e $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg^{+2})$ de 0,31 e 0,42.

De um modo geral, as composições dessas micas são semelhantes e poucas diferenças podem ser constatadas e uma delas se refere à amostra BP002, cuja biotita é ligeiramente mais enriquecida em Mg (Figuras 6.1a e 6.1b), porém para melhor visualizar essas pequenas diferenças composicionais foram criados gráficos Ti *versus* $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg^{+2})$ (Figura 6.2). Esses elementos variam bastante com a temperatura, e a quantidade de Ti aumenta à medida que há um aumento da temperatura, enquanto que a razão $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg^{+2})$ diminui (Spear 1995). Vale ressaltar que a variação de Ti, com o aumento da temperatura ocorre apenas quando há minerais saturados em Ti (*eg.* Titano-magnetita e ilmenita), como é o caso das rochas da Formação Xambioá estudadas.

Na Figura 6.2 também foram plotados as análises químicas obtidas em diferentes posições do cristal (núcleo, da porção intermediária e borda), no entanto, isso só foi possível em algumas amostras. Com isso, observa-se que na grande maioria das análises, os maiores valores de Ti situam-se justamente nas bordas dos grãos, o que representa uma fase de mais alta temperatura. As razões $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg^{+2})$ na amostra BP002 ($X_{Fe} = 0,306$ a $0,345$) são menores do que as outras amostras ($X_{Fe} = 0,370$ a $0,415$), que apresentam-se com uma variação muito pequena entre elas.

Para a amostra BP005 também foi construído um gráfico Ti *versus* $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg^{+2})$ (Figura 6.3). Esta amostra apresenta três tipos de biotita, conforme os dados petrográficos descritos anteriormente. Na Figura 6.3 observa-se que as biotitas dos tipos 1 e 3 possuem valores de razões $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg^{+2})$ muito semelhantes ($X_{Fe} = 0,393$ a $0,415$) e ligeiramente menores que as biotitas do tipo 2 ($X_{Fe} = 0,415$ a $0,423$). Os maiores valores de Ti são observados nos grãos e nas bordas dos grãos do tipo 1, indicando ser a de mais alta temperatura.

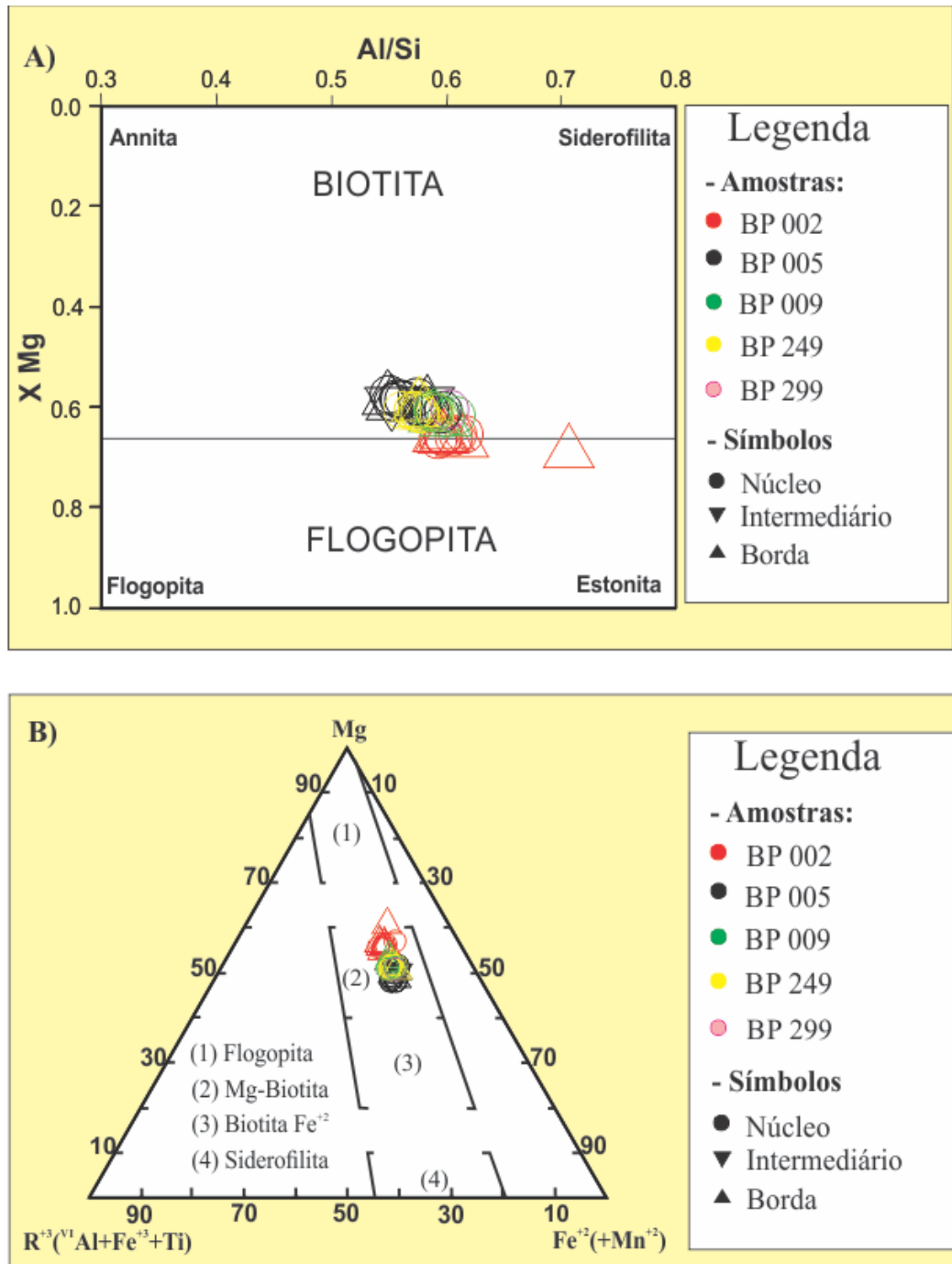


Figura 6.1. Diagramas de classificação de Foster (1960) com a distribuição dos cristais de biotita estudados: A) Diagrama Al/Si versus X_{Mg} ($Mg^{+2}/(Mg^{+2}+Fe^{+2})$) e B) Diagrama Mg – R^{+3} – Fe^{+2} .

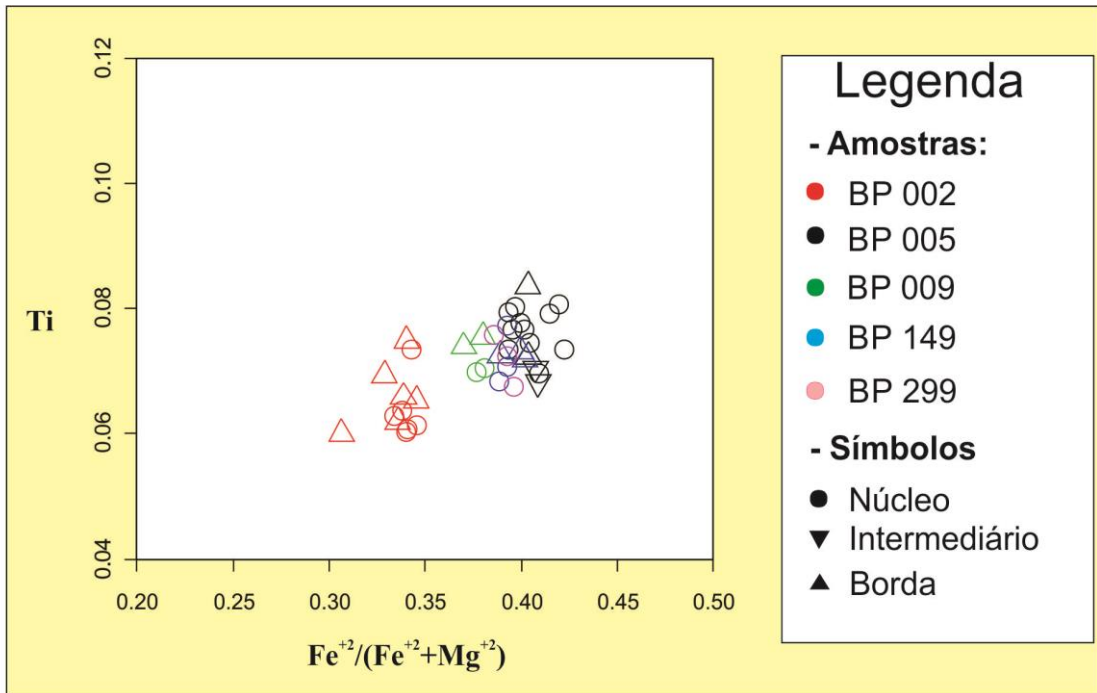


Figura 6.2. Gráfico Ti *versus* $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$ com os dados de cristais de biotita dos micaxistos da Formação Xambioá.

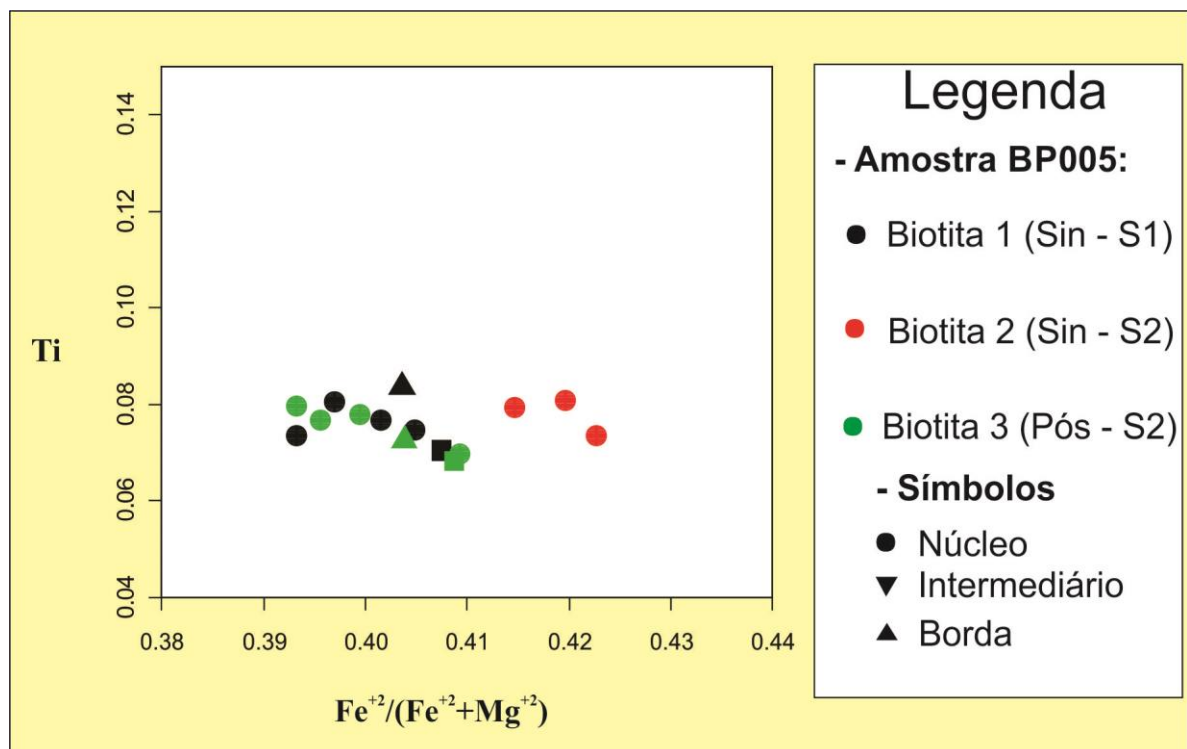
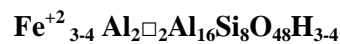


Figura 6.3. Gráfico Ti *versus* $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$ com os dados plotados dos três tipos de biotita da amostra BP005 de micaxisto da Formação Xambioá.

6.1.2 Estauroлита

A estauroлита, além de ser um importante mineral índice de grande significado petrológico para o metamorfismo da fácies anfíbolito em rochas metapelíticas, é um mineral característico do esquema zonal Barrowiano, e sua presença em associação com os outros minerais é indicativa da composição de pelitos verdadeiros, contendo alto teor de Al e baixo teor de Ca (Yardley 2004).

Segundo Holdaway (2004), a estrutura da estauroлита reside na variabilidade da concentração de hidrogênio no mineral, ocorrendo substituições acopladas em sua associação e nas diversas possibilidades de ocupação dos sítios catiônicos por uma relativa gama de elementos químicos (*eg.* Fe, Mg, Mn, Li e Zn). De acordo com Hawthorne *et al.* (1993a), a fórmula estrutural simplificada da estauroлита com base em 48 oxigênios é:



No presente trabalho, a fórmula estrutural foi calculada com base em 46,5 oxigênios, já que não foi possível determinar a concentração de H e Li, sendo assumido o valor de 3,0 a.p.f.u de H, conforme orientação de Hawthorne *et al.* (1993a) (Tabela 6.2).

Tabela 6.2. Fórmula estrutural aproximada da estauroлита calculada segundo Hawthorne *et al.* (1993a).

Amostra	Fórmula Estrutural
BP002	$\text{Mn}_{0,13} \text{Fe}^{+2}_{2,98} \text{Ti}_{0,04} \text{Mg}_{1,03} \text{Al}_{17,59} (\text{Si}_{7,81}) \text{O}_{46,5} \text{H}_3$
BP005	$\text{Mn}_{0,03} \text{Fe}^{+2}_{3,05} \text{Ti}_{0,09} \text{Mg}_{0,91} \text{Al}_{17,53} (\text{Si}_{7,99}) \text{O}_{46,5} \text{H}_3$
BP009	$\text{Mn}_{0,06} \text{Fe}^{+2}_{3,20} \text{Ti}_{0,09} \text{Mg}_{0,96} \text{Al}_{17,49} (\text{Si}_{7,92}) \text{O}_{46,5} \text{H}_3$
BP249	$\text{Mn}_{0,91} \text{Fe}^{+2}_{2,97} \text{Ti}_{0,08} \text{Mg}_{0,91} \text{Al}_{17,64} (\text{Si}_{7,98}) \text{O}_{46,5} \text{H}_3$
BP299	$\text{Mn}_{0,02} \text{Fe}^{+2}_{3,16} \text{Ti}_{0,09} \text{Mg}_{0,93} \text{Al}_{17,57} (\text{Si}_{7,95}) \text{O}_{46,5} \text{H}_3$

A composição dos grãos de estauroлита das rochas estudadas apresenta ligeiras diferenças composicionais, principalmente no que diz respeito aos perfis composicionais de pontos de análises em grãos individuais.

Na amostra BP002, as análises de estauroлита apresentam razões X_{Mg} ($\text{Mg}^{+2}/(\text{Mg}^{+2}+\text{Fe}^{+2})$) entre 0,244 e 0,266 e razões X_{Fe} ($\text{Fe}^{+2}/(\text{Fe}^{+2}+\text{Mg}^{+2})$) com valores entre 0,734 e 0,756. Do núcleo para a borda destes minerais, observa-se um fracionamento de Fe e Mg, sendo que na maioria dos grãos analisados há um enriquecimento de Fe do núcleo para a borda e empobrecimento de Mg (Figuras 6.4a, 6.4b, 6.4c, 6.4f). Neste caso a estauroлита analisada representa fases tardias de crescimento pós-S₂.

As figuras 6.4d, 6.4e e 6.4g mostram alguns grãos de estauroлита da amostra BP002 com enriquecimento de Mg do núcleo para a borda e empobrecimento de Fe. Neste caso se trata de cristais sin-S₁, de geração mais antiga em relação a S₂.

Nas figuras 6.4f e 6.4g, se tem um exemplo dos padrões composicionais mencionados acima, em que um cristal de estaurolita com provável geminação típica está em contato com a granada. O contato desta estaurolita com a granada é retilíneo, mostrando que este mineral está em equilíbrio textural com a granada. No entanto, a análise química da porção G deste cristal de estaurolita em contato com a granada, demonstra que houve provavelmente troca catiônica $\text{Fe}^{+2} \leftrightarrow \text{Mg}^{+2}$ entre os dois minerais, o que pode explicar o enriquecimento em Mg na borda desta porção da estaurolita e sugerir que a porção F é um crescimento tardio de um outro cristal de estaurolita.

Na amostra BP005 também foi feito um gráfico X_{Mg} ($\text{Mg}^{+2}/(\text{Mg}^{+2}+\text{Fe}^{+2})$) versus X_{Fe} ($\text{Fe}^{+2}/(\text{Fe}^{+2}+\text{Mg}^{+2})$) (Figura 6.5). Nesta amostra, acompanhando as formas de ocorrência de biotitas, registra-se três gerações blásticas de estaurolita: Estaurolita do tipo 1 sin-S₁; Estaurolita do tipo 2 sin-S₂ e Estaurolita do tipo 3 pós-S₂, conforme a análise microestrutural da rocha Figuras 5.3 A, B e C; 5.4 C, D e F; 5.5 A, B e C; 5.6 A, B, C, D e E.

Nas figuras 6.5b e 6.5c observam-se que os tipos 2 e 3 possuem valores de razões X_{Mg} entre 0,206 e 0,214 e 0,209 e 0,225, respectivamente, o que são ligeiramente menores que a estaurolita 1 ($X_{\text{Mg}} = 0,226$ a $0,228$), e X_{Fe} com razões entre 0,786 e 0,794 e 0,775 e 0,791, respectivamente, ligeiramente maiores que as do tipo 1 ($X_{\text{Fe}} = 0,772$ e $0,774$) (Figura 6.5a). Composicionalmente, os topos de estaurolita 2 e 3 apresentam enriquecimento de Fe do núcleo para a borda e empobrecimento de Mg, enquanto que a estaurolita 1 possui padrão contrário, demonstrando que esta última é de mais alta temperatura no sistema metamórfico.

Nas amostras BP009, BP149 e BP299, os porfiroblastos de estaurolita, de geração sin-S₁ em sua maioria apresentaram os mesmos padrões composicionais com enriquecimento de Fe do núcleo para a borda e empobrecimento de Mg, com exceção de um grão de estaurolita da amostra BP199, que apresentou padrão composicional contrário, com enriquecimento de Mg e empobrecimento de Fe do núcleo para a borda (Figura 6.6).

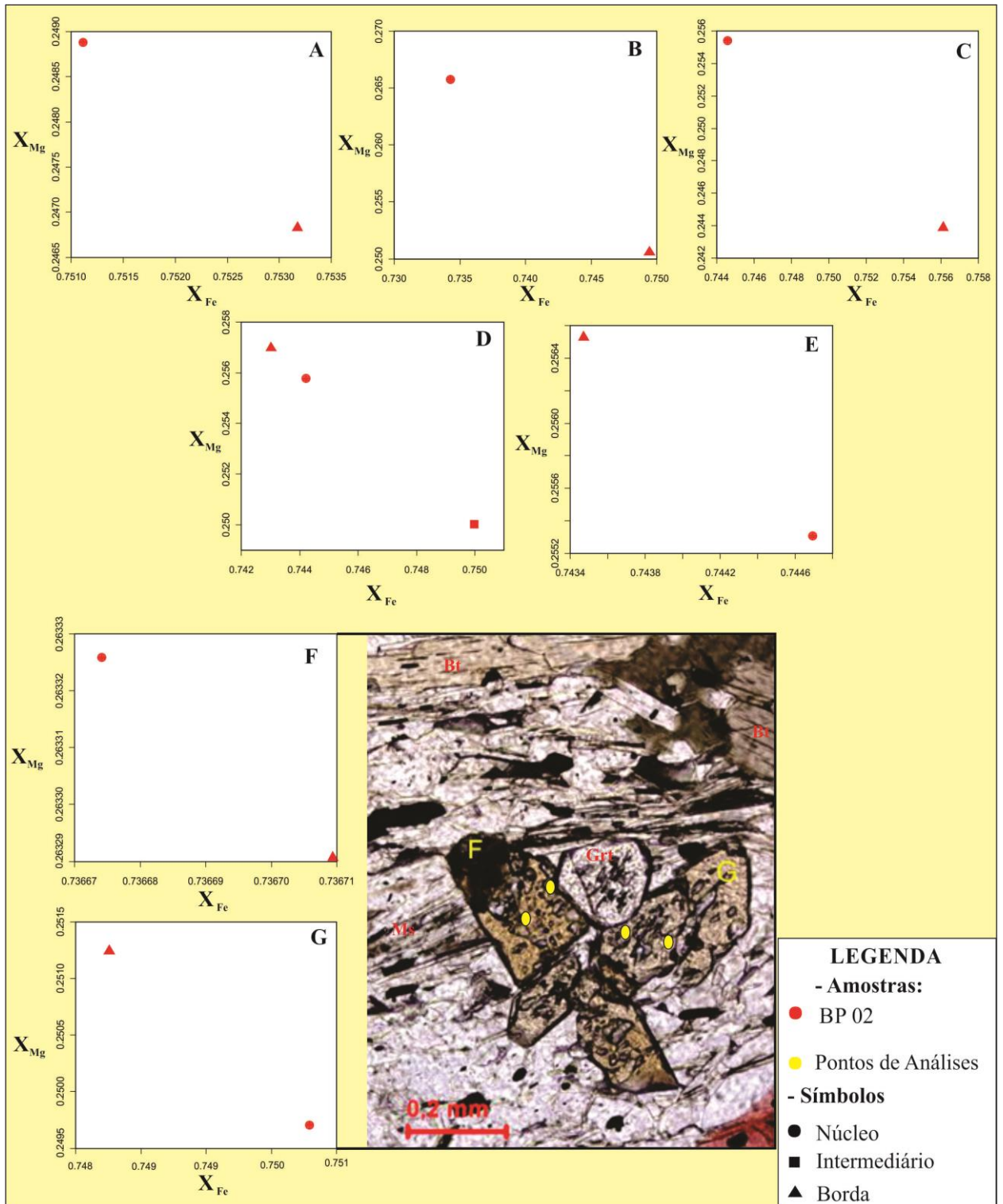


Figura 6.4. Gráficos X_{Mg} versus X_{Fe} em porfiroblastos de estauroлита da amostra BP002.

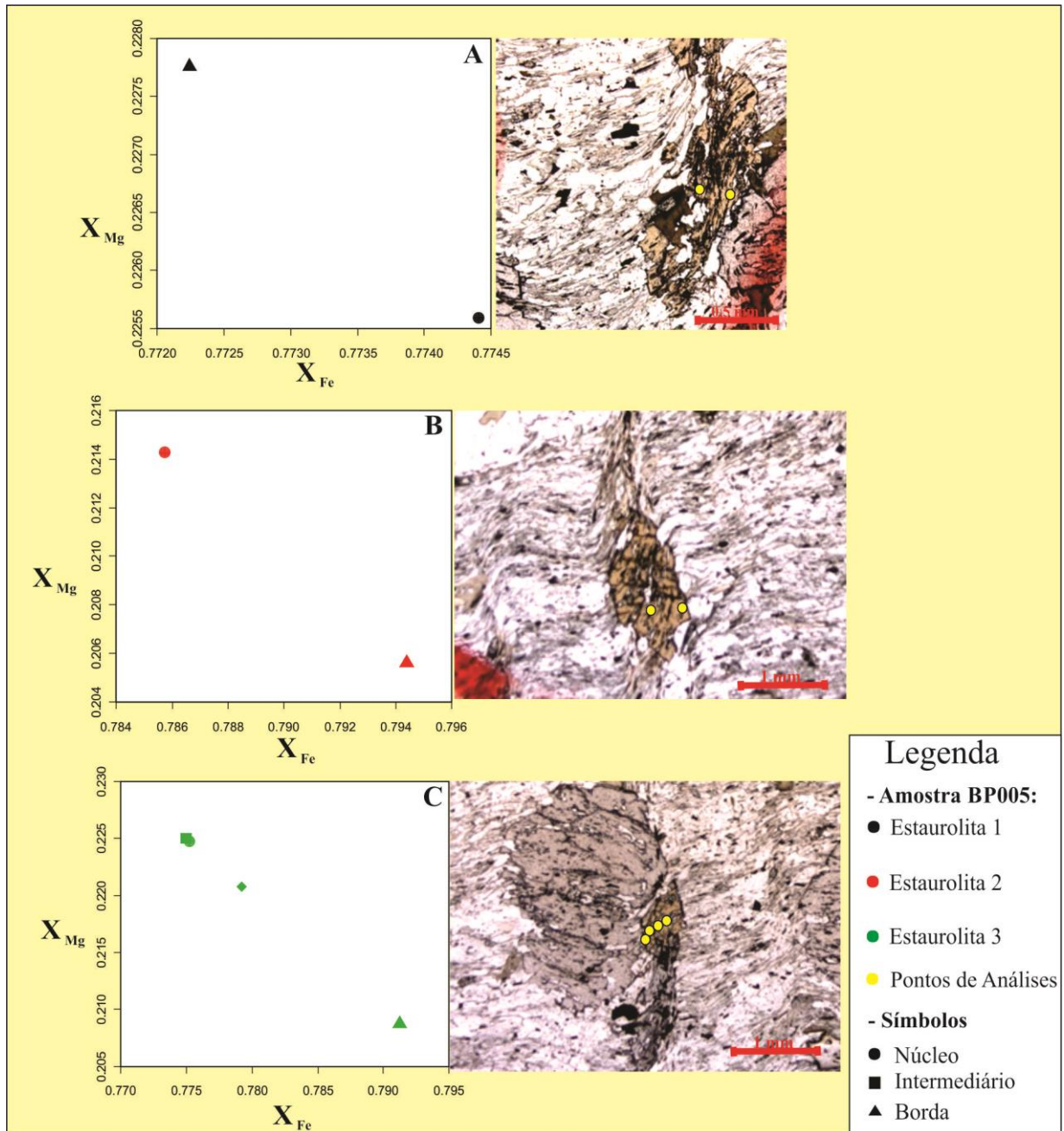


Figura 6.5. Gráficos X_{Mg} versus X_{Fe} em porfiroblastos de estaurolita da amostra BP005: A) Estaurolita 1 Sin-S1; B) Estaurolita 2 Sin-S2; e C) Estaurolita 3 Pós – S2.

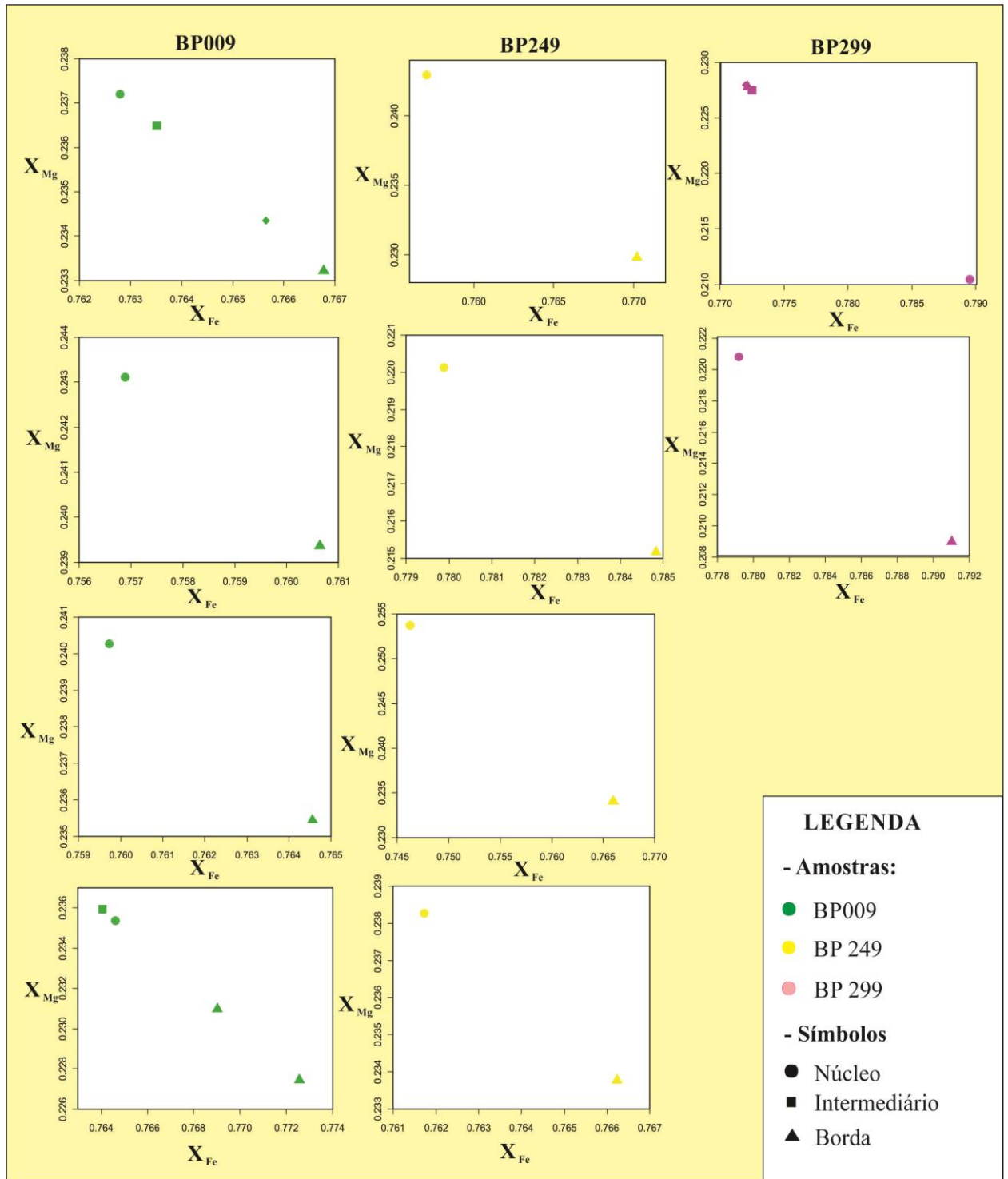


Figura 6.6. Gráficos X_{Mg} versus X_{Fe} em porfiroblastos de estauroлита das amostras BP009, BP149 e BP299.

6.1.3 Granada

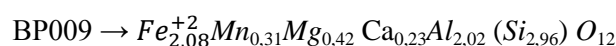
Os minerais do grupo da granada têm sido amplamente utilizados em estudos de química mineral para aplicação em geotermobarometria quantitativa. Embora encontrados em rochas ígneas, esses minerais são mais comuns em rochas metamórficas em diferentes litotipos e ambientes, sob diferentes condições de P e T (Deer & Zussman 1966, Powell & Holland 1994, Dale *et al.* 2000, Holdaway 2000, Moraes *et al.* 2002).

Boa parte dos minerais do grupo da granada são soluções sólidas entre dois ou mais membros finais, cuja fórmula estrutural pode ser escrita por $X_3[8]Y_2[6][SiO_4]_3$, onde $X = Mg^{2+}$, Fe^{2+} , Mn^{2+} ou Ca^{2+} e $Y = Al^{3+}$, Fe^{3+} , Ti^{4+} , Cr^{3+} ou V^{3+} . Esse grupo é normalmente dividido em duas séries segundo Deer & Zussman (1966): a série pirlspita (piropo-almândina-espessartita, $Y = Al^{3+}$ e $X = Mg^{2+}$, Fe^{2+} , Mn^{2+} , respectivamente); e a série ugrandita (uvarovita-grossularia-andradita, $X = Ca^{2+}$ e $Y = Cr^{3+}$, Al^{3+} , Fe^{3+} , respectivamente).

O preenchimento dos sítios octaédricos pelos elementos descritos acima, condiciona a formação de sete membros-finais no grupo da granada, dos quais quatro (4) são definidos pelos cátions divalentes: Almandina ($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$), Piropo ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$), Espessartita ($Mn_3Al_2Si_3O_{12}$) e Grossularia ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$). Os membros finais restantes Andradita ($Ca_3Fe,Ti_2Si_3O_{12}$), Uvarovita ($Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$) e Hidrogrossularia ($Ca_3Al_2Si_3O_8SiO_{4-1-m}OH_{4m}$) são definidos através da ocupação do sítio Y, com o Ca ocupando o sítio X.

Devido a granada apresentar ampla distribuição no intervalo *P-T* do metamorfismo e participar em diversas reações dependentes da pressão e/ou temperatura, faz deste mineral uma fase importante no cálculo dessas variáveis intensivas (Spear 1993).

No presente estudo, foram selecionados e analisados 38 porfiroblastos de granada de cinco amostras de rochas metapelíticas da fácies anfíbolito, sendo onze granadas da amostra BP002, nove granadas da amostra BP005, cinco granadas da amostra BP009, doze granadas da amostra BP249 e uma granada da amostra BP299, totalizando 387 pontos de análises químicas (Anexos C, D, E, F, G). Foram calculadas as seguintes fórmulas estruturais médias para as granadas, com base em 12 átomos de oxigênios e 8 cátions:



A avaliação dos dados químicos dos elementos maiores revela variações de ferro, magnésio, manganês e cálcio. A composição das granadas das cinco amostras estudadas é dominada pela molécula de almandina (54 a 76%), a qual é seguida por piropo (5 a 18%), espessartita (0 a 23%), grossulária (0 a 16%) e andradita (0 a 13%) (Figura 6.7A e 6.7B). No entanto, no geral, a granada tem composição homogênea com campo bem definidos nesses diagramas.

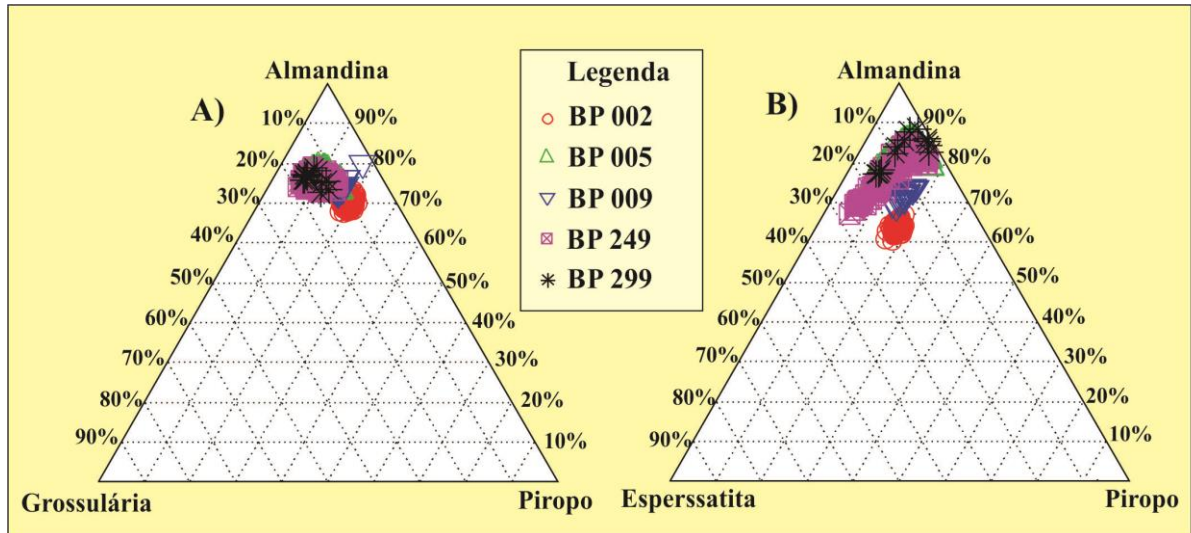


Figura 6.7. Composição da granada expressa no diagrama almandina-grossulária-piropo (A) e no diagrama almandina-esperssatita-piropo (B).

A correlação negativa apresentada na figura 6.8A sugere um contexto onde as principais substituições catiônicas das granadas da Formação Xambioá tendem a envolver os íons ferro, magnésio, manganês e cálcio. No gráfico MgO *versus* FeO a dispersão mostra correlação positiva, evidenciando ausência de fracionamento entre os íons Fe^{+2} e Mg^{+2} (Figura 6.8B). Com isso, o comportamento químico das granadas estudadas é controlado basicamente por substituições do tipo $\text{Mn}^{+2} + \text{Ca}^{+2} \rightarrow \text{Mg}^{+2} + \text{Fe}^{+2}$, evidenciado pela correlação negativa apresentada nas figuras 6.9A e 6.9B.

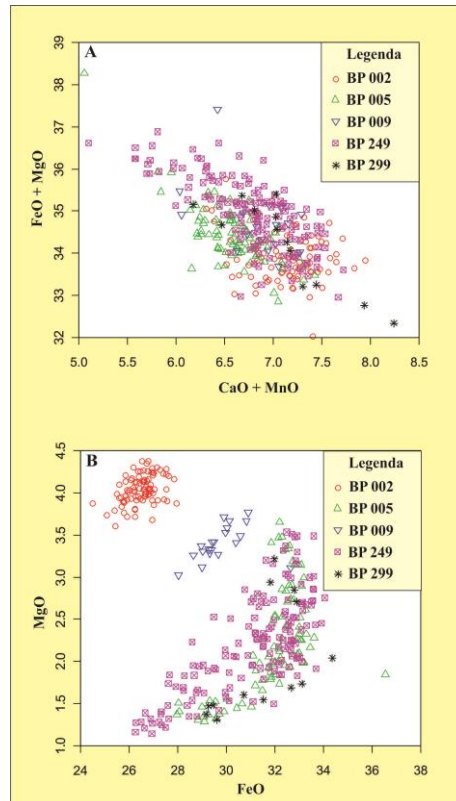


Figura 6.8. **A)** Distribuição de (CaO+MnO) e (FeO+MgO) mostrando correlação negativa que sugere processos de substituição envolvendo esses elemento. **B)** Correlação positiva na distribuição de FeO e MgO, evidenciando ausência de fracionamento entre Fe^{+2} e Mg^{+2} .

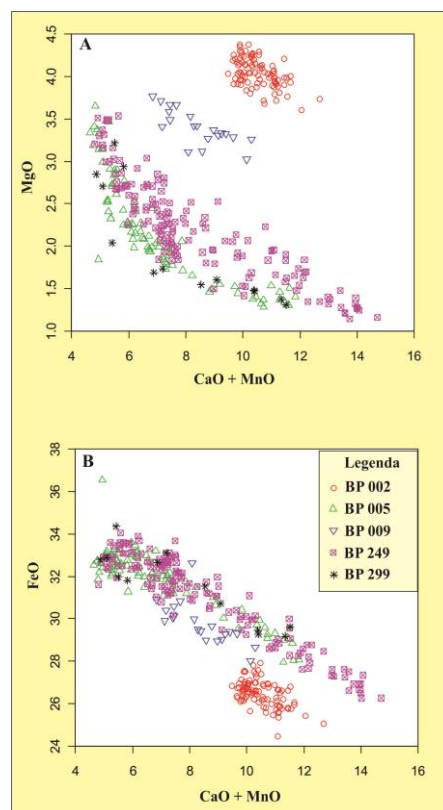


Figura 6.9. **A)** Correlação negativa entre (CaO+MnO) e MgO indicando substituição entre os elementos. **B)** Correlação negativa entre (CaO+MnO) e FeO indicando substituição entre os elementos.

Com a realização de perfis composicionais nos cristais de granada foram revelados zoneamentos químicos marcantes com padrões em forma de sino (*bell-shaped pattern*), demonstrando enriquecimento em Fe^{+2} e Mg e redução de Mn e Ca em direção às bordas dos cristais, o que revela composição dominada por almandina com aumento do centro para as bordas, acompanhada do membro-final piropo apresentando o mesmo padrão da almandina, ocorrendo o inverso, do centro para as bordas, com os membros-finais grossulária e espessartita (Figura 6.10).

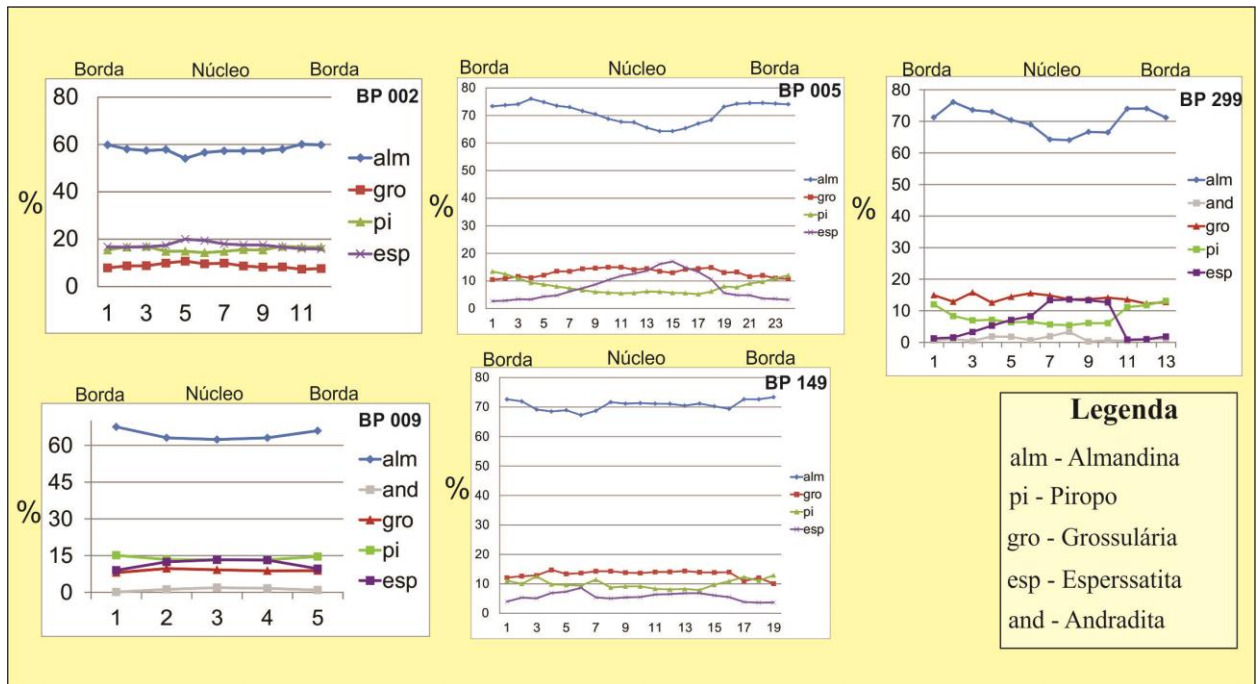


Figura 6.10. Perfis composicionais representativos das granadas das rochas metapelíticas da Formação Xambioá.

O padrão de crescimento de almandina do núcleo para as bordas dos cristais é interpretado por Hollister (1966) como um fracionamento dos elementos a uma temperatura constante. Treczinski (1977) atribui este padrão a uma reação contínua acompanhada por aumento de temperatura.

Em linhas gerais, os teores mais elevados de Fe^{+2} e Mg em direção à borda de granadas nas rochas metapelíticas estudadas da Formação Xambioá, indicam aumento nas condições de temperatura durante o desenvolvimento do mineral.

A queda dos teores de almandina nas bordas de alguns grãos, como observado nos perfis das amostras BP005 e BP299 na Figura 6.10, pode ser explicado pelo reequilíbrio da granada com a matriz durante a diminuição de temperatura após o pico metamórfico, onde estauroлита ou biotita retomam seu crescimento, aumentando o consumo de ferro da matriz e as granadas, consequentemente, tendo suas bordas empobrecidas em ferro.

A razão X_{Mg} varia de 0,06 a 0,21 no interior dos grãos crescendo para valores de 0,12 a 0,22 nas bordas. Os valores de X_{Mg} das granadas são mais baixos que os da estauroлита e biotita das mesmas

amostras, o que é coerente com os modelos de coexistência mineral de xistos pelíticos (Philpotts 1990, Yardley 2014). As tabelas das análises químicas estão nos Anexos C, D, E, F e G.

6.1.4 Plagioclásio

Os cristais de plagioclásio são normalmente de granulação média ou grossa, ocorrendo com maclamentos normalmente não preservados. Os plagioclásios que preservam os maclamentos ocorrem de forma tabular, normalmente em contato retilíneo com o quartzo e associado à muscovita. Os que não preservam o maclamentos ocorrem com contatos irregulares e com inclusões de muscovita, biotita e minerais opacos.

A composição do plagioclásio nos xistos das amostras estudadas varia entre oligoclásio e andesina, o que é compatível com as condições metamórficas da fácies anfíbolito a que estas rochas foram submetidas (Figura 6.11).

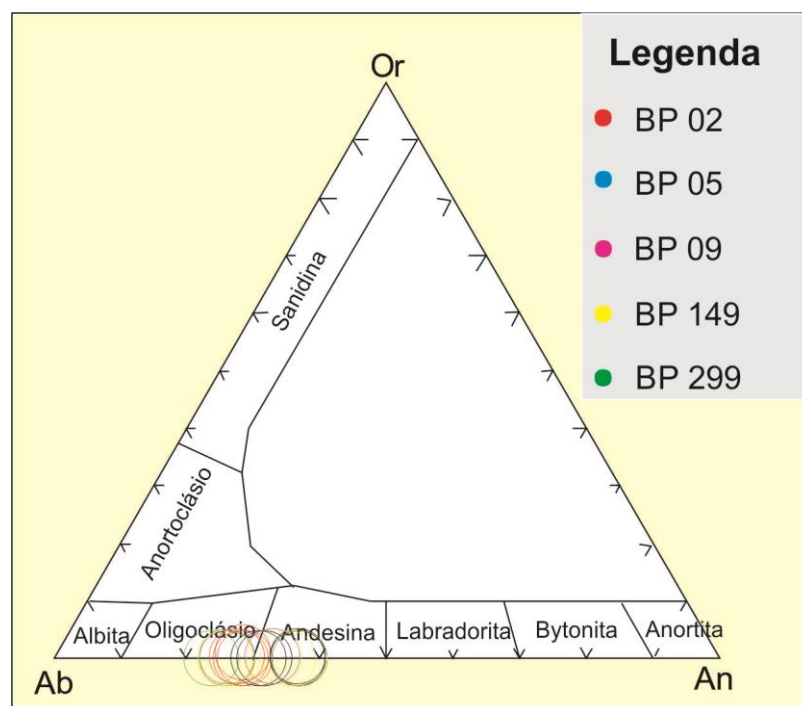


Figura 6.11. Diagrama para classificação de feldspatos no sistema CaO-Na₂O-K₂O (An-Ab-Or) segundo Richard (1995), com o posicionamento das amostras estudadas.

Em relação às proporções entre os membros finais, as amostras das rochas estudadas apresentam as seguintes composições:

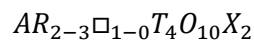
- BP002: An_{25,84 - 28,51} Ab_{70,96 - 73,93} Or_{0,22 - 1,08}
- BP005: An_{30,79 - 31,59} Ab_{68,15 - 69,16} Or_{0,04 - 0,26}
- BP009: An_{23,39 - 25,94} Ab_{73,72 - 76,29} Or_{0,32 - 0,34}
- BP149: An_{25,84 - 36,94} Ab_{62,78 - 74,05} Or_{0,11 - 0,35}
- BP299: An_{32,55} Ab_{67,02} Or_{0,43}

6.1.5 Muscovita

As micas incorporam uma ampla variedade de elementos em suas estruturas cristalinas. Os elementos ocorrem em concentrações significantes nas micas incluindo: Si, ^{IV}Al, ^{IV}Fe⁺³, B e Be nos sítios tetraedros; Ti, ^{VI}Al, ^{VI}Fe⁺³, Mn⁺³, Cr, V, Fe⁺², Mn⁺², Mg e Li nos sítios octaedros; K, Na, Rb, Cs, NH₄, Ca e Ba entre as camadas; e O, OH, F, Cl, S como ânions. Substituições extensivas entre estes grupos de elementos formam micas composicionalmente variadas como membros de diferentes séries de solução sólidas (Tischendorf *et al.* 2007).

Para as micas brancas, segundo Deer *etal.* (1996) e Guidotti (1984), o termo fengita é utilizado para descrever muscovitas na qual a razão Si:Al é maior que 3:1 e na qual o aumento de Si é acompanhado por substituição do Mg e Fe⁺² por Al nos sítios octaédricos, que é a chamada substituição *tschermak*. O componente Fengita tende a diminuir à medida que aumenta o grau metamórfico, como descrito por Wang *et al.* (1986), Dempster & Tanner (1997) e Graessner & Schenk (1999).

Segundo Fleet (2003) a fórmula estrutural da muscovita é:



onde *A* é a posição do cátion entre-camadas que pode ser preenchida por K, Na, Ca, Ba, Cs e NH₄; *R* é o sítio de coordenação octaedral que pode ser preenchido por Al, Mg, Fe⁺², Fe⁺³, Li, Ti, Mn⁺², Mn⁺³, Zn, V, V e Na; \square é a “vacância” da camada octaedral; *T* é a posição dos cátions tetraedrais que pode ser preenchida por Si, Al, Fe⁺³, Be e B; *O* é o oxigênio e *X* é a posição dos possíveis ânions não ligados aos tetraedros que são OH, F, Cl, O e S.

Nas rochas estudadas a muscovita ocorre normalmente como finas lamina alongadas, subédricas e orientadas com contatos retilíneos com a biotita e o quartzo, caracterizando a xistosidade das rochas (S₁), com exceção da amostra BP005 que também ocorre uma segunda geração de muscovita que se desenvolve ao longo dos planos da clivagem de crenulação (S₂) e uma terceira geração sem orientação preferencial, pós-S₂.

Nas análises, cujos resultados encontram-se nos Anexo C, D, E, F e G, as muscovitas das amostras apresentaram razões Si/Al menores que 3 (0,93 a 1,90 a.p.f.u.) e para cada amostra foram calculadas as seguintes fórmulas estruturais, levando em consideração uma base anidra contendo 11 átomos de oxigênio:

- BP002: $K_{0,66}Na_{0,22}(Mg_{0,06}Fe_{0,13}^{+2}Ti_{0,01}Al_{1,30})(Al_{1,22}Si_{2,78})O_{11}$
- BP005: $K_{0,70}Na_{0,25}(Mg_{0,07}Fe_{0,12}^{+2}Ti_{0,01}Al_{1,82})(Al_{0,82}Si_{3,18})O_{11}$
- BP009: $K_{0,61}Na_{0,27}(Mg_{0,05}Fe_{0,12}^{+2}Ti_{0,01}Al_{1,31})(Al_{1,23}Si_{2,77})O_{11}$
- BP249: $K_{0,67}Na_{0,19}(Mg_{0,08}Fe_{0,12}^{+2}Ti_{0,01}Al_{1,29})(Al_{1,16}Si_{2,84})O_{11}$
- BP299: $K_{0,72}Na_{0,19}(Mg_{0,06}Fe_{1,12}^{+2}Ti_{0,01}Al_{1,30})(Al_{1,23}Si_{2,77})O_{11}$

6.2 QUÍMICA MINERAL DE ANFIBOLITO DA SUÍTE GABRÓICA XAMBÍCA

6.2.1 Biotita

Para a classificação das micas do Granada Anfibolito foram utilizadas o diagrama de razões de Al/Si versus X_{Mg} ($Mg^{+2}/(Mg^{+2}+Fe^{+2})$) e o diagrama Mg – R⁺³ – Fe⁺² de Foster (1960) (Figuras 6.12a e 6.12b). As análises químicas estão listadas no Anexo H.

Como pode ser constatado nas figuras 6.12a e 6.12b, as biotitas são ferromagnesianas, sendo uma amostra plotada na transição do campo da biotita rica em ferro e rica em magnésio e outra no campo da biotita magnésiana (Figura 7.24b). Estas micas possuem valores de Al_{vi} entre 0,39 e 1,45, de Ti entre 0,004 e 0,006, e razões Al/Si de 0,53 e 0,56, $Mg^{+2}/(Mg^{+2}+Fe^{+2})$ de 0,53 e 0,56 e $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg^{+2})$ de 0,43 e 0,47.

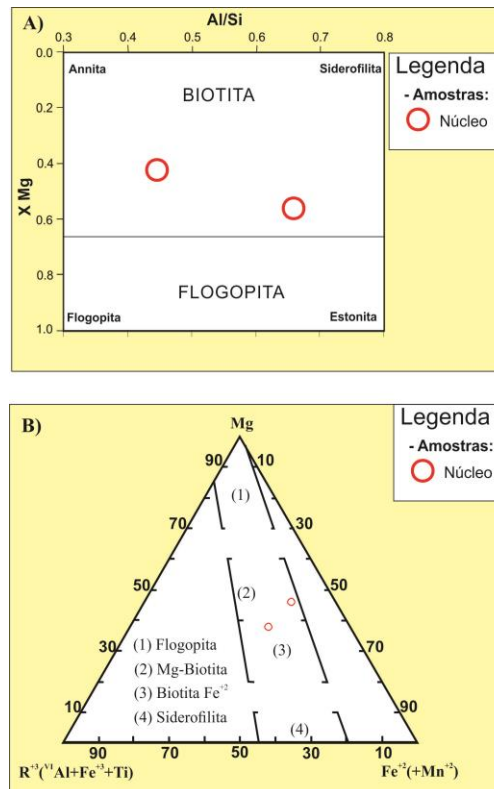


Figura 6.12. Diagramas de classificação com a distribuição das biotitas estudadas: A) Al/Si vs X_{Mg} ($Mg^{+2}/(Mg^{+2}+Fe^{+2})$) e B) Mg – R⁺³ – Fe⁺² (Foster 1960).

6.2.2 Anfibólio

Os anfibólios do Granada Anfibolito (Amostra BP006) ocorrem como cristais prismáticos alongados e orientados, definindo a foliação da rocha, com pleocroísmo variando de verde claro a verde escuro. Os resultados analíticos encontram-se no Anexo H. De acordo com os parâmetros estabelecidos por Leake *et al.* (1997) para a classificação dos anfibólios, os pontos de análises químicas nos cristais de anfibólio dessa amostra posicionam-se do núcleo para a borda, no campo de classificação da Edenita, Ferro-Edenita e Ferro-Pargasita (Figura 6.13). As variações nos conteúdos de elementos maiores são controladas pelas seguintes substituições catiônicas: troca edenítica [^TSi + ^A□

$\leftrightarrow {}^T\text{Al} + {}^A(\text{Na} + \text{K})$] e troca tschermakítica (${}^T\text{Si} + {}^{M1-M3}\text{Mn} \leftrightarrow {}^T\text{Al} + {}^{M1-M3}\text{Ti}$). A combinação das duas substituições anteriores resulta na troca pargasítica [$\text{Al}_2\text{AlNa} \leftrightarrow \text{Si}_2(\text{Mg}, \text{Fe})\square$].

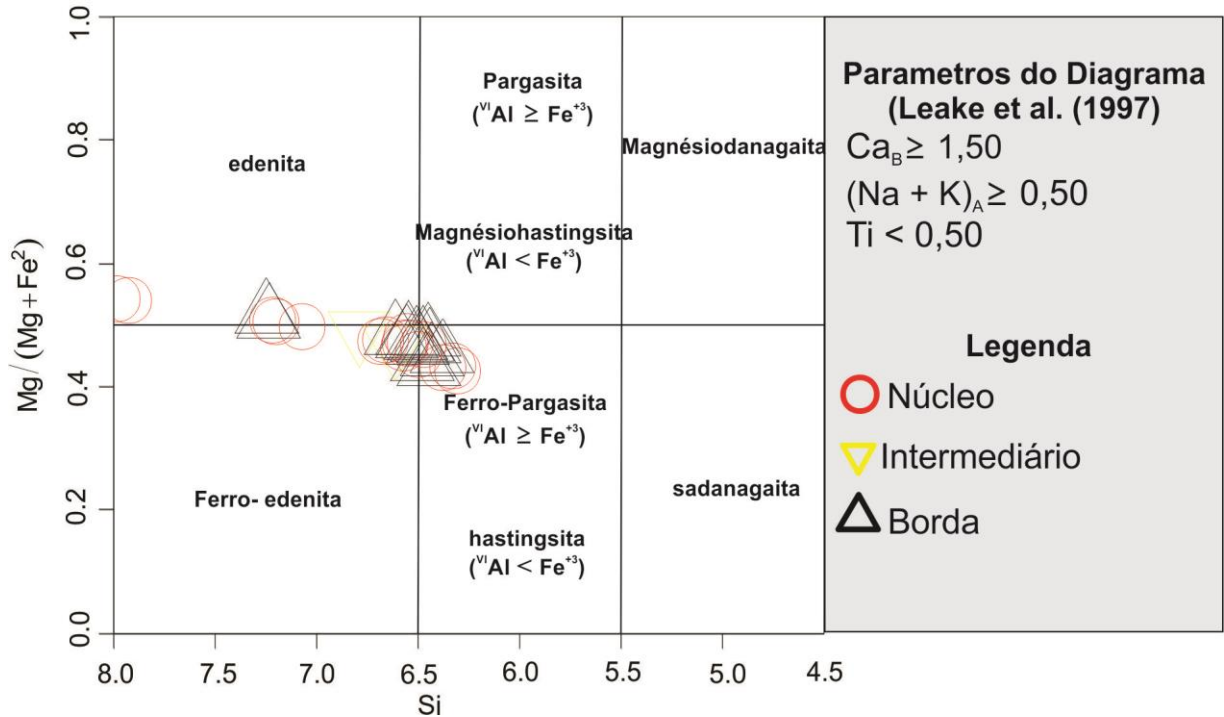
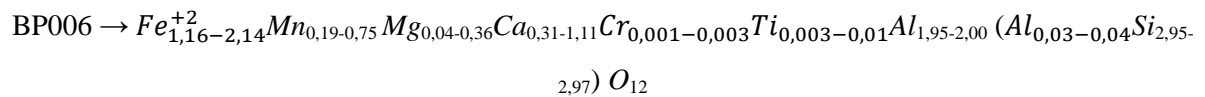


Figura 6.13. Diagrama de classificação para o grupo de anfibólios cálcicos com os parâmetros $\text{Ca}_B \geq 1,50$; $(\text{Na} + \text{K})_A \geq 0,5$; e $\text{Ti} < 0,5$ (Leake *et al.* 1997).

Nestes anfibólios, a razão $[\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) * 100]$ diminui em direção ao campo de pargasita, variando de 43,15 e 54,17. O teor de Al varia de 0,11 e 2,44 a.p.u.f.

6.2.3 Granada

Foram selecionados e analisados 10 porfiroblastos de granada da amostra BP006, totalizando 100 pontos de análises químicas (Anexo H). Foi calculada a seguinte fórmula estrutural média para as granadas analisadas, com base em 12 átomos de oxigênios:



A avaliação dos dados químicos dos elementos maiores revela variações de ferro, magnésio, manganês e cálcio. A composição das granadas da amostra estudada é dominada pela molécula de almandina (34 a 72%), a qual é seguida por grossulária (9 a 38%), espessartita (6 a 27%), piropo (1 a 12,3%) e andradita (0 a 2,3%) (Figura 6.14a e 6.14b).

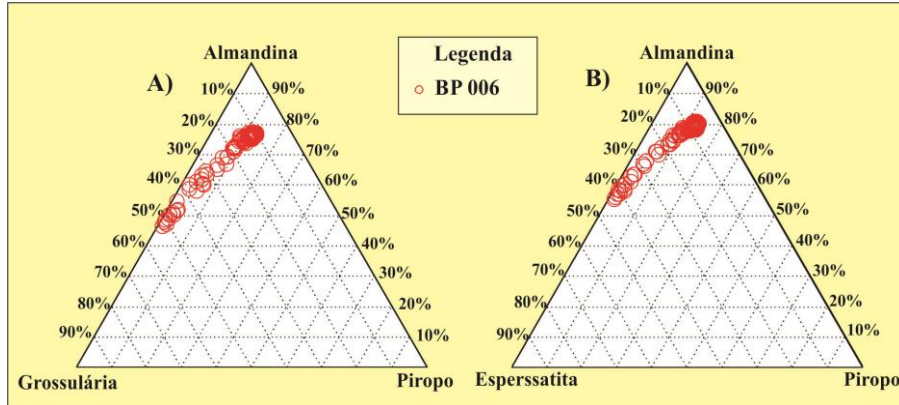


Figura 6.14. Composição da granada expressa no diagrama almandina-grossulária-piropo (A) e no diagrama almandina-espessartita-piropo (B).

A correlação negativa apresentada na Figura 6.15a sugere também um contexto onde as principais substituições catiônicas das granadas do Granada Anfíbolito da Suíte Gabróica Xambíca tendem a envolver os íons ferro, magnésio, manganês e cálcio. No gráfico MgO *versus* FeO a dispersão das granadas analisadas mostra correlação positiva, evidenciando ausência de fracionamento entre os íons Fe^{+2} e Mg^{+2} (Figura 6.15b). Com isso, o comportamento químico das granadas da amostra BP006 é controlado basicamente por substituições do tipo $\text{Mn}^{+2} + \text{Ca}^{+2} \rightarrow \text{Mg}^{+2} + \text{Fe}^{+2}$, evidenciado pela correlação negativa apresentada nas Figuras 6.16a e 6.16b.

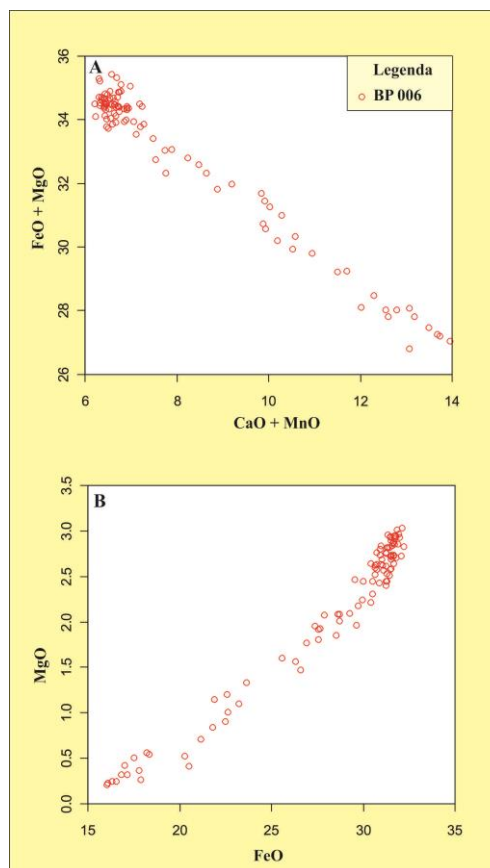


Figura 6.15. **A)** Distribuição de (CaO+MnO) e (FeO+MgO) mostrando correlação negativa que sugere processos de substituição envolvendo esses elemento; **B)** Correlação positiva na distribuição de FeO e MgO, evidenciando ausência de fracionamento entre Fe^{+2} e Mg^{+2} .

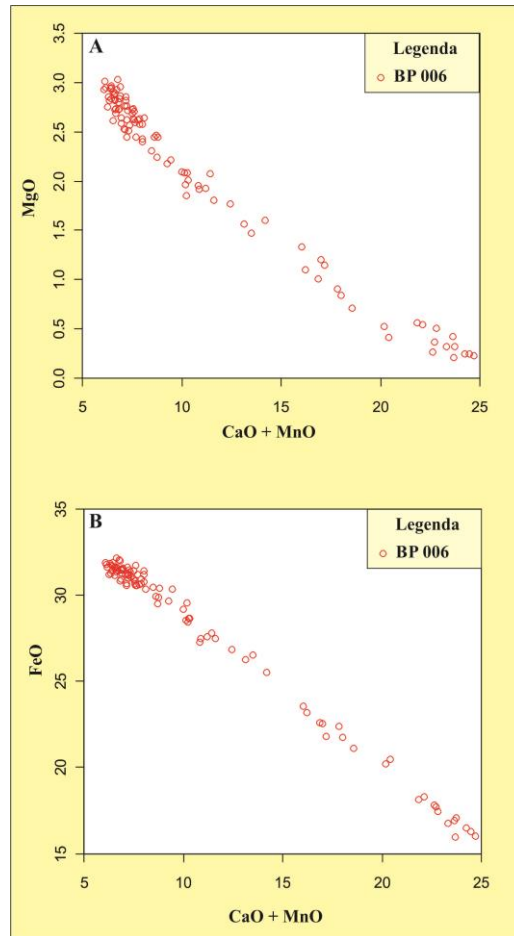


Figura 6.16. **A)** Correlação negativa entre (CaO+MnO) e MgO indicando substituição entre os elementos; **B)** Correlação negativa entre (CaO+MnO) e FeO indicando substituição entre os elementos.

Os cristas de granada da amostra BP006 também apresentam zoneamentos químicos marcantes com perfis composicionais com padrões em forma de sino (*bell-shaped pattern*), com enriquecimento em Fe^{+2} e Mg e redução de Mn e Ca em direção às bordas dos grãos, isto é, composição dominada por almandina que aumenta do centro para as bordas, acompanhada do membro-final piropo apresentando o mesmo padrão da almandina, ocorrendo o inverso, do centro para as bordas, com os membros-finais grossulária e esferissatita (Figura 6.17).

Em linhas gerais, os teores mais elevados de Fe^{+2} e Mg em direção à borda da amostra BP006, indicam aumento nas condições de temperatura durante o desenvolvimento do mineral.

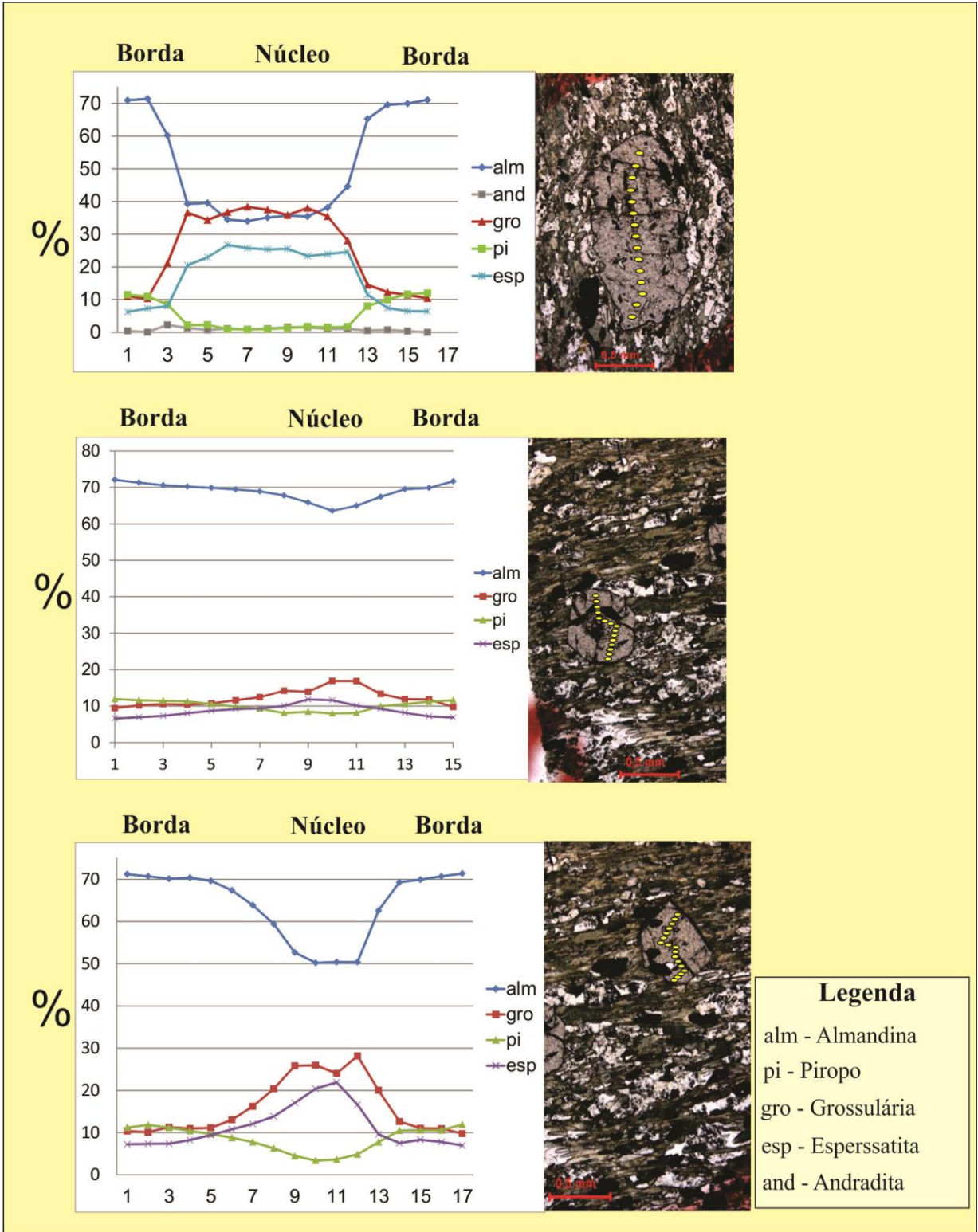


Figura 6.17. Perfis composicionais representativas de algumas granadas analisadas da amostra BP006 (Granada Anfibolito da Suíte Gabróica Xambica).

6.2.4 Plagioclásio

Os plagioclásios da amostra BP006, assim como descrito na petrografia, aparecem sob a forma de agregados poligonais recristalizados ou como cristais subédricos com bordas irregulares ou retas, localmente com alguns cristais mostrando maclas de deformação e sericitização. As análises encontram-se no Anexo H.

A composição do plagioclásio no Granada Anfibolito situa-se predominantemente no campo do oligoclásio, o que é compatível com as condições metamórficas estabelecidas para área (Figura 6.18). No entanto, duas amostras situam-se no campo da albita, possivelmente relacionada a transformações retrometamórficas.

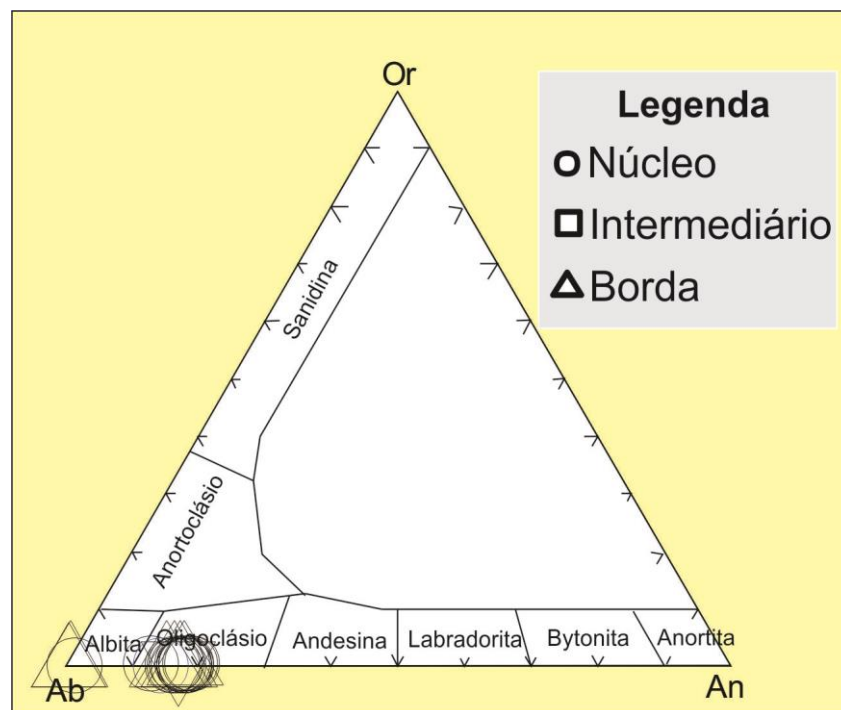


Figura 6.18. Diagrama para classificação de feldspatos no sistema CaO-Na₂O-K₂O (An-Ab-Or) de Richard (1995).

Em relação às proporções entre os membros finais, a amostra da rocha estudada (BP006) apresenta a seguinte composição: $An_{0,29-18,86}Ab_{80,63-99,5}Or_{0,12-0,51}$

7 GEOTERMOBAROMETRIA E METAMORFISMO DA REGIÃO DE XAMBIOÁ – ARAGUANÃ

Para o estudo do metamorfismo das rochas pelíticas da Formação Xambioá foram selecionadas seis amostras representativas do domínio de maior intensidade metamórfica do Cinturão Araguaia, que levaram à definição das condições metamórficas da área estudada dessa região, utilizando-se dados petrográficos, de química mineral e cálculos geotermobarométricos.

Para os estudos geotermobarométricos foi utilizado o programa *THERMOCALC* de Powell & Holland (1988), que trabalha com um banco de dados termodinâmico internamente consistentes desenvolvido por Powell & Holland (1985) e Holland & Powell (1985, 2011). O programa permite calcular as condições *P-T* do metamorfismo de amostras com geotermobarometria otimizada, bem como modelar com pseudosseções as condições *P-T* de uma rocha. Para isso foram usadas a composição química de três amostras (BP002, BP149 e BP299) (Anexos A, B e C). A versão usada do programa *THERMOCALC* é a 3.33, com o banco de dados termodinâmicos atualizados em 2008 (Holland & Powell 1998) para os cálculos de janelas *P-T* que englobam as reações metamórficas e campos de estabilidade referentes às paragêneses observadas nessas rochas.

Utilizou-se também, para fins de comparação e consistência dos resultados, o geotermômetro Hb-Plag de Holland & Blundy (1994) específico para os anfíbolitos.

7.1. COMPOSIÇÃO E PARAGÊNESES DAS ROCHAS DA FORMAÇÃO XAMBIOÁ

A composição química de uma rocha metamórfica e as associações minerais coexistentes em um terreno metamórfico podem ser representadas graficamente, com precisão, em diagrama AFM (Thompson 1957), em que $A = Al_2O_3 - 3 K_2O$, $F = FeO(t)$ e $M = MgO$, quando a projeção é feita a partir da muscovita. O diagrama tem por finalidade a representação gráfica de paragêneses, e também é conhecido como diagrama de compatibilidade, pois permite a representação de várias paragêneses compatíveis com as mesmas condições *P-T* em rochas de composições diferentes. Para a representação gráfica de uma rocha metamórfica devem ser feitas correções na análise química antes de calcular A e M, porque os constituintes químicos minerais não representados na projeção devem ser subtraídos da análise global da rocha. Uma das correções mais importantes é a subtração do teor de Al_2O_3 presente no plagioclásio, tanto albita como anortita, e da paragonita (Thompson 1957).

No caso das rochas estudadas, as composições químicas foram projetadas no diagrama AFM a partir da composição da muscovita, para estimar quais paragêneses são estáveis e quais reações podem ser observadas durante a evolução metamórfica de cada uma delas. O diagrama foi construído com ajuda do programa *Gcdkit* (Venables *et al.* 2011), a partir das composições químicas minerais calculadas com o *THERMOCALC*, para cada campo de estabilidade as quais estão representadas na Figura 7.1. A discussão da paragênese representada será feita em conjunto com as pseudosseções.

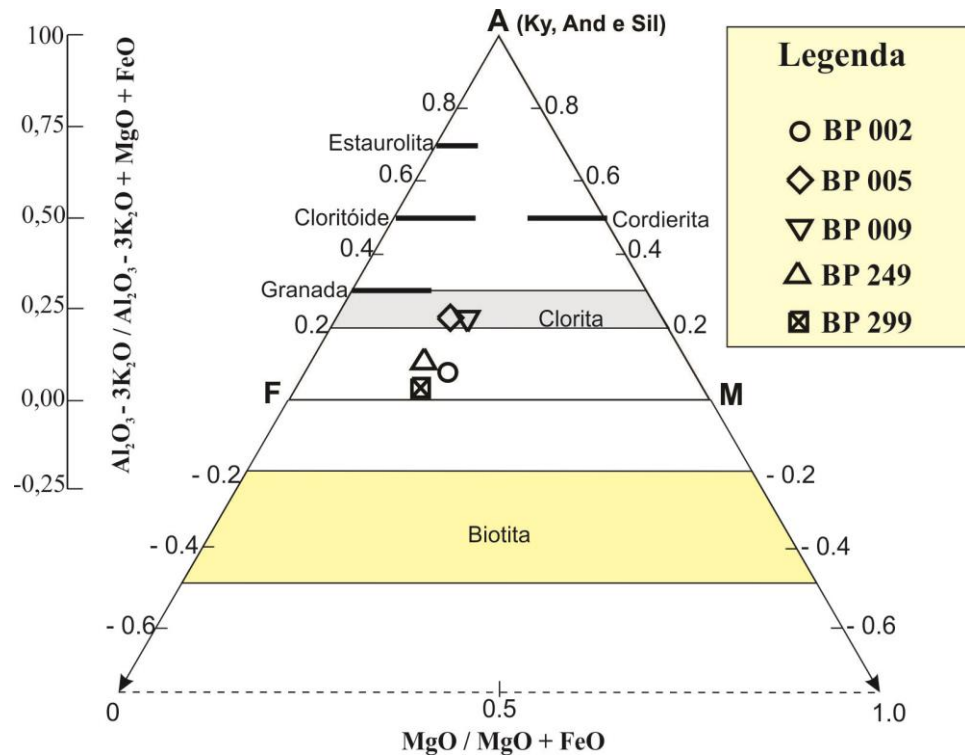


Figura 7.1. Amostras de micaxistos pelíticos da Formação Xambioá representadas no diagrama AFM (Thompson 1957; Winkler 1977). As análises químicas das rochas estudadas estão no Anexo B.

É importante ressaltar que a linha de conexão granada-clorita no diagrama AFM demarca a separação das rochas pelíticas com alto e baixo teor de alumínio. As mais aluminosas situam-se acima da linha de conexão e as menos aluminosas abaixo. Em virtude dessa linha de conexão e com a coexistência de granada e clorita, a biotita não se desenvolve em rochas mais aluminosas, antes da quebra das paragêneses que contêm granada + clorita, e não pode ocorrer junto com cloritóide (Yardley 2004).

7.2. MODELAGEM METAMÓRFICA UTILIZANDO *THERMOCALC* - PSEUDOSSEÇÕES

O estudo teve como ponto de partida a paragênese dos micaxistos selecionados da Formação Xambioá para modelagem metamórfica, escolhendo-se as amostras BP002, BP249 e BP299 que apresentam a seguinte paragênese: Str + Grt + Bt + Ms + Qtz ± Pl ± Ky. Script de comando de entrada no *software* Thermocal para o cálculo das pseudosseções das amostras BP002, BP249 e BP299 nos Anexos I, J e K.

Essas três amostras são representadas por estaurolita-granada-biotita-muscovita xisto com cianita, e as diferenças entre elas são apenas no conteúdo mineralógico modal e na granulometria.

Considerando a composição química e as paragêneses foi possível a escolha do sistema químico NCKFMASH para a modelagem das rochas, com as fases plagioclásio e quartzo em excesso, por ser observadas em todas as amostras estudadas, e a água também em excesso, que é considerada como fase fluida presente em toda a história metamórfica das rochas.

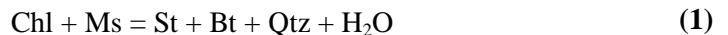
As pseudosseções construídas foram feitas para os intervalos 0,5 a 10 kbar e 500 a 730 °C, cuja janela engloba a zona de interesse com as reações metamórficas e campos de estabilidade referentes às paragêneses observadas. As três pseudosseções são apresentadas nas Figuras 7.2, 7.3 e 7.4.

A pseudosseção da amostra BP002 é apresentada na Figura 7.2. Sua topologia é composta por amplos campos de estabilidade tri- a tetravariantes, campos menores divariantes e um campo pentavariante. De forma geral, nesta pseudosseção observa-se a clorita estável em amplo intervalo de pressão, até temperatura aproximada de 635 °C acima de 9 kbar e a temperatura aproximada de 600 °C a pressão abaixo de 4 kbar, o que difere dos ensaios realizados por Hoschek (1969) em metapelitos com quartzo e muscovita abundantes, onde toda a clorita rica em FeO é consumida nos seguintes intervalos:

$540 \pm 15^\circ\text{C}$ em 4 kbar de pressão d'água; e

$565 \pm 15^\circ\text{C}$ em 7 kbar de pressão d'água.

Com exceção, em casos menos comuns, em metapelitos onde uma clorita rica em magnésio não é consumida pela reação:



Mas coexiste com estauroлита, muscovita, quartzo e biotita em amplo intervalo de temperatura até aproximadamente 50-60°C acima do limite do começo do grau médio (Guidotti 1974, Froese & Gasparrine 1975), ou ainda, segundo Winkler (1977), através de uma associação pobre em magnésio, onde a clorita, não estando em contato com a muscovita, pode persistir até temperaturas mais elevadas.

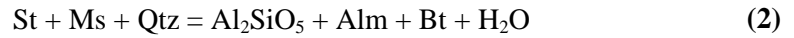
No caso da pseudosseção da amostra BP002, a muscovita não é considerada abundante e em excesso, mas acima de 8 kbar ela é estável e persiste em todos os campos considerados, sendo consumida a pressões mais baixas a intermediárias conforme o aumento gradual da temperatura, acima de 500 °C, com a entrada da andalusita, e a partir de 4 kbar com a entrada da sillimanita (Figura 7.2).

Em relação à biotita, este mineral apresenta um amplo campo de estabilidade, não ocorrendo apenas nos campos tetra- a pentavariante, no intervalo de 6 – 10 kbar e 500 – 560 °C (Figura 7.2).

A granada é estável em toda porção de média e alta pressão da pseudosseção e em grande parte dos domínios dos campos de estabilidade da cianita, sillimanita e andalusita, sendo consumida abaixo das pressões de 6 a 7,5 kbar a temperaturas de 500 a 660 °C, nos campos da cianita e sillimanita, com a entrada da estauroлита e no campo da andalusita, com a entrada da clorita, conforme a diminuição da temperatura (Figura 7.2).

A estauroлита ocorre entre 3 e 9,3 kbar, dentro de intervalo de temperatura de 530 e 660 °C. Sua aparição ocorre com o consumo da clorita em reação com a muscovita com o aumento da temperatura, segundo a reação 1, e seu desaparecimento, também reagindo com a muscovita com o

aumento da temperatura, nos campos de estabilidade da cianita, sillimanita e andalusita, segundo provavelmente a reação:



No intervalo entre 7,2 e 9,3 kbar e partir de 640 °C, a cianita substitui a estaurolita (Figura 7.2).

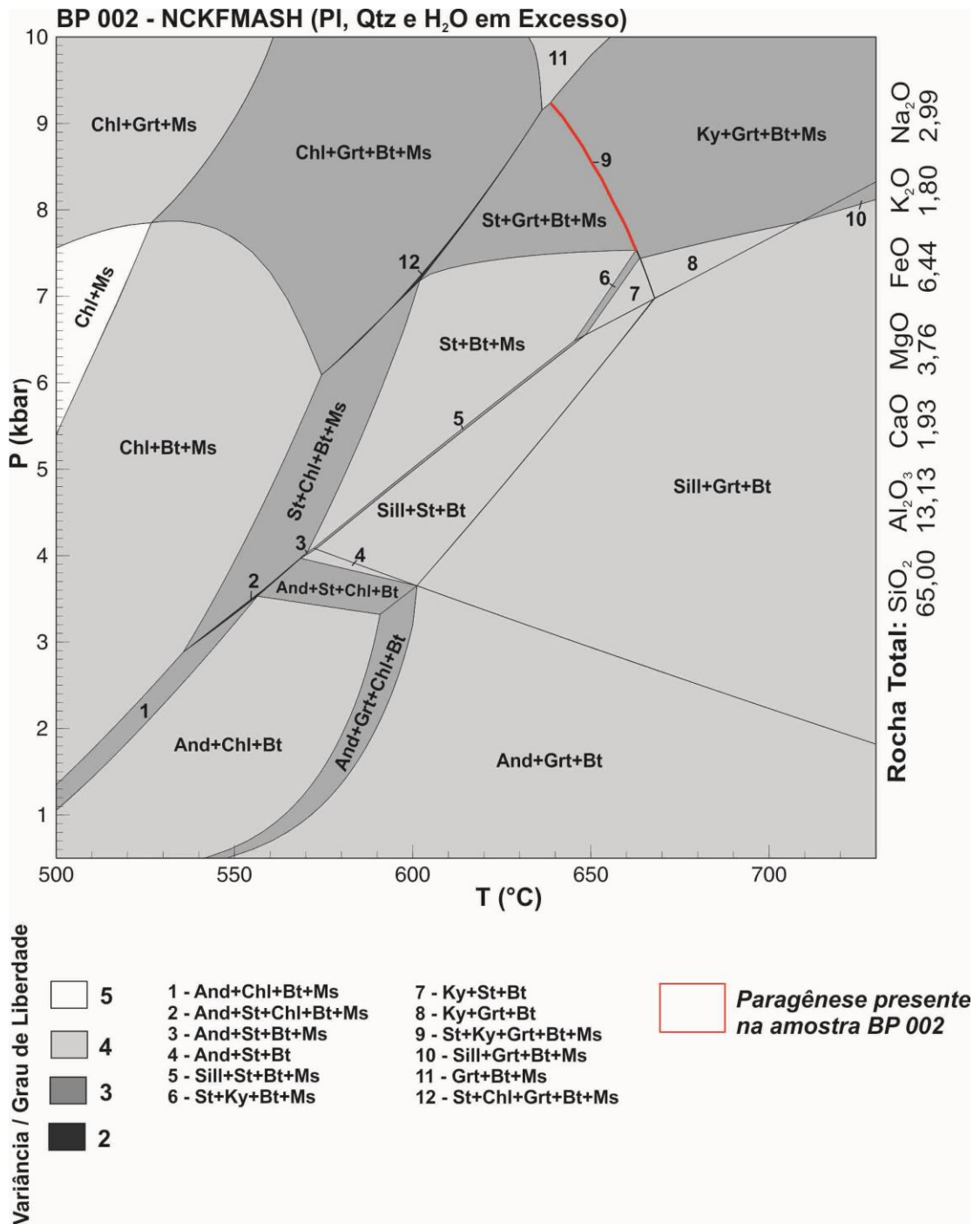


Figura 7.2. Pseudosseção P - T obtida a partir da composição da amostra BP 002 de estaurolita-granada-biotita-muscovita xisto com cianita da Formação Xambioá no sistema químico NCKFMASH com plagioclásio (Pl), quartzo (Qtz) e água (H₂O) em excesso.

A pseudosseção da amostra BP249 apresenta topologia semelhante à da BP002, com algumas diferenças em relação à estabilidade da muscovita e da granada que provocou aumento, desaparecimento e surgimento de alguns campos de estabilidade mineral. A pseudosseção construída no sistema NCKFMASH é apresentada na Figura 7.3.

A pseudosseção da amostra BP249 é constituída por amplos campos tri- e tetravariantes e pequenos campos di- e pentavariantes. No campo de estabilidade da estauroлита, a muscovita coexiste estável apenas nos campos trivariantes $\text{Chl}+\text{St}+\text{Bt}+\text{Ms}$ e $\text{St}+\text{Grt}+\text{Bt}+\text{Ms}$. Acima de 530 °C, em baixa pressão, e abaixo de 7 kbar, a muscovita é consumida e não coexiste com a estauroлита, aumentando a estabilidade da clorita até a zona da sillimanita, gerando o campo de estabilidade trivariante $\text{Sill}+\text{Grt}+\text{Bt}+\text{Chl}$, bem como o aparecimento precoce da granada em baixa e média pressão a partir de 520°C, gerando os campos tetravariantes $\text{Chl}+\text{St}+\text{Bt}$ e $\text{St}+\text{Grt}+\text{Bt}$, e o campo trivariante $\text{Chl}+\text{St}+\text{Grt}+\text{Bt}$.

A granada tem um amplo espectro de estabilidade em toda a pseudosseção, não ocorrendo apenas em temperatura abaixo de 560 °C em pressão abaixo de 5 kbar.

O campo de estabilidade da estauroлита da amostra BP149 foi o que mais sofreu modificação, com o consumo precoce da muscovita, em comparação com a pseudosseção da amostra BP002. A estauroлита da amostra BP149 ocorre em condições de pressão e temperatura mais baixas do que na amostra BP002, iniciando seu campo em 2 kbar e 520°C, com associações minerais diferentes, com apenas dois campos tetravariantes, $\text{Chl}+\text{St}+\text{Bt}$ e $\text{St}+\text{Grt}+\text{Bt}$, apresentando somente os campos trivariantes $\text{And}+\text{St}+\text{Chl}+\text{Bt}$, $\text{St}+\text{Chl}+\text{Bt}+\text{Ms}$ e $\text{St}+\text{Grt}+\text{Bt}+\text{Ms}$, e os campos divariantes $\text{Chl}+\text{St}+\text{Grt}+\text{Bt}+\text{Ms}$ e $\text{Ky}+\text{St}+\text{Grt}+\text{Bt}+\text{Ms}$ (Figura 7.3).

A biotita é estável em quase todos os campos da janela P - T da pseudosseção construída, não ocorrendo somente nos campos tetra e pentavariantes, em intervalo de pressão de 5 a 10 kbar e de temperatura menor que 525°C (Figura 7.3).

No intervalo entre 7,5 e 9,1 kbar e temperatura maior que 630°C, a cianita também substitui a estauroлита, conforme o aumento da temperatura (Figura 7.3).

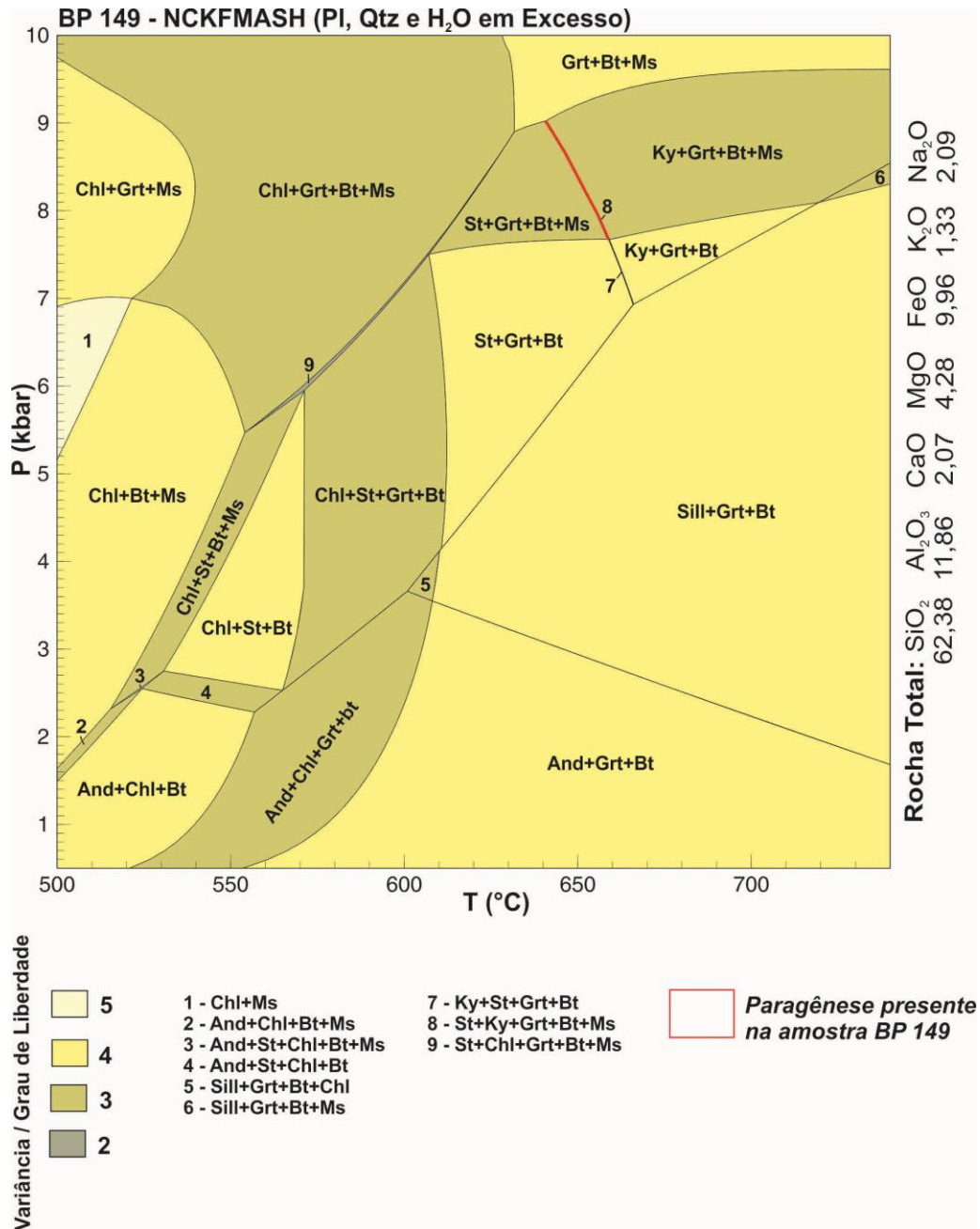


Figura 7.3. Pseudosseção P - T obtida a partir da composição da amostra BP149 de estaurólita-granada-biotita-muscovita xisto com cianita da Formação Xambioá no sistema químico NCKFMASH com plagioclásio (Pl), quartzo (Qtz) e água (H₂O) em excesso.

A amostra BP299 é caracterizada pela ocorrência de porfiroblastos de granada, na ordem de 1 a 2 cm, e sua pseudosseção apresenta topologia e configuração dos campos de estabilidade das associações minerais muito semelhantes à pseudosseção da amostra BP149, com exceção da ausência do campo pentavariante Chl+Ms e do campo trivariante Sill+Chl+Grt+Bt que ocorre somente na pseudosseção da amostra BP149. A pseudosseção traçada no sistema NCKFMASH é apresentada na Figura 7.4.

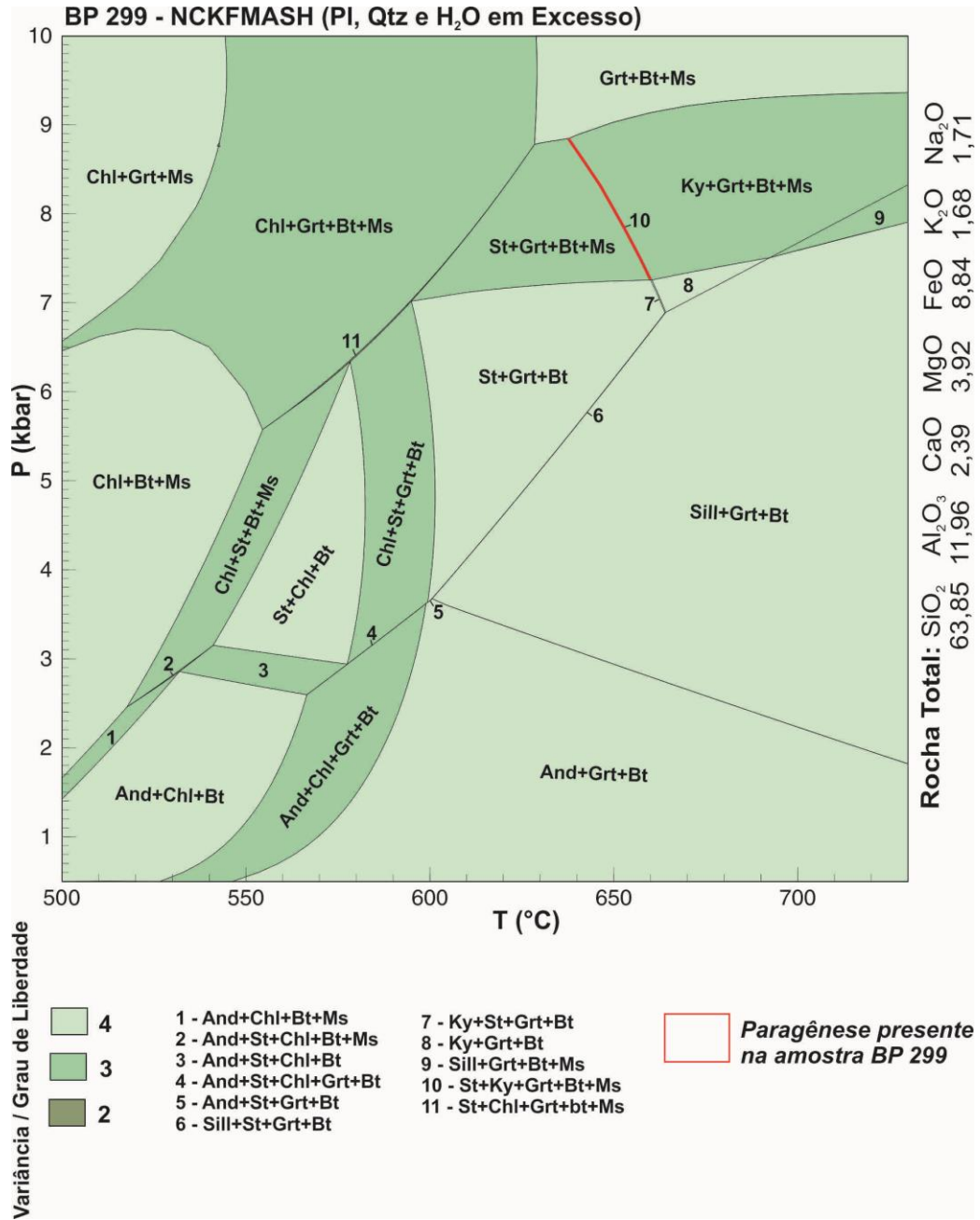


Figura 7.4. Pseudosseção P - T obtida a partir da composição de estaurólita-granada-biotita-muscovita xisto (amostra BP 299) da Formação Xambioá no sistema químico NCKFMASH com plagioclásio (Pl), quartzo (Qtz) e água (H₂O) em excesso.

A similaridade na topologia das três pseudosseções do sistema NCKFMASH calculadas acima, reflete a semelhança composicional entre as amostras BP002, BP249 e BP299 modeladas como observadas na Figura 7.1 e a paragênese St+Grt+Bt+Ms+Qtz±Pl±Ky, presente nas amostras, sugere que as condições metamórficas máximas que elas foram submetidas são semelhantes, situando-se dentro de uma janela P-T com pressão aproximadamente entre 7 e 9,3 kbar e temperatura entre 630 e 665°C.

7.3 GEOTERMOBAROMETRIA VIA ISOPLETAS

Isopletras são linhas (curvas) com valores composicionais idênticos para um determinado mineral, que variam de acordo com a temperatura e pressão, que contornam os campos de estabilidade das associações minerais existentes.

Neste estudo, as isopletras composicionais de biotita, muscovita, plagioclásio, granada e estauroлита foram calculadas a partir das composições globais de três amostras de micaxistos (BP002, BP149 e BP299) para contornar os campos de estabilidade das associações minerais existentes. Os Scripts de comando de entrada para o cálculo das isopletras minerais de cada amostra estudada estão nos Anexos L, M e N

As isopletras foram desenhadas a partir dos valores de X_{Fe} [$Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$] para as fases minerais biotita, muscovita, granada e estauroлита; da razão $Ca/(Ca+Fe^{2+}+Mg^{2+})$ para a granada; e a partir da razão $Ca/(Ca+Na+K)$ para o plagioclásio, com o intuito de demonstrar a possível evolução química das paragêneses minerais de acordo com a variação das condições de $P-T$ e, principalmente, identificar o possível cruzamento das isopletras calculadas e desenhadas, dentro do campo paragênese de interesse na pseudosseção, que possibilite indicar o equilíbrio termodinâmico entre os minerais e estimar as condições máximas de $P-T$ em que estas rochas foram submetidas, isto é, o pico metamórfico.

A amostra BP002 é a única que possui fases com isopletras com razões catiônicas que se interceptam dentro da janela $P-T$ do campo de estabilidade da paragênese de interesse $St+Grt+Bt+Ms+Qtz\pm Pl\pm Ky$. As únicas isopletras que se interceptam no campo de janela $P-T$ considerada são as X_{Fe} da granada e da razão $Ca/(Ca+Na+K)$ do plagioclásio.

Os valores da amostra BP002 de $Ca/(Ca+Na+K)$ do plagioclásio considerados para identificação das condições metamórficas são 0,26 e 0,24, do núcleo para a borda, e os valores de X_{Fe} da granada são de 0,78 a 0,80, do núcleo para a borda. Nesse caso, admitiu-se que as condições estimadas de pico metamórfico, com pressão de 7,9 kbar e de temperatura de ~660 °C foram atingidas para a paragênese dessa amostra no domínio do campo divariante $Ky+St+Grt+Bt+Ms$. A trajetória percorrida pela amostra é progressiva do tipo bária, pouco dependente da temperatura, representada por uma curva de pequena inclinação, vindo do campo trivariante $Chl+Grt+Bt+Ms$, ocasionada provavelmente por substituições catiônicas acopladas entre sítios cristalográficos de coordenação distintas (Carswell 1990) conforme é observado na Figura 7.5.

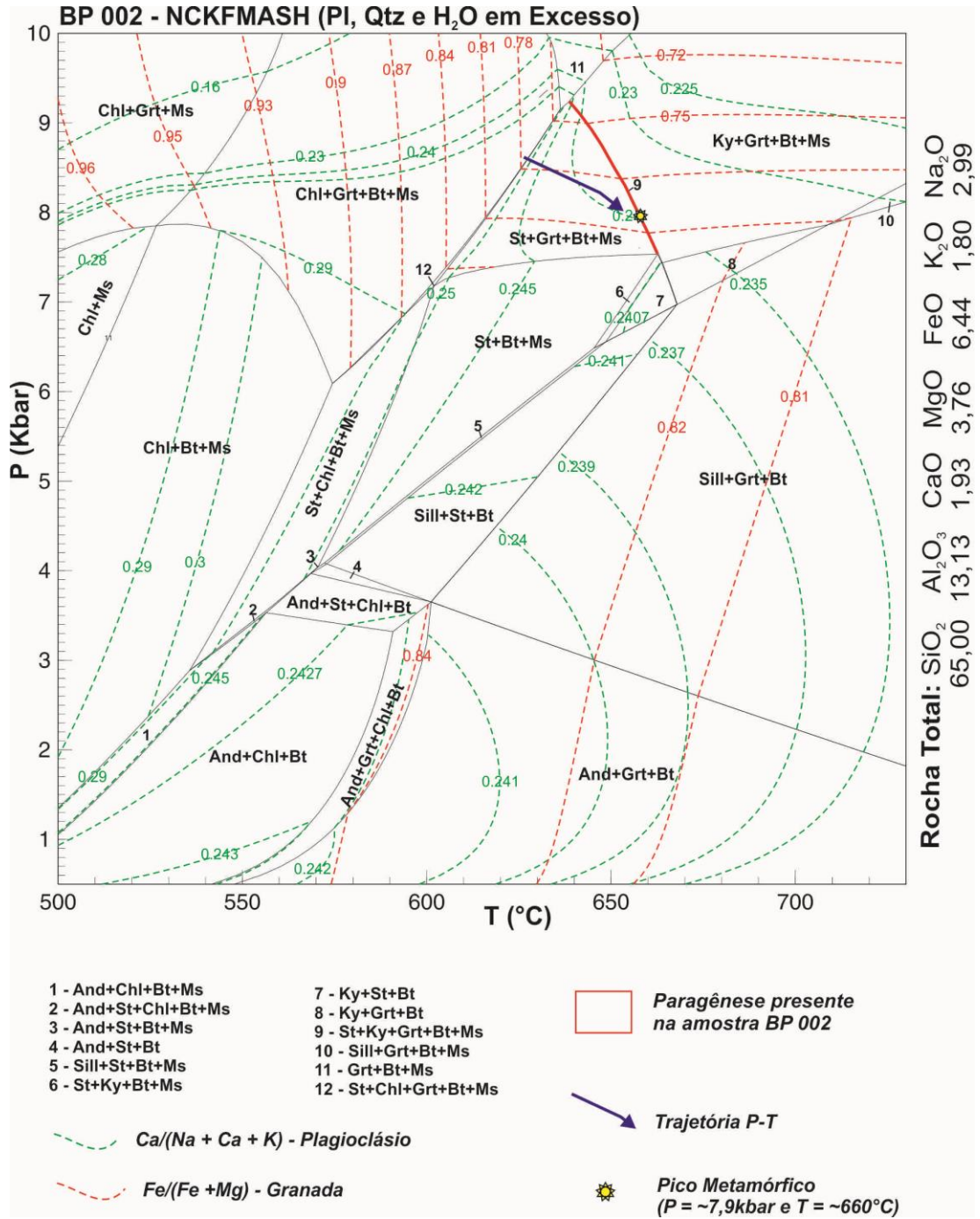


Figura 7.5. Modelagem das isopletas de plagioclásio e granada para a composição da amostra BP 002, mostrando a trajetória P-T e o pico metamórfico. Variação de Ca# [Ca/(Na + Ca + K)] em plagioclásio e de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em granada.

As outras isopletas X_{Fe} calculadas para as pseudosseções e para as composições químicas dos minerais considerados apresentam valores diferentes no campo onde está localizado as paragênese das rochas (St+Grt+Bt+Ms+Qtz±Pl±Ky), o que pode indicar que as composições das fases minerais não estão em perfeito equilíbrio com as composições das rochas, pois a composições químicas de rocha total usadas nas construções dos diagramas podem ser diferentes das composições que

representam as composições quimicamente efetivas nas quais os minerais se desenvolveram, o que são designados de volume de equilíbrio (Stüwe 1997); ou as incertezas do sucesso do modelamento realizado, no que tange ao sistema utilizado NCKFMASH, que não leva em consideração fases com Ti e Fe^{+3} em sua estrutura, que acaba refletindo em posições no espaço P - T das curvas, das divisões dos campos e dos pontos nas pseudosseções diferentes das quais foram apresentados nos diagramas.

As razões catiônicas calculadas a partir da química mineral da amostra BP002 mostram que as fases biotita e muscovita apresentam valores de X_{Fe} diferentes das isopletras do campo da paragênese de interesse $St+Grt+Bt+Ms+Qtz\pm Pl\pm Ky$ (Figura 7.6 e Figura 7.7). A média dos valores da BP002 de X_{Fe} obtida para a borda da biotita é de 0,305 e para a muscovita de 0,642, enquanto as isopletras no campo variam entre 0,42 e 0,52 e entre 0,32 e 0,44, respectivamente.

As bordas dos cristais de estauroлита da amostra BP002, que têm composição de X_{Fe} de 0,747, encontram-se no extremo de pressão mais alta do campo $St+Grt+Bt+Ms+Qtz\pm Pl\pm Ky$ conforme as isopletras da pseudosseção considerada, próximo ao ponto invariantes $[St-Ky]$ (Figura 7.8). No entanto, apesar de estar presente dentro do campo de interesse, nenhum outro mineral se intercepta com a estauroлита, indicando que a estauroлита possa estar em disequilíbrio termodinâmico com as outras fases principais.

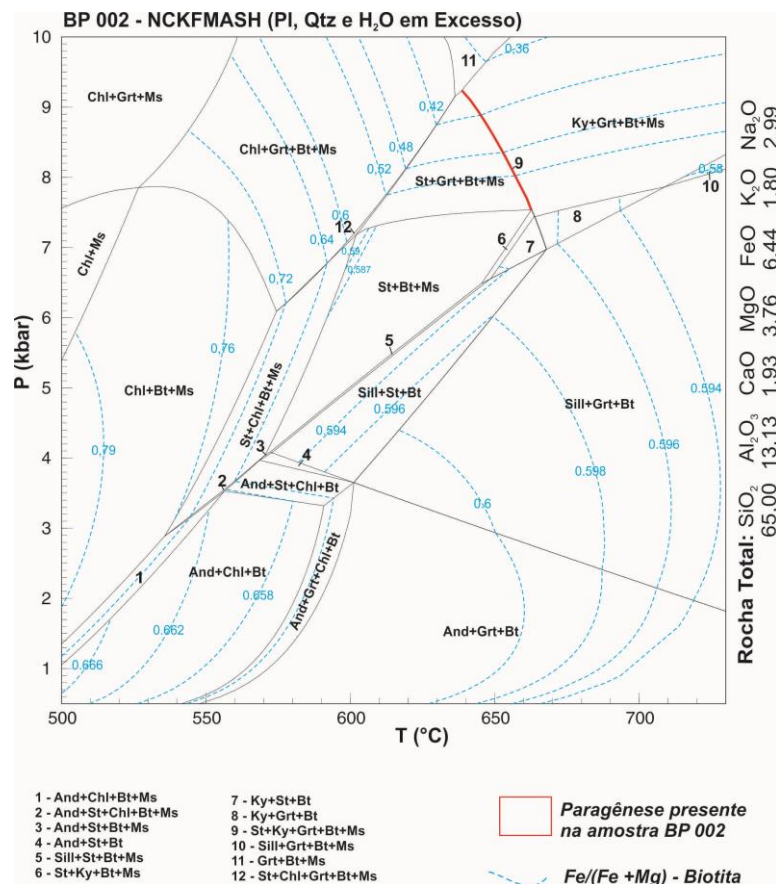


Figura 7.6. Modelagem das isopletras de biotita para a composição da amostra BP002. Variação de $Fe\# [Fe/(Fe+Mg)]$ em biotita.

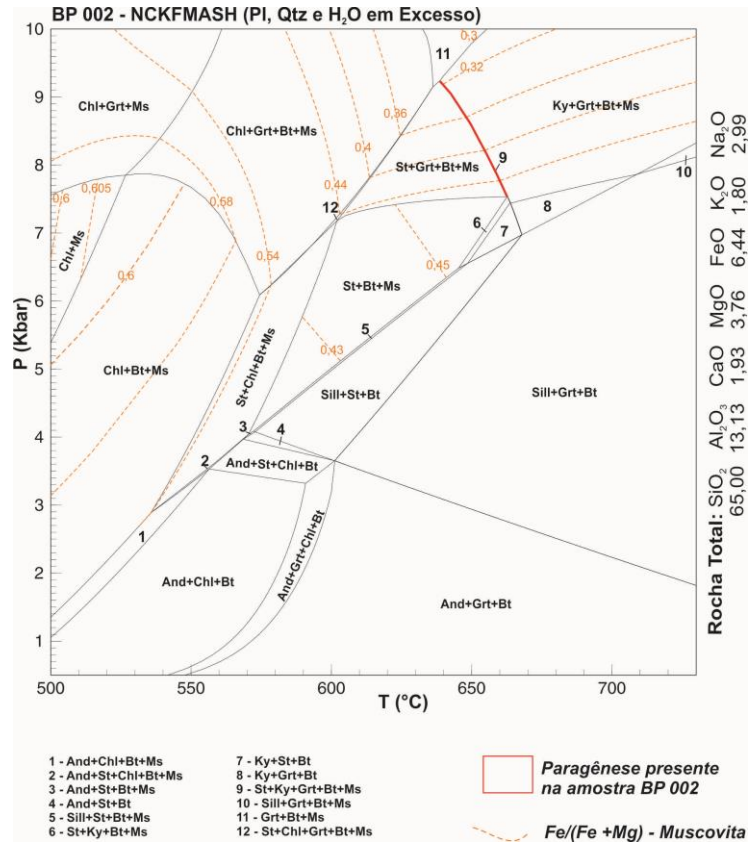


Figura 7.7. Modelagem das isopletas de muscovita para a composição da amostra BP 002. Variação de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em muscovita.

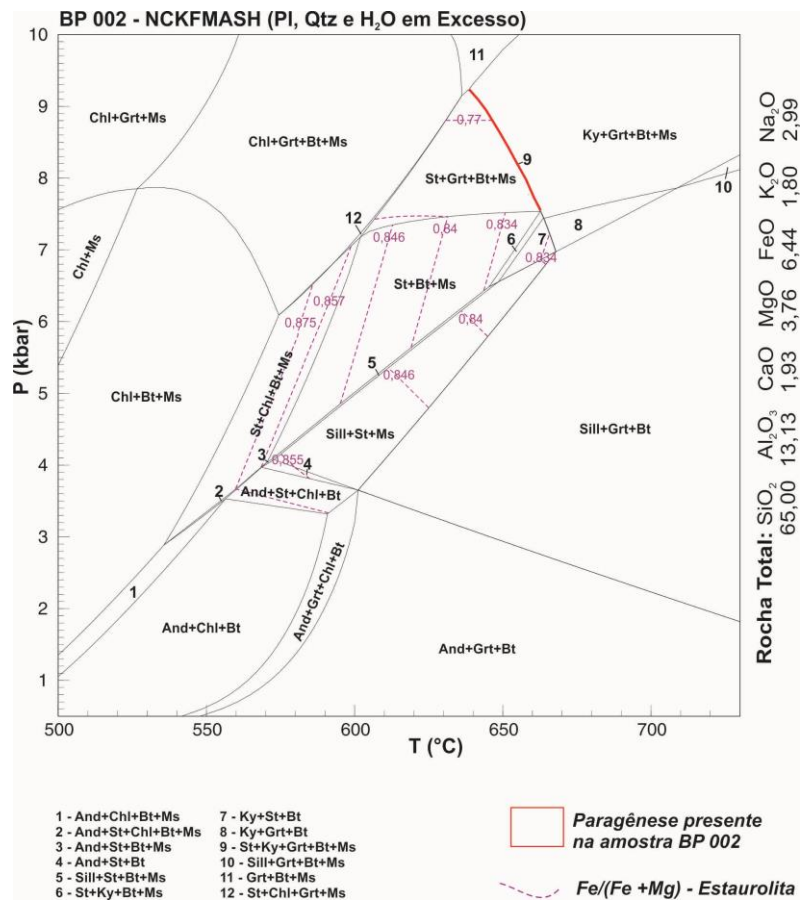


Figura 7.8. Modelagem das isopletas de estaurolita para a composição da amostra BP 002. Variação de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em estaurolita.

As razões catiônicas calculadas a partir das análises químicas da biotita e muscovita da amostra BP149, também não são compatíveis com as isopletras na pseudosseção no campo da paragênese (Figuras 7.9 e 7.10). A média dos valores de X_{Fe} obtidos para a borda da biotita é de 0,39 e para a muscovita de 0,59, e as isopletras variam, respectivamente entre 0,42 a 0,55 e 0,34 a 0,42.

As bordas da estauroлита da amostra BP149 apresentam valores de X_{Fe} variando de 0,76 a 0,78 e, assim como a forma de ocorrência da amostra BP002, se encontram no limite superior de pressão do campo $St+Grt+Bt+Ms+Qtz\pm Pl\pm Ky$, conforme as isopletras calculadas, próximo aos pontos invariantes $[Chl-St]$ e $[St-Ky]$ (Figura 7.11). No entanto, apesar de estar presente dentro do campo da paragênese, nenhum outro mineral se intercepta com as isopletras composicionais da estauroлита, indicando que a estauroлита possa estar em desequilíbrio com as outras fases principais.

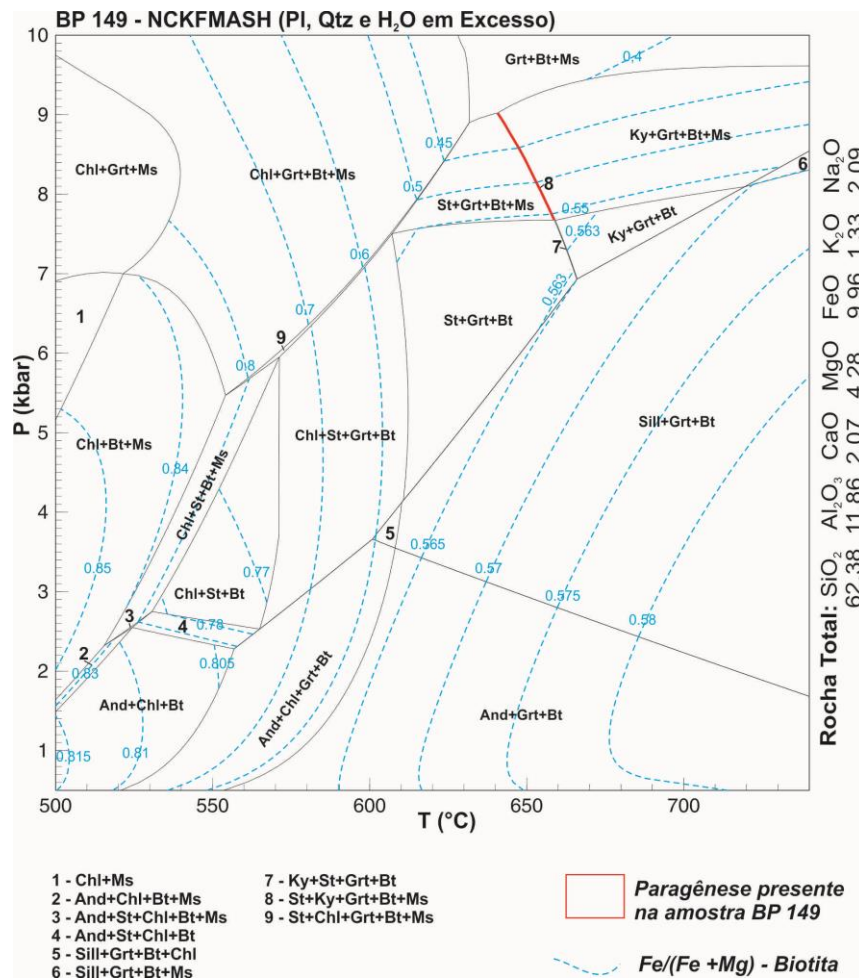


Figura 7.9. Modelagem das isopletras de biotita para a composição da amostra BP 149. Variação de $Fe\# [Fe/(Fe+Mg)]$ em biotita.

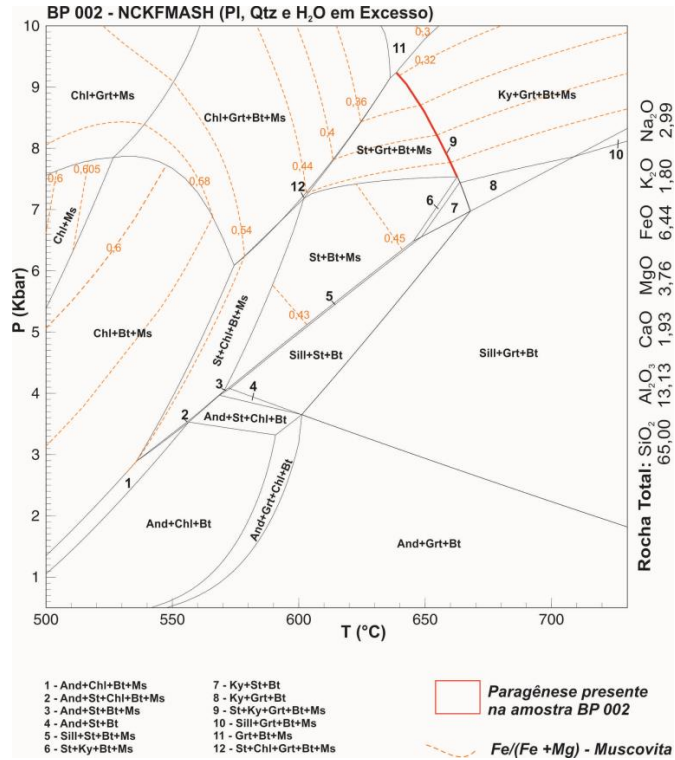


Figura 7.10. Modelagem das isopletas de muscovita para a composição da amostra BP149. Variação de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em muscovita.

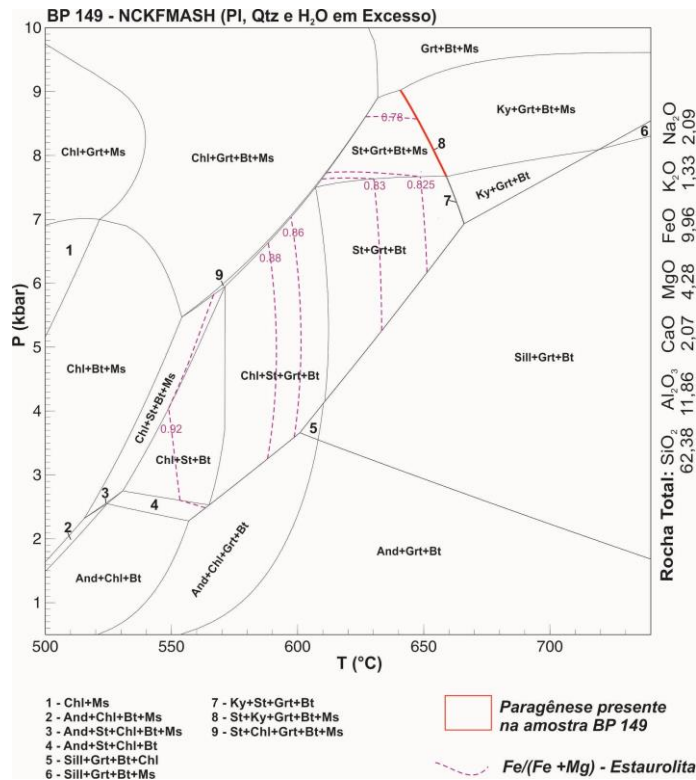


Figura 7.11. Modelagem das isopletas de estaurolita para a composição da amostra BP 149. Variação de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em estaurolita.

Os valores da razão de cálcio e de X_{Fe} das bordas da granada da amostra BP149, bem como os valores de cálcio do plagioclásio, variam entre 0,83 e 0,85, 0,10 e 0,13, e 0,29 e 0,32, respectivamente. Valores que também são muito diferentes dos valores das isopletas calculadas do campo da paragênese presente da amostra BP149 (Figuras 7.12, 7.13 e 7.14).

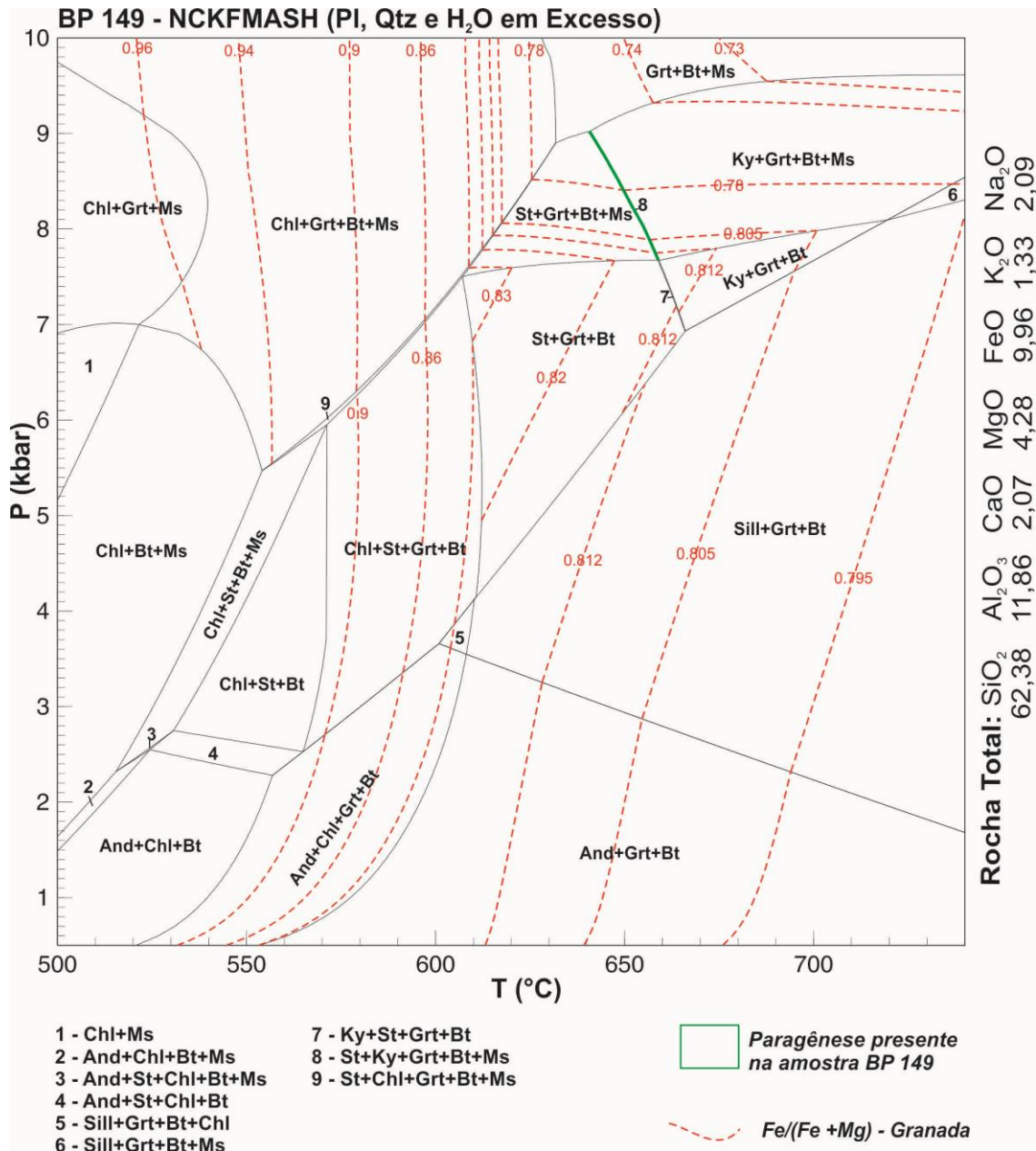


Figura 7.12. Modelagem das isopletas de granada para a composição da amostra BP 149. Variação de $Fe\#$ [$Fe/(Fe+Mg)$] em granada.

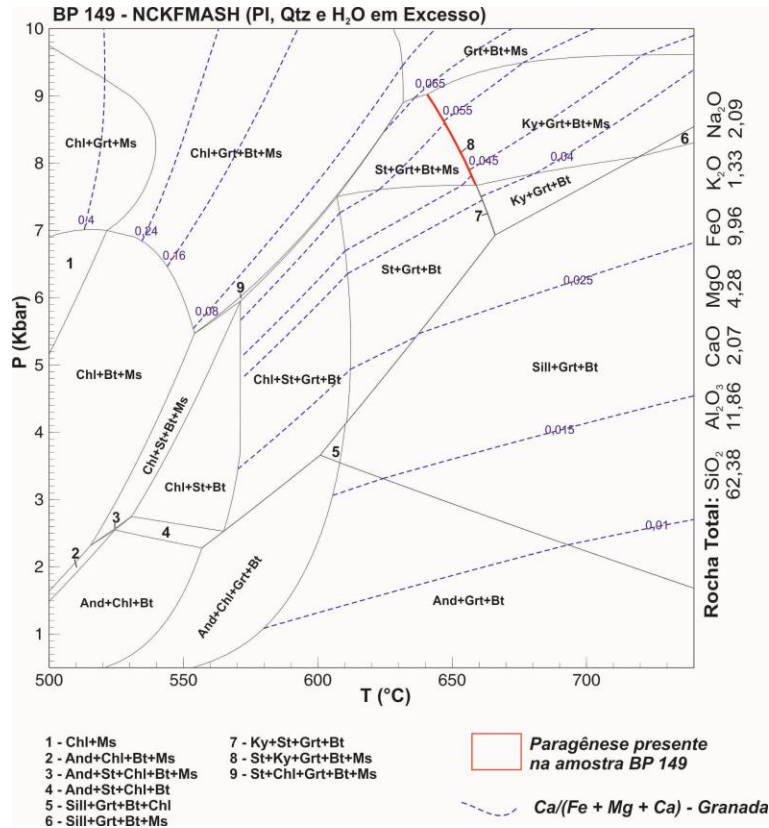


Figura 7.13. Modelagem das isopletas de granada para a composição da amostra BP 149. Variação de Ca/(Fe + Mg + Ca) em granada.

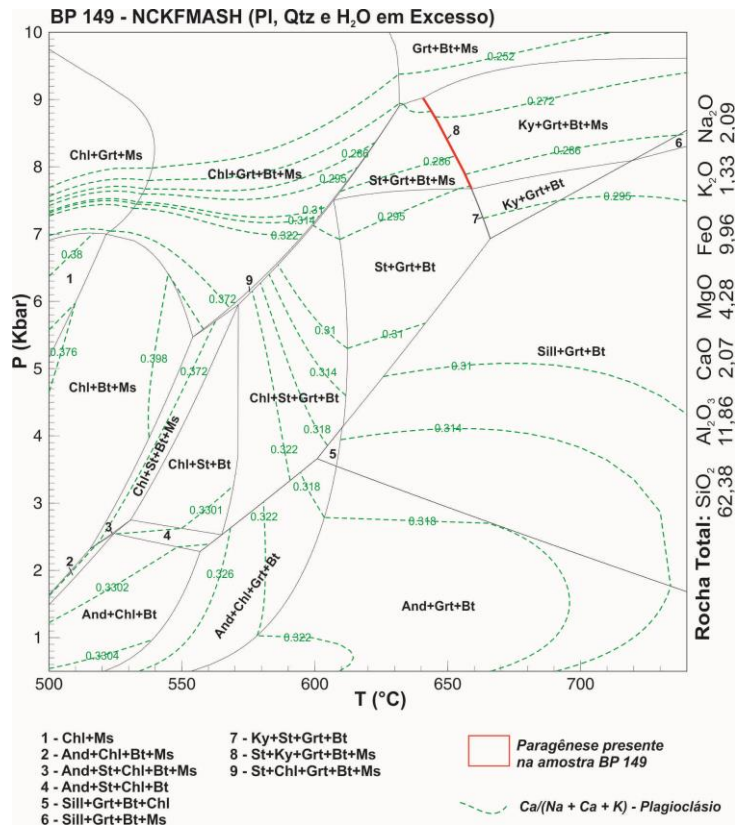


Figura 7.14. Modelagem das isopletas de plagioclásio para a composição da amostra BP 149. Variação de Ca/(Na + Ca + K) em plagioclásio.

Nenhuma isopleta composicional das fases minerais da amostra BP299 se intercepta no campo da paragênese composta por estaurolita-granada-biotita-muscovita. Provavelmente, isso ocorre em consequência da diferença textural entre as amostras estudadas, devido a presença de porfiroblastos centimétrico de granada na amostra BP299, na ordem de 1 a 2 cm de diâmetro, que não ocorre nas amostras BP002 e BP149, que possuem granadas com diâmetros menores, modificando assim, significativamente, o volume de equilíbrio (Stüwe 1997) da amostra BP299.

A média dos valores de X_{Fe} das bordas da biotita e muscovita da amostra BP299 de 0,38 e 0,68, respectivamente, são muito diferentes das isopletras do campo em questão, com intervalos de valores de 0,42 a 0,58, para as isopletras de biotita, e 0,34 a 0,45 para as isopletras de muscovita (Figuras 7.15 e 7.16).

Os teores de cálcio das bordas da granada e do plagioclásio variam entre 0,14 e 0,16 e 0,29 e 0,32, respectivamente, e também são muito diferentes das isopletras do campo da paragênese presente da amostra BP299 estaurolita-granada-biotita-muscovita, com intervalos de 0,055 a 0,085, para a granada, e 0,35 a 0,39, para o plagioclásio (Figuras 7.17 e 7.18).

Somente as análises das bordas da granada e da estaurolita, que apresentam teores de ferro de 0,84 e 0,85 e 0,77 e 0,79, forneceram isopletras dentro do campo de estabilidade da paragênese da amostra BP299. No entanto, a isopletra da borda da estaurolita situa-se próxima do limite superior de pressão do campo da paragênese e a isopletra da borda da granada situa-se próxima do extremo inferior de pressão, indicando também um provável desequilíbrio entre estes minerais (Figuras 7.19 e 7.20).

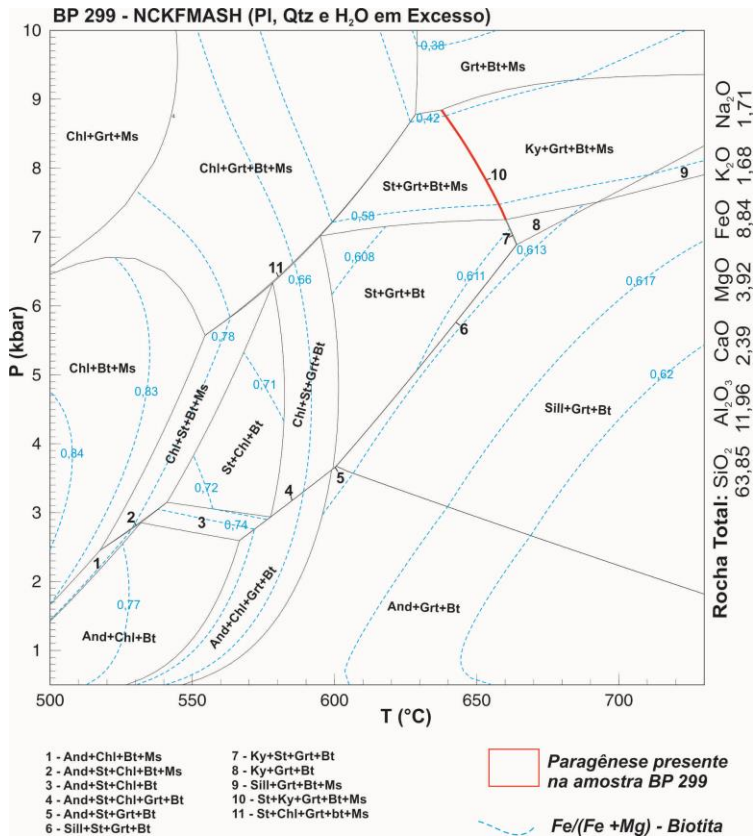


Figura 7.15. Modelagem das isopletas de biotita para a composição da amostra BP 299. Variação de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em biotita.

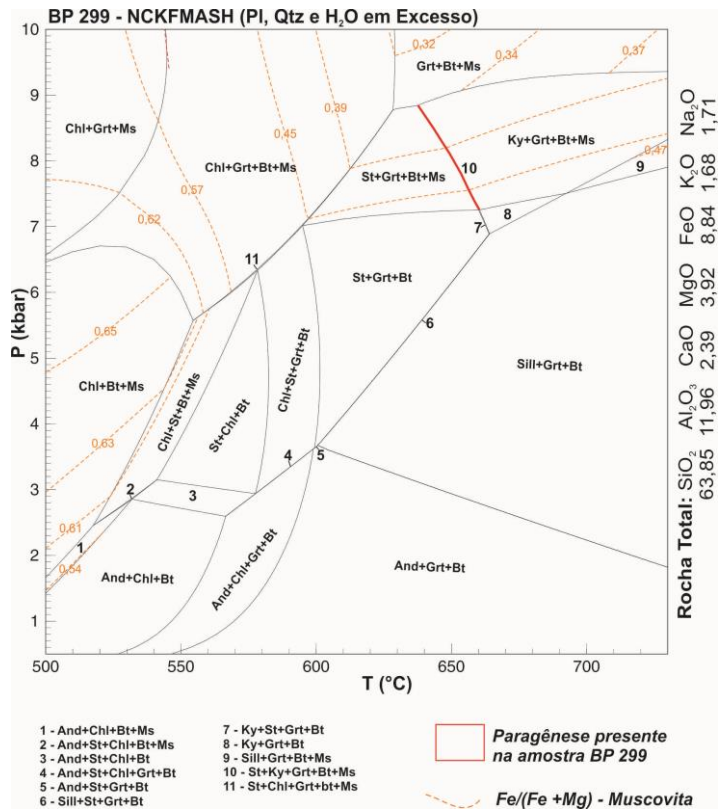


Figura 7.16. Modelagem das isopletas de muscovita para a composição da amostra BP 299. Variação de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em muscovita.

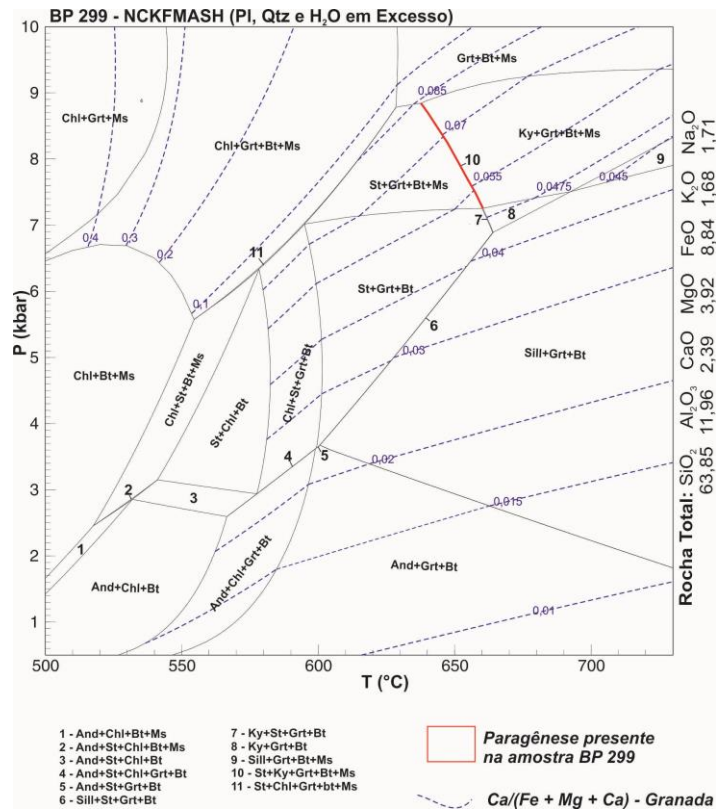


Figura 7.17. Modelagem das isopletas de granada para a composição da amostra BP 299. Variação de Ca# [Ca/(Fe + Mg + Ca)] em granada.

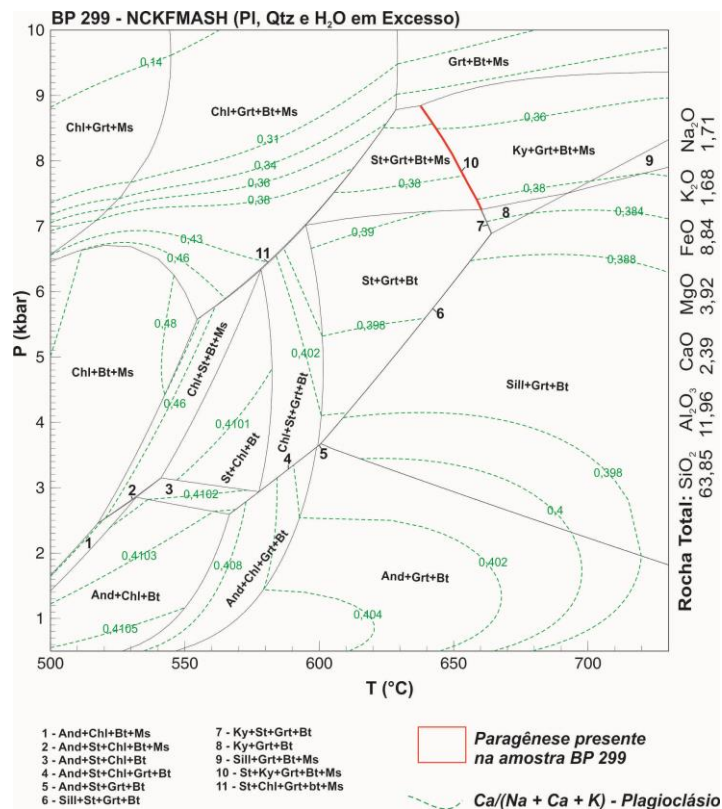


Figura 7.18. Modelagem das isopletas de plagioclásio para a composição da amostra BP 299. Variação de Ca# [Ca/(Na + Ca + K)] em plagioclásio.

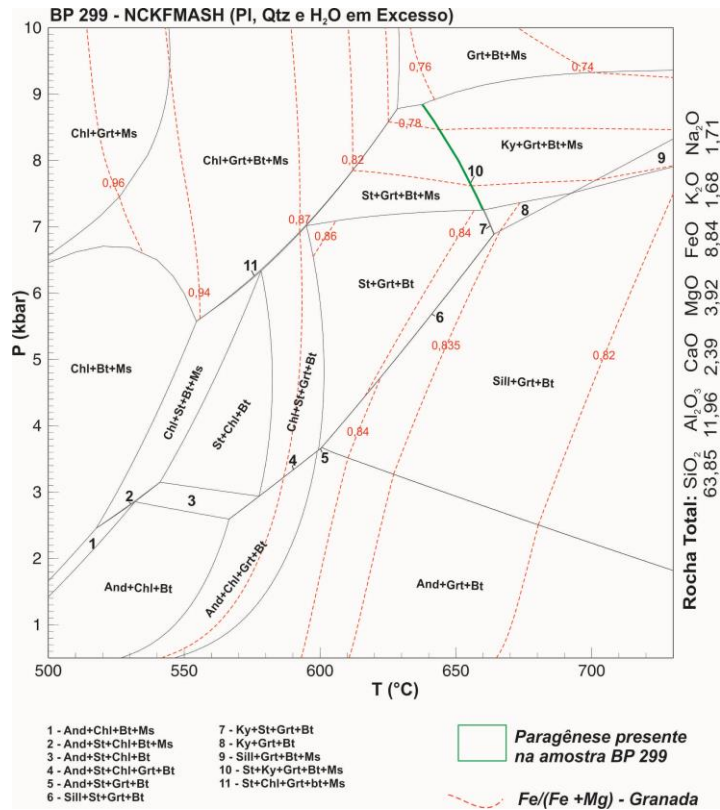


Figura 7.19. Modelagem das isopletas de granada para a composição da amostra BP 299. Variação de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em granada.

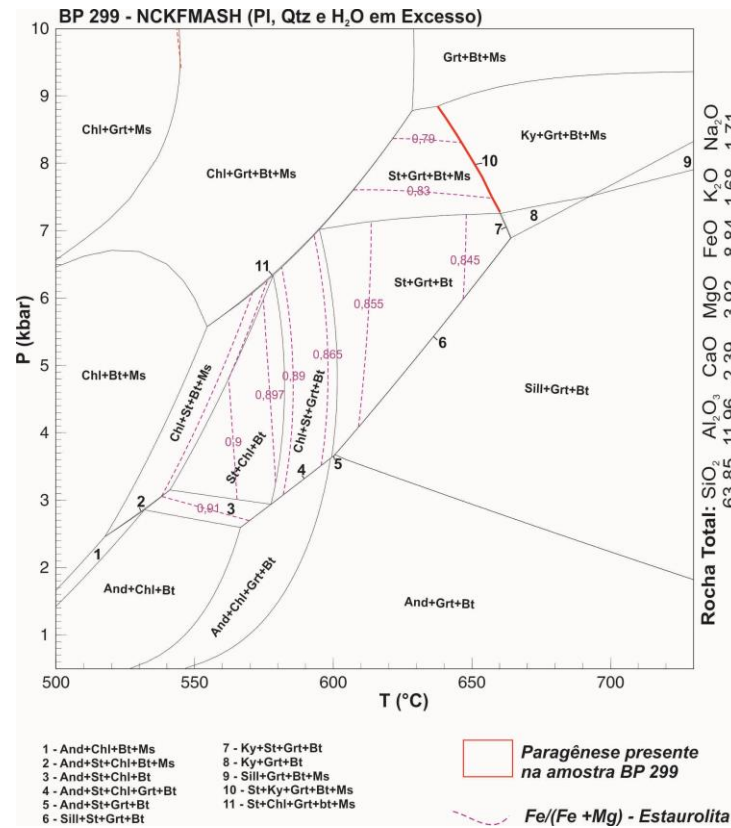
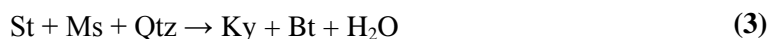


Figura 7.20. Modelagem das isopletas de estaurolita para a composição da amostra BP 299. Variação de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] em estaurolita.

No que diz respeito à evolução química dos minerais analisados em relação à variação das condições metamórficas, no geral, observa-se nas pseudosseções das amostras BP002, BP149 e BP299 que os valores de X_{Fe} calculados para as isopletras de biotita, muscovita, granada e estauroлита diminuem com o aumento da temperatura; e que os valores da razão $Ca/(Ca+Fe^{2+}+Mg^{2+})$ para as isopletras da granada e os valores da razão $Ca/(Ca+Na+K)$ para as isopletras de plagioclásio diminuem com aumento da pressão e da temperatura, com exceção dos campos trivariantes estauroлита-granada-biotita-muscovita e cianita-granada-biotita-muscovita das pseudosseções BP149 e BP299, nos quais os valores X_{Fe} da granada diminuem somente com o aumento da pressão e com exceção do campo trivariante estauroлита-granada-biotita-muscovita da pseudosseção da amostra BP002 em que os valores da razão $Ca/(Ca+Na+K)$ para as isopletras de plagioclásio diminuem somente com o aumento da temperatura (Figuras 7.18 a 7.20 e Figuras 7.13 e 7.21).

Vale ressaltar que, com os valores de X_{Fe} das isopletras de todos os minerais e os valores da razão $Ca/(Ca+Fe^{2+}+Mg^{2+})$ para as isopletras da granada diminuindo com o aumento das condições P - T metamórficas, há uma maior participação de Mg na composição química dos minerais. Essa característica é concordante com os perfis de análises químicas nas granadas das rochas estudadas nesta tese, em que é possível observar o aumento do teor do membro-final Piropo ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$) e a diminuição do teor do membro-final grossulária ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$) do centro para as bordas dos grãos analisados, bem como com a ocorrência de biotitas cada vez mais magnesianas do centro para a borda como apresentados no capítulo 6 (Química Mineral – Figuras 6.1 e 6.10).

Uma composição cada vez mais rica em magnésio diminui gradativamente a estabilidade de cloritas ricas em ferro e aumenta o campo de estabilidade da biotita, esta última permanecendo estável em todas as pseudosseções, além de diminuir também a estabilidade da estauroлита, já que o intervalo de valores de X_{Mg} no qual a estauroлита pode se formar é bastante restrito, provocando o desenvolvimento de outros minerais aluminosos característicos em seu lugar, como por exemplo a cianita, conforme a reação (Yardley 2004):



Fato este, concordante com o comportamento microtextural observado em lâminas petrográficas nas estauroлитas que estão presentes nestas amostras sendo substituídas pela cianita (Figura 5.6).

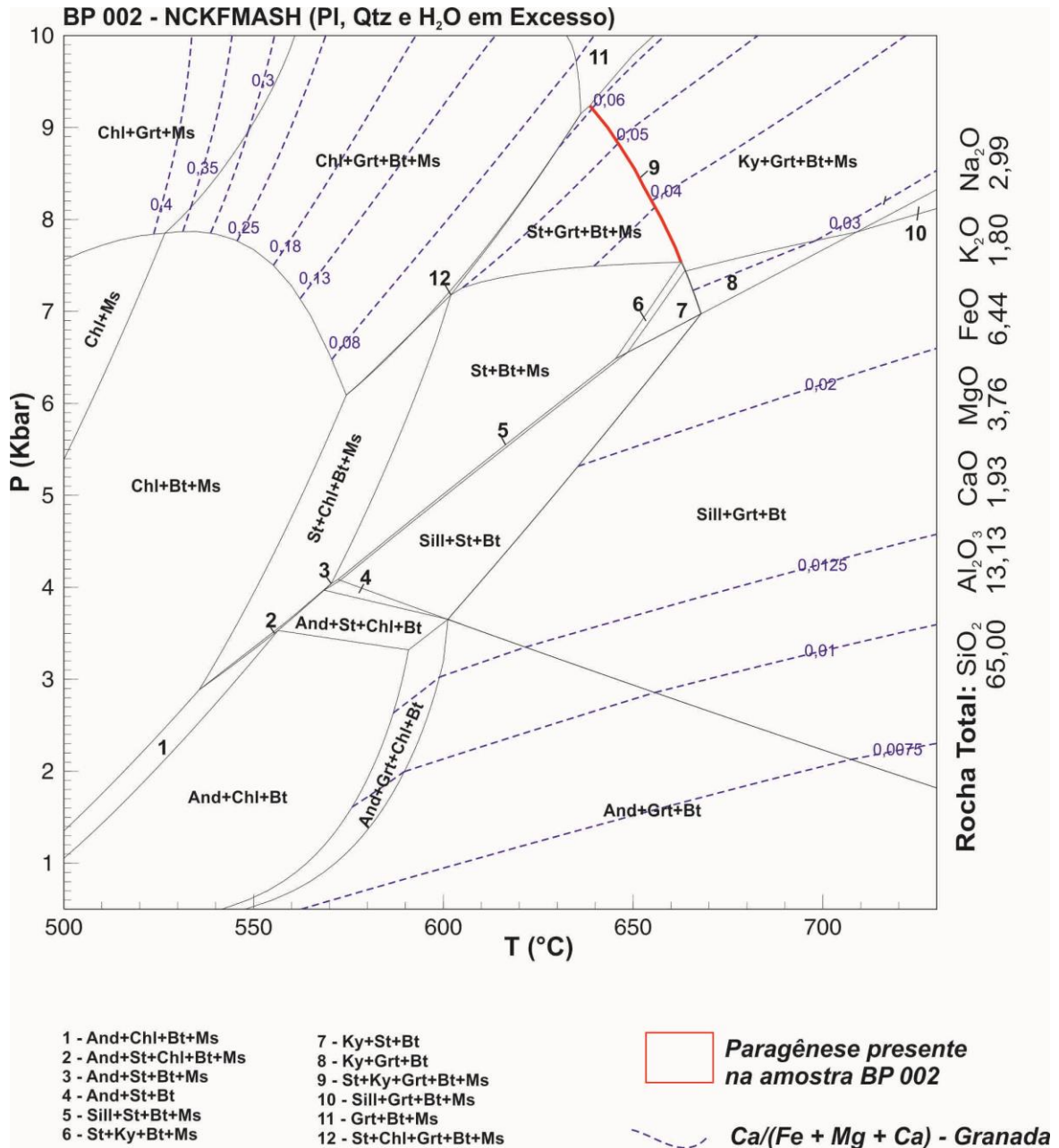


Figura 7.21. Modelagem das isopletras de granada para a composição da amostra BP 002. Variação de Ca# [Ca/(Fe+Mg+Ca)] em granada.

7.4. GEOTERMOBAROMETRIA OTIMIZADA

No procedimento desta metodologia foram escolhidas e tratadas com o programa “AX” as análises químicas das diferentes fases minerais de cinco amostras de micaxistos da Formação Xambioá e uma amostra de anfibolito da Suíte Gabróica Xambíca, para o cálculo das fórmulas estruturais e para obtenção de valores das atividades dos membros finais dos minerais analisados. As condições *P-T* foram calculadas com o programa *THERMOCALC*, no modo *avPT* (*average P-T*), seguindo o protocolo recomendado por Powell & Holland (1994), a partir de um número mínimo de

reações linearmente independentes envolvendo todas as atividades dos membros finais dos minerais envolvidos. Os resultados obtidos estão sintetizados na Tabela 7.3.

Tabela 7.1. Condições P - T obtidas através da gotermobarometria otimizada.

Amostra	Tipo Petrográfico	Paragênese Mineral	P (kbar)	T (°C)
BP002	Micaxisto	St+Grt+Bt+Ms+Qtz±Pl±Ky	8,1 ± 0,54	621 ± 53
BP005	Micaxisto	St+Grt+Bt+Ms+Qtz±Pl±Ky	8,3 ± 0,6	616 ± 17
BP009	Micaxisto	St+Grt+Bt+Ms+Qtz±Pl±Ky	7,94 ± 0,57	658 ± 11
BP149	Micaxisto	St+Grt+Bt+Ms+Qtz±Pl±Ky	7,6 ± 0,6	631 ± 50
BP299	Micaxisto	St+Grt+Bt+Ms+Qtz±Pl±Ky	8,14 ± 0,48	634 ± 12
BP006	Anfibolito	Anf+Pl±Grt±Bt±Qtz	7,13 ± 0,89	543 ± 46

Nesta atividade ressalta-se que o cálculo das condições P - T foi feito com base na composição química de minerais do mesmo sítio textural na lâmina petrográfica, já que associações minerais consideradas em equilíbrio textural não necessariamente representam um equilíbrio químico. Esta metodologia visa escolher as melhores combinações que representem a associação de maior temperatura para as rochas em questão. Assim, foram selecionadas análises de micas e bordas de granada mais magnesianas, bordas de estauroilita, bordas mais cálcicas em plagioclásio, todos dentro do mesmo campo de observação na seção delgada das amostras (BP002, BP005, BP009, BP149 e BP299). Além dessas amostras foi relacionada também um anfibolito (BP006) da Suíte Gabróica Xambica e suas análises de granada, biotita e de plagioclásio seguiram os mesmos procedimentos analíticos das amostras anteriores. O arquivo com os valores composicionais das bordas utilizadas para efeito de cálculo da pressão e temperatura estão em anexo (Anexos O, P, Q, R, S e T).

Os parâmetros P - T foram calculados individualmente, a fim de reduzir as incertezas obtidas e comparar com os cálculos concomitantes para ambas as variáveis. Dessa maneira os cálculos produzem resultados P - T muito próximos dos cálculos feitos de forma separada, mas com valores de incertezas muito maiores, ou seja, com erros grandes (Tabela 7.3).

Os resultados foram integrados e comparados aos resultados adquiridos com as pseudosseções no sistema NCKFMASH das amostras BP002, BP149 e BP299 em um diagrama que apresenta as principais séries de fácies metamórficas de Miyashiro (1961) (Figura 7.22).

Os intervalos dos resultados obtidos no modo *avPT* do *THERMOCALC* para as amostras estudadas apresentaram-se praticamente sobrepostos, em forma de elipses, aos campos da paragênese St+Grt+Bt+Ms+Qtz±Pl±Ky calculados nas pseudosseções construídas para as amostras BP002, BP149 e BP299 (Figura 7.22). As janelas P - T com base nas pseudosseções das amostras estudadas apresentam campos muito pequenos com formas semelhantes a curvas univariantes com vértices definidos com valores P - T aproximados de 9,26 kbar e 638 °C, 7,5 kbar e 662°C, 7,53 kbar e 663 °C

para amostra BP002, 9,01 kbar e 641 °C, 7,68 kbar e 658 °C, 7,67 kbar e 659 °C para amostra BP149, e para a amostra BP299, de 8,85 kbar e 638°C, 7,25 kbar e 660 °C e 7,25 kbar e 661 °C.

Com exceção da amostra BP006, que é um anfibolito, que apresentou uma maior dispersão na comparação dos resultados, as amostras BP005 e BP009 que são similares as amostras BP002, BP149 e BP299, que serviram para a construção das pseudosseções, apresentaram resultados com boa concordância, apesar das pequenas discordâncias em relação aos campos de interesse das pseudosseções contruídas, possibilitando admitir que os valores P - T para a associação $St+Grt+Bt+Ms+Qtz\pm Pl\pm Ky$ são confiáveis em atribuir ao pico metamórfico.

O resultado encontrado na amostra BP009 no modo $avPT$ do *THERMOCALC* com valor de $7,94 \pm 0,57$ kbar e 658 ± 11 °C (Tabela 7.3) apresenta sobreposição excelente em relação ao campo de interesse de estabilidade mineral da pseudosseção BP002 construída e em relação ao resultado via isopleta para pico metamórfico da região (7,9 Kbar e 660 °C), reforçando a confiabilidade dos resultados (Figura 7.22).

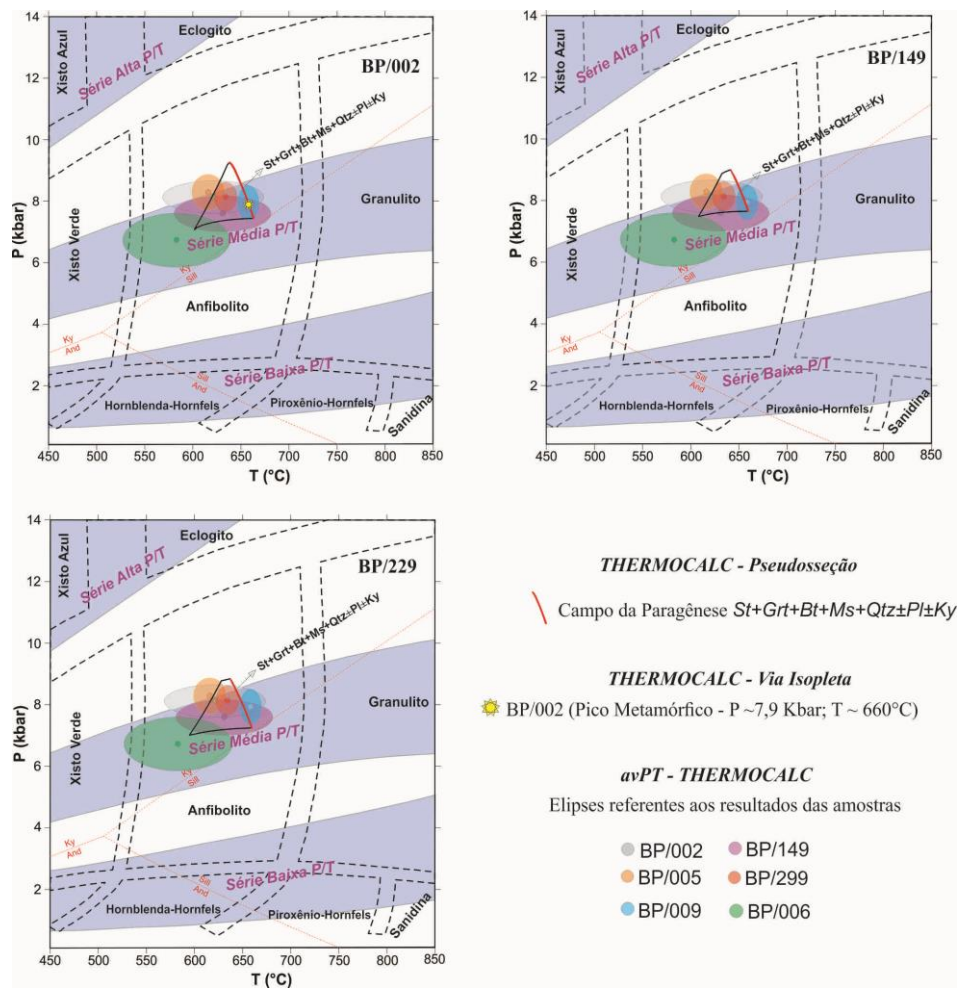


Figura 7.22. Diagramas P - T de fácies metamórficas mostrando os três maiores tipos de séries de fácies metamórficas de Miyashiro (1961) e os resultados integrados obtidos por modelamento metamórfico (pseudosseção), via isopleta e no modo $avPT$ (*average P-T – Geotermobarometria Otimizada*) no *THERMOCALC* das rochas metamórficas do Cinturão Araguaia na região de Xambioá - Araguaianã.

De acordo com o diagrama P - T da Figura 7.22, as amostras situam-se na fácies anfibolito no campo da série média P - T , que é característico de cinturões colisionais continentais (Spear 1995).

7.5. TERMOBAROMETRIA *Hb-Plag*

Neste estudo, se deve considerar, inicialmente, que a composição dos anfibólios cálcicos é altamente suscetível a mudanças nas condições de pressão e temperatura (Laird & Albee, 1981), cálculos das condições P e T do metamorfismo nas rochas metamórficas também foram feitos utilizando o programa *Hb-Plag* de Holland & Blundy (1994). A temperatura é calculada segundo o método Blundy & Holland (1990) e Holland & Blundy (1994) que utilizam a composição do par plagioclásio + anfibólio, sendo a pressão atribuída pelo próprio programa. No caso destes cálculos admite-se os valores de 5 e 10 kbar, sugeridos pelo programa, para avaliação das condições P - T de pico metamórfico.

Vale ressaltar que para os objetivos dos cálculos geotermobarométricos em questão foram selecionadas apenas as bordas dos minerais envolvidos, de acordo com seleção feita na análise petrográfica, com evidências de texturas de equilíbrio entre os minerais.

A amostra selecionada para este estudo geotermométrico é um Granada anfibolito (BP006), apresentando anfibólios cálcicos variando de edenita a ferro-pargasita, do núcleo para a borda, e plagioclásios com teores de anortidade 12 a 19% (Figuras 6.13 e 6.18). Os valores calculados estão apresentados na Tabela 7.4.

Tabela 7.2. Análises químicas de anfibólios e plagioclásios utilizados para cálculos geotermobarométricos com resultados de P e T do metamorfismo utilizando o Geotermômetro Hornblenda – Plagioclásio (Hb-Pl) de Holland & Blundy (1994).

Amostra	BP_6 c5 anf 1.1	BP_6 c5 anf 1.10	BP_6 c5 anf 2.1	BP_6 c5 anf 2.9	BP_6 c6 anf 1.1	BP_6 c6 anf 1.6	BP_6 c6 anf 2.1	BP06 (1) c2 anf 1B	BP_6 c3 anf 1.1	BP_6 c3 anf 2.1	BP_6 c3 anf 2.4
Análise	Borda 1	Borda 2	Borda 3	Borda 4	Borda 5	Borda 6	Borda 7	Borda 8	Borda 9	Borda 10	Borda 11
SiO₂	44.04	44.49	42.78	41.95	44.01	43.37	43.45	43.68	42.30	44.37	43.74
TiO₂	0.30	0.27	0.29	0.32	0.26	0.39	0.35	0.21	0.25	0.25	0.28
Al₂O₃	13.28	12.34	14.68	15.89	13.21	14.61	13.10	13.47	15.28	12.07	12.91
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe₂O₃	6.17	6.05	5.42	4.94	5.81	5.66	6.00	5.75	5.22	5.70	6.11
FeO	13.57	13.87	14.82	14.50	13.73	14.07	14.15	13.16	13.85	14.61	14.15
MgO	9.73	10.27	9.03	8.07	9.35	9.19	9.50	9.37	8.77	10.43	10.11
MnO	0.14	0.22	0.32	0.20	0.20	0.23	0.23	0.18	0.28	0.22	0.18
CaO	9.55	8.41	8.81	10.01	9.12	9.65	8.70	9.55	9.76	7.78	8.12
Na₂O	1.88	1.69	1.89	2.29	1.87	2.13	1.87	1.91	2.20	1.56	1.73
K₂O	0.18	0.15	0.23	0.30	0.22	0.16	0.21	0.19	0.16	0.15	0.19
Total	98.83	97.75	98.27	98.47	97.78	99.46	97.56	97.47	98.05	97.14	97.53
Plagioclásio (X_{Ab})	0.82	0.84	0.82	0.83	0.82	0.83	0.82	0.84	0.84	0.82	0.83
Termobarometria											
P (kbar)	T (°C)	T (°C)	T (°C)	T (°C)	T (°C)	T (°C)	T (°C)	T (°C)	T (°C)	T (°C)	T (°C)
5	644	631	622	600	618	631	639	618	611	629	636
10	669	651	668	663	650	671	665	653	665	649	660

Analisando os resultados, as temperaturas levadas em consideração são as calculadas com a calibração de Holland & Blundy (1994): edenita + 4 quartzo = tremolita + Albita por ser esta reação típica de condição do médio grau da fácies anfibolito. A média das temperaturas calculadas utilizando este geotermômetro é de 625,4 °C e 660,4 °C para as pressões de 5 e 10 kbar, respectivamente. Esse intervalo de temperatura demonstra que os valores P - T dos campos de estabilidade da associação $St+Grt+Bt+Ms+Qtz\pm Pl\pm Ky$ calculadas nas pseudosseções são semelhantes, coerentes e confiáveis enquadrando-as na fácies anfibolito médio da série de média P - T (Figura 7.23).

As composições dos anfibólios da amostra BP006 em relação aos seus principais componentes são plotadas nos diagramas de Laird & Albee (1981), onde se observa que os anfibólios apresentam composições semelhantes (Figura 7.24). Neste diagrama Laird & Albee (1981) mostram as composições de anfibólios cálcicos de cinco terrenos metamórficos, cuja origem está associada a diferentes condições de pressão e temperatura. Dois destes terrenos são de alta pressão (*Sanbagawa* e *Franciscano*), dois de média pressão (*Dalradian* da Escócia e *Haast River* da Nova Zelândia) e um terreno de baixa pressão (*Abukuma* no Japão).

É importante esclarecer que as composições de anfibólios compilados por Laird e Albee (1981) foram coletados de cada terreno ao longo de uma variação de graus metamórficos e em uma variedade de composições; portanto, podendo definir cada campo delineado pelos anfibólios estudados neste diagrama como sendo representantes distintos das séries de fácies metamórficas (Spear 1995).

Os anfibólios da amostra BP006 possuem baixos valores de $Na(M4)$, variando entre 0,145 e 0,287 a.p.u.f., teores relativamente baixos de Al^{IV} (entre 0,057 e 1,832 a.p.u.f.), proporção $Na(\text{sítio A}) + K$ entre 0,004 e 0,483 a.p.f.u. e proporção $Al^{VI} + Fe^{+3} + Ti$ entre 0,045 e 1,582 a.p.f.u. Estes valores são semelhantes às composições de anfibólios relacionadas ao ambiente de média pressão do terreno *Dalradian* na Escócia (Figura 7.24).

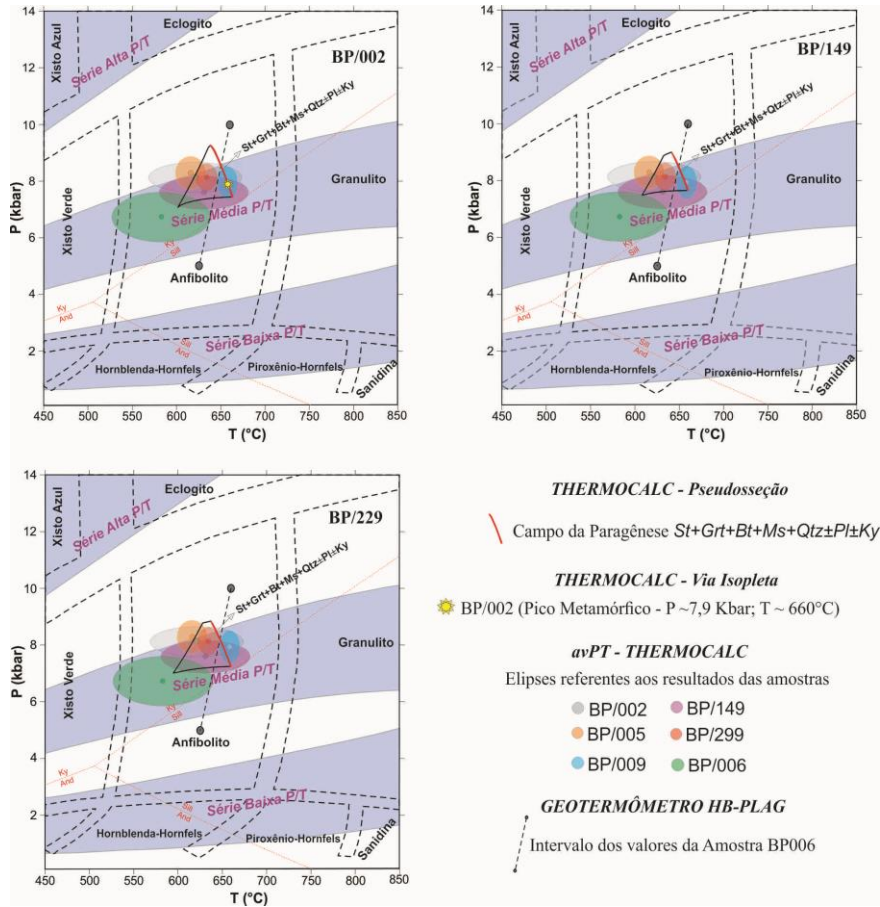


Figura 7.23. Comparação dos resultados das condições P - T calculados pelo *THERMOCALC* de Powell & Holland (1988) e pelo Geotermômetro *Hb-Plag* de Holland & Blundy (1994).

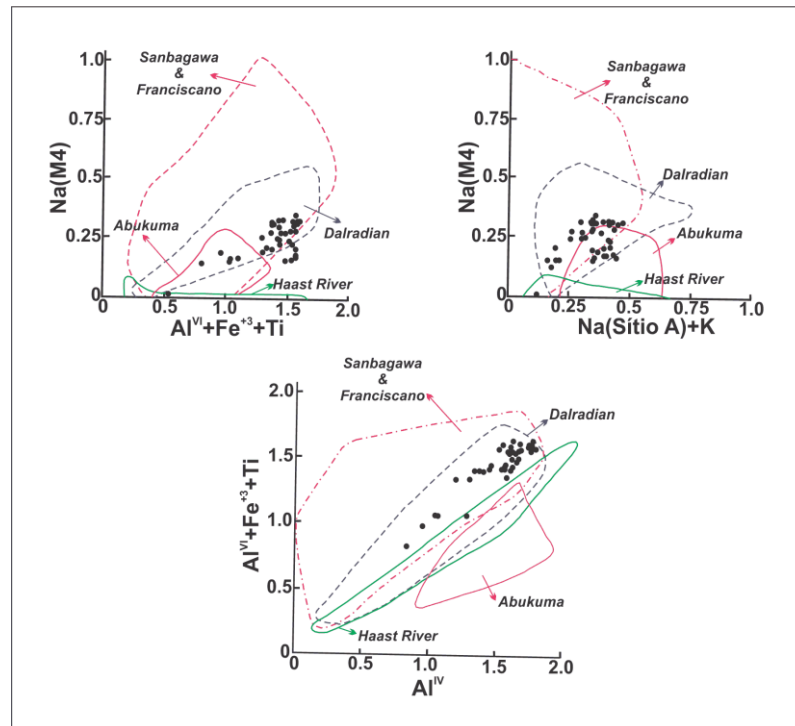


Figura 7.24. Diagramas $Na(M4)$ versus $Al^{VI} + Fe^{+3} + Ti$, $Na(M4)$ versus $Na(\text{Sítio A}) + K$, e $Al^{VI} + Fe^{+3} + Ti$ versus Al^{IV} de anfibólios analisados na amostra BP006 (modificados de Laird & Albee 1981).

8 GEOCROLOGIA Ar - Ar

Os estudos geocronológicos sobre o metamorfismo do Cinturão Araguaia, são incipientes e assistemáticos, todos feitos pelos métodos K-Ar e Rb-Sr nas décadas de 80 e 90, e, pontualmente por datação química U-Th-Pb em monazita.

As idades K-Ar obtidas em biotita, muscovita e hornblenda de xistos e anfibólitos do Grupo Estrondo situam-se entre 560 e 520 Ma e representa provavelmente idades de resfriamento metamórfico (Macambira 1983). Outro registro deste evento metamórfico foi obtido em biotita e muscovita dos gnaisses arqueanos do embasamento do Cinturão Araguaia pelas idades K-Ar por volta de 530 Ma (Macambira 1983); e por idades Rb-Sr em minerais obtidas no Granito Serrote de 536 ± 37 (Souza & Moura 1995). Todas estas idades foram interpretadas como relacionando o metamorfismo do CA no evento termo-tectônico Brasileiro.

Através da datação química U-Th-Pb em monazitas de bitotita xisto feldspático aflorante próximo da cidade de Presidente Kennedy (TO), foi obtida idade de 513 ± 14 Ma (Pinheiro *et al.* 2012) que é mais nova que as idades existentes na literatura para o metamorfismo do Cinturão Araguaia (560 – 520 Ma).

No presente estudo foi realizada datações em minerais pelo método Ar – Ar, apresentados a seguir.

8.1 O MÉTODO Ar - Ar

O método de datação Ar-Ar permite a medição direta do isótopo radiogênico e do isótopo radioativo na mesma amostra, proporcionando maior precisão analítica, bem como a obtenção de idades aparentes em etapas, conforme a fusão gradual do material, e a avaliação do comportamento do argônio radiogênico, possibilitando a identificação de diferentes reservatórios de argônio e a existência de argônio em excesso. Com isto, é possível se ter maior controle do significado dos resultados geocronológicos, identificando possíveis perdas parciais de argônio, argônio em excesso, ou heterogeneidades composicionais, deixando à margem algumas incertezas do método K-Ar, por exemplo, que utiliza a fusão total da amostra, não permitindo o rastreamento das complexidades geológicas registradas na amostra.

O método Ar-Ar se baseia na transformação do ^{39}K em ^{40}Ar durante a irradiação por nêutrons em reator nuclear. Após esta irradiação, o material passa por um período de resfriamento de aproximadamente sessenta dias, para depois ser analisada por aquecimento gradual (*step heating*) num espectrômetro de massa. As razões $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ são proporcionais às razões $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ e à idade da amostra.

8.2 ANÁLISES Ar - Ar

As análises $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ neste trabalho foram realizadas no Laboratório de Ar do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo/IGc/USP), utilizando sistema de extração a laser acoplado a um sistema de purificação funcionando com *Getters SAES-GP50* e Espectrômetro de Massa Multicoletor *Argus VI* (*ThermoScientific*, Bremen, Alemanha), de setor magnético.

No total foram analisadas quatro amostras de biotita de micaxistos, sendo Formação Xambioá (2010-BP/01, 2010-BP/02 e 2010-BP/05) e uma amostra de biotita e uma de anfibólio de um anfibólito da Suíte Xambica (2010-BP/06B e 2010-BP/06A, respectivamente).

Os concentrados de minerais foram inicialmente preparados com o uso de técnicas clássicas de separação em rotina no Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso da Universidade Federal do Pará, e em seguida enviados para o CPGeo/IGc/USP, onde foram selecionados os melhores grãos de biotita e anfibólio para serem analisados.

Os grãos selecionados foram irradiados por fluxo de nêutrons epitermais rápidos no reator de pesquisa IEA-R1 do IPEN/CENEN da Universidade de São Paulo (USP) durante vinte e quatro horas contínuas, juntamente com o padrão internacional (monitor de fluxo) *Fish Canyon* (sanidina, $28.305 \pm 0,0036$ Ma; Renne *et al.* (2010)).

Durante a etapa de análise no espectrômetro de massa, as massas 40 a 36 foram medidas simultaneamente em cinco coletores Faraday (10^{11} ohm para a massa 40, e 10^{12} ohm para as demais massas). A reprodutibilidade durante a sequência de análises (*run SP2*) foi monitorada continuamente através de medidas de Ar atmosférico (*air pippete*, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ weighted mean = 298,5).

As idades aparentes foram calculadas a cada etapa de aquecimento usando um fator $J = 0,00955 \pm 0,00005$, após serem aplicadas as correções para discriminação de massa, interferências nucleogênicas e contaminação atmosférica.

As interpretações dos dados obtidos neste estudo levam em consideração as temperaturas de fechamento dos minerais analisados, comparando-os com os resultados já obtidos pelos outros sistemas geocronológicos. A seguir são apresentados os resultados dessas datações na Tabela 8.1.

Tabela 8.1. Resultados Ar-Ar em biotitas dos micaxistos e biotitas e anfibólitos em anfibólitos do Cianurão Araguaia. Intervalos de aquecimento crescente de 0,2W para a potência do laser aplicada.

Amostra	Tipo Petrográfico	Minerais Analisados	Etapas de Aquecimento	³⁹ Ar Liberado (f39)	Idade Platô (Ma)	Idade Integrada (Ma)	Erro Médio (1 σ)
2010/BP/01-2	Micaxisto	Biotita	10	96%	498,13 \pm 2,68	497,08 \pm 3,21	0,5%
2010/BP/01-3	Micaxisto	Biotita	10	79%	504,53 \pm 3,11	514,78 \pm 3,78	0,6%
2010/BP/02-1	Micaxisto	Biotita	15	90%	508 \pm 2,92	503 \pm 2,81	0,6%
2010/BP/02-2	Micaxisto	Biotita	15	94%	507,39 \pm 2,62	503,81 \pm 2,81	0,5%
2010/BP/02-3	Micaxisto	Biotita	10	79%	504,53 \pm 3,11	514,78 \pm 3,78	0,6%
2010/BP/05-3	Micaxisto	Biotita	15	93%	502,01 \pm 2,5	500,1 \pm 2,72	0,5%
2010/BP/05-4	Micaxisto	Biotita	15	98%	504,14 \pm 2,39	503,5 \pm 2,48	0,5%
2010/BP/05-5	Micaxisto	Biotita	14	92%	503,27 \pm 2,73	505,45 \pm 3,49	0,5%
2010/BP/06A-1	Anfibolito	Anfibólito	10	95%	500,45 \pm 2,39	500,37 \pm 2,31	0,5%
2010/BP/06A-2	Anfibolito	Anfibólito	12	96,38%	502,85 \pm 2,46	502,29 \pm 2,34	0,5%
2010/BP/06A-3	Anfibolito	Anfibólito	9	96%	503,32 \pm 2,61	502,27 \pm 2,37	0,5%
2010/BP/06B-1	Anfibolito	Biotita	15	94%	504,3 \pm 2,68	503,22 \pm 2,78	0,5%
2010/BP/06B-3	Anfibolito	Biotita	15	90%	503,46 \pm 2,94	504,04 \pm 2,73	0,5%
2010/BP/06B-4	Anfibolito	Biotita	15	94%	504,23 \pm 2,94	494,48 \pm 3,07	0,6%

A definição de idade *plateau* considerada seguiu o seguinte padrão: (i) $> 50\%$ ³⁹Ar_K e (ii) número máximo de etapas contíguas com razão ⁴⁰Ar*/³⁹Ar_K coerentes entre si a nível de confiança de 95% (McDougall & Harrison 1999). Nos gráficos, as idades aparentes estão plotadas com erro 1 σ . Os espectros das análises obtidas nos minerais dos xistos feldspáticos (BP001), estaurolita-granada-biotita muscovita xisto (BP002 e BP005) e no anfibolito (BP006) estão apresentados nas Figuras 8.1 e 8.2.

O conjunto de análises ⁴⁰Ar/³⁹Ar resultaram em boa qualidade da datação que estabeleceram um intervalo de idades não superior a 10 Ma. Embora a biotita apresente temperatura de fechamento menor que a do anfibólito, como indicado na Tabela 3.3, entre 260 - 350 °C e 460 - 525 °C, respectivamente, as idades obtidas foram discretamente maiores, porém muito semelhantes, com pequenas diferenças (Tabela 8.1 e Figuras 8.1 e 8.2).

No geral, pode-se dizer que as idades de todas as amostras analisadas apresentaram-se homogêneas com média de idades em torno de 504 Ma, compatível com a transição dos períodos Ordoviciano - Cambriano. Esse valor de idade é mais novo que as idades obtidas pelo método K-Ar de 560 e 520 Ma em biotita, muscovita e hornblenda de xistos e anfibólitos do Grupo Estrondo, e 530 Ma obtidas em gnaisses arqueanos por Macambira (1983), que foram interpretadas como idades de resfriamento durante o metamorfismo do Cinturão Araguaia, que possuem temperaturas de fechamento mineral menores que a do anfibólito para o sistema Ar-Ar (Tabela 3.3).

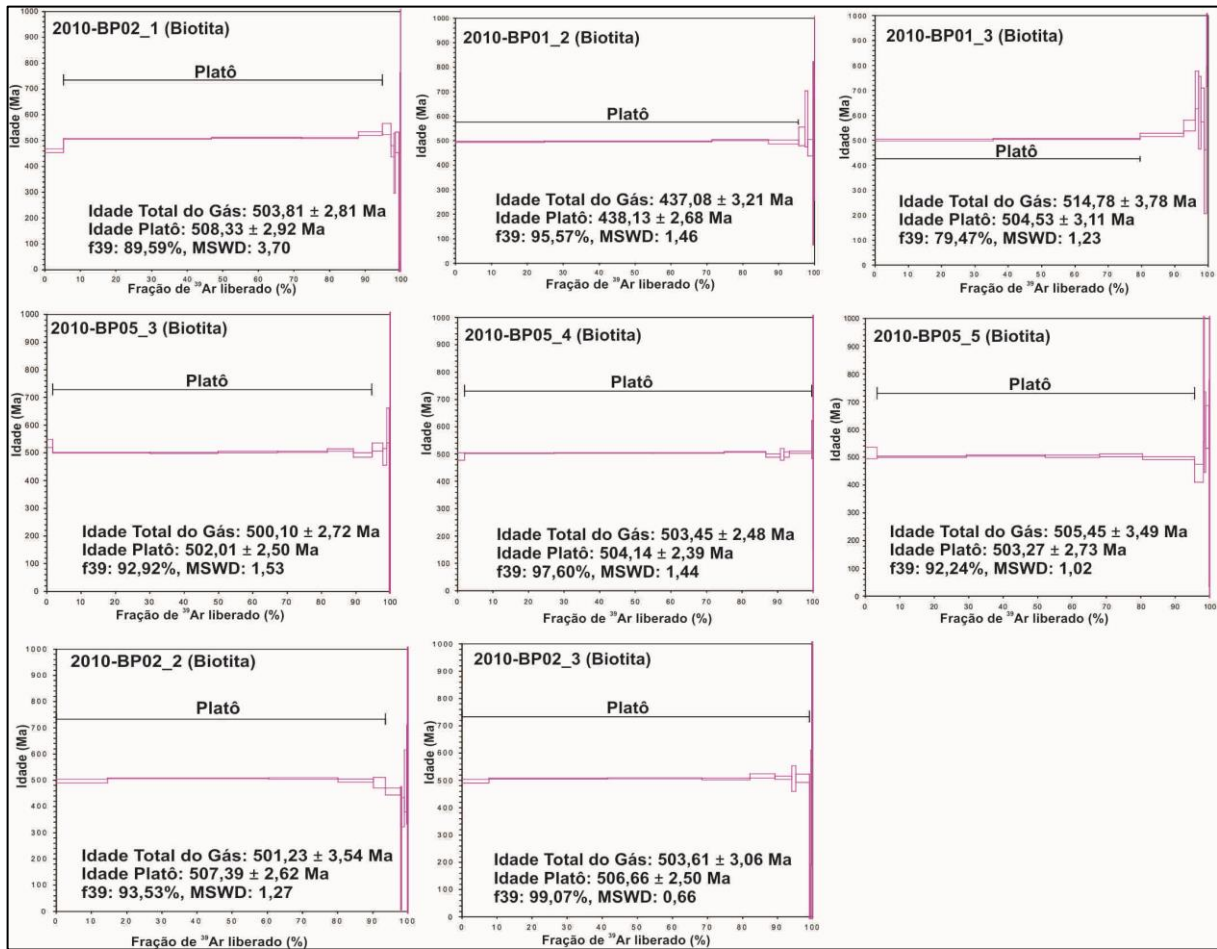


Figura 8.1. Espectros de argônio obtidos em todas as amostras de micaxistos analisadas com suas respectivas idades platôs.

Como já citado neste trabalho, uma vez que a difusão de íons através do retículo cristalino de um mineral é dependente da temperatura, a retenção de um dado isótopo de interesse define a temperatura de fechamento (Dalrymple & Lanphere 1969, Dodson 1979, McDougall & Harrison 1988). Esta temperatura de fechamento é definida para um específico isótopo para um determinado mineral. Se o resfriamento a partir da temperatura máxima atingida pelo metamorfismo foi lento, os minerais de alta T_f terão idades mais antigas. E os minerais com baixas T_f terão idades mais jovens durante um mesmo evento metamórfico (Geraldes 2010).

Geocronologicamente estes resultados podem estar refletindo certa instabilidade do sistema isotópico utilizado ou uma queda brusca da temperatura em algum momento da história metamórfica da região que homogeneizaram os sistemas isotópicos das amostras, ou, ainda, alguma alteração mineralógica não identificada durante a descrição petrológica nos anfibólios do anfibolito ou outros minerais associados não percebidos durante a separação dos minerais para análise que interferiram nos resultados.

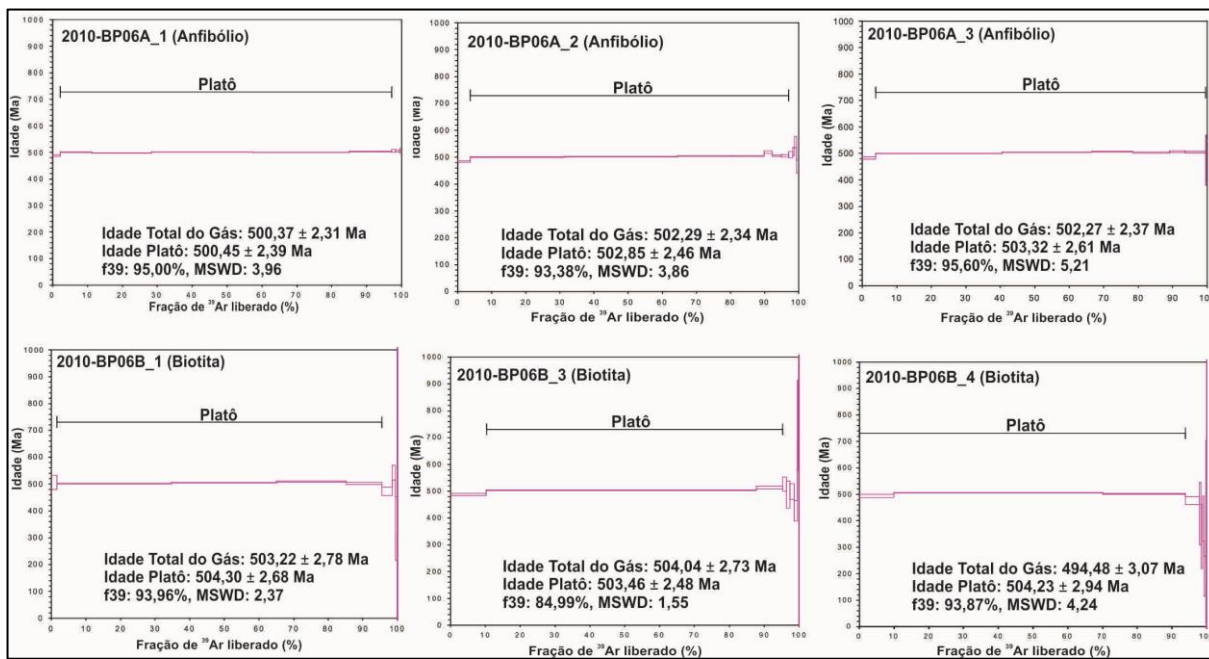


Figura 8.2. Espectros de argônio obtidos nas amostras de anfibólito analisadas com suas respectivas idades platôs.

9. INTEGRAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

9.1 METAMORFISMO DA REGIÃO DE XAMBIOÁ - ARAGUANÃ

O Cinturão Araguaia (CA) é um segmento crustal envolvido no Neoproterozoico situado na porção norte da Província de Tocantins, que se instalou entre os crátons Amazônico e São Francisco – Congo, e junto com os cinturões Brasília e Paraguai tem grande importância na evolução do Gondwana Ocidental. Ele é considerado como participante do megacinturão Trans-Saara como uma extensão no continente sul-americano dos cinturões Rokelides-Bassarides e Dahomeides, a oeste e leste, respectivamente, do Cráton Oeste-Africano (Brito Neves *et al.* 2001).

O CA é constituído por uma sucessão metassedimentar enfeixada no Supergrupo Baixo Araguaia, subdividido nos grupos Estrondo e Tocantins, com complexos ofiolíticos e conjunto de rochas ígneas máficas, graníticas e alcalinas que marcam diferentes estágios de sua evolução (Figura 2.3).

O metamorfismo que atingiu o CA foi definido como do tipo Barrowiano variando em intensidade de oeste para leste, desde condições nulas a incipientes (anquimetamorfismo) até a fácies anfíbolito, cuja variação permitiu a delimitação de um zoneamento regional destacando-se as isogradas da sericita, clorita, biotita, estauroлита e granada (Silva 1980, Gorayeb 1981).

No que diz respeito à evolução metamórfica do CA, existem poucos trabalhos específicos e os existentes são de pesquisas restritas e localizadas direcionadas à cartografia regional, e as condições metamórficas foram estimadas por meio das associações minerais e análises empíricas para a definição do grau, zoneamento metamórfico e fácies e comparações utilizando diagramas *P-T* propostos na literatura.

Em resposta a isso o escopo dessa tese foi direcionado para aprofundar o conhecimento do metamorfismo nesta que é uma das mais importantes áreas, onde se apresentam as condições metamórficas mais elevadas no domínio mais profundo do CA (região de Xambioá-Araguanã). O estudo do metamorfismo dessa região teve como base os levantamentos de campo, análises petrográficas detalhadas, química mineral das principais rochas de composições pelíticas e máficas, que compreendem esta zona de maior grau metamórfico (micaxistos e anfíbolitos). Posteriormente se procedeu a análise por modelamento metamórfico no sistema NCKFMASH e geotermobarometria otimizada, no modo *avPT*, no programa *THERMOCALC* de Powell & Holland (1988) e através também do *software* Hb-Plag de Holland & Blundy (1994), com intuito de identificar sua evolução e suas condições *P-T* de pico metamórfico. Além disso, o estudo foi finalizado com a datação do metamorfismo através do método Ar-Ar em biotita e anfíbólio.

O estudo petrográfico-mineralógico realizado nessas rochas identificou as principais paragéneses minerais abaixo indicadas como os respectivos grupos composicionais.

- **Pelitos:**
 - a) $St + Grt + Bt + Ms + Qtz \pm Pl (An_{12-31}) \pm Ky; e$
 - b) $Grt + Bt + Ms + Qtz \pm Pl (An_{17-25});$
- **Semi-Pelitos:**
 - a) $Bt + Ms + Qtz + Pl (An_{17-25}) \pm Ep \pm Carb$
- **Rochas Máficas:**
 - a) $Hb + Grt + Bt + Pl(An_{12-25}) \pm Ttn; e$
 - b) $Hb + Pl(An_{38-42}) + Grt \pm Esc$

Pamplona e Gorayeb (2010), com base nestas associações minerais presentes, como citadas acima, sugeriram que a região de Xambioá-Araguanã atingiu condições metamórficas na fácies anfibolito médio com estimativas de temperatura entre 550° a 580° C e pressões da ordem de 6 a 7 Kbar para o pico metamórfico regional.

Segundo Yardley (2004) e Spear (1995) as rochas de composições pelíticas e máficas respondem de forma diferente em relação as variações nas condições de temperatura e pressão dentro da escala zonal Barrowiana. De acordo com estes autores, as rochas pelíticas são as mais sensíveis às variações de temperatura e pressão, e por isso, quaisquer mudanças dessas variáveis intensivas contribuem para o desencadeamento de reações metamórficas e, conseqüentemente, formação de minerais índices que caracterizam o grau metamórfico atingido em uma determinada região. Por outro lado, rochas máficas, exceto em grau muito baixo, são menos sensíveis a essas mudanças e, portanto, as zonas que suas associações minerais definem representam um intervalo mais amplo de condições possíveis de formação. Nesse sentido, as rochas de composição máfica são menos úteis que os pelitos como indicadores metamórficos. Contudo, pelitos verdadeiros não são abundantes em muitos terrenos metamórficos e as detalhadas zonas identificadas em pelitos raramente podem ser traçadas acuradamente mediante outros tipos litológicos, enquanto que as rochas máficas são encontrados na maioria dos cinturões metamórficos, e as zonas identificadas na maior parte das outras rochas podem ser correlacionadas com as zonas das rochas de composição máfica.

Pelo fato das reações contínuas durante a evolução metamórfica resultarem em modificações químicas dos anfibólios cálcicos em rochas de composição máfica, Laird & Albee (1981) apresentaram uma série de diagramas relativos à composição dos anfibólios, que permitiram a dedução do regime aproximado de pressão e temperatura de formação das rochas de composição máfica, por meio da comparação direta com áreas onde as condições de metamorfismo são conhecidas de forma independente, em função das rochas pelíticas.

Nas rochas da região de Xambioá-Araguanã as associações minerais em metapelitos são muscovita, biotita, estauroлита, granada e cianita, e andesina, hornblenda, granada e escapolita em rochas máficas de modo que as condições metamórficas alcançadas pela região atingiu a zona da

estauroлита, granada e cianita na fácies anfibolito médio. Além desse quadro de minerais índices, são registrados nos micaxistos da região, principalmente nos xistos feldspáticos, feições migmatíticas isoladas, caracterizando estrutura do tipo *patch*, com neossomas constituídas de quartzo e K-feldspato. Isto é indicativo de anatexia associada ao pico metamórfico ocorrido na região. Além disso, são registrados pequenos corpos graníticos encaixados nos xistos e quartzitos como na borda nordeste e leste da área.

Segundo Sawyer (2008), em migmatitos com estrutura do tipo *patch*, a primeira feição morfológica que se desenvolve durante o processo de fusão, que marca o início da fusão, relacionado ao aumento do grau metamórfico. De acordo com este autor, esta estrutura começa a se desenvolver em rochas hidratadas por volta de 650 °C.

Com base na petrografia, nas relações texturais e microestruturais observadas em duas amostras de estauroлита-granada-biotita-muscovita xistos, diferentes gerações minerais ocorreram durante a evolução metamórfica da região, marcados temporalmente de acordo com suas relações com a xistosidade (S_1) e com a crenulação (S_2): três gerações de biotita (Sin- S_1 , Sin- S_2 e Tardi-pós- S_2), três gerações de estauroлита (Sin- S_1 , Sin- S_2 e Tardi-pós- S_2), duas gerações de muscovita (sin- S_1 e sin- S_2); duas gerações de granada (Sin- S_1 e Pós- S_2); e a formação de clorita Tardi-pós S_2 , o que sugere a ocorrência de pelo menos dois episódios metamórficos dentro de um único ciclo metamórfico.

As análises químicas minerais reforçaram a indicação destes dois episódios metamórficos e mostraram que a primeira geração mineral (Sin- S_1), com estabilidade de biotita e estauroлита Sin- S_1 apresentam, respectivamente, valores de Ti e Mg ligeiramente maiores que suas outras gerações, e com a ocorrência de cianita Sin- S_1 , é a geração de mais alta temperatura, após o que estabiliza a geração mineral Pós- S_2 , devido a presença da granada e estauroлита que indicam manutenção da temperatura alta durante a formação de S_2 , que é constituída apenas pelas micas.

Os resultados de química mineral mostraram também que a composição da granada das seis amostras estudadas, tanto das cinco amostras de estauroлита-granada-biotita xisto como da única amostra de anfibolito, é dominada pela molécula almandina, a qual é seguida por piropo, espessartita, grossulária e andradita, ocorrendo aumento de Fe^{+2} e Mg dos núcleos para as bordas, com concomitante diminuição de Mn e Ca, o que indica aumento nas condições de temperatura e pressão durante o desenvolvimento do mineral.

A composição das biotitas aponta tipos mais magnesianos, na transição biotita-flogopita, típicas de temperaturas mais elevadas, e a composição da estauroлита do núcleo para a borda se enriquecendo em Fe^{+2} e se empobrecendo em Mg, o que sugere reações com os minerais da matriz e/ou com as micas ou nos contatos com as granadas.

O modelamento metamórfico no sistema NCKFMASH resultou em pseudosseções com topologias semelhantes, sugerindo condições metamórficas máximas em que elas foram submetidas,

para gerar a paragênese $St + Grt + Bt + Ms + Qtz \pm Pl \pm Ky$, dentro de uma janela $P-T$ com pressões que variam entre 7 e 9,3 kbar e temperatura entre 630 e 665°C. Os modelos de isopletras composicionais dos minerais calculados nas pseudosseções indicam uma maior participação do Fe e Mg e menor participação de Ca na composição dos principais minerais, conforme o aumento das condições $P-T$ metamórficas na região, compatível com os resultados de química mineral apresentados nesta tese. Os cálculos das isopletras com plagioclásio e granada apresentaram-se como bons indicadores das condições de metamorfismo, com valores de 7,9 kbar e 660 °C, na qual a variação núcleo-borda de Ca e Na em cristais de plagioclásio e a variação núcleo-borda nos teores de ferro nas granadas mostram trajetória metamórfica progressiva até o pico metamórfico ocorrido na região.

As estimativas $P-T$ obtidas no modo *avPT* do *THERMOCALC* em todas as amostras selecionadas, assim como no *software* Hb-Plag no anfibolito, apresentaram-se coerentes e consistentes com os cálculos das condições de pico metamórfico via *THERMOCALC* para as rochas da região de Xambioá-Araguanã, embora haja discrepâncias dos resultados calculados. Todos os resultados $P-T$ calculados são compatíveis com o campo da fácies anfibolito médio da série média $P-T$, típico de ambiente de cinturões orogênicos continentais e, portanto, característicos de colisões continentais segundo Spear (1995). Condições metamórficas estas reforçadas com os resultados de química mineral dos anfibólitos cálcicos que sugerem as mesmas condições de média pressão do terreno de *Dalradian* da Escócia (Figura 7.24) (Laird e Albee 1981).

Estes resultados $P-T$ obtidos neste estudo são concordantes com as condições metamórficas estimadas de ~650 °C de temperatura e pressões maiores que 6 kbar por Abreu *et al.* (1994), que se basearam na identificação de bolsões quartzo-feldspáticos e pequenos corpos graníticos sin-tectônicos em áreas restritas do Cinturão Araguaia, para as rochas do Grupo Estrondo na região de Paraíso do Tocantins. Por outro lado, maiores que as condições estimadas por Alves (2005) que sugeriu 530 a 580 °C de temperatura e pressão de 5 a 7 kbar para o pico metamórfico da região de Xambioá. Além disso, estes resultados obtidos estão dentro da faixa de temperatura de 650 °C estimada por Sawyer (2008) para o início do processo anatético, com a formação de estruturas migmatíticas tipo “*Pacth*”, que são feições morfológicas que ocorrem em forma de pequenos veios e bolsões quartzo-feldspáticos *in situ*, que são identificadas em áreas restritas na região em estudo.

Geocronologicamente, a idade absoluta do evento metamórfico no Cinturão Araguaia ainda não está bem definida, sendo admitido um intervalo entre 530 e 550 Ma para o pico metamórfico que coincidem com as idades de alojamento de plútons graníticos sin-tardi-tectônicos tidos como contemporâneos ao metamorfismo.

Como mencionado anteriormente, poucos dados geocronológicos prévios foram feitos nessa região, a maioria pelo método K-Ar, que não é muito apropriado para a datação desses tipos de rochas, já que as perdas ou excessos de argônio não podem ser determinados (Dallmayer & Takasu 1992;

Clauer & Chauduri 1999 *apud* Geraldes 2010). No entanto, as idades obtidas pelo método K-Ar entre 560 a 520 Ma foram interpretadas como relacionando o metamorfismo do CA no ciclo Brasileiro.

As idades Ar-Ar em minerais obtidas nos metapelitos e anfibolitos nesta tese foram semelhantes entre elas, por volta de 504 Ma, e elas são interpretadas como idade de resfriamento, e o auge do metamorfismo da fácies anfibolito possui uma idade mais antiga na interface Neoproterozoico-Paleozoico, pois as idades Ar-Ar são mais jovens que as idades K-Ar. Esses valores também são semelhantes aos valores obtidos em em monazitas de biotita xisto feldspático por química mineral U-Th-Pb, na região de Presidente Kennedy, de 513 ± 14 Ma interpretada apenas como uma idade mais jovem do que a média das idades avaliadas para o metamorfismo do Cinturão Araguaia (550 – 530 Ma) (Pinheiro *et al.* 2012).

10 CONCLUSÕES

O levantamento geológico de campo, aliado aos dados petrográficos, de química de rocha e mineral obtidos para amostras de micaxistos e anfibolito evidenciam que as condições metamórficas alcançadas no Cinturão Araguaia na região de Xambioá-Araguanã atingiu as zonas da estauroлита, granada e cianita em condições da fácies anfibolito médio de média P - T .

As relações temporais entre os principais minerais das amostras de micaxistos com as principais estruturas geradas (xistosidade $-S_1$, clivagem de crenulação $-S_2$), indicam três gerações de biotita ($Sin-S_1$, $Sin-S_2$ e Tardi-pós- S_2), três gerações de estauroлита ($Sin-S_1$, $Sin-S_2$ e Tardi-pós- S_2), duas gerações de muscovita ($sin-S_1$ e $sin-S_2$); duas gerações de granada ($Sin-S_1$ e Pós- S_2); e no caso da clorita geração pós- S_2 . Isto sugere a ocorrência de pelo menos dois episódios metamórficos dentro de um único ciclo metamórfico.

A ocorrência de cianita contemporânea somente a S_1 e as análises químicas de biotita e estauroлита $Sin-S_1$ com teores ligeiramente maiores em Fe e Ti do que suas respectivas gerações $Sin-S_2$ e Pós- S_2 , indica que os minerais formados $sin-S_1$ são as de mais alta temperatura, indicando o pico metamórfico na região.

Em relação à química mineral, os dados analíticos de granada das amostras estudadas é dominada pela molécula almandina, a qual é seguida por piropo, espessartita, grossulária e andradita, ocorrendo aumento de Fe^{+2} e Mg do núcleo para a borda dos cristais, com concomitante diminuição de Mn e Ca, o que indica aumento nas condições de temperatura e pressão durante o desenvolvimento do mineral, fato que é refletido nas composições das biotitas apontando tipos mais magnesianos.

A similaridade composicional entre os micaxistos estudados foi refletida na topologia das pseudosseções do sistema NCKFMASH calculadas para as amostras BP002, BP249 e BP299. A modelagem metamórfica, aliada aos cálculos de geotermobarometria otimizada e pelo geotermômetro $Hb-Pl$, mostra que o pequeno campo de estabilidade divariante definida pela associação $St+Grt+Bt+Ms+Qtz\pm Pl\pm Ky$ representa as condições de pico metamórfico, situando-se dentro de uma janela P - T com pressão entre 7 e 9,3 kbar e temperatura entre 630 e 665°C. Os cálculos de isopletras de plagioclásio e granada na amostra BP002 possibilitaram admitir que as condições estimadas de pico metamórfico, com pressão de aproximadamente 8 kbar e temperatura de ~660 °C foram atingidas para a paragênese dessa amostra no domínio do campo divariante $Ky+St+Grt+Bt+Ms$, com uma trajetória evolutiva progressiva do tipo bária, com regressões da temperatura.

As idades Ar-Ar em minerais obtidas nos metapelitos e anfibolitos nesta tese foram interpretadas como idade de resfriamento (~504 Ma), sugerindo que o auge do metamorfismo na fácies anfibolito possui idade mais antiga na interface Neoproterozoico-Paleozoico, pois as idades Ar-Ar são mais jovens que as idades K-Ar já existentes na região de 560 e 520 Ma.

Diante de todos esses dados o metamorfismo do Cinturão Araguaia está relacionado a uma tectônica colisional no final do Neoproterozoico no Ciclo Brasileiro, caracterizando um metamorfismo progressivo com pelo menos três etapas evolutivas representadas pela blastese mineral contemporânea a xistosidade (S_1), outra contemporânea a clivagem de crenulação (S_2) e outra posterior a clivagem de crenulação representando o retrometamorfismo pelo arrefecimento regional da área, com auge metamórfico associado a primeira etapa evolutiva.

REFERÊNCIAS

- Abreu, F. A. M. 1978. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: Congresso Brasileiro de Geologia 30, Recife, Anais. Sociedade Brasileira de Geologia, 2, 539–545.
- Abreu, F. A. M.; Gorayeb, P.S.S.; Hasui, Y. 1994. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In: Simp. Geol. Amaz., 4., Belém., Actas. Belém: SBG, p.1-4.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B. & Fuck, R. A. 1981. Brazilian structural provinces; na introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1–29.
- Alvarenga, C.J.S.; Moura, C.A.V.; Gorayeb, P.S.S.; Abreu, F.A.M. 2000. Paraguai and Araguaia belts. . In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p 183-193.
- Alves, C.L. 2005. Petrografia, geoquímica e geocronologia do Granito Ramal do Lontra e sua relação com a tectônica e metamorfismo do Cinturão Araguaia, Xambioá (TO). Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém., 120f. (Dissertação de Mestrado).
- Arcanjo, S.H.S.; Moura, C.A.V. 2000. Geocronologia Pb-Pb em Zircão (Método de Evaporação de Pb) das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia – região de Paraíso do Tocantins (To). *Revista Brasileira de Geociências*, v.30, n.4, p. 665-670.
- Berman, R. G. & Brown, T. H., 1985 Heat capacity of minerals in the system Na₂O–K₂O–CaO–MgO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–Si₂O–TiO₂–H₂O–CO₂: representation, estimation, and high temperature extrapolation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(2-3), 168-183.
- Berman, R. G., 1988. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O–K₂O–CaO–MgO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–Si₂O–TiO₂–H₂O–CO. *Journal of Petrology*, 29(2), 445-522.
- Blanckenburg F.V., Villa I. M., Baur H.,Morteani G., Steiger R.H. 1989.Time calibration of a PT-path from the western Tauern Window, Eastern Alps: The problem of closure temperatures, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**:1–11.
- Blundy JD, Holland TJB .1990.Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer.*Contribution to Mineralogy and Petrology*.**104**:208-224.
- Brito NEVES, B. B. & Cordani, U. G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic Precambrian Research, 53, 23–40.
- Burton K.W., O’Nions R.K. 1991. High-resolution garnet chronometry and the rates of metamorphic processes: *Earth and Planetary Science Letters*, **107**: 649–671.
- Cliff, R. A. 1985. Isotope dating in metamorphic belts.*J. Geol. Soc. Lond.* **142**:97-110.
- Compston, W. Jeffery P.M. 1959.Anomalous common strontium in granite.*Nature*, **184**:1792)3.
- Connolly, J.A.D., 1990. Multivariable phase-diagrams - an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science* 290:666-718.
- Costa, J.B.S.; Gorayeb, P.S.S; Bemergury, R.L.; Gama JR., T.; Kotschoubey, B.; Lemos, R.L. 1983. Projeto Paraíso do Norte. Relatório Final. DNPM/UFGPA, Belém, 125p.
- Costa. J. B. S.; Hasui, Y.; Gorayeb, P. S. S. 1988. Relações estruturais entre a Faixa Araguaia e o Maciço Goiano na região de Paraíso do Norte – Gurupi, GO. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 35., Camboriú, 1988. Anais... Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, v.2, p. 720-728.
- Cruz, V. L.; Gorayeb, P. S. S., 2008. Geologia, petrografia e significado do complexo ofiolítico Morro do Augustinho na evolução do Cinturão Araguaia. In: *44º Congresso Brasileiro de Geologia*, Curitiba. Anais do Congresso. Curitiba: SBG- Núcleo Paraná, v. 1, p. 87-87.
- Dale J., Holland T., Powell R. 2000. Hornblende-Garnet-Plagioclase thermobarometry: a Natural Assemblage Calibration of the Thermodynamics of Hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **140**: 353-362.
- Dall’Agnol, R.; Teixeira, N.P.; Macambira, J.B.; Kotschoubey, B.; Gorayeb, P.S.S.; Santos, M.D. 1988. Geologia da Folha SC-22. Tocantins. In: Projeto RADAMBRASIL. DNPM, Rio de Janeiro, v.22, p. 21-196.
- Dalrymple G.B., Lanphere M.A. 1969. *Potassium-argon dating: Principles, techniques, and applications to geochronology*. San Francisco, W.H. Freeman and Co., 258 p.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. (1966) *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*: New York, John Wiley and Sons, 528p.

- Dempster T. J., Tanner P. W. G. 1997. The biotite isograd, Central Pyrenees: a deformation-controlled reaction. *J. Metamorphic Geol.*, 15:531–548.
- Dodson M.H. 1979. Theory of cooling ages. In: Jager, E. and Hunziker, J. C. (Eds) *Lectures in Isotope Geology*. Springer, p.194-202.
- Dodson M.H. 1986. Closure profiles in cooling systems. *Materials Science Forum*, 7:145-53.
- Dodson M.H., McClelland-Brown E. 1985. Isotopic and palaeomagnetic evidence for rates of cooling, uplift and erosion. In: Snelling N. J. (ed.) *The chronology of the geological record. Memoirs of the Geological Society*, London, 10:315-25.
- Dodson, M. H. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 40:259-74.
- Eiler J.M., Valley J.W., Baumgartner L.P. 1992. A new look at stable isotope thermometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57:2571–2583.
- England, P. C. & Thompson, A. B., 1984. Pressure Temperature Time Paths of Regional Metamorphism. 1. Heat-Transfer During the Evolution of Regions of Thickened Continental-Crust. *Journal of Petrology*, 25 (4), 894-928.
- Eskola P. 1939. Die metamorphen Gesteine. In: Barth T.F.W., Correns C.W., Eskola P. *Die Entstehung der Gesteine*. Springer, Berlin, 422 p.
- Eskola P., 1915. On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. *Comm. geol. Finlande Bull.*, 44:109-145.
- Evans, T. P., 2004. A method for calculating effective bulk composition modification due to crystal fractionation in garnet-bearing schist: implications for isopleth thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 22(6), 547-557.
- Fairbairn.H.W. 1961. Summary of discussion of geochronology of proterozoic granites in northern territory, Australia, *Annals of New York Academy of Science* 521p.
- Fleet, M.E., 2003. *Rock-Forming Minerals Vol. 3A: Micas*. The Geological Society, London.
- Foster M. D. 1960. Interpretation of the compositions of trioctahedral micas. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 354:11-48.
- Geraldes, M. C. 2010. *Introdução à geocronologia*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. Série textos N° 7, 146p.
- Goarayeb, P. S. S.; Moura, C. A. V.; Barros, G. R. 2000. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional High-Grade Metamorphic Terrain, Northern portion of the Goiás Massif, Central-Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 215-224.
- Goarayeb, P.S.S. ; Moura, C.A.V. 2008. Investigation of magmatic events in the Tocantins Province-Northern Brazil using Sm-Nd TDM ages and Pb-evaporation zircon ages of granitic rocks. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, San Carlos Bariloche. Book of Abstracts. Buenos Aires : INGEIS, v. 6.
- Goarayeb, P.S.S. 1981. *Evolução geológica da Região de Araguacema-Pequizeiro*. Goiás-Brasil. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém, 100f. (Dissertação de Mestrado).
- Goarayeb, P.S.S. 1989. *Corpos Serpentinicos da Faixa Araguaia na Região de Araguacema-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará)*. *Revista Brasileira de Geociências*. n. 19, p. 51 – 62.
- Goarayeb, P.S.S. 1996. *Petrologia e evolução estrutural das rochas de alto grau de Porto nacional – TO*. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 258p.
- Goarayeb, P.S.S.; Alves, C.L. 2003. Superposição tectono-metamórfico do Cinturão Araguaia no embasamento arqueano na região de Xambioá e Aruanã (TO). In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 9, Búzios, Bol. Resumos, p. 84-85.
- Goarayeb, P.S.S.; Moura, C.A.V.; Calado, W.M. 2004. Suíte Intrusiva Xambica: Um Magmatismo Toleítico Neoproterozóico Pré-tectônico no Cinturão Araguaia. In: *Congresso Brasileiro de Geologia – EXPOGEO*, 42, Araxá – MG. *Exposição Brasileira de Geologia. Recursos Minerais e Desenvolvimento Socioeconômico: recursos expandidos*. 1 CD-ROM (Sessão Temática).
- Goarayeb, P.S.S.; Moura, C.A.V.; Calado, W.M.; Kotschoubey, B. 2002. Idades Paleoproterozóicas e Zircão dos Pillows Basaltos da Serra do Tapa (Cinturão Araguaia) – Município de Sapucaia – PA. In: *Simpósio De Geologia Da Amazônia*, 6., Manaus, CD-ROM.
- Grässner T., Schenk V. 1999. Low-pressure metamorphism of Palaeozoic pelites in the Aspromonte, southern Calabria: constraints for the thermal evolution in the Calabrian crustal cross-sections during the Hercynian orogeny. *Journal of Metamorphic Geology* 17:157–172.

- Harrison T.M. 1981. Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. *Contrib. Mineral. Petrol.* **78**: 324-331.
- Harrison T.M., Armstrong R.L., Naeser C.W. and Harakal J.E. 1979. Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near Prince Rupert, *British Columbia. Can. J. Earth Sci.* **16**: 400-410.
- Harrison T.M., Duncan I, McDougall I. 1985. Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**:2461–2468.
- Hasui, Y., Costa, J. B. S. & Abreu, F. A. M. 1984a. Província Tocantins-Setor setentrional. In: Almeida, F. F. A. & Hasui, Y. (eds) O Precambriano no Brasil. Edgard Blucher, São Paulo, 137–204.
- Hasui, Y., Costa, J. B. S., Gorayeb, P. S. S., Lemos, R. L. L., Gama, T., JR. & Bemerguy, R. L. 1984b. Geologia da região de Paraíso do Norte de Goiás, GO. In: Congresso Brasileiro de Geologia 33, Rio de Janeiro, Anais, 5, Sociedade Brasileira de Geologia. 2220–2233.
- Hasui, Y.; Tassinari, C.C.G.; Siga, JR., O.; Teixeira, W.; Almeida, F.F.M.; Kawashita, K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 31., Camboriú, *Anais...*, v. 5., p.2659-2667.
- Hasui, Y. 2013. *Geologia do Brasil*. Ed. Beca, São Paulo, 900p.
- Hawthorne, F. C., Ungaretti, I., Obert, R., Caucia, F., Callegari, A., 1993a. The crystal chemistry of staurolite; I, Crystal structure and site populations. *Can Mineral*, **31**(3), 521-532.
- Hawthorne, F. C., Ungaretti, I., Obert, R., Caucia, F., Callegari, A., 1993b. The crystal chemistry of staurolite; II, Order-disorder and the monoclinic – orthorhombic phase transition. *Can Mineral*, **31**(3), 583-595.
- Heaman L.M., Parrish R.R. 1991. U-Pb geochronology of accessory minerals. In: L. Heaman and J.N. Ludden (Eds), Applications of radiogenic isotope systems to problems in Geology, **19**:59–102.
- Holdaway M. J. 2000. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist* **85**:881–892.
- Holdaway, M. J., 2004. Optimization of some key geothermobarometers for pelitic metamorphic rocks. *Mineral Mag*, **68**(1), 1-14.
- Holland, T. & Blundy, J. 1994. Non-Ideal Interactions in Calcic Amphiboles And Their Bearing On Amphibole-Plagioclase Thermometry. *Contributions To Mineralogy And Petrology*, **116**, 433-447.
- Holland, T. & Powell, R., 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2. Data and results. *Journal of Metamorphic Geology*, **3**(4), 343-370.
- Holland, T. J. B. & Powell, R. 1998. An Internally Consistent Thermodynamic Data Set For Phases of Petrological Interest. *Journal of Metamorphic Geology*, **16** (3), 309-343.
- Hollister L.S. 1966. Garnet zoning: an interpretation based on Rayleigh fractionation model. *Science*, **154**:216-223.
- Jager E. 1965. Rb-Sr age determinations on minerals and rocks from the Alps. - *Sci. Terre*, **10**:397–407.
- Jager, E. Niggli, E. and Wenk, E. 1967. Rb/Sr altersbestimmungen an glimmern der Zentralalpen. *Beitr. Geol. Karte Schweiz N. F.*, **134**:1-67.
- Jenkin G.R.T., Rogers G., Fallick A.E., Farrow, C.M. 1995. Rb-Sr closure temperatures in bi-mineralic rocks: A mode effect and test for different diffusion models: *Chemical Geology (Isotope Geoscience)*, **122**: 227–240.
- Johnson, T. & Brown, M. 2004. Quantitative Constraints On Metamorphism In The Variscides Of Southern Brittany – A Complementary Pseudosection Approach. *Journal of Petrology*, **45**:1237-1259.
- Klein, E. L. & Moura, C. A. V. 2008. São Luís Craton and Gurupi Belt (Brazil): possible links with the West African Craton and surrounding Pan-African belts. 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, **294**, 137–151.
- Kotshoubey, B.; Hieronimus, B.; Rodrigues, O.B.; Amaral, R.T. 1996. Basaltos e Serpentinóis da Área da Serra do Tapa (PA). Prováveis Testemunhos de um Complexo Ofiolítico Pouco Evoluído e Desmembrado. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador – BA, *Actas*. Salvador, SBG, v.6, p. 25-28.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**(1-2), 277-279.

- Lafon, J.M.; Macambira, J.B.; Macambira, M.J.B.; Moura, C.A.V.; Gaudette, H.E.; Souza, A.C.C. 1990. A Faixa de Dobramentos Araguaia (TO): novos dados geocronológicos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, *Sociedade Brasileira de Geologia*, 34, Natal-RN, *Anais...* Natal: SBG. v.5, p. 2550 – 2563.
- Lasaga A.C., Richardson S.M., Holand H.D. 1977. The mathematics of cation diffusion and exchange between silicate minerals during retrograde metamorphism. In: S. K. Saxena & S. Bhattacharji (eds.), *Energetics of Geologic Processes*. Springer-Verlag, New York.
- Leake B.E., Woolley R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker .E.JW , Youzhi G. 1997. Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineralogy* **35**:219-246.
- Lenz, C. 2006. Evolução Metamórfica dos Metapelitos da Antiforme Serra dos Pedrasas: Condições e Idade do Metamorfismo. Universidade do Rio Grande Sul. Instituto de Geociências. Porto Alegre, 129f (Dissertação de Mestrado).
- Macambira, J.B. 1983. Geologia e Ocorrência Minerais do Braquianticlinal do Lontra (GO). (Dissertação de Mestrado) Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências. Belém – PA, 108p.
- Macambira, M. J. B. & Lafon, J. M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra, Belém*, **7**:263–288.
- McDougall I., Harrison T.M. 1988. Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. In: *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*. Oxford University Press, Oxford. **9**: 212.
- McDougall, I., Harrison, T.M. 1999. *Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*. Oxford University Press, Inc., 2nd Ed., 271 pp.
- Min K., Kim S.Y., Song H.K., Chang C., Cho S.J., Moon J., Yang J.K., Lee J.Y., Lee K.J., Suh S.W. 2000. Crystallization and preliminary X-ray crystallographic analysis of human nucleoside diphosphate kinase A. *Acta Crystallogr D. Biol. Crystallogr.* **56**:503-4.
- Miyashiro A. 1961. Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.* **2**:277-311.
- Miyashiro A. 1973. *Metamorphism and metamorphic belts*. Allen & Unwin, London, 492 p.
- Miyashiro A. 1994. *Metamorphic Petrology*. UCL Press, London, 404 p.
- Miyashiro, A. 1994. *Metamorphic Petrology*. University College London. Ed. UCL Press. P. 404.
- Moraes R., Brown M., Fuck R.A., Camargo M.A. & Lima T.M. 2002. Characterization and P-T evolution of meltbearing ultrahigh-temperature granulites: an example from the Anápolis-Itaçu Complex of the Brasília Fold Belt, Brazil. *J. Petrol.*, **43**:1673-1705.
- Moura C.A.V. 1992. Geochronology and geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia belt, Brazil. PhD Thesis. University of New Hampshire, USA.
- Moura, C.A.V.; Souza, C.S. 2002. Idades Pb-Pb em zircão por evaporação no granito Santa Luzia: Implicações para a determinação da idade da Granitogênese Brasileira Tardi-Tectônica no Cinturão Araguaia (TO). In: Congresso Brasileiro De Geologia, 4, Anais..., João Pessoa: SBG, p. 500.
- Moura, C.A.V.; Gaudette, H.E. 1999. Zircon ages of the basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia belt, Brazil. In: Sinha, A.K (Ed.). *Basement tectonic 13*, Kluwer Academic Plubischers. p. 155-178.
- Moura, C.A.V.; Macambira, M.J.B.; Armstrong, R. 2008. U-Pb Shrimp zircon age of the Santa Luzia Granite: constraints on the age of metamorphism of the Araguaia belt, Brazil. In: *South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos de Bariloche*. Book of Abstracts. Buenos Aires: INGEIS, v. 6.
- Otonello, G. 1997. *Principles of Geochemistry*.
- Pamplona L.J.P., Gorayeb P.S.S. 2010. Estudo do metamorfismo da região de Xambioá-Araguanã, Cinturão Araguaia. In: SBG-NORTE, Anais do 48º Cong. Brasil. Geol., Belém, CD-ROM.
- Passchier, C. W.; Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*, Berlin, Springer Verlag, p. 289.
- Pimentel, M.M.; Fuck, R.A.; Jost, H.; Ferreira-Filho, C.F.; De Araújo, S.M. 2000. The basement of the Brasília fold belt and the Goiás magmatic arc. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A.,

- Campos, D.A. (Eds.). Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31 International Geological Congress, p. 195-229.
- Pinheiro, B. L. S.; Gorayeb, P. S. S.; Salazar Mora, C. A., Vlach, S. R. F. 2012. Th-U-Pb EPMA dating of monazite in feldspathic schist from the Araguaí Belt, northern Brazil. In: *VIII South American Symposium on Isotope Geology. Medellin – Colombia*.
- Powell, R., & Holland, TJB, 1988 An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3: application methods, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology* 6, 173–204.
- Powell, R. & Holland, T.J.B., 2008. On Thermobarometry.; Processes in granulite metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*. 26(2), 155-179.
- Powell, R.; Guiraud, M.; White, R.W., 2005. Truth And Beauty In Metamorphic Phase Equilibria: Conjugate Variables And Phase Diagrams. *The Canadian Mineralogist*, **43**, 21-33.
- Powell, R., Graham Colin, M., Harte, B., 1985. Geothermometry and geobarometry; a discussion.; Conditions of Dalradian metamorphism. *Journal of the Geological Society of London*, 142(Part 1), 29-38.
- Renne et al. 2010. Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Geochemistry and Cosmochemistry Acta*, 74: 5349-5367).
- Sawyer, E. W. 2008. *Atlas of migmatites*. The Canadian Mineralogist. Special Publication 9. NRC Research Press, Ottawa, Ontario, Canada. 371p.
- Silva, G.G.; Lima, M.J.C.; Andrade, A.R.F; Issler, R.S.; Guimarães, G. 1974. Geologia da Folha SB-22 Araguaia e parte de SC-22 Tocantins. Belém, DNPM. Vol. 4.
- Silva, J.M.R. 1980. Metamorfismo das rochas pelíticas do segmento setentrional da Faixa Tocantins Araguaia. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém, 48f. (Dissertação de Mestrado).
- Silva, M. P. 2010. Modelamento Metamórfico de Rochas das Fácies Xisto-Verde e Anfibolito com o Uso de Pseudosseções: Exemplo das Rochas da *Klippe* Carrancas, Sul de Minas Gerais. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. São Paulo, 147f. (Dissertação de Mestrado).
- Soto, J.J. & Soto, V. M. 1993. *Program For Thermobarometry And Active Calculations With Mafic And Ultramafic assemblages version 2.0*. Department of Geodynamic, University Granada, Spain.
- Souza, A.C.C. 1984. Geologia e petrologia do extremo norte da Serra do Estrondo (GO). Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências. Belém, 81f. (Dissertação de Mestrado).
- Souza, D.J.L.; Moura, C.A.V. 1995. Estudo geocronológico do Granito Serrote, Paraíso Tocantins (TO). In: Congresso Brasileiro De Geoquímica, Niterói. Actas, Niterói: SBGq, 1995. 1 CD-ROM.
- Spear F.S. 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**:379–388.
- Spear F.S., Parrish R.R. 1997. Petrology and cooling rates of the Valhalla Complex, British Columbia, Canada. *J. Petrology*, **37**: 733-765.
- Spear, F.S. 1995. Metamorphic phase equilibrium and pressure-temperature-time paths: Mineralogical Society of America. Monograph. 799f
- Spear, F.S., 1993. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths, 799 p. Mineralogical Society of America, Washington, D. C.
- Strieder, A.J.; Suita, M.T.F. 1999. Neoproterozoic geotectonic evolution of Tocantins Structural Province, Central Brazil. *Geodynamics*, n.28, p.267–289.
- Stuwe, K., 1997. Effective bulk composition changes due to colling: a model predicting complexities in retrograde reaction texture. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 129(1), 43-52.
- Teixeira, N.P. 1984. Geologia e petrologia da região central da Serra das Cordilheiras (GO). Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém, 226f. (Dissertação de Mestrado).
- Thompson, A. B. & England, P. C. 1994. Pressure Temperature Time Paths of Regional Metamorphism. 2 – Their Inference and Interpretation Using Mineral Assemblages in Metamorphic Rocks. *Journal of Petrology*, **25** (4), 929-955.
- Thompson, A. B., 1957. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *American Mineralogist*, 42(11-12), 16.

- Tischendorf, G., Rieder, M., Forster, H. J., Gottesmann, B., Guidotti, C.V., 2007. A new graphical representation and subdivision of potassium micas. *Mineral Mag*, 68(4), 649-667.
- Tracy, R. J., 1986. Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: *Reviews in Mineralogy: Characterization of metamorphic through mineral equilibria* (ed Ferry, J. M.), pp. 398. Mineralogical Society of America, Chelsea Michigan.
- Trompette, R. 1997. Neoproterozoic (~ 600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, 82, 101–112.
- Vance, D. & Mahar, E. 1998. Pressure–temperature paths from P–T pseudosections and zoned garnets; potential, limitations and examples from the Zaskar Himalaya, NW India. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **132**:225–245.
- Vlach, S. R. F. 2010. Th-U-Pb Dating by Electron Probe Microanalysis, Part I. Monazite: Analytical Procedures and Data Treatment. *Revista do Instituto de Geociências – USP*. São Paulo, v. 10, n. 1, p. 61-85.
- White, W. M. 2005. *Geochemistry*. September 16, 714p.
- Winkler, H. G. F., 1977. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, Berlin.
- Yardley, B. W. 1994. Introdução À Petrologia Metamórfica. Ed. Universidade de Brasília. P. 434.
- Yardley, B. W. D. 2004. *Introdução à petrologia metamórfica*. 2. Ed. Revista. – Brasília: Editora Universidade de Brasília, 432p.
- Zeitler P.K. J., Sutter I.S., Williams R.E., Zartman, R.A.K. Tahirkheli. 1989. Geochronology and temperature history of the Nanga Parbat-Haramosh Massif, Pakistan, in *Tectonics of the Western Himalayas*, edited by L.L. Malinconico and R.J. Lillie, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, **232**:1-23.
- Zen, E., 1966. *Construction of pressure-temperature diagrams for mult component systems after the method of Schreinemakers: a geometric approach*.

ANEXO A. Relação dos pontos visitados e das amostras estudadas

AMOSTRA	UTM E	UTM N	LOCALIZAÇÃO	DESCRIÇÃO
2010/BP - 001	763955	9262712	Faz. Jaracatiá/Pedreira/TO-164	muscovita-biotita-quartzo xisto com veios de quartzo concordantes com a foliação.
2010/BP - 002	763653	9257231	Faz. Jaracatiá/TO-164	muscovita-biotita xisto feldspático com foliação mais proeminente que a anterior, apresentando quartzo e feldspato amendoados, estirados, acompanhando a foliação, com veios de quartzo concordantes e discordantes com a foliação.
2010/BP - 003	763815	9260846	Faz. Jaracatiá/TO-164	muscovita-biotita xisto feldspático com foliação mais proeminente que a anterior, apresentando quartzo e feldspato amendoados, estirados, acompanhando a foliação, com veios de quartzo concordantes e discordantes com a foliação.
2010/BP - 004	773472	9289780	Xambioá/Estrada da Mina da Votorantim	muscovita quartzito com intercalações de muscovita xistos
2010/BP - 005	766499	9278322	TO-164/Araguanã-Xambioá	estaurolita-cianita-granada-biotita xisto com veios concordantes, boudinados, de quartzo e quartzo-cianita.
2010/BP - 006	767003	9285261	Faz. Belém	granada anfibolito
2010/BP - 007	774082	9288183	BR-153/Xambioá-Vanderlândia	gnaisse trondhjemítico leucocrático com veios quartzos-feldspáticos concordantes com a foliação, possuindo pórfiros de feldspatos amendoados e com porções características de processos anatéticos.
2010/BP - 008	777295	9284658	BR-153/Xambioá-Vanderlândia	gnaisse tonalítico
2010/BP - 009	789172	9271308	BR-153/Xambioá-Vanderlândia	estaurolita-granada-biotita xisto com cianita com clivagem de crenulação e mobilizados de veios quartzo com pórfiros de granada com estaurolita na borda. em algumas porções observa-se pórfiros prismáticos de estaurolita.
2010/BP - 010	787155	9273476	BR-153/Xambioá-Vanderlândia/próximo ao rio xambioazinho	biotita xisto com quartzos bem estirados, alongados, acompanhando a foliação.
2010/BP - 011	768760	9274852	Faz. Uberama	gnaisse trondhjemítico leucocrático.
2010/BP - 012	788659	9272314	BR-153/Xambioá-Vanderlândia/próximo ao rio xambioazinho	anfibolito com pequenos níveis de calcita e dispersas ocorrências de sulfetos (cpy, by e py) acompanhando a xistosidade.
2010/BP - 013	778143	9290071	Xambioá/Estrada da Mina da Votorantim	muscovita quartzito apresentando feições de dobramentos
2010/BP - 014	779691	9232214	TO-164/Araguanã-Carmolândia	clorita-muscovita xisto
2010/BP - 015	767075	9060945	Região de Presidente Kennedy	muscovita-biotita xisto feldspático com bolsões anatéticos ao longo do afloramento.
2010/BP - 016	747019	8897806	Região de Paraíso do Tocantins	xistos feldspáticos com bolsões de fusão granítica. há mobilizados graníticos concordantes e discordantes com a foliação.
2012/BP-01	788157	9272884	BR-153/Xambioá-Vanderlândia	Xisto quartzo-feldspático com bolsões quartzo-feldspático produtos de fusão.
2012/BP-02	789019	9271354	BR-153/Xambioá-Vanderlândia	estaurolita-granada-biotita xisto com cianita com clivagem de crenulação e mobilizados de veios centimétricos de cianita e quartzo com pórfiros de granada com estaurolita na borda. em algumas porções observa-se pórfiros prismáticos de estaurolita.
2012/BP-03	765707	9271151	Assentamento grotas do lage, dentro da chácara Cantinho do Céu.	Granada-biotita xisto
2012/BP-04	765742	9272029	-----	Granada-biotita xisto
2012/BP-05	762363	9266872	Afloramento tipo corte de estrada na TO164 em direção a Carmolândia	Anfibolito
2012/BP-06	729015	9233490	Afloramento tipo corte de estrada na TO164 em direção a Carmolândia	Xisto quartzo feldspático todo cisalhado com dobras abertas e veios de quartzo-feldspático concordantes com a foliação.

ANEXO B. Análise química de rocha total das amostras estudadas

Amostra	BP299	2010/BP/09	2010/BP/06	2010/BP/05	2012/BP/02	BP249
SiO₂	59.04	61.58	72.88	59.65	59.76	57.58
TiO₂	0.79	0.8	0.86	1.16	0.77	1.12
Al₂O₃	18.77	19.37	11.03	17.95	20.48	18.58
Fe₂O₃*	10.86	7.86	4.65	11.29	7.87	12.22
CaO	2.06	0.87	2.12	1.12	1.66	1.78
MgO	2.43	2.67	1.41	3.06	2.32	2.65
MnO	0,00	0,00	0,00	0.5	0,00	0.54
K₂O	2.43	2.51	1.57	1.65	2.6	1.92
Na₂O	1.63	1.92	4.02	1.22	2.84	1.99
P₂O₅	0.16	0.1	0.16	0.16	0.18	0.09
P.F	1.37	2.02	1.06	2.01	1.19	1.27
Outros	0.47	0.33	0.24	0.24	0.33	0.26
Soma	100.01	100.03	100	100.01	100	100
Ba	2503	1614	318	1255	1795	1332
Mn	1413	921	938	0	671	0
Sr	144	113	112	85	95	134
Cr	103	134	337	229	305	394
Zn	102	91	58	134	46	114
Zr	94	137	270	199	109	174
Y	79	53	27	63	56	69
Ni	79	87	32	101	80	98
Rb	64	71	72	20	51	31
Ga	26	25	13	28	27	30
Co	21	16	16	0	32	10
As	17	25	0	0	26	0
Pb	16	6	3	1	10	4
Nb	13	14	21	20	12	18
Cu	9	25	17	81	5	57
U	3	0	3	2	4	2
V	0	8	108	184	8	161

ANEXO C. Resultados de química mineral da amostra BP002

Continuação -Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP002.

Amostra	BP-2B C2 GRD 1A	BP-2B C2 GRD 1B	BP-2B C2 GRD 1C	BP-2B C2 GRD 1D	BP02D C1 GRD 1B	BP02D C1 GRD 1N	BP02D C4 GRD 1B	BP02D C4 GRD 1BN
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	37.61	37.36	37.4	37.46	37.64	37.62	37.1	37.52
TiO ₂	0.06	0.12	0.01	0.01	0.01	0.04	0	0.08
Al ₂ O ₃	21.8	21.34	21.63	21.7	21.7	21.57	21.33	21.37
Cr ₂ O ₃	0.01	0	0.01	0.05	0.01	0	0	0
Fe ₂ O ₃	0.97	1.86	1.28	1.55	1.88	2.28	1.47	1.87
FeO	25.98	25.58	26.35	26.52	26.14	25.54	26.23	24.94
MnO	7.28	7.16	7.31	7.85	7.41	7.27	7.47	7.73
MgO	4.1	4.28	4.22	3.88	4.17	4.2	3.91	3.99
CaO	3.29	3.18	2.57	2.63	2.81	3.11	2.45	3.72
Na ₂ O	0.03	0.04	0.02	0.01	0.05	0.12	0.08	0.05
K ₂ O	0	0.01	0.02	0	0.04	0.02	0.02	0.02
Total	101.13	100.94	100.82	101.65	101.85	101.78	100.07	101.29
N° de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.959	2.949	2.956	2.947	2.948	2.945	2.96	2.953
Ti	0.003	0.007	0.001	0	0	0.002	0	0.004
Al	2.022	1.985	2.016	2.013	2.003	1.991	2.007	1.983
Cr	0.001	0	0.001	0.003	0.001	0	0	0
Fe ⁺³	0.057	0.111	0.076	0.092	0.111	0.134	0.088	0.111
Fe ⁺²	1.71	1.689	1.742	1.745	1.712	1.673	1.75	1.642
Mn	0.485	0.479	0.489	0.523	0.492	0.482	0.505	0.515
Mg	0.481	0.503	0.498	0.455	0.486	0.49	0.465	0.468
Ca	0.277	0.269	0.217	0.221	0.236	0.261	0.21	0.313
Na	0.005	0.007	0.004	0.002	0.007	0.019	0.013	0.007
K	0	0.001	0.002	0	0.004	0.002	0.002	0.002
Sum	8	8	8	8	8	8	8	8

Continuação -Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP002.

Amostra	BP02D C4 GRD 1NB	BP02D C4 GRD 1N	BP02D C4 GRD 1B2	BP_2D c5 grd 1.1	BP_2D c5 grd 1.2	BP_2D c5 grd 1.3	BP_2D c5 grd 1.4	BP_2D c5 grd 1.5
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	37.44	36.85	37.54	37.55	37.1	37.55	37.42	37.37
TiO ₂	0	0.03	0	0	0	0.02	0.03	0
Al ₂ O ₃	21.57	21.43	21.62	21.84	21.87	21.62	21.92	21.69
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0	0.03	0	0.02	0.02	0.02
Fe ₂ O ₃	2.08	2.82	1.55	0	1.68	0.6	0.34	1.35
FeO	24.8	24.26	26.12	25.67	25.1	25.8	25.59	23.84
MnO	7.77	7.93	7.13	7.36	7.29	7.44	7.67	8.83
MgO	4.07	3.99	4.29	3.84	4.14	4.26	3.72	3.74
CaO	3.31	3.59	2.82	2.76	3.01	3.11	3.47	3.84
Na ₂ O	0.12	0.02	0.06	0.07	0.12	0	0.07	0.05
K ₂ O	0.01	0	0	0.01	0.04	0	0	0.03
Total	101.17	100.93	101.12	99.13	100.34	100.43	100.25	100.76
Nº de Oxigénio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.947	2.916	2.955	3	2.94	2.972	2.968	2.954
Ti	0	0.002	0	0	0	0.001	0.002	0
Al	2.002	1.999	2.007	2.057	2.042	2.017	2.05	2.021
Cr	0	0.001	0	0.002	0	0.001	0.001	0.001
Fe⁺³	0.123	0.168	0.092	0	0.1	0.035	0.02	0.081
Fe⁺²	1.633	1.606	1.72	1.715	1.663	1.708	1.698	1.576
Mn	0.518	0.532	0.476	0.498	0.489	0.499	0.515	0.591
Mg	0.478	0.47	0.504	0.457	0.489	0.502	0.44	0.44
Ca	0.28	0.304	0.238	0.236	0.256	0.264	0.295	0.325
Na	0.019	0.003	0.009	0.012	0.018	0	0.01	0.008
K	0.001	0	0	0.001	0.004	0	0	0.003
Sum	8	8	8	7.977	8	8	8	8

Continuação -Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP002.

Amostra	BP_2D c5 grd 1.6	BP_2D c5 grd 1.7	BP_2D c5 grd 1.8	BP_2D c5 grd 1.9	BP_2D c5 grd 1.10	BP_2D c5 grd 1.11	BP_2D c5 grd 1.12	BP_2D c4 grd 1.1
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	37.69	38.17	37.56	36.02	37.51	37.55	37.64	37.72
TiO₂	0.08	0.01	0.03	0	0.01	0	0	0
Al₂O₃	21.81	21.53	21.34	20.73	21.75	21.99	22.2	21.73
Cr₂O₃	0.04	0	0.01	0	0.05	0	0.02	0
Fe₂O₃	0.58	0	1.2	3	1.07	0	0.53	0
FeO	24.9	25.76	25.45	23.52	25.61	26.36	26.49	26.21
MnO	8.63	8.05	7.79	7.45	7.36	7.07	7.04	7.54
MgO	3.61	3.77	3.92	3.72	4.27	4.19	4.21	3.81
CaO	3.41	3.49	3.36	3.25	2.94	2.57	2.69	2.71
Na₂O	0.14	0.06	0.06	0.26	0.07	0.04	0.1	0.06
K₂O	0.01	0	0.01	0	0.03	0	0	0
Total	100.91	100.83	100.72	97.96	100.66	99.77	100.91	99.78
Nº de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.974	3.009	2.972	2.934	2.961	2.983	2.962	3.002
Ti	0.005	0	0.002	0	0.001	0	0	0
Al	2.029	2.002	1.991	1.99	2.024	2.059	2.059	2.038
Cr	0.003	0	0.001	0	0.003	0	0.001	0
Fe⁺³	0.034	0	0.071	0.184	0.064	0	0.032	0
Fe⁺²	1.643	1.698	1.685	1.602	1.691	1.752	1.743	1.744
Mn	0.577	0.537	0.522	0.514	0.492	0.476	0.469	0.508
Mg	0.425	0.443	0.462	0.452	0.503	0.496	0.494	0.451
Ca	0.289	0.295	0.285	0.284	0.249	0.219	0.227	0.231
Na	0.021	0.009	0.008	0.041	0.011	0.006	0.015	0.01
K	0.001	0	0.001	0	0.003	0	0	0
Sum	8	7.994	8	8	8	7.99	8	7.984

Continuação -Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP002.

Amostra	BP_2D c4 grd 1.2	BP_2D c4 grd 1.3	BP_2D c4 grd 1.4	BP_2D c4 grd 1.5	BP_2D c4 grd 1.6	BP_2D c4 grd 1.7	BP_2D c4 grd 1.8	BP_2D c4 grd 1.9
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	37.42	37.88	37.53	37.48	39.87	37.11	37.27	37.85
TiO₂	0.02	0.06	0.05	0.04	0.12	0.03	0.1	0
Al₂O₃	21.71	22.06	21.7	21.91	22.9	21.52	22	21.86
Cr₂O₃	0.01	0	0.02	0	0	0.03	0	0.02
Fe₂O₃	1.28	0.14	0	0.26	0	1.64	0.38	0.05
FeO	25.13	26.09	25.74	25.55	25.82	24.59	25.29	26.19
MnO	7.51	7.71	7.82	7.84	7.82	7.93	7.56	7.34
MgO	4.13	3.81	3.89	3.88	4.21	3.93	3.95	4.13
CaO	3.51	3.55	3.2	3.37	3.61	3.71	3.55	3.25
Na₂O	0.03	0.02	0.03	0.02	0.06	0	0.03	0.02
K₂O	0.01	0	0.02	0.02	0.02	0.01	0	0
Total	100.76	101.32	99.99	100.36	104.44	100.48	100.12	100.71
Nº de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.953	2.973	2.984	2.969	3.012	2.943	2.956	2.984
Ti	0.001	0.004	0.003	0.003	0.007	0.002	0.006	0
Al	2.02	2.041	2.033	2.046	2.039	2.012	2.057	2.032
Cr	0	0	0.001	0	0	0.002	0	0.001
Fe⁺³	0.076	0.008	0	0.015	0	0.098	0.023	0.003
Fe⁺²	1.659	1.713	1.711	1.693	1.631	1.631	1.678	1.727
Mn	0.502	0.512	0.526	0.526	0.5	0.533	0.508	0.49
Mg	0.486	0.446	0.461	0.459	0.474	0.465	0.467	0.486
Ca	0.297	0.299	0.272	0.286	0.292	0.315	0.302	0.274
Na	0.004	0.003	0.004	0.002	0.009	0	0.004	0.003
K	0.001	0	0.002	0.002	0.002	0.001	0	0
Sum	8	8	7.999	8	7.967	8	8	8

Continuação -Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP002.

Amostra	BP_2D c4 grd 1.10	BP_2D c1 grd 1.1	BP_2D c1 grd 1.2	BP_2D c1 grd 1.3	BP_2D c1 grd 1.4	BP_2D c1 grd 1.5	BP_2D c1 grd 1.6	BP_2D c1 grd 1.7
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	37.8	37.32	37.78	37.4	37.26	37.55	37.38	37.85
TiO₂	0	0	0.01	0.04	0.06	0.05	0.01	0.06
Al₂O₃	21.74	21.86	21.5	22.07	21.86	21.94	21.85	21.84
Cr₂O₃	0	0.03	0	0	0.02	0	0	0.01
Fe₂O₃	0	0.74	0.27	0	0.18	0.38	0	0
FeO	26.44	26.26	26.61	26.28	26.25	26.61	26.34	26.84
MnO	7.57	8.12	7.26	6.77	6.95	7	6.98	6.32
MgO	3.93	3.68	4.05	3.91	4.05	4	3.96	4.04
CaO	2.6	2.62	2.76	2.9	2.89	3.04	2.97	3.16
Na₂O	0.03	0.03	0.1	0.03	0.08	0.05	0.03	0.06
K₂O	0.02	0.03	0	0	0.01	0	0.01	0.02
Total	100.15	100.69	100.33	99.41	99.6	100.63	99.55	100.2
N° de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.999	2.959	2.994	2.981	2.97	2.967	2.981	2.994
Ti	0	0	0	0.002	0.003	0.003	0.001	0.004
Al	2.033	2.044	2.01	2.074	2.054	2.044	2.054	2.037
Cr	0	0.002	0	0	0.001	0	0	0.001
Fe⁺³	0	0.044	0.016	0	0.011	0.022	0	0
Fe⁺²	1.754	1.742	1.764	1.751	1.75	1.758	1.757	1.776
Mn	0.509	0.545	0.487	0.457	0.469	0.469	0.472	0.423
Mg	0.465	0.435	0.479	0.465	0.481	0.471	0.471	0.476
Ca	0.221	0.223	0.235	0.248	0.247	0.258	0.254	0.268
Na	0.005	0.004	0.015	0.005	0.012	0.007	0.005	0.009
K	0.002	0.003	0	0	0.001	0	0.001	0.002
Sum	7.988	8	8	7.983	8	8	7.995	7.989

Continuação -Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP002.

Amostra	BP_2D c1 grd 1.8	BP_2D c1 grd 1.9	BP_2D c1 grd 1.10	BP_2D c1 grd 1.11	BP_2D c1 grd 1.12	BP_2B c1 grd 1.1	BP_2B c1 grd 1.2	BP_2B c1 grd 1.3
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	37.94	38.06	37.59	37.39	36.96	36.89	35.74	36.41
TiO₂	0	0	0	0	0.01	0.03	0	0
Al₂O₃	21.69	21.86	22.27	21.81	21.68	22.14	21.37	21.98
Cr₂O₃	0	0	0	0	0.02	0.04	0.02	0.1
Fe₂O₃	0.01	0	0	0.13	1.17	1.03	1.55	2.6
FeO	27.06	26.61	26.77	27.04	25.94	25.76	24.86	24.6
MnO	6.89	7.14	6.95	7.16	7.77	7.16	7.22	7.49
MgO	4.05	4.04	3.99	3.91	3.86	4.02	3.96	3.91
CaO	3.03	3.04	2.75	2.64	2.53	2.81	2.68	3.23
Na₂O	0.04	0	0.07	0.01	0.05	0.08	0.01	0.04
K₂O	0.01	0.01	0.02	0	0.01	0	0	0.02
Total	100.71	100.76	100.4	100.11	100.01	99.95	97.41	100.37
N° de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.995	2.998	2.972	2.974	2.949	2.935	2.923	2.894
Ti	0	0	0	0	0.001	0.002	0	0
Al	2.019	2.029	2.075	2.045	2.039	2.076	2.06	2.059
Cr	0	0	0	0	0.001	0.002	0.001	0.006
Fe⁺³	0	0	0	0.008	0.07	0.062	0.095	0.156
Fe⁺²	1.785	1.753	1.77	1.799	1.731	1.714	1.701	1.635
Mn	0.46	0.476	0.466	0.483	0.525	0.482	0.5	0.504
Mg	0.476	0.474	0.47	0.464	0.459	0.477	0.483	0.463
Ca	0.256	0.257	0.233	0.225	0.216	0.239	0.235	0.275
Na	0.007	0	0.01	0.002	0.008	0.012	0.002	0.006
K	0.001	0.001	0.002	0	0.002	0	0	0.002
Sum	8	7.988	7.997	8	8	8	8	8

Continuação -Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP002.

Continuação -Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP002.

Amostra	BP_2B c1 grd 2.2	BP_2B c1 grd 2.3	BP_2B c1 grd 2.4	BP_2B c1 grd 2.5	BP_2B c1 grd 2.6	BP_2B c1 grd 2.7	BP_2B c1 grd 2.8	BP_2B c1 grd 2.9
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	36.73	36.83	36.96	36.88	36.66	36.8	37.19	36.96
TiO₂	0	0.09	0	0	0	0	0	0
Al₂O₃	21.74	21.89	21.87	21.85	21.96	21.9	22.22	22
Cr₂O₃	0.01	0	0	0.01	0.01	0	0	0.02
Fe₂O₃	1.71	1.84	1.83	1.12	2.01	0.48	0.76	0.6
FeO	24.92	25.26	25.13	25.73	25.15	25.66	25.86	26.09
MnO	7.1	6.64	7.07	6.75	7.34	7.14	7.36	7.23
MgO	4.26	4.25	4.38	4.26	4.25	4.18	4.14	3.96
CaO	3.19	3.31	2.82	2.91	2.67	2.63	2.73	2.66
Na₂O	0	0.07	0.1	0.04	0.05	0.05	0.06	0.06
K₂O	0.04	0	0.01	0.02	0.01	0.02	0	0.01
Total	99.69	100.17	100.16	99.56	100.12	98.86	100.31	99.59
Nº de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.929	2.922	2.931	2.942	2.915	2.954	2.945	2.951
Ti	0	0.005	0	0	0	0	0	0
Al	2.044	2.047	2.045	2.055	2.058	2.073	2.074	2.071
Cr	0.001	0	0	0.001	0.001	0	0	0.001
Fe⁺³	0.102	0.11	0.109	0.067	0.12	0.029	0.045	0.036
Fe⁺²	1.662	1.676	1.667	1.716	1.672	1.723	1.713	1.742
Mn	0.479	0.446	0.475	0.456	0.494	0.485	0.494	0.489
Mg	0.507	0.503	0.517	0.506	0.503	0.5	0.489	0.471
Ca	0.272	0.281	0.24	0.248	0.228	0.227	0.231	0.228
Na	0	0.01	0.015	0.005	0.008	0.007	0.009	0.01
K	0.004	0	0.001	0.002	0.001	0.002	0	0.001
Sum	8	8	8	8	8	8	8	8

Continuação -Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP002.

Continuação -Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP002.

Amostra	BP_2B c1 grd 3.9	BP_2B c1 grd 3.10	BP_2B c1 grd 3.11	BP_2B c1 grd 3.12	BP_2B c1 grd 3.13	BP_2B c1 grd 3.14	BP_2B c1 grd 3.15	BP_2B c1 grd 3.16
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	36.59	36.47	36.27	37.29	36.73	36.92	36.64	36.51
TiO₂	0	0.05	0.06	0.01	0.04	0.02	0.06	0.05
Al₂O₃	22.18	22.08	21.7	25.16	22.12	22.09	22.19	21.72
Cr₂O₃	0.01	0	0.01	0.03	0	0	0.04	0
Fe₂O₃	1.78	2.55	1.69	0.08	0.96	1.48	2.2	1.46
FeO	24.39	23.65	24.05	24.4	24.71	25.35	24.53	24.84
MnO	7.87	8.34	7.84	7.57	7.39	6.97	7.24	7.27
MgO	4.03	4	3.94	3.88	4.1	4.35	4.38	4.31
CaO	2.97	3.32	3.26	3.52	3.26	2.91	2.94	2.61
Na₂O	0.07	0.03	0.04	0.24	0.05	0.04	0.08	0.08
K₂O	0.02	0.01	0.01	0	0.01	0.02	0.02	0.03
Total	99.93	100.51	98.87	102.18	99.37	100.16	100.32	98.88
Nº de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.912	2.892	2.919	2.872	2.933	2.927	2.901	2.933
Ti	0	0.003	0.003	0.001	0.002	0.001	0.004	0.003
Al	2.082	2.064	2.06	2.284	2.082	2.064	2.071	2.056
Cr	0.001	0	0	0.002	0	0	0.003	0
Fe³⁺	0.107	0.152	0.102	0.005	0.058	0.089	0.131	0.088
Fe²⁺	1.624	1.568	1.619	1.571	1.65	1.681	1.624	1.669
Mn	0.53	0.56	0.534	0.493	0.499	0.468	0.486	0.495
Mg	0.478	0.473	0.473	0.445	0.488	0.514	0.517	0.516
Ca	0.253	0.282	0.281	0.29	0.279	0.247	0.25	0.225
Na	0.011	0.005	0.007	0.036	0.008	0.007	0.012	0.013
K	0.002	0.001	0.001	0	0.001	0.002	0.002	0.003
Sum	8	8	8	8	8	8	8	8

Continuação -Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP002.

Amostra	BP_2B c1 grd 3.17	BP_2B c1 grd 3.18	BP_2B c1 grd 3.19
Min	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	36.45	36.66	36.61
TiO ₂	0.01	0.04	0
Al ₂ O ₃	21.73	21.8	21.86
Cr ₂ O ₃	0	0	0.01
Fe ₂ O ₃	2.69	1.67	1.44
FeO	24.69	25.26	25.27
MnO	7.39	7.33	7.67
MgO	4.31	4.17	4.05
CaO	2.7	2.64	2.74
Na ₂ O	0.06	0.08	0
K ₂ O	0	0	0
Total	100.03	99.65	99.64
N° de Oxigênio	12	12	12
Si	2.903	2.927	2.927
Ti	0.001	0.002	0
Al	2.041	2.053	2.06
Cr	0	0	0
Fe ⁺³	0.161	0.1	0.086
Fe ⁺²	1.645	1.687	1.69
Mn	0.499	0.496	0.519
Mg	0.512	0.496	0.482
Ca	0.23	0.226	0.235
Na	0.009	0.012	0
K	0	0	0
Sum	8	8	8

Estaurolitas (BP002) - Análises de química mineral de estaurolitas selecionadas da amostra BP002.

Amostra	BP-2B C1 ST 1B	BP-2B C1 ST 1N	BP-2B C1 ST 2N	BP-2B C1 ST 2B	BP-2B C1 ST 3N	BP-2B C1 ST 3B	BP-2B C2 ST 1N	BP-2B C2 ST 1NB
Min	st	st	st	st	st	st	st	st
SiO₂	28.13	27.86	28.18	27.83	28.13	28.11	27.52	28.24
TiO₂	0.36	0.37	0.32	0.45	0.4	0.39	0.34	0.42
Al₂O₃	53.47	53.2	52.97	52.53	52.81	52.67	53.39	52.75
Cr₂O₃	0.06	0.03	0.07	0.01	0	0.07	0.01	0.06
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	13.14	13.16	12.67	13.3	13.02	13.27	13.03	13.08
MnO	0.62	0.5	0.54	0.35	0.54	0.53	0.51	0.44
MgO	2.42	2.45	2.57	2.5	2.5	2.4	2.51	2.45
CaO	0.03	0	0.02	0.01	0	0.02	0.04	0
Na₂O	0.01	0.02	0.04	0.06	0.03	0.01	0.02	0.09
K₂O	0	0.01	0	0.01	0.03	0.01	0.04	0.04
Total	98.23	97.6	97.39	97.04	97.48	97.48	97.43	97.56
N° de Oxigênio	46	46	46	46	46	46	46	46
Si	7.768	7.744	7.829	7.784	7.825	7.828	7.665	7.847
Ti	0.074	0.077	0.068	0.095	0.085	0.081	0.072	0.088
Al	17.408	17.433	17.353	17.324	17.316	17.291	17.532	17.281
Cr	0.013	0.007	0.014	0.001	0	0.014	0.002	0.014
Fe⁺³	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe⁺²	3.034	3.06	2.945	3.112	3.028	3.09	3.036	3.041
Mn	0.144	0.118	0.128	0.082	0.128	0.124	0.121	0.103
Mg	0.994	1.014	1.065	1.04	1.038	0.996	1.043	1.013
Ca	0.009	0	0.006	0.002	0.001	0.007	0.013	0
Na	0.007	0.01	0.023	0.032	0.016	0.005	0.012	0.048
K	0	0.004	0	0.003	0.01	0.005	0.015	0.013
Sum	29.451	29.466	29.431	29.476	29.445	29.443	29.51	29.448

Continuação - Análises de química mineral de estauroilitas selecionadas da amostra BP002.

Amostra	BP-2B C2 ST 1B	BP02D C3 ST 1B	BP02D C3 ST 1N	BP02D C1 ST 1N	BP02D C1 ST 1B	BP02D C1 ST 2N	BP02D C1 ST 2B
Min	st	st	st	st	st	st	st
SiO₂	27.91	28.14	28.22	28.24	27.97	27.85	28
TiO₂	0.4	0.32	0.42	0.39	0.37	0.49	0.37
Al₂O₃	52.8	53.09	52.69	53.32	52.82	53.72	53.79
Cr₂O₃	0.03	0.01	0.05	0.03	0.11	0	0
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0
FeO	13.3	12.65	12.57	12.91	12.93	12.49	12.6
MnO	0.49	0.53	0.54	0.43	0.49	0.48	0.51
MgO	2.58	2.45	2.42	2.41	2.43	2.5	2.53
CaO	0.01	0.01	0	0	0.03	0.01	0.03
Na₂O	0	0	0	0.03	0.02	0.01	0.09
K₂O	0.03	0.01	0.01	0	0.01	0.02	0.04
Total	97.55	97.22	96.92	97.75	97.18	97.57	97.97
Nº de Oxigênio	46	46	46	46	46	46	46
Si	7.77	7.828	7.872	7.817	7.801	7.714	7.734
Ti	0.084	0.067	0.088	0.081	0.077	0.102	0.077
Al	17.328	17.411	17.331	17.402	17.366	17.545	17.511
Cr	0.006	0.003	0.011	0.005	0.024	0	0.001
Fe⁺³	0	0	0	0	0	0	0
Fe⁺²	3.096	2.943	2.932	2.989	3.015	2.894	2.911
Mn	0.116	0.125	0.127	0.102	0.116	0.113	0.119
Mg	1.07	1.015	1.005	0.994	1.011	1.034	1.04
Ca	0.004	0.002	0	0.001	0.009	0.002	0.01
Na	0	0.001	0	0.016	0.013	0.005	0.047
K	0.009	0.003	0.005	0	0.003	0.006	0.014
Sum	29.483	29.4	29.372	29.406	29.435	29.416	29.463

Plagioclásios (BP002)- Análises de química mineral de plagioclásios selecionados da amostra BP002.

Amostra	BP-2B C1 FLEDS 1	BP-2B C1 FLEDS 2	BP-2B C1 FLEDS 6	BP-2B C2 FLEDS 4	BP02 C4 FLEDS 1	BP02 C4 FLEDS 2	BP_02b pl 1.1	BP_02b pl 1.2	BP_02b pl 1.3
Min	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	60.36	60.25	60.84	60.97	60.21	59.37	60.38	60.41	60.36
TiO ₂	0.04	0.03	0.01	0	0	0.01	0	0	0
Al ₂ O ₃	23.73	24.11	24.35	24.02	24.53	25.11	25.63	25.35	25.5
Cr ₂ O ₃	0.09	0.02	0	0	0.02	0	0	0.03	0
Fe ₂ O ₃	0.12	0.17	0.07	0.01	0.04	0.24	0.09	0.04	0.02
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0	0	0	0	0	0.02	0	0.01
MgO	0.01	0	0.01	0	0	0	0	0	0
CaO	5.78	5.8	5.42	5.88	6.02	6.78	5.76	5.4	5.39
Na ₂ O	8.47	8.13	8.57	8.48	8.31	8.02	8.99	9.48	9.45
K ₂ O	0.07	0.19	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.07	0.05
Total	98.68	98.7	99.31	99.41	99.18	99.58	100.93	100.77	100.77
Nº de Oxigênio	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.721	2.714	2.719	2.725	2.7	2.661	2.667	2.674	2.671
Ti	0.001	0.001	0	0	0	0.001	0	0	0
Al	1.261	1.28	1.283	1.266	1.297	1.327	1.335	1.323	1.33
Cr	0.003	0.001	0	0	0.001	0	0	0.001	0
Fe⁺³	0.004	0.006	0.002	0	0.001	0.008	0.003	0.001	0.001
Fe⁺²	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0	0.001	0	0
Mg	0.001	0	0.001	0	0	0	0	0	0
Ca	0.279	0.28	0.26	0.281	0.289	0.325	0.273	0.256	0.255
Na	0.741	0.71	0.743	0.735	0.723	0.697	0.77	0.814	0.811
K	0.004	0.011	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	0.004	0.003
Sum	5.016	5.003	5.011	5.011	5.013	5.021	5.051	5.072	5.071

(Continuação)

Amostra	BP_02b pl 2	BP_02b pl 3	BP_02b pl 4	BP_02b pl 5	BP_02b pl 6
Min	P1	P1	P1	P1	P1
SiO ₂	60.98	60.19	60.96	60.49	60.27
TiO ₂	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	24.76	25.84	25.02	25.65	25.63
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0	0	0
Fe ₂ O ₃	0.05	0.09	0.05	0.22	0.08
FeO	0	0	0	0	0
MnO	0	0.02	0.03	0	0.01
MgO	0	0	0	0	0
CaO	4.91	5.68	5.36	5.79	5.81
Na ₂ O	9.61	9.18	9.37	8.88	8.82
K ₂ O	0.07	0.07	0.03	0.05	0.02
Total	100.39	101.07	100.81	101.07	100.65
N° de Oxigênio	8	8	8	8	8
Si	2.704	2.657	2.693	2.667	2.667
Ti	0	0	0	0	0
Al	1.294	1.344	1.303	1.333	1.337
Cr	0	0	0	0	0
Fe⁺³	0.002	0.003	0.002	0.007	0.003
Fe⁺²	0	0	0	0	0
Mn	0	0.001	0.001	0	0.001
Mg	0	0	0	0	0
Ca	0.233	0.269	0.254	0.274	0.276
Na	0.826	0.785	0.802	0.759	0.757
K	0.004	0.004	0.002	0.003	0.001
Sum	5.063	5.064	5.056	5.043	5.042

Biotitas (BP002) - Análises de química mineral de biotitas selecionadas da amostra BP002.

Amostra	BP-2B C1 BIO 1N	BP-2B C1 BIO 1B	BP-2B C1 BIO 2N	BP-2B C1 BIO 2B	BP-2B C1 BIO 3N	BP-2B C1 BIO 3B	BP02D C1 BIO 1N	BP02D C1 BIO 1B
Min	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO₂	36.27	36.55	36.56	36.71	35.88	36.82	37.27	36.95
TiO₂	1.13	1.33	1.07	1.17	1.09	1.17	1.34	1.25
Al₂O₃	18.67	18.45	18.53	18.46	18.75	18.77	19.27	19.24
Cr₂O₃	0.06	0.03	0.06	0	0.02	0	0.09	0.05
Fe₂O₃	2.26	1.65	1.03	2.16	2.47	0.78	1.46	2.21
FeO	11.51	11.97	12.44	11.61	12.59	12.84	12.49	11.28
MnO	0.08	0.07	0.13	0.07	0.11	0.11	0.1	0.08
MgO	14.88	14.63	14.56	14.84	15.74	14.39	14.83	15.19
CaO	0	0.02	0.04	0	0.04	0.04	0.01	0.03
Na₂O	0.4	0.38	0.46	0.38	0.3	0.5	0.39	0.4
K₂O	8.82	8.58	8.82	8.66	7.5	8.61	8.96	8.44
Total	94.08	93.66	93.71	94.07	94.49	94.03	96.22	95.14
N° de Oxigênio	11	11	11	11	11	11	11	11
Si	2.7	2.728	2.734	2.727	2.657	2.741	2.713	2.704
Ti	0.063	0.075	0.06	0.065	0.061	0.065	0.073	0.069
Al	1.639	1.624	1.634	1.617	1.636	1.647	1.653	1.66
Cr	0.004	0.002	0.004	0	0.001	0	0.005	0.003
Fe⁺³	0.126	0.094	0.059	0.122	0.138	0.045	0.081	0.122
Fe⁺²	0.717	0.746	0.777	0.721	0.78	0.799	0.76	0.691
Mn	0.005	0.004	0.008	0.005	0.007	0.007	0.006	0.005
Mg	1.651	1.627	1.623	1.643	1.736	1.596	1.609	1.657
Ca	0	0.001	0.003	0	0.003	0.003	0.001	0.003
Na	0.058	0.056	0.066	0.055	0.044	0.072	0.055	0.057
K	0.838	0.817	0.841	0.821	0.709	0.818	0.832	0.788
Sum	7.801	7.775	7.812	7.776	7.771	7.794	7.789	7.758

Continuação - Análises de química mineral de biotitas selecionadas da amostra BP002.

Amostra	BP02D C1 BIO 2N	BP02D C1 BIO 2B	BP02D C3 BIO 1N	BP02D C3 BIO 1B
Min	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO₂	37.51	33.38	37.17	36.73
TiO₂	1.13	1.05	1.09	1.1
Al₂O₃	18.87	20.01	18.83	18.62
Cr₂O₃	0.02	0.04	0.06	0
Fe₂O₃	0.17	2.26	1.05	1.5
FeO	12.93	11.51	12.61	11.85
MnO	0.1	0.14	0.04	0.07
MgO	14.66	17.18	14.73	14.65
CaO	0.02	0.02	0	0.02
Na₂O	0.41	0.31	0.39	0.3
K₂O	8.74	5.76	8.95	8.63
Total	94.58	91.66	94.91	93.47
N° de Oxigênio	11	11	11	11
Si	2.768	2.52	2.741	2.742
Ti	0.063	0.06	0.061	0.062
Al	1.642	1.781	1.637	1.639
Cr	0.001	0.002	0.003	0
Fe⁺³	0.011	0.128	0.059	0.085
Fe⁺²	0.797	0.727	0.777	0.739
Mn	0.007	0.009	0.002	0.004
Mg	1.612	1.934	1.619	1.629
Ca	0.002	0.002	0	0.002
Na	0.059	0.046	0.055	0.043
K	0.823	0.555	0.842	0.822
Sum	7.784	7.765	7.798	7.768

Muscovitas (BP002) - Análises de química mineral de muscovitas selecionadas da amostra BP002.

Amostra	BP-2B C1 MUSC 1	BP-2B C1 MUSC 2	BP-2B C1 MUSC 3	BP-2B C1 MUSC 4	BP-2B C2 MUSC 1	BP-2B C2 MUSC 2	BP-2B C2 MUSC 3	BP-2B C2 MUSC 4
Min	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
SiO₂	45.4	44.67	45.16	37.3	45.61	45.57	37.49	45.53
TiO₂	0.19	0.2	0.21	1.13	0.16	0.2	1.28	0.24
Al₂O₃	34.44	34.22	34.68	19.12	34.87	34.84	18.48	34.62
Cr₂O₃	0.05	0.03	0	0.02	0.03	0.02	0.08	0.04
Fe₂O₃	0.19	0	0	10.57	0.46	1.17	10.53	0
FeO	2.31	2.33	2.34	4.08	2.15	1.59	4.06	2.46
MnO	0	0	0	0.11	0	0.01	0.08	0.02
MgO	0.77	0.73	0.58	14.75	0.72	0.7	14.88	0.68
CaO	0.03	0.03	0.01	0.02	0.04	0	0.03	0.01
Na₂O	1.8	1.94	1.92	0.36	1.8	1.73	0.33	1.69
K₂O	8.5	8.61	8.46	8.55	8.52	8.31	8.71	8.83
Total	93.69	92.76	93.36	96.01	94.37	94.14	95.96	94.13
Nº de Oxigênio	11	11	11	11	11	11	11	11
Si	3.072	3.059	3.066	2.675	3.063	3.061	2.693	3.071
Ti	0.01	0.01	0.011	0.061	0.008	0.01	0.069	0.012
Al	2.748	2.763	2.775	1.617	2.761	2.759	1.565	2.753
Cr	0.003	0.002	0	0.001	0.002	0.001	0.005	0.002
Fe⁺³	0.01	0	0	0.571	0.024	0.06	0.569	0
Fe⁺²	0.13	0.133	0.133	0.245	0.12	0.088	0.244	0.139
Mn	0	0	0	0.006	0	0	0.005	0.001
Mg	0.077	0.074	0.058	1.577	0.072	0.07	1.593	0.069
Ca	0.002	0.002	0.001	0.001	0.003	0	0.002	0.001
Na	0.237	0.258	0.253	0.05	0.235	0.226	0.046	0.221
K	0.734	0.752	0.733	0.782	0.73	0.712	0.798	0.76
Sum	7.024	7.054	7.029	7.586	7.019	6.988	7.591	7.03

Continuação - Análises de química mineral de muscovitas selecionadas da amostra BP002.

Amostra	BP02D C1 MUSC 1	BP02D C1 MUSC 2	BP02D C4 MUSC 1	BP02D C4 MUSC 2
Min	Ms	Ms	Ms	Ms
SiO ₂	45.57	45.8	45.89	44.85
TiO ₂	0.24	0.19	0.2	0.25
Al ₂ O ₃	34.37	34.42	34	34.49
Cr ₂ O ₃	0	0.06	0.04	0.04
Fe ₂ O ₃	0	0	0.44	0.3
FeO	2.54	2.33	2.15	2.23
MnO	0	0	0	0
MgO	0.69	0.79	0.88	0.66
CaO	0.02	0.04	0.02	0.05
Na ₂ O	1.84	1.51	1.68	1.81
K ₂ O	8.4	9	8.45	8.39
Total	93.67	94.15	93.75	93.07
N° de Oxigênio	11	11	11	11
Si	3.083	3.087	3.099	3.055
Ti	0.012	0.01	0.01	0.013
Al	2.741	2.735	2.706	2.77
Cr	0	0.003	0.002	0.002
Fe ⁺³	0	0	0.023	0.016
Fe ⁺²	0.144	0.132	0.121	0.126
Mn	0	0	0	0
Mg	0.069	0.08	0.089	0.067
Ca	0.002	0.003	0.001	0.004
Na	0.242	0.197	0.22	0.239
K	0.725	0.774	0.728	0.729
Sum	7.018	7.02	7	7.022

ANEXO D. Resultados de química mineral da amostra BP005

Granadas (BP005) - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP005.

Amostra	BP_05 c1 grd 1.1	BP_05 c1 grd 1.2	BP_05 c1 grd 1.3	BP_05 c1 grd 1.4	BP_05 c1 grd 1.5	BP_05 c1 grd 1.6	BP_05 c1 grd 1.7	BP_05 c1 grd 1.8
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	37.49	37.46	37.25	37.22	37.02	37.02	36.67	37.2
TiO₂	0	0.01	0.01	0.04	0	0.13	0	0.07
Al₂O₃	22.03	21.93	21.59	21.79	21.53	21.65	21.55	21.3
Cr₂O₃	0.04	0.01	0	0.05	0	0.07	0	0
Fe₂O₃	0	0.06	0	0	0.46	0.9	0	0
FeO	32.59	33.02	32.63	32.99	33.03	32.37	31.84	31.48
MnO	1.19	1.26	1.48	1.45	1.91	2.06	2.67	3.22
MgO	3.37	3.14	2.74	2.33	2.17	1.99	1.81	1.65
CaO	3.71	3.82	4.04	3.92	4.18	4.76	4.61	4.99
Na₂O	0	0	0	0.03	0.02	0.06	0.02	0
K₂O	0	0	0.01	0	0	0.01	0	0
Total	100.41	100.72	99.75	99.82	100.32	101.02	99.18	99.92
N° de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.975	2.972	2.987	2.985	2.969	2.95	2.973	2.995
Ti	0	0	0	0.003	0	0.008	0	0.004
Al	2.06	2.051	2.041	2.06	2.036	2.034	2.06	2.022
Cr	0.002	0	0	0.003	0	0.005	0	0
Fe⁺³	0	0.004	0	0	0.028	0.054	0	0
Fe⁺²	2.163	2.191	2.188	2.213	2.216	2.158	2.159	2.12
Mn	0.08	0.085	0.1	0.098	0.13	0.139	0.184	0.22
Mg	0.399	0.372	0.327	0.278	0.259	0.236	0.219	0.198
Ca	0.315	0.325	0.347	0.337	0.359	0.406	0.401	0.431
Na	0	0	0	0.005	0.003	0.009	0.003	0
K	0	0	0.001	0	0	0.001	0	0
Sum	7.994	8	7.993	7.983	8	8	7.998	7.99

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP005.

Amostra	BP_05 c1 grd 1.9	BP_05 c1 grd 1.10	BP_05 c1 grd 1.11	BP_05 c1 grd 1.12	BP_05 c1 grd 1.13	BP_05 c1 grd 1.14	BP_05 c1 grd 1.15	BP_05 c1 grd 1.16
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	36.94	37.38	37.08	37.08	36.92	36.78	36.71	36.85
TiO ₂	0.07	0.06	0.06	0.07	0.12	0.07	0.12	0.06
Al ₂ O ₃	21.44	21.32	21.27	21.04	21.37	21.56	21.32	21.27
Cr ₂ O ₃	0.06	0.05	0	0.05	0.02	0.01	0	0
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0.42	0	0	0
FeO	30.64	30.43	29.71	29.91	28.92	28.02	28.06	27.96
MnO	3.79	4.56	5.17	5.53	5.97	7	7.39	6.42
MgO	1.49	1.44	1.37	1.4	1.53	1.5	1.4	1.37
CaO	5.12	5.27	5.19	4.93	5.02	4.64	4.44	4.86
Na ₂ O	0.05	0.05	0.03	0	0.03	0.06	0	0
K ₂ O	0.02	0	0	0	0	0	0	0.01
Total	99.63	100.57	99.87	99.99	100.32	99.64	99.44	98.81
Nº de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.983	2.995	2.992	2.995	2.969	2.974	2.979	2.998
Ti	0.005	0.004	0.003	0.004	0.007	0.004	0.007	0.004
Al	2.041	2.014	2.023	2.003	2.026	2.054	2.04	2.041
Cr	0.004	0.003	0	0.003	0.001	0.001	0	0
Fe ⁺³	0	0	0	0	0.026	0	0	0
Fe ⁺²	2.07	2.039	2.005	2.02	1.945	1.894	1.904	1.902
Mn	0.26	0.31	0.353	0.378	0.407	0.479	0.508	0.443
Mg	0.18	0.172	0.165	0.169	0.183	0.181	0.169	0.166
Ca	0.443	0.452	0.449	0.426	0.433	0.402	0.386	0.423
Na	0.008	0.008	0.005	0	0.004	0.01	0	0
K	0.002	0	0	0	0	0	0	0.002
Sum	7.995	7.997	7.995	7.998	8	7.999	7.994	7.979

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP005.

Amostra	BP_05 c1 grd 1.17	BP_05 c1 grd 1.18	BP_05 c1 grd 1.19	BP_05 c1 grd 1.20	BP_05 c1 grd 1.21	BP_05 c1 grd 1.22	BP_05 c1 grd 1.23	BP_05 c1 grd 1.24
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	36.77	36.79	37.22	37.45	37.03	37.33	37.13	37
TiO₂	0.06	0.11	0	0.06	0.04	0.03	0	0.01
Al₂O₃	21.19	21.3	21.41	21.75	21.58	21.66	21.68	21.33
Cr₂O₃	0	0	0.06	0	0.03	0.04	0.08	0
Fe₂O₃	0	0	0	0	0.01	0	0	0.5
FeO	29.08	29.54	32.01	32.62	32.93	32.51	32.75	32.72
MnO	5.77	4.61	2.48	2.14	2.1	1.59	1.54	1.39
MgO	1.29	1.52	1.99	1.93	2.26	2.42	2.73	2.99
CaO	4.96	5.1	4.58	4.62	4.02	4.21	3.89	3.71
Na₂O	0.03	0.02	0.04	0.02	0.01	0.05	0	0.01
K₂O	0.02	0	0	0.01	0.01	0	0	0
Total	99.16	99	99.79	100.6	100.01	99.86	99.81	99.66
Nº de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.99	2.987	2.995	2.988	2.976	2.99	2.978	2.974
Ti	0.003	0.007	0	0.004	0.002	0.002	0	0.001
Al	2.032	2.039	2.031	2.046	2.044	2.046	2.05	2.022
Cr	0	0	0.004	0	0.002	0.003	0.005	0
Fe⁺³	0	0	0	0	0	0	0	0.03
Fe⁺²	1.978	2.006	2.153	2.177	2.213	2.179	2.197	2.2
Mn	0.397	0.317	0.169	0.145	0.143	0.108	0.104	0.094
Mg	0.156	0.184	0.239	0.23	0.271	0.29	0.327	0.358
Ca	0.432	0.444	0.395	0.395	0.346	0.362	0.335	0.32
Na	0.005	0.003	0.006	0.003	0.002	0.007	0	0.001
K	0.002	0	0	0.001	0.001	0	0	0
Sum	7.994	7.987	7.991	7.988	8	7.987	7.995	8

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP005.

Amostra	BP_05 c2 grd 1.1	BP_05 c2 grd 1.2	BP_05 c2 grd 1.3	BP_05 c2 grd 1.4	BP_05 c2 grd 1.5	BP_05 c2 grd 1.6	BP_05 c2 grd 1.7	BP_05 c2 grd 1.8
---------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------

Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	37.31	37.6	37.38	37.26	36.83	36.96	36.45	37.24
TiO₂	0.01	0	0.06	0	0	0	0	0.02
Al₂O₃	21.71	21.65	21.68	21.46	21.98	21.86	21.73	21.56
Cr₂O₃	0	0	0.03	0.03	0	0.08	0.04	0.06
Fe₂O₃	0.22	0	0.03	0.3	0	0	1.25	0
FeO	31.98	32.55	32.93	32.84	32.3	32.99	31.97	33.03
MnO	1.18	1.23	1.46	1.84	1.38	1.48	1.39	1.67
MgO	3.65	3.34	3.15	2.89	2.53	2.4	2.25	2.26
CaO	3.66	3.42	3.61	3.66	3.9	3.81	4.77	4.34
Na₂O	0.05	0	0.02	0	0	0.04	0.02	0.02
K₂O	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0.03
Total	99.77	99.8	100.36	100.29	98.92	99.62	99.88	100.23
N° de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.976	3	2.978	2.979	2.973	2.973	2.932	2.983
Ti	0.001	0	0.003	0	0	0	0	0.001
Al	2.041	2.036	2.037	2.023	2.092	2.073	2.061	2.036
Cr	0	0	0.002	0.002	0	0.005	0.003	0.004
Fe⁺³	0.013	0	0.002	0.018	0	0	0.076	0
Fe⁺²	2.134	2.172	2.194	2.196	2.18	2.219	2.15	2.213
Mn	0.08	0.083	0.099	0.125	0.095	0.101	0.095	0.113
Mg	0.434	0.397	0.374	0.345	0.304	0.288	0.269	0.269
Ca	0.313	0.293	0.308	0.314	0.337	0.328	0.411	0.373
Na	0.008	0	0.003	0	0	0.006	0.003	0.003
K	0.001	0.001	0	0	0	0	0	0.003
Sum	8	7.982	8	8	7.981	7.992	8	7.999

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP005.

Sample	BP_05 c2 grd 1.9	BP_05 c2 grd 1.10	BP_05 c2 grd 1.11	BP_05 c2 grd 1.12	BP_05 c2 grd 1.13	BP_05 c2 grd 1.14	BP_05 c2 grd 1.15	BP_05 c2 grd 1.16
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	36.87	37.09	36.97	37.43	37.24	37.04	37.35	36.91
TiO₂	0	0	0.02	0	0.06	0.01	0	0.01
Al₂O₃	21.25	21.45	20.98	21.34	21.5	21.8	21.66	21.4
Cr₂O₃	0.01	0.02	0.05	0	0.03	0	0	0
Fe₂O₃	0	0.01	0	0	0	0	0	0.64
FeO	32.15	32.75	33.16	32.12	32.92	32.74	33.29	32.69
MnO	1.87	2.06	1.98	1.95	1.78	1.51	1.46	1.62
MgO	2.15	2.08	1.98	1.99	2.08	2.25	2.32	2.61
CaO	4.36	4.47	4.21	4.72	4.37	4.31	3.9	3.95
Na₂O	0	0.02	0	0.03	0.01	0.01	0	0.02
K₂O	0.01	0	0.02	0	0	0.01	0	0.01
Total	98.66	99.95	99.37	99.58	99.98	99.66	99.99	99.85
Nº de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.996	2.984	2.997	3.011	2.99	2.977	2.993	2.968
Ti	0	0	0.001	0	0.003	0.001	0	0.001
Al	2.036	2.035	2.005	2.024	2.035	2.066	2.046	2.028
Cr	0.001	0.001	0.003	0	0.002	0	0	0
Fe⁺³	0	0	0	0	0	0	0	0.038
Fe⁺²	2.185	2.202	2.248	2.161	2.21	2.201	2.232	2.198
Mn	0.128	0.14	0.136	0.133	0.121	0.103	0.099	0.11
Mg	0.26	0.249	0.24	0.238	0.249	0.269	0.277	0.313
Ca	0.38	0.386	0.366	0.407	0.376	0.371	0.335	0.34
Na	0	0.002	0	0.005	0.001	0.001	0	0.003
K	0.001	0	0.002	0	0	0.001	0	0.001
Sum	7.986	8	7.999	7.979	7.989	7.99	7.984	8

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP005.

Amostra	BP_05 c2 grd 1.17	BP_05 c2 grd 1.18	BP_05 c2 grd 1.19	BP_05 c2 grd 1.20	BP_05 c2 grd 1.21	BP_05 c2 grd 1.22	BP_05 c2 grd 1.23	BP_05 c2 grd 1.24
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	36.98	37.05	37.02	36.97	36.8	37.01	37.04	37.37
TiO₂	0	0	0.01	0.09	0	0.05	0.02	0
Al₂O₃	21.57	21.37	21.55	21.22	21.38	21.23	21.32	21.33
Cr₂O₃	0.1	0.01	0.04	0.09	0.06	0.03	0.04	0
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	33.02	31.88	31.82	32.17	31.47	31.82	31.1	31.97
MnO	1.5	2.26	2.31	2.62	2.73	2.61	2.46	2.13
MgO	2.52	1.97	1.78	1.73	1.77	1.87	2.07	2.17
CaO	3.73	4.46	5.01	4.68	4.81	4.57	4.63	4.28
Na₂O	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.01	0.02
K₂O	0.02	0	0	0.01	0	0.03	0.01	0
Total	99.48	99.04	99.6	99.61	99.05	99.24	98.7	99.28
Nº de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.98	2.999	2.984	2.988	2.985	2.996	3.003	3.013
Ti	0	0	0.001	0.006	0	0.003	0.001	0
Al	2.049	2.04	2.048	2.022	2.045	2.026	2.037	2.028
Cr	0.006	0.001	0.003	0.005	0.004	0.002	0.003	0
Fe⁺³	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe⁺²	2.225	2.158	2.145	2.175	2.135	2.154	2.109	2.155
Mn	0.103	0.155	0.157	0.18	0.188	0.179	0.169	0.146
Mg	0.303	0.237	0.214	0.209	0.215	0.226	0.25	0.261
Ca	0.322	0.387	0.433	0.405	0.418	0.396	0.403	0.37
Na	0.005	0.006	0.008	0.005	0.004	0.005	0.002	0.003
K	0.002	0	0	0.001	0	0.003	0.001	0
Sum	7.995	7.983	7.994	7.995	7.993	7.991	7.977	7.975

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP005.

Amostra	BP_05 c2 grd 1.25	BP_05 c2 grd 1.26	BP005-2 C6 GN 1A	BP005-2 C6 GN 1B	BP005-2 C6 GN 1C	BP005-2 C6 GN 1D	BP005-2 C6 GN 1E	BP005-2 C6 GN 2A
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	36.99	37.25	35.93	36.09	36.13	36.01	36.04	36.35
TiO₂	0.01	0	0	0.07	0.08	0.09	0.04	0
Al₂O₃	21.37	21.75	20.72	20.79	20.56	20.76	20.99	21.17
Cr₂O₃	0.01	0.03	0	0	0.05	0.06	0	0.04
Fe₂O₃	0.11	0	0.18	0.91	0.71	1.58	0.95	1.66
FeO	32.36	32.46	31.83	31.23	29.39	27.42	30.5	30.37
MnO	1.9	1.5	1.64	2.19	4.41	6.44	2.25	2.02
MgO	2.41	2.83	2.54	1.84	1.55	1.3	1.98	2.45
CaO	4.34	3.99	3.62	5.03	4.78	5.17	5.12	4.81
Na₂O	0.02	0.01	0.07	0	0.11	0.05	0.03	0.09
K₂O	0.01	0.01	0	0.02	0	0.01	0.04	0.03
Total	99.52	99.84	96.53	98.18	97.79	98.89	97.94	99
N° de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.982	2.982	2.985	2.962	2.98	2.947	2.957	2.946
Ti	0.001	0	0	0.005	0.005	0.006	0.002	0
Al	2.031	2.052	2.029	2.012	2	2.003	2.03	2.022
Cr	0.001	0.002	0	0	0.003	0.004	0	0.002
Fe⁺³	0.007	0	0.011	0.056	0.044	0.097	0.059	0.101
Fe⁺²	2.181	2.172	2.212	2.143	2.028	1.877	2.094	2.058
Mn	0.129	0.102	0.115	0.152	0.308	0.446	0.157	0.139
Mg	0.29	0.338	0.315	0.225	0.191	0.159	0.242	0.296
Ca	0.375	0.342	0.322	0.442	0.423	0.453	0.45	0.418
Na	0.003	0.002	0.011	0	0.018	0.007	0.004	0.015
K	0.001	0.001	0	0.002	0	0.001	0.005	0.003
Sum	8	7.993	8	8	8	8	8	8

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP005.

Amostra	BP005-2 C5 GN 1D	BP005-2 C2 GN 1A	BP005-2 C2 GN 1B	BP005-2 C2 GN 1C	BP005-2 C2 GN 1E	BP005-2 C2 GN 1F	BP005 C9 GN S1 1N	BP005 C9 GN S1 1NB
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	36.38	36.44	36.41	36.14	36.3	35.98	33.3	33.45
TiO ₂	0.02	0	0.06	0.03	0.03	0	0.01	0.05
Al ₂ O ₃	21.04	21.36	21	20.82	21.14	21.1	21.35	21.06
Cr ₂ O ₃	0.02	0.04	0	0.05	0	0.04	0.02	0
Fe ₂ O ₃	0.64	0.92	0.13	0.37	0.49	0.94	5.27	4.72
FeO	31.27	31.45	31.09	30.86	31.74	30.43	24.32	25.34
MnO	1.21	1.54	2.73	3.19	2.53	1.57	6.86	5.2
MgO	3.41	2.86	1.89	1.71	2.12	2.77	1.34	1.32
CaO	3.6	4.01	4.69	4.71	4.17	4.28	4.61	5.44
Na ₂ O	0.05	0.04	0.07	0.02	0	0.12	0.06	0.01
K ₂ O	0.03	0.04	0.01	0	0	0.01	0	0.01
Total	97.66	98.69	98.07	97.88	98.51	97.24	97.14	96.6
N° de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.971	2.955	2.984	2.976	2.966	2.957	2.785	2.808
Ti	0.001	0	0.004	0.002	0.002	0	0	0.003
Al	2.026	2.043	2.029	2.021	2.036	2.045	2.105	2.084
Cr	0.001	0.002	0	0.003	0	0.002	0.001	0
Fe ⁺³	0.039	0.056	0.008	0.023	0.03	0.058	0.332	0.298
Fe ⁺²	2.136	2.133	2.131	2.125	2.168	2.092	1.701	1.779
Mn	0.084	0.106	0.19	0.222	0.175	0.109	0.486	0.37
Mg	0.415	0.345	0.231	0.21	0.258	0.339	0.167	0.166
Ca	0.315	0.348	0.412	0.415	0.365	0.377	0.413	0.489
Na	0.008	0.007	0.012	0.003	0	0.019	0.009	0.002
K	0.004	0.004	0.001	0	0	0.001	0	0.001
Sum	8	8	8	8	8	8	8	8

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP005.

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP005.

Amostra	BP005 C9 GN S1 2B	BP005 C10 GN POS 1N	BP005 C10 GN POS 1NB	BP005 C10 GN POS 1BN	BP005 C10 GN POS 1B
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	34.25	33.99	33.66	33.72	33.77
TiO₂	0.03	0.03	0.01	0	0
Al₂O₃	21.39	20.93	21.57	21.07	21.13
Cr₂O₃	0	0.02	0	0.02	0
Fe₂O₃	4.34	3.8	4.04	4.85	4.28
FeO	28.23	28.59	28.88	28.42	28.89
MnO	1.33	1.92	1.49	1.45	1.28
MgO	3.47	2.52	2.71	3.15	3.19
CaO	3.96	4.29	3.92	3.51	3.47
Na₂O	0.03	0.02	0	0.06	0.01
K₂O	0.01	0.02	0	0.02	0
Total	97.04	96.12	96.28	96.27	96.03
Nº de Oxigênio	12	12	12	12	12
Si	2.826	2.847	2.811	2.816	2.825
Ti	0.002	0.002	0.001	0	0
Al	2.08	2.066	2.124	2.074	2.083
Cr	0	0.001	0	0.001	0
Fe⁺³	0.269	0.239	0.254	0.305	0.269
Fe⁺²	1.948	2.003	2.017	1.985	2.021
Mn	0.093	0.136	0.105	0.103	0.091
Mg	0.427	0.315	0.337	0.392	0.398
Ca	0.35	0.385	0.351	0.314	0.311
Na	0.004	0.003	0	0.01	0.002
K	0.001	0.002	0	0.002	0
Sum	8	8	8	8	8

Estaurolitas (BP005) - Análises de química mineral de estaurolitas selecionadas da amostra BP005.

Sample	BP005 C9 ST S2 1N	BP005 C9 ST S2 1B	BP005 C10 ST S1 1B	BP005 C10 ST S1 1C	BP005 C7 ST POS 1N	BP005 C7 ST POS 1NB	BP005 C7 ST POS 1BN	BP005 C7 ST POS 1B
Min	St	St	St	St	St	St	St	St
SiO ₂	28.11	27.93	29.11	28.7	28.49	28.67	28.8	28.4
TiO ₂	0.35	0.42	0.36	0.41	0.48	0.37	0.46	0.45
Al ₂ O ₃	52.49	52.84	52.35	52.78	52.51	51.86	52.89	52.59
Cr ₂ O ₃	0.09	0	0	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	12.93	12.69	12.84	12.64	12.84	12.99	13.09	12.89
MnO	0.12	0.07	0.07	0.12	0.1	0.06	0.07	0.16
MgO	1.98	1.84	2.1	2.09	2.09	2.12	2.08	1.91
CaO	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0	0.04
Na ₂ O	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	96.11	95.84	96.9	96.87	96.6	96.16	97.48	96.49
N° de Oxigênio	46	46	46	46	46	46	46	46
Si	7.905	7.864	8.1	7.987	7.961	8.052	7.98	7.949
Ti	0.074	0.088	0.075	0.086	0.101	0.078	0.096	0.094
Al	17.402	17.535	17.171	17.319	17.3	17.173	17.276	17.356
Cr	0.019	0	0.001	0.013	0.01	0.012	0.013	0.01
Fe ⁺³	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ⁺²	3.041	2.987	2.987	2.943	3	3.051	3.032	3.018
Mn	0.03	0.017	0.015	0.028	0.024	0.015	0.015	0.039
Mg	0.829	0.773	0.87	0.868	0.87	0.886	0.859	0.796
Ca	0.002	0.005	0.007	0.007	0.007	0.005	0.001	0.011
Na	0.018	0.023	0.024	0.022	0.019	0.011	0.012	0
K	0.001	0	0	0.001	0	0	0.001	0
Sum	29.32	29.292	29.251	29.274	29.292	29.283	29.286	29.273

Continuação - Análises de química mineral de estauroilitas selecionadas da amostra BP005.

Amostra	BP005 C7 ST S1 1	BP005 C7 ST S2 1	BP005-2 C5 ST 1N	BP005-2 C5 ST 1B	BP005-2 C1 ST 1N	BP005-2 C1 ST 1B
Min	St	St	St	St	St	St
SiO₂	28.21	29.03	27.12	27.42	27.59	27.88
TiO₂	0.63	0.46	0.39	0.48	0.52	0.43
Al₂O₃	53.29	52.87	51.95	51.42	52.37	51.87
Cr₂O₃	0	0.09	0.05	0.02	0.03	0.06
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0
FeO	13.41	13.15	12.74	12.34	12.85	12.72
MnO	0.11	0.12	0.12	0.14	0.1	0.14
MgO	2.04	2.12	2.23	2.25	2.15	2.12
CaO	0.01	0.02	0	0	0.02	0
Na₂O	0.04	0.1	0.05	0.07	0.03	0.05
K₂O	0	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
Total	97.73	97.97	94.67	94.16	95.67	95.28
Nº de Oxigênio	46	46	46	46	46	46
Si	7.817	8.009	7.755	7.865	7.801	7.908
Ti	0.131	0.095	0.083	0.104	0.11	0.091
Al	17.411	17.196	17.511	17.386	17.457	17.346
Cr	0	0.02	0.011	0.005	0.006	0.013
Fe⁺³	0	0	0	0	0	0
Fe⁺²	3.109	3.033	3.046	2.959	3.038	3.017
Mn	0.025	0.028	0.029	0.034	0.024	0.033
Mg	0.84	0.874	0.949	0.961	0.905	0.895
Ca	0.003	0.006	0	0	0.005	0
Na	0.022	0.052	0.026	0.041	0.016	0.029
K	0.001	0.002	0.007	0.004	0.008	0.008
Sum	29.358	29.315	29.417	29.358	29.37	29.34

Plagioclásios (BP005) - Análises de química mineral de plagioclásios selecionados da amostra BP005.

Amostra	BP005 FLEDS 4	BP005-2 C2 PLA 3	BP005-2 C2 PLA 4	BP005-2 C2 PLA 5	BP005-2 C2 PLA 6
Min	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO₂	61.4	56.44	56.67	58.4	56.99
TiO₂	0	0	0	0.02	0
Al₂O₃	24.05	25.94	25.21	24.68	25.71
Cr₂O₃	0	0	0	0	0.04
Fe₂O₃	0.06	0.07	0.16	0.1	0.03
FeO	0	0	0	0	0
MnO	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0
CaO	6.83	7.66	7.72	6.58	7.76
Na₂O	8.14	7.35	7.4	8.16	7.28
K₂O	0.05	0.06	0.05	0.01	0.04
Total	100.53	97.51	97.22	97.95	97.85
Nº de Oxigênio	8	8	8	8	8
Si	2.719	2.592	2.612	2.661	2.606
Ti	0	0	0	0.001	0
Al	1.256	1.405	1.37	1.326	1.386
Cr	0	0	0	0	0.002
Fe⁺³	0.002	0.002	0.006	0.004	0.001
Fe⁺²	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0
Ca	0.324	0.377	0.381	0.321	0.38
Na	0.699	0.654	0.662	0.721	0.646
K	0.003	0.004	0.003	0	0.002
Sum	5.003	5.033	5.033	5.034	5.023

Biotitas (BP005) - Análises de química mineral de biotitas selecionadas da amostra BP005.

Amostra	BP005-2 C4 BIO POS 1	BP005-2 C4 BIO POS 2	BP005-2 C4 BIO POS 3	BP005-2 C2 BIO S1 1	BP005-2 C2 BIO S1 2	BP005-2 C2 BIO S1 3	BP005-2 C2 BIO S1 4N	BP005-2 C2 BIO S1 4NB
Min	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO₂	36.32	36.9	36.62	36.25	35.9	36.25	36.26	35.99
TiO₂	1.36	1.41	1.35	1.34	1.39	1.29	1.31	1.22
Al₂O₃	17.72	18.32	17.93	17.81	17.61	18.37	18.31	17.82
Cr₂O₃	0.06	0.01	0.01	0.04	0.01	0	0.03	0
Fe₂O₃	0.75	0.02	0.84	0.7	1.99	0.51	0.51	0.41
FeO	14.83	15.27	14.82	14.96	13.76	14.7	15.13	15.25
MnO	0	0.02	0.03	0	0	0	0.05	0
MgO	13.07	13.23	13.36	13.03	13.25	13.13	12.85	12.74
CaO	0.03	0	0	0.01	0	0	0	0.02
Na₂O	0.37	0.35	0.47	0.38	0.42	0.36	0.36	0.39
K₂O	8.51	8.78	8.64	8.63	8.27	8.7	8.68	8.61
Total	93.02	94.3	94.08	93.14	92.6	93.31	93.47	92.44
Nº de Oxigênio	11	11	11	11	11	11	11	11
Si	2.762	2.765	2.755	2.756	2.738	2.745	2.747	2.76
Ti	0.078	0.079	0.076	0.077	0.08	0.073	0.074	0.07
Al	1.589	1.619	1.589	1.597	1.583	1.64	1.635	1.612
Cr	0.004	0	0.001	0.003	0	0	0.002	0
Fe⁺³	0.044	0.002	0.048	0.041	0.115	0.03	0.03	0.025
Fe⁺²	0.942	0.956	0.932	0.95	0.877	0.93	0.958	0.977
Mn	0	0.001	0.002	0	0	0	0.003	0
Mg	1.482	1.478	1.497	1.477	1.506	1.481	1.451	1.456
Ca	0.002	0	0	0	0	0	0	0.001
Na	0.055	0.051	0.069	0.056	0.062	0.053	0.052	0.058
K	0.826	0.839	0.83	0.837	0.804	0.84	0.839	0.842
Sum	7.783	7.791	7.8	7.794	7.767	7.794	7.792	7.802

Continuação - Análises de química mineral de biotitas selecionadas da amostra BP005.

Amostra	BP005-2 C2 BIO S1 4B	BP005 C1 BIO S2 3	BP005 C9 BIO S2 1	BP005 C9 BIO S2 2	BP005 C10 BT S1 1	BP005 C2 BIO POS 1N	BP005 C2 BIO POS 1NB	BP005 C2 BIO POS 1B
Min	bi	bi	bi	bi	bi	bi	bi	bi
SiO₂	36.44	36.38	36.63	37.24	37.8	38.04	38.08	37.85
TiO₂	1.47	1.35	1.41	1.28	1.29	1.29	1.22	1.27
Al₂O₃	18.02	17.27	17.82	17.36	17.87	18.14	17.82	17.64
Cr₂O₃	0.04	0	0.05	0.02	0.04	0.02	0	0
Fe₂O₃	0.77	0	0	0	0	0	0	0
FeO	15.03	14.78	15.65	15.81	15.58	15.64	15.57	15.85
MnO	0.01	0.02	0	0.02	0	0.01	0.03	0.06
MgO	13.03	11.71	12.14	12.11	12.3	12.39	12.63	12.54
CaO	0	0.03	0.02	0.03	0.04	0.01	0	0
Na₂O	0.32	0.34	0.43	0.4	0.38	0.35	0.34	0.36
K₂O	8.65	8.64	8.77	8.76	8.7	8.7	8.78	8.78
Total	93.78	90.52	92.92	93.03	94.02	94.59	94.46	94.34
N° de Oxigênio	11	11	11	11	11	11	11	11
Si	2.751	2.838	2.795	2.836	2.838	2.835	2.844	2.838
Ti	0.083	0.079	0.081	0.073	0.073	0.072	0.068	0.072
Al	1.604	1.588	1.603	1.559	1.582	1.594	1.569	1.559
Cr	0.002	0	0.003	0.001	0.002	0.001	0	0
Fe⁺³	0.045	0	0	0	0	0	0	0
Fe⁺²	0.948	0.964	0.999	1.007	0.978	0.975	0.972	0.994
Mn	0.001	0.001	0	0.001	0	0.001	0.002	0.003
Mg	1.466	1.361	1.381	1.375	1.377	1.377	1.406	1.401
Ca	0	0.003	0.002	0.002	0.004	0.001	0	0
Na	0.047	0.052	0.064	0.059	0.056	0.05	0.049	0.052
K	0.833	0.86	0.854	0.851	0.833	0.827	0.837	0.839
Sum	7.781	7.746	7.781	7.766	7.742	7.734	7.747	7.758

Continuação - Análises de química mineral de biotitas selecionadas da amostra BP005.

Amostra	BP005 C3 BIO POS 1N	BP005 C3 BIO POS 1B
Min	Bt	Bt
SiO ₂	37.81	37.5
TiO ₂	1.24	1.27
Al ₂ O ₃	17.74	17.58
Cr ₂ O ₃	0.06	0.01
Fe ₂ O ₃	0	0
FeO	15.63	15.27
MnO	0.01	0
MgO	12.66	12.64
CaO	0	0.03
Na ₂ O	0.37	0.41
K ₂ O	8.58	8.74
Total	94.09	93.47
Nº de Oxigênio	11	11
Si	2.835	2.832
Ti	0.07	0.072
Al	1.568	1.566
Cr	0.004	0.001
Fe ⁺³	0	0
Fe ⁺²	0.98	0.964
Mn	0	0
Mg	1.415	1.423
Ca	0	0.003
Na	0.054	0.06
K	0.821	0.843
Sum	7.747	7.764

Muscovitas (BP005) - Análises de química mineral de muscovitas selecionadas da amostra BP005.

Sample	BP005 C1 MUSC S2 2	BP005 C9 MUSC S1 2	BP005 C9 MUSC S2 2	BP005 C3 MUSC 1	BP005 C8 MUSC 1B	BP005 C8 MUSC 1A
Min	mu	mu	mu	mu	mu	mu
SiO ₂	44.32	48.3	43.99	47.69	47.51	47.98
TiO ₂	0.04	0.19	0.17	0.19	0.22	0.11
Al ₂ O ₃	36.3	33.3	32.72	32.81	33.42	33.73
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.01	0.02	0.03	0.09
Fe ₂ O ₃	0	0	3.56	0	0	0
FeO	0.86	2.58	1.37	2.5	2.33	2.14
MnO	0	0.05	0	0	0	0.03
MgO	0.09	0.94	2.92	1.04	0.79	0.69
CaO	0.45	0	0	0.01	0	0.05
Na ₂ O	6.42	1.64	1.46	1.51	1.73	1.97
K ₂ O	0.88	8.49	7.21	8.28	8.41	8.26
Total	89.39	95.51	93.41	94.04	94.43	95.06
Nº de Oxigênio	11	11	11	11	11	11
Si	3.027	3.193	2.994	3.197	3.174	3.18
Ti	0.002	0.01	0.009	0.009	0.011	0.005
Al	2.923	2.596	2.625	2.593	2.632	2.635
Cr	0.002	0.001	0	0.001	0.001	0.005
Fe⁺³	0	0	0.182	0	0	0
Fe⁺²	0.049	0.142	0.078	0.14	0.13	0.119
Mn	0	0.003	0	0	0	0.002
Mg	0.009	0.092	0.297	0.104	0.078	0.069
Ca	0.033	0	0	0.001	0	0.004
Na	0.85	0.21	0.193	0.196	0.223	0.253
K	0.077	0.716	0.626	0.708	0.717	0.699
Sum	6.972	6.963	7.004	6.949	6.968	6.971

ANEXO E. Resultados de química mineral da amostra BP009.

Granadas (BP009) - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP009.

Amostra	BP09(1) C3 GRD 1N	BP09(1) C3 GRD 1NB1	BP09(1) C3 GRD 1B	BP09(1) C3 GRD 1NB2	BP09(1) C3 GRD 2N	BP09(1) C3 GRD 2NB1	BP09(1) C3 GRD 2NB3	BP09(1) C3 GRD 2NB4
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	36.64	36.67	36.24	37	36.66	36.61	36.74	36.79
TiO₂	0.05	0	0	0.05	0	0.08	0.07	0.04
Al₂O₃	21.39	21.33	20.97	21.09	21.28	21.3	21.17	21.31
Cr₂O₃	0.04	0.04	0.02	0.07	0.03	0.02	0.01	0.03
Fe₂O₃	1.33	0.73	1.85	0.88	1.75	2.11	1.59	1.53
FeO	28.29	28.33	28.73	29.23	27.44	27.76	27.98	28.75
MnO	4.83	5.07	4.52	4.05	5.6	5.02	4.56	4.09
MgO	3.42	3.12	3.41	3.58	3.31	3.27	3.42	3.67
CaO	3.46	3.51	2.65	3.36	3.52	3.76	3.84	3.36
Na₂O	0.03	0.07	0.1	0.05	0.06	0.06	0.09	0.06
K₂O	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.03	0	0
Total	99.48	98.86	98.51	99.36	99.67	100.02	99.45	99.62
N° de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.945	2.965	2.947	2.974	2.944	2.931	2.952	2.949
Ti	0.003	0	0	0.003	0	0.005	0.004	0.002
Al	2.027	2.034	2.01	1.998	2.015	2.011	2.005	2.014
Cr	0.002	0.002	0.001	0.004	0.002	0.001	0.001	0.002
Fe³⁺	0.081	0.044	0.113	0.053	0.106	0.127	0.096	0.092
Fe²⁺	1.902	1.916	1.954	1.965	1.843	1.859	1.88	1.927
Mn	0.329	0.347	0.311	0.276	0.381	0.341	0.31	0.278
Mg	0.409	0.376	0.413	0.429	0.396	0.39	0.409	0.438
Ca	0.298	0.304	0.231	0.29	0.303	0.322	0.33	0.288
Na	0.004	0.011	0.015	0.008	0.009	0.009	0.013	0.01
K	0.001	0.001	0.004	0.001	0.001	0.003	0	0
Sum	8	8	8	8	8	8	8	8

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP009.

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP009.

Sample	BP09(1) C4 GRD 1NB	BP09(1) C2 GRD 1N	BP09(1) C2 GRD 1NB	BP09(1) C2 GRD 1B
Min	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	36.45	36.69	36.98	36.89
TiO₂	0.07	0.08	0.04	0
Al₂O₃	21.01	21	21.11	21.54
Cr₂O₃	0.03	0.03	0.06	0.05
Fe₂O₃	2.11	0.83	2.31	1.99
FeO	27.05	27.27	26.57	28.18
MnO	5.06	6.42	6.27	5
MgO	3.37	3.02	3.26	3.53
CaO	3.91	3.71	4.03	3.16
Na₂O	0.09	0	0.08	0.1
K₂O	0.01	0.01	0	0.02
Total	99.17	99.07	100.71	100.44
Nº de Oxigênio	12	12	12	12
Si	2.94	2.968	2.943	2.937
Ti	0.004	0.005	0.002	0
Al	1.998	2.003	1.98	2.022
Cr	0.002	0.002	0.004	0.003
Fe⁺³	0.128	0.051	0.138	0.119
Fe⁺²	1.825	1.845	1.768	1.876
Mn	0.346	0.44	0.423	0.337
Mg	0.405	0.364	0.387	0.419
Ca	0.338	0.321	0.343	0.27
Na	0.014	0	0.012	0.016
K	0.001	0.001	0	0.002
Sum	8	8	8	8

Estaurolitas (BP009) - Análises de química mineral de estaurolitas selecionadas da amostra BP009.

Amostra	BP09 (1) C3 ST 1B	BP09 (1) C3 ST 1BN	BP09 (1) C3 ST 1N	BP09 (1) C3 ST 1N2	BP09 (1) C3 ST 2N	BP09 (1) C3 ST 2B	BP09 (1) C3 ST 3B	BP09 (1) C3 ST 3N
Min	St	St	St	St	St	St	St	St
SiO₂	27.43	27.59	27.8	27.65	27.86	28.17	28.02	27.86
TiO₂	0.38	0.54	0.51	0.49	0.51	0.39	0.46	0.49
Al₂O₃	51.97	52.21	52.47	52.29	52.7	52.24	52.79	53.66
Cr₂O₃	0.06	0.06	0	0.04	0.04	0.08	0.08	0.05
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	13.25	12.96	13.17	13.28	12.28	12.6	12.62	12.62
MnO	0.26	0.36	0.28	0.26	0.23	0.29	0.24	0.3
MgO	2.26	2.23	2.3	2.31	2.21	2.22	2.18	2.24
CaO	0.01	0.01	0.01	0.02	0	0.03	0.03	0
Na₂O	0.09	0.05	0.06	0.04	0.05	0.04	0.02	0.04
K₂O	0	0	0	0.02	0	0.03	0.02	0
Total	95.72	96	96.59	96.38	95.89	96.1	96.45	97.26
Nº de Oxigênio	46	46	46	46	46	46	46	46
Si	7.78	7.79	7.804	7.784	7.837	7.922	7.847	7.739
Ti	0.081	0.114	0.108	0.105	0.108	0.083	0.097	0.103
Al	17.379	17.38	17.36	17.357	17.475	17.316	17.431	17.573
Cr	0.013	0.014	0	0.009	0.009	0.018	0.018	0.011
Fe⁺³	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe⁺²	3.143	3.062	3.091	3.126	2.888	2.963	2.956	2.932
Mn	0.063	0.086	0.066	0.061	0.055	0.068	0.056	0.07
Mg	0.956	0.937	0.961	0.968	0.927	0.932	0.91	0.927
Ca	0.002	0.002	0.002	0.006	0	0.009	0.008	0
Na	0.051	0.026	0.031	0.02	0.028	0.025	0.01	0.024
K	0	0.001	0.001	0.006	0.001	0.012	0.007	0
Sum	29.468	29.412	29.424	29.441	29.327	29.347	29.34	29.378

Continuação - Análises de química mineral de estauroilitas selecionadas da amostra BP009.

Amostra	BP09 (1) C2 ST 1B	BP09 (1) C2 ST 1N	BP09 (1) C2 ST 1NB	BP09 (1) C2 ST 1B2	BP09 (1) C2 ST 2B	BP09 (1) C2 ST 2N	BP09 (1) C2 ST 2NB
Min	St	St	St	St	St	St	St
SiO₂	27.87	27.51	28.04	27.87	28.21	28.08	27.56
TiO₂	0.4	0.46	0.38	0.42	0.43	0.47	0.51
Al₂O₃	53.73	52.81	53.25	52.88	52.9	52.67	52.88
Cr₂O₃	0.01	0.03	0.07	0	0.05	0.02	0.09
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0
FeO	13.34	13.49	13.72	13.63	13.64	13.6	13.72
MnO	0.33	0.23	0.24	0.18	0.24	0.19	0.29
MgO	2.2	2.33	2.38	2.3	2.29	2.33	2.37
CaO	0	0	0.03	0	0	0.03	0
Na₂O	0.03	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04
K₂O	0.02	0	0.03	0.01	0.02	0.02	0
Total	97.92	96.91	98.18	97.33	97.83	97.45	97.48
N° de Oxigênio	46	46	46	46	46	46	46
Si	7.718	7.711	7.759	7.775	7.828	7.822	7.692
Ti	0.083	0.097	0.08	0.089	0.09	0.099	0.107
Al	17.541	17.447	17.375	17.39	17.307	17.297	17.4
Cr	0.002	0.006	0.014	0.001	0.011	0.004	0.021
Fe³⁺	0	0	0	0	0	0	0
Fe²⁺	3.089	3.162	3.176	3.18	3.166	3.169	3.203
Mn	0.076	0.055	0.057	0.043	0.056	0.046	0.068
Mg	0.909	0.973	0.98	0.955	0.946	0.967	0.987
Ca	0	0	0.009	0	0	0.009	0
Na	0.014	0.026	0.019	0.015	0.027	0.024	0.024
K	0.007	0	0.012	0.003	0.008	0.006	0.001
Sum	29.439	29.478	29.482	29.45	29.44	29.443	29.503

Plagioclásios (BP009) - Análises de química mineral de plagioclásios selecionados da amostra BP009.

Amostra	BP09 (1) C2 FLEDS 1	BP09 (1) C2 FLEDS 2	BP09 (1) C2 FLEDS 3
Min	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	61.34	59.97	60.53
TiO ₂	0	0.01	0.04
Al ₂ O ₃	23.21	23.41	23.83
Cr ₂ O ₃	0.03	0	0
Fe ₂ O ₃	0.15	0.15	0.11
FeO	0	0	0
MnO	0	0	0
MgO	0	0	0
CaO	4.95	5.3	5.45
Na ₂ O	8.92	8.32	8.88
K ₂ O	0.06	0.06	0.08
Total	98.65	97.23	98.94
Nº de Oxigênio	8	8	8
Si	2.758	2.737	2.722
Ti	0	0	0.001
Al	1.23	1.259	1.264
Cr	0.001	0	0
Fe⁺³	0.005	0.005	0.004
Fe⁺²	0	0	0
Mn	0	0	0
Mg	0	0	0
Ca	0.238	0.259	0.263
Na	0.778	0.736	0.775
K	0.003	0.003	0.005
Sum	5.014	5.001	5.033

Biotitas (BP009) - Análises de química mineral de biotitas selecionadas da amostra BP009.

Amostra	BP09 (1) C2 BIO 3	BP09 (1) C2 BIO 3B	BP09 (1) C2 BIO 4	BP09 (1) C2 BIO 4B
Min	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	36.66	36.77	36.34	36.43
TiO ₂	1.24	1.34	1.25	1.31
Al ₂ O ₃	18.64	18.37	18.76	18.52
Cr ₂ O ₃	0.01	0.04	0.03	0
Fe ₂ O ₃	0.45	0.49	1.04	1.57
FeO	14.3	14.43	13.96	13.17
MnO	0.03	0.02	0.05	0.06
MgO	13.64	13.62	13.56	13.92
CaO	0.03	0.01	0.01	0.01
Na ₂ O	0.46	0.45	0.49	0.43
K ₂ O	8.72	8.67	8.63	8.54
Total	94.18	94.22	94.11	93.96
Nº de Oxigênio	11	11	11	11
Si	2.742	2.751	2.722	2.725
Ti	0.07	0.076	0.07	0.074
Al	1.644	1.621	1.656	1.633
Cr	0.001	0.002	0.002	0
Fe ³⁺	0.026	0.029	0.059	0.089
Fe ²⁺	0.894	0.902	0.874	0.823
Mn	0.002	0.002	0.003	0.003
Mg	1.521	1.518	1.514	1.552
Ca	0.002	0.001	0.001	0.001
Na	0.067	0.065	0.071	0.063
K	0.833	0.828	0.825	0.815
Sum	7.803	7.795	7.798	7.78

Muscovitas (BP009) - Análises de química mineral de muscovitas selecionadas da amostra BP009.

Amostra	BP09 (1) C2 MUSC 1	BP09 (1) C2 MUSC 2	BP09 (1) C2 MUSC 3
Min	Ms	Ms	Ms
SiO₂	44.34	31.5	45.35
TiO₂	0.31	0.05	0.26
Al₂O₃	34.59	27.12	34.77
Cr₂O₃	0.1	0.06	0.04
Fe₂O₃	0	10.12	0
FeO	2.2	3.9	2.28
MnO	0	0.04	0
MgO	0.55	12.71	0.58
CaO	0	0	0.03
Na₂O	2.27	0.73	2.24
K₂O	7.75	2.88	7.7
Total	92.12	89.12	93.23
Nº de Oxigênio	11	11	11
Si	3.044	2.352	3.07
Ti	0.016	0.003	0.013
Al	2.799	2.387	2.775
Cr	0.006	0.004	0.002
Fe⁺³	0	0.569	0
Fe⁺²	0.126	0.244	0.129
Mn	0	0.002	0
Mg	0.056	1.414	0.059
Ca	0	0	0.002
Na	0.302	0.106	0.294
K	0.678	0.275	0.665
Sum	7.028	7.355	7.008

ANEXO F. Resultados de química mineral da amostra BP149.

Granadas (BP149) - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP149.

Amostra	BP_149 - 2 cl grd 1.1	BP_149 - 2 cl grd 1.2	BP_149 - 2 cl grd 1.3	BP_149 - 2 cl grd 1.4	BP_149 - 2 cl grd 1.5	BP_149 - 2 cl grd 1.6	BP_149 - 2 cl grd 1.7	BP_149 - 2 cl grd 1.8
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	37.53	37.46	37.09	37.52	37.08	36.91	37.47	37.46
TiO₂	0	0.04	0	0.07	0.01	0.11	0.04	0
Al₂O₃	22.17	22.2	22.82	22.26	21.96	22.1	22.27	22.1
Cr₂O₃	0.01	0.02	0	0.01	0.02	0	0.04	0.07
Fe₂O₃	1.56	1.67	2.94	1.16	2.3	2.87	1.37	1.35
FeO	32.57	32	30.63	30.66	30.24	29.44	30.83	32.03
MnO	1.75	2.36	2.23	3.05	3.22	3.76	2.39	2.23
MgO	2.77	2.52	3.11	2.47	2.39	2.33	2.88	2.2
CaO	4.34	4.43	4.58	5.17	4.88	5.07	5.04	5.07
Na₂O	0	0.06	0.01	0.03	0.07	0.05	0	0.01
K₂O	0	0	0.01	0	0	0.03	0	0.01
Total	102.71	102.77	103.42	102.41	102.16	102.67	102.35	102.53
N° de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.933	2.929	2.873	2.937	2.918	2.893	2.929	2.938
Ti	0	0.002	0	0.004	0.001	0.006	0.003	0
Al	2.042	2.046	2.084	2.054	2.037	2.043	2.053	2.043
Cr	0.001	0.001	0	0.001	0.001	0	0.003	0.004
Fe⁺³	0.092	0.099	0.171	0.068	0.136	0.169	0.081	0.08
Fe⁺²	2.129	2.092	1.984	2.007	1.99	1.93	2.016	2.101
Mn	0.116	0.156	0.147	0.202	0.215	0.25	0.158	0.148
Mg	0.323	0.294	0.359	0.289	0.28	0.272	0.335	0.257
Ca	0.364	0.372	0.38	0.434	0.412	0.426	0.422	0.426
Na	0.001	0.008	0.001	0.004	0.011	0.008	0	0.002
K	0	0	0.001	0	0	0.003	0	0.001
Sum	8	8	8	8	8	8	8	8

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP149.

Amostra	BP_149 - 2 c1 grd 1.9	BP_149 - 2 c1 grd 1.10	BP_149 - 2 c1 grd 1.11	BP_149 - 2 c1 grd 1.12	BP_149 - 2 c1 grd 1.13	BP_149 - 2 c1 grd 1.14	BP_149 - 2 c1 grd 1.15	BP_149 - 2 c1 grd 1.16
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	37.49	37.53	37.15	37.09	36.78	37.06	37.64	37.12
TiO₂	0	0	0.06	0.03	0.01	0.06	0.04	0
Al₂O₃	22.18	22.3	22.23	22.04	22.26	22.25	22.58	21.92
Cr₂O₃	0	0.01	0.05	0.03	0.02	0.04	0.04	0
Fe₂O₃	1.81	1.96	1.69	1.72	2.16	1.11	1.22	1.67
FeO	31.87	31.83	31.57	31.46	30.78	31.21	31.46	30.62
MnO	2.39	2.44	2.79	2.86	2.96	3	2.7	2.41
MgO	2.3	2.31	2.07	2.01	2.05	1.97	2.44	2.72
CaO	5.01	4.9	4.92	4.94	4.95	4.86	4.91	4.92
Na₂O	0	0.03	0	0.01	0.05	0.05	0.04	0.02
K₂O	0	0.01	0.03	0.02	0	0.06	0	0.02
Total	103.06	103.32	102.56	102.21	102.01	101.66	103.08	101.42
Nº de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.926	2.922	2.917	2.924	2.903	2.931	2.928	2.933
Ti	0	0	0.004	0.002	0.001	0.003	0.002	0
Al	2.041	2.047	2.058	2.049	2.071	2.075	2.071	2.041
Cr	0	0	0.003	0.002	0.001	0.003	0.003	0
Fe⁺³	0.107	0.115	0.1	0.102	0.128	0.066	0.072	0.099
Fe⁺²	2.081	2.073	2.073	2.074	2.032	2.064	2.047	2.023
Mn	0.158	0.161	0.186	0.191	0.198	0.201	0.178	0.161
Mg	0.267	0.268	0.242	0.236	0.241	0.232	0.283	0.32
Ca	0.419	0.409	0.414	0.417	0.418	0.412	0.409	0.417
Na	0.001	0.004	0	0.001	0.007	0.007	0.007	0.004
K	0	0.001	0.003	0.002	0	0.006	0	0.002
Sum	8	8	8	8	8	8	8	8

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP149.

Amostra	BP_149 - 2 c1 grd 1.17	BP_149 - 2 c1 grd 1.18	BP_149 - 2 c1 grd 1.19	BP_149 - 2 c2 grd 2.1	BP_149 - 2 c2 grd 2.2	BP_149 - 2 c2 grd 2.3	BP_149 - 2 c2 grd 2.4	BP_149 - 2 c2 grd 2.5
---------	------------------------	------------------------	------------------------	-----------------------	-----------------------	-----------------------	-----------------------	-----------------------

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP149.

Amostra	BP_149 - 2 c3 grd 1.3	BP_149 - 2 c3 grd 1.4	BP_149 - 2 c3 grd 1.5	BP_149 - 2 c3 grd 1.6	BP_149 - 2 c3 grd 1.7	BP_149 - 2 c3 grd 1.8	BP_149 - 2 c3 grd 1.9	BP_149 - 2 c3 grd 1.10
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	37.21	36.77	37.05	37.01	37.14	37.06	36.99	37.29
TiO ₂	0.01	0.05	0.02	0	0	0.06	0.01	0.09
Al ₂ O ₃	22.38	22.68	22.39	22.49	22.11	22.14	22.23	21.66
Cr ₂ O ₃	0.03	0	0	0.02	0	0	0.07	0
Fe ₂ O ₃	1.68	1.26	1.94	0.81	0.92	2.29	1.7	0.2
FeO	32.61	32.04	31.97	31.64	31.5	31.4	31.23	30.76
MnO	1.67	1.71	2.09	2.24	2.53	2.53	2.45	3.16
MgO	2.74	2.31	2.58	2.35	2.24	2.41	2.55	2.57
CaO	4	4.42	4.26	4.62	4.79	4.75	4.57	4.48
Na ₂ O	0.04	0.07	0.04	0.05	0.05	0	0.01	0.07
K ₂ O	0	0.05	0	0	0	0.01	0.03	0.02
Total	102.37	101.36	102.34	101.23	101.28	102.65	101.83	100.3
Nº de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.918	2.909	2.908	2.93	2.944	2.906	2.916	2.976
Ti	0	0.003	0.001	0	0	0.004	0	0.006
Al	2.069	2.115	2.072	2.099	2.065	2.046	2.066	2.037
Cr	0.002	0	0	0.001	0	0	0.004	0
Fe⁺³	0.099	0.075	0.115	0.048	0.055	0.135	0.101	0.012
Fe⁺²	2.139	2.12	2.099	2.095	2.088	2.059	2.059	2.053
Mn	0.111	0.114	0.139	0.15	0.17	0.168	0.164	0.213
Mg	0.32	0.272	0.302	0.278	0.264	0.282	0.3	0.306
Ca	0.337	0.374	0.359	0.392	0.407	0.399	0.386	0.383
Na	0.006	0.011	0.006	0.008	0.008	0	0.002	0.011
K	0	0.005	0	0	0	0.001	0.003	0.002
Sum	8	8	8	8	8	8	8	8

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP149.

Amostra	BP_149 - 2 c3 grd 1.11	BP_149 - 2 c3 grd 1.12	BP_149 - 2 c3 grd 1.13	BP_149 - 2 c3 grd 1.14	BP_149 - 2 c3 grd 1.15	BP_149 - 2 c3 grd 1.16	BP_149 - 2 c3 grd 1.17	BP_149 - 2 c3 grd 1.18
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	37.64	37.27	36.91	37.02	36.44	36.69	37	36.83
TiO ₂	0.03	0.01	0.06	0	0.1	0.13	0.12	0.1
Al ₂ O ₃	22.48	22.04	21.94	21.88	21.88	21.51	21.81	21.7
Cr ₂ O ₃	0.06	0.01	0	0	0	0	0.06	0.05
Fe ₂ O ₃	1.68	1.83	1.71	1.42	2.05	1.85	1.75	2.06
FeO	30.44	29.07	27.87	27.69	26.79	25.52	25.75	25.07
MnO	4.1	5.41	6.2	7.31	8.53	9.68	9.61	10.15
MgO	2.58	2.19	1.88	1.69	1.74	1.31	1.42	1.19
CaO	4.3	4.6	4.96	4.8	3.99	4.66	4.7	4.94
Na ₂ O	0.07	0.05	0.07	0	0	0.08	0.06	0.07
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01
Total	103.39	102.49	101.61	101.81	101.52	101.42	102.29	102.17
Nº de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.923	2.928	2.926	2.935	2.905	2.93	2.927	2.922
Ti	0.002	0.001	0.004	0	0.006	0.008	0.007	0.006
Al	2.058	2.041	2.05	2.045	2.057	2.025	2.034	2.029
Cr	0.004	0.001	0	0	0	0	0.003	0.003
Fe⁺³	0.098	0.108	0.102	0.085	0.123	0.111	0.104	0.123
Fe⁺²	1.977	1.91	1.848	1.836	1.787	1.704	1.704	1.663
Mn	0.27	0.36	0.416	0.491	0.576	0.655	0.644	0.682
Mg	0.299	0.256	0.222	0.2	0.207	0.156	0.168	0.141
Ca	0.358	0.387	0.421	0.408	0.341	0.399	0.399	0.42
Na	0.011	0.007	0.011	0	0	0.012	0.009	0.01
K	0	0	0	0	0	0	0.001	0.001
Sum	8	8	8	8	8	8	8	8

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP149.

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP149.

Amostra	BP_149 - 2 c3 grd 1.35	BP_149 - 2 c3 grd 1.36	BP_149 - 2 c3 grd 1.37	BP_149 - 2 c3 grd 1.38	BP_149 - 2 c3 grd 1.39	BP_149 - 2 c3 grd 1.40	BP_149 - 2 c3 grd 1.41	BP_149 - 2 c3 grd 1.42
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	37.48	37.08	37.38	37.15	37.08	37.14	93.78	37.54
TiO₂	0.21	0.06	0.11	0.1	0.13	0.04	0	0.01
Al₂O₃	21.88	21.85	21.81	21.61	22.04	22.29	0.86	22.44
Cr₂O₃	0.04	0.02	0.01	0.05	0.02	0	0.01	0.04
Fe₂O₃	1.1	1.36	0.35	1.35	1.21	1.53	0	1.34
FeO	26.64	25.71	26.98	26.8	27.22	28.85	1.19	31.13
MnO	9.12	9.08	8.88	8.46	7.04	4.54	0.27	2.8
MgO	1.3	1.3	1.24	1.44	1.78	2.59	0.06	2.85
CaO	5.23	5.31	5.04	4.85	5.2	4.83	0.13	4.41
Na₂O	0.03	0.08	0.03	0.05	0.04	0.04	0	0.04
K₂O	0	0	0.01	0.04	0.03	0.01	0.01	0
Total	103.02	101.83	101.83	101.89	101.79	101.86	96.32	102.61
Nº de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.943	2.94	2.966	2.947	2.933	2.922	5.906	2.93
Ti	0.012	0.003	0.006	0.006	0.007	0.003	0	0.001
Al	2.026	2.043	2.04	2.022	2.055	2.067	0.064	2.065
Cr	0.002	0.001	0	0.003	0.001	0	0	0.002
Fe⁺³	0.065	0.081	0.021	0.081	0.072	0.091	0	0.079
Fe⁺²	1.75	1.705	1.79	1.778	1.801	1.898	0.063	2.032
Mn	0.607	0.61	0.596	0.569	0.472	0.302	0.014	0.185
Mg	0.152	0.154	0.146	0.17	0.21	0.303	0.006	0.332
Ca	0.44	0.451	0.428	0.412	0.44	0.407	0.009	0.369
Na	0.004	0.012	0.005	0.008	0.006	0.006	0	0.007
K	0	0	0.001	0.004	0.003	0.001	0.001	0
Sum	8	8	8	8	8	8	6.063	8

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP149.

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP149.

Sample	BP_149 - 2 c4 grd 1.10	BP_149 - 2 c4 grd 1.11	BP_149 - 2 c4 grd 1.12	BP_149 - 2 c4 grd 1.13	BP_149 - 2 c4 grd 1.14	BP_149 - 2 c4 grd 1.15	BP_149 - 2 c4 grd 1.16	BP_149 - 2 c4 grd 1.17
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	37.19	37.24	37.27	37.42	37.47	37.59	36.82	37.2
TiO₂	0.01	0	0	0.07	0.1	0.13	0.17	0.12
Al₂O₃	22.34	22.44	22.32	22.3	22.15	22.07	21.79	22.06
Cr₂O₃	0.05	0.02	0.06	0.03	0.03	0	0.01	0.08
Fe₂O₃	1.4	1.49	0.73	1.55	1.31	0.81	1.98	1.47
FeO	31.54	32.07	32.43	30.91	29.71	28.26	27.16	27.99
MnO	2.38	2.53	2.35	3.46	4.94	6.58	8	6.33
MgO	1.93	1.98	1.89	2.23	1.91	1.88	1.73	2.29
CaO	5.53	4.9	4.89	5.01	5.11	5.23	4.49	4.72
Na₂O	0	0.02	0.02	0	0.03	0.02	0.02	0.01
K₂O	0	0	0	0	0.03	0.01	0	0.01
Total	102.37	102.7	101.96	102.98	102.77	102.56	102.16	102.27
N° de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.922	2.92	2.94	2.923	2.936	2.949	2.915	2.926
Ti	0.001	0	0	0.004	0.006	0.008	0.01	0.007
Al	2.069	2.074	2.076	2.053	2.046	2.041	2.034	2.045
Cr	0.003	0.001	0.003	0.002	0.002	0	0	0.005
Fe⁺³	0.082	0.088	0.044	0.091	0.077	0.048	0.118	0.087
Fe⁺²	2.073	2.102	2.14	2.02	1.947	1.854	1.799	1.841
Mn	0.158	0.168	0.157	0.229	0.328	0.437	0.536	0.422
Mg	0.226	0.232	0.222	0.259	0.223	0.22	0.204	0.268
Ca	0.465	0.412	0.414	0.419	0.429	0.44	0.381	0.398
Na	0	0.003	0.004	0	0.004	0.002	0.002	0.002
K	0	0	0	0	0.003	0.001	0	0.001
Sum	8	8	8	8	8	8	8	8

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP149.

Amostra	BP_149 - 2 c4 grd 1.18	BP_149 - 2 c4 grd 1.19	BP_149 - 2 c4 grd 1.20	BP_149 - 2 c4 grd 1.21	BP_149 - 2 c4 grd 1.22	BP_149 - 2 c4 grd 1.23	BP_149 - 2 c4 grd 1.24	BP_149 - 2 c4 grd 1.25
Min.	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	37.32	37.11	37.06	94.87	37.23	37.15	37.42	37.23
TiO₂	0.14	0	0.01	0	0.06	0.04	0.12	0
Al₂O₃	22.2	22.44	22.23	0.01	21.8	21.94	22.3	22.17
Cr₂O₃	0	0	0.01	0.02	0.03	0.02	0.05	0
Fe₂O₃	1.25	1.52	1.11	0	0.92	1.17	0.51	1.2
FeO	27.23	28	28.56	0.54	29.17	30.61	31.63	32.43
MnO	7.83	7.44	7.24	0.05	4.64	3.15	2.4	2.32
MgO	1.89	2	1.7	0	1.93	2.12	2.31	2.31
CaO	4.63	3.85	4.18	0.02	5.6	5.17	5.15	4.38
Na₂O	0.05	0.07	0.01	0	0.01	0.05	0.01	0
K₂O	0.02	0	0	0.04	0.01	0.01	0	0
Total	102.55	102.42	102.13	95.54	101.4	101.42	101.9	102.04
Nº de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.932	2.92	2.93	5.982	2.951	2.942	2.943	2.935
Ti	0.008	0	0.001	0	0.004	0.003	0.007	0
Al	2.056	2.082	2.072	0.001	2.038	2.049	2.068	2.06
Cr	0	0	0.001	0.001	0.002	0.001	0.003	0
Fe⁺³	0.074	0.09	0.066	0	0.055	0.07	0.03	0.071
Fe⁺²	1.789	1.843	1.889	0.028	1.933	2.027	2.081	2.138
Mn	0.521	0.496	0.485	0.003	0.311	0.211	0.16	0.155
Mg	0.221	0.234	0.2	0	0.228	0.25	0.271	0.272
Ca	0.39	0.324	0.354	0.002	0.475	0.439	0.434	0.37
Na	0.008	0.011	0.002	0	0.002	0.007	0.002	0
K	0.002	0	0	0.003	0.001	0.001	0	0
Sum	8	8	8	6.019	8	8	8	8

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP149.

Amostra	BP_149 - 2 c4 grd 1.26	BP_149 - 2 c4 grd 1.27	BP_149 - 2 c4 grd 1.28	149-2 C3 GN S1 1A	149-2 C3 GN S1 1B	149-2 C3 GN S1 1C	149-2 C3 GN S1 1D	149-2 C3 GN S1 1E
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	37.37	37.54	37.63	37.23	36.7	36.42	36.53	36.53
TiO₂	0	0	0	0.04	0.06	0.1	0.12	0.21
Al₂O₃	22.3	22.6	22.76	21.69	21.4	20.74	21.18	21.13
Cr₂O₃	0.01	0	0.09	0	0.05	0.03	0	0
Fe₂O₃	0.8	1.15	1.21	1.19	0.84	1.88	0.95	1.36
FeO	32.54	32.91	32.65	31.85	28.12	25.91	26.65	27.55
MnO	1.77	1.49	1.44	1.46	7.23	8.66	9.05	7.31
MgO	2.44	2.75	3.24	3.49	1.94	1.48	1.21	1.35
CaO	4.54	4.31	3.79	3.83	3.77	4.74	4.54	4.97
Na₂O	0.03	0.01	0.05	0.02	0.03	0.06	0	0.03
K₂O	0.01	0	0.01	0	0.02	0	0	0
Total	101.8	102.76	102.87	100.8	100.16	100.01	100.23	100.43
Nº de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.944	2.928	2.924	2.951	2.956	2.95	2.954	2.945
Ti	0	0	0	0.002	0.004	0.006	0.008	0.013
Al	2.071	2.078	2.085	2.026	2.033	1.98	2.019	2.008
Cr	0	0	0.006	0	0.003	0.002	0	0
Fe⁺³	0.047	0.067	0.071	0.071	0.051	0.114	0.057	0.082
Fe⁺²	2.144	2.147	2.121	2.111	1.895	1.755	1.802	1.857
Mn	0.118	0.099	0.095	0.098	0.493	0.594	0.62	0.499
Mg	0.286	0.32	0.375	0.412	0.233	0.178	0.146	0.162
Ca	0.383	0.36	0.316	0.325	0.325	0.412	0.393	0.429
Na	0.005	0.001	0.007	0.003	0.005	0.009	0	0.005
K	0.001	0	0.001	0	0.002	0	0	0
Sum	8	8	8	8	8	8	8	8

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP149.

Amostra	149-2 C3 GN S1 1F	149-2 C3 GN S1 1G	149-2 C3 GN S1 1H	149-2 C3 GN S1 1I	149-2 C3 GN S1 1J	149-2 C3 GN S1 1K	149-2 C3 GN S1 1L	149-2 C3 GN S1 1M
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	36.7	36.22	36.23	36.47	36.66	36.77	36.77	37.29
TiO₂	0.04	0.07	0.17	0.03	0.02	0.05	0.06	0.01
Al₂O₃	21.5	21.19	21.31	21.65	21.38	21.6	21.3	21.42
Cr₂O₃	0.03	0.01	0.01	0.04	0.04	0.07	0	0.04
Fe₂O₃	2.17	1.85	1.83	0.5	1.77	1.43	2.11	1.31
FeO	31.12	27.41	25.69	26.84	28.37	30.39	30.86	32.12
MnO	2.43	6.55	9.14	9.32	5.26	2.8	2.23	2.19
MgO	2.37	1.62	1.24	1.38	2.06	2.27	2.53	2.42
CaO	4.74	4.99	4.93	3.73	4.92	5.19	4.96	4.42
Na₂O	0	0.01	0	0.02	0.04	0.02	0.01	0.06
K₂O	0.01	0	0	0.01	0	0.01	0.01	0
Total	101.11	99.92	100.55	99.98	100.52	100.59	100.82	101.28
Nº de Oxigênio	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.923	2.93	2.921	2.951	2.937	2.936	2.933	2.961
Ti	0.002	0.004	0.01	0.002	0.001	0.003	0.003	0
Al	2.019	2.021	2.026	2.065	2.02	2.034	2.003	2.006
Cr	0.002	0.001	0.001	0.002	0.003	0.005	0	0.003
Fe³⁺	0.13	0.112	0.111	0.031	0.107	0.086	0.126	0.078
Fe²⁺	2.073	1.854	1.732	1.816	1.901	2.03	2.058	2.133
Mn	0.164	0.449	0.624	0.639	0.357	0.189	0.151	0.147
Mg	0.282	0.196	0.149	0.166	0.247	0.27	0.3	0.287
Ca	0.404	0.432	0.426	0.323	0.423	0.444	0.423	0.376
Na	0	0.002	0	0.004	0.005	0.003	0.001	0.009
K	0.001	0	0	0.001	0	0.001	0.001	0
Sum	8	8	8	8	8	8	8	8

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP149.

Estarolitas (BP149) - Análises de química mineral de estaurolitas selecionadas da amostra BP149.

Amostra	149-2 C3 S1 St 1N	149-2 C3 S1 St 1B	149-2 C4 St 1A	149-2 C4 St 1B	149-2 C1 St 1N	149-2 C1 St 1B	149-2 C2 S1 St 1A	149-2 C2 S1 St 1B
Min	St	St	St	St	St	St	St	St
SiO₂	28.63	28.47	28.21	28.74	28.41	28.69	28.63	28.57
TiO₂	0.37	0.4	0.36	0.47	0.45	0.53	0.47	0.38
Al₂O₃	52.7	52.4	53.22	52.99	52.91	53.34	53.6	53.51
Cr₂O₃	0.05	0.06	0.05	0	0.02	0.05	0.04	0
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	12.9	12.81	13.07	12.56	12.42	12.51	12.88	12.71
MnO	0.07	0.11	0.09	0.14	0.05	0.1	0.15	0.08
MgO	2.32	2.14	2.07	1.93	2.37	2.14	2.26	2.17
CaO	0	0	0	0.01	0.02	0	0.01	0
Na₂O	0.02	0.06	0.04	0.06	0.04	0.02	0.04	0.03
K₂O	0	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
Total	97.07	96.47	97.14	96.92	96.71	97.4	98.09	97.45
N° de Oxigênio	46	46	46	46	46	46	46	46
Si	7.962	7.97	7.852	7.989	7.915	7.935	7.881	7.902
Ti	0.077	0.084	0.075	0.098	0.094	0.111	0.096	0.078
Al	17.279	17.29	17.461	17.366	17.378	17.389	17.393	17.45
Cr	0.012	0.014	0.011	0	0.005	0.011	0.008	0
Fe⁺³	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe⁺²	3.001	2.999	3.043	2.92	2.894	2.893	2.966	2.94
Mn	0.017	0.025	0.022	0.032	0.012	0.022	0.035	0.019
Mg	0.963	0.894	0.859	0.8	0.984	0.884	0.928	0.897
Ca	0	0	0	0.004	0.005	0	0.004	0
Na	0.01	0.031	0.024	0.034	0.02	0.011	0.021	0.015
K	0	0.006	0.004	0.007	0.006	0.007	0.002	0.002
Sum	29.32	29.313	29.351	29.251	29.313	29.263	29.334	29.303

Plagioclásios (BP149) - Análises de química mineral de plagioclásios selecionados da amostra BP149.

Amostra	149-2 C2 PLA 1	149-2 C2 PLA 2	149-2 C2 PLA 3	149-2 C2 PLA 4	BP_149-2 pl 1	BP_149-2 pl 2	BP_149-2 pl 3	BP_149-2 pl 4	BP_149-2 pl 5
Min	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO₂	60.39	62.61	60.76	59.02	58.3	57.42	55.8	57.12	59.36
TiO₂	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0
Al₂O₃	25.89	24.25	24.96	26.5	27.04	27.12	26.43	27.21	26.02
Cr₂O₃	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0
Fe₂O₃	0.13	0.06	0.06	0.13	0.06	0.04	0.02	0.03	0.08
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0	0	0	0	0.03	0	0	0.01
MgO	0.02	0	0	0.01	0	0	0	0	0
CaO	7.31	5.52	6.91	7.87	7.23	7.73	7.73	7.67	6.51
Na₂O	7.45	8.75	7.75	7.39	8.26	7.55	7.07	7.5	8.79
K₂O	0.03	0.02	0.06	0.05	0.03	0.07	0.13	0.04	0.05
Total	101.2	101.22	100.51	100.98	100.93	99.95	97.18	99.58	100.81
Nº de Oxigênio	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.657	2.743	2.69	2.613	2.587	2.573	2.572	2.568	2.633
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	1.343	1.253	1.303	1.383	1.415	1.433	1.436	1.442	1.36
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe⁺³	0.004	0.002	0.002	0.004	0.002	0.001	0.001	0.001	0.003
Fe⁺²	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0.001	0	0	0.001
Mg	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0.345	0.259	0.328	0.373	0.344	0.371	0.382	0.37	0.309
Na	0.635	0.743	0.665	0.635	0.71	0.656	0.632	0.653	0.756
K	0.001	0.001	0.003	0.003	0.002	0.004	0.008	0.002	0.003
Sum	4.987	5.001	4.992	5.012	5.06	5.039	5.03	5.037	5.065

Continuação - Análises de química mineral de plagioclásios selecionados da amostra BP149.

Amostra	BP_149-2 pl 6.1	BP_149-2 pl 6.2	BP_149-2 pl 6.3	BP_149-2 pl 6.4	BP_149-2 pl 6.5	BP_149-2 pl 6.6	BP_149-2 pl 6.7	BP_149-2 pl 6.8	BP_149-2 pl 7.1
Min	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO₂	59.59	58.98	58.66	58.66	59.16	58.3	59.8	59.42	59.68
TiO₂	0	0	0	0.02	0	0	0	0	0.01
Al₂O₃	25.8	26.27	26.2	26.39	26.34	27.14	26.1	26.19	26.17
Cr₂O₃	0.02	0.05	0	0	0	0	0	0.04	0
Fe₂O₃	0	0.09	0.07	0.04	0.11	0.13	0.14	0.17	0.16
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0	0.03	0.01	0.01	0	0	0.02	0.06
MgO	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0
CaO	6.09	6.46	6.29	6.71	6.79	6.43	6.49	6.27	6.17
Na₂O	8.76	8.86	8.42	8.49	8.41	8.44	8.48	8.55	8.4
K₂O	0.04	0.05	0.06	0.03	0.03	0.09	0.02	0.09	0.05
Total	100.31	100.77	99.74	100.36	100.85	100.54	101.04	100.76	100.7
N° de Oxigênio	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.65	2.619	2.626	2.614	2.623	2.593	2.642	2.634	2.643
Ti	0	0	0	0.001	0	0	0	0	0
Al	1.353	1.376	1.383	1.387	1.376	1.423	1.359	1.369	1.366
Cr	0.001	0.002	0	0	0	0	0	0.001	0
Fe⁺³	0	0.003	0.002	0.001	0.004	0.004	0.005	0.006	0.005
Fe⁺²	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0.001	0	0	0	0	0.001	0.002
Mg	0	0	0	0.001	0	0	0	0	0
Ca	0.29	0.308	0.302	0.32	0.323	0.306	0.307	0.298	0.293
Na	0.755	0.763	0.731	0.733	0.723	0.728	0.726	0.735	0.722
K	0.003	0.003	0.003	0.002	0.001	0.005	0.001	0.005	0.003
Sum	5.052	5.073	5.049	5.059	5.049	5.06	5.04	5.049	5.034

Continuação - Análises de química mineral de plagioclásios selecionados da amostra BP149.

Amostra	BP_149-2 pl 7.2	BP_149-2 pl 7.3	BP_149-2 pl 7.4	BP_149-2 pl 7.5	BP_149-2 pl 7.6	BP_149-2 pl 7.7	BP_149-2 pl 7.8	BP_149-2 pl 7.9	BP_149-2 pl 7.10
Min	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO₂	59.6	57.09	59.22	57.63	57.51	59.59	59.51	60.02	58.89
TiO₂	0	0	0	0.02	0	0	0	0.03	0
Al₂O₃	26.2	27.61	26.38	27.53	27.88	26.12	26.32	25.58	26.13
Cr₂O₃	0.04	0.05	0	0	0.02	0.03	0	0	0.06
Fe₂O₃	0.18	0.09	0.25	0.15	0.25	0.09	0.13	0.28	0.21
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0	0.02	0	0.04	0	0	0	0.02
MgO	0	0.01	0	0	0.01	0	0	0	0.01
CaO	6.4	7.95	6.77	7.84	8.07	6.33	6.57	5.83	6.46
Na₂O	8.67	7.73	8.57	7.77	7.55	9.02	8.6	8.88	8.6
K₂O	0.03	0.04	0.07	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.05
Total	101.12	100.58	101.28	100.98	101.36	101.21	101.16	100.66	100.43
N° de Oxigênio	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.633	2.548	2.618	2.56	2.547	2.633	2.629	2.66	2.623
Ti	0	0	0	0.001	0	0	0	0.001	0
Al	1.365	1.453	1.374	1.442	1.455	1.361	1.371	1.336	1.372
Cr	0.001	0.002	0	0	0.001	0.001	0	0	0.002
Fe³⁺	0.006	0.003	0.008	0.005	0.008	0.003	0.004	0.009	0.007
Fe²⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0.001	0	0.001	0	0	0	0.001
Mg	0	0.001	0	0	0	0	0	0	0.001
Ca	0.303	0.38	0.32	0.373	0.383	0.3	0.311	0.277	0.309
Na	0.743	0.669	0.735	0.669	0.648	0.773	0.736	0.763	0.743
K	0.002	0.002	0.004	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003
Sum	5.053	5.058	5.06	5.052	5.046	5.072	5.053	5.048	5.059

Biotitas (BP149) - Análises de química mineral de biotitas selecionadas da amostra BP149.

Amostra	149-2 C3 POS IN	149-2 C3 POS IN	149-2 C2 S1 BIO IA	149-2 C2 S1 BIO IB	149-2 C2 S1 BIO 2A	149-2 C2 S1 BIO 2B	149-2 C2 S1 BIO 3	149-2 C2 S1 BIO 4	149-2 C2 BIO POS 1	149-2 C2 BIO POS 2	149-2 C2 BIO SIN 5
Min	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO₂	37.46	37.23	38.36	37.76	38.02	37.44	37.77	37.39	37.14	37.21	37.69
TiO₂	1.26	1.31	1.25	1.31	1.39	1.29	1.34	1.27	1.29	1.34	1.31
Al₂O₃	18.13	18.15	18.58	18.6	18.11	18.31	18.48	18.73	18.09	18.56	18.46
Cr₂O₃	0.07	0.06	0.07	0.01	0.02	0.05	0	0.07	0.08	0.01	0.06
Fe₂O₃	0.27	0.56	0	0.13	0	1.12	0	0	1.05	0	0
FeO	15.23	15.32	15.48	15.4	15.6	14.99	15.34	15.07	14.64	15.28	15.17
MnO	0.05	0.03	0.03	0	0.03	0.06	0.01	0.01	0.11	0.01	0.05
MgO	13.41	13.33	13.65	13.65	13.51	13.34	13.63	13.45	13.51	13.29	13.57
CaO	0.03	0.01	0.01	0.02	0.04	0.01	0	0.01	0.04	0	0.02
Na₂O	0.32	0.37	0.36	0.34	0.33	0.29	0.39	0.41	0.34	0.35	0.42
K₂O	8.76	8.8	8.75	9	8.78	8.67	8.88	8.84	8.69	8.87	8.7
Total	94.99	95.15	96.52	96.21	95.82	95.56	95.84	95.26	94.99	94.93	95.44
Nº de Oxigênio	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
Si	2.785	2.769	2.798	2.772	2.8	2.767	2.781	2.767	2.762	2.768	2.783
Ti	0.071	0.073	0.068	0.073	0.077	0.072	0.074	0.071	0.072	0.075	0.073
Al	1.589	1.592	1.598	1.61	1.573	1.596	1.604	1.635	1.586	1.628	1.607
Cr	0.004	0.003	0.004	0.001	0.001	0.003	0	0.004	0.005	0	0.003
Fe⁺³	0.016	0.032	0	0.008	0	0.063	0	0	0.06	0	0
Fe⁺²	0.946	0.952	0.944	0.944	0.961	0.926	0.944	0.933	0.91	0.951	0.937
Mn	0.003	0.002	0.002	0	0.002	0.004	0	0.001	0.007	0.001	0.003
Mg	1.486	1.477	1.485	1.493	1.483	1.469	1.495	1.484	1.498	1.474	1.494
Ca	0.002	0	0	0.001	0.003	0	0	0.001	0.003	0	0.002
Na	0.045	0.053	0.051	0.048	0.047	0.042	0.055	0.059	0.05	0.051	0.06
K	0.831	0.835	0.814	0.842	0.825	0.817	0.834	0.835	0.825	0.842	0.82
Sum	7.779	7.789	7.766	7.793	7.772	7.76	7.789	7.79	7.778	7.79	7.78

Muscovitas (BP149) - Análises de química mineral de muscovitas selecionadas da amostra BP149.

Amostra	149-2 C2 MUSC 1	149-2 C2 MUSC 2	149-2 C2 MUSC 3
Min	Ms	Ms	Ms
SiO₂	46.4	47.21	46.48
TiO₂	0.22	0.21	0.19
Al₂O₃	34.07	34.36	33.92
Cr₂O₃	0.03	0.04	0.04
Fe₂O₃	0.27	0	0
FeO	2.36	2.25	2.25
MnO	0.01	0.01	0
MgO	0.94	0.85	0.89
CaO	0.03	0.01	0
Na₂O	1.79	1.4	1.6
K₂O	8.44	8.76	8.56
Total	94.57	95.11	93.92
Nº de Oxigênio	11	11	11
Si	3.107	3.134	3.127
Ti	0.011	0.011	0.009
Al	2.69	2.69	2.69
Cr	0.002	0.002	0.002
Fe⁺³	0.014	0	0
Fe⁺²	0.132	0.125	0.127
Mn	0.001	0	0
Mg	0.094	0.084	0.089
Ca	0.002	0.001	0
Na	0.232	0.18	0.209
K	0.721	0.742	0.735
Sum	7.006	6.97	6.989

ANEXO G. Resultados de química mineral da amostra BP299.

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP299.

Sample	LTR299-2 C1 GRD 1I	LTR299-2 C1 GRD 1J	LTR299-2 C1 GRD 1K	LTR299-2 C1 GRD 1L	LTR299-2 C1 GRD 1M
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	36.16	36.16	36.21	36.09	36.49
TiO₂	0.12	0.05	0.01	0.04	0.02
Al₂O₃	20.79	20.48	20.89	20.54	20.73
Cr₂O₃	0	0	0	0.01	0
Fe₂O₃	1.05	1	1.14	1.71	1.32
FeO	28.52	28.36	31.86	31.26	30.78
MnO	5.69	5.41	0.36	0.41	0.79
MgO	1.48	1.47	2.71	2.85	3.21
CaO	4.7	5	4.74	4.46	4.72
Na₂O	0.08	0.09	0.04	0.15	0.06
K₂O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	98.59	98.02	97.95	97.53	98.14
N° de Oxigênio	12	12	12	12	12
Si	2.963	2.979	2.961	2.963	2.969
Ti	0.008	0.003	0	0.003	0.001
Al	2.008	1.988	2.014	1.988	1.989
Cr	0	0	0	0.001	0
Fe⁺³	0.065	0.062	0.07	0.106	0.081
Fe⁺²	1.955	1.954	2.179	2.146	2.094
Mn	0.395	0.377	0.025	0.029	0.054
Mg	0.18	0.18	0.33	0.348	0.39
Ca	0.413	0.441	0.415	0.392	0.412
Na	0.012	0.014	0.006	0.025	0.009
K	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001
Sum	8	8	8	8	8

Estaurolitas (BP299) - Análises de química mineral de estaurolitas selecionadas da amostra BP299.

Sample	LTR299-2 C1 ST 1A	LTR299-2 C1 ST 1B	LTR299-2 C1 ST 1C	LTR299-2 C1 ST 1D	LTR299-2 C1 ST 2	LTR299-2 C1 ST 3B	LTR299-2 C1 ST 3N
Min	St	St	St	St	St	St	St
SiO₂	27.86	27.65	27.82	27.17	27.47	27.72	27.23
TiO₂	0.38	0.47	0.39	0.41	0.44	0.46	0.45
Al₂O₃	53.34	52.19	51.53	51.53	51.63	52.01	51.76
Cr₂O₃	0.04	0.08	0.03	0.07	0.03	0.01	0.01
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0
FeO	13.5	12.98	13.3	13.09	13.18	13.17	13.16
MnO	0.1	0.12	0.11	0.11	0.14	0.06	0.05
MgO	2.02	2.15	2.2	2.17	2.05	1.95	2.09
CaO	0.02	0.04	0	0.01	0.02	0.04	0
Na₂O	0.01	0.06	0.11	0.13	0.12	0.07	0.09
K₂O	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.04
Total	97.3	95.76	95.51	94.7	95.09	95.52	94.88
N° de Oxigênio	46	46	46	46	46	46	46
Si	7.762	7.819	7.9	7.782	7.834	7.861	7.782
Ti	0.08	0.101	0.082	0.088	0.095	0.098	0.098
Al	17.521	17.401	17.249	17.403	17.36	17.387	17.438
Cr	0.008	0.017	0.007	0.015	0.006	0.002	0.002
Fe⁺³	0	0	0	0	0	0	0
Fe⁺²	3.146	3.071	3.158	3.137	3.145	3.123	3.145
Mn	0.023	0.028	0.026	0.026	0.033	0.015	0.013
Mg	0.838	0.904	0.932	0.925	0.872	0.825	0.891
Ca	0.007	0.011	0	0.002	0.007	0.013	0
Na	0.008	0.032	0.06	0.074	0.069	0.041	0.048
K	0.009	0.01	0.012	0.01	0.004	0.005	0.015
Sum	29.402	29.392	29.426	29.462	29.425	29.37	29.432

Plagioclásios (BP299) - Análises de química mineral de plagioclásios selecionados da amostra BP299.

Amostra	LTR299-2 C1 FLEDS 1	LTR299-2 C1 FLEDS 2	LTR299-2 C1 FLEDS 3	Lt-299 pl 1	Lt-299 pl 2	Lt-299 pl 3.1	Lt-299 pl 3.2	Lt-299 pl 3.3	Lt-299 pl 3.4
Min	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO₂	46.67	24.71	45.53	58.55	58.49	57.91	59.03	58.74	59.25
TiO₂	0.16	0.07	0.21	0	0	0	0	0	0
Al₂O₃	30.55	22.58	32.83	26.24	26.53	26.74	26.11	26	26.23
Cr₂O₃	0	0.01	0.01	0.02	0	0	0	0	0.02
Fe₂O₃	2.8	21.39	2.59	0.1	0.08	0.33	0.14	0.1	0
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0	0	0.03	0.04	0	0.01	0.02	0
MgO	1.58	17.92	0.95	0.01	0.01	0.02	0	0	0
CaO	0	0.02	0.04	6.9	7.1	7.17	6.47	6.72	6.6
Na₂O	1.58	17.92	0.95	8.22	7.97	7.98	8.51	8.24	8.22
K₂O	0	0.02	0.04	0.05	0.06	0.06	0.09	0.06	0.07
Total	83.35	104.64	83.14	100.12	100.27	100.22	100.35	99.88	100.39
N° de Oxigênio	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.414	1.253	2.354	2.616	2.608	2.589	2.629	2.628	2.633
Ti	0.006	0.002	0.008	0	0	0	0	0	0
Al	1.863	1.35	2.001	1.382	1.395	1.409	1.371	1.372	1.375
Cr	0	0.001	0	0.001	0	0	0	0	0.001
Fe⁺³	0.109	0.816	0.101	0.003	0.003	0.011	0.005	0.003	0
Fe⁺²	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0.001	0.001	0	0	0.001	0
Mg	0.122	1.355	0.073	0.001	0.001	0.001	0	0	0
Ca	0	0.001	0.002	0.33	0.339	0.343	0.309	0.322	0.314
Na	0.159	1.763	0.095	0.712	0.689	0.692	0.735	0.715	0.708
K	0	0.001	0.003	0.003	0.003	0.003	0.005	0.003	0.004
Soma	4.673	6.543	4.636	5.048	5.039	5.049	5.053	5.044	5.035

Continuação - Análises de química mineral de plagioclásios selecionados da amostra BP299.

Amostra	Lt-299 pl 3.5	Lt-299 pl 3.6	Lt-299 pl 3.7	Lt-299 pl 3.8	Lt-299 pl 3.9	Lt-299 pl 3.10	Lt-299 pl 3.11	Lt-299 pl 3.12	Lt-299 pl 4
Min	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1
SiO₂	59.05	59.02	59.73	59.44	59.05	59.76	59.02	59.1	59.51
TiO₂	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0
Al₂O₃	26.41	26.02	25.93	26.12	25.86	26.12	25.78	27.25	26.3
Cr₂O₃	0	0.04	0	0.04	0	0	0	0	0
Fe₂O₃	0.15	0.07	0.05	0.11	0.05	0.07	0.08	0.28	0
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0.04	0.06	0	0	0.01	0.03	0.03	0	0
MgO	0	0	0	0.03	0	0	0	0	0
CaO	6.95	6.62	6.39	6.57	6.6	6.67	6.61	7.22	6.54
Na₂O	8.27	8.56	8.42	8.47	8.25	8.46	8.38	8.21	8.45
K₂O	0.06	0.07	0.04	0.08	0.06	0.09	0.07	0.08	0.06
Total	100.94	100.47	100.55	100.85	99.89	101.21	99.97	102.15	100.86
N° de Oxigênio	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.617	2.628	2.649	2.633	2.639	2.638	2.638	2.591	2.634
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	1.38	1.366	1.356	1.364	1.363	1.36	1.358	1.409	1.372
Cr	0	0.002	0	0.002	0	0	0	0	0
Fe⁺³	0.005	0.002	0.002	0.004	0.002	0.002	0.003	0.009	0
Fe⁺²	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0.002	0.002	0	0	0	0.001	0.001	0	0
Mg	0	0	0	0.002	0	0	0	0	0
Ca	0.33	0.316	0.303	0.312	0.316	0.316	0.317	0.339	0.31
Na	0.711	0.739	0.724	0.728	0.715	0.724	0.726	0.698	0.725
K	0.004	0.004	0.002	0.004	0.003	0.005	0.004	0.004	0.003
Soma	5.048	5.059	5.036	5.048	5.038	5.046	5.047	5.051	5.044

Biotita (BP299) - Análises de química mineral de biotitas selecionadas da amostra BP299.

Amostra	LTR299-2	LTR299-2	LTR299-2
Min	Bt	Bt	Bt
SiO₂	35.20	36.19	36.09
TiO₂	1.16	1.26	1.31
Al₂O₃	18.02	18.06	18.02
Cr₂O₃	0.03	0.04	0.02
Fe₂O₃	1.07	0.48	0.00
FeO	14.05	14.75	14.34
MnO	0.01	0.02	0.03
MgO	12.85	13.15	12.80
CaO	0.03	0.03	0.00
Na₂O	0.42	0.40	0.42
K₂O	8.40	8.68	8.39
Total	91.23	93.07	91.43
Nº de Oxigênio	11.0	11.0	11.0
Si	2.727	2.751	2.778
Ti	0.067	0.072	0.076
Al	1.646	1.618	1.635
Cr	0.002	0.002	0.001
Fe⁺³	0.063	0.028	0.000
Fe⁺²	0.910	0.937	0.923
Mn	0.000	0.001	0.002
Mg	1.484	1.490	1.469
Ca	0.002	0.002	0.000
Na	0.064	0.059	0.063
K	0.831	0.842	0.824
Soma	7.797	7.804	7.772

Muscovitas (BP299) - Análises de química mineral de muscovitas selecionadas da amostra BP299.

Amostra	LTR299-2	LTR299-2	LTR299-2	LTR299-2	LTR299-2
Min	ms	ms	ms	ms	ms
SiO₂	35.67	44.26	44.42	44.40	44.52
TiO₂	1.17	0.25	0.24	0.33	0.35
Al₂O₃	18.36	34.30	33.46	34.38	33.51
Cr₂O₃	0.07	0.07	0.02	0.05	0.01
Fe₂O₃	11.82	0.00	0.41	0.90	0.00
FeO	4.56	2.31	2.03	1.41	2.32
MnO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02
MgO	12.52	0.59	0.76	0.67	0.67
CaO	0.03	0.03	0.01	0.00	0.05
Na₂O	0.41	1.58	1.37	1.37	1.45
K₂O	8.65	9.03	8.64	8.55	8.55
Total	93.28	92.41	91.36	92.07	91.45
Nº de Oxigênio	11.0	11.0	11.0	11.0	11.0
Si	2.662	3.047	3.082	3.050	3.086
Ti	0.066	0.013	0.012	0.017	0.018
Al	1.615	2.784	2.737	2.784	2.738
Cr	0.004	0.004	0.001	0.003	0.001
Fe⁺³	0.664	0.000	0.022	0.047	0.000
Fe⁺²	0.284	0.133	0.117	0.080	0.134
Mn	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Mg	1.392	0.061	0.078	0.069	0.069
Ca	0.002	0.002	0.001	0.000	0.004
Na	0.059	0.211	0.184	0.183	0.194
K	0.823	0.793	0.765	0.749	0.756
Soma	7.573	7.049	7.001	6.983	7.002

ANEXO H. Resultados de química mineral do anfibolito (BP006)

Granadas (BP006) - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP006.

Amostra	BP06(1) C1 GN 1N	BP06(1) C1 GN 1NB	BP06(1) C1 GN 1B	BP06(1) C2 GN 1N	BP06(1) C2 GN 1NB	BP06(1) C2 GN 1BN	BP06(1) C2 GN 1B	BP06(1) C3 GN 1N
Min	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO₂	36.76	36.91	36.53	37.06	36.91	36.99	37.12	36.59
TiO₂	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.15
Al₂O₃	21.30	21.44	21.31	21.20	21.28	21.41	21.54	20.83
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.01	0.06	0.00	0.07	0.00	0.04
Fe₂O₃	0.76	0.98	0.80	0.30	0.30	0.00	0.01	0.88
FeO	29.72	30.60	31.04	30.60	30.70	30.95	31.60	16.66
MnO	3.47	3.43	2.98	3.55	3.44	3.12	2.89	11.02
MgO	2.64	2.72	2.95	2.74	2.69	2.84	2.88	0.51
CaO	4.62	3.81	3.40	3.96	4.04	3.71	3.67	11.78
Na₂O	0.01	0.07	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00
K₂O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02
Total	99.31	99.96	99.01	99.51	99.38	99.15	99.72	98.47
N° de Oxigênio	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.965	2.962	2.959	2.985	2.977	2.985	2.980	2.968
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.009
Al	2.026	2.028	2.034	2.013	2.024	2.037	2.039	1.992
Cr	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.004	0.000	0.002
Fe⁺³	0.046	0.059	0.049	0.018	0.018	0.000	0.000	0.054
Fe⁺²	2.005	2.054	2.102	2.061	2.071	2.089	2.123	1.130
Mn	0.237	0.233	0.205	0.242	0.235	0.213	0.196	0.757
Mg	0.318	0.326	0.356	0.329	0.323	0.341	0.345	0.061
Ca	0.399	0.327	0.295	0.342	0.349	0.321	0.316	1.024
Na	0.002	0.011	0.001	0.005	0.000	0.007	0.000	0.000
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002
Soma	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	7.998	8.000	8.000

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP006.

Amostra	BP_6 c5 grd 1.3	BP_6 c5 grd 1.4	BP_6 c5 grd 1.5	BP_6 c5 grd 1.6	BP_6 c5 grd 1.7	BP_6 c5 grd 1.8	BP_6 c5 grd 1.9	BP_6 c5 grd 1.10
Min	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO₂	37.82	37.72	37.94	38.05	37.87	37.95	37.57	38.13
TiO₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.58	0.15
Al₂O₃	21.92	22.02	22.28	22.07	21.91	21.86	21.66	22.13
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.04	0.01	0.03	0.02	0.00	0.01
Fe₂O₃	0.33	0.53	0.88	0.00	0.00	0.29	0.00	0.00
FeO	31.21	31.38	31.22	30.47	28.24	26.71	23.80	22.34
MnO	3.30	3.67	4.22	4.84	5.38	6.20	7.56	9.18
MgO	2.84	2.63	2.46	2.24	1.97	1.61	1.13	0.87
CaO	3.98	3.87	4.00	4.64	5.75	7.24	9.05	9.25
Na₂O	0.09	0.08	0.07	0.03	0.09	0.07	0.05	0.11
K₂O	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	101.53	101.91	103.12	102.35	101.24	102.06	101.39	102.18
N° de Oxigênio	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.980	2.969	2.956	2.983	2.992	2.978	2.965	2.983
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.034	0.009
Al	2.037	2.043	2.046	2.040	2.041	2.023	2.015	2.041
Cr	0.000	0.000	0.003	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001
Fe⁺³	0.020	0.031	0.051	0.000	0.000	0.017	0.000	0.000
Fe⁺²	2.057	2.065	2.035	1.998	1.866	1.753	1.571	1.461
Mn	0.220	0.244	0.278	0.322	0.360	0.412	0.506	0.609
Mg	0.334	0.309	0.286	0.262	0.232	0.188	0.133	0.101
Ca	0.336	0.326	0.334	0.390	0.487	0.609	0.766	0.775
Na	0.013	0.012	0.010	0.005	0.014	0.011	0.007	0.016
K	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Soma	8.000	8.000	8.000	7.999	7.994	8.000	7.997	7.996

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP006.

Amostra	BP_6 c5 grd 1.11	BP_6 c5 grd 1.12	BP_6 c5 grd 1.13	BP_6 c5 grd 1.14	BP_6 c5 grd 1.15	BP_6 c5 grd 1.16	BP_6 c5 grd 1.17	BP_6 c5 grd 2.1
Min	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO₂	37.83	37.97	38.06	38.31	38.15	38.02	37.78	37.93
TiO₂	0.13	0.18	0.19	0.17	0.07	0.01	0.04	0.00
Al₂O₃	21.59	21.76	21.87	22.09	21.71	22.35	22.10	22.61
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.01	0.00
Fe₂O₃	0.60	0.58	0.29	0.00	0.00	0.00	0.40	0.14
FeO	22.48	22.61	28.07	31.42	31.53	31.80	31.87	32.33
MnO	9.79	7.44	4.32	3.41	3.73	3.51	3.10	2.95
MgO	0.93	1.24	1.98	2.70	2.70	2.69	3.02	3.02
CaO	8.49	9.97	7.12	4.53	3.97	3.88	3.45	3.33
Na₂O	0.08	0.09	0.13	0.04	0.10	0.00	0.08	0.06
K₂O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03
Total	101.93	101.85	102.03	102.68	102.01	102.28	101.87	102.41
N° de Oxigênio	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.979	2.975	2.980	2.984	2.997	2.975	2.969	2.961
Ti	0.008	0.011	0.011	0.010	0.004	0.001	0.002	0.000
Al	2.005	2.009	2.019	2.029	2.011	2.062	2.047	2.081
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000
Fe⁺³	0.036	0.034	0.017	0.000	0.000	0.000	0.024	0.008
Fe⁺²	1.480	1.481	1.838	2.047	2.070	2.081	2.094	2.111
Mn	0.653	0.494	0.286	0.225	0.249	0.233	0.206	0.195
Mg	0.109	0.145	0.231	0.313	0.316	0.314	0.353	0.352
Ca	0.716	0.837	0.598	0.378	0.334	0.326	0.291	0.279
Na	0.012	0.014	0.019	0.005	0.015	0.000	0.012	0.009
K	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003
Soma	8.000	8.000	8.000	7.994	7.999	7.993	8.000	8.000

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP006.

Amostra	BP_6 c5 grd 2.2	BP_6 c5 grd 2.3	BP_6 c5 grd 2.4	BP_6 c5 grd 2.5	BP_6 c5 grd 2.6	BP_6 c5 grd 2.7	BP_6 c5 grd 2.8	BP_6 c5 grd 2.9
Min	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO₂	38.32	37.49	38.22	38.14	37.87	38.18	37.03	38.00
TiO₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al₂O₃	22.03	22.00	22.38	21.88	21.66	21.81	13.29	21.88
Cr₂O₃	0.00	0.05	0.04	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe₂O₃	0.00	0.35	0.32	0.00	0.68	0.51	0.00	0.20
FeO	32.29	31.37	31.81	31.38	31.02	30.79	17.91	29.78
MnO	3.12	3.22	3.61	3.90	4.09	4.22	2.78	5.29
MgO	2.97	2.88	2.89	2.70	2.50	2.37	1.27	2.15
CaO	3.65	3.74	3.74	3.87	4.09	4.44	3.11	4.94
Na₂O	0.03	0.06	0.06	0.08	0.08	0.14	0.04	0.02
K₂O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
Total	102.41	101.16	103.07	102.00	102.01	102.50	75.41	102.28
N° de Oxigênio	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.994	2.967	2.969	2.995	2.982	2.989	3.699	2.984
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	2.029	2.052	2.050	2.025	2.010	2.013	1.565	2.025
Cr	0.000	0.003	0.002	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000
Fe⁺³	0.000	0.021	0.019	0.000	0.040	0.030	0.000	0.012
Fe⁺²	2.110	2.076	2.067	2.060	2.042	2.016	1.496	1.956
Mn	0.206	0.216	0.238	0.259	0.273	0.280	0.235	0.352
Mg	0.346	0.339	0.335	0.315	0.293	0.277	0.188	0.251
Ca	0.305	0.317	0.312	0.325	0.345	0.373	0.333	0.415
Na	0.005	0.009	0.009	0.013	0.012	0.022	0.007	0.004
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001
Soma	7.995	8.000	8.000	7.997	8.000	8.000	7.523	8.000

Continuação - Análises de química mineral de granadas selecionadas da amostra BP006.

Amostra	BP_6 c5 grd 2.10	BP_6 c5 grd 2.11	BP_6 c5 grd 2.12	BP_6 c5 grd 2.14	BP_6 c5 grd 2.15	BP_6 c5 grd 2.16
Mín	g	g	g	g	g	g
SiO₂	37.75	38.10	38.02	37.72	37.89	38.45
TiO₂	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.00
Al₂O₃	21.86	22.23	21.85	22.47	22.29	22.29
Cr₂O₃	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.06
Fe₂O₃	0.00	0.56	0.04	0.03	0.95	0.00
FeO	28.03	28.90	30.24	31.36	31.17	32.49
MnO	5.14	4.53	4.14	3.62	3.20	3.10
MgO	2.01	2.07	2.54	2.66	2.84	2.99
CaO	5.93	6.01	4.75	4.18	4.17	3.56
Na₂O	0.05	0.15	0.10	0.00	0.10	0.01
K₂O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
Total	100.79	102.56	101.74	102.06	102.66	102.98
Nº de Oxigênio	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.993	2.972	2.991	2.959	2.954	2.987
Ti	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000
Al	2.043	2.044	2.026	2.078	2.049	2.041
Cr	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.004
Fe⁺³	0.000	0.033	0.002	0.002	0.056	0.000
Fe⁺²	1.858	1.885	1.989	2.057	2.033	2.111
Mn	0.345	0.299	0.276	0.240	0.211	0.204
Mg	0.237	0.240	0.297	0.311	0.330	0.346
Ca	0.504	0.502	0.401	0.351	0.349	0.296
Na	0.008	0.022	0.014	0.000	0.015	0.002
K	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003
Soma	7.990	8.000	8.000	8.000	8.000	7.993

Anfibólios (BP006) - Análises de química mineral de anfibólios selecionados da amostra BP006.

Amostra	BP06(1) C1 ANF	BP06(1) C1 ANF	BP06(1) C1 ANF	BP06(1) C1 ANF	BP06(1) C2 ANF	BP06(1) C2 ANF	BP06(1) C2 ANF	BP06(1) C2 ANF
	1N	1B	2N	2B	1N	1NB	1B	2N
Min	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph
SiO ₂	47.16	41.95	46.97	42.95	43.66	43.44	43.68	53.19
TiO ₂	0.37	0.33	0.16	0.29	0.29	0.29	0.21	0.01
Al ₂ O ₃	6.91	13.94	8.80	14.23	13.81	12.29	13.47	0.64
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.03	0.04	0.01	0.00	0.02	0.00
Fe ₂ O ₃	3.34	4.61	3.78	3.35	4.49	6.26	5.76	0.25
FeO	18.71	13.44	17.58	14.30	13.37	13.58	13.16	24.82
MnO	0.30	0.14	0.31	0.17	0.18	0.25	0.18	0.47
MgO	12.46	8.78	11.71	8.73	9.14	9.55	9.37	16.61
CaO	5.15	10.06	6.13	10.49	9.90	9.02	9.55	0.48
Na ₂ O	0.90	1.80	1.14	1.99	1.98	1.69	1.91	0.07
K ₂ O	0.11	0.18	0.13	0.16	0.17	0.22	0.19	0.01
Total	95.41	95.25	96.74	96.70	97.02	96.59	97.50	96.54
N° de Oxigênio	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0
Si	7.145	6.374	7.005	6.426	6.484	6.515	6.467	7.929
Ti	0.043	0.038	0.018	0.032	0.033	0.032	0.024	0.001
Al	1.235	2.497	1.546	2.511	2.419	2.174	2.351	0.113
Cr	0.000	0.003	0.004	0.005	0.001	0.000	0.003	0.000
Fe ⁺³	0.380	0.527	0.424	0.377	0.502	0.706	0.642	0.028
Fe ⁺²	2.370	1.708	2.192	1.789	1.660	1.703	1.630	3.094
Mn	0.039	0.018	0.039	0.021	0.023	0.032	0.022	0.059
Mg	2.813	1.988	2.603	1.946	2.023	2.135	2.068	3.689
Ca	0.836	1.639	0.979	1.683	1.575	1.449	1.514	0.077
Na	0.264	0.531	0.329	0.577	0.570	0.492	0.547	0.019
K	0.020	0.036	0.025	0.031	0.033	0.042	0.036	0.001
Soma	15.273	15.536	15.307	15.526	15.493	15.518	15.520	15.019

Continuação - Análises de química mineral de anfibólios selecionados da amostra BP006.

Amostra	BP06(1) C2 ANF 2NB	BP06(1) C2 ANF 2B	BP06(1) C3 ANF 1N	BP06(1) C3 ANF 1B	BP06(1) C3 ANF 2N	BP06(1) C3 ANF 2B	BP06(1) C5 ANF 1N	BP06(1) C5 ANF 1B
Min	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph
SiO₂	45.07	43.23	42.12	43.09	48.11	43.76	44.02	43.90
TiO₂	0.17	0.29	0.33	0.30	0.14	0.27	0.34	0.29
Al₂O₃	11.11	13.95	14.15	12.81	7.14	11.82	13.18	12.16
Cr₂O₃	0.04	0.03	0.01	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00
Fe₂O₃	5.18	5.36	5.09	5.96	3.35	5.90	4.45	5.73
FeO	14.70	13.11	14.36	13.84	18.09	13.98	13.55	13.38
MnO	0.19	0.23	0.20	0.18	0.40	0.24	0.21	0.24
MgO	10.51	9.06	8.07	9.33	12.76	9.82	9.23	9.49
CaO	8.38	9.79	9.63	8.88	5.02	8.23	9.80	9.64
Na₂O	1.44	1.83	1.98	1.74	1.11	1.72	2.02	1.59
K₂O	0.21	0.20	0.23	0.22	0.11	0.16	0.22	0.19
Total	97.00	97.08	96.17	96.36	96.26	95.95	97.04	96.61
N° de Oxigênio	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0
Si	6.707	6.426	6.368	6.478	7.191	6.593	6.542	6.568
Ti	0.019	0.033	0.038	0.034	0.016	0.030	0.038	0.033
Al	1.949	2.445	2.522	2.270	1.258	2.100	2.309	2.145
Cr	0.005	0.003	0.001	0.000	0.003	0.005	0.002	0.000
Fe⁺³	0.580	0.600	0.580	0.675	0.377	0.669	0.498	0.646
Fe⁺²	1.829	1.630	1.816	1.740	2.261	1.762	1.684	1.674
Mn	0.024	0.029	0.025	0.023	0.051	0.031	0.027	0.031
Mg	2.331	2.008	1.818	2.091	2.842	2.204	2.044	2.115
Ca	1.336	1.560	1.561	1.431	0.804	1.329	1.560	1.545
Na	0.414	0.529	0.582	0.508	0.322	0.501	0.582	0.461
K	0.041	0.038	0.045	0.042	0.021	0.031	0.041	0.036
Soma	15.429	15.503	15.552	15.519	15.271	15.481	15.495	15.469

Continuação - Análises de química mineral de anfibólios selecionados da amostra BP006.

Amostra	BP06(1) C5 ANF 2N	BP06(1) C5 ANF 2B	BP_6 c5 anf 1.1	BP_6 c5 anf 1.2	BP_6 c5 anf 1.3	BP_6 c5 anf 1.4	BP_6 c5 anf 1.5	BP_6 c5 anf 1.6
Min	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph
SiO₂	42.51	42.81	44.04	43.63	42.96	47.13	42.46	43.48
TiO₂	0.29	0.24	0.30	0.34	0.29	0.15	0.32	0.24
Al₂O₃	14.23	13.77	13.28	13.65	14.29	9.21	16.22	14.56
Cr₂O₃	0.05	0.09	0.00	0.00	0.01	0.08	0.03	0.06
Fe₂O₃	5.49	5.75	6.17	5.95	5.65	5.49	5.00	5.48
FeO	13.94	13.20	13.57	13.55	14.79	17.37	14.93	13.36
MnO	0.20	0.16	0.14	0.19	0.17	0.37	0.13	0.27
MgO	8.58	9.14	9.73	9.92	9.04	12.34	8.28	9.24
CaO	9.72	9.73	9.55	9.03	8.94	5.81	10.00	9.59
Na₂O	1.99	1.98	1.88	1.91	2.04	1.21	2.33	2.19
K₂O	0.27	0.21	0.17	0.17	0.25	0.17	0.17	0.19
Total	97.28	97.09	98.83	98.35	98.43	99.34	99.87	98.65
Nº de Oxigênio	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0
Si	6.348	6.385	6.447	6.410	6.345	6.869	6.189	6.370
Ti	0.033	0.027	0.033	0.038	0.033	0.017	0.036	0.026
Al	2.505	2.421	2.292	2.364	2.489	1.582	2.787	2.514
Cr	0.006	0.011	0.000	0.000	0.002	0.009	0.003	0.007
Fe⁺³	0.617	0.645	0.680	0.658	0.628	0.602	0.548	0.604
Fe⁺²	1.741	1.647	1.661	1.665	1.827	2.117	1.821	1.636
Mn	0.026	0.020	0.018	0.024	0.021	0.046	0.016	0.033
Mg	1.909	2.032	2.122	2.172	1.989	2.680	1.798	2.018
Ca	1.556	1.556	1.498	1.421	1.415	0.907	1.562	1.504
Na	0.576	0.573	0.533	0.545	0.584	0.343	0.659	0.621
K	0.052	0.040	0.033	0.032	0.046	0.031	0.032	0.036
Soma	15.578	15.575	15.546	15.552	15.591	15.406	15.638	15.574

Continuação - Análises de química mineral de anfibólios selecionados da amostra BP006.

Amostra	BP_6 c5 anf 1.7	BP_6 c5 anf 1.8	BP_6 c5 anf 1.9	BP_6 c5 anf 1.10	BP_6 c5 anf 2.1	BP_6 c5 anf 2.2	BP_6 c5 anf 2.3	BP_6 c5 anf 2.4
Min	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph
SiO₂	44.21	41.88	45.63	44.49	42.78	41.68	43.23	41.91
TiO₂	0.26	0.31	0.25	0.27	0.29	0.34	0.21	0.27
Al₂O₃	13.08	15.79	11.70	12.34	14.68	16.31	14.57	15.29
Cr₂O₃	0.08	0.06	0.00	0.05	0.00	0.04	0.07	0.06
Fe₂O₃	6.01	4.92	5.24	6.03	5.42	4.72	5.77	5.49
FeO	14.38	14.56	15.20	13.89	14.82	14.54	14.53	15.10
MnO	0.18	0.25	0.35	0.22	0.32	0.27	0.16	0.29
MgO	9.56	8.13	11.03	10.27	9.03	7.87	9.22	8.31
CaO	8.61	9.64	7.34	8.41	8.81	9.93	9.29	9.68
Na₂O	1.82	2.32	1.50	1.69	1.89	2.50	2.13	2.17
K₂O	0.22	0.24	0.14	0.15	0.23	0.22	0.24	0.29
Total	98.40	98.11	98.37	97.80	98.27	98.43	99.42	98.85
N° de Oxigênio	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0
Si	6.503	6.214	6.681	6.563	6.322	6.168	6.319	6.201
Ti	0.028	0.035	0.027	0.030	0.033	0.038	0.024	0.030
Al	2.268	2.762	2.019	2.145	2.558	2.845	2.511	2.666
Cr	0.009	0.007	0.000	0.006	0.000	0.004	0.008	0.007
Fe⁺³	0.665	0.549	0.577	0.670	0.603	0.526	0.635	0.611
Fe⁺²	1.769	1.807	1.862	1.713	1.832	1.799	1.776	1.869
Mn	0.023	0.032	0.043	0.027	0.041	0.034	0.020	0.036
Mg	2.097	1.797	2.407	2.259	1.988	1.736	2.008	1.833
Ca	1.356	1.533	1.152	1.329	1.395	1.574	1.455	1.534
Na	0.518	0.669	0.424	0.484	0.542	0.717	0.605	0.624
K	0.041	0.045	0.025	0.028	0.044	0.042	0.045	0.054
Soma	15.502	15.636	15.412	15.479	15.561	15.664	15.620	15.674

Continuação - Análises de química mineral de anfibólios selecionados da amostra BP006.

Amostra	BP_6 c5 anf 2.5	BP_6 c5 anf 2.6	BP_6 c5 anf 2.7	BP_6 c5 anf 2.8	BP_6 c5 anf 2.9	BP_6 c6 anf 1.1	BP_6 c6 anf 1.2	BP_6 c6 anf 1.3
Min	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph
SiO₂	42.10	45.28	53.93	42.72	41.95	44.01	42.29	41.81
TiO₂	0.29	0.20	0.00	0.25	0.32	0.26	0.32	0.24
Al₂O₃	15.42	11.59	0.51	14.43	15.88	13.21	15.26	16.41
Cr₂O₃	0.07	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.01
Fe₂O₃	5.07	5.48	0.47	5.70	4.92	5.82	5.02	4.69
FeO	14.79	15.87	25.44	14.35	14.52	13.72	14.39	14.66
MnO	0.14	0.17	0.49	0.26	0.20	0.20	0.29	0.21
MgO	8.12	10.56	17.04	9.36	8.07	9.35	8.20	7.95
CaO	10.14	7.29	0.43	8.93	10.01	9.12	9.65	9.85
Na₂O	2.13	1.58	0.08	2.08	2.29	1.87	2.21	2.46
K₂O	0.32	0.25	0.00	0.17	0.30	0.22	0.23	0.26
Total	98.59	98.28	98.38	98.24	98.51	97.81	97.86	98.55
Nº de Oxigênio	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0
Si	6.229	6.667	7.906	6.314	6.202	6.502	6.281	6.177
Ti	0.033	0.022	0.000	0.028	0.036	0.029	0.036	0.027
Al	2.689	2.011	0.087	2.514	2.769	2.301	2.671	2.857
Cr	0.008	0.000	0.000	0.000	0.005	0.004	0.000	0.001
Fe⁺³	0.565	0.607	0.052	0.634	0.547	0.647	0.561	0.521
Fe⁺²	1.831	1.955	3.119	1.773	1.795	1.695	1.788	1.811
Mn	0.018	0.021	0.061	0.033	0.025	0.025	0.036	0.027
Mg	1.790	2.317	3.722	2.061	1.778	2.058	1.815	1.750
Ca	1.608	1.151	0.067	1.414	1.586	1.444	1.536	1.559
Na	0.610	0.452	0.023	0.596	0.656	0.535	0.638	0.704
K	0.061	0.048	0.000	0.033	0.057	0.042	0.044	0.049
Soma	15.634	15.455	15.053	15.614	15.644	15.500	15.598	15.660

Continuação - Análises de química mineral de anfibólios selecionados da amostra BP006.

Amostra	BP_6 c6 anf 1.4	BP_6 c6 anf 1.5	BP_6 c6 anf 1.6	BP_6 c6 anf 2.1	BP_6 c6 anf 2.2	BP_6 c6 anf 2.3	BP_6 c6 anf 2.4	BP_6 c6 anf 2.5
Min	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph
SiO₂	44.85	42.63	43.37	43.45	45.59	43.69	43.47	53.82
TiO₂	0.26	0.32	0.39	0.35	0.27	0.28	0.27	0.00
Al₂O₃	12.07	14.93	14.61	13.10	10.02	14.15	14.23	0.53
Cr₂O₃	0.00	0.08	0.01	0.06	0.02	0.03	0.01	0.00
Fe₂O₃	6.45	5.40	5.66	6.02	5.64	5.43	5.31	0.27
FeO	14.88	13.97	14.07	14.13	17.87	13.69	13.69	25.08
MnO	0.28	0.18	0.23	0.23	0.23	0.19	0.20	0.54
MgO	10.35	8.91	9.19	9.49	11.45	9.24	9.16	16.88
CaO	7.67	9.70	9.65	8.70	5.67	9.14	9.22	0.36
Na₂O	1.81	2.04	2.13	1.87	1.25	2.07	1.89	0.06
K₂O	0.18	0.19	0.16	0.21	0.31	0.20	0.18	0.00
Total	98.80	98.34	99.47	97.62	98.31	98.10	97.63	97.55
N° de Oxigênio	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0
Si	6.574	6.288	6.324	6.451	6.748	6.430	6.425	7.939
Ti	0.029	0.035	0.043	0.039	0.030	0.031	0.030	0.000
Al	2.086	2.596	2.512	2.294	1.749	2.456	2.480	0.091
Cr	0.000	0.009	0.001	0.007	0.003	0.003	0.001	0.000
Fe⁺³	0.711	0.599	0.622	0.673	0.628	0.601	0.591	0.030
Fe⁺²	1.824	1.723	1.716	1.755	2.212	1.684	1.692	3.094
Mn	0.035	0.023	0.029	0.029	0.028	0.023	0.025	0.068
Mg	2.260	1.959	1.997	2.101	2.525	2.026	2.018	3.712
Ca	1.204	1.533	1.508	1.384	0.899	1.442	1.461	0.058
Na	0.516	0.582	0.601	0.538	0.358	0.591	0.541	0.018
K	0.034	0.035	0.031	0.039	0.059	0.038	0.034	0.001
Soma	15.513	15.586	15.593	15.539	15.451	15.527	15.496	15.020

Continuação - Análises de química mineral de anfibólios selecionados da amostra BP006.

Amostra	BP_6 c6 anf 3	BP_6 c6 anf 4	BP_6 c6 anf 5	BP_6 c6 anf 6	BP_6 c6 anf 7	BP_6 c6 anf 8	BP_6 c6 anf 9	BP_6 c6 anf 10
Min	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph
SiO₂	42.67	46.37	43.17	42.61	53.02	42.23	41.83	43.62
TiO₂	0.27	0.28	0.31	0.37	0.00	0.20	0.29	0.29
Al₂O₃	15.19	9.27	14.71	14.70	0.61	15.62	15.17	14.44
Cr₂O₃	0.00	0.02	0.04	0.03	0.02	0.04	0.00	0.04
Fe₂O₃	5.17	4.88	5.27	4.58	0.04	4.95	4.50	5.49
FeO	14.09	17.19	13.42	13.53	24.69	14.03	15.03	13.59
MnO	0.17	0.25	0.21	0.22	0.46	0.11	0.10	0.17
MgO	8.73	11.83	9.17	8.74	16.68	8.39	7.87	9.37
CaO	9.78	6.09	9.50	9.96	0.38	9.92	9.92	9.34
Na₂O	1.96	1.28	2.04	2.07	0.02	2.21	2.28	2.14
K₂O	0.23	0.17	0.19	0.19	0.01	0.21	0.33	0.15
Total	98.28	97.65	98.04	96.99	95.94	97.90	97.31	98.64
N° de Oxigênio	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0
Si	6.294	6.872	6.357	6.351	7.943	6.256	6.270	6.385
Ti	0.030	0.031	0.035	0.042	0.000	0.023	0.033	0.031
Al	2.642	1.620	2.555	2.583	0.107	2.728	2.680	2.492
Cr	0.000	0.003	0.005	0.003	0.003	0.005	0.000	0.005
Fe⁺³	0.573	0.544	0.584	0.513	0.004	0.552	0.508	0.605
Fe⁺²	1.738	2.131	1.653	1.687	3.093	1.738	1.885	1.664
Mn	0.022	0.032	0.026	0.028	0.059	0.014	0.012	0.021
Mg	1.920	2.613	2.012	1.941	3.725	1.852	1.759	2.045
Ca	1.546	0.968	1.500	1.592	0.061	1.575	1.594	1.465
Na	0.561	0.369	0.584	0.598	0.006	0.636	0.663	0.609
K	0.043	0.032	0.036	0.036	0.003	0.039	0.062	0.029
Soma	15.564	15.396	15.543	15.547	15.006	15.604	15.638	15.556

Plagioclásios (BP006) - Análises de química mineral de plagioclásios selecionados da amostra BP006.

Amostra	BP06(1) C1 PLA 1	BP06(1) C1 PLA 2N	BP06(1) C1 PLA 2B	BP06(1) C2 PLA 1N	BP06(1) C2 PLA 1NB	BP06(1) C2 PLA 1B	BP06(1) C3 PLA 1N	BP06(1) C3 PLA 1B
Min	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO₂	63.93	67.47	67.64	63.51	72.43	62.71	67.49	67.19
TiO₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al₂O₃	21.71	19.26	19.11	21.79	16.24	21.98	19.61	19.30
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.02	0.01	0.03
Fe₂O₃	0.24	0.20	0.30	0.13	0.14	0.18	0.15	0.16
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	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
CaO	2.86	0.12	0.06	3.01	2.76	3.85	0.11	0.21
Na₂O	10.21	12.00	11.78	10.09	7.60	9.82	11.93	11.90
K₂O	0.06	0.03	0.03	0.04	0.07	0.07	0.04	0.03
Total	99.01	99.07	98.94	98.57	99.27	98.65	99.35	98.82
N° de Oxigênio	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
Si	2.849	2.982	2.990	2.843	3.147	2.815	2.974	2.978
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.141	1.004	0.996	1.150	0.832	1.163	1.018	1.008
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001
Fe⁺³	0.008	0.007	0.010	0.004	0.005	0.006	0.005	0.005
Fe⁺²	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca	0.137	0.005	0.003	0.144	0.128	0.185	0.005	0.010
Na	0.882	1.028	1.010	0.876	0.640	0.855	1.020	1.023
K	0.004	0.002	0.002	0.003	0.004	0.004	0.002	0.002
Soma	5.020	5.028	5.012	5.019	4.757	5.030	5.025	5.027

Continuação - Análises de química mineral de plagioclásios selecionados da amostra BP006.

Amostra	BP06(1) C3 PLA	BP06(1) C3 PLA	BP06(1) C5 PLA	BP06(1) C5 PLA	BP06(1) C5 PLA	BP06(1) C5 PLA	BP06(1) C5 PLA	BP06(1) C1 PLA	BP06(1) C1 PLA
	2N	2B	1N	1B	2N	2B	1	2	
Min	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	62.90	63.67	67.35	67.59	63.49	63.42	62.61	64.05	
TiO ₂	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al ₂ O ₃	22.41	22.01	19.39	19.69	22.64	22.61	22.46	21.98	
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ₂ O ₃	0.06	0.08	0.16	0.18	0.28	0.25	0.25	0.14	
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaO	3.79	3.43	0.09	0.31	3.91	3.82	3.79	3.42	
Na ₂ O	9.69	9.81	12.07	12.20	9.98	10.03	9.44	9.49	
K ₂ O	0.06	0.04	0.09	0.05	0.06	0.05	0.03	0.06	
Total	98.94	99.05	99.15	100.02	100.36	100.18	98.57	99.14	
N° de Oxigênio	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	
Si	2.810	2.836	2.976	2.964	2.803	2.804	2.807	2.846	
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Al	1.181	1.156	1.010	1.018	1.178	1.178	1.187	1.152	
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Fe ⁺³	0.002	0.003	0.005	0.006	0.009	0.008	0.008	0.005	
Fe ⁺²	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Mg	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Ca	0.182	0.164	0.004	0.014	0.185	0.181	0.182	0.163	
Na	0.839	0.848	1.034	1.037	0.854	0.860	0.821	0.818	
K	0.003	0.002	0.005	0.003	0.003	0.003	0.001	0.003	
Soma	5.018	5.009	5.035	5.043	5.033	5.034	5.006	4.986	

Continuação - Análises de química mineral de plagioclásios selecionados da amostra BP006.

Amostra	BP06(1) C1 PLA 3	BP06(1) C1 PLA 4	BP06(1) C1 PLA 5	BP06(1) C2 PLA 1	BP06(1) C2 PLA 2	BP06(1) C2 PLA 3	BP06(1) C2 PLA 4	BP06(1) C2 PLA 5
Min	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO₂	63.54	63.36	63.10	63.80	63.60	63.51	63.80	64.08
TiO₂	0.00	0.02	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al₂O₃	22.31	22.15	22.31	22.24	22.36	22.52	22.13	22.28
Cr₂O₃	0.01	0.00	0.01	0.06	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe₂O₃	0.23	0.17	0.24	0.14	0.31	0.11	0.26	0.16
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
CaO	3.88	3.73	3.94	3.60	3.77	3.74	3.61	3.56
Na₂O	9.45	9.62	9.71	9.91	9.78	9.89	9.96	10.03
K₂O	0.06	0.05	0.06	0.06	0.04	0.06	0.07	0.04
Total	99.48	99.10	99.45	99.81	99.90	99.83	99.83	100.16
N° de Oxigênio	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
Si	2.822	2.824	2.809	2.825	2.816	2.813	2.826	2.827
Ti	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.168	1.164	1.171	1.161	1.167	1.176	1.156	1.159
Cr	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe⁺³	0.008	0.006	0.008	0.005	0.010	0.004	0.009	0.005
Fe⁺²	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Ca	0.185	0.178	0.188	0.171	0.179	0.178	0.171	0.168
Na	0.813	0.831	0.838	0.851	0.840	0.849	0.855	0.858
K	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003	0.004	0.002
Soma	4.999	5.007	5.020	5.018	5.016	5.023	5.021	5.021

Continuação - Análises de química mineral de plagioclásios selecionados da amostra BP006.

Amostra	BP06(1) C2 PLA 6	BP06(1) C4 PLA 1A	BP06(1) C4 PLA 1B	BP06(1) C4 PLA 1C	BP06(1) C4 PLA 2N	BP06(1) C4 PLA 2B	BP06(1) PLA 1A	BP06(1) PLA 1B
Min	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO₂	65.24	63.63	67.26	67.79	66.90	63.73	62.09	67.54
TiO₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00
Al₂O₃	21.59	22.45	19.46	19.12	19.55	22.13	22.09	19.20
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.04	0.02	0.04
Fe₂O₃	0.13	0.12	0.16	0.34	0.18	0.50	1.03	0.08
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00
CaO	2.70	3.80	0.46	0.11	0.49	3.18	3.90	0.12
Na₂O	10.36	9.63	11.67	11.58	11.65	10.10	9.26	11.70
K₂O	0.07	0.06	0.00	0.03	0.04	0.05	0.20	0.05
Total	100.09	99.69	99.06	98.97	98.84	99.73	98.82	98.74
N° de Oxigênio	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
Si	2.871	2.819	2.973	2.994	2.966	2.826	2.789	2.991
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Al	1.120	1.173	1.014	0.995	1.022	1.157	1.170	1.002
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001
Fe⁺³	0.004	0.004	0.005	0.011	0.006	0.017	0.035	0.003
Fe⁺²	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000
Ca	0.127	0.181	0.022	0.005	0.023	0.151	0.188	0.006
Na	0.884	0.827	1.000	0.991	1.002	0.869	0.807	1.005
K	0.004	0.004	0.000	0.002	0.002	0.003	0.011	0.003
Soma	5.010	5.008	5.017	4.999	5.021	5.023	5.016	5.010

Continuação - Análises de química mineral de plagioclásios selecionados da amostra BP006.

Amostra	BP06(1) PLA 1C	BP06(1) PLA 1D	BP06(1) PLA 1E	BP06(1) PLA 2	BP06(1) PLA 4N	BP06(1) PLA 4B	BP06 (1) C2 pla 7
Min	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO₂	67.00	62.51	63.02	63.31	63.22	63.41	62.98
TiO₂	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00
Al₂O₃	19.42	22.09	22.55	22.07	22.38	21.87	22.37
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06
Fe₂O₃	0.15	0.04	0.20	0.26	0.19	0.40	0.55
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02
CaO	0.55	3.53	3.73	3.60	3.76	3.24	3.66
Na₂O	11.44	9.75	9.66	9.44	9.55	10.06	9.83
K₂O	0.05	0.06	0.05	0.07	0.03	0.05	0.05
Total	98.61	97.98	99.21	98.81	99.13	99.09	99.53
N° de Oxigênio	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
Si	2.974	2.819	2.808	2.828	2.817	2.829	2.803
Ti	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000
Al	1.016	1.174	1.185	1.162	1.176	1.150	1.174
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Fe⁺³	0.005	0.001	0.007	0.009	0.006	0.014	0.019
Fe⁺²	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002
Ca	0.026	0.170	0.178	0.172	0.179	0.155	0.175
Na	0.984	0.852	0.834	0.818	0.825	0.870	0.849
K	0.003	0.003	0.003	0.004	0.002	0.003	0.003
Soma	5.009	5.021	5.015	4.996	5.006	5.024	5.025

Biotitas (BP006) - Análises de química mineral de biotitas selecionadas da amostra BP006.

Amostra	BP06 (1) C2 MICA 1	BP06 (1) C2 MICA 2	BP06 (1) C2 MICA 3	BP06 (1) C2 MICA 4
Min	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO₂	26.61	32.66	24.57	28.91
TiO₂	0.03	0.11	0.08	0.01
Al₂O₃	20.35	18.27	20.69	20.65
Cr₂O₃	0.00	0.03	0.01	0.00
Fe₂O₃	3.20	3.32	3.32	3.11
FeO	16.29	16.91	16.95	15.85
MnO	0.06	0.03	0.03	0.04
MgO	15.94	14.32	17.93	16.76
CaO	0.28	3.92	0.04	0.34
Na₂O	0.40	0.82	0.03	1.08
K₂O	0.23	0.15	0.05	0.29
Total	83.40	90.53	83.70	87.05
N° de Oxigênio	11.0	11.0	11.0	11.0
Si	2.232	2.527	2.069	2.309
Ti	0.002	0.006	0.005	0.001
Al	2.012	1.666	2.054	1.944
Cr	0.000	0.002	0.001	0.000
Fe⁺³	0.202	0.193	0.211	0.187
Fe⁺²	1.143	1.095	1.194	1.059
Mn	0.004	0.002	0.002	0.003
Mg	1.993	1.651	2.250	1.995
Ca	0.025	0.325	0.004	0.029
Na	0.065	0.122	0.005	0.168
K	0.025	0.015	0.006	0.029
Soma	7.704	7.605	7.799	7.723

ANEXO I. *Script* de comando de entrada para o cálculo da pseudosseção da amostra BP002 no *Thermocalc*

% This script file is set up for calculating a P-T pseudosection.

% The bulk rock composition in NCKFMASH is that used for Fig XX in

% White, RW, Powell, R & Holland, TJB (2007) Progress relating to calculation

% of partial melting equilibria for metapelites. Journal of Metamorphic Geology,

% 25, 511-527.

axfile NCKFMASHp

infolevel 1

ignore

printguessform yes

printbulkinfo yes

incax no

%fluidpresent yes %This script only needed for earlier versions

% fluidexcess yes

setexcess q pl H2O

calctatp ask

setdefTwindow yes 200.001 1000.001

setdefPwindow yes 0.2 16

project no

seta no

setiso no

pseudosection yes

% -----

% NCKFMASH: FRX - 2012- BP-02

% -----

% SiO2 Al2O3 CaO MgO FeO K2O Na2O

setbulk yes 65.00 13.13 1.93 3.76 6.44 1.80 2.99

% -----

setmodeiso yes

zeromodeiso yes

calcsdnle no

smath no

drawpd yes

xinmath no

tabsmath no

*

% H2O 4.36

ANEXO J. *Script de comando de entrada para o cálculo da pseudosseção da amostra BP249 no Thermocalc*

% This script file is set up for calculating a P-T pseudosection.

% The bulk rock composition in NCKFMASH is that used for Fig XX in

% White, RW, Powell, R & Holland, TJB (2007) Progress relating to calculation
% of partial melting equilibria for metapelites. Journal of Metamorphic Geology,
% 25, 511-527.

axfile NCKFMASHp

infolevel 1

ignore

printguessform yes

printbulkinfo yes

incax no

%fluidpresent yes %This script only needed for earlier versions

% fluidexcess yes

setexcess q pl H2O

calctatp ask

setdefTwindow yes 200.001 1000.001

setdefPwindow yes 0.2 16

project no

seta no

setiso no

pseudosection yes

% -----

% NCKFMASH: FRX - BP-249

% -----

% SiO2 Al2O3 CaO MgO FeO K2O Na2O

setbulk yes 62.38 11.86 2.07 4.28 9.96 1.33 2.09

% -----

setmodeiso yes

zeromodeiso yes

calcsdnle no

smath no

drawpd yes

xinmath no

tabsmath no

*

% H2O 4.71

ANEXO K. *Script de comando de entrada para o cálculo da pseudosseção da amostra BP299 no Thermocalc*

% This script file is set up for calculating a P-T pseudosection.

% The bulk rock composition in NCKFMASH is that used for Fig XX in

% White, RW, Powell, R & Holland, TJB (2007) Progress relating to calculation
% of partial melting equilibria for metapelites. Journal of Metamorphic Geology,
% 25, 511-527.

axfile NCKFMASHp

infolevel 1

ignore

printguessform yes

printbulkinfo yes

incax no

%fluidpresent yes %This script only needed for earlier versions

% fluidexcess yes

setexcess q pl H2O

calctatp ask

setdefTwindow yes 200.001 1000.001

setdefPwindow yes 0.2 16

project no

seta no

setiso no

pseudosection yes

% -----

% NCKFMASH: FRX BP299

% -----

% SiO2 Al2O3 CaO MgO FeO K2O Na2O

setbulk yes 63.85 11.96 2.39 3.92 8.84 1.68 1.71

% -----

setmodeiso yes

zeromodeiso yes

calcsdnle no

smath no

drawpd yes

xinmath no

tabsmath no

*

% H2O 5.06

ANEXO L. *Script de comando de entrada para o cálculo das isopletras minerais da amostra BP002 no Thermocalc.*

% This script file is set up for calculating a P-T pseudosection.

% The bulk rock composition in NCKFMASH is that used for Fig XX in

% White, RW, Powell, R & Holland, TJB (2007) Progress relating to calculation
% of partial melting equilibria for metapelites. Journal of Metamorphic Geology,
% 25, 511-527.

axfile NCKFMASHp

infolevel 1

ignore

printguessform yes

printbulkinfo yes

incax no

%fluidpresent yes %This script only needed for earlier versions

% fluidexcess yes

setexcess q pl H2O

calctatp ask

setdefTwindow yes 200.001 1000.001

setdefPwindow yes 0.2 16

project no

seta no

setiso yes

pseudosection yes

% -----

% NCKFMASH: FRX - 2012- BP-02

% -----

% SiO2 Al2O3 CaO MgO FeO K2O Na2O

setbulk yes 65.00 13.13 1.93 3.76 6.44 1.80 2.99

% -----

setmodeiso yes

zeromodeiso yes

calcsdnle no

smath no

drawpd yes

xinmath no

tabsmath no

*

% H2O 4.36

ANEXO M. *Script de comando de entrada para o cálculo das isopletras minerais da amostra BP249 no Thermocalc*

% This script file is set up for calculating a P-T pseudosection.

% The bulk rock composition in NCKFMASH is that used for Fig XX in

% White, RW, Powell, R & Holland, TJB (2007) Progress relating to calculation
% of partial melting equilibria for metapelites. Journal of Metamorphic Geology,
% 25, 511-527.

axfile NCKFMASHp

infolevel 1

ignore

printguessform yes

printbulkinfo yes

incax no

%fluidpresent yes %This script only needed for earlier versions

% fluidexcess yes

setexcess q pl H2O

calctatp ask

setdefTwindow yes 200.001 1000.001

setdefPwindow yes 0.2 16

project no

seta no

setiso yes

pseudosection yes

% -----

% NCKFMASH: FRX - BP-249

% -----

% SiO2 Al2O3 CaO MgO FeO K2O Na2O

setbulk yes 62.38 11.86 2.07 4.28 9.96 1.33 2.09

% -----

setmodeiso yes

zeromodeiso yes

calcsdnle no

smath no

drawpd yes

xinmath no

tabsmath no

*

% H2O 4.71

ANEXO N. *Script de comando de entrada para o cálculo das isopletras minerais da amostra BP299 no Thermocalc*

% This script file is set up for calculating a P-T pseudosection.

% The bulk rock composition in NCKFMASH is that used for Fig XX in

% White, RW, Powell, R & Holland, TJB (2007) Progress relating to calculation
% of partial melting equilibria for metapelites. Journal of Metamorphic Geology,
% 25, 511-527.

axfile NCKFMASHp

infolevel 1

ignore

printguessform yes

printbulkinfo yes

incax no

%fluidpresent yes %This script only needed for earlier versions

% fluidexcess yes

setexcess q pl H2O

calctatp ask

setdefTwindow yes 200.001 1000.001

setdefPwindow yes 0.2 16

project no

seta no

setiso yes

pseudosection yes

% -----

% NCKFMASH: FRX BP299

% -----

% SiO2 Al2O3 CaO MgO FeO K2O Na2O

setbulk yes 63.85 11.96 2.39 3.92 8.84 1.68 1.71

% -----

setmodeiso yes

zeromodeiso yes

calcsdnle no

smath no

drawpd yes

xinmath no

tabsmath no

*

% H2O 5.06

ANEXO O. Arquivo com os valores composicionais das bordas utilizadas para efeito de cálculo da pressão e temperatura da amostra BP002 no thermocalc por geotermobarometria convencional.

- Arquivo .txt de entrada no AX

SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O
fsp BP-2B C1 FLEDS 6										
60.841	0.006	24.353	0	0	0.06	0	0.009	5.424	8.575	0.04
g BP02B C4 GRD 1B2										
37.538	0	21.622	0.047	0	27.918	7.849	3.879	2.625	0.01	0.001
bi BP02D C3 BIO 1B										
36.731	1.1	18.622	0	0	27.509	7.13	4.292	2.817	0.062	0
st BP02D C3 ST 1B										
28.142	0.322	53.095	0.014	0	12.652	0.531	2.449	0.007	0.002	0.009
mu BP-2B C1 MUSC 1										
45.404	0.19	34.441	0.049	0	2.48	0	0.767	0.034	1.805	8.498

*

- Arquivo .txt de saída do AX para ser usado no calculo da P-T no *Thermocalc*:

```

% thermocalc file (requires editing before use)
an 0.43 0.0210 ab 0.75 0.0187
py 0.0060 0.00182 gr 0.00076 0.000281 alm 0.19 0.016 spss 0.0048 0.00149
mst 0.0061 0.00190 fst 0.27 0.027
mu 0.59 0.030 cel 0.0262 0.0055 fcel 0.044 0.0082 pa 0.69 0.0346
q H2O
% 2010/BP/02: BP-02D C4 GRD 1B2 (granada)

```

*

ANEXO P. Arquivo com os valores composicionais das bordas utilizadas para efeito de cálculo da pressão e temperatura da amostra BP005 no thermocalc por geotermobarometria convencional.

- Arquivo .txt de entrada no AX :

SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O
fsp BP005 FLEDS 4										
61.397	0	24.048	0	0	0.06	0	0	6.833	8.144	0.047
g BP005 C9 GN S1 1B										
33.893	0.02	21.101	0.002	0	32.574	1.556	2.898	4.041	0.049	0
bi BP005-2 C3 S1 1										
36.249	1.339	17.81	0.044	0	15.585	0.001	13.03	0.005	0.382	8.627
st BP005 C10 St S1 1C										
28.695	0.409	52.783	0.058	0	12.644	0.118	2.092	0.023	0.041	0.004
mu BP005 C9 MUSC S1 2										
48.295	0.192	33.305	0.026	0	2.575	0.052	0.935	0	1.635	8.49

*

- Arquivo .txt de saída do AX para ser usado no calculo da P-T no *Thermocalc*:

```

% thermocalc file (requires editing before use)
an 0.60 0.0150 ab 0.64 0.0160
py 0.0025 0.00083 gr 0.0019 0.00065 alm 0.38 0.029 spss 0.000052 0.0000216
phl 0.091 0.0124 ann 0.023 0.0055 east 0.073 0.0111
mst 0.0022 0.00081 fst 0.38 0.038
mu 0.52 0.026 cel 0.043 0.0081 fcel 0.075 0.0119
q H2O
% add your other end-members here

```

*

ANEXO Q. Arquivo com os valores composicionais das bordas utilizadas para efeito de cálculo da pressão e temperatura da amostra BP009 no thermocalc por geotermobarometria convencional.

- Arquivo .txt de entrada no AX :

SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O
fsp BP09 (1) C2 FLEDS 1										
61.34	0	23.212	0.025	0	0.133	0	0	4.947	8.918	0.057
g BP09(1) C2 GRD 1B										
36.886	0	21.538	0.052	0	29.966	4.995	3.527	3.161	0.102	0.019
bi BP09 (1) C2 BIO 3B										
36.77	1.342	18.374	0.039	0	14.874	0.024	13.615	0.014	0.448	8.673
st BP09 (1) C2 ST 1B										
27.872	0.4	53.735	0.01	0	13.34	0.33	2.203	0.00	0.03	0.02
mu BP09 (1) C2 MUSC 1										
44.342	0.31	34.595	0.103	0	2.203	0	0.549	0.004	2.268	7.748

*

- Arquivo .txt de saída do AX para ser usado no calculo da P-T no *Thermocalc*:

```
% thermocalc file (requires editing before use)
an 0.37 0.0220 ab 0.77 0.0192
py 0.0053 0.00162 gr 0.00123 0.000441 alm 0.23 0.019 spss 0.0013 0.00045
phl 0.104 0.0131 ann 0.020 0.0049 east 0.076 0.0114
mst 0.0034 0.00118 fst 0.33 0.033
mu 0.61 0.030 cel 0.0205 0.0045 fcel 0.0461 0.0085 pa 0.75 0.0376
q H2O
```

% add your other end-members here

*

ANEXO R. Arquivo com os valores composicionais das bordas utilizadas para efeito de cálculo da pressão e temperatura da amostra BP249 no thermocalc por geotermobarometria convencional.

- Arquivo .txt de entrada no AX :

SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O
fsp BP_149-2 pl 1										
58.3	0	27.04	0.01	0.06	0	0	0	7.23	8.26	0.03
g BP_149 - 2 c1 grd 1.1										
37.53	0.00	22.17	0.01	1.53	32.57	1.75	2.77	4.34	0	0
bi 149-2 C2 BIO POS 1										
37.14	1.29	18.09	0.08	1.05	14.64	0.11	13.51	0.04	0.34	8.69
st 149-2 C3 S1 St 1B										
28.74	0.47	52.99	0	0	12.56	0.14	1.93	0.01	0.06	0.02
mu 149-2 C2 MUSC 3										
46.478	0.186	33.916	0.043	0	2.249	0	0.888	0	1.599	8.559

*

- Arquivo .txt de saída do AX para ser usado no calculo da P-T no *Thermocalc*:

```

% thermocalc file (requires editing before use)
an 0.53 0.0175 ab 0.68 0.0171
py 0.0029 0.00096 gr 0.0027 0.00090 alm 0.34 0.025 spss 0.000052 0.0000217
phl 0.094 0.0126 ann 0.020 0.0047 east 0.075 0.0113
mst 0.0024 0.00088 fst 0.37 0.037
mu 0.57 0.029 cel 0.033 0.0066 fcel 0.047 0.0086 pa 0.70 0.0350
q H2O

```

% add your other end-members here

*

ANEXO S. Arquivo com os valores composicionais das bordas utilizadas para efeito de cálculo da pressão e temperatura da amostra BP299 no thermocalc por geotermobarometria convencional.

- Arquivo .txt de entrada no AX :

SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O
fsp bp299 PL 3.1										
57.91	0	26.74	0	0.33	0	0	0.02	7.17	7.98	0.06
g bp299-2 C1 GRD 1B										
36.43	0	20.94	0.03	1.39	33.1	0.66	2.04	4.77	0	0.01
bi bp299-2 C1 MICA 5										
36.085	1.311	18.022	0.021	0	14.343	0.025	12.805	0	0.423	8.395
st bp299-2 C1 ST 3B										
27.72	0.46	52.01	0.01	0	13.17	0.06	1.95	0.04	0.074	0.015
mu bp299-2 C1 MSC 2										
44.255	0.249	34.299	0.065	0	2.305	0	0.593	0.033	1.582	9.031

*

- Arquivo .txt de saída do AX para ser usado no calculo da P-T no *Thermocalc*:

```

% thermocalc file (requires editing before use)
an 0.54 0.0172 ab 0.68 0.0169
py 0.00141 0.000501 gr 0.0036 0.00117 alm 0.40 0.030 spss 0.0000032 0.00000139
phl 0.099 0.0128 ann 0.022 0.0051 east 0.073 0.0111
mst 0.0020 0.00075 fst 0.39 0.039
mu 0.64 0.032 cel 0.0195 0.0043 fcel 0.042 0.0080 pa 0.73 0.0366
q H2O

```

% add your other end-members here

*

ANEXO T. Arquivo com os valores composicionais das bordas utilizadas para efeito de cálculo da pressão e temperatura da amostra BP006 no thermocalc por geotermobarometria convencional.

- Arquivo .txt de entrada no AX :

SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O
fsp BP (1) C1 PLA3										
63.543	0	22.309	0.009	0	0.208	0	0	3.885	9.445	0.059
g 2007XB10A C4 GN 1P										
36.739	0.047	21.078	0	0	31.283	3.197	2.96	3.687	0.035	0.025
amph BP06(1) C4 ANF 2B										
41.457	0.239	14.036	0.007	0	19.064	0.169	8.863	9.312	1.945	0.219
bi 2007XB10A C5 ANF 13N										
46.563	0.262	8.812	0.019	0	21.038	0.289	11.731	5.83	1.389	0.115

*

- Arquivo .txt de saída do AX para ser usado no calculo da P-T no *Thermocalc*:

```

% thermocalc file (requires editing before use)
an 0.28 0.0218 ab 0.82 0.0204
py 0.0032 0.00106 gr 0.0018 0.00064 alm 0.31 0.023 spss 0.00036 0.000138
tr 0.03888 0.006653 fact 0.00094 0.000400 ts 0.0019 0.00093 parg 0.004 0.0012
phl 0.00339 0.00110 ann 0.00414 0.00131 east 0.000326 0.000127
q H2O
% add your other end-members here

```

*



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

PARECER

Sobre a Defesa Pública da Tese de Doutorado de **BRUNO LUIS SILVA PINHEIRO**

A banca examinadora da Tese de Doutorado de **BRUNO LUIS SILVA PINHEIRO** orientando do Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb (UFPA), composta pelos professores doutores Gláucia Nascimento Queiroga (UFOP), Wagner da Silva Amaral (UNICAMP), Candido Augusto Veloso Moura (UFPA) e Raimundo Netuno Nobre Villas (UFPA), após apresentação da sua tese intitulada “**PETROLOGIA E GEOTERMOBAROMETRIA DAS ROCHAS METAMÓRFICAS DO CINTURÃO ARAGUAIA: REGIÃO DE XAMBIÓA-ARAGUANÃ**” emite o seguinte parecer:

O candidato apresentou contribuição relevante ao conhecimento do metamorfismo regional do Cinturão Araguaia. O seu trabalho contém uma quantidade considerável de dados inéditos e de boa qualidade sobre a química de minerais constituintes das rochas, além de dados geocronológicos. No tratamento dos dados químicos foram utilizadas ferramentas modernas apoiadas na termodinâmica, que permitiram definir com maior confiabilidade as condições de temperatura e pressão do metamorfismo. O candidato fez uma exposição segura demonstrando domínio do tema abordado e respondeu satisfatoriamente as perguntas que lhe foram dirigidas.

A banca recomenda que os vários ajustes de forma apontados pelos vários membros sejam incorporados ao volume da tese

Com base no exposto, a banca examinadora decidiu por unanimidade aprovar a tese de doutorado.

Belém, 16 de dezembro de 2016.

Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb (Orientador – UFPA)

Gláucia Nascimento Queiroga (UFOP)

Wagner da Silva Amaral (UNICAMP)

Candido Augusto Veloso Moura (UFPA)

Raimundo Netuno Nobre Villas (UFPA)