



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

HERDIVÂNIA PIRES DE SOUSA

**CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES MÁFICA-ULTRAMÁFICAS E POTENCIAL
METALOGENÉTICO DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR
SERRA DAS PIPOCAS (CEARÁ): UM PROVÁVEL GREENSTONE BELT**

FORTALEZA
2016

HERDIVÂNIA PIRES DE SOUSA

**CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES MÁFICA-ULTRAMÁFICAS E POTENCIAL
METALOGENÉTICO DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR
SERRA DAS PIPOCAS (CEARÁ): UM PROVÁVEL GREENSTONE BELT**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para a obtenção de Mestre em Geologia.

Área de Concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Orientadores: Clóvis Vaz Parente e Christiano Magini

**FORTALEZA
2016**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- S696c Sousa, Herdivânia Pires de.
Caracterização das unidades máfica-ultramáficas e potencial metalogenético da sequência metavulcanossedimentar Serra das Pipocas (Ceará) : um provável Greenstone Belt / Herdivânia Pires de Sousa. – 2016.
201 f. : il. color.
- Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2016.
Orientação: Prof. Me. Clóvis Vaz Parente.
Coorientação: Prof. Dr. Christiano Magini.
1. Paleoproterozoico. 2. Província Borborema. 3. Núcleo Arqueano/Paleoproterozoico. 4. Komatiíto. 5. Domínio Ceará Central. I. Título.
-

HERDIVÂNIA PIRES DE SOUSA

CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES MÁFICA-ULTRAMÁFICAS E POTENCIAL METALOGENÉTICO DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR SERRA DAS PIPOCAS (CEARÁ): UM PROVÁVEL GREENSTONE BELT

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para a obtenção de Mestre em Geologia.

Área de Concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Orientadores: Clóvis Vaz Parente e Christiano Magini

Aprovado em: 27/01/2016

BANCA EXAMINADORA

PROF. DR. CLÓVIS VAZ PARENTE (ORIENTADOR) - UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ (UFC)

PROF. DR. JOSÉ DE ARAÚJO NOGUEIRA NETO - UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ (UFC)

PROF. DR. ELTON LUIZ DANTAS - UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA (UNB)


Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente - (Presidente)


Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto (Membro Interno do Programa)


Prof. Dr. Elton Luiz Dantas - (Membro Externo a Instituição)

AOS MEUS ETERNOS AVÓS RAIMUNDO
GERMANO E HOZANA GONÇALVES

AGRADECIMENTOS

À Deus, aos meus pais (Edmilson e Germana), irmãs (Lane e Lene) e familiares, que são minha força, base e apoio nos momentos difíceis ou não.

Aos meus verdadeiros mestres/avós Raimundo Germano (*in memorian*) e Hozana Gonçalves (*in memorian*), aprendi com vocês todos os ensinamentos da vida e o pior deles foi a verdadeira definição da palavra saudade. Obrigada por todos os momentos juntos. Continuem do céu cuidando de todos nós.

Aos professores orientadores Clóvis Vaz Parente e Christiano Magini, como também ao corpo docente do Departamento de Geologia da instituição, em especial, aos professores César Ulisses Vieira Veríssimo, José de Araújo Nogueira Neto, Afonso Rodrigues de Almeida, Michel Henri Arthaud (*in memorian*), Otaciel de Oliveira Melo, Tereza Falcão de Oliveira Neri, Sebastian Gonzalez Chiozza e Wellington Ferreira da Silva Filho pelas discussões geológicas e convívio. Também, aos professores colaboradores da instituição Sérgio Pacheco Neves (UFPE), Rudolph Allard Johannes Trouw (UFRJ), Renato de Moraes (USP), João Mata (Ulisboa), Neivaldo Araújo de Castro (UFSC), Adalene Moreira Silva (UnB), Roberto Perez Xavier (UNICAMP) pelos conhecimentos transmitidos. Aos funcionários do Departamento de Geologia (UFC), Saulo, Leal, Lobinho, Valmi, Verônica, Mara e Júnior.

Aos funcionários dos laboratórios de Geocronologia e de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília, em especial aos professores Elton Luiz Dantas, Reinhardt Adolfo Fuck, Nilson Francisquini Botelho, Claudinei Gouveia de Oliveira, César Fonseca Ferreira Filho, Sylvia Maria Araújo, Erico Natal Pedro Zacchi e Jacqueline Menez Machado, por serem bastante solícitos durante as minhas estadias em Brasília.

Ao amigo, companheiro e conselheiro Dillano Rodrigues Bastos Ximenes por me ajudar em momentos difíceis e cuidar de mim diariamente, como também pela parceria geológica e na vida.

Aos amigos e colegas, Queilane Chaves, Valdete Lira, Cecílio Rosa Júnior, Renata Cadorini, Alcione Moreira, Gabriela Meireles, Glória Hamelack, João Paulo Pitombeira, Raphaele Almeida, Iure Teixeira, Pamella Moura, Dayme Cavalcante, Ramon Lino e a todos que agregaram durante minha vida acadêmica.

À Sâmia, Leonardo, Sandro, Fátima, Grace, Débora, Bia e Kiara, por proporcionarem bons momentos no DEGEO.

Ao projeto ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Estudos Tectônicos (CNPq/INCT-ET), ao PROCAD/NF (UFC-UNB) e FUNCAP.



NO FIM TUDO DÁ CERTO, E SE NÃO DEU CERTO É
PORQUE AINDA NÃO CHEGOU AO FIM

FERNANDO SABINO

RESUMO

O Greenstone Belt Serra das Pipocas, de idade riaciana, está inserido no Núcleo Arqueano/Paleoproterozoico do Domínio Ceará Central, na porção Setentrional da Província Borborema. Encontra-se na porção sudoeste do Estado do Ceará, entre os municípios de Boa Viagem, Independência Tauá e Pedra Branca. Técnicas de mapeamento geológico, análise petrográfica, através de estudos de seções delgadas e polidas, química mineral, litogeoquímica e geocronologia auxiliaram para a distinção desta primeira sequência do tipo Greenstone Belt no Ceará. A sequência metavulcanossedimentar é composta por rochas metassedimentares psamo-pelito-margosos, contendo intercalações de derrames vulcânicos metamáfico-ultramáficos de natureza toleítica e komatiítica, respectivamente, e meta-ácidas. Os derrames metaultramáficos komatiíticos são constituídos por clorita-antofilita-actinolita/tremolita xisto, com texturas aciculares ou não, ocorrendo de maneira descontínua próximo à base da sequência. As rochas metamáficas de natureza toleíticas são representadas principalmente por anfíbolitos granadíferos, que se estendem, de maneira descontínua, por uma faixa com comprimento da ordem de 30km e largura entre 500m e 1km. Metatufos básicos a ácidos, metacherts e formações ferríferas bandadas ocorrem intercaladas a estes anfíbolitos, que se encontram por vezes, fortemente hidrotermalizados. As rochas metassedimentares são principalmente de natureza terrígena, contendo biotita, cianita, mas podem apresentar ocasionais intercalações centimétricas de calcissilicáticas. Esses litotipos são recortados por intrusões metamáfica-ultramáficas, metagranodioritos e dique metabásico. Toda a associação litológica desenvolveu-se ambiente extensional, provavelmente do tipo retro arco, cujas rochas komatiíticas (xistos magnesianos) encontradas apresentam transição entre os tipos Munro e Barbeton, enquanto os metabasaltos toleíticos (anfíbolitos) exibem alto teor de ferro e magnésio. Estruturalmente, a área é marcada por deformações polifásicas penetrativas, ocorridas no Brasileiro, com dobras isoclinais apertadas, recumbentes, além de falhamentos de empurrão e cisalhamento dúctil. Esses falhamentos são reconhecidos, sobretudo, no contato entre esta sequência metavulcanossedimentar e as rochas granito-gnáissico-migmatíticas do Complexo Cruzeta e entre as subunidades dominadas pelas rochas ultramáficas e máficas. O grau metamórfico das associações litológicas é variável, indo da fácies xisto verde alto a anfíbolito alto, o que contrasta com as unidades do Complexo Cruzeta que se encontra frequentemente migmatizadas. Durante o evento Brasileiro houve também a intrusão dos leucogranitos. Nas bordas dos corpos intrusivos riacianos, próximos à zona de empurrão Queimadas, há presenças de rochas fortemente hidrotermalizadas, marcadas por silicificação, potassificação, cloritização e carbonatação. Estas são acompanhadas de sulfetação, sendo hospedeiras de possíveis mineralizações de cobre e ouro do tipo Sulfetos Massivos Vulcanogênicos ou mesmo lodes auríferos, uma vez que esta associação ocorre junto às zonas silicificadas ao longo de cisalhamento.

ABSTRACT

The Rhyacian Serra das Pipocas Greenstone Belt, is part of Archean/Proterozoic terrane of Ceará Central Domain, in the Setentrional portion of Borborema Province. It is located in Southwestern Ceará, between the municipalities of Boa Viagem, Independência, Tauá and Pedra Branca. Geological mapping techniques, thin and polished sections petrography, mineral chemistry, lithogeochemistry, and geochronology have been useful in the distinction of the first Greenstone Belt sequence in Ceará. The metavolcanic-sedimentary sequence is composed of metasedimentary rocks, mainly psammite-pelite, containing alternation of mafic-ultramafic volcanic flows, tholeiitic and komatiitic, respectively, and meta-acidic rocks. The komatiitic meta-ultramafic flows are composed of chlorite-anthophyllite-actinolite-tremolite schist displaying acicular texture, or not, occurring discontinuously near the bottom of the sequence. The tholeiitic metabasaltic rocks are mainly represented by garnet amphibolites, which continuously extend 30km in length by 500m – 1km wide. Basic and acidic metatuffs, metacherts, and banded iron formation are alternated with amphibolites, which sometimes are deeply hydrothermalized. Metasedimentary rocks are mainly terrigenous, containing biotite, kyanite; however, occasional centimetric alternation of calc-silicatic rocks are observed. These lithotypes are cut off by mafic-ultramafic intrusions, metagranodiorites and metabasic dykes. The lithological association has been developed in an extensional environment, probably a back-arc basin, where the komatiitic rocks Mg-bearing schists display a transition from Munro-type to Barbeton-type, while the tholeiitic metabasalts (amphibolites) are iron-magnesium-rich. Regarding the structural geology, the area is characterized by penetrative polyphasic strain, occurred during Brasiliano, with tight, isoclinal and recumbent folds, in addition to thrust faults and shear zones. The thrust faults are best recognized, especially, in the contact between the metavolcanic-sedimentary sequence and granite-gneiss-migmatite of Cruzeta Complex; also, between the mafic-ultramafic subunits. The metamorphic grade of the lithological association varies from high greenschist facies to high amphibolite facies, contrasting with Cruzeta Complex units, which are frequently migmatized. Besides, during the Brasiliano orogenesis, leucocratic granites have been intruded along the border zones of the oldest granites ($2181,4 \pm 4.4$), near the Queimadas thrust fault, there are deeply hydrothermalized rocks, displaying silicification, potassification, chloritization, and carbonation, sulphidation is also present, and they may contain some mineralisation such as copper-gold Volcanic-hosted Massive Sulfide or auriferous lodes, because this association occurs near the silicified zones and also in shear zones.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1.1: Mapa de Localização da área de estudo..... | 28 |
| Figura 3.1: Subdivisão da Província Borborema e localização da área de estudo inserida no Núcleo Arqueano do Domínio Ceará Central | 38 |
| Figura 3.2: Mapa geológico simplificado do Núcleo Arqueano/Paleoproterozoico do Domínio Ceará Central com localização do Greenstone Belt Serra das Pipocas (Modificado de Costa <i>et al.</i> , 2015) | 41 |
| Figura 4.1: A. Amplitude do Sinal Analítico (ASA). B. Interpretação dos principais lineamentos estruturais do GBSP | 43 |
| Figura 4.2: A. Relevo sombreado (azimute 315° e altitude de 45°) em dado de SRTM 30m. B. Interpretação estrutural..... | 44 |
| Figura 4.3: A. Fusão ternária RGB (KThU) nos dados de Gammaespectometria. B. Interpretação dos Domínios Geológicos..... | 45 |
| Figura 4.4: Técnica de índices máficos para realce dos corpos máfico-ultramáficos, com maior intensidade magnética em magenta..... | 46 |
| Figura 4.5: Delimitação dos corpos máficos através da combinação falsa cor 765 do sensor TM do Landsat 8 | 47 |
| Figura 5.1: Coluna estratigráfica esquemática do GBSP | 50 |
| Figura.5.2: A. Lajedo do ortognaisse granodiorítico exibindo foliação de médio grau (381373mE; 9387422mN). B. Aspecto textural do ortognaisse (381373mE; 9387422mN) | 51 |
| Figura 5.3: A. Anfíbolito com bandamento incipiente (381373mE; 9387422mN). B. Mobilizados de quartzo-feldspato ao longo da foliação e em discordância (381373mE; 9387422mN)..... | 51 |
| Figura 5.4: A. Anfíbolito epidotizado (381373mE; 9387422mN). B. Detalhe do litotipo (381373mE; 9387422mN)..... | 52 |
| Figura 5.5: A. Textura granonematoblástica inequigranular (nicol cruzado). B. Inclusões subarredondadas de plagioclásio na hornblenda (nicol cruzado)..... | 52 |
| Figura 5.6: A. Clorita neoformada oriunda de pela alteração da hornblenda (nicol cruzado). B. Titanita bordejando as hornblendas (nicol cruzado). | 53 |
| Figura 5.7: A. Apatita inclusa no plagioclásio (luz natural). B. Biotita primária alterando para uma biotita com menor teor de Fe (nicol cruzado)..... | 53 |

- Figura 5.8: A. Sericitização do plagioclásio (nicol cruzado). B. Inclusão de epidoto na hornblenda (nicol cruzado).54
- Figura 5.9: A. Forma de ocorrência do litotipo (381373mE; 9387422mN). B. Granulação grossa do hornblenditos (381373mE; 9387422mN).54
- Figura 5.10: A. Cristais subdioblásticos de hornblenda, parcialmente alterados para titanita, envolvidos por plagioclásio (luz natural). B. Detalhe das inclusões de plagioclásio na hornblenda. Notar a forma subarredondada das inclusões, indicando seu envolvimento pela hornblenda em estágio subsolidus (nicol cruzado).55
- Figura 5.11. A. Epidoto e apatita incluso no hornblenda (luz natural). B. Biotita neoformada a partir de alteração da hornblenda (luz natural).56
- Figura 5.12. A. Intercalação de xistosidade sub-verticalizada de rochas metassedimentares psamo-pelíticas (380107mE; 9397945mN). B. Dobramento em xisto com granada e cianita (380107mE; 9397945mN).57
- Figura 5.13. A. Xisto com granada parcialmente alterada (380999mE; 9397146mN). B. Cristais de cianita sin a tardi tectônico no xisto (380999mE; 9397146mN). C. Detalhe da cianita encontrada em solo (380936mE; 9397253mN). D. Xisto grafitoso com granada (383054mE; 9398729mN).58
- Figura 5.14: A. Sn+1 demarcada pelas micas (nicol cruzado). B. Clivagem de crenulação Sn+2 na muscovita (nicol cruzado).59
- Figura 5.15: A. Quartzo orientado segundo o plano de foliação (nicol cruzado). B. Cristais estirados ao longo da foliação (nicol cruzado).59
- Figura 5.16: A. Almandina pré a sin a fase principal da deformação-Sn+2 (luz natural). B. Detalhe Mg-granada (nicol cruzado).58
- Figura 5.17: A. Porfiroblastos de cianita (sin-tectônico) orientado ao longo do plano de foliação principal (nicol cruzado). B. Opaco associado às lamelas de biotita (luz natural).60
- Figura 5.18: A. Veio de quartzo boudinado e transposto junto ao gnaiss feldspático (375040mE; 9398913mN). B. Detalhe da intercalação das rochas metassedimentares, exibindo ainda uma estrutura S0//Sn preservada, sendo afetada por uma foliação Sn+1. (375040mE; 9398913mN). C. Sigmoidal sinistral ressaltando a movimentação regional do cavalgamento (375040mE; 9398913mN).51
- Figura 5.19: A. Cristais de quartzo e plagioclásio em bandamento composicional com biotita e muscovita (nicol cruzado). B. Contato entre os grãos (nicol cruzado).62

- Figura 5.20: A. Biotita em contato com os grãos, com alteração na borda gerando muscovita (luz natural). B. Cristal xenoblástico de Ilmenita (luz natural).62
- Figura 5.21: A. Nódulo de calcissilicática (380770mE; 9397295mN). B. Bloco solto rocha carbonatada (384498mE; 9398857mN).63
- Figura 5.22: A. Textura granoblástica inequigranular da calcissilicática (nicol cruzado). B. Orientação perceptível pelos cristais de diopsídio (luz natural).64
- Figura 5.23: A. Associação mineralógica do litotipo, com plagioclásios geminados ou não (nicol cruzado). B. Cristais idioblásticos de titanita (luz natural). C. Detalhe dos grãos de epidoto, diopsídio e titanita (luz natural). D. Apatita e opaco como acessórios da rocha (luz natural).64
- Figura 5.24: Afloramento em corte de estrada de um dos derrames metaultramáficos intercalado a metatufos básicos e/ou metaexalitos com granada e turmalina (375738mE; 9398514mN).65
- Figura 5.25: A. Visualização dos derrames metaultramáficos (375738mE; 9398514mN). B. Detalhe do litotipo cloritizado (375738mE; 9398514mN). C. Fratura preenchidas por uma fina massa de clorita e tremolita, com aparentes feições aciculares simétricas de tremolita no litotipo metaultramáfico (375738mE; 9398514mN).66
- Figura 5.26: A. Actinolita xenoblástica a subdioblástica, com cristal reliquiar idioblástico (nicol cruzado). B. Foliação Sn+2 demarcada pela clorita e minerais opacos orientados (luz natural).67
- Figura 5.27: A. Veio de apatita concordante com a orientação da actinolita (nicol cruzado). B. Pequenos cristais opacos arredondados de magnetita cromífera dentro do anfibólio (nicol cruzado).68
- Figura 5.28: A. Lajedo de metarriodacito sub-horizontalizado em leito de açude (375738mE; 9398515mN). B. Detalhe do litotipo de tonalidade cinza e maciço (375738mE; 9398515mN). C. Intercalação do litotipo com finas camadas de rochas básicas anfibolitizadas, ácidas gnaissificadas e de rocha ultramáfica (375738mE; 9398515mN). D. Detalhe da intercalação com veios de quartzo concordantes (375738mE; 9398515mN). E. Metarriodacito recortado por dique metabásico (375738mE; 9398515mN).69
- Figura 5.29: A. Quartzo xenoblástico alongado (nicol cruzado). B. Plagioclásio com e sem geminação (nicol cruzado). C. Detalhe da microclina (nicol cruzado). D. Detalhe do k-feldspato com pertitas em chama (nicol cruzado).70
- Figura 5.30: A. Epidoto secundário gerado da alteração da biotita (nicol cruzado). B. Biotita fortemente orientada e alterada para hidróxidos de ferro e titânio (luz natural).71

| | |
|--|----|
| Figura 5.31: A. Lajedo do metabasaltos em rede de drenagem com baixo ângulo, com porções granádíferas ou não (377599mE; 9395337mN). | 71 |
| Figura 5.32: A. Anfibolito e solo típico constituído por argilominerais (377599mE; 9395337mN). B. Granada anfibolito de foliação verticalizada associado a zona de cisalhamento Belém (377599mE; 9395337mN). | 72 |
| Figura 5.33: Veio de quartzo deformado associado aos derrames metabásicos..... | 72 |
| Figura 5.34: A. Textura granonematoblástica do anfibolito (nicol cruzado). B. Seções basais da hornblenda (nicol cruzado). | 73 |
| Figura 5.35: A Textura granonematoblástica e granoblástica do anfibolito (nicol cruzado). B. Geminação polissintética típica do plagioclásio (luz natural). | 73 |
| Figura 5.36: A. Porfiroblasto xenoblástico de granada (luz natural). B. Granada de hábito xenoblástico (luz natural). | 74 |
| Figura 5.37: A. Biotita neoformada a partir da alteração do anfibólio (luz natural). B. Inclusão de titanita no plagioclásio (nicol cruzado)..... | 72 |
| Figura 5.38: A. Opaco associado a hornblenda (luz natural). B. cristais de apatita incluso no plagioclásio (luz natural). | 75 |
| Figura 5.39: A. Afloramento de metatufos básicos associado aos derrames ultramáficos (377123mE; 9397515mN). B. Contato com foliação de baixo ângulo do metatufos básicos com anfibolito (375979mE; 9398367Mn). C. Fácies com turmalina associado a derrames máficos (375996mE; 9393235mN). D. Bloco solto em rede drenagem do litotipo (377834mE; 9405858mN)..... | 76 |
| Figura 5.40: A. Assembleia mineral encontrada em metatufos básicos (luz natural). B. Aglomerados de grãos idioblásticos de granada (luz natural). | 77 |
| Figura 5.41: A (nicol cruzado) e B (luz natural) apresentam Ilmenita e leucoxênio, respectivamente, associados a hornblenda. | 77 |
| Figura 42: Afloramento de metatufos ácidos e básicos intercalados com camadas sub-horizontalizadas, suavemente dobradas perceptíveis dobras das camadas sub-horizontalizada (375738mE; 9398515mN). B. Detalhe das intercalações Intercalação de metatufos e metavulcânicas (375738mE; 9398515mN). C. Veios de quartzo deformados concordantes (375738mE; 9398515mN)..... | 78 |
| Figura 5.43: A. Visão geral do litotipo (nicol cruzado). B. Ortoclásio com geminação Carlsbad, parcialmente microclinizado (nicol cruzado). | 79 |
| Figura 5.44: A. Porfiroblasto de microclina xenoblástica (nicol cruzado). B. Biotita alterando para muscovita (luz natural). | 79 |

- Figura 5.45: A. Biotita parcialmente alterada para epidoto (luz natural). B. Carbonato gerado pela alteração do plagioclásio (nicol cruzado).80
- Figura 5.46: A. Fácies bandada do turmalinito (375738mE; 9398514mN). B. Detalhe da ritmicidade entre camadas (375738mE; 9398514mN).81
- Figura 5.47: A. Agregados de cristais de turmalina (uvita), sublinhando o bandamento (luz natural). B. Zonação evidente da uvita (luz natural).82
- Figura 5.48: A. Gondito in situ recortado por veios de quartzo (376664mE; 9395339mN). B. Detalhe do minério (376664mE; 9395339mN).82
- Figura 5.49: A. Ferro e Grafita em afloramento (377783mE; 9396070mN). B. Detalhe do minério associado a grafita (377783mE; 9396070mN).83
- Figura 5.50: A. Textura granoblástica da granada, cujos interstícios são ocupados por óxidos ou hidróxidos de manganês (luz natural). B. Microfraturas preenchidas por óxido/ou hidróxido de manganês (luz natural).83
- Figura 5.51: A. Anfibólio associado a granada (luz natural). B. Quartzo com bordas corroídas (luz natural).84
- Figura 5.52: A. Blocos soltos de metachert junto ao solo argiloso escuro (379169mE; 9397852mN).84
- Figura 5.53: A. Metachert encontrado na região (379169mE; 9397852mN). B. Detalhe do litotipo (379169mE; 9397852mN).85
- Figura 5.54: A. Textura granoblástica do metachert (nicol cruzado). B. Minerais opacos xenoblásticos em contato com os grãos de quartzo (luz natural).85
- Figura 5.55: A. Serrote de metabásica anfíbolitizada, com intercalações de metacherts e metatufos recortados por mobilizados tardios de sílica (384930mE; 9400433mN). B. Matações de metachert (384933mE; 9400429mN). C. Detalhe do metachert (384933mE; 9400429mN). D. Veios de quartzo concordantes ao metachert (384933mE; 9400429mN). E. Furos de sondagem (384997mE; 9400495mN).86
- Figura 5.56: A. Afloramento de metatufos básicos hidrotermalizados (378049mE, 9391703mN). B. Detalhe do litotipo (378049mE, 9391703mN). C. Finos veios de quartzo recortam toda a superfície da rocha (378049mE, 9391703mN). D. Microveios irregulares de sulfetos (378049mE, 9391703mN).87
- Figura 5.57: A. Agregados microgranulares de clorita (luz natural). B. veio de opaco e quartzo recortando a matriz constituída de clorita (luz natural). C. Porção carbonática em contato com material silicático (nicol cruzado). D. Detalhe da calcita (nicol cruzado).88

- Figura 5.58: Recristalização em subgrãos no quartzo (nicol cruzado). B. Deformação alongada no cristal de quartzo (nicol cruzado).....89
- Figura 5.59: Porfiroblasto de anfibólio neoformado (luz natural). B. Epidoto em meio a matriz constituída de clorita (nicol cruzado).89
- Figura 5.60: A. Veios preenchido por opacos e quartzo (nicol cruzado). B. Cristal idioblástico de opaco (luz natural). C. Minerais opacos constituídos por calcopirita, pirita e pirrotita cobaltífera (imagens do MEV). D. Detalhe dos opacos (imagens do MEV).90
- Figura 5.61: A Litotipo hidrotermalizado cataclasado em afloramento in situ (378092mE, 9391406mN). B. Detalhe do cataclasito (378092mE, 9391406mN).....90
- Figura 5.62: A. Matriz cominuída do cataclasito (nicol cruzado). B. Detalhe da mineralogia da matriz com biotita cloritizada, quartzo, turmalina e plagioclásio (luz natural). C. Matriz da rocha com detalhe nos cristais de uvita (luz natural). D. Cristal de epidoto subdioblástico (nicol cruzado).....91
- Figura 5.63: A e B. Detalhe da barita (sem e com nicol). C e D. Detalhe da Fluorita (sem e com nicol).....91
- Figura 5.64: A. Afloramento em corte de estrada do metagranodiorito parcialmente hidrotermalizado (385653mE, 9401722mN). B. Detalhe do litotipo (385653mE, 9401722mN).....93
- Figura 5.65: A. Matriz constituída por clorita, quartzo e plagioclásio (nicol cruzado). B. Cavidade miarolítica preenchida por biotita neoformada (luz natural). C. Hornblenda de tom verde oliva xenoblástico (luz natural). D. Detalhe do carbonato da rocha (nicol cruzado).94
- Figura 5.66: A. Dique metabásico recortando metarriodacito (375738mE; 9398515mN). B. Detalhe da preservação do dique centimétrico (375738mE; 9398515mN). C. Intrusão do dique recortando metadiorito (375738mE; 9398515mN). D. Detalhe fenocristais de clinopiroxênio, pseudomorfisados por actinolita (375738mE; 9398515mN).95
- Figura 5.67: A. Ripas alongadas de actinolita (nicol cruzado). B. Cristal idioblástico de actinolita pseudomorfisando clinopiroxênio em matriz de actinolita e plagioclásio (luz natural).....96
- Figura 5.68: A. Blocos e matacões soltos de actinolititos (381559mE; 9395100mN). B. Detalhe da forma de ocorrência das metaplutônicas (378087mE;9391361mN). C. Textura muito grossa dos actinolititos (378087mE;9391361mN). D. Textura grossa do litotipo (381559mE; 9395100mN).....97

| | |
|---|-----|
| Figura 5.69: A. Cristais reliquiais de clinopiroxênio substituído por actinolita, envolvido por plagioclásio com inclusões de actinolita (nicol cruzado). B. Porfiroblastos de actinolita com microinclusões de apatita (nicol cruzado)..... | 98 |
| Figura 5.70: A. Biotita gerada pela alteração da actinolita (luz natural). B. Titanita associada ao anfibólio de onde parece provir (luz natural)..... | 98 |
| Figura 5.71: A. Lajedo de metadiorito (375738mE; 9398515mN). B. Detalhe do litotipo (377573mE; 9393539mN). C. Xenólito de metatufo no metadiorito (375738mE; 9398515mN). D. Crenulação visível no metadiorito e detalhe do contato entre o metadiorito e xenólito de metatufo (377573mE; 9393539mN)..... | 99 |
| Figura 5.72: A. Textura granonematoblástica do litotipo (nicol cruzado). B. Detalhe da associação mineralógica presente (luz natural). C. Titanita idioblásticos associado a anfibólio e biotita (luz natural). D. Cristal prismático de actinolita em detalhe (luz natural). | 100 |
| Figura 5.73: A. Afloramento de metagranodiorito (387567mE; 9404505mN). B. Enclave microgranular de composição diorítica fortemente estirado (387567mE; 9404505mN). C. Detalhe do litotipo (387567mE; 9404505mN)..... | 101 |
| Figura 5.74: A. Textura granoblástica do metagranodiorito (nicol cruzado). B. Porfiroblasto de plagioclásio (luz natural). | 102 |
| Figura 5.75: A. Associação mineralógica do metagranodiorito (nicol cruzado). B. Detalhe da textura mimerquítica (nicol cruzado). | 103 |
| Figura 5.76: A. Intrusão pegmatítica em meio a corpos anfibolíticos (383516mE; 9401728mN). B. Mergulho de baixo ângulo em derrames ultramáficos (375615mE; 9398479mN). C. Litotipo dobrado (375615mE; 9398479mN). D. Porção quartzo-feldspática (373536mE; 9398438mN). E. Detalhe muscovita (383516mE; 9401728mN). | 104 |
| Figura 5.77: A. Porção granadífera (377783mE; 9396070mN). B. Detalhe afrisita (375615mE; 9398479mN)..... | 105 |
| Figura 5.78: A. Rede de drenagem intermitente com sedimentação quaternária variada (373536mE; 9398438mN). B. Matéria orgânica recobrimo drenagem (383516mE; 9401728mN)..... | 106 |
| Figura 5.78: Mapa de pontos coletados | 107 |
| Figura 5.79: Mapa Geológico do GBSP..... | 108 |
| Figura 6.1: Classificação em anfibólio cálcico para todas as rochas e ferro-magnesianos para as metaultramáficas e dique metabásico (lamprófiro) | 109 |
| Figura 6.2: Rocha metaultramáfica constituída por actinolita, como anfibólio. B. Associação com dois tipos de anfibólio, constituído por tremolita e magnésio-hornblenda..... | 110 |

| | |
|---|------|
| Figura 6.3: Diagrama de classificação dos anfibólios das amostras analisadas de Clorita-Antofilita-Actinolita Xisto..... | 110 |
| Figura 6.4: Anfibólios analisados nas amostras de Clorita-Antofilita-Actinolita Xisto..... | 111 |
| Figura 6.5: Diagrama de classificação dos anfibólios analisados do anfibolito..... | 1124 |
| Figura 6.6: A. Associação mineralógica encontrada no metatufo básico. B. Detalhe dos minerais contidos, com presença de turmalina..... | 114 |
| Figura 6.7: Diagrama de classificação dos anfibólios para o metatufo básico..... | 115 |
| Figura 6.8: A. Minerais encontrados no dique metabásico. B. Detalhe da actinolita..... | 116 |
| Figura 6.9: Diagrama de classificação dos anfibólios do dique metabásico..... | 117 |
| Figura 6.10: A. Assembleia mineral do actinolitito plutônico. B. Detalhe da clorita no actinolitito..... | 118 |
| Figura 6.11: Diagrama de classificação dos anfibólios das metaplutônicas..... | 118 |
| Figura 6.12: Plotagem no campo do oligoclásio para granada cianita xisto..... | 120 |
| Figura 6.13: Diagrama de classificação dos anfibólios analisados nas metamáficas..... | 121 |
| Figura 6.14: Diagrama de classificação dos feldspatos da metavulcanoclástica..... | 122 |
| Figura 6.15: Diagrama de classificação para o plagioclásio do dique metabásico (lamprófiro)..... | 123 |
| Figura 6.16: Diagrama de classificação dos plagioclásios analisados para o actinolitito ... | 124 |
| Figura 6.17: Diagrama de classificação para as granadas do metapelito..... | 125 |
| Figura 6.18: Diagrama de classificação das granadas do tipo espessartita para o metaexalito..... | 126 |
| Figura 6.19: Diagrama de classificação da granada dos anfibolitos..... | 127 |
| Figura 6.20: A. Aspecto xistoso dobrado. B. Litotipo apresentando megacrystal de cianita..... | 128 |
| Figura 6.21: Diagrama de Richard (1995) classificando as micas como siderofilita-anita..... | 128 |
| Figura 6.22: Diagramas de classificação com a distribuição das biotitas estudadas: (A) Mg-R3+-Fe2+ (Foster 1960)..... | 129 |
| Figura 6.23: Diagrama de classificação da flogopita do dique metabásico (lamprófiro) ... | 129 |
| Figura 6.24: Diagrama discriminativo para clorita dos litotipos analisados..... | 131 |
| Figura 6.25: Magnetita cromífera no Clorita-antofilita-actinolita/tremolita xisto..... | 132 |
| Figura 7.1: A. Diagrama CaO vs. Na2O discriminante para rochas espilitizadas e não espilitizadas (Vallance, 1974). B. Diagrama Na2O+K2O vs. NaO/K2O para discriminação de | |

| | |
|--|-----|
| rochas que passaram por modificações químicas por processos pós-magmáticos (Miyashiro, 1975) | 136 |
| Figura 7.2: A. Trend perceptível para os elementos imóveis no diagrama Zr vs. Ti, com melhor grau de confiança. B. Forte alteração e mobilidade em gráfico disperso visualizado no diagrama Zr vs. K | 137 |
| Figura 7.3: A. Diagrama TAS de Le Bas et al. (1986) e de Le Bas (2000) para a associação máfica-ultramáfica da região | 139 |
| Figura 7.4: A. Diagrama de Winchester & Floyd (1977) em razões entre elementos imóveis Nb/Y vs. Zr/Ti. B. Diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y de Pearce (2015) para as amostras máfica-ultramáficas do GBSP | 140 |
| Figura 7.5: A. Diagrama AFM de Wager & Deer (in Myashiro, 1975) demonstrando natureza toleítica das amostras, com exceção do dique metamáfico (lamprófiro). B. Diagrama catiônico de Jensen 1976 para classificação de rochas máficas e ultramáficas, com concentração das rochas metaultramáficas e plutônicas no campo dos komatiítos, as metamáficas no campo dos toleítos ricos em Fe e Mg, e dique metamáfico (lamprófiro) em campo transicional..... | 141 |
| Figura 7.6: Diagramas Al ₂ O ₃ /TiO ₂ vs. (Gd/Yb) _N , MgO vs. Al ₂ O ₃ e MgO vs. Al ₂ O ₃ comparando os três tipos de komatiítos aos encontrados no GBSP. A plotagem dos pontos é atribuída a zonas transicionais entre os tipos Munro e Barbeton | 142 |
| Figura 7.7: A. Diagramas do tipo spidergrama para o grupo metaultramáfico do GBSP segundo condrito de Mcdounoug & Sun (1995). B. Diagrama multielementar normalizado segundo Thompson (1982) | 143 |
| Figura 7.8: Diagrama Nb/Yb vs. Th/Yb (Condie, 2015), Nb/Yb vs. TiO ₂ /Yb (Pearce, 1998) demonstrando o contexto de arco de ilha | 144 |
| Figura 7.9: Diagrama Nb/Th vs. Zr/Nb identificando as fontes mantélicas das rochas metamáfica-ultramáficas do GBSP (Condie, 2015) | 144 |
| Figura 7.10: Diagrama Ti vs. V (Shervais, 1982) demonstrando contexto de back-arc (BABB), fore-arc (FAB) ou toleítos de arco de ilha..... | 145 |
| Figura 7.11: A. Diagramas do tipo spidergrama para o grupo metamáfico do GBSP segundo condrito de Mcdounoug & Sun (1995). B. Diagrama multielementar normalizado segundo Thompson (1982) | 147 |
| Figura 7.12: A. Diagramas do tipo spidergrama para o grupo metavulcanoclástico do GBSP segundo condrito de Mcdounoug & Sun (1995). B. Diagrama multielementar normalizado segundo Thompson (1982) | 148 |

Figura 7.13: A. Digramas do tipo spidergrama para o dique metamáfico (lamprófiro) do grupo metaintrusivo do GBSP segundo condrito de Mcdounoug & Sun (1995). B. Diagrama multielementar normalizado segundo Thompson (1982) 148

Figura 7.14: Diagrama ternário (K₂O, MgO vs. Al₂O₃) de Foley et al. (1983), demonstrando plotagem em lamprófiros no dique metabásico 149

Figura 7.15: A. Digramas do tipo spidergrama para o actinolitito do grupo metaintrusivo do GBSP segundo condrito de Mcdounoug & Sun (1995). B. Diagrama multielementar normalizado segundo Thompson (1982) 150

Figura 7.16: A. Diagrama de Pearce et al. (1977) demonstrando que os grupos litológicos investigados plotam no campo de IAB. B. Diagrama de Meschede (1986) indica distribuição no campo de basaltos de ilhas oceânicas (IOB) e arco vulcânico (VAC) 152

Figura 8.1: Mapa Litoestrutural das principais feições observadas no GBSP..... 154

Figura 8.2: Acamamento S₀//S_n impresso nas rochas psamo-pelítica (375040mE; 9398913mN). 155

Figura 8.3: A. S_n de 140/10 nas metaultramáficas e metatufos (376664mE; 9395339mN). B. S_n de 330/15 nas metamáficas (376664mE; 9395339mN). C. S_n de 45/4 em intercalações de meta-ácidas, metatufos e metaultramáficas. (377783mE; 9396070mN)..... 155

Figura 8.4: Estereograma de contorno de polos no total de 45 medidas e densidade máxima de 17,5% para o S_n..... 156

Figura 8.5: Foliação de ângulo intermediário, demarcando um cavalgamento entre o Complexo Cruzeta e o GBSP (384668mE; 9398324mN)..... 157

Figura 8.6: Estereograma de contorno de polos no total de 83 medidas e densidade máxima de 12,7% para o S_{n+1}. 157

Figura 8.7: A. Rochas máficas anfibolitizadas in situ demonstrando uma foliação verticalizada em zona de cisalhamento (377599mE; 9395337mN). B. Detalhe do alto ângulo perceptível (377599mE; 9395337mN)..... 158

Figura 8.8: Estereograma de contorno de polos no total de 8 medidas e densidade máxima de 24,5% para o S_{n+2} 158

Figura 8.9: Estereograma de contorno de polos no total de 26 medidas e densidade máxima de 32,7% para o S_{n+1}. 159

Figura 8.10: A. Foliação de baixo ângulo nas metapsamo-pelíticas (375738mE; 9398514mN). B. Veios de quartzo sigmoidal ao longo de foliação anastomosada indicando movimentação para Oeste (383054mE; 9398729mN)..... 159

| | |
|---|-----|
| Figura 8.11: A. Blocos de quartzo in situ e em blocos soltos caracterizando veios de quartzo (380329mE; 9393664mN). B. Quartzo leitoso (377059mE; 9391476mN). C. Furo de sondagem (380434mE; 9393788mN). D. Quartzo bandado (380936mE; 9397253mN). E. Boxwork em quartzo (380936mE; 9397253mN)..... | 160 |
| Figura 8.12: A. Quartzo bandado (380936mE; 9397253mN). B. Boxwork em quartzo (380936mE; 9397253mN)..... | 161 |
| Figura 8.13: A. Dragfold em veios de quartzo em meio a metapelitos associada a ZESP (383054mE; 9398729mN). B. Metatufo ácido dobrado associada a ZEQ (380107mE; 9397945mN)..... | 162 |
| Figura 8.14: Clivagem de crenulação no metadiorito em fase dúctil-rúptil (377573mE; 9393539mN)..... | 162 |
| Figura 8.15: A. Dique metabásico recortando metarriodacito (375738mE; 9398515mN). B. Detalhe da preservação do dique centimétrico (375738mE; 9398515mN)..... | 163 |
| Figura 8.16: A. Fraturas com pares conjugados de 373/78 e 50/72 (375996mE; 9393235mN). B. Granitoide tardio com fratura de trend principal de 310°Az (379478mE; 9390743mN). | 163 |
| Figura 8.17: Diagrama de roseta com medidas de fraturas referente aos litotipos do GBSP. | 164 |
| Figura 8.18: Grade petrogenéticas para metamorfismo de sedimentos pelíticos com o granada cianita xisto plotado, resultando temperatura e pressão de 752°C e 9,04Kbar, respectivamente. | 165 |
| Figura 8.19: Transformação da titanita em ilmenita, na porção inferior da imagem. | 166 |
| Figura 8.20: Formação de granada pelo consumo do epidoto..... | 167 |
| Figura 9.1: Localização litológica dos litotipos analisados geocronologicamente | 169 |
| Figura 9.2: A. Diagrama concórdia da amostra SMSP76 correspondente ao grt-ky xisto. B. Análise em MEV do mount utilizado durante o procedimento | 171 |
| Figura 9.3: A. Diagrama concórdia da amostra SMSP75, correspondente ao metarriodacito da borda leste. B. Análise em MEV do mount utilizado durante o procedimento..... | 172 |
| Figura 9.4: A. Diagrama concórdia da amostra SMSP23A, correspondente ao metarriodacito da porção central. B. Análise em MEV do mount utilizado durante o procedimento..... | 173 |
| Figura 9.5: A. Diagrama concórdia da amostra CVP04, correspondente ao metarriodacito da borda oeste. B. Análise em MEV do mount utilizado durante o procedimento | 174 |

| | |
|--|-----|
| Figura 9.6: A. Diagrama concórdia da amostra SMSP23B, correspondente ao dique metabásico (lamprófiro). B. Análise em MEV do mount utilizado durante o procedimento | 175 |
| Figura 9.7: A. Diagrama concórdia da amostra SMSP04, correspondente ao metagranodiorito. B. Análise em MEV do mount utilizado durante o procedimento | 176 |
| Figura 9.8: Diagramas binários dos dados geoquímicos metaultramáficos entre Zr vs. Sm e Zr vs. Nd, demonstrando a dispersão entre os elementos imóveis..... | 178 |
| Figura 9.9: Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, demonstrando que há um espalhamento isotópico nas análises | 180 |
| Figura 9.10: Diagrama de evolução isotópica de T(Ga) vs. END para as amostras analisadas do GBSP | 181 |
| Figura 9.11: A. Tafrogênese intracontinental associada ao arco vulcânico de Boa Viagem, com deposição dos primeiros sedimentos na área | 182 |
| Figura 9.12: Vulcanismo Bimodal e intrusões geradas durante a abertura da bacia..... | 183 |
| Figura 9.13: Deformação nos litotipos gerados durante a orogenia Brasileira..... | 184 |
| Figura 10.1: Possíveis faixas mineralizadas no GBSP: gondito (azul) e rochas hidrotermalizadas (laranja). Os alvos analisados por Costa et al. (2015) encontram-se situados na região de Mirador, Coelho e Queimadas | 186 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|-----|
| Tabela 1.1: Coordenadas UTM (Datum WGS 1984, Fuso 24M) dos vértices limítrofes da área de pesquisa..... | 27 |
| Tabela 1.2: Painel Climático Regional..... | 31 |
| Tabela 2.1: Abreviação das nomenclaturas dos minerais analisados petrograficamente..... | 34 |
| Tabela 6.1: Amostras analisadas para química mineral dos litotipos do GBSP..... | 108 |
| Tabela 6.2: Teores químicos das actinolitas analisadas do Clorita-antofilita-actinolita/tremolita xisto..... | 111 |
| Tabela 6.3: Teores químicos das tremolitas analisadas do Clorita-antofilita-actinolita/tremolita xisto..... | 112 |
| Tabela 6.4: Teores químicos das tremolita-hornblendas analisadas do Clorita-antofilita-actinolita/tremolita xisto..... | 112 |
| Tabela 6.5: Teores químicos das magnésio-hornblendas analisadas do Clorita-antofilita-actinolita/tremolita xisto..... | 113 |
| Tabela 6.6: Química mineral das mg-hornblendas analisadas da metamáfica..... | 113 |
| Tabela 6.7: Teores químicos da magnésio-hornblenda do grupo metavulcanoclástico..... | 115 |
| Tabela 6.8: Teores químicos da actinolita do dique metabásico (lamprófiro)..... | 117 |
| Tabela 6.9: Teores químicos dos anfibólios analisados dos actinolitos..... | 119 |
| Tabela 6.10: Teores químicos do feldspato sódico do grupo Metapelítico..... | 121 |
| Tabela 6.11: Teores químicos do oligoclásio do anfíbolito..... | 121 |
| Tabela 6.12: Teores químicos variando de oligoclásio a andesina para o metatufo básico..... | 122 |
| Tabela 6.13: Teores químicos para a albita do dique metabásico (lamprófiro)..... | 123 |
| Tabela 6.14: Teores químicos para o oligoclásio dos metaplutônicas..... | 124 |
| Tabela 6.15: Química mineral dos cristais analisados de granada do metapelito..... | 125 |
| Tabela 6.16: Teores químicos da espessartita do gondito..... | 126 |
| Tabela 6.17: Teores químicos da granada analisada do anfíbolito..... | 127 |
| Tabela 6.18: Teores químicos das biotita-flogopitas analisadas..... | 130 |
| Tabela 6.19: Teores químicos das cloritas analisadas..... | 131 |
| Tabela 6.20: Teores químicos da magnetita cromífera no clorita-antofilita-actinolita/tremolita xisto..... | 133 |

| | |
|--|-----|
| Tabela 7.1: Discriminação em grupos das amostras analisadas por geoquímica de rocha total | 134 |
| Tabela 7.2: Composições químicas médias das rochas metamáfica-ultramáficas do Greenstone Belt Serra das Pipocas | 135 |
| Tabela 7.3: Médias de análises químicas para basaltos normais de cadeias meso-oceânicas (N-MORB), de arcos de ilhas (IAB), de rifts continentais (CRB), toleítos de ilhas oceânicas (OIB), toleítos de alto alumínio (CAB), alcalinos oceânicos (OAB) e alcalinos de rifts continentais (CRAB), segundo Condie (1989) e para toleítos continentais (TC), toleítos oceânicos (TO) e álcali-basaltos (AB) segundo Hyndman (1985) para comparação com dados dos anfibolitos do GBSP | 146 |
| Tabela 9.1: Litotipos analisados por U-Pb em zircão..... | 169 |
| Tabela 9.2: Litotipos analisados para isótopos de Sm-Nd com resultados dentro dos padrões de normalidade | 177 |
| Tabela 9.3: Composição isotópica Sm-Nd dos grupos do GBSP | 179 |

SUMÁRIO

| | |
|--|-----------|
| 1 INTRODUÇÃO | 25 |
| 1.1 Localização e vias de acesso | 27 |
| 1.2 Justificativa e Qualificação do Problema | 29 |
| 1.3 Aspectos Fisiográficos Gerais | 30 |
| 2 MÉTODOS DE TRABALHO | 32 |
| 2.1 Processamento de dados Aerogeofísicos, Espectrais e Orbitais..... | 32 |
| 2.2 Análise Petrográfica | 34 |
| 2.3 Análise Geoquímica | 35 |
| 2.4 Análise Geocronológica | 35 |
| 3 ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL..... | 37 |
| i. Terreno Arqueano..... | 39 |
| ii. Terreno Paleoproterozoico | 39 |
| 4 INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS, ESPECTRAIS E ORBITAIS | 42 |
| 4.1 Modelagem de Dados Estruturais..... | 42 |
| 4.2 Modelagem de Dados Geológicos..... | 44 |
| 5 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA LOCAL E PETROGRÁFICA | 49 |
| 5.1 Complexo Cruzeta | 49 |
| 5.2 Greenstone Belt Serra das Pipocas | 56 |
| 5.2.1 Rochas Metassedimentares..... | 57 |
| 5.2.2 Rochas Metavulcânicas | 65 |
| 5.2.3 Rochas Metavulcanoclásticas | 75 |
| 5.2.4 Metaexalitos | 80 |
| 5.2.5 Rochas Hidrotermalizadas..... | 87 |
| 5.2.6 Rochas Intrusivas..... | 94 |
| i. Dique Metabásico (Lamprófiro) | 94 |
| ii. Rochas Máfica-Ultramáficas..... | 96 |
| iii. Rochas Graníticas..... | 101 |
| 5.3 Pegmatoides Neoproterozoicos | 103 |
| 5.4 Aluviões Quaternários | 105 |

| | |
|--|------------|
| 6 QUÍMICA MINERAL | 108 |
| 6.1 Anfibólios | 109 |
| 6.2 Feldspatos | 120 |
| 6.3 Granadas | 124 |
| 6.4 Biotita-Flogopitas | 127 |
| 6.5 Cloritas | 129 |
| 6.6 Magnetita Cromífera | 132 |
| 7 LITOGEOQUÍMICA..... | 134 |
| 7.1 Elementos Maiores e Traços..... | 134 |
| 7.2 Caracterização Petroquímica | 138 |
| 7.3 Ambiente Tectônico do Magmatismo Pré-Colisional | 150 |
| 8 DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO | 153 |
| 8.1 Deformação | 153 |
| i. Foliação | 153 |
| ii. Zonas de Cavalgamento | 158 |
| iii. Zonas de Cisalhamento | 151 |
| iv. Dobras | 161 |
| v. Estrutura dúctil-rúptil | 162 |
| vi. Estruturas rúpteis | 162 |
| 8.2 Metamorfismo | 164 |
| 9 GEOLOGIA ISOTÓPICA E EVOLUÇÃO DO GBSP | 169 |
| 9.1 Dados Analíticos de U e Pb..... | 169 |
| 9.2 Dados Analíticos de Sm e Nd..... | 177 |
| 9.3 Modelo Evolutivo do GBSP | 181 |
| 10 ALGUMAS CONSIDERAÇÕES SOBRE O POTENCIAL METALOGENÉTICO | 185 |
| 11 CONCLUSÃO..... | 188 |
| REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA..... | 191 |

1 INTRODUÇÃO

Terrenos arqueanos/paleoproterozoicos apresentam, normalmente, importantes associações do tipo granito-*greenstone* e complexos máfico-ultramáficos, fontes de depósitos de Au, Ni, Cu e platinoídes (Windley, 1994).

Sequências metavulcanossedimentares paleoproterozoicas são registradas em vários domínios cratônicos mundiais, em contexto de bacias tectônicas extensionais ou intracratônicas e do tipo retro arco (e.g. Greenstone Belt Ebúrnea-Birimian do Cráton Oeste Africano, Baratoux *et al.*, 2011.; Kock *et al.*, 2011; os Greenstone Belts Vila Nova do Escudo, Pastora-Barama Mazaruni e Paramaka das Guianas do Cráton Amazônico, Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Rosa-Costa, 2006; McReath & Faraco, 2006; as sequências metavulcanossedimentares do Grupo Aurizona do Cráton São Luís, Klein *et al.*, 2005; Klein *et al.*, 2008; os Greenstone Belts Rio Itapicuru e Rio Capim do Cráton São Francisco, Silva *et al.*, 2001; Mello *et al.*, 2006; Costa *et al.*, 2011.; Oliveira *et al.*, 2011; e na Província Borborema são representadas pelas sequências supracrustal Algodões, Martins, 2000; Martins *et al.*, 2009 e Greenstone Serra Caiada, Dantas, 2009), dentre outras.

Essas sequências, apesar de separadas geograficamente, apresentam praticamente a mesma idade de formação e podem exibir mais semelhanças do que diferenças entre elas, em termos litológicos, deformacionais e metamórficos, o que permite compará-las. Nesse caso, é importante destacar o terreno granito-*greenstone* Birumian do Cráton Oeste Africano que encerra importantes depósitos de ouro.

O terreno granito-*greenstone* Birumian é constituído por metavulcânicas básicas a ácidas (metabasaltos e meta-andesitos de 2.2 a 2.1Ga) (Abouchami *et al.*, 1990; Taylor *et al.*, 1992), intercaladas a piroclásticas e metassedimentares, depositadas em bacias marinhas (Melcher, 1995). As rochas de natureza química são compostas por metacherts, rochas ricas em manganês, carbonatos, rochas enriquecidas em carbono e sulfetos (Leube *et al.*, 1990). Rochas porfíricas e granitos de afinidade calcioalcalina são coevas as rochas toleíticas (Leube *et al.*, 1990; Sylvester & Attoh, 1992) ou posteriores (Melcher & Stumpfl, 1992).

No Domínio Ceará Central da Província Borborema ocorrem terrenos granito-gnáissicos com sequências supracrustais subordinadas, considerado de idade neoarqueana/paleoproterozoica, cuja associação tem sido agrupada sob a denominação de Complexo Mombaça e Complexo Cruzeta (Arthaud, 2007; Arthaud *et al.*, 2008).

Esses terrenos são margeados por rochas metaplutônicas de composição tonalítica a granodiorítica, associadas a faixas supracrustais constituídas de rochas metavulcânicas básicas e rochas metassedimentares diversas, inclusive formações ferríferas e manganésíferas bandadas. Algumas dessas sequências foram datadas pelo método U-Pb em zircão, cujos resultados apresentados apontam para idade em torno de 2.1 a 2.13Ga para os ortognaisses tonalíticos (Fetter, 1999; Martins, 2000).

Uma dessas sequências metavulcanossedimentares encontra-se localizada na porção centro-sul do Estado do Ceará, porção sudeste da folha cartográfica de Independência, a 310km de Fortaleza. Situa-se em meio às rochas gnáissicas-migmatíticas do Complexo Cruzeta, constituída basicamente por micaxistos diversos, que contém intrusões e derrames de metaultramáficas e metamáficas, além de metatufos, lentes de metacherts, formações ferríferas bandadas, gonditos, hidrotermalitos e rochas calcissilicáticas.

Albano & Sousa (2005) e Rosa Júnior (2012) interpretaram as rochas metaultramáficas intrusivas ou não da sequência como prováveis komatiitos e designaram a sequência metavulcanossedimentar como possível *greenstone belt*. Recentemente, Costa *et al.* (2015) sugerem, portanto, que as sequências supracrustais Serra das Pipocas e Algodões tratam-se de terrenos do tipo granito-greenstone. Mineralizações auríferas hospedadas em metatonalitos, metabasaltos, meta-andesitos e rochas metassedimentares com teores médios de 1 a 3g/t de ouro (Costa *et al.*, 2015) são encontradas no Greenstone Belt Serra das Pipocas.

Os trabalhos de campo, associados ao estudo geoquímico e geocronológico dessa sequência metavulcanossedimentar, permitiram aprofundar seus conhecimentos e cartografar melhor os corpos metamáfico-ultramáficos (xistos magnesianos e metabasaltos), meta-ácidas (metarriodacito) e as metavulcanoclásticas (ácidas e básicas).

Pode-se constatar também que a associação litológica e a assinatura isotópica da Sequência Metavulcanossedimentar Serra das Pipocas e da suíte intrusiva associada assemelham-se a outras sequências do tipo greenstone belt mundialmente conhecidas, em especial as da Província Transamazônica, no Escudo das Guianas, e da Faixa Birimiana no Cráton Oeste Africano.

A melhor caracterização da associação máfica-ultramáfica como komatiitos, conseqüentemente, a sequência metavulcanossedimentar como do tipo granito-*greenstone*, aqui denominada de **Greenstone Belt Serra das Pipocas (GBSP)**, pode representar um marco no desenvolvimento da geologia da Província Borborema. Este estudo fornece também subsídios para a identificação do potencial metalogenético do **GBSP** como rochas hospedeiras de mineralizações de Cu e Au.

1.1 Localização e vias de acesso

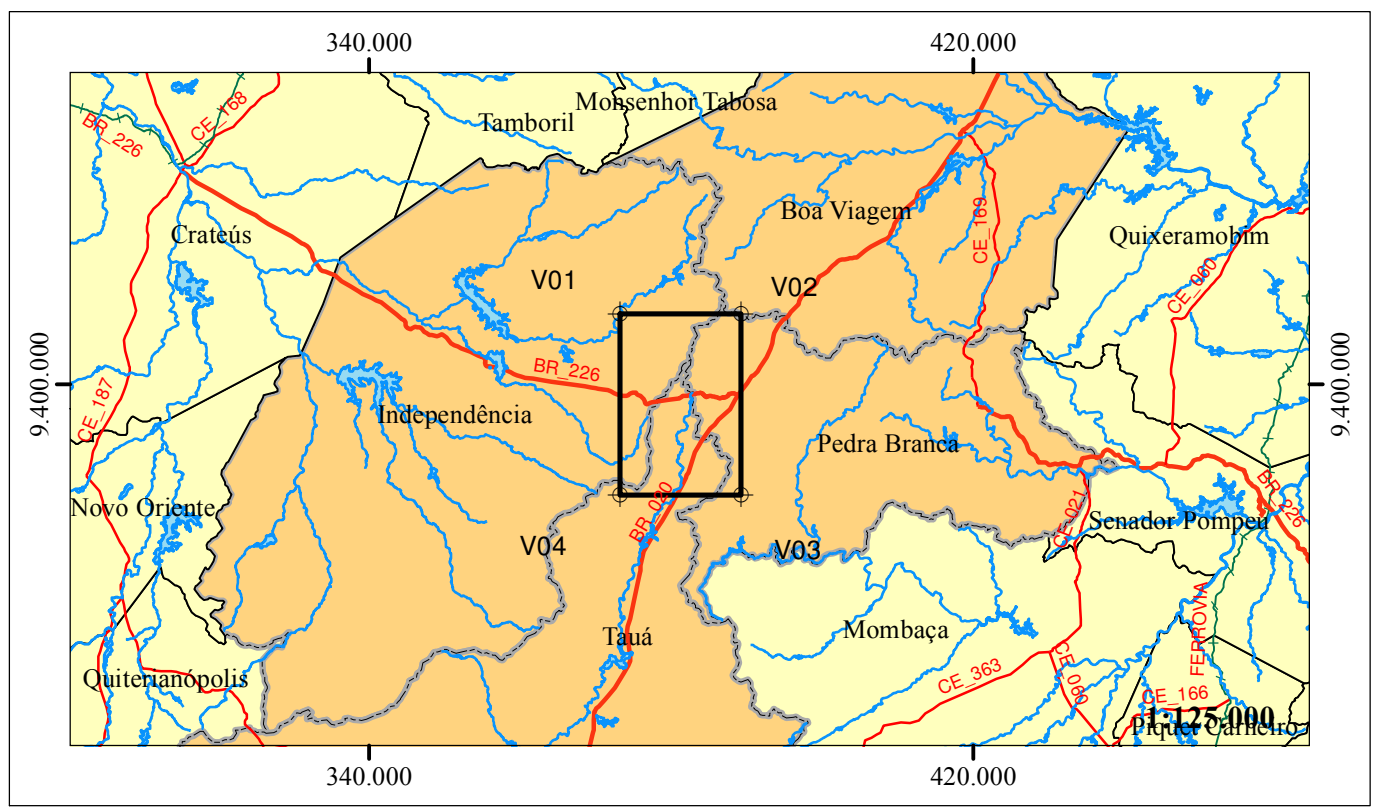
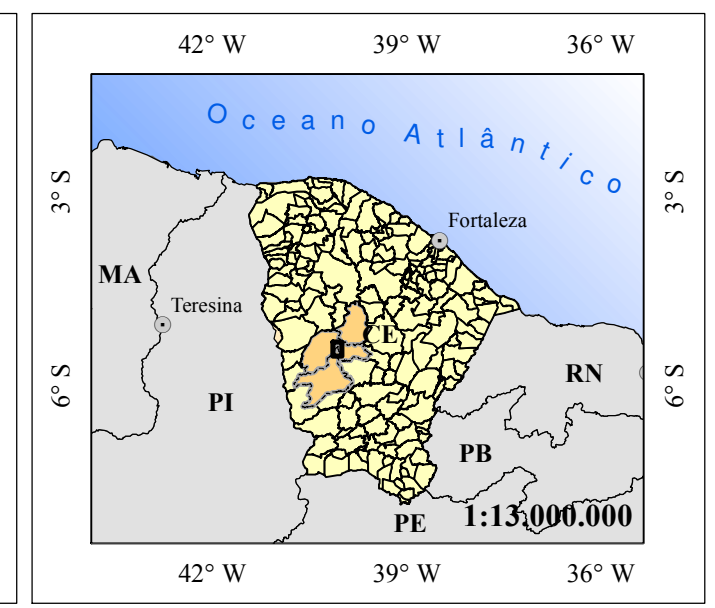
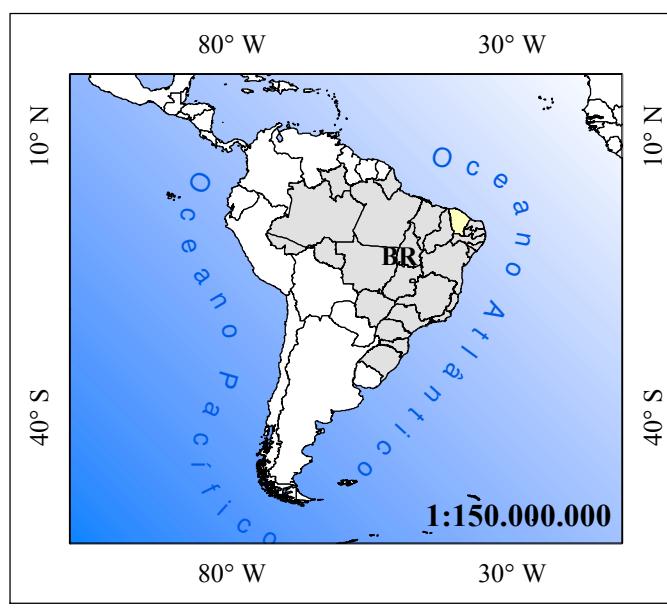
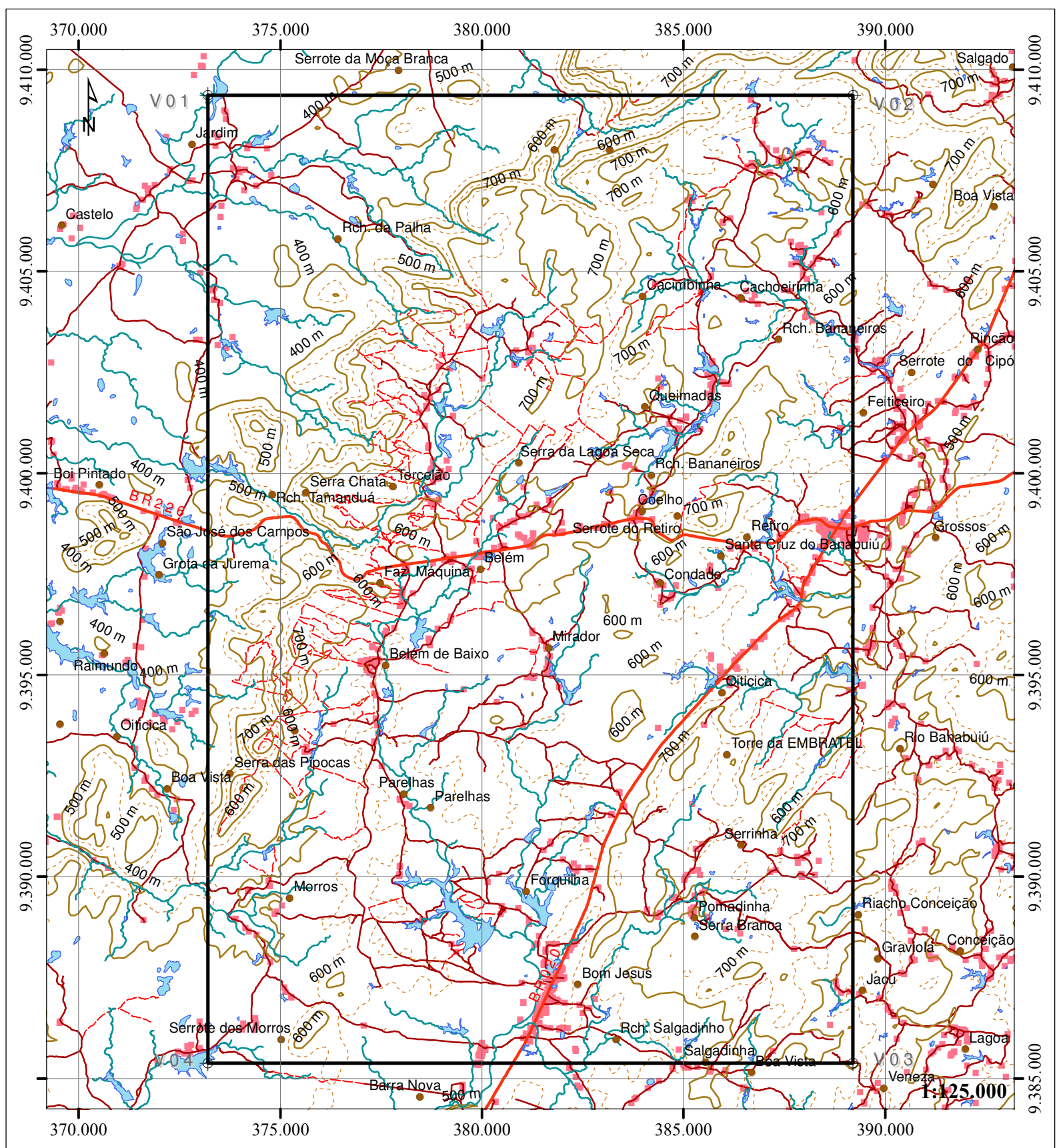
A área de estudo está localizada na porção centro-sul do estado do Ceará, nos municípios de Boa Viagem, Independência Tauá e Pedra Branca (Fig. 1.1). Possui 384km² e dista, aproximadamente, 310km de Fortaleza, delimitada pelas coordenadas *Sistema Universal Transverso de Mercator* (UTM) em *Datum World Geodetic System* (WGS 1984), zona 24M, de vértice superior esquerdo 373.200m E, 9.409.370m N e canto inferior direito 389.200m E, 9.385.370m N (Tab. 1.1).

Tabela 1.1: Coordenadas UTM (*Datum* WGS 1984, Fuso 24M) dos vértices limítrofes da área de pesquisa.

| Vértices | Coordenadas | |
|----------|-------------|-----------|
| | E (m) | N (m) |
| V01 | 373.200 | 9.409.370 |
| V02 | 389.200 | 9.409.370 |
| V03 | 389.200 | 9.385.370 |
| V04 | 373.200 | 9.385.370 |

A região de pesquisa está inserida nas folhas cartográficas SB-24-V-D-I (Independência) e SB-24-V-D-IV (Várzea do Boi), datada no período de 1967, na escala de 1:25.000, confeccionadas pela Diretoria do Serviço Geográfico do Exército (DSG), em convênio com a Divisão de Cartografia da Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE).

O acesso principal é realizado pela BR020, que passa pelos municípios de Caridade, Canindé, Madalena, Boa Viagem e Pedra Branca, que marca a entrada da área em questão. O cruzamento entre as rodovias federais (BR020 e BR226), no distrito de Cruzeta, delimita a porção extremo leste da área.



Convenções Geográficas

| | | |
|-----------------------|---------------------------|-------------------------|
| Área de estudo | Corpos aquosos | Rodovia federal |
| Municípios sedes | Rede de drenagem | Rodovia não pavimentada |
| Municípios adjacentes | Curva de nível principal | Trilhas/Caminhos |
| Distritos/Localidades | Curva de nível secundária | Edificações |

ESCALA GRÁFICA

Projeção: Universal Transversa de Mercator
 Meridiano Central: -39° W - Datum Horizontal: WGS 1984 UTM - Zona 24M
 Origem da Quilometragem UTM: Linha do Equador e Meridiano 39° W. Gr.
 Falso Leste: 500.000 - Falso Norte: 10.000.000 - Unidade: Metros

ARTICULAÇÃO DE FOLHA

| | | | |
|------------------------------|-------------------------------|----------------------------|--------------------------------|
| SB.24-V-C-III CRATÉUS | SB.24-V-D-I INDEPENDÊNCIA | SB.24-V-D-II BOA VIAGEM | SB.24-V-D-III QUIXERAMOBIM |
| SB.24-V-C-VI NOVO ORIENTE | SB.24-V-D-IV VÁRZEA DO BOI | SB.24-V-D-V MOMBAÇA | SB.24-V-D-VI SENADOR POMPEU |

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
 CAMPUS DO PICI - DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA - BLOCO 912/913

Projeto: CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES MÁFICA-ULTRAMÁFICAS E POTENCIAL METALOGENÉTICO DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR SERRA DAS PIPOCAS (CEARÁ): UM PROVÁVEL GREENSTONE BELT

| | | |
|------------------------------------|---------------------------------------|--------------------|
| Título: MAPA DE LOCALIZAÇÃO | Polygonal: 384 Km ² | Prancha: 01 |
| Autora: SOUSA, H.P. | Orientadores: PARENTE & MAGINI | 03 |

1.2 Justificativa e Qualificação do Problema

Durante as últimas décadas foram realizados alguns estudos no **GBSP**, particularmente, por professores e alunos do curso de Geologia da Universidade Federal do Ceará, entre os quais Albano & Sousa (2005), Azevedo & Silva (2005), Brito Junior (2005), Moreira (2007) e Rosa Júnior (2012), que, com base em análises petrográficas e geoquímicas preliminares, agrupam os tipos litológicos dentro de uma sequência metavulcanossedimentar. Entretanto, algumas questões ainda permanecem em aberto, entre as quais: i- Qual seria a idade desta sequência? ii- As rochas metaultramáficas encontradas são derrames ou sills ou ambos?, iii- Qual seria realmente a filiação química das rochas metaultramáficas e metamáficas?, iv. Sendo komatiítos, que tipo de komatiítos seriam? Tipo Munro ou tipo Barbeton? v- Qual é a ambiência tectônica das associações máfica-ultramáficas?, vi- Qual é a extensão das rochas metaultramáficas e os exalitos vulcanogênicos?, vii- Existe algum potencial metalogenético nessa sequência e qual seria este potencial e os prováveis indicadores da mineralização?

A identificação de derrames de rochas ultramáficas magnesianas dentro da sequência passou a ser um dos objetivos a ser perseguido, pois é um forte argumento para caracterizá-las como komatiítos, conseqüentemente, a caracterização da sequência metavulcanossedimentar como do tipo *greenstone belt*, uma vez que essas rochas estão praticamente confinadas a este tipo de sequência. A identificação recente de metatufos básicos e exalitos com turmalinas intercalados em meio às rochas metaultramáficas finas e estratificadas pode indicar que essas rochas na região ocorrem preferencialmente na forma de derrames. Em se tratando de derrames komatiítos, a idade da sequência metavulcanossedimentar passa a ser previsível, entre o Arqueano e o Paleoproterozoico, pois à exceção dos komatiítos da Ilha de Gorgona, costa da Colômbia, de idade mesocretácea, raros são os exemplos de associação komatiítica desenvolvidas em período pós-paleoproterozoico inseridos na crosta continental atual.

Assim, a atual pesquisa, baseada em técnicas de tratamento de dados aerogeofísicos e imagens de satélite, mapeamento geológico, petrografia, geoquímica e geocronologia pretende esclarecer as questões sublinhadas e, com isso, identificar a primeira sequência do tipo granito-*greenstone* no Ceará, o que dará maior contribuição para o entendimento tectônico da Província Borborema. Isso abre também perspectivas de exploração mineral, uma vez que a associação máfica-ultramáfica de natureza komatiítica concentra importantes mineralizações de Ni, Cu e PGEs. Além disso, a julgar pelos atributos litológicos e estruturais, a sequência é

favorável a outros tipos de depósitos minerais, que incluem: ouro em zonas de cisalhamento e sulfetos maciços associados às rochas metabásicas.

Para alcançar esses objetivos foram realizados:

- i. Cartografia geológica-estrutural da sequência metavulcanossedimentar, na escala de 1:100.000, com auxílio de dados aerogeofísicos (gamaespectrométricos e magnetométricos), *Land Remote Sensing Satellite* (Landsat 8 TM), *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) e trabalhos de campo.
- ii. Estudos petrográfico através da análise de cem lâminas delgadas e vinte seções polidas das rochas metamáficas e metaultramáficas, como também das rochas metassedimentares, metavulcânicas, metaplutônicas, metavulcanoclásticas, metaaxalíticas, hidrotermalizadas e encaixantes.
- iii. Identificação da química mineral de alguns minerais representativos da associação metavulcanossedimentar por microsonda eletrônica e microscópio eletrônico de varredura, no Laboratório de Microsonda Eletrônica, da Universidade de Brasília (UnB) e no Laboratório de Microscópio Eletrônico de Varredura, da Universidade Federal do Ceará (UFC), respectivamente.
- iv. O estudo geoquímico de vinte e duas amostras de rochas, envolvendo elementos maiores, menores traços e terras raras.
- v. O estudo geocronológico, por meio dos métodos isotópicos Sm-Nd (TDM) em rocha total de dez amostras e U-Pb em zircão totalizando seis análises, das principais associações litológicas.
- vi. Discussão de um modelo tectônico evolutivo desta porção da Província Borborema.
- vii. Verificação do potencial metalogenético associado a depósitos de VMS.

1.3 Aspectos Fisiográficos Gerais

Os municípios apresentam tipo climático Tropical Quente Semiárido, caracterizado por temperatura alta, que varia entre 24° a 28°C. Os maiores índices pluviométricos ocorrem entre os meses de fevereiro a abril e pode atingir 1.238,2mm, em anos chuvosos (Tab. 1.2) (IPECE, 2014).

A região possui como sistemas morfométricos três unidades: Maciço Residual, Depressão Sertaneja e Planície Aluvionar (IPECE, 2014). As maiores elevações associam-se às ocorrências de metavulcanoclásticas, metacherts e granitos brasileiros, com elevações máximas de 700m. As áreas aplainadas correspondem às rochas metapelíticas, metamáficas, meta-ácidas

e metavulcanoclásticas, cujas altitudes variam de 400 a 500m. A planície aluvionar é visualizada ao longo das redes de drenagem.

Tabela 1.2: Painel Climático Regional.

| MUNICÍPIOS | CLIMA | TEMPERATURA MÉDIA | PERÍODO CHUVOSO | PLUVIOSIDADE MÉDIA ANUAL |
|----------------------|---------------------------|-------------------|-------------------|--------------------------|
| Boa Viagem | Tropical quente semiárido | 26° a 28°C | Fevereiro a abril | 703,8mm |
| Independência | Tropical quente semiárido | 26° a 28°C | Fevereiro a abril | 608,4mm |
| Tauá | Tropical quente semiárido | 24° a 26°C | Fevereiro a abril | 1.238,2mm |
| Pedra Branca | Tropical quente semiárido | 26° a 28°C | Fevereiro a abril | 597,2mm |

Os rios e riachos são intermitentes e fluem em períodos de chuvas, com aumento do nível freático. O acúmulo de água é armazenado nas anisotropias das rochas cristalinas, como também em reservatórios antrópicos e naturais. As Bacias Hidrográficas inseridas são Alto Jaguaribe, Banabuiú e Parnaíba (IPECE, 2014). As drenagens são controladas pelos lineamentos e fraturamentos de direção preferencial NE-SW e não apresentam açudes de expressão na área de estudo.

A espessura do manto de intemperismo é variável, cujos principais agentes formadores são clima, litotipos e relevo. Os solos apresentam-se delgados e, por vezes, há ausência do material devido aos extensos afloramentos. Possui como representantes principais os solos: bruno não cálcico, litólico, brunizém avermelhado, planossolo solódico, podzólico, vermelho-amarelo, latossolo vermelho-amarelo e vertissolo (IPECE, 2014).

A cobertura vegetal da área é ocupada por caatinga condicionada pela semiaridez que impera na região. Como representantes principais têm-se: caatinga arbustiva aberta, caatinga arbustiva densa, floresta caducifólia espinhosa e floresta subcaducifólia tropical pluvial (IPECE, 2014).

2 MÉTODOS DE TRABALHO

Para a obtenção dos objetivos propostos foi realizado a aquisição e compilação de materiais bibliográficos, como também de informações planialtimétricas, geológicas, dados aerogeofísicos, imagens de sensores remotos e radar da área de estudo.

A definição litoestrutural da **GBSP** se deu durante o mapeamento geológico na escala 1:100.000, o que totalizou a descrição de duzentos e nove afloramentos e coleta de amostras para petrografia, geoquímica e geocronologia, em quinze dias de campo. As informações obtidas e os resultados das análises foram integrados em plataforma unificada de Sistemas de Informações Georreferenciadas (**SIG**), em coordenadas UTM, de *datum* WGS84 e fuso 24M, com intuito de armazenar planos de informações (*shapefiles*) para futuras consultas.

Cem lâminas delgadas e vinte seções polidas foram confeccionadas, com intuito de caracterizar os constituintes minerais e os tipos litológicos existentes na sequência metavulcanossedimentar.

A análise mineralógica se fez com a utilização de microscópio petrográfico, microscópio eletrônico de varredura, microsonda eletrônica. Também, foi realizado estudos litogeoquímicos (em rocha total), isotópicos U-Pb (em zircão) e Sm-Nd (em rocha total) dos principais tipos litológicos presentes e delimitá-los dos terrenos arqueanos/paleoproterozoicos do Ceará.

2.1 Processamento de dados Aerogeofísicos, Espectrais e Orbitais

Os dados aerogamaespectrométricos do Projeto Aerogeofísico Novo Oriente, datado de 2006, foram disponibilizados pela Divisão de Geofísica (**DIGEOF**) da Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (**CPRM**), ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará. O espaçamento entre as linhas de voo foi de 0,5km e o intervalo entre as medições foi de 1s, o que corresponde a, aproximadamente, 100m (velocidade média do avião: 270km/h).

O processamento dos dados aerogeofísicos de magnetometria (campo total) e gamaespectrometria (canais de potássio, tório e urânio) foram obtidos de dois arquivos no formato tabular do tipo ASCII (GDB) e foram importados para o software *Oasis Montaj* (Geosoft 2009), para geração de mapas magnetométricos e gamaespectrométricos, em escala

1:100.000. O processamento e análise foi executado em escala regional e local, sendo que durante o recorte há um refinamento dos dados obtidos.

O modelo do *International Geomagnetic Reference Field (IGRF)* (Barton *et al.*, 1996) foi removido dos dados magnetométricos originais, o que resultou no campo magnético anômalo (CMA). Testes da diferença quarta e parâmetros de P (Blum, 1999) foram aplicados para a avaliação da distribuição e consistência dos dados. O método de mínima curvatura foi interpolado em um intervalo de ¼ do espaçamento da linha de voo (Vasconcelos *et al.*, 1994). O micronivelamento removeu erros residuais de nivelamento, através da técnica de filtragem direcional de Minty (1991). Logo após, foram calculadas as derivadas horizontais x e y (Dx e Dy) e vertical z (Dz), as Amplitudes do Sinal Analítico (ASA) (Roest *et al.*, 1992), o Gradiente Horizontal Total (AGHT) (Cordell & Grauch, 1985) e a Inclinação do Sinal Analítico (ISA) (Miller & Singh, 1994).

Os dados gamaespectrométricos foram processados e resultaram imagens corrigidas dos canais do K (%), eTh (ppm), eU (ppm) e da contagem total (CT), além de imagens ternárias RGB e CMY produzidas a partir dos canais radiométricos originais. Análises integradas as imagens ternárias foram processadas, geradas junto ao Dz, ISA e MDT, o que acentuou as assinaturas geofísicas dos litotipos estudados.

Com os dados magnetométricos (ASA) e gamaespectrométricos (K, eU, eTh) foi gerada a equação do Índice Máfico (IM) (Equação 1). O IM é uma técnica útil para individualização de corpos de origem máfica e ultramáfica (Pires & Moraes, 2006).

$$IM = \frac{(ASA \cdot eU \cdot Th)}{K}$$

Para processamento e análises de imagens multiespectrais, obtidas a partir de equipamentos orbitais, foi utilizado o *software* ENVI 5.0. Neste foi realizado diferentes composições com três arranjos de bandas, a partir do processamento das imagens dos satélites Landsat 8+ ETM, de órbita ponto 217/64, disponibilizado pela *United States Geological Survey* (USGS), no período caracterizado por estiagem (26 de abril de 2013), de forma a caracterizar a diferença dos alvos.

As imagens orbitais corroboraram para determinação do padrão estrutural delimitado pelas assinaturas magnetométricas. Os dados foram processados no *ErMapper 7.0* e a análise digital para a extração dos lineamentos foi realizada através do programa *ArcGIS 10.2*. O Modelo Digital do Terreno (MDT) foi extraído dos dados do *Shuttle Radar Topography*

Mission (SRTM) de resolução horizontal 30m, disponibilizados pelo *United States Geological Survey* (USGS).

A integralização das informações gerados nos softwares foi constituído no *ArcGIS* 10.2, para auxiliar no tratamento final e elaboração dos mapas pré e pós-campo, assim como as figuras com dados em SIG.

2.2 Análise Petrográfica

A confecção de cem lâminas delgadas e vinte seções polidas foi desenvolvida no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará (UFC). A caracterização e descrição petrográfica foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LAMEV), que dispõe de microscópios petrográficos à luz transmitida e refletida de modelo NIKON H 550P, com captura de imagens.

As análises em lâminas delgadas serviram de base para a distinção dos minerais principais, acessórios, texturas e associações magmáticas e metamórficas ocorridas na sequência. As seções polidas foram utilizadas para identificação dos prováveis minerais-minérios. Para a abreviação da nomenclatura dos minerais teve como base os autores Whitney & Evans (2010).

Tabela 2.1: Abreviação das nomenclaturas dos minerais analisados petrograficamente.

| | | | |
|------------|-------------|------------|--------------|
| Act | Actinolita | Grt | Granada |
| Alm | Almandina | Hbl | Hornblenda |
| Amp | Anfíbólio | Ilm | Ilmenita |
| Ap | Apatita | Mc | Microclina |
| Brt | Barita | Ms | Muscovita |
| Bt | Biotita | Opq | Opaco |
| CC | Calcita | Py | Pirita |
| Ccp | Calcopirita | Prp | Piropo |
| Cb | Carbonato | Po | Pirrotita |
| Ky | Cianita | Pl | Plagioclásio |
| Chl | Clorita | Qz | Quartzo |
| Di | Diopsídio | Ser | Sericita |
| Ep | Epidoto | Ttn | Titanita |
| Fl | Fluorita | Tur | Turmalina |

2.3 Análise Geoquímica

No LAMEV da UFC foram realizados estudos com a utilização do MEV e EDS, que objetivaram a melhor caracterização da assembleia mineralógica descrita durante a microscopia, como também da identificação e quantificação da química mineral. O microscópio disponível para a análise é de modelo HITACHI TM 3000 com periférico acoplado do tipo EDS SWIFT ED 3000.

A análise por Microsonda Eletrônica foi realizada em doze seções delgadas polidas, com intuito de identificar e quantificar os elementos químicos em mineral separado, como também produzir imagens de alta ampliação dos minerais. A análise foi realizada no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília (UnB), Brasília (DF), que possui uma máquina de modelo JEOL JXA-8230, sob as condições operacionais: voltagem de aceleração 15kV, corrente elétrica 10nA e diâmetro de feixe 1 μ m.

Para análise geoquímica em rocha total, vinte e duas amostras representativas da **GBSP** foram britadas e moídas no Laboratório de Preparação de Amostras da UFC. Logo após, foram enviadas para o Laboratório Acme Analítica Laboratórios Ltda., para identificação dos elementos maiores, menores e traços. Estas amostras foram analisadas segundo os procedimentos estabelecidos pelo próprio laboratório para os pacotes 4A e 4B. Uma completa descrição dos métodos analíticos empregados pode ser encontrada no endereço eletrônico do *Acme Labs* (www.acmelab.com).

A construção dos diagramas da química mineral e de rocha total foram realizados nos programas Minpet 2.02 (Richard, 1995) e GCDkit 3.0 (Janousek *et al.*, 2008), o que possibilitou uma melhor visualização e interpretação dos alvos pesquisados.

2.4 Análise Geocronológica

Seis amostras foram analisadas pelo método U-Pb e dez pelo método de Sm-Nd, no Laboratório de Geocronologia da UnB.

Para o método U-Pb, as amostras pré-preparo passaram pelos processos de britagem em triturador de mandíbula; peneiramento em peneiras de 80 e 120 mesh; bateamento e desmagnetização do concentrado no separador Frantz. As técnicas foram realizadas nos Laboratórios de Preparação de Amostras e de Geotécnica da UFC. Os grãos de zircão foram separados no Laboratório de Geocronologia da UnB, a partir da fração não magnética, com auxílio de lupas binoculares, para posteriormente serem fixados e polidos, em suportes de resina

epóxi (*mounts*). Em seguida, foram encaminhadas ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília para serem submetidas à análise isotópica utilizando os equipamentos LA-ICPMS (U-Pb) de acordo com as metodologias descritas em Buhn *et al.* (2009), respectivamente.

Para o método de Sm-Nd, a preparação foi realizada nos laboratórios supracitados da UFC, no qual foi-se britado, moído e etiquetado as amostras, para serem analisados no Laboratório de Geocronologia da UnB. As amostras foram analisadas pelo método de espectrometria de massa descrito por Gioia & Pimentel (2000). As amostras de rocha total (50mg) foram misturadas com uma solução de ^{149}Sm - ^{150}Nd *spike* e dissolvidas em béqueres *Savillex*. A extração de Sm e Nd das amostras de rocha total seguiram as técnicas de colunas de troca catiônica, usando colunas de teflon contendo a resina Ln-Spec. As amostras de Sm e Nd foram depositadas em filamentos de Rênio duplos e as medidas isotópicas foram feitas no espectrômetro de massa TRITON no modo estático (Dantas, 2002).

3 ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL

O **GBSP**, de idade paleoproterozoica, está localizado na porção Setentrional da Província **Borborema (PB)**, região central do nordeste do Ceará. A **PB** situa-se a nordeste da plataforma sul-americana, limitada a norte e a leste pelas bacias costeiras e margem continental, a oeste pela bacia do Parnaíba e a sul pelo cráton São Francisco (Almeida *et al.*, 1977, 1981).

A evolução da província é interpretada como uma complexa região de domínios tectonoestratigráficos, associado a eventos termotectônicos ocorrido entre o Arqueano e o Neoproterozoicos (Almeida *et al.*, 1977, 1981). A estruturação atual resulta da colisão frontal dos crátons Amazônico, São Luís/Oeste Africano e São Francisco/Congo, o que gerou o consumo e fechamento do oceano Goiás-Faruriano no Neoproterozoico, durante o evento tectonotermal Brasileiro, por volta de 600Ma (Arthaud, 2007; Cordani *et al.*, 2013).

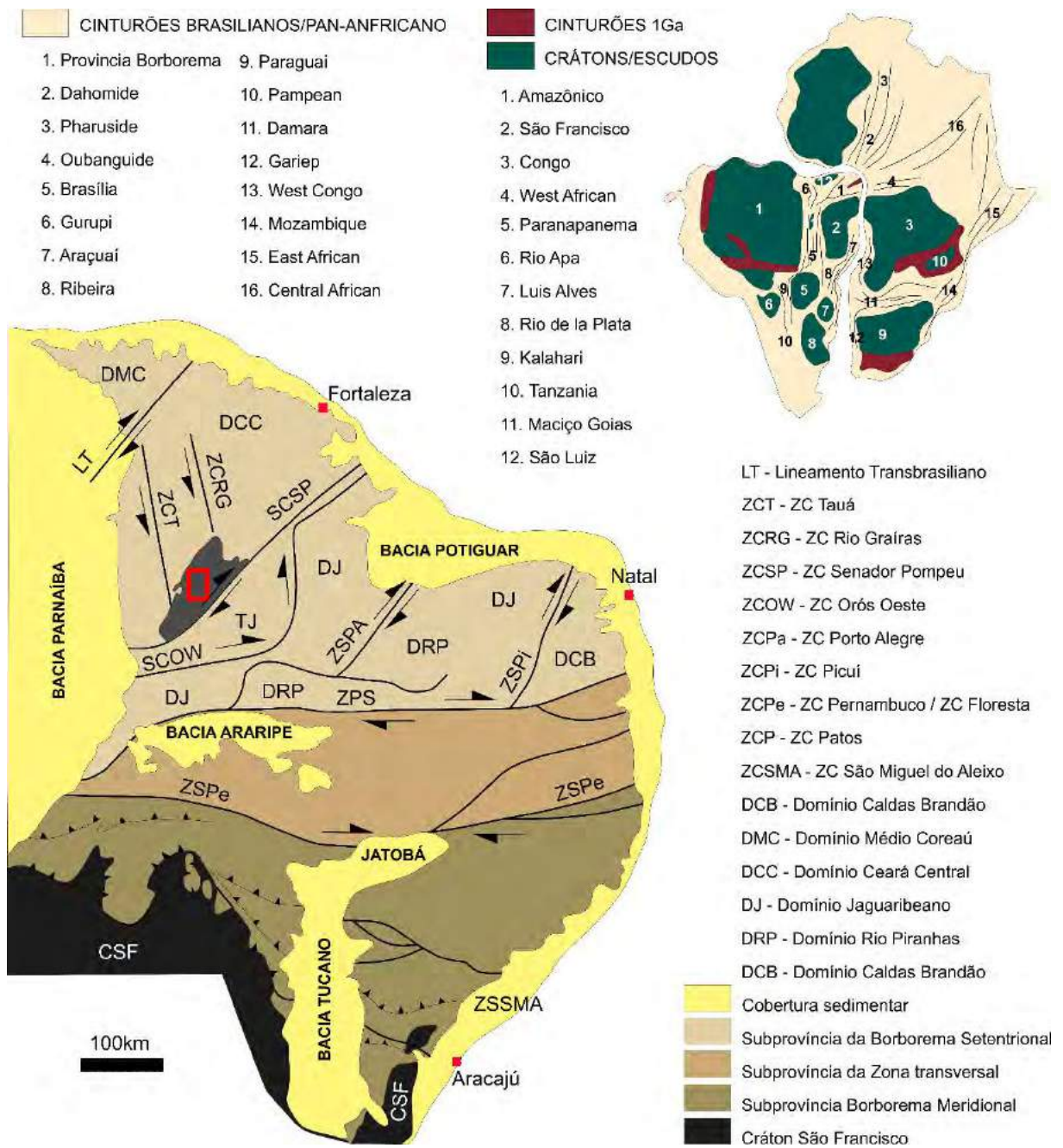
O regime convergente passou de frontal a oblíquo (590Ma), evidenciado pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamentos transcorrentes dextrais/sinistras, com direção NNE-SSW e NW-SE, respectivamente (Brito Neves *et al.*, 2000; Arthaud, 2007).

Três seguimentos tectônicos são individualizados, com base nas características geológicas, limitados por duas megatranscorrências dextrais (lineamento Patos e Pernambuco), de direção EW, que dividem a **PB** nas subprovíncias: Borborema Setentrional, Zona Transversal e Borborema Meridional (Van Schmus *et al.*, 1997; Arthaud, 2007).

A subprovíncia Borborema Setentrional situa-se a norte do lineamento Patos e engloba a área de estudo. Megazonas de cisalhamento ativadas no final do evento Brasileiro dividem a subprovíncia entre os domínios geotectônicos: Médio Coreaú, Ceará Central e Rio Grande do Norte (Fetter, 1999; Brito Neves *et al.*, 2000; Delgado *et al.*, 2003; Amaral, 2010). Outros autores (p. ex. Cavalcante, 1999; Ganade de Araújo, 2014) dividem o domínio Rio Grande do Norte entre os domínios Jaguaribeano, Rio Piranhas e Caldas Brandão.

A região estudada situa-se no **Domínio Ceará Central (DCC)**, cujo limite oeste é encoberto pela Bacia do Parnaíba (à SW-W). Possui como lineamentos limitantes as zonas de cisalhamento Sobral-Pedro II (**ZCSPII**) à noroeste e Senador Pompeu (**ZCSP**) à sudeste (Fetter, 1999; Brito Neves *et al.*, 2000; Martins, 2000; Santos, 2003; Amaral, 2010). Outros autores (p. ex. Parente & Arthaud, 1995; Arthaud *et al.*, 1998; Arthaud, 2007) propõem que as zonas de cisalhamento Orós e Aiuaba separam o Domínio Ceará Central do Domínio Orós-Jaguaribe.

Figura 3.1: Subdivisão da Província Borborema e localização da área de estudo inserida no Núcleo Arqueano do Domínio Ceará Central (Cavalcante, 1999; Brito Neves, 2000; Delgado et al., 2003; Arthaud, 2007; De Wit et al., 2008; Ganade de Araújo, 2014).



O DCC é caracterizado por um embasamento gnáissico policíclico e cobertura alóctone, representado por uma sequência metassedimentar do tipo plataformar, composta de quartzitos, mármore e metapelitos, intercalados com rochas metavulcânicas máficas e ácidas ricas em potássio, fortemente afetado por uma tectônica de *nappes* (Caby & Arthaud, 1986; Nogueira Neto, 2000; Arthaud, 2007).

Dentro do DCC distinguem-se quatro terrenos cronoestratigráficos: Terreno Arqueano, Terreno Paleoproterozoico, Terreno Neoproterozoico e Terreno

Neoproterozoico/Paleozoico (Arthaud *et al.*, 2008). A abordagem será realizada nos terrenos Arqueano e Paleoproterozoico por fazer parte da região de estudo.

i. Terreno Arqueano

Para Arthaud *et al.* (2008), o Maciço Arqueano de Troia envolve dois conjuntos litoestratigráficos, os complexos Mombaça e Cruzeta, que apresentam praticamente as mesmas associações litológicas, mas são separados entre si por discordância cronológica. Ambos são constituídos por gnaisses migmatíticos com bandamento composicional complexo, marcado por bandas de composição granodiorítica alternando com faixas graníticas e tonalíticas, em que são frequentes corpos máfico-ultramáficos acamadados, boudinados, alguns mineralizados em cromita e PGE. As unidades gnáissicas inseridas dentro do Complexo Mombaça apresentam idade U-Pb em zircão de 2,8Ga (Fetter 1999) e **TDM** entre 2,9 a 3,0Ga, interpretadas como material crustal arqueano retrabalhado, enquanto as do Complexo Cruzeta forneceram idade U-Pb em zircão de 2,7Ga (Fetter 1999), e **TDM** entre 2,7 e 2,8Ga, consideradas como idades juvenis (Fetter *et al.* 2000, Arthaud *et al.* 2008). Datação realizada por Silva *et al.* (2002) pelo método U-Pb em zircão de metatonalito, determinou-se idade 3,27Ga, interpretada como idade de cristalização.

Cavalcante *et al.* (2003) dividem o complexo Cruzeta em unidades Mombaça, Troia e Cruzeta Indiferenciado. A unidade Troia é subdividida por Rosa Júnior (2012) nas subunidades Bom Jesus e Serra das Pipocas, que se caracterizam por rochas gnáissicas de granulação fina a média, às vezes, bandada, de possível origem vulcânica, com intercalações lenticulares de calcissilicáticas, anfibolitos, metatufos básicos e ácidos, metamicrogabros e metaultramáficas. Embora tenham a mesma associação litológica, diferenciam-se pelo maior volume de rochas metassedimentares terrígenas na Subunidade Serra das Pipocas (Rosa Júnior, 2012).

ii. Terreno Paleoproterozoico

Os blocos e terrenos que constituem o embasamento paleoproterozoico do continente sul-americano registram eventos (orogênese e tafrogênese) agrupadas nos períodos Sideriano, Riáciano, Orosiriano e Estateriano (Brito Neves, 2014).

O Complexo Gnáissico Paleoproterozoico (**CGP**) aflora desde a região de Madalena até Choró e é formado por gnaisses de composição quartzo – diorítica a tonalítica e

Terrenos do tipo Tonalito-Trondhjemitó-Granodiorito (TTG) com diques básicos sin-plutônicos, pouco deformados e migmatizados, agrupados sob a denominação de Suíte Madalena e exibe idade U-Pb em zircão entre 2,09 e 2,20Ga (Fetter 1999, Castro 2004 e Arthaud 2007).

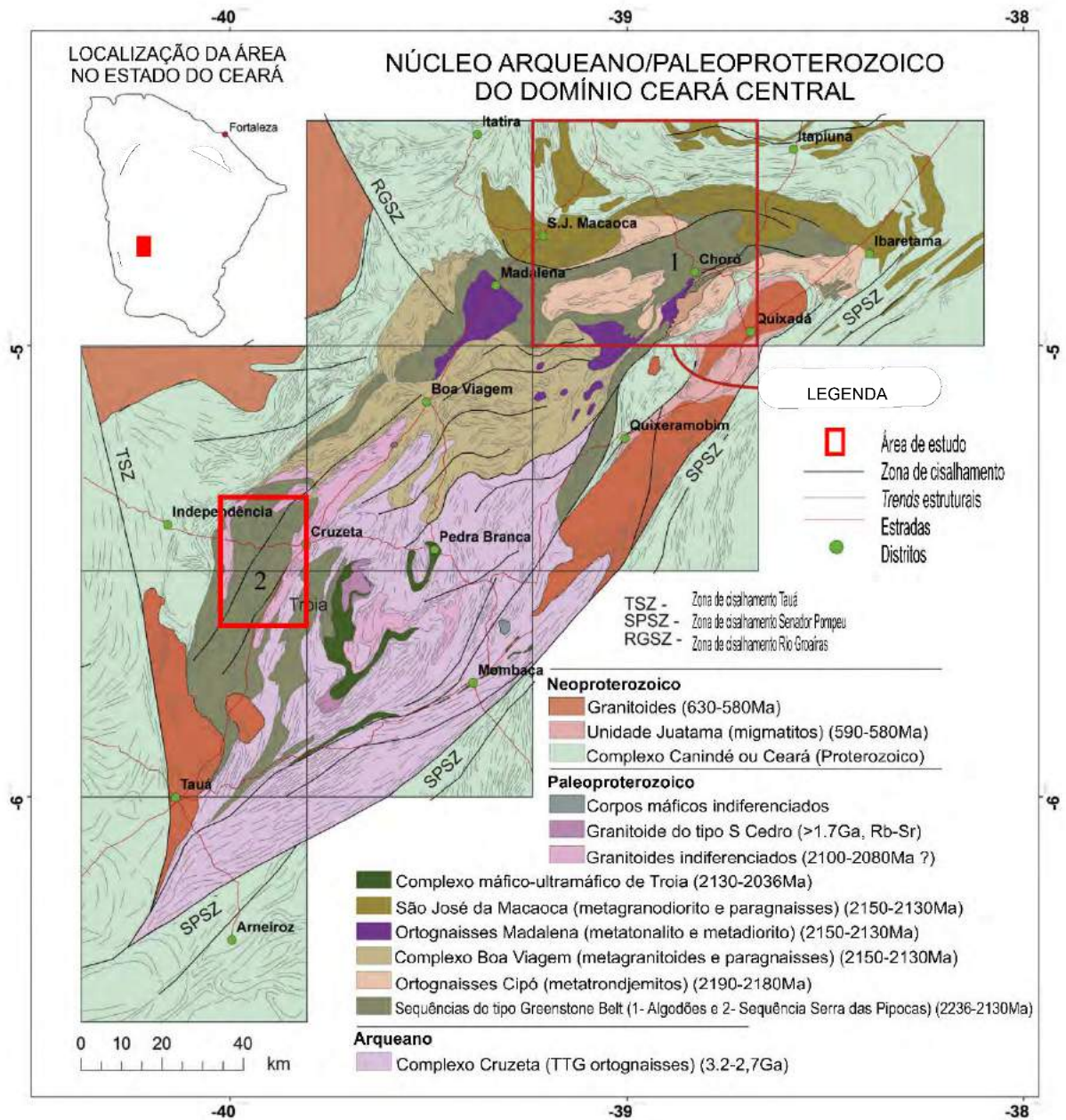
Martins (2000) e Martins *et al.* (2009), definem uma sequência supracrustal (Unidade Algodões), que é constituída por anfibolito de natureza basáltica, leucognaisses finos (metatufos), metagrauvacas, metarcóseos, metapelitos (raros), quartzitos micáceo ou puro, metaconglomerado, calcissilicáticas (raras) e faixas manganésíferas. Apresentam uma suíte intrusiva com lentes de rochas metaultramáficas ricas em actinolita-tremolita e talco, metabasaltos de filiação toleítica de natureza picrítica e komatiítica (Arthaud *et al.*, 2008). No topo da sequência encontram-se metavulcânicas félsicas, intrudidas por ortognaisses porfiríticos, metadacito e microdiorito (Martins 2000, Arthaud *et al.*, 2008). Os tipos litológicos possuem foliação única e sem transposição e, por vezes, indeformados (Arthaud, 2007). Datações U-Pb em zircão do metarriolito dão idade de 2,13Ga (Castro, 2004) e no komatiito de 2,06Ga (Liégeois, *in* Arthaud *et al.* 2008).

Fetter (1999) e Fetter *et al.* (2003) sugerem que o complexo se desenvolveu em um processo de acreção de arcos de ilhas ao longo de um período de 50Ma, durante o Paleoproterozoico, com pouca participação de fragmentos crustais mais antigos, enquanto as supracrustais teriam se desenvolvidas em ambientes de back-arc (Martins *et al.* 2009).

A Suíte Madalena constitui-se de corpos de quartzo-diorito e microdiorito sin-plutônico, com pouca deformação e migmatização, intrudida posterior ao Complexo Cruzeta (Martins, 2000). Também, constitui-se de metasiengranitos, com porções hidrotermalizados (Borges & Silva, 2012). Análises geoquímicas em metagranitos indicam compatibilidade com granito do tipo I, encontrado em ambiente de Arco Magmático (Borges & Silva, 2012). Datações U-Pb em zircão de 2,20Ga e idade modelo TDM entre 2,30 e 2,45Ga (Martins, 2000; Castro, 2004), indicam rochas juvenis com leve contaminação crustal (Arthaud *et al.*, 2008). Costa *et al.* (2015) sugerem que os ortognaisses apresentam assinaturas similares a adakitos, de idade entre 2190 e 2160Ma, com características TTG.

Recentemente, Pinéo & Costa (2013) e Costa *et al.* (2015), utilizando dados aerogamaespectrometria, geoquímica e geocronologia, propuseram um novo limite entre o núcleo neoarqueano/paleoproterozoico e o Complexo Gnáissico Paleoproterozoico do Domínio Ceará Central. Como resultado, verificou-se o aumento da exposição dos terrenos paleoproterozoicos e uma diminuição dos terrenos arqueanos (Figura 3.2).

Figura 3.2: Mapa geológico simplificado do Núcleo Arqueano/Paleoproterozoico do Domínio Ceará Central com localização do *Greenstone Belt* Serra das Pipocas (Modificado de Costa *et al.*, 2015).



4 INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS, ESPECTRAIS E ORBITAIS

A utilização e integração de dados multifontes têm sido de fundamental importância para mapeamento geológico e modelos de distribuição de depósitos minerais, que podem subsidiar o desenvolvimento do setor mineral. Diversos métodos já foram estabelecidos utilizando informações aerogeofísicas, radar e de sensoriamento remoto, com intuito de reconhecer alvos prospectivos. Dentre esses têm-se aqueles elaborados por Spector & Grant (1970), Pires (1995), Souza Filho & Crósta (2003), Neto & Ferreira (2003), etc.

No caso em específico, a interpretação unificada auxiliou para a delimitação prévia de corpos máfico-ultramáficos. A aplicação também resultou na confecção de mapas estruturais, domínios geológicos e índices máficos, ambos na escala de 1:100.000, o que incrementa a configuração da cartografia geológica do **GBSP**.

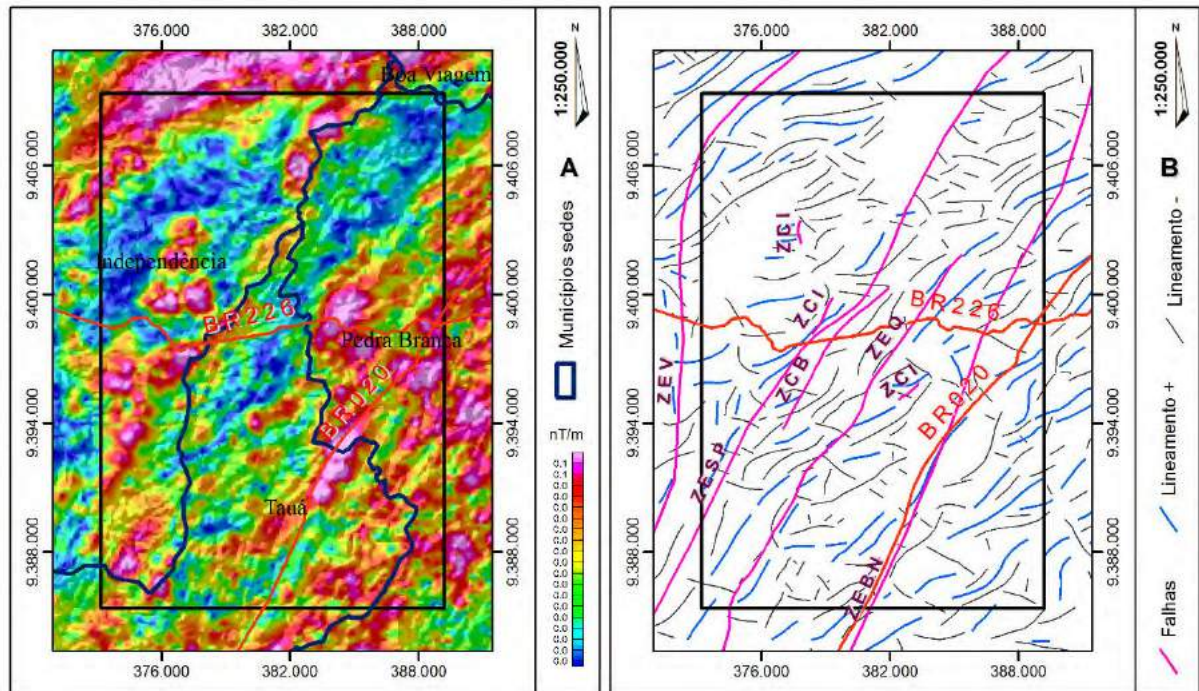
4.1 Modelagem de Dados Estruturais

Os **dados magnetométricos** permitiram correlacionar as assinaturas estruturais mapeadas. Os lineamentos magnéticos foram traçados, primeiramente, a partir de produtos derivados como Amplitude do Gradiente Horizontal Total (**AGHT**) e da Amplitude do Sinal Analítico (**ASA**) (Fig. 4.1).

A principal tendência estrutural observada exibe *trend* **NE-SW**, subordinadamente, apresenta variações estruturais de direção **NW-SE** (Fig. 4). Dados da literatura e de campo indicam que a direção **NE-SW** decorre da influência dos eventos que deram origem às zonas de cisalhamento transcorrente dextral Senador Pompeu e lineamento Transbrasiliano, em âmbito regional. As falhas observadas na área se tratam das **Zona de Empurrão Vinte (ZEV)**, **Zona de Empurrão Serra das Pipocas (ZESP)**, **Zona de Empurrão Queimadas (ZEQ)**, **Zona de Empurrão Barra Nova (ZEBN)**, **Zona de Cisalhamento Belém (ZCB)** e **Zona de Cisalhamento Indiferenciada (ZCI)**, observadas durante o mapeamento geológico, apresentam feições de baixo ângulo (zona de cavalgamento ou empurrão) a alto (zona de cisalhamento), com direção preferencial similar ao observado nas imagens, corroborando com a análise.

Os lineamentos positivos (lineamento +) são referentes aos sistemas de relevo mais elevados na área de estudo e lineamento negativo (lineamento -) faz referência as elevações pouco pronunciadas na área.

Figura 4.1: A. Amplitude do Sinal Analítico (ASA) com relevo sombreado (azimute 315° e altitude de 45). B. Interpretação dos principais lineamentos estruturais do GBSP. As falhas reconhecidas são Zona de Empurrão Vinte (ZEV), Zona de Empurrão Serra das Pipocas (ZESP), Zona de Empurrão Queimadas (ZEQ), Zona de Empurrão Barra Nova (ZEBN), Zona de Cisalhamento Belém (ZCB) e Zona de Cisalhamento Indiferenciada (ZCI).



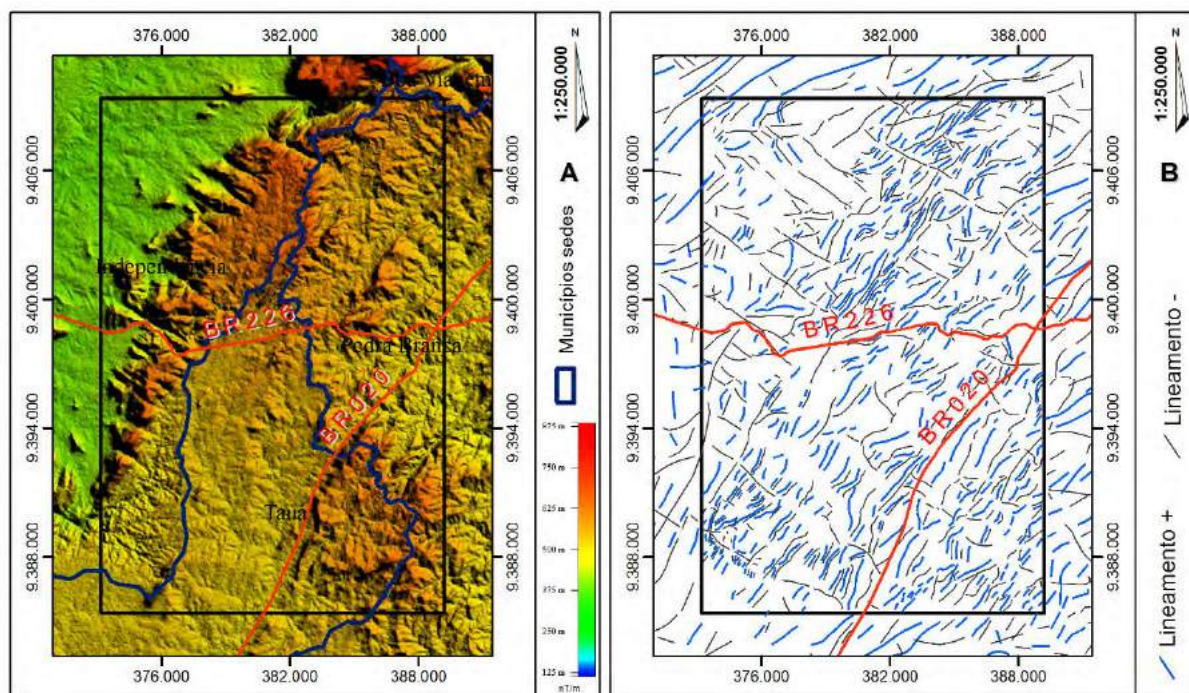
Os domínios magnéticos altos a muito altos ocorrem em algumas porções do **GBSP**, principalmente, associados com corpos máficos e ultramáficos. Na porção sudeste da área, observa-se zonas com feições anômalas intensas, demarcado pelos litotipos do Complexo Cruzeta (ortognaisses migmatizados e corpos lenticulares anfibolíticos).

As estruturas de *trend* **NW-SE** são interpretadas durante a análise como zonas de fraturas, decorrente de uma tectônica rúptil, durante o final do Neoproterozoico ou mais recente, que pode ser ratificada e não. As feições tracejadas encontram-se impressas em todos os tipos litológicos, corroborando com os dados de campo.

O Modelo Digital de Terreno, gerado a partir de dados do radar **SRTM** (Fig. 4.2) confirma a interpretação das feições estruturais supracitadas, ao longo dos contatos geológicos entre os domínios gamaespectométricos.

Técnica de relevo sombreado realçou a direção dos lineamentos em azimute 315° e altitude de 45, como resultado têm-se os lineamentos de direção preferencial NE-SW e NW-SE, similar aos descritos anteriormente (Fig. 4.2).

Figura 4.2: A. Relevo sombreado (azimute 315° e altitude de 45) em dado de SRTM 30m. B. Interpretação estrutural a partir de dados SRTM de 30m de resolução.



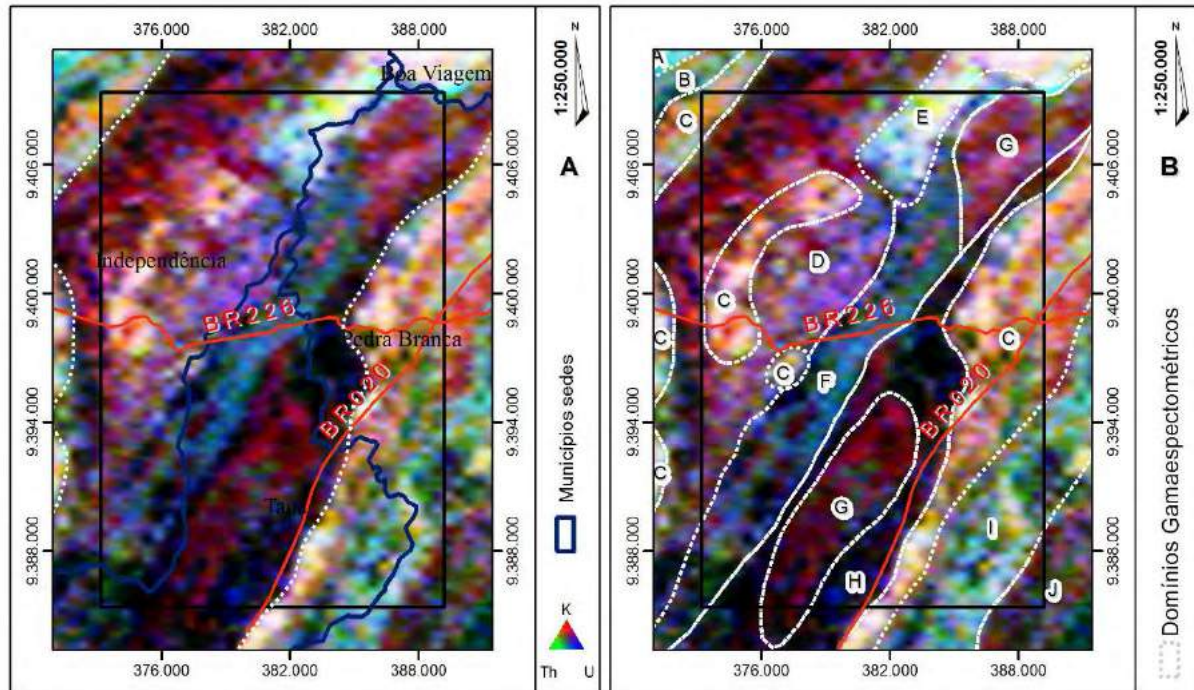
4.2 Modelagem de Dados Geológicos

Os **domínios geológicos** foram traçados através da comparação entre as imagens *Landsat 8 TM* e dados gamaespectrométricos (Fig. 4.3), sendo individualizados dez domínios (A a J). Na fusão ternária dos dados radiométricos foram considerados os padrões de distribuição dos três radioelementos, potássio (**K**), equivalente tório (**eTh**) e equivalente urânio (**eU**).

A delimitação entre o Complexo Cruzeta, Greenstone Belt Serra das Pipocas e Unidade Independência é identificada pela diminuição dos radioelementos, sinalizada na imagem pelo aumento da tonalidade de cores, em um *trend NE-SW*, demarcada pelos domínios **D** e **H** (Fig. 4.3).

O Complexo Cruzeta compreende o embasamento do **GBSP**, na porção extremo sudeste da área. No mapa de domínios gamaespectrométricos a unidade é correlata, parcialmente, aos domínios magnéticos **I** (baixo %K, alto eTh, médio eU) e **J** (médio %K, médio eTh, baixo eTh). A distinção entre esses domínios ocorre pela pequena variação de tório. Há presença de ortognaisses e lentes de anfibolitos associados ao complexo.

Figura 4.3: A. Fusão ternária RGB (KThU) nos dados de Gamaespectrometria. B. Interpretação dos Domínios Geológicos.



Os Domínios **B**, **D**, **F** e **H** associam-se as rochas do **GBSP** e ocorrem dispostos na porção central da área de estudo. De maneira geral, este setor é caracterizado por valores baixos a médio dos três radioelementos, com exceção de valores mais elevados de eU, no domínio **H**. Pelo mapa de domínios gamaespectométricos os domínios **B** (baixo %K, médio eTh, baixo eU) e **F** (baixo %K, médio eTh, médio eU) exibem tonalidade esverdeada pela maior presença do elemento Th, pela presença de rochas máficas anfíbolíticas em ambos e metatufos básicos no domínio **F**. No domínio **D** (médio %K, baixo eTh, baixo eU) e **H** (baixo %K, baixo eTh, alto eU) há uma similaridades em tonalidades azul avermelhada, porém nota-se que a concentração no domínio **H** é superior. Nos domínios há presença de rochas máfica-ultramáficas, metatufos e intrusivas plutônicas.

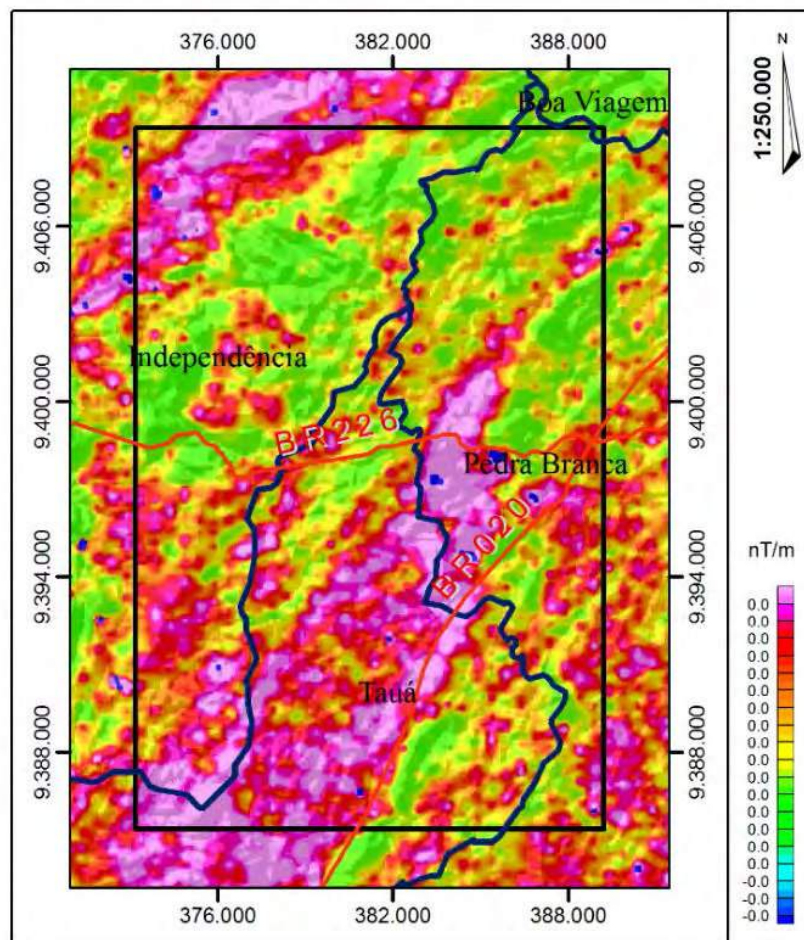
As assinaturas geofísicas referentes aos Granitoides Indiferenciados, intrudidos no **GBSP**, são visualizados nos domínios **C** (alto %K, baixo eTh, baixo eU), **E** (médio %K, médio eTh, alto eU) e **G** (médio %K, baixo eTh, baixo eU), diferenciam-se pela distribuição de potássio.

O Domínio Gamaespectométrico **A**, limita a porção extremo noroeste da análise, apresenta baixos teores de %K, alto eTh e alto eU. Pela assinatura geofísica e tonalidade ciano, associa-se essas rochas a gnaisses paraderivados aluminosos e migmatitos do Grupo Ceará.

O processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos através do Índice Máfico (Fig. 4.4) permitiu acentuar a delimitação de corpos máfico-ultramáficos, a partir das feições com intensidade do campo magnético alto (coloração magenta a vermelha), em relação as unidades adjacentes (coloração verde e amarelo).

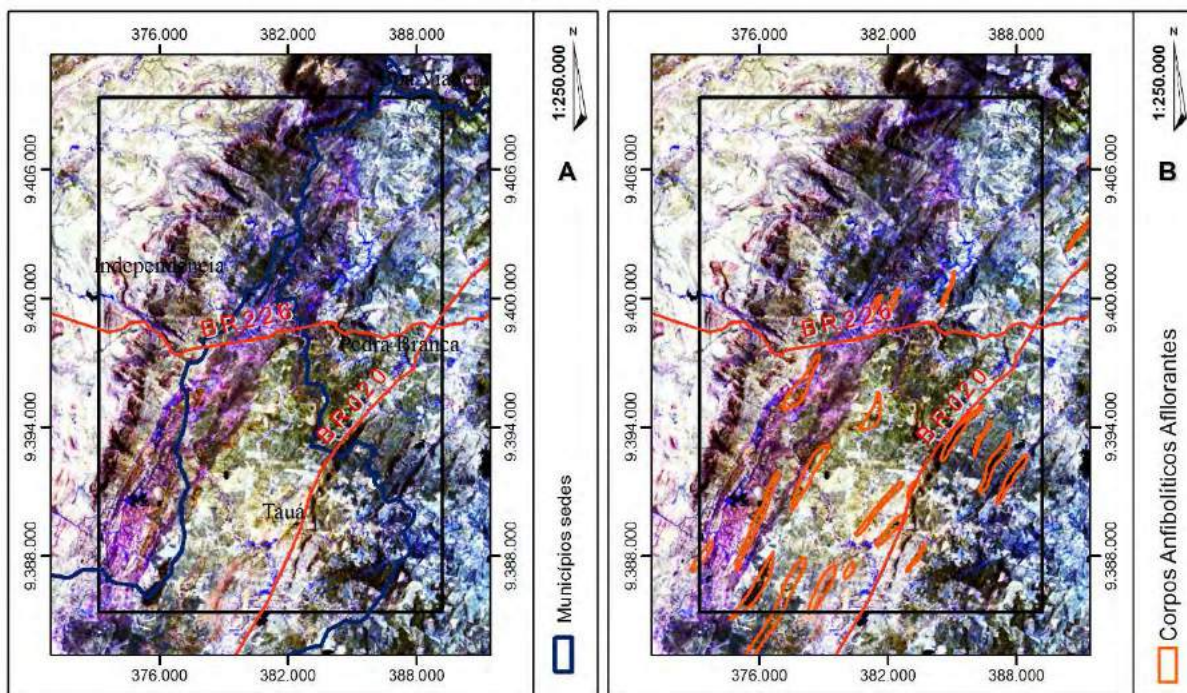
O método mostrou eficiência na discriminação das rochas básicas-ultrabásicas, pois elimina a resposta magnética superficial decorrente de rochas alteradas e solos, e ressalta a resposta magnética da rocha subjacente.

Figura 4.4: Técnica de índices máficos para realce dos corpos máfico-ultramáficos, com maior intensidade magnética em magenta.



Análogo à identificação das assinaturas geofísicas e espectrais, foram analisados imagem do sensor TM da plataforma *Landsat 8*. A combinação de falsa cor **RGB 765** realçou principalmente os afloramentos de rochas máficas (anfíbolitos), sendo discriminados na imagem pela coloração marrom, de orientação preferencial NE-SW (Fig. 4.5).

Figura 4.5: Delimitação dos corpos máficos através da combinação falsa cor 765 do sensor TM do Landsat 8.



No **GBSP**, a modelagem dos dados estruturais (magnetometria e **SRTM**) realçou trends **NE-SW** e **NW-SE** compatíveis com os averiguados em campo, discriminados como proveniente da deformação Brasiliana e tectônica rúptil, respectivamente.

Para a delimitação preliminar dos corpos, lentes e domínios geológicos encontrados na área, técnicas de gamaespectrometria, índice máfico e imagens de satélite do *landsat* 8, realçaram de maneira favorável.

Dez domínios gamaespectrométricos foram delimitados baseados nas diferentes texturas, radiação dos raios gama, identificando a composição química das rochas e dos solos sobrejacentes, em imagens ternárias nos canais **KThU**.

A delimitação dos corpos máfico-ultramáfico ocorrem em áreas de relevo acidentado e pobres em radioelementos (tendendo a tonalidade preta), mostrando respostas opostas à dos domínios compostos por rochas félsicas, ricas em radioelementos (tendendo a tonalidade branca). A variação da coloração magenta a vermelho, no índice máfico, denota porções com predominâncias de litotipos e solos típicos de metamáfica-ultramáficas. Os diferentes aspectos texturais na imagem de satélite (*landsat*) indica grandes corpos máfico-ultramáficos aflorantes, em tonalidade marrom, na composição **RGB 765**.

Ressalta-se, entretanto, a necessidade de cautela para a interpretação dos dados, pois a análise é somente utilizada como ferramenta auxiliadora, não podendo substituir um mapeamento geológico tradicional. Os dados quando utilizados corretamente funcionam como ferramentas para reconhecimento de tramas estruturais e litológicas complexas.

Essas considerações, somadas aos bons resultados obtidos, confirmam a excelência de dados aerogeofísicos nas investigações geológicas, motivando pesquisas de mapeamento regional/local e de exploração mineral com base nas geotecnologias.

5 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA LOCAL E PETROGRÁFICA

A sequência metavulcanossedimentar é recortada por diversos corpos intrusivos ultramáficos e graníticos, de tamanho, forma e composição distinta. Toda essa associação litológica encontra-se inserida no interior de um complexo granito-gnáissico-migmatítico do núcleo Arqueano/Paleoproterozoico, denominado de Complexo Cruzeta, cujo contato com a sequência se faz por meio de falhas de empurrão e cisalhamento transcorrentes. Também, é delimitada por rochas metapelíticas, de idade Neoproterozoica, da Unidade Independência.

Assim, são reconhecidas na área de estudo, da base para o topo, o Complexo Cruzeta (CC), *Greenstone Belt* Serra das Pipocas (GBSP) e Rochas Intrusivas. Em resumo aos domínios supracitados, têm-se a coluna estratigráfica (Fig. 5.1), os mapas de pontos e litoestrutural.

5.1 Complexo Cruzeta

O Complexo Cruzeta localiza-se a sudeste da área, é representado por gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica, em parte migmatizados de *trend* NE-SW, contendo pequenos corpos anfibolíticos e hornblendíticos concordantes. As rochas do complexo apresentam-se fortemente deformadas e parcialmente migmatizadas e embasam a sequência GBSP e os granitoides indiferenciados. Seus principais tipos litológicos são: ortognaisses granodioríticos, anfibolitos e hornblenditos.

Os **ortognaisses granodioríticos**, que se encontram em forma de lajedos e blocos soltos, exibem *trend* NE (Fig. 5.2A). Possuem coloração cinza e granulação média, recortados por veios ou diques quartzo-feldspáticos (Fig.5.2B). Apresentam uma mineralogia composta predominantemente por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico, além de hornblenda e biotita.

Concordante a este tipo litológico tem-se pequenos corpos métricos de rochas metamáfica-ultramáficas boudinados, representados por anfibolitos e hornblenditos.

Figura 5.1: Coluna estratigráfica esquemática do GBSP.



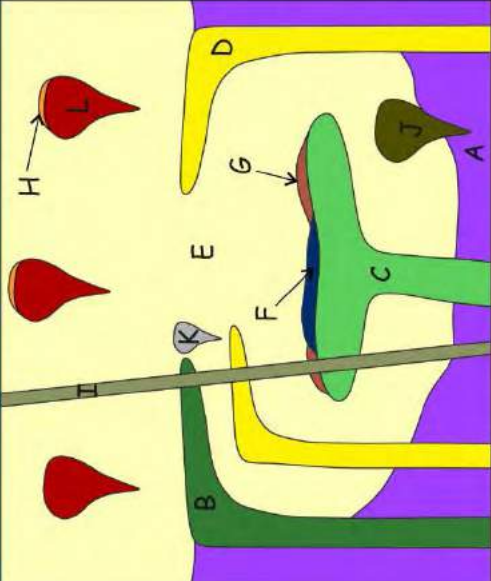

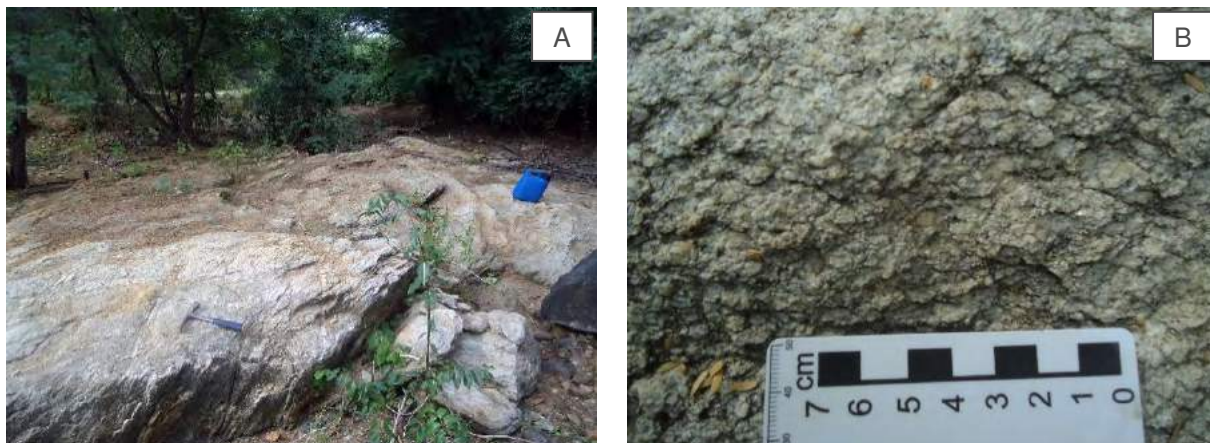
| IDADE | CONVENÇÃO | UNIDADE LITOSTRATIGRÁFICA |
|-----------------------------|---|--|
| NEOPROTEROZOICO ~600Ma |  | <p>GRANITOIDES NEOPROTEROZOICOS</p> <p>- Corpos pegmatíticos (leucogranitos), compostos por megacristais de quartzo, feldspato, muscovita, granada e turmalina</p> |
| ~750Ma |  | <p>GRUPO CEARÁ INDIFERENCIADO</p> <p>- Paragnaisses em níveis distintos de metamorfismo-migmatização, incluindo ortognaisses ácido e rochas metabásicas</p> |
| PALEOPROTEROZOICO ~2.2Ga |  | <p>GREENSTONE BELT SERRA DAS PIPOCAS</p> <p>- Cobertura metassedimentar psamo-pelítico-margosos (A): i. Xisto (biotita, muscovita, quartzo, plagioclásio, granada, cianita e ilmenita); ii. Meta-arcóseo (quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita, apatita e opaco); iii. Calcissilicática (diopsídio, quartzo, epidoto, anfibólio, plagioclásio, carbonato, titanita e opacos)</p> <p>- Corpos metavulcânicos intercalados que variam de ultramáficas komatíticas (B, xistos magnesianos constituídos por actinolita/tremolita, clorita, antofilita, ilmenita, rutílio, apatita e magnetita cromífera), básicas toleíticas (C, anfibolitos compostos por hornblenda, plagioclásio, granada, titanita, ilmenita, apatita, epidoto e calcita) e ácidas (D, quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, epidoto, zircão e apatita) intercalados a metatufos (E) ácidos (quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, epidoto, opacos, titanita, muscovita, apatita e carbonato) e básicos (hornblenda, plagioclásio, leucóxênio, ilmenita, clorita, rutílio e, por vezes, turmalina), com finas intercalações dos litotipos nas metavulcanoclasticas (E)</p> <p>- Metaxalitos compostos por metatufos básicos com turmalina, turmalinitos (turmalina, quartzo e apatita), gonditos (F, granada, quartzo, anfibólio, óxido de manganês e carbonato) e metacherts (G, quartzo e opaco)</p> <p>- Rochas hidrotermalizadas (H) com possíveis protólitos: i. metatufo básico ou silicificação; ii. cataclásito; iii. metagranodiorito nas bordas de corpos intrusivos</p> <p>- Corpos intrusivos compostos por: i. dique metabásico/lamprófiro (I, plagioclásio, flogopita, actinolita e apatita); ii. actinolito (J, actinolita, plagioclásio, titanita, epidoto e apatita); iii. metadiorito (K, plagioclásio, biotita, hornblenda, actinolita, quartzo e titanita); iv. metagranodioritos (L, plagioclásio, quartzo, microclina, biotita, hornblenda, zircão, apatita e opacos)</p> |
| NEOARQUEANO ~2.7Ga |  | <p>COMPLEXO CRUZETA INDIFERENCIADO</p> <p>Rochas deformadas e parcialmente migmatizadas constituída por gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica (quartzo, plagioclásio e feldspato potássico, hornblenda e biotita), contendo pequenos corpos anfibolíticos (hornblenda, plagioclásio, titanita, clorita, apatita, epidoto e biotita) e hornblendíticos (hornblenda, plagioclásio, titanita, clorita, epidoto e biotita)</p> |

Figura.5.2: A. Lajedo do ortogneisse granodiorítico exibindo foliação de médio grau (381373mE; 9387422mN). B. Aspecto textural do ortogneisse (381373mE; 9387422mN).



Os **anfibolitos** são corpos métricos finamente bandados, compostos por hornblenda, plagioclásio, titanita, clorita, apatita, epidoto e biotita, com corpos de pequenas dimensões com morfologia em forma de amêndoa, recortados por veios de composição quartzo-feldspática e espessura centimétrica (Figs. 5.3A e 5.3B). É comum encontrar esse litotipo epidotizado, sobretudo, próximo às zonas de falhas (Figs. 5.4A e 5.4B), decorrente da entrada de fluidos no sistema durante os eventos tectonometamórficos.

Microscopicamente, o litotipo apresentam textura granonematoblástica inequigranular, com orientação marcada por cristais alongados de anfibólio. A assembleia mineral é composta por hornblenda (60%), plagioclásio (30%), clorita (5%), titanita (<5%), apatita (<5%), epidoto (<5%) e biotita (<1%).

Figura 5.3: A. Anfibolito com bandamento incipiente (381373mE; 9387422mN). B. Mobilizados de quartzo-feldspato ao longo da foliação e em discordância (381373mE; 9387422mN).

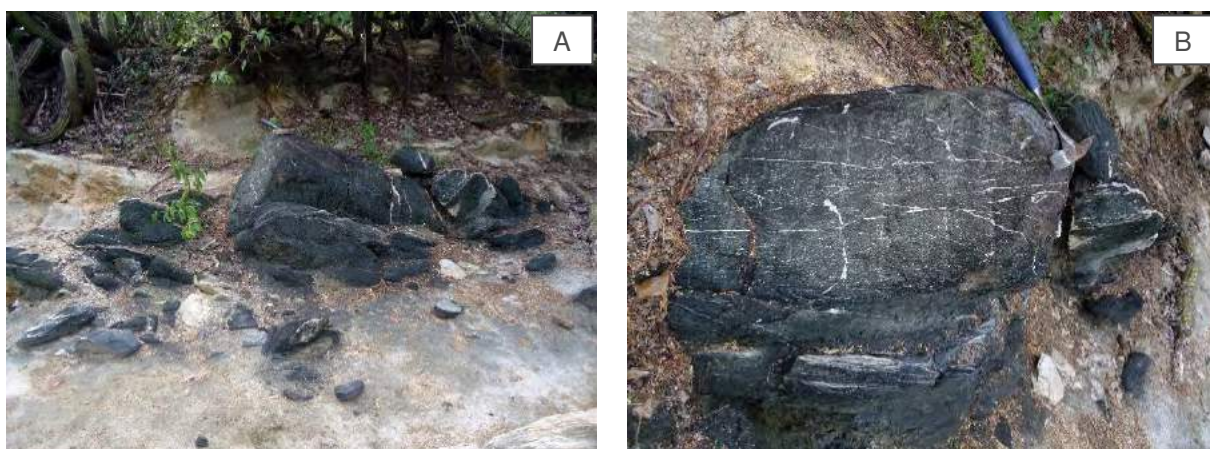
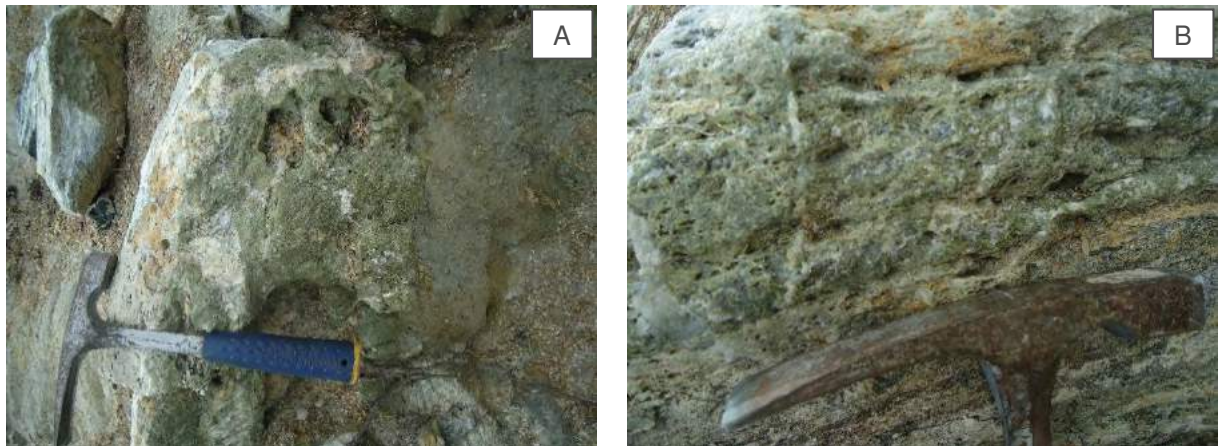


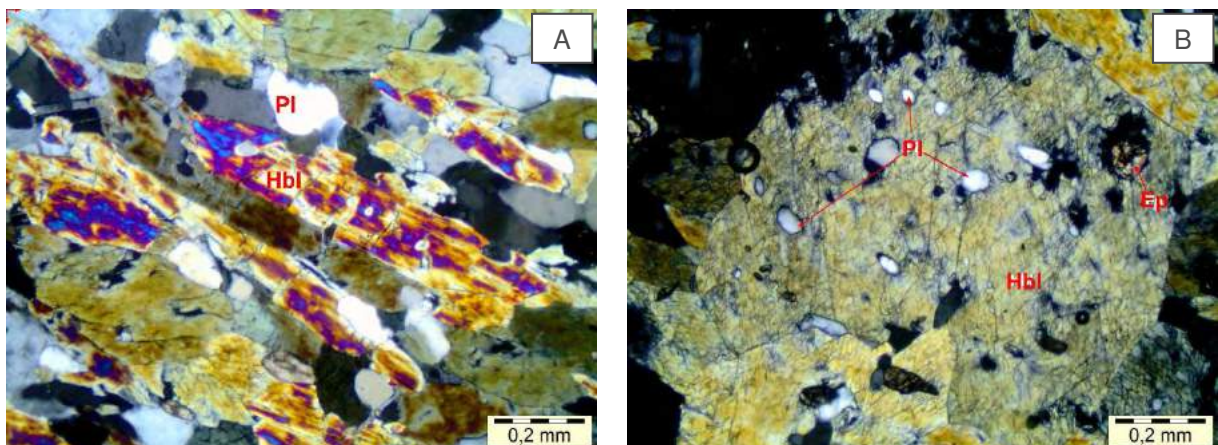
Figura 5.4: A. Anfibolito epidotizado (381373mE; 9387422mN). B. Detalhe do litotipo (381373mE; 9387422mN).



A hornblenda, de cor verde pálido a escuro, varia entre idioblástica a xenoblástica. Ocorre tanto, sob a seção basal, quanto a longitudinal, paralelo ao eixo “c”, acompanhando a foliação principal (Fig. 5.5A).

O plagioclásio ocorre como inclusão intersticial na hornblenda e, por vezes, até inclusos no próprio plagioclásio. Os grãos apresentam tamanho entre 0,35 e 0,65mm, possuem forma arredondada a levemente arredondada de até 1,3mm. Os intergrãos ocorrem sem forma definida, com contatos retos a côncavo-convexos, exibem geminação polissintética, segundo a lei da albita, e extinção ondulante e ainda algum grau de alteração, que se apresenta aleatório ou nas bordas de contatos plagioclásio-plagioclásio. O comportamento intragrão é decorrência do crescimento da hornblenda metamórfica, englobando o plagioclásio. Segundo Vernon (2004), isto se deve à energia ser mínima para formar faces dos minerais entre inclusão-hospedeiro. Adicionalmente, quando esses minerais, inclusão e hospedeiro, não são tão estruturalmente anisotrópicos, a forma da inclusão é esférica a elíptica (Fig. 5.5B).

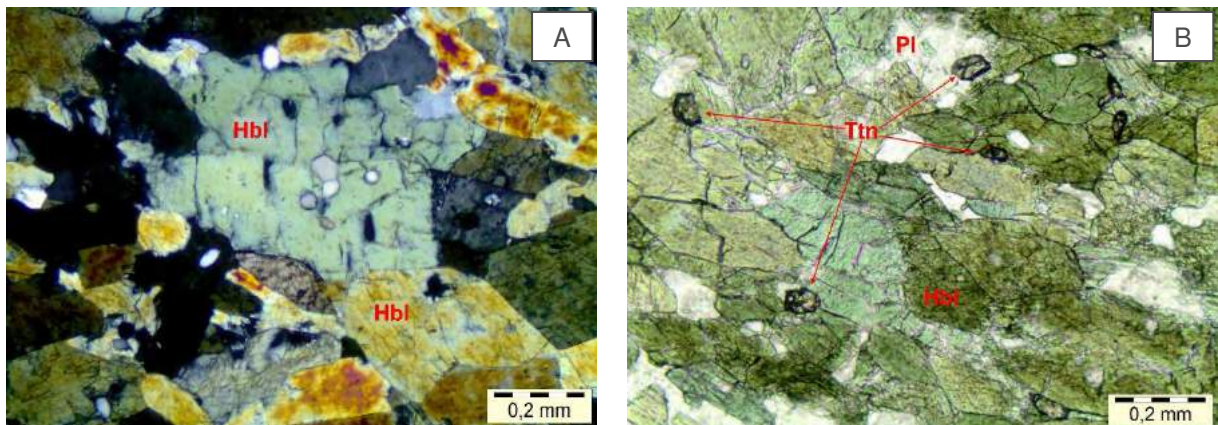
Figura 5.5: A. Textura granonematoblástica inequigranular (nicol cruzado). B. Inclusões subarredondadas de plagioclásio na hornblenda (nicol cruzado).



A clorita é lamelar, encontra-se como produto de alteração de anfibólio e contém inclusões de apatita (Fig. 5.6A).

A titanita é xenoblástica e exibe tamanho entre 0,1 e 0,65mm, com maioria menor que 0,4mm e forma arredondada a alongada. Ocorre incluso ou na borda da hornblenda, que é o tipo dominante, o que sugere ser produto da alteração da hornblenda (Fig. 5.6B).

Figura 5.6: A. Clorita neoformada oriunda de pela alteração da hornblenda (nicol cruzado). B. Titanita bordejando as hornblendas (nicol cruzado).



A apatita é representada por grãos pequenos inclusos no plagioclásio e hornblenda cloritizada (Fig. 5.7A). Os cristais são idioblásticos a subdioblásticos, menores que 0,2mm.

A mineralogia secundária, biotita, mica branca e epidoto é oriunda de processos de alteração da hornblenda e do plagioclásio, respectivamente. A biotita, por vezes, encontra-se em processo de alteração para uma biotita secundária, gerada pela perda de ferro (Fig. 5.7B). A sericita ocorre de maneira aleatória ou nas bordas do plagioclásio (Fig. 5.8A). O epidoto é subdioblástico a xenoblástico, arredondado, menor que 0,1mm, encontrado tanto no interior do plagioclásio e hornblenda, quanto em seus interstícios (Fig. 5.8B).

Figura 5.7: A. Apatita inclusa no plagioclásio (luz natural). B. Biotita primária alterando para uma biotita com menor teor de Fe (nicol cruzado).

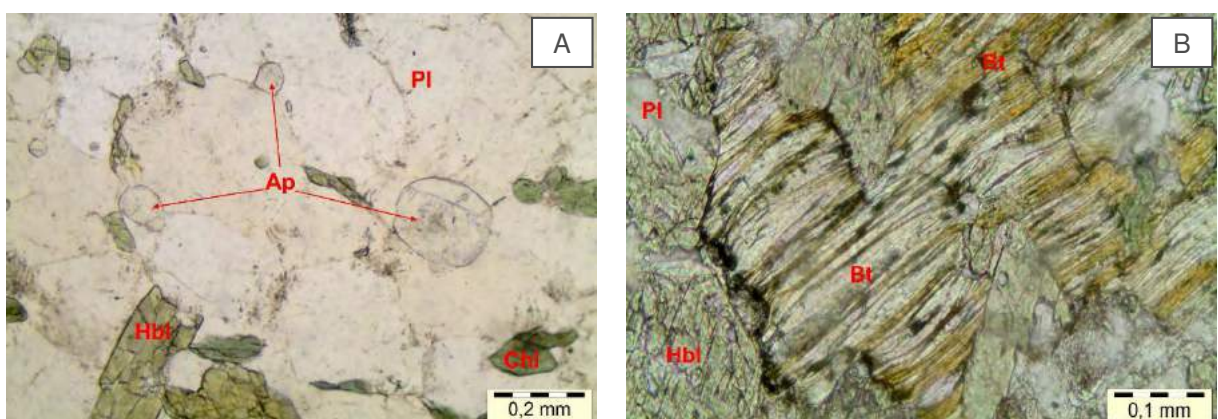
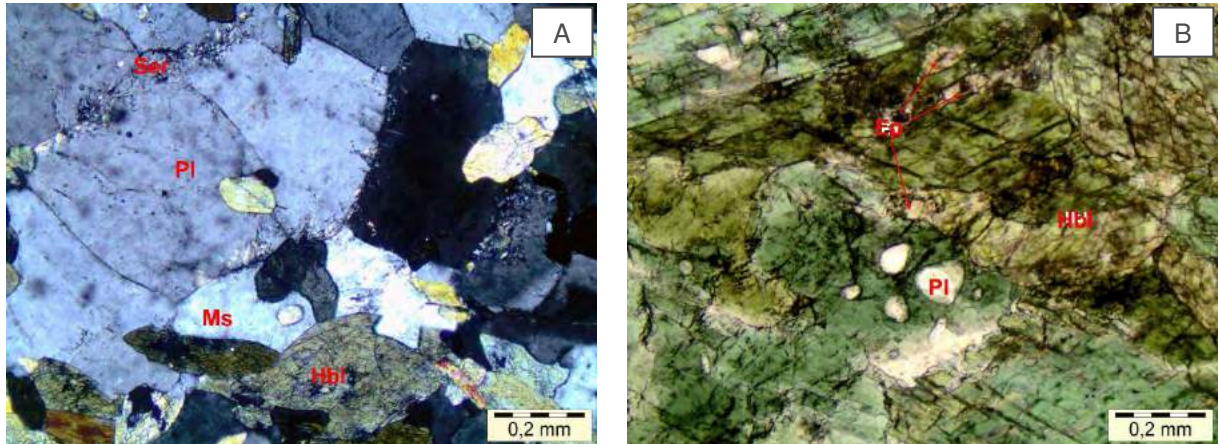
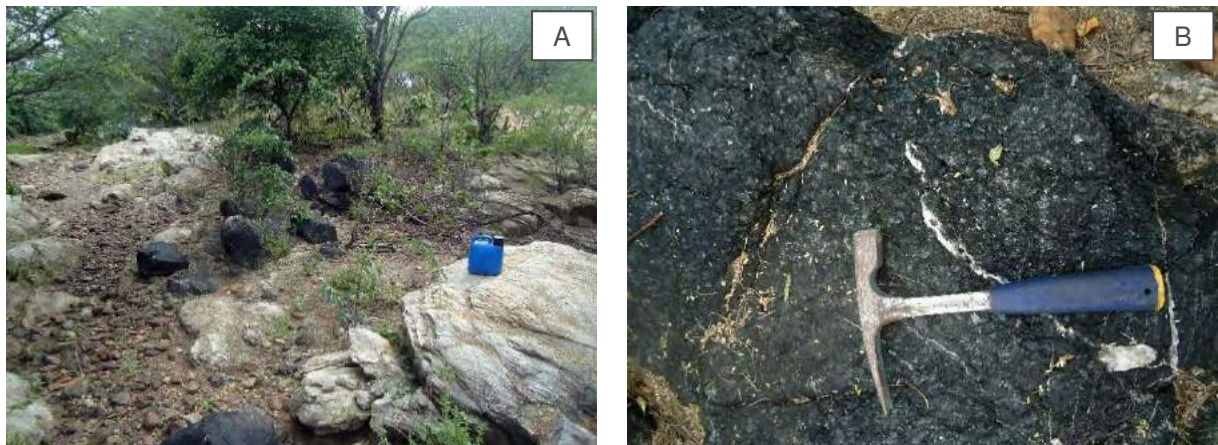


Figura 5.8: A. Sericitização do plagioclásio (nicol cruzado). B. Inclusão de epidoto na hornblenda (nicol cruzado).



O **hornblendito** (Fig. 5.9A), que ocorre em forma de *pods* ou *sheets*, possui dimensões maiores que os anfibolitos e exibem granulação grossa (Fig. 5.9B), entretanto estão em menor quantidade que os corpos anfibolíticos. A assembleia mineralógica é composta por hornblenda, plagioclásio, titanita, clorita, epidoto e biotita e apesar de muito similar a dos anfibolitos, há relevante diferença na porcentagem dos minerais, como a hornblenda que alcança 90-85% nos hornblenditos e 60% nos anfibolitos.

Figura 5.9: A. Forma de ocorrência do litotipo (381373mE; 9387422mN). B. Granulação grossa do hornblenditos (381373mE; 9387422mN).



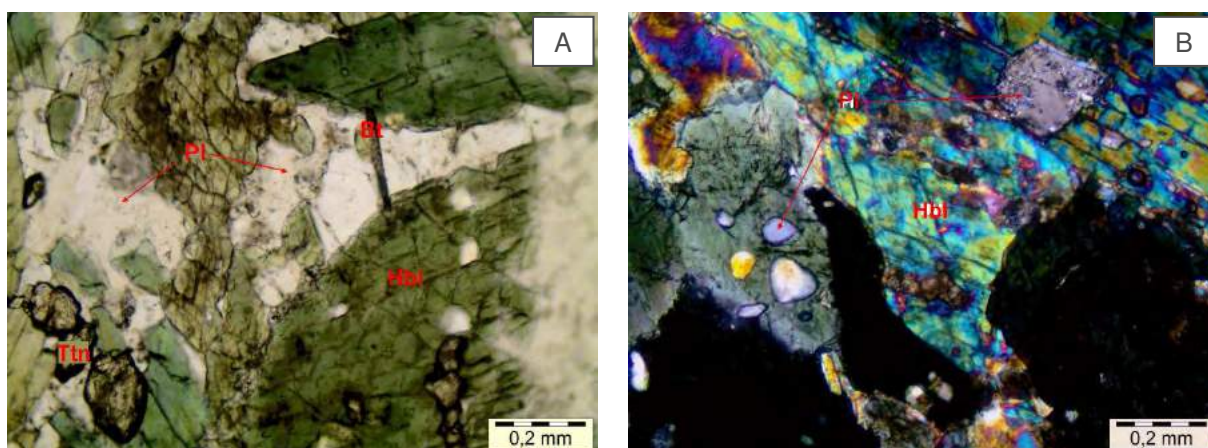
Ao microscópio, o litotipo possui textura decussada, com grãos de hornblenda de até 2,5mm, recortada por veios centimétricos de plagioclásio e epidoto. Os veios não apresentam distribuição ou orientação preferencial nas rochas. A associação mineral é composta essencialmente por hornblenda (90-85%), plagioclásio (10%), titanita (<5%), clorita (<5%), epidoto (<5%) e biotita (<1%).

A hornblenda, de cor verde pálido a escuro, é subdioblástica a xenoblástica, com tendência ao arredondamento quando cortados em sua seção basal e alongados em cortes longitudinais. Exibe tamanho entre 0,5 e 2,5mm (Fig. 5.10A).

O plagioclásio ocorre inter e intragrão. Os cristais inclusos de 0,15 a 0,25mm, normalmente são alterados para mica branca (Fig. 5.10B). Também, exibem geminação polissintética do tipo albita, recristalização em grãos poligonais com baixo grau de alteração.

A titanita é xenoblástica, arredondada a pouco alongada e ocorre envolto ou na borda da hornblenda (Fig. 5.10A). Os grãos são menores que 0,22mm e quando maiores exibem microfraturamentos.

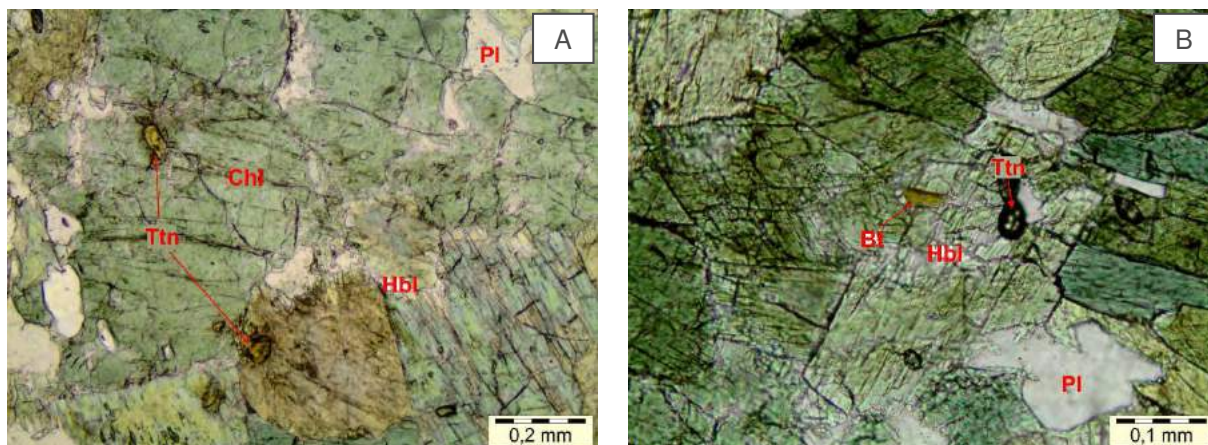
Figura 5.10: A. Cristais subdioblásticos de hornblenda, parcialmente alterados para titanita, envolvidos por plagioclásio (luz natural). B. Detalhe das inclusões de plagioclásio na hornblenda. Notar a forma subarredondada das inclusões, indicando seu envolvimento pela hornblenda em estágio *subsolidus* (nicol cruzado).



O epidoto é hipidioblástico e ocorre como produto de alteração da hornblenda, perceptível pela associação à hornblenda cloritizada (Fig. 5.11A). A apatita ocorre na forma de pequenos grãos idioblásticos e aciculares menores que 0,08mm inclusas em anfibólios cloritizados (Fig. 5.11A). A biotita ocorre em forma de placas lamelares, em grande parte como produto de alteração da hornblenda.

É provável que as rochas desta unidade foram afetadas por fusão parcial, visto a segregação de anfibólio e o desenvolvimento de veios de feldspato, provavelmente mobilizados leucocráticos, nas metamáficas e metaultramáficas. Esse evento de alto grau metamórfico ocorreu com temperatura da ordem de 800°C, pois houve a fusão das rochas máfica-ultramáficas. Posteriormente, um evento hidrotermal ($\pm 350^\circ\text{C}$) teria afetado o conjunto dessas rochas e formando a associação mineral retromórfica.

Figura 5.11. A. Epidoto e apatita incluído no hornblenda (luz natural). B. Biotita neoformada a partir de alteração da hornblenda (luz natural).



5.2 Greenstone Belt Serra das Pipocas

Os *Greenstone Belts* são terrenos metamorfisados desenvolvidos em ambientes de bacias metavulcanossedimentares e crescimento intracrosta, que ocorrem em muitos escudos, cuja idade varia de 3400 a 2300Ma. As rochas vulcânicas variam de ultramáficas komatiíticas, básicas toleíticas e ácidas e intermediárias de natureza cálcio-alcalina (Windley, 1995). Três grandes períodos de formação dos *greenstones belt* são identificados: 3.4 a 3.3Ga; 2.8 a 2.6Ga e 2.3Ga. Do ponto de vista morfológico, os *greenstone belts* apresentam-se em bandas ou faixas alongadas irregulares, às vezes lenticulares, imersos em um mar de rochas graníticas e gnáissica-migmatíticas, localmente cortadas por granitos mais jovens (Windley, 1995).

Na Província Borborema, os primeiros terrenos do tipo granito-*greenstones* reconhecidos estão localizados no terreno arqueano Maciço São José de Campestre, conhecido como *Greenstone Belt Serra Caiada* (Dantas, 2009). No Ceará, a referência sobre a existência de *greenstone* é atribuída a Caby *et al.* (1991). Esses autores associam o Maciço de Troia, como a associação *greenstone* mais completa do Ceará, incluindo ultramáficas ricas em cromo, metagabros, piroxenitos, anfíbolitos, tremolita xistos, talco xistos e metabasaltos com estruturas primárias do tipo *pillow* lava.

Os primeiros registros estratigráficos do **GBSP**, devem-se, entretanto, a um grupo de alunos da Universidade Federal do Ceará, particularmente, Albano & Sousa (2005) que descrevem derrames metaultramáficos na Sequência Serra das Pipocas, interpretados como prováveis komatiitos, de idade paleoproterozoica (Riaciana).

Na sequência, foi possível individualizar quatro conjuntos litológicos, assim representados: i. Rochas metassedimentares; ii. Rochas metaultramáficas; iii. Rochas metamáficas, intermediárias e ácidas; iv- Rochas intrusivas máfica-ultramáficas e graníticas.

5.2.1 Rochas Metassedimentares

As rochas metassedimentares são representadas basicamente por metapelitos e metapsamitos (Fig. 5.12A), com ocasionais intercalações de rochas calcissilicáticas de espessura centimétrica. Distribuem-se basicamente por toda a sequência, com os metapsamitos encontram-se mais próximos às bordas da sequência.

A **unidade metapelítica** apresenta-se em uma faixa de até 12km de comprimento e 1km de largura. A rocha caracteriza-se por xistos de cor cinza, de granulação fina e, por vezes, com porfiroblastos de granada e cianita *sin* ou *tardi*-tectônicos, alguns com microinclusões de granada (Figs. 5.13A, 5.13B, 5.13C). Segundo Albano & Sousa (2005) em regiões próximas à zona de cisalhamento Belém é perceptível cristais de cianita de até 5,00cm, o que colabora para uma zona de alta pressão.

O litotipo possui xistosidade sub-horizontal a vertical, cuja verticalização se dá nas proximidades das zonas de cisalhamentos, com alinhamento marcado pelos minerais micáceos. Localmente, os litotipos exibem-se dobrados (Fig. 5.12B). Também, como assembleia constituinte tem-se quartzo recristalizado e plagioclásio. Em raras oportunidades é perceptível grafita, indicando ambientes de águas calmas, profundas e reduzidas (Fig. 5.13D).

Figura 5.12. A. Intercalação de xistosidade sub-verticalizada de rochas metassedimentares psamo-pelíticas (380107mE; 9397945mN). B. Dobramento em xisto com granada e cianita (380107mE; 9397945mN).

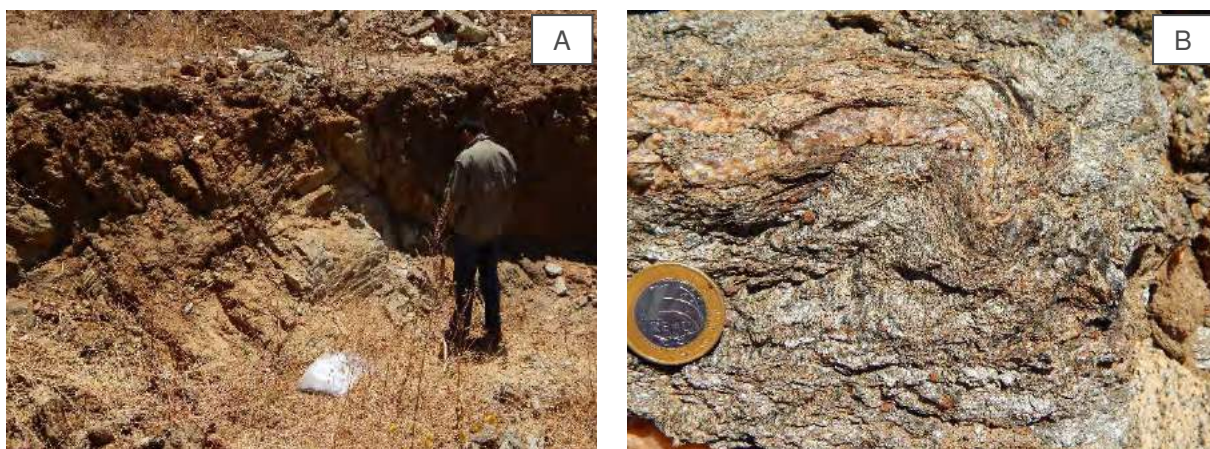
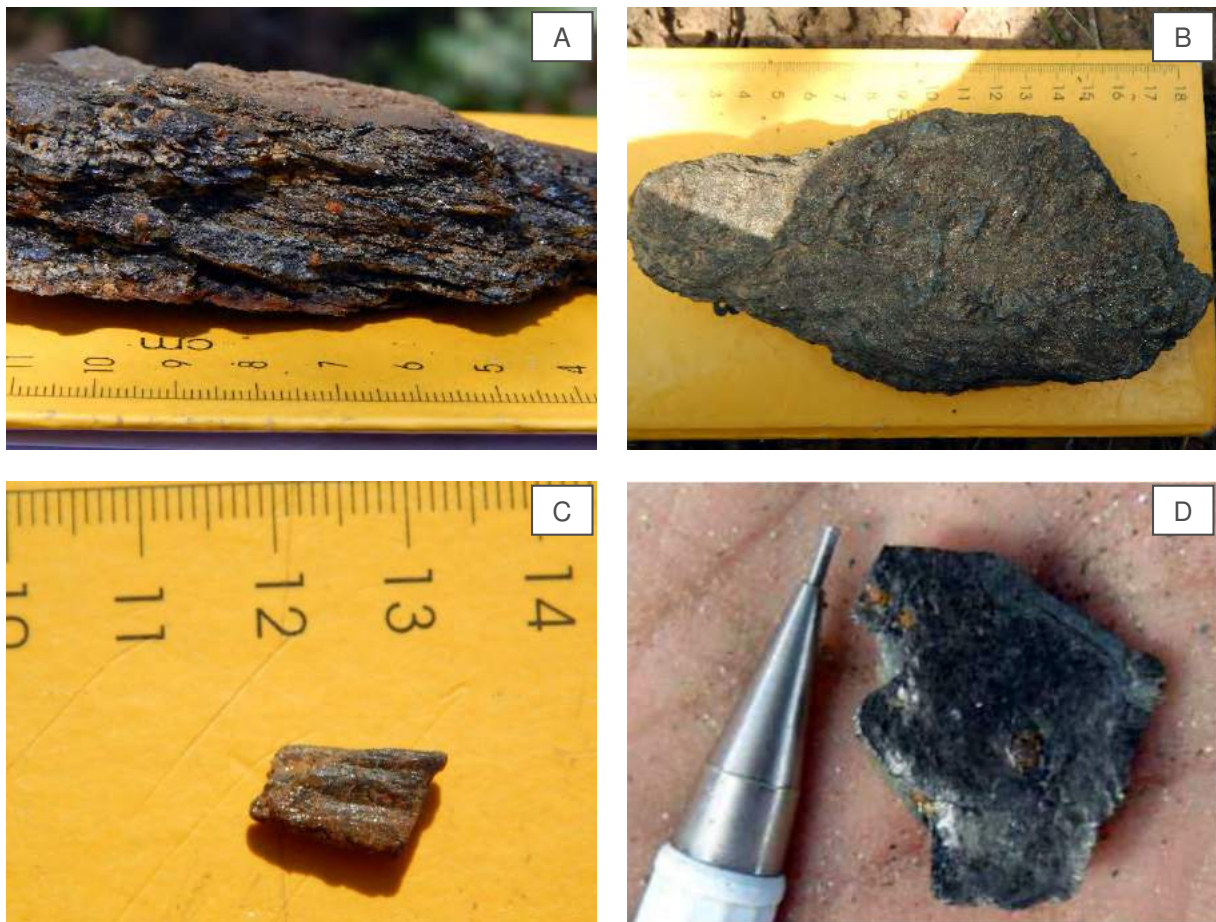


Figura 5.13. A. Xisto com granada parcialmente alterada (380999mE; 9397146mN). B. Cristais de cianita *sin a tardi* tectônico no xisto (380999mE; 9397146mN). C. Detalhe da cianita encontrada em solo (380936mE; 9397253mN). D. Xisto grafitoso com granada (383054mE; 9398729mN).

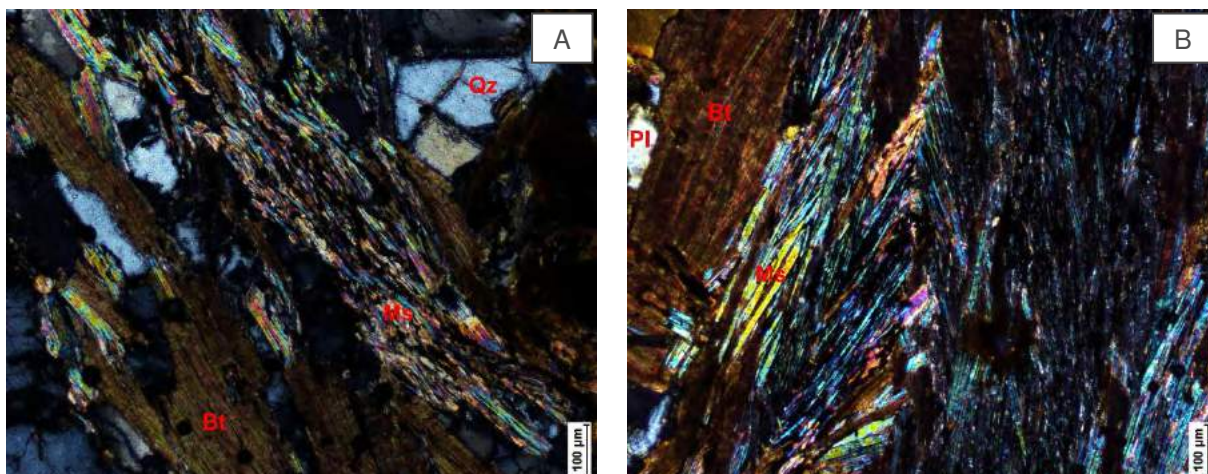


Ao microscópio, os xistos apresentam textura lepidoblástica e assembleia mineral constituída por biotita (30 a 45 %), muscovita (15 a 20 %), quartzo (10 a 15 %), plagioclásio (10 a 15 %), granada (5 a 10 %), cianita (5 a 10 %) e ilmenita (1 a 2%).

A biotita (Figs. 5.14A e 5.14B) é subdioblástica, possui hábito lamelar, pleocroísmo de castanho a marrom, apresenta tamanhos que variam entre 0,5 a 10mm. Algumas lamelas apresentam alteração para muscovita, ocasionadas pela liberação de ferro da biotita, que se acumula no contato entre grãos das muscovitas metamórficas.

A muscovita apresenta-se como palhetas xenoblásticas entre 0,4 a 9mm, com terminações irregulares em contato com a biotita e paralelas o entre si (Figs. 5.14A e 5.14B).

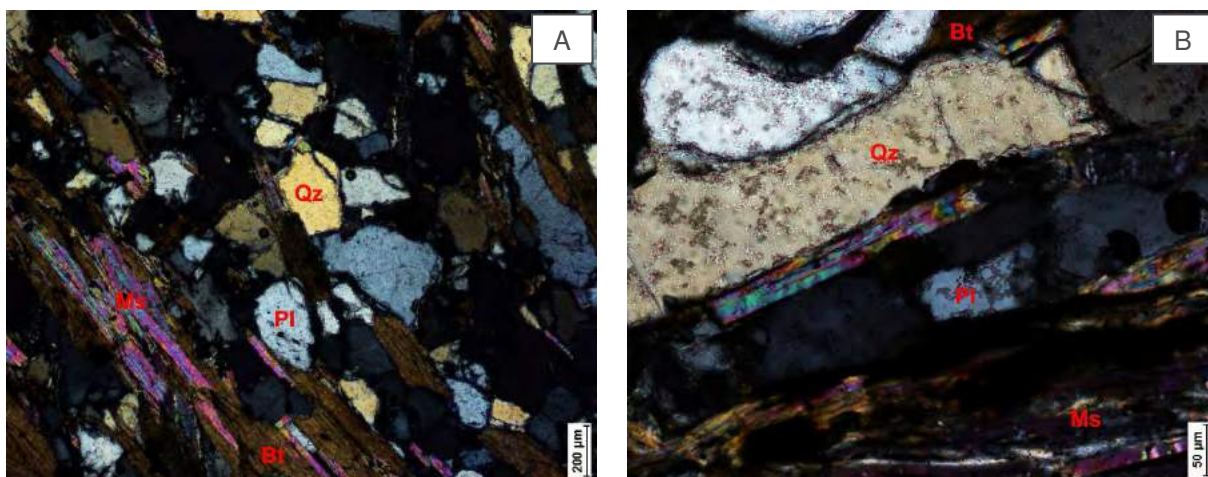
Figura 5.14: A. Sn+1 demarcada pelas micas (nicol cruzado). B. Clivagem de crenulação Sn+2 na muscovita (nicol cruzado).



O quartzo possui grãos xenoblásticos com contornos curvos a irregulares (Figs. 14A e 14B), tamanhos que variam de 0,7 a 6mm e exibem extinção ondulante.

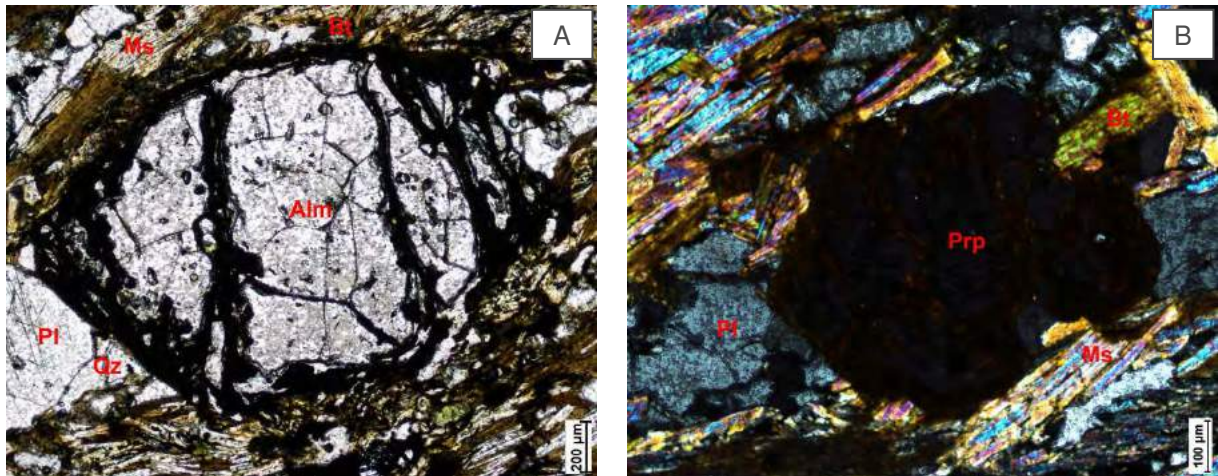
O plagioclásio (Figs. 5.15A e 5.15B) apresenta grãos subdioblásticos a xenoblásticos, com extinção ondulante, geminação deformada e tamanhos entre 3 e 5mm. Alguns grãos fraturados refletem uma deformação de natureza rúptil.

Figura 5.15: A. Quartzo orientado segundo o plano de foliação (nicol cruzado). B. Cristais estirados ao longo da foliação (nicol cruzado).



As granadas, identificadas a partir de análise de química mineral em microsonda, são almandina (pré a *sin* a fase principal da deformação - Sn+2) e mg-granada, que se apresentam como porfiroblastos idioblásticos e xenoblásticos, com 1,6mm (almandina) (Fig. 5.16A) e 0,6mm (mg-granada) (Fig. 5.16B).

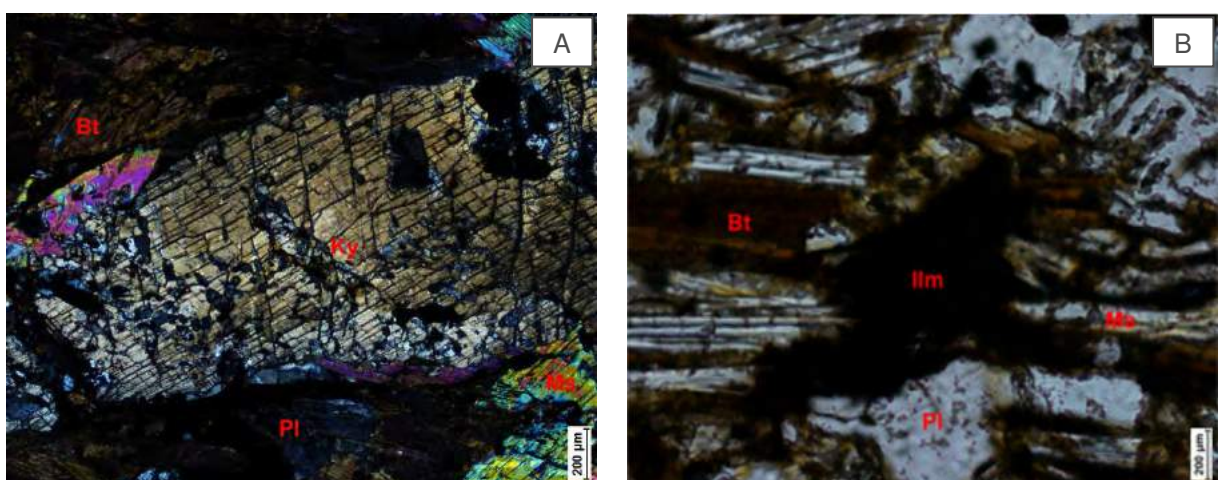
Figura 5.16: A. Almandina *pré a sin* a fase principal da deformaço-Sn+2 (luz natural). B. Detalhe Mg-granada (nicol cruzado).



A cianita (Fig. 5.17A) ocorre como porfiroblastos de formato subdioblástico a idioblástico de 1 a 2,5mm. Apresenta-se orientada segundo o plano de foliação principal (*sin*-tectônica), embora tenha outros cristais que se desenvolvem discordantes (*tardi*-tectônica) (Fig.5.13B).

A apatita tem forma idioblástica, com contornos retos e tamanhos inferiores a 0,2mm. Os zircões inclusos nos cristais de biotitas são responsáveis por um processo de metamictização das mesmas. O opaco representante é a ilmenita, que se apresenta como cristais xenoblásticos, com tamanhos que variam entre 0,1 e 0,4mm (Fig. 5.17B).

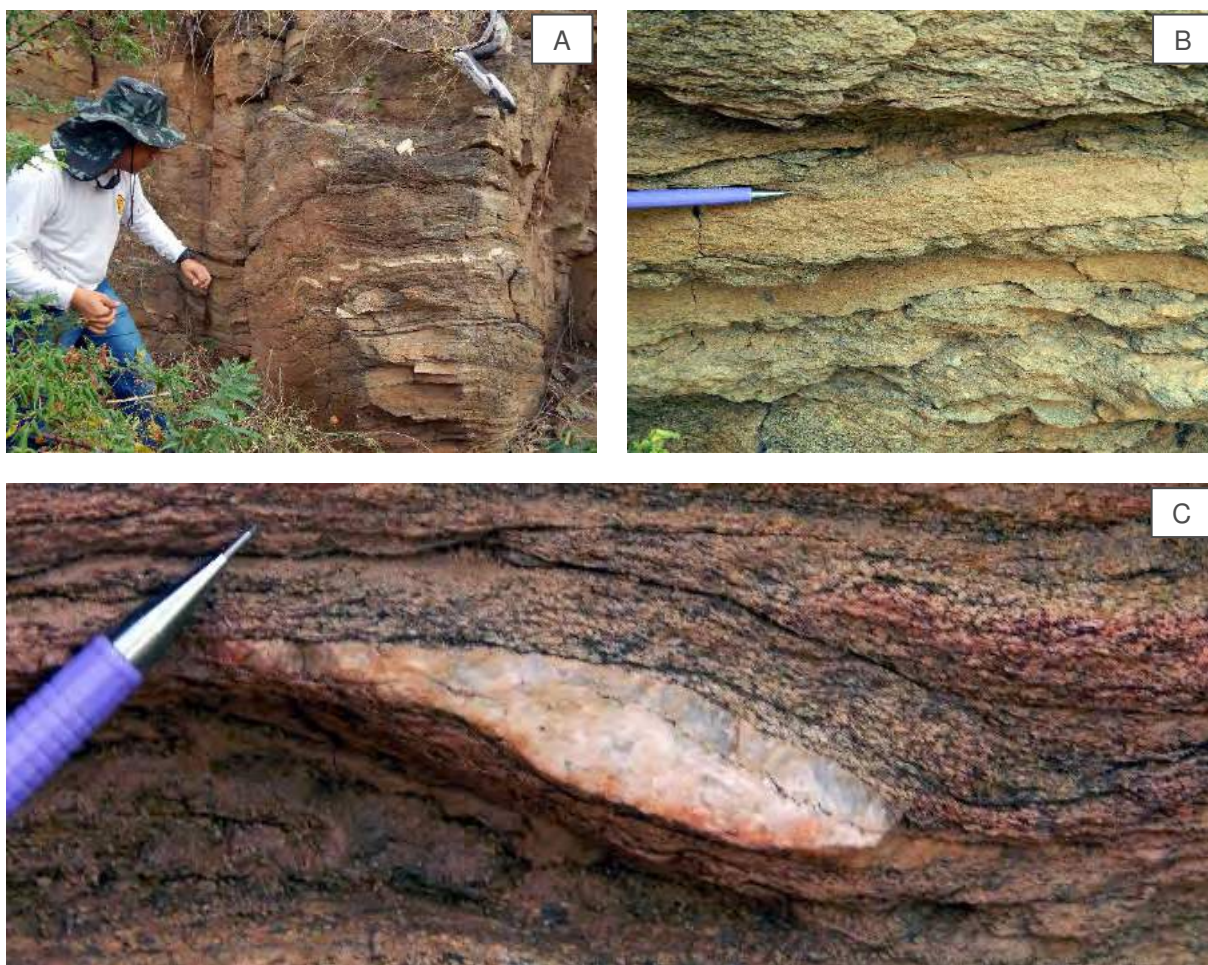
Figura 5.17: A. Porfiroblastos de cianita (*sin*-tectônico) orientado ao longo do plano de foliação principal (nicol cruzado). B. Opaco associado às lamelas de biotita (luz natural).



A **unidade metapsamítica**, representada por gnaisses feldspáticos, derivados provavelmente de meta-arcósios, apresenta coloração vermelho acinzentado e granulação fina a média, sendo encontrada em cortes de estrada, *in situ* ou blocos soltos (Fig. 5.18A).

Intercalado aos metapelitos, o litotipo apresenta dimensões métricas a decamétricas. Localmente, observa-se ainda intercalação das fácies metapsamo-pelíticas exibem uma estrutura $S_0//S_n$ preservada (Fig. 5.18B), sendo afetada por uma foliação S_{n+1} . Quando em locais mais deformados, tem-se alguns marcadores de deformacionais indicando uma cinemática sinistral, além de dobras e *boudins* (Figs. 5.18C).

Figura 5.18: A. Veio de quartzo boudinado e transposto junto ao gnaiss feldspático (375040mE; 9398913mN). B. Detalhe da intercalação das rochas metassedimentares, exibindo ainda uma estrutura $S_0//S_n$ preservada, sendo afetada por uma foliação S_{n+1} . (375040mE; 9398913mN). C. Sigmoide sinistral ressaltando a movimentação regional do cavalgamento (375040mE; 9398913mN).

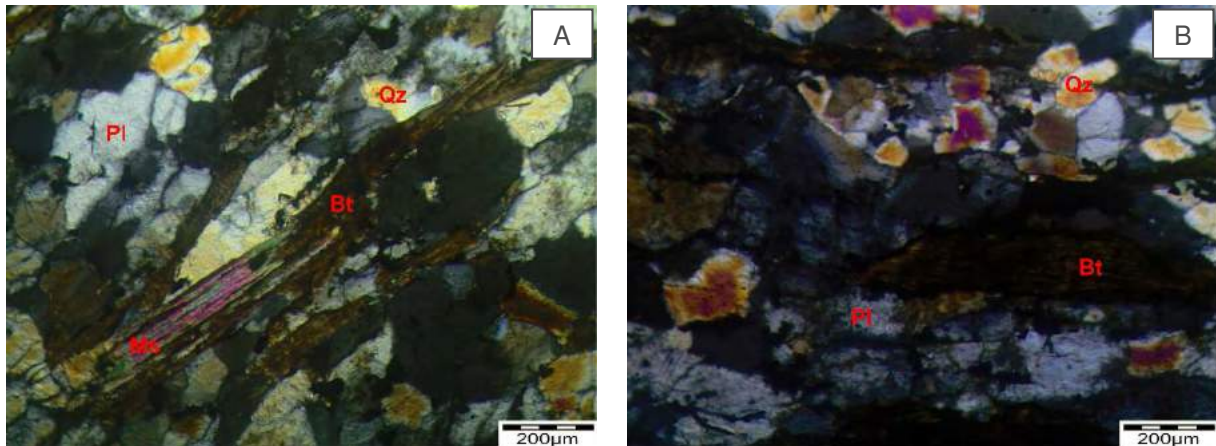


Ao microscópio, exibe uma associação mineral constituída por quartzo (35 a 40 %), plagioclásio (25 a 30 %), biotita (15 a 20%), muscovita (5 a 10 %), apatita (1 a 5%), opaco (1 a 5%), com bandamento composicional perceptível (Fig. 5.19A) e exibe textura granolepidoblástica.

O quartzo e plagioclásio (Fig. 5.19B) são xenoblásticos e exibem extinção ondulante, granulação fina, com tamanho que varia de 0,2 a 0,5mm e apresentam formas arredondadas a alongadas. Em geral, mostram contatos sinuosos, e mesmo granulação poligonal

em que formam ângulos de 120°, característico de processos de recristalização entre grãos de quartzo e contatos retos em contato com a biotita. A principal diferenciação entre esses dois minerais foi através da figura de interferência.

Figura 5.19: A. Cristais de quartzo e plagioclásio em bandamento composicional com biotita e muscovita (nicol cruzado). B. Contato entre os grãos (nicol cruzado).

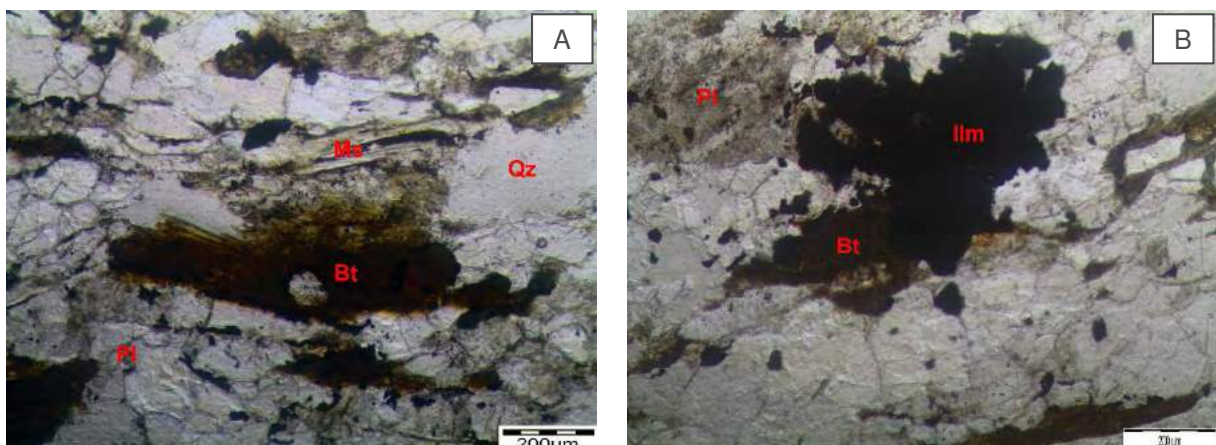


A biotita apresenta cor marrom, hábito lamelar, com tamanho que varia de 0,20 a 0,8mm e exibe contatos retos e serrilhados no final das lamelas. Encontra-se parcialmente alterada para muscovita (Fig. 5.20A).

A muscovita é incolor, ocorre em lamelas, com 0,2 a 0,7mm de comprimento (Fig. 5.20A). O contato inter e intragrãos é do tipo reto a pouco serrilhado.

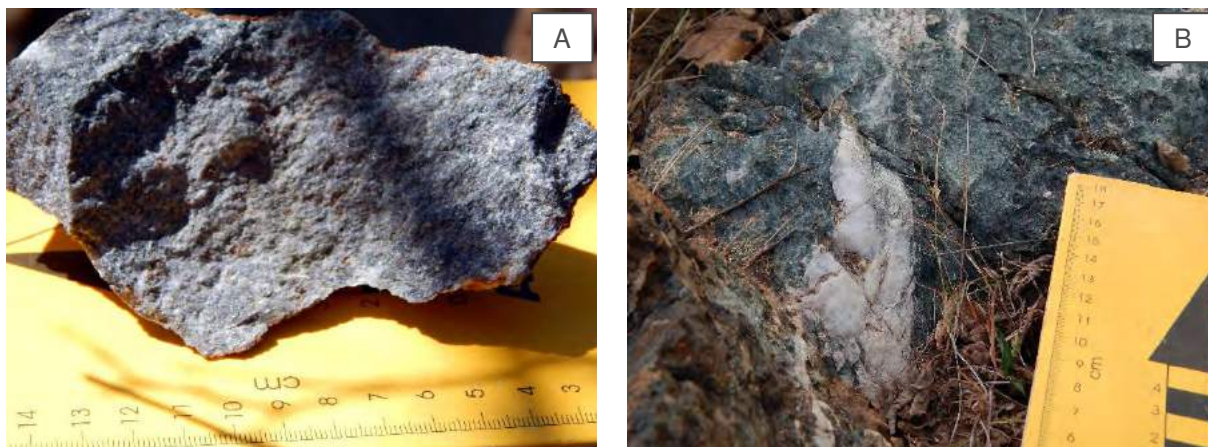
A apatita é representada por grãos pequenos inclusos no quartzo e plagioclásio. Os cristais são xenoblásticos e arredondados, menores que 0,2mm. A ilmenita apresenta-se como cristais xenoblásticos, com tamanhos que variam entre 0,2 e 0,6mm, associado à biotita (Fig. 5.20B).

Figura 5.20: A. Biotita em contato com os grãos, com alteração na borda gerando muscovita (luz natural). B. Cristal xenoblástico de Ilmenita (luz natural).



As rochas **calcissilicáticas** são encontradas em nódulos ou afloram em contato a cobertura metassedimentar psamo-pelítica e anfibolitos da sequência, em forma de corpos lenticulares métricos (Figs. 5.21A e 5.21B). A assembleia mineralógica é constituída por diopsídio (40 a 45%), quartzo (25 a 30%), epidoto (20 a 25%), anfibólio (10 a 5%), plagioclásio (5%), carbonatos (2%), titanita (1%) e opacos (1%). A seção apresenta textura granoblástica inequigranular.

Figura 5.21: A. Nódulo de calcissilicática (380770mE; 9397295mN). B. Bloco solto rocha carbonatada (384498mE; 9398857mN).



O diopsídio (Figs. 5.22 e 5.23C) é xenoblástico, com tamanhos entre 0,25 e 0,75mm, contatos côncavo-convexos, com grau de faturamento interno baixo ou nulo. Exibe pleocroísmo de cor verde claro a verde-acastanhado.

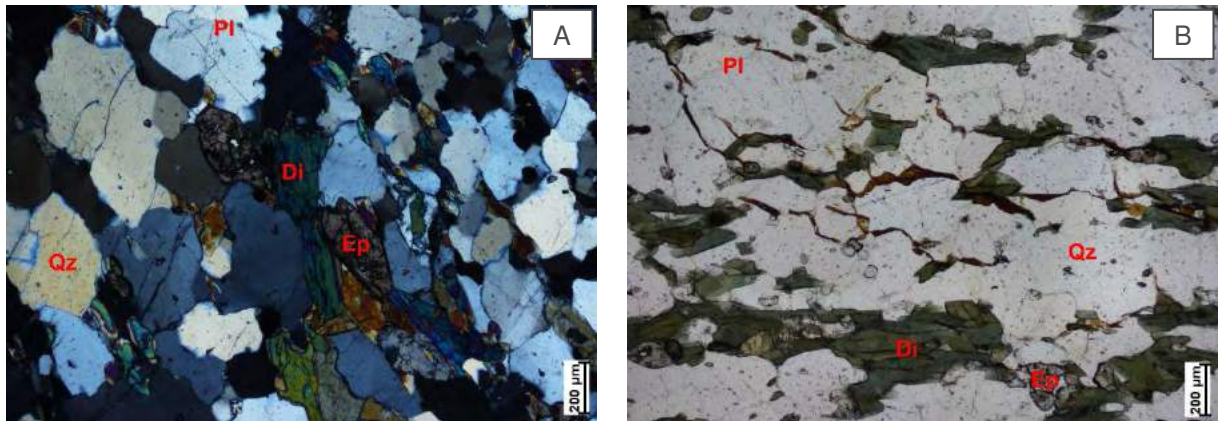
Os grãos de quartzo (Figs. 5.22 e 5.23) têm forma xenoblástica com tamanho variando de 0,3 a 4mm apresentando extinção ondulante e recristalização em sub-grãos.

O epidoto (Figs. 5.22 e 5.23) também possui contornos xenoblásticos, raramente hipidioblástico, de tamanho entre 0,5 e 1mm. A zoisita de tonalidade azulada, ocorre normalmente como cristais subdioblásticos com o tamanho variando de 0,1 a 0,8mm.

O anfibólio, de cor verde pálido a verde claro ou escuro, se apresenta de forma subdioblástica, com tamanho entre 0,3 e 2mm.

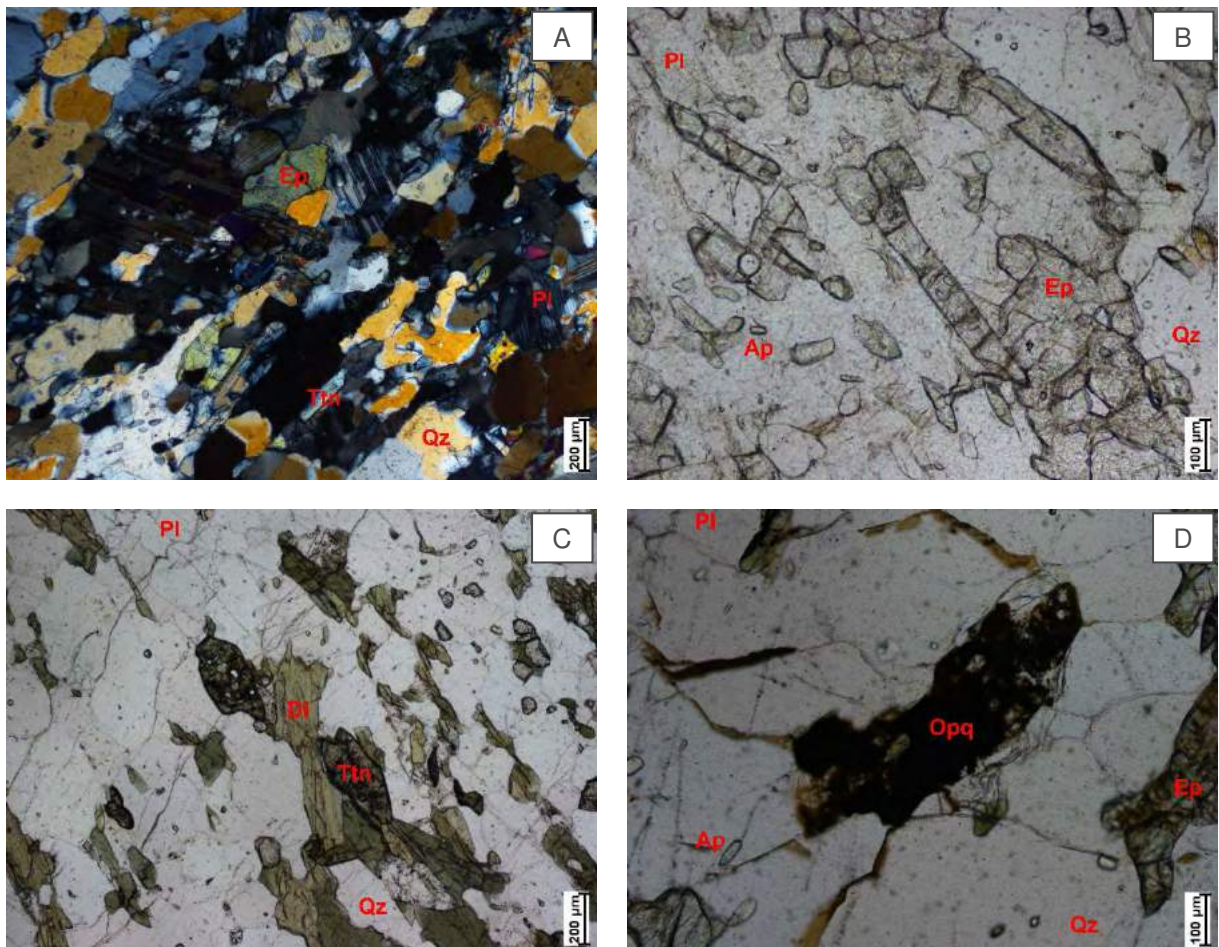
O plagioclásio (Figs. 5.22 e 5.23) é xenoblástico, exibe geminação polissintética, segundo a lei da albita, apresentando tamanho variando de 0,1 a 2,2mm.

Figura 5.22: A. Textura granoblástica inequigranular da calcissilicática (nicol cruzado). B. Orientação perceptível pelos cristais de diopsídio (luz natural).



A titanita (Figs. 5.23B e 5.23C) é idioblástica e tem tamanho variando de 0,1 a 0,7mm. A apatita e o zircão têm forma idioblástica com tamanho variando 0,1 a 0,3mm e <1mm, respectivamente e os minerais opacos, que são também xenoblásticos, tem tamanho entre 0,1 e 1,3mm (Figs. 5.23B e 5.23D).

Figura 5.23: A. Associação mineralógica do litotipo, com plagioclásios geminados ou não (nicol cruzado). B. Cristais idioblásticos de titanita (luz natural). C. Detalhe dos grãos de epidoto, diopsídio e titanita (luz natural). D. Apatita e opaco como acessórios da rocha (luz natural).



5.2.2 Rochas Metavulcânicas

As associações metavulcânicas que ocorrem no **GBSP** compreendem um pacote de rochas metaultramáficas (xistos magnesianos), máficas (anfíbolitos finos maciços e estratificados, derivados provavelmente de lavas e tufos básicos, respectivamente), meta-ácidas (metadacitos a metarriolitos) e diques subvulcânicos básicos, agrupadas em três unidades.

A **Unidade Metaultramáfica** é representada por clorita-antofilita-actinolita xistos, clorita-antofilita-tremolita xistos, maciços e/ou estratificados, com alguns corpos apresentando intercalações de metatufos básicos, o que indica que as rochas ultramáficas tratam-se de derrames metamorfisados. Apresenta espessura variada e ocorre na forma de lentes de maneira descontínua na borda oeste da sequência, se estendendo por cerca de 20km. Isso é bem caracterizado em um dos perfis de estrada na Serra das Pipocas, em que se tem duas faixas ultramáficas, de aspecto estratificado, com espessura da ordem de 30m, separadas entre si, por delgadas camadas de metatufos básicos e/ou metaexalitos com granada e turmalina (Fig. 5.24). Essa associação litológica se sobrepõe ou se intercala a metavulcânicas ácidas e metassedimentares psamo-pelíticas.

O **antofilita-clorita-actinolita/tremolita xisto** apresenta-se como corpos intercalados com uma faixa de dimensão de 6km de comprimento e 1km de largura. O litotipo é verde acinzentado, muito fino a fino, com ou sem bandamento (Fig. 5.25A). Em amostra de mão e seções delgadas exhibe forte cloritização que demonstra que o litotipo passou por pronunciados processos de transformações metamórficas e/ou hidrotermais (Fig. 5.25B). Em alguns blocos, as rochas visualizadas são recortadas por fraturas secundárias preenchidas por uma fina massa de clorita e tremolita, com aparentes feições aciculares simétricos de tremolita (Fig. 5.25C).

Figura 5.24: Afloramento em corte de estrada de um dos derrames metaultramáficos intercalado a metatufos básicos e/ou metaexalitos com granada e turmalina (375738mE; 9398514mN).



Figura 5.25: A. Visualização dos derrames metalultramáficos (375738mE; 9398514mN). B. Detalhe do litotipo cloritizado (375738mE; 9398514mN). C. Fratura preenchidas por uma fina massa de clorita e tremolita, com aparentes feições aciculares simétricas de tremolita no litotipo metalultramáfico (375738mE; 9398514mN).



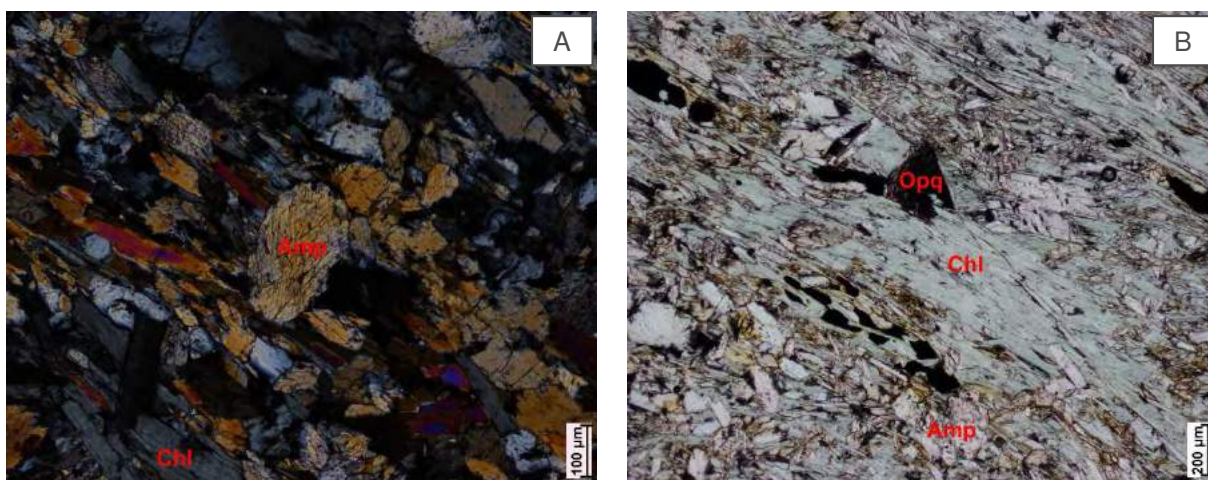
Ao microscópio, os litotipos exibem textura nematoblástica, com assembleia mineral composta por actinolita/tremolita (70 a 75%), clorita (15 a 20%), antofilita (10 a 15%). São observados ilmenita (1 a 5%), rutilo (1 a 5%), apatita (1 a 5%) e magnetita cromífera (1 a 3%), como minerais acessórios.

Os anfibólios, por química mineral, são do tipo clinofanfíbólios (actinolita, actinolita hornblenda e mg-hornblenda) e ortoanfíbólios (antofilita). A série actinolita/tremolita (Fig. 5.26A), apresenta pleocroísmo de marrom esverdeado a verde pálido ou incolor, são cristais xenoblásticos a subdioblásticos, de hábito alongado, contatos retos a côncavo-convexos, de tamanhos que variam entre 0,2 a 1mm. Também, há cristais idioblásticos preservados, interpretados como cristais de clinopiroxênio reliquiares substituídos por actinolita/tremolita,

que medem de 0,3 a 0,8mm. A antofilita encontra-se em cristais subdioblásticos, de até 1mm (Fig. 5.26B). A ausência de Ca na estrutura do litotipo pode gerar a antofilita na fase final do metamorfismo.

A clorita apresenta hábito lamelar, contatos retos, com placas que variam entre 0,15 a 0,5mm. As micas são pouco pleocroicas (incolores a verde claro), com cor de interferência verde-acinzentada (Fig. 5.27A).

Figura 5.26: A. Actinolita xenoblástica a subdioblástica, com cristal reliquiar idioblástico (nicol cruzado). B. Foliação S_n+2 demarcada pela clorita e minerais opacos orientados (luz natural).

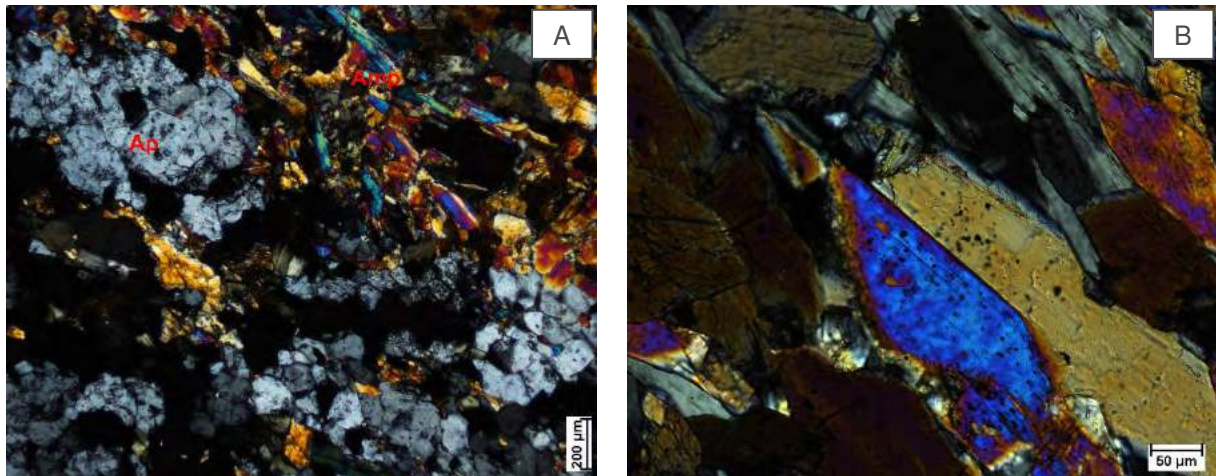


A ilmenita é menor que 0,1mm, alongada segundo a foliação, alguns dos quais microboudinados, distribuídos entre os minerais da assembleia ou inseridos na clivagem da clorita (Fig. 5.27A).

A apatita é subdioblástica a xenoblástica e, por vezes, apresenta-se arredondados com aproximadamente 0,2 a 0,4mm de diâmetro, contornando os cristais de anfibólio (Fig. 5.27B). A forma e o contato com os anfibólios denotam similaridade com veio, sendo descartada a gênese das apatitas advindas de manto primitivo.

A magnetita cromífera ocorre como opaco no litotipo, de hábito arredondado a subarredondado e granulometria uniforme, com ocorrência de pequenos cristais. O surgimento dos grãos observados petrograficamente e por química mineral é um bom indicador da natureza ultramáfica do litotipo.

Figura 5.27: A. Veio de apatita concordante com a orientação da actinolita (nicol cruzado). B. Pequenos cristais opacos arredondados de magnetita cromífera dentro do anfibólio (nicol cruzado).



A **Unidade Meta-ácida** é visualizada em lajedos (Fig. 5.28A) e blocos soltos, localizando-se preferencialmente próximas às bordas e centro da sequência. Os corpos lenticulares exibem-se com tamanhos que variam entre 5km de comprimento a 500m de largura. É representada por metadacitos e/ou metarriodacitos. Em uma boa exposição dessa associação litológica, que se encontra no leito de um açude seco, tem-se camadas de metarriodacitos, maciças, de espessura centimétrica (~40cm), intercaladas com finas camadas de rochas básicas anfibolitizadas e ácidas gnaissificadas, e de rocha ultramáfica parcialmente alterada para flogopita e/ou vermiculita. As camadas de metarriodacitos, maciças são interpretadas como lavas enquanto as camadas finas de rochas básicas anfibolitizadas e ácidas gnaissificadas, como metatufos básicos e ácidos, respectivamente.

O conjunto exibe uma foliação sub-horizontalizada, e levemente dobrada, com dobras abertas e planos inclinados (Fig. 5.28B). Essa associação litológica, característica de magmatismo bimodal, mostra que as manifestações máfica/ultramáficas e ácidas (Figs. 5.28C e 5.28D) ocorreram concomitantemente, provavelmente, em um ambiente extensional, similar a rifte. Adicionalmente, nesta mesma exposição, tem-se um dique de rocha ultrabásica (Fig.5.28E), com espessura da ordem de 30cm e comprimento em torno de 50m, recortando toda a associação litológica supracitada, mas exibindo também os mesmos traços da deformação que afetou as rochas hospedeiras.

Figura 5.18: A. Lajedo de metarriodacito sub-horizontalizado em leito de açude (375738mE; 9398515mN). B. Detalhe do litotipo de tonalidade cinza e maciço (375738mE; 9398515mN). C. Intercalação do litotipo com finas camadas de rochas básicas anfibolitizadas, ácidas gnaissificadas e de rocha ultramáfica (375738mE; 9398515mN). D. Detalhe da intercalação com veios de quartzo concordantes (375738mE; 9398515mN). E. Metarriodacito recortado por dique metabásico (375738mE; 9398515mN).



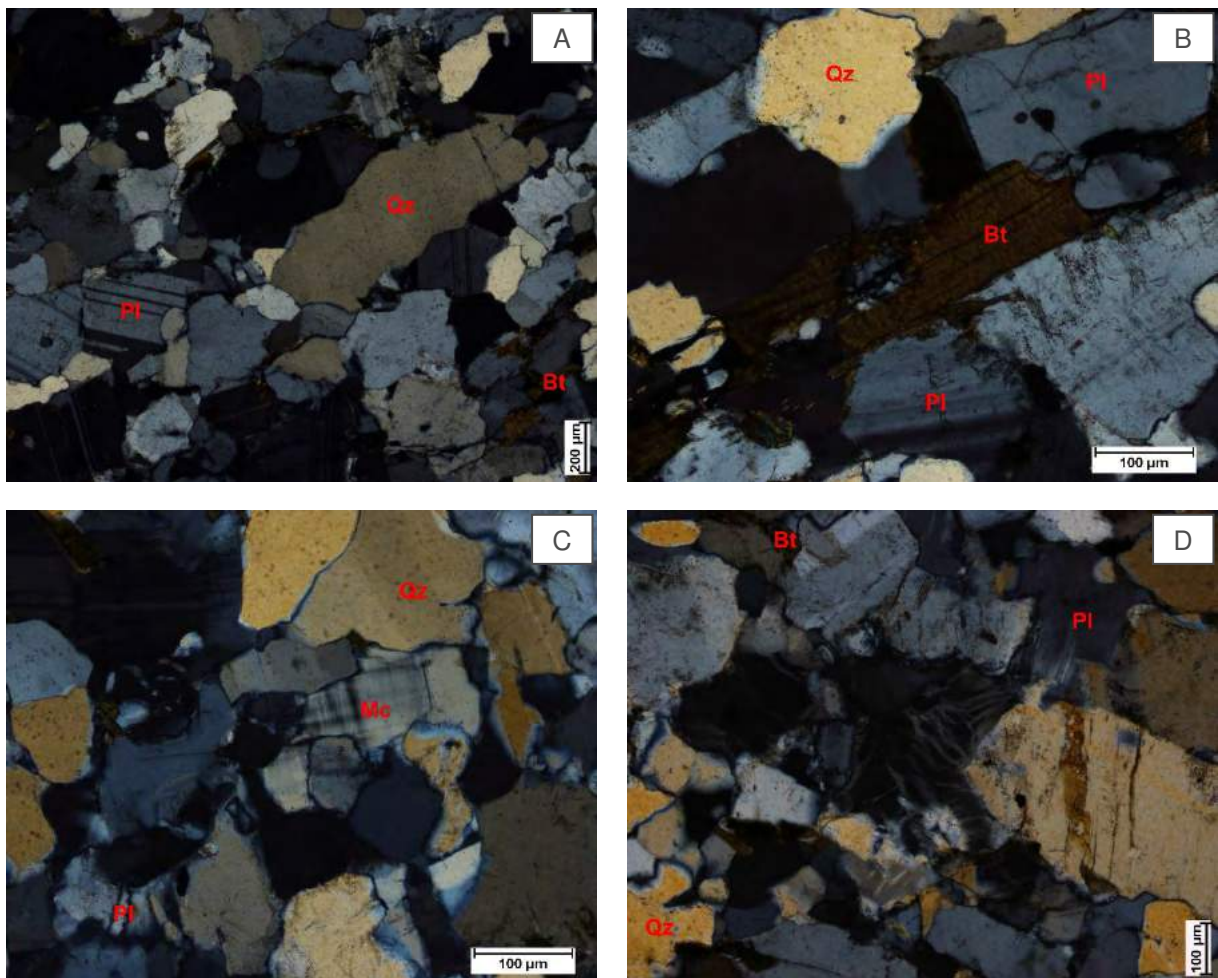
Os metarriodacitos apresentam, ao microscópio, uma associação mineral composta por plagioclásio (50 a 55%), quartzo (35%), biotita (5%), feldspato potássico (0 a 5%), epidoto (1%), zircão (1%) e apatita (1%).

O plagioclásio, em geral, subdioblástico, apresenta a geminação polissintética (segundo a lei da albita) bem definida, com cristais com tamanho entre 0,54 e 0,14mm (Figs. 5.29A e 5.29B). O feldspato potássico é a microclina (Fig. 5.29C) que exibe ou não sua

geminção em xadrez característica. Entretanto, alguns cristais mostram pertitas com estrutura em chamas (Fig. 5.29D). A presença do K-feldspato na rocha é explicada pelos processos hidrotermais que passaram os litotipos do **GBSP**, com alterações potássicas associadas.

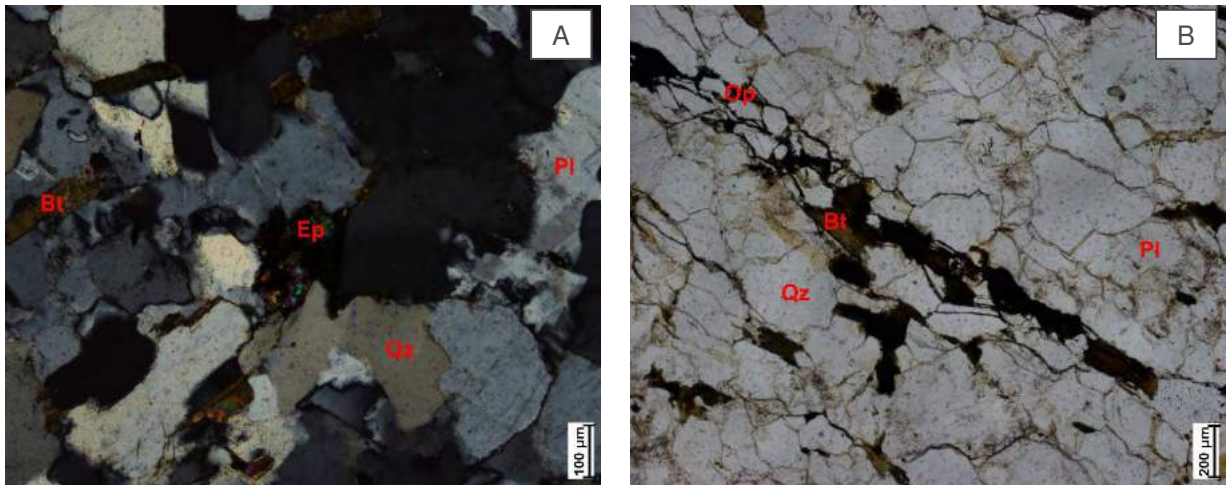
O quartzo está em cristais alongados, xenoblásticos de tamanhos que variam de 0,95mm a 0,08mm (Fig. 5.29A). Encontra-se normalmente recristalizado, exibindo granulação poligonal ou junções triplíceis. Também, pode apresentar inclusões de apatita.

Figura 5.29: A. Quartzo xenoblástico alongado (nicol cruzado). B. Plagioclásio com e sem geminação (nicol cruzado). C. Detalhe da microclina (nicol cruzado). D. Detalhe do k-feldspato com pertitas em chama (nicol cruzado).



A biotita encontra-se em pequenas lamelas, no contato entre grãos de plagioclásio (Figs. 5.29B e 5.30B). Por vezes, altera para epidoto e hidróxidos de ferro e/ou titânio ao longo de planos de clivagens (Figs. 5.30A e 5.30B). As dimensões variam de 0,07 a 0,54mm, com pleocroísmo de castanho a marrom escuro. Em geral, mostram-se orientadas, sublinhando a foliação.

Figura 5.30: A. Epidoto secundário gerado da alteração da biotita (nicol cruzado). B. Biotita fortemente orientada e alterada para hidróxidos de ferro e titânio (luz natural).



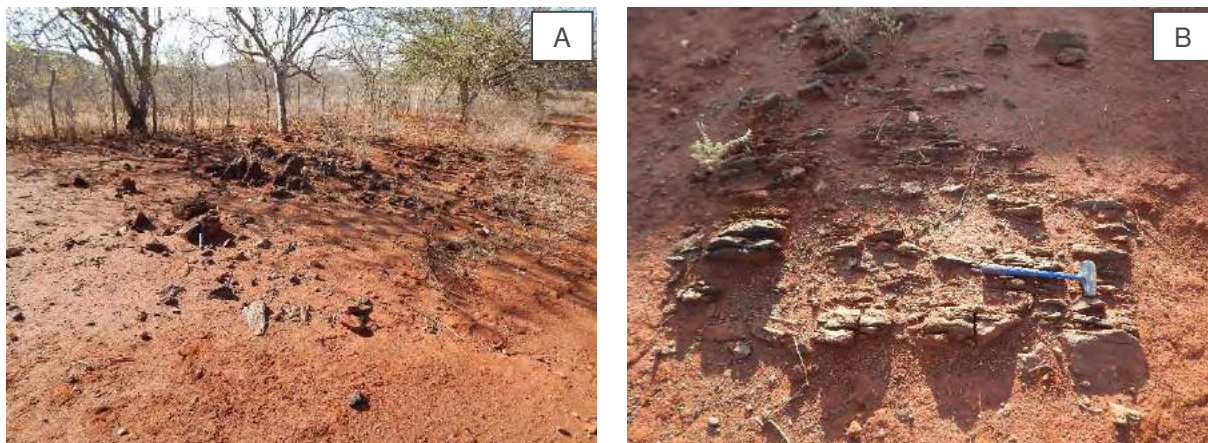
A **Unidade Metamáfica**, com extensão e largura maior que das rochas metaultramáficas, estende-se por cerca de 30km ao longo de direção NE-SW, e largura entre 500m a 1km. São representadas principalmente por anfibolitos granadíferos ou não, maciços e/ou estratificados, associados ou não a metatufos básicos, metacherts, e formações ferríferas bandadas, concentrando-se predominantemente, na porção intermediária da sequência. Entretanto, pode ser encontrada também na borda leste, particularmente, sob forma de metatufos básicos anfibolitizados.

As suas melhores exposições estão localizadas em uma pequena drenagem intermitente, localizada na porção central da sequência (Fig. 5.31). O anfibolito ocorre sob forma de lajedos maciços ou em blocos, cuja alteração gera um solo marrom rico em argilominerais, exibindo uma foliação de baixo ângulo, e quando afetado pela zona de cisalhamento Belém, adquire uma foliação de alto ângulo (Figs. 5.32 e 5.32A).

Figura 5.31: A. Lajedo do metabasaltos em rede de drenagem com baixo ângulo, com porções granadíferas ou não (377599mE; 9395337mN).



Figura 5.32: A. Anfibolito e solo típico constituído por argilominerais (377599mE; 9395337mN). B. Granada anfibolito de foliação verticalizada associado a zona de cisalhamento Belém (377599mE; 9395337mN).



Macroscopicamente, os anfibolitos possuem tonalidade preta, granulação fina a média, estrutura bandada, o que pode ser interpretados como oriundo de derrames básicos. São constituídos por anfíbólio, plagioclásio e apresenta granada em algumas porções. Veios de quartzo deformados são perceptíveis ao longo dos afloramentos (Fig. 5.33).

Figura 5.33: Veio de quartzo deformado associado aos derrames metabásicos.

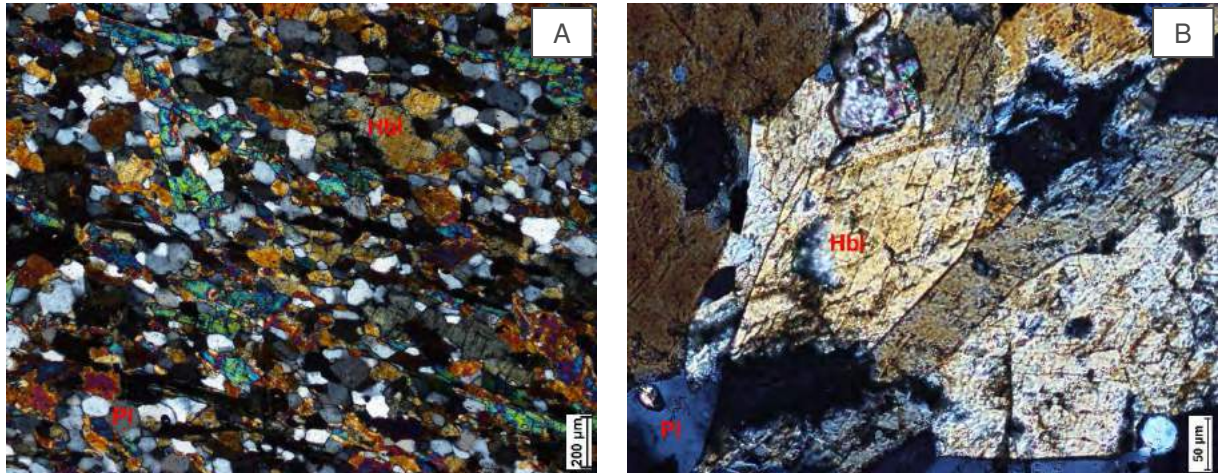


Ao microscópio, apresentam uma assembleia mineralógica composta por hornblenda (55 a 65%), plagioclásio (30 a 40%), granada (0 a 5%), titanita (1%), ilmenita (1%), apatita (1%), epidoto (0 a 1%) e calcita secundária (0 a 1%). Apresenta textura nematoblástica a granonematoblástica (Fig. 5.34A) com ou sem porfiroblastos de granada.

A hornblenda apresenta pleocroísmo de verde claro a verde oliva, é idioblástica a subdioblástica (Figs. 5.34A e 5.34B) com dimensões que variam entre 0,3 e 0,6mm. Mostra-se com hábito prismático e alguns cristais encontram-se parcialmente alterados para biotita.

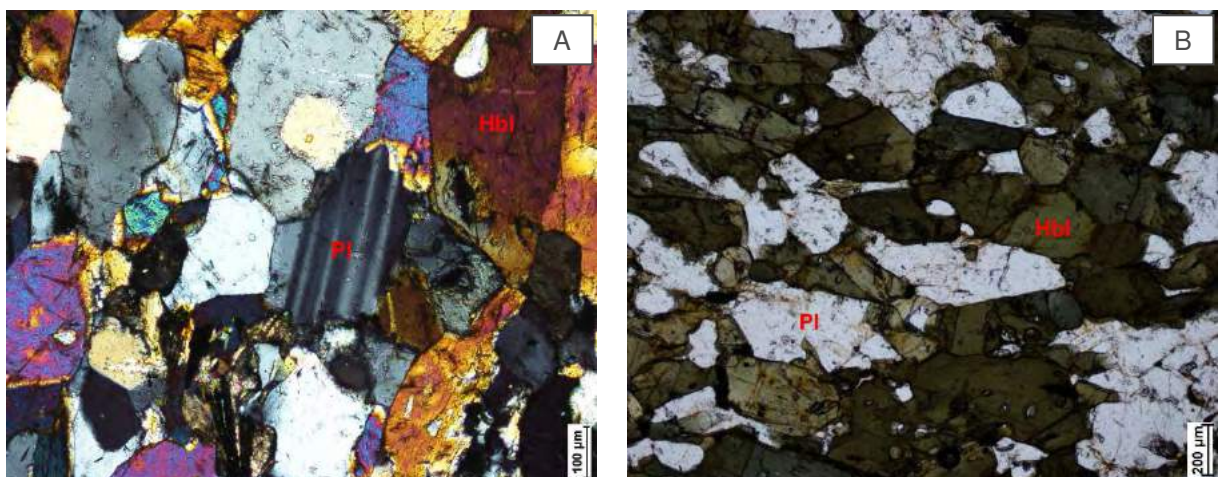
Possuem contato reto com os demais cristais. Exibe inclusões de plagioclásio, o que indica que foram englobados durante o metamorfismo e recristalização dos anfíbólios.

Figura 5.34: A. Textura granonematoblástica do anfibolito (nicol cruzado). B. Seções basais da hornblenda (nicol cruzado).



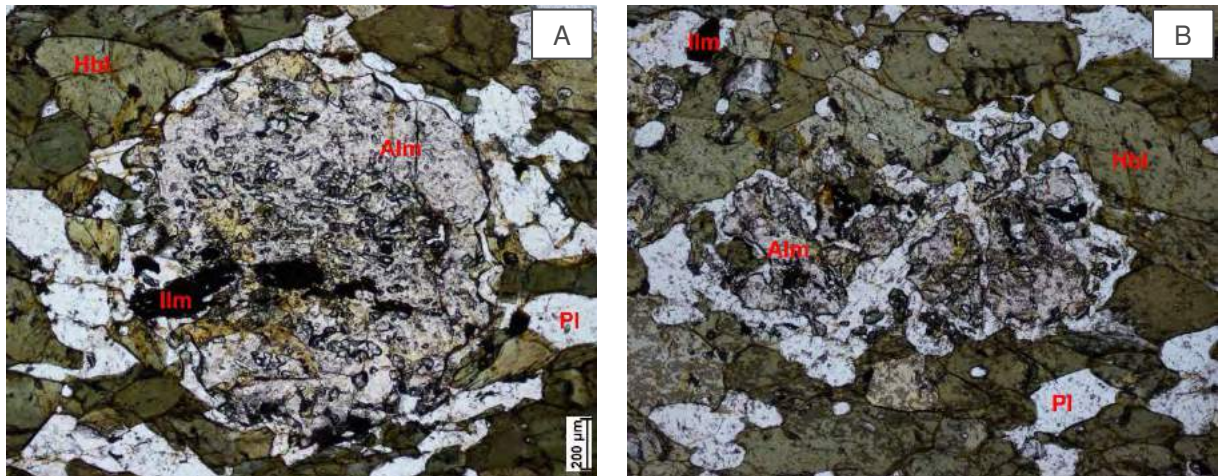
O plagioclásio é subdioblástico e varia entre 0,4 e 0,6mm. Pode apresentar ou não geminação polissintética (Fig. 5.35A) e, por vezes, encontra-se inclusos nos cristais de hornblenda. Pode ocorrer também em concentração, resultado de segregação metamórfica. Nesse caso, o anfibolito exhibe normalmente domínios com textura granonematoblástica ou mesmo granoblástica (Fig. 5.35B). A titanita e apatita exibem-se inclusos nos cristais de plagioclásio.

Figura 5.35: A Textura granonematoblástica e granoblástica do anfibolito (nicol cruzado). B. Geminação polissintética típica do plagioclásio (luz natural).



A granada ocorre como porfiroblastos xenoblásticos, por vezes arredondados ou alongados (Figs 5.36A e 5.36B). Apresenta textura poiquiloblástica, englobando os plagioclásios e minerais opacos.

Figura 5.36: A. Porfiroblasto xenoblástico de granada (luz natural). B. Granada de hábito xenoblástico (luz natural).



A biotita é encontrada como produto de alteração dos anfibólios (Fig. 5.37A) e encontra-se em seus planos de clivagens e fraturas. São cristais xenoblásticos, de coloração marrom claro a marrom castanho e dimensões que variam de 0,2 a 1mm.

A titanita encontra-se inclusas nos cristais de plagioclásio, com tamanho de até 0,1mm (Fig. 5.37B). O representante do opaco é a ilmenita que se apresenta com hábito xenoblástico (Figs. 5.37A e 5.38A). A apatita possui hábito idioblásticos e encontra-se inclusa nos plagioclásios (Fig. 5.38B).

Figura 5.37: A. Biotita neoformada a partir da alteração do anfibólio (luz natural). B. Inclusão de titanita no plagioclásio (nicol cruzado).

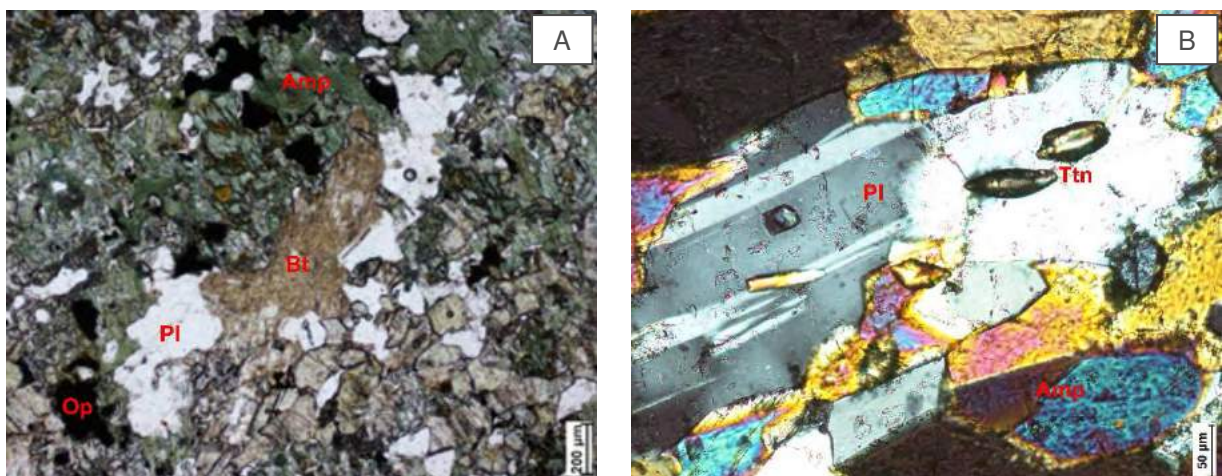
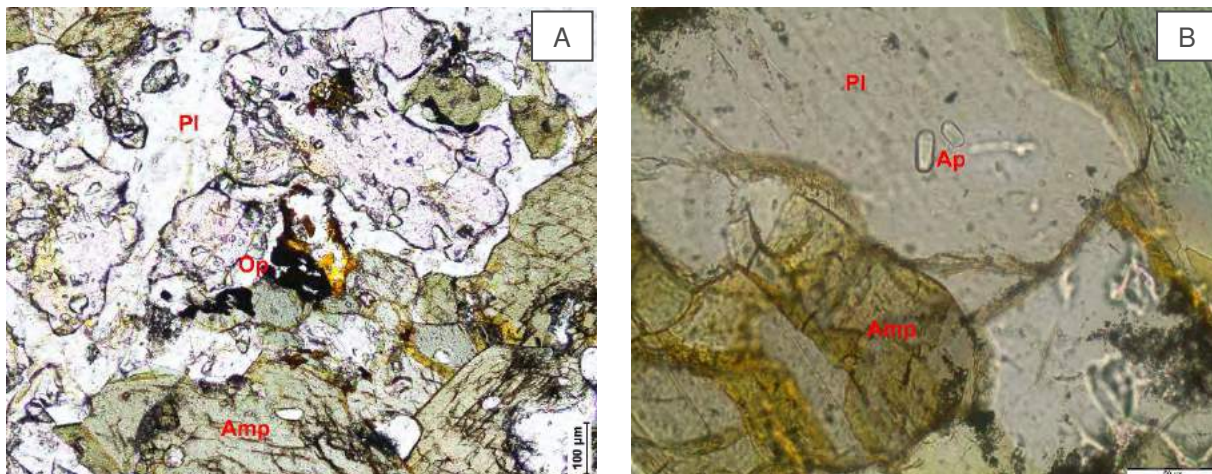


Figura 5.38: A. Opaco associado a hornblenda (luz natural). B. cristais de apatita incluído no plagioclásio (luz natural).

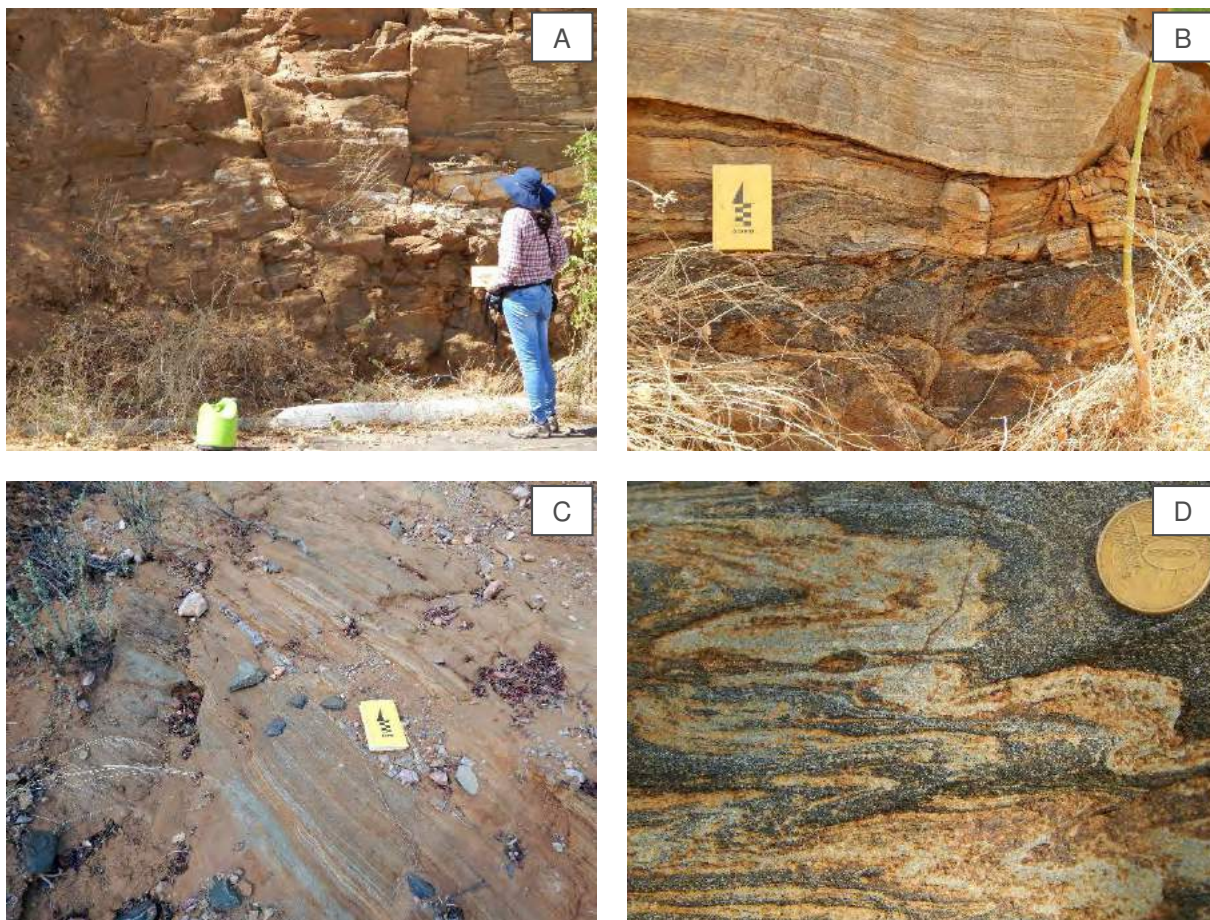


5.2.3 Rochas Metavulcanoclásticas

O termo vulcanoclástico é usado no sentido de Cas & Wright (1987), ou seja, é um termo não genético e serve para designar as rochas fragmentárias com componentes vulcanogênicos, independentes da sua origem, se é piroclástica ou epiclástica. As rochas metavulcanoclásticas são representadas por metatufos de composição básica a ácida. Apresentam foliação sub-horizontalizada a sub-verticalizada e acompanham o *trend* NE-SW das rochas hospedeiras. Suas melhores exposições estão concentradas na borda leste da sequência, mas podem ser encontradas com menor frequência na borda oeste. Encontram-se intercaladas aos derrames ácidos, básicos e até mesmo ultramáficos.

Os **metatufos básicos** encontram-se em lajedos e blocos ou em *in situ* cortes de estrada, associados aos litotipos máfico-ultramáficos. Possuem tonalidade preto esverdeada, granulação fina, estrutura bandada e, por vezes, dobradas (Fig. 5.39). Em função da sua mineralogia, são reconhecidos metatufos com granada, com e sem turmalinas do tipo uvita.

Figura 5.39: A. Afloramento de metatufo básico associado aos derrames ultramáficos (377123mE; 9397515mN). B. Contato com foliação de baixo ângulo do metatufo básico com anfibolito (375979mE; 9398367Mn). C. Fácies com turmalina associado a derrames máficos (375996mE; 9393235mN). D. Bloco solto em rede drenagem do litotipo (377834mE; 9405858mN).



Microscopicamente, possuem textura granonematoblástica e o bandamento é demarcado pela intercalação de faixas milimétricas ricas em hornblenda (40 a 70%) com faixas de plagioclásio (10 a 25%). Associado a essas faixas tem-se leucoxênio (1 a 5%), ilmenita (1 a 5%), clorita (1 a 5%) e rutilo (1 a 5%) e, por vezes, turmalina (5 a 10%), compondo a associação mineralógica. Associado aos metabasaltos encontra-se uma fácies da rocha com granada.

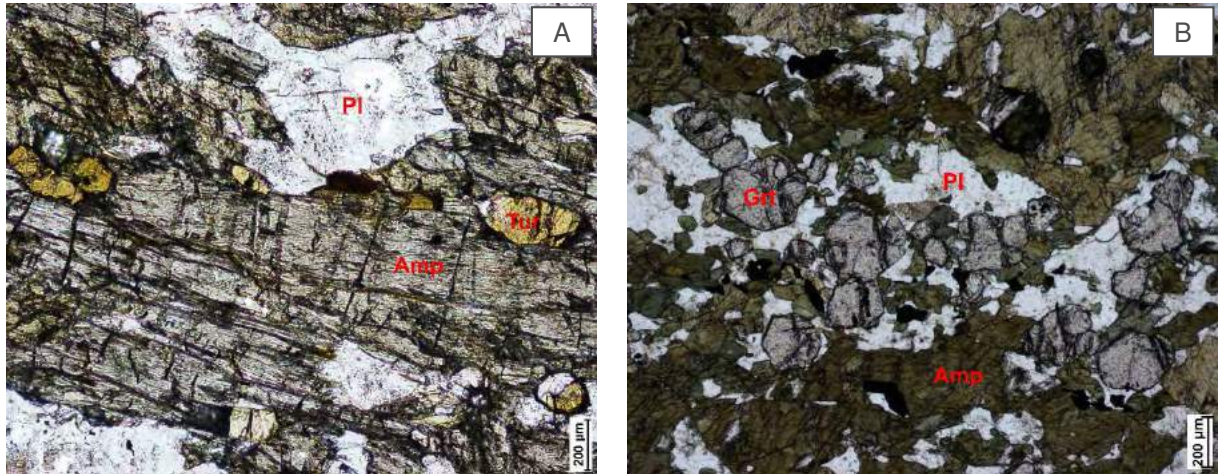
A hornblenda ocorre na forma subdioblástica a idioblástica, com grãos que variam de 0,19 a 1,11mm ao longo do eixo C e de 0,04 a 0,2mm de largura. Os contatos entre si são retilíneos e com outros cristais são irregulares (Fig. 5.40A).

O plagioclásio exibe geminação polissintética (segundo a lei da albita) ou não, com cristais que variam de 0,21 a 0,92mm (Fig. 5.40A).

A turmalina do tipo uvita, inferida por química mineral, ocorre na forma de prismas acastanhados concordantes com a foliação, de pleocroísmo de verde pálido a marrom. O tamanho dos grãos varia entre 0,2 a 0,4mm (Fig. 5.40A). A presença do mineral é o primeiro indício de campo que os litotipos estavam em ambiente de rifte submerso.

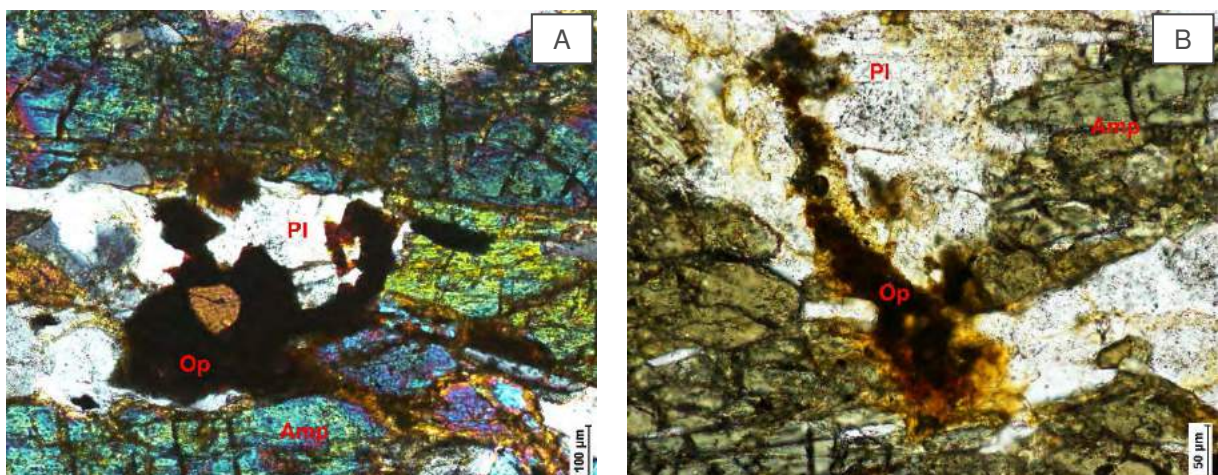
A granada apresenta-se como cristais subdioblásticos a idioblásticos, com tamanhos que variam entre 0,2 a 0,3mm, ou em aglomerados de grãos (Fig. 5.40B).

Figura 5.40: A. Assembleia mineral encontrada em metatufos básicos (luz natural). B. Aglomerados de grãos idioblásticos de granada (luz natural).



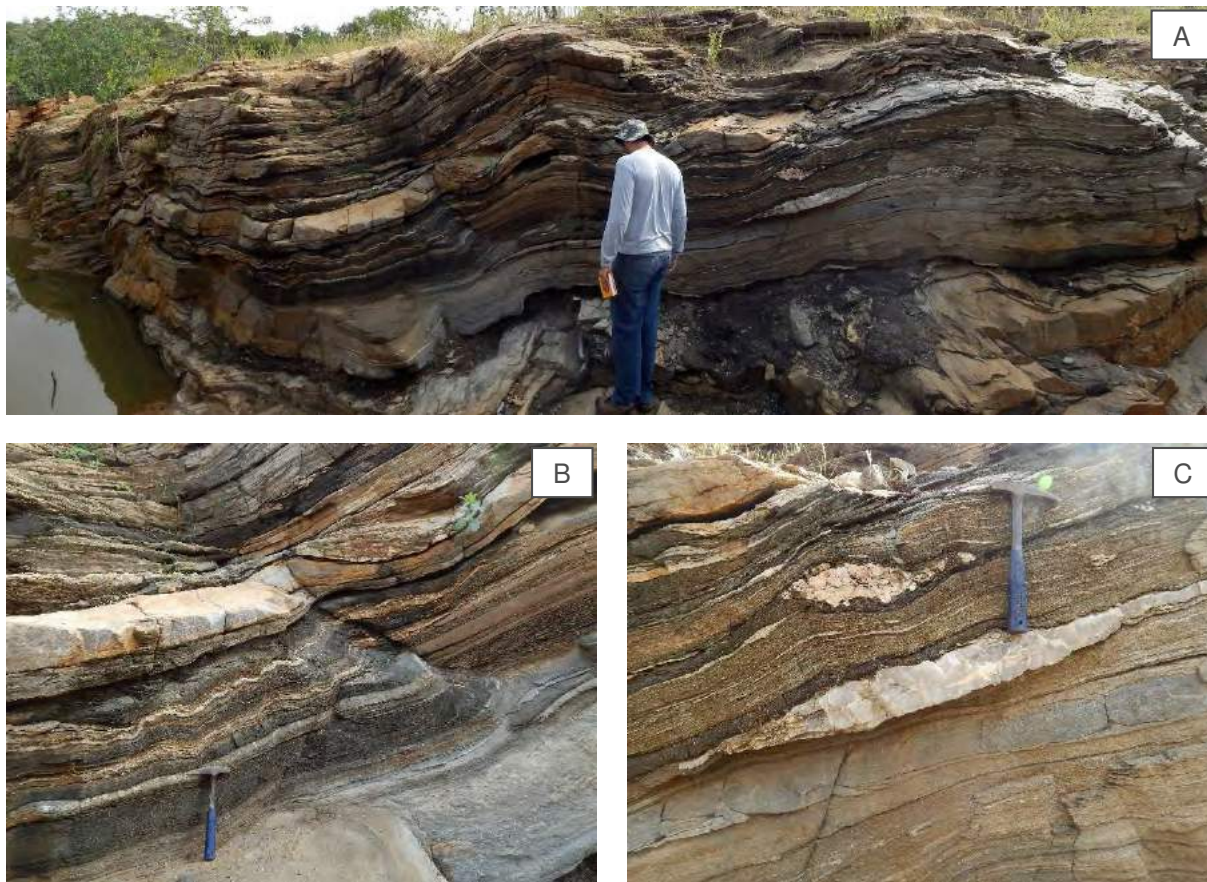
A clorita é gerada pela alteração retrometamórfica da hornblenda, que se exhibe concordante ao longo da foliação principal e, por vezes, discordante relacionado a microzona de cisalhamento. Os representantes dos opacos são leucoxênio e ilmenita, que se encontram associados às hornblendas, gerados a partir da liberação de ferro e titânio das mesmas (Figs. 5.41A e 5.41B).

Figura 5.41: A (nicol cruzado) e B (luz natural) apresentam Ilmenita e leucoxênio, respectivamente, associados a hornblenda.



Os **metatufos ácidos** encontram-se em lajedo ou blocos soltos e apresentam aspecto bandado e granulação fina (Fig. 5.42A). Encontram-se intercalado às lavas ácidas e básicas, metacherts e metatufos básicos (Fig. 5.42B). Veios de quartzo concordantes são perceptíveis entre as camadas (Fig. 5.42C).

Figura 42: Afloramento de metatufos ácidos e básicos intercalados com camadas sub-horizontalizadas, suavemente dobradas perceptíveis dobras das camadas sub-horizontalizada (375738mE; 9398515mN). B. Detalhe das intercalações Intercalação de metatufos e metavulcânicas (375738mE; 9398515mN). C. Veios de quartzo deformados concordantes (375738mE; 9398515mN).

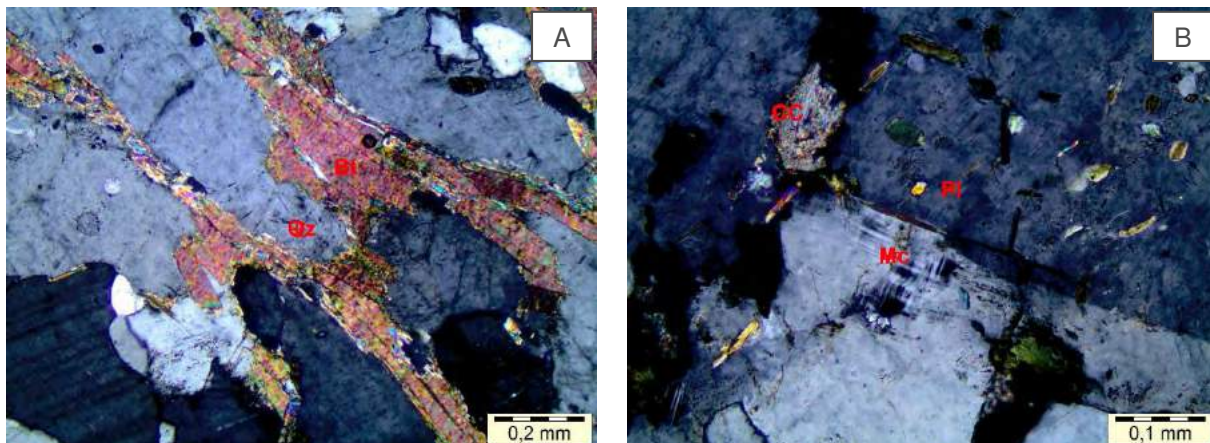


Ao microscópio, apresentam assembleia mineral constituída por quartzo (25-30%), plagioclásio (25-30%), feldspato potássico (20%), biotita (15-20%), epidoto (5-10%), opacos (<5%), titanita (<1%), muscovita (<1%), apatita (<1%) e carbonato (<1%) e apresenta textura granuloblástica inequigranular.

O quartzo e o plagioclásio são xenoblásticos de tamanho entre 1 e 2,1mm e contatos côncavo-convexos, onde o quartzo exhibe extinção ondulante e recristalização em sub-grãos e o plagioclásio exhibe geminação polissintética, segundo a lei da albita (Fig. 5.43A).

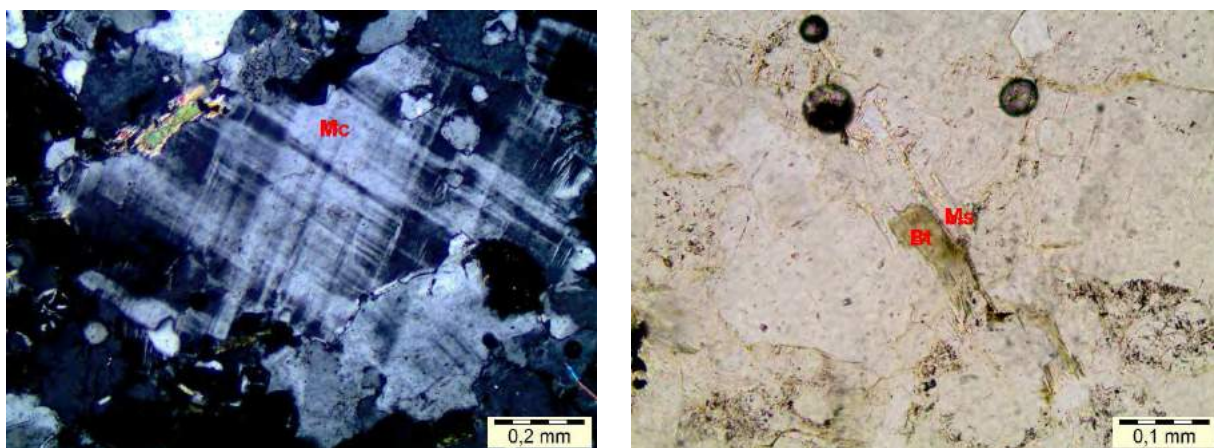
O feldspato potássico é representado sobretudo pela microclina, que exhibe sua geminação xadrez característica, entretanto, pode exhibir geminação carlsbad, indicando que a maior parte do k-feldspato era adulária e que se encontra microclinizado (Fig. 5.43B). No geral, a microclina é xenoblástica, com tamanhos que variam entre 0,5 e 1,5mm (Fig. 5.43A).

Figura 5.43: A. Visão geral do litotipo (nicol cruzado). B. Ortoclásio com geminação Carlsbad, parcialmente microclinizado (nicol cruzado).



A biotita apresenta, cor marrom pálido a verde-amarronzado, hábito lamelar, com contatos retos e serrilhados no final das lamelas. Encontra-se fortemente orientada, sublinhando uma estrutura anastomosada (Fig. 5.44A). Associados a biotita, estão muscovita (Fig. 5.44B) e biotita neoformada, oriundas de alteração da própria biotita.

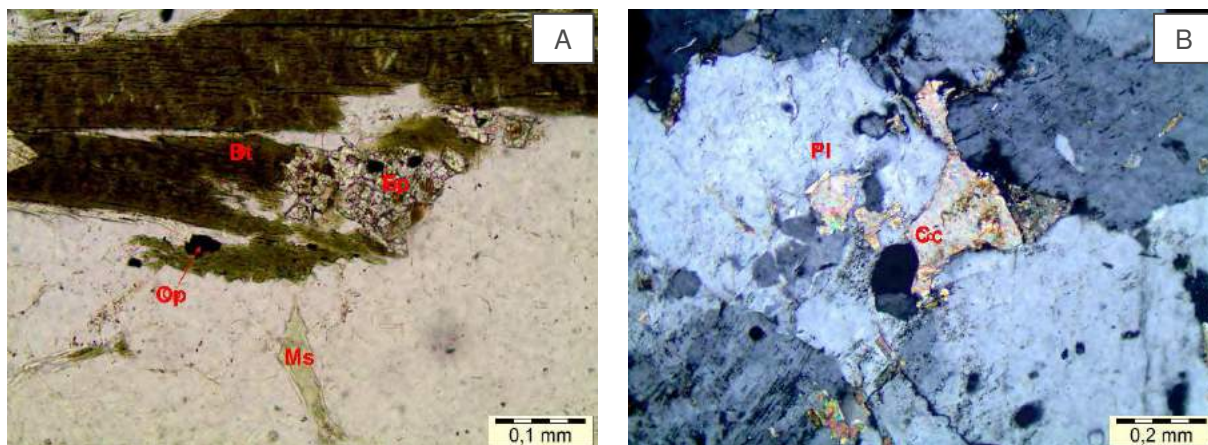
Figura 5.44: A. Porfiroblasto de microclina xenoblástica (nicol cruzado). B. Biotita alterando para muscovita (luz natural).



O epidoto é subdioblástico, com raros cristais losangulares, associado à biotita. O carbonato e epidoto (Fig. 5.45A e 5.45B), são derivados do processo de saussuritização do plagioclásio.

Os opacos, assim como a titanita e a apatita, ocorrem entre 0,2 e 0,5mm com forma xenoblástica, ocorrem sem padrão de distribuição na rocha, a não ser pela apatita que demonstra preferência em estar inclusa no quartzo e plagioclásio (Fig. 5.45A).

Figura 5.45: A. Biotita parcialmente alterada para epidoto (luz natural). B. Carbonato gerado pela alteração do plagioclásio (nicol cruzado).



5.2.4 Metaexalitos

O termo exalito foi introduzido por Ridler (1971), para referir uma associação de rochas sedimentares química de natureza exalativa que formam camadas ou lentes estratiformes espacialmente associadas com depósitos do tipo VMS (Slack 2012). Para vários autores os exalitos representam produtos de precipitação química de fases amorfas com $Fe \pm Mn \pm Si \pm S \pm Ba \pm B$ encontradas em ou próximos a condutos e plumas hidrotermais relacionadas a depósitos do tipo Sulfetos Maciços Vulcanogênicos (VMS) (Slack, 2012).

Normalmente, estes sedimentos químicos estão associados e/ou intercalados com sedimentos argilosos pelágicos e vulcanoclásticos. Quando metamorfisados são denominados de metaexalitos, e representados por uma variedade de litotipos, entre os quais BIFs, turmalinitos, gonditos, rochas ricas em apatita, rochas ricas em barita e metacherts, em que se intercalam com metavulcanoclásticas e metapelitos ou metassiltitos grafitosos.

Metaexalitos são espacialmente e temporalmente associados a sulfetos maciços no mundo, sendo menos comuns nas zonas de *footwall* (raízes) desses depósitos (Slack, 2012). Entretanto, são encontrados como por exemplo nos depósitos de VMS dos distritos de Noranda (Kalogeropoulos & Scott, 1989) e Matagami (Liaghat & MacLean, 1992), ambos em Quebec, Canadá.

No **GBSP**, os metaexalitos estão associados em parte às rochas metavulcânicas komatiíticas, as metamáficas anfibolitizadas e as metavulcanoclásticas, sendo representados por metatufos com turmalina, turmalinitos, gonditos e metacherts.

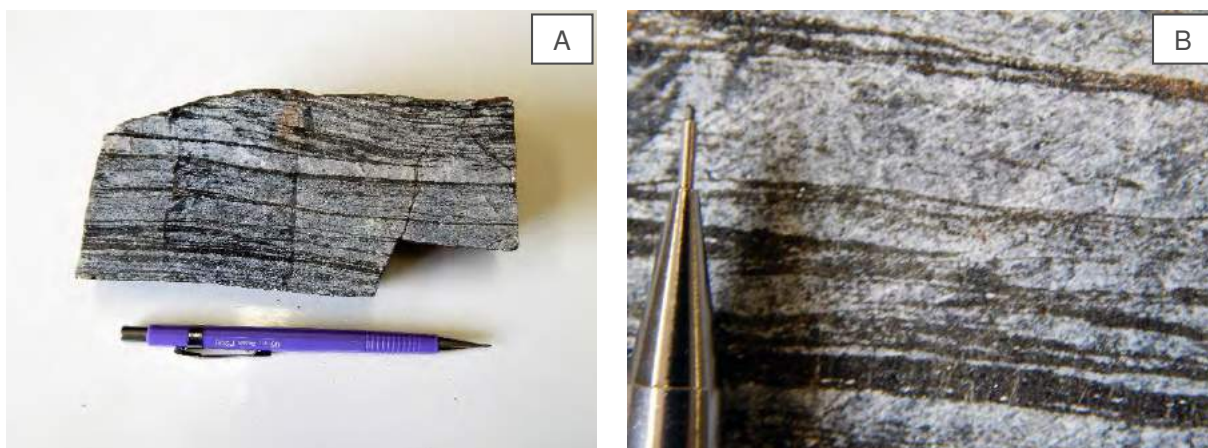
Os **metatufos com turmalinas** ocorrem junto ou intercalados às rochas metavulcânicas komatiíticas, da porção oeste, em corte de estrada, interpretados como delgadas

camadas de metaexalitos entre as camadas metabasaltos komatiíticos. Também, têm-se associados a porção máfica. Os afloramentos surgem em corpos métricos e com granulométrica muito fina, quando comparadas as metavulcânicas máficas. A descrição pormenorizada do litotipo foi realizada durante a descrição dos metatufos básicos das rochas vulcanoclásticas.

O **turmalinito** associa-se a processos hidrotermais submarinos conexos a magmatismo paleoproterozoico. No perfil, encontra-se em leitos delgados descontínuos, concordantes às rochas hospedeiras, sendo visualizados em pequenos afloramentos e blocos soltos, de dimensões centimétricas a métricas. Apresentam-se grossos com estrutura maciça ou finamente laminados.

Possuem granulação fina e ritmicidade entre os minerais de boro-silicato e sílica. Além de turmalina, que apresenta cerca de 40 a 45% do volume da rocha, o litotipo é constituído por quartzo (50 a 55%) e apatita (1 a 2%) (Fig. 5.46A e 5.46B).

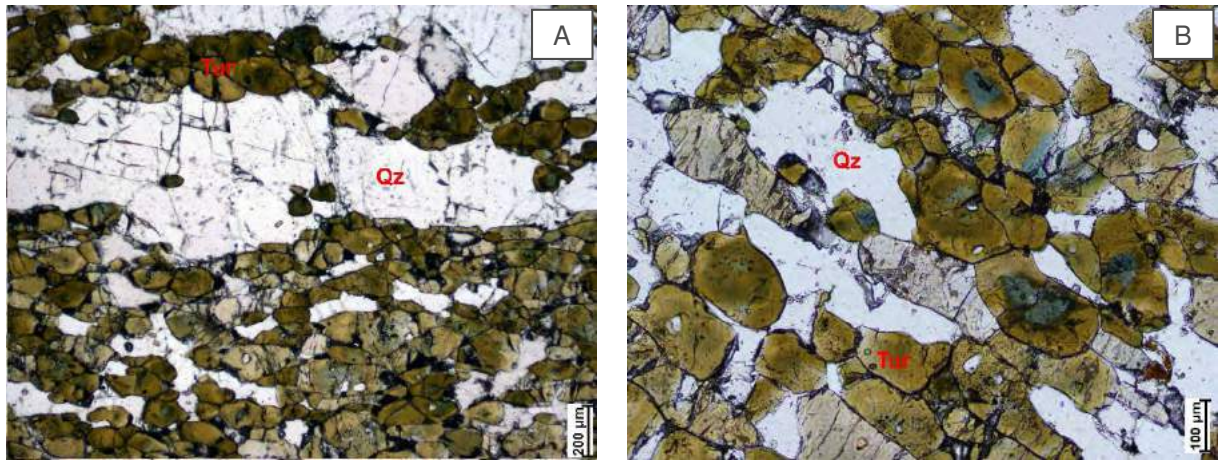
Figura 5.46: A. Fácies bandada do turmalinito (375738mE; 9398514mN). B. Detalhe da ritmicidade entre camadas (375738mE; 9398514mN).



A turmalina é idioblástica a hipidioblástica em corte na secção basal, com tamanhos que variam de 1,15 a 0,19 ao longo do eixo C e 0,26 a 0,06 de largura. O pleocroísmo nos cristais varia de castanho amarelado a castanho escuro. O contato entre os grãos é reto, indicando condições de equilíbrio com os demais minerais (Fig. 5.47A). Alguns cristais mostram-se zonados, com núcleo mais azulado e a borda mais parda, indicando composição distinta. Análise química dessa turmalina revelou composição da uvita. (Fig. 5.47B).

O quartzo é informe, apresenta extinção ondulante e exhibe contatos irregulares (Figs. 5.47A e 5.47B).

Figura 5.47: A. Agregados de cristais de turmalina (uvita), sublinhando o bandamento (luz natural). B. Zonação evidente da uvita (luz natural).



Os **gonditos** são protominérios de Mn de origem atribuída a reação entre fluidos hidrotermais exalativos e material sedimentar clástico depositado no fundo do mar (Slack *et al.*, 2000). Na região, ocorrem em lentes *in situ* de *trend* NE ou em blocos soltos, estratigraficamente acima dos metabasaltos anfibolitizados, em afloramentos centimétricos a métricos.

O litotipo possui estrutura bandada a maciça, coloração cinza, granulação fina e, por vezes, encontram-se recortados por veios de quartzo com turmalina (Fig. 5.48A e 5.48B). O bandamento é marcado por alternância de bandas ricas em granada + quartzo e bandas ricas em manganês (Fig. 5.48A e 5.48B). Localmente, podem ser encontrados também blocos ricos em grafita (Figs. 5.49A e 5.49B).

Ao microscópio, apresenta uma assembleia mineral marcada por granada (40%), quartzo (35%), anfibólio (5%), óxido de manganês (15%) e carbonato (1%), que imprimem textura em mosaico.

Figura 5.48: A. Gondito *in situ* recortado por veios de quartzo (376664mE; 9395339mN). B. Detalhe do minério (376664mE; 9395339mN).

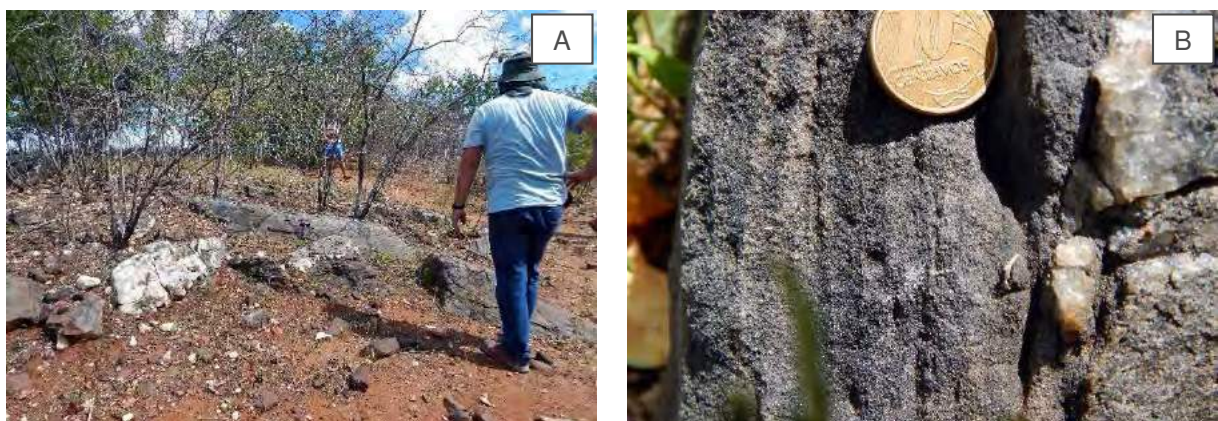
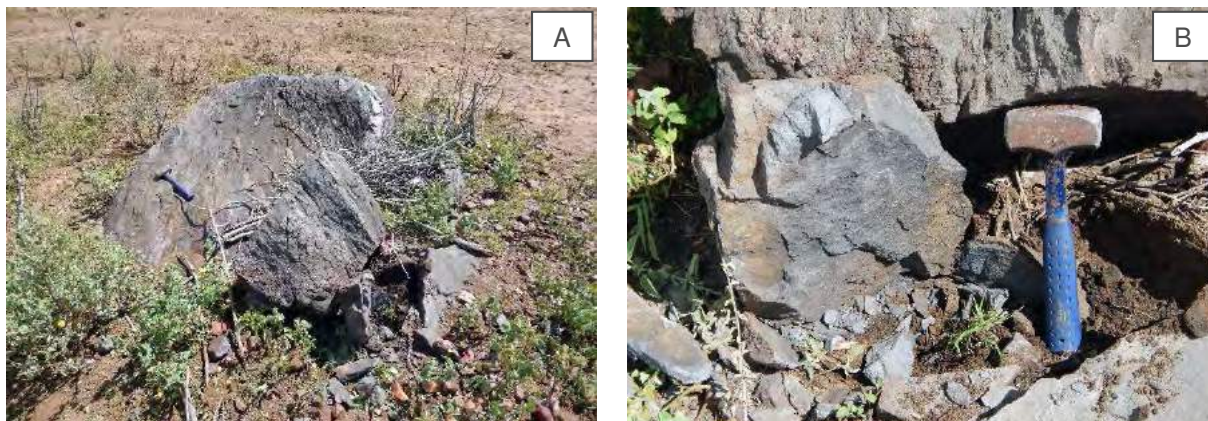


Figura 5.49: A. Ferro e Grafita em afloramento (377783mE; 9396070mN). B. Detalhe do minério associado a grafita (377783mE; 9396070mN).



A granada espessartita exibe forma idioblástica a subdioblástica, com tamanho entre 0,07 e 0,5mm, (Fig. 5.50A). Os cristais encontram-se fraturados, o que acarreta na liberação de óxido ou hidróxido de manganês ao longo dos planos fraturas. Ocorre também a liberação de manganês na superfície da granada (Fig. 5.50B). Por vezes, os grãos apresentam-se zonadas com um núcleo mais rico em manganês (Fig. 5.50B). Associado a espessartita encontra-se anfibólio manganésífero, que apresenta coloração marrom e forma xenoblástica (Fig. 5.51A).

O quartzo apresenta-se em menor quantidade em comparação a espessartita, com feição de bordas corroídas, incomum ao mineral (Fig. 5.51B). Apresentam extinção ondulante e o tamanho varia entre 0,06 a 0,4mm ao longo do eixo C e de 0,02 a 0,03cm de largura.

O carbonato de manganês encontra-se entre os cristais da espessartita, onde houve liberação suficiente de Mn para formação do mineral (Fig. 5.51B). O carbonato existente é secundário e encontra-se preenchendo os vazios.

Figura 5.50: A. Textura granoblástica da granada, cujos interstícios são ocupados por óxidos ou hidróxidos de manganês (luz natural). B. Microfraturas preenchidas por óxido/ou hidróxido de manganês (luz natural).

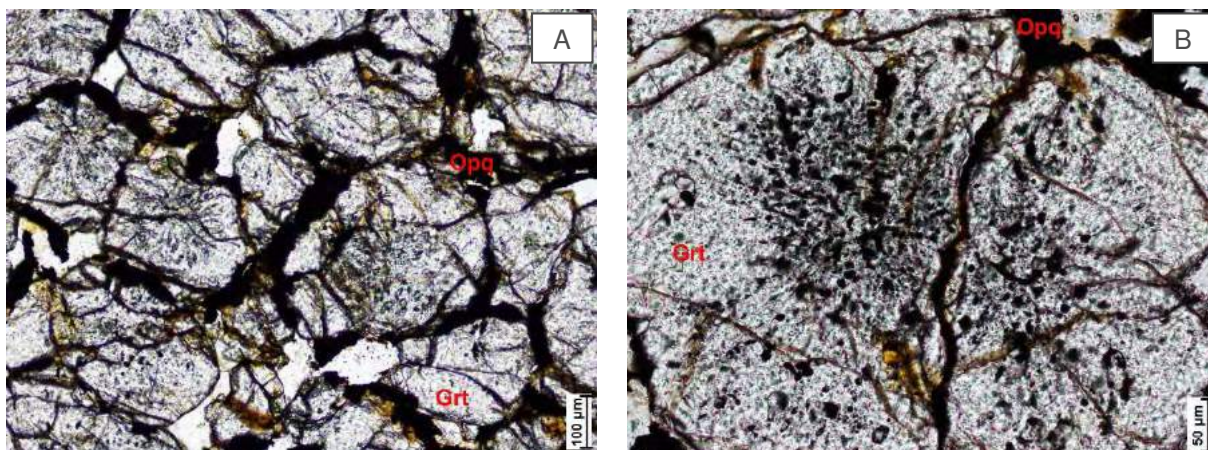
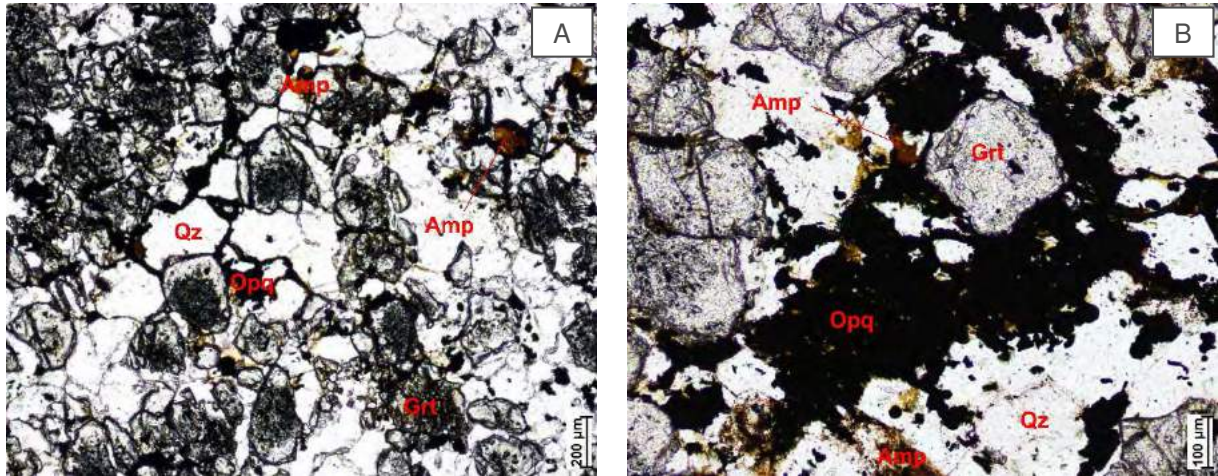


Figura 5.51: A. Anfibólio associado a granada (luz natural). B. Quartzo com bordas corroídas (luz natural).



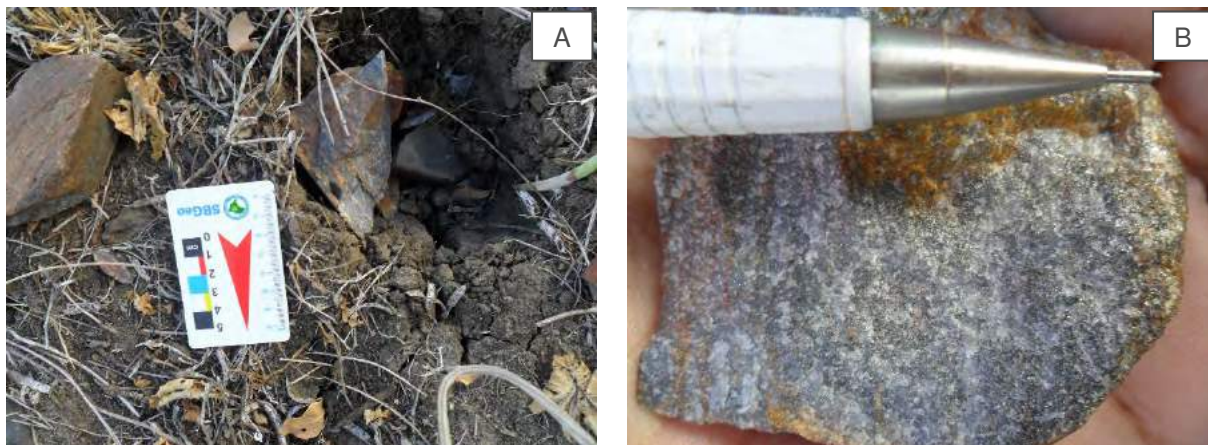
Os **metacherts** encontram-se em faixas descontínua métricas, intercalados aos metabasaltos, metatufos e gonditos da sequência, o que marca períodos de quiescência e de recorrência do vulcanismo e de sedimentação. O litotipo ocorre em dois modos distintos:

i. Em blocos soltos de granulação fina (Figs. 5.52 e 5.53A), ocupando uma área de 2500m², em contato com blocos de metabasalto anfibolitizados de granulação fina. Exibe aspecto maciço a finamente bandado, de tonalidade cinza (Fig. 5.53B). Ao microscópio, exibe textura granoblástica, composta essencialmente por quartzo (85 a 90%), com ocorrência subordinada de opacos (5 a 10%) e apatita (1%).

Figura 5.52: A. Blocos soltos de metachert junto ao solo argiloso escuro (379169mE; 9397852mN).

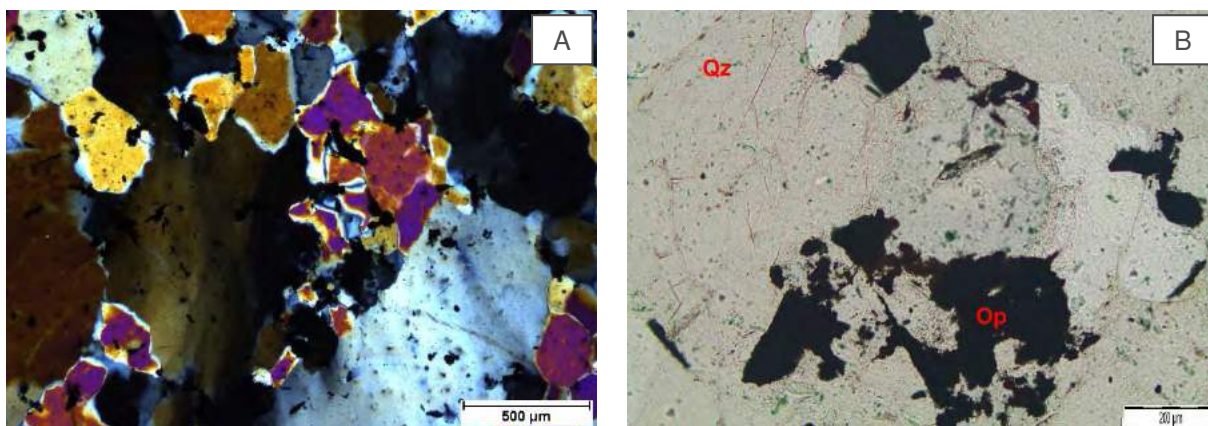


Figura 5.53: A. Metachert encontrado na região (379169mE; 9397852mN). B. Detalhe do litotipo (379169mE; 9397852mN).



Os grãos de quartzo são xenoblásticos, recrystalizados e apresentam contatos irregulares a retos (120°), com minerais de apatita, zircão e rutilo inclusos (Fig. 5.54A). Em luz refletida os minerais opacos são representados por hematita e sulfetos, que se exibem xenoblásticos e de contatos irregulares (Fig. 5.54B).

Figura 5.54: A. Textura granoblástica do metachert (nicol cruzado). B. Minerais opacos xenoblásticos em contato com os grãos de quartzo (luz natural).



ii. Em blocos soltos ou matacões de granulação fina (Fig. 5.55B), maciço ou bandado de maneira disforme (Figs. 5.55C e 5.55D) em diferentes níveis junto as rochas metabásicas anfibolitizadas que sustentam uma pequena elevação na porção leste/nordeste da área (Fig. 5.55A). Dada a descontinuidade entre esses blocos siliciosos é um tanto difícil precisar se corresponde realmente a diferentes camadas de metacherts, ou simplesmente a zonas de importante hidrotermalismo, sobretudo silicioso, associado a cisalhamento. Possui textura com orientação incipiente sublinhada por sulfetos (pirita) e grãos de quartzo. Alguns blocos apresentam bolsões de quartzo leitoso tardios, que se dispõem concordantemente a estrutura do metachert (Figs. 5.55C e 5.55D).

Esse serrote foi alvo de furos de sondagem executados pela empresa Jaguar Mining, que prospectava ouro na região, mas não dispomos dos testemunhos de sondagens e nem dos resultados (Fig. 5.55E). Mineralizações auríferas hospedadas em metatonalitos (área Mirador), metabasaltos (área Coelho), meta-andesitos e rochas metassedimentares (área Queimadas) atinge teores médios de 1 a 3g/t de ouro (Costa *et al.*, 2015).

Figura 5.55: A. Serrote de metabásica anfibolitizada, com intercalações de metacherts e metatufos recortados por mobilizados tardios de sílica (384930mE; 9400433mN). B. Matações de metachert (384933mE; 9400429mN). C. Detalhe do metachert (384933mE; 9400429mN). D. Veios de quartzo concordantes ao metachert (384933mE; 9400429mN). E. Furos de sondagem (384997mE; 9400495mN).



5.2.5 Rochas Hidrotermalizadas

Além dos metaaxalitos assinalados, ocorre na borda leste da região uma faixa de metavulcânicas, incluindo lavas e vulcanoclásticas, de *trend* NE, fortemente hidrotermalizada, em que se associam a corpos intrusivos metagranodioríticos riacianos, afetados pela zona de empurrão Queimadas.

As rochas hidrotermalizadas encontram-se *in situ* ou em blocos soltos, intercalados ou associados a metachert, metabasaltos, gonditos e metassedimentares, distribuindo-se ao longo de uma faixa de aproximadamente 16km de comprimento, por 500m de largura.

Associados a um **metatufo básico** (Figs. 5.56A e 5.56B), o litotipo hidrotermalizado exibem-se fraturados em corpos métricos e recortados por veios centimétricos de quartzo e microveios de quartzo, carbonáticos e sulfetos (Figs. 5.56C e 5.56D).

Figura 5.56: A. Afloramento de metatufos básicos hidrotermalizados (378049mE, 9391703mN). B. Detalhe do litotipo (378049mE, 9391703mN). C. Finos veios de quartzo recortam toda a superfície da rocha (378049mE, 9391703mN). D. Microveios irregulares de sulfetos (378049mE, 9391703mN).

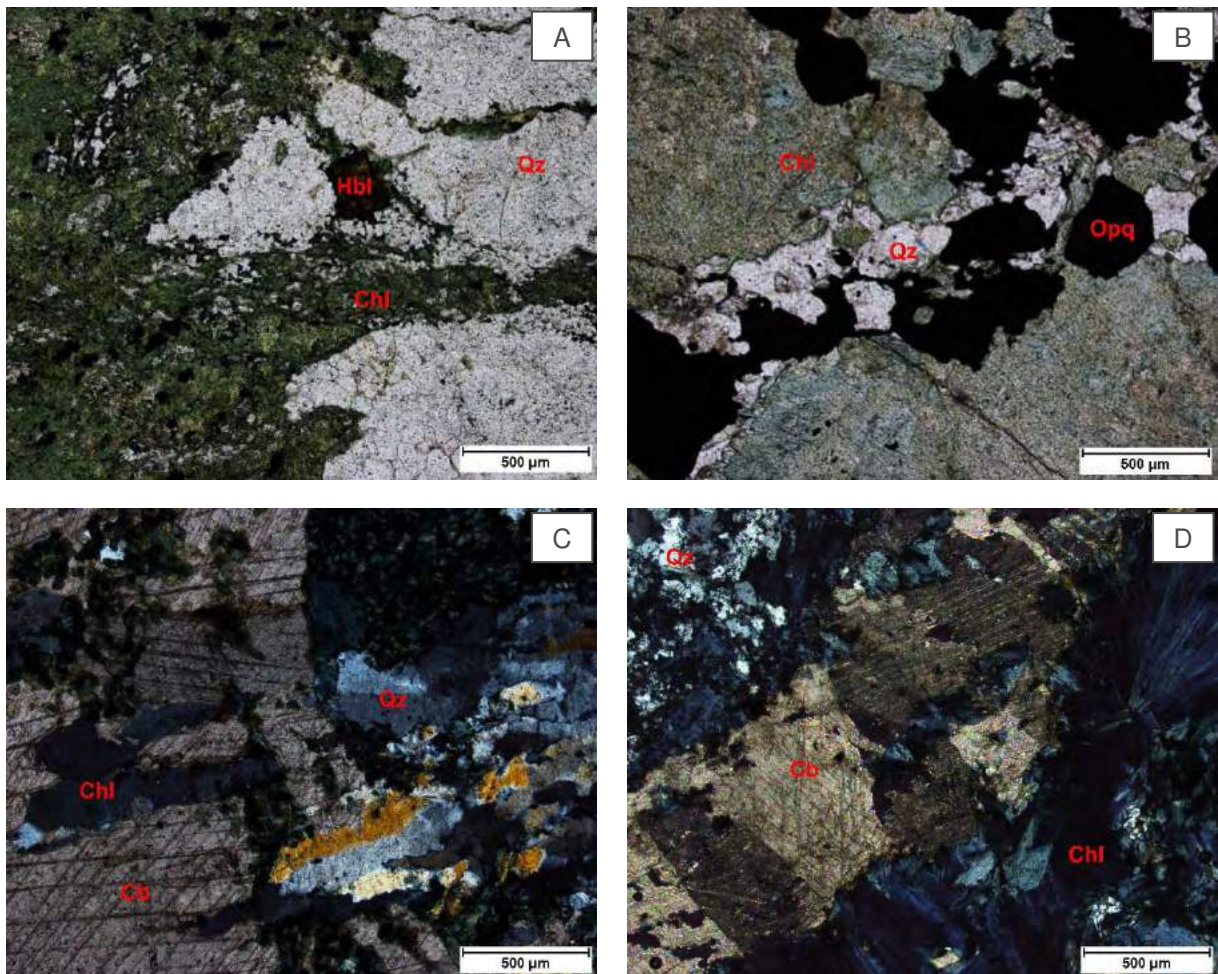


Apresentam uma ganga formada essencialmente por minerais de alteração hidrotermal como clorita, oriunda provavelmente de biotita, carbonato, tremolita, epidoto, mica branca e quartzo, que é recortada por microveios irregulares de sulfetos compostos por calcopirita, pirita, pirrotita cobaltífera (Figs. 5.56D).

No contexto o protólito gera dúvidas, pois pelo hidrotermalismo pronunciado no litotipo torna-se difícil descrever se é um metatupo básico ou uma **região silicificada**, com vênulas preenchidas por sílica (Fig. 5.57C).

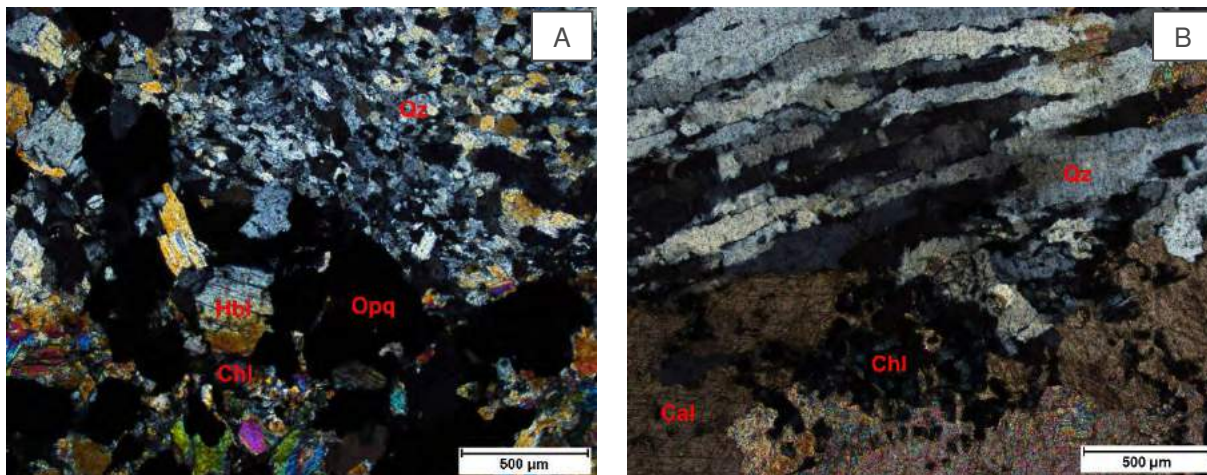
Ao microscópio, verifica-se que a clorita é o mineral dominante (Fig. 5.57A) ocorrendo sob forma de agregados microlamelares, constituindo a matriz da rocha, que se encontra recortada por microveios de quartzo e opacos (Fig. 5.57B) e carbonatos (Figs. 5.57C e 5.57D).

Figura 5.57: A. Agregados microgranulares de clorita (luz natural). B. veio de opaco e quartzo recortando a matriz constituída de clorita (luz natural). C. Porção carbonática em contato com material silicático (nicol cruzado). D. Detalhe da calcita (nicol cruzado).



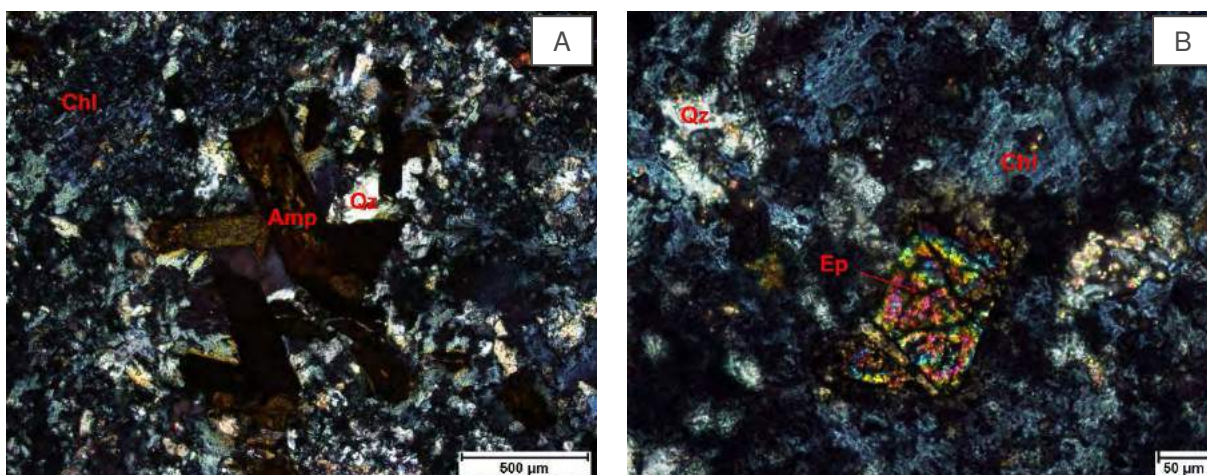
O quartzo é xenoblástico e ocorre fazendo parte da matriz, sobretudo em forma de veios ao longo de fraturas, cujos cristais encontram-se alongados, deformados e recrystalizados em subgrãos (Figs. 5.58A e 5.58B).

Figura 5.58: Recrystalização em subgrãos no quartzo (nicol cruzado). B. Deformação alongada no cristal de quartzo (nicol cruzado).



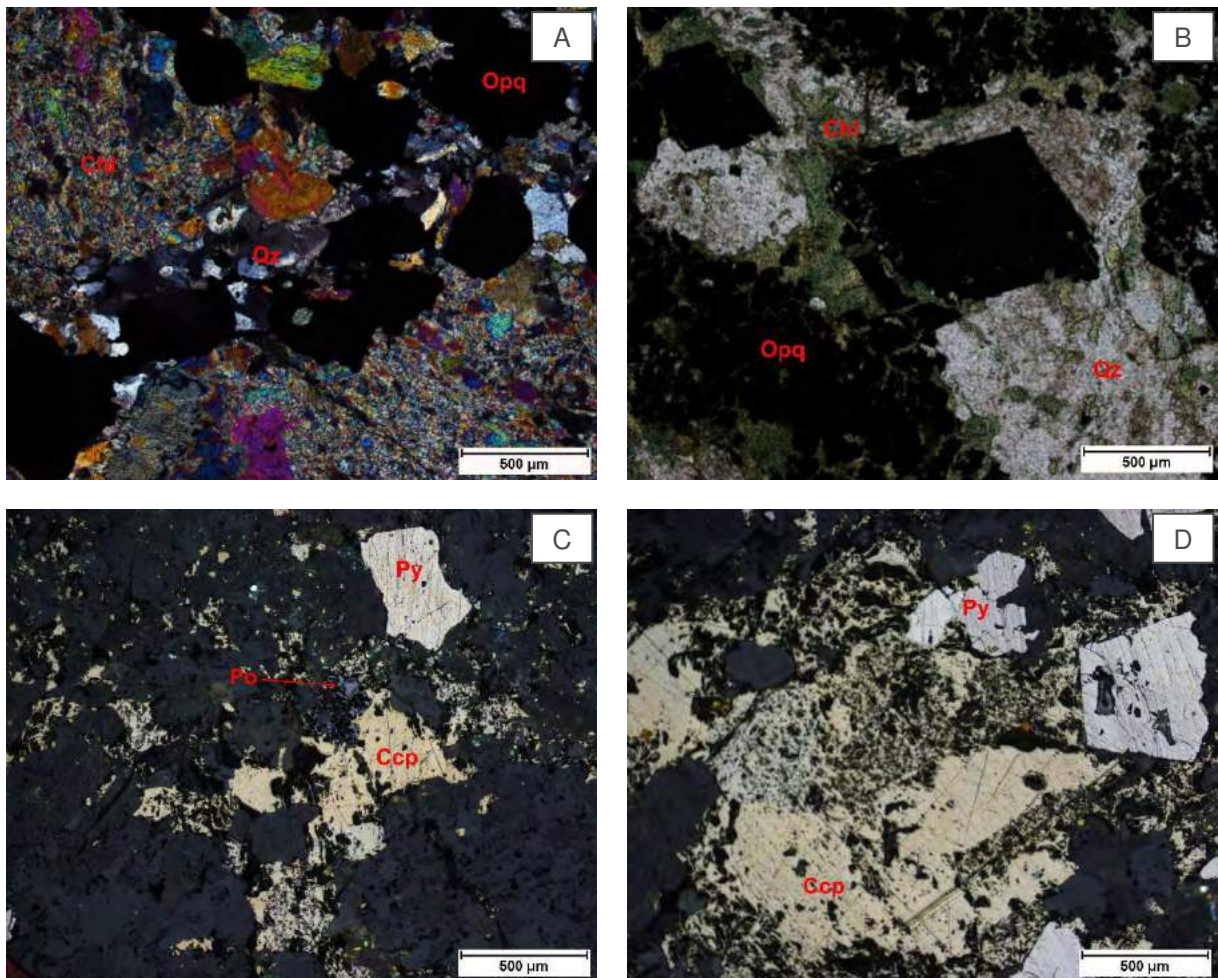
O anfibólio (Fig. 5.59A), possivelmente, é do tipo aenigmatita (silicato anidro de sódio, ferro e titânio), ocorre sob forma de porfiroblastos neoformados, com tamanho que varia de 0,5 a 1mm e o epidoto (Fig. 5.59B) em forma de agregados xenoblásticos a cristais subdioblástico com tamanho de 0,15mm.

Figura 5.59: Porfiroblasto de anfibólio neoformado (luz natural). B. Epidoto em meio a matriz constituída de clorita (nicol cruzado).



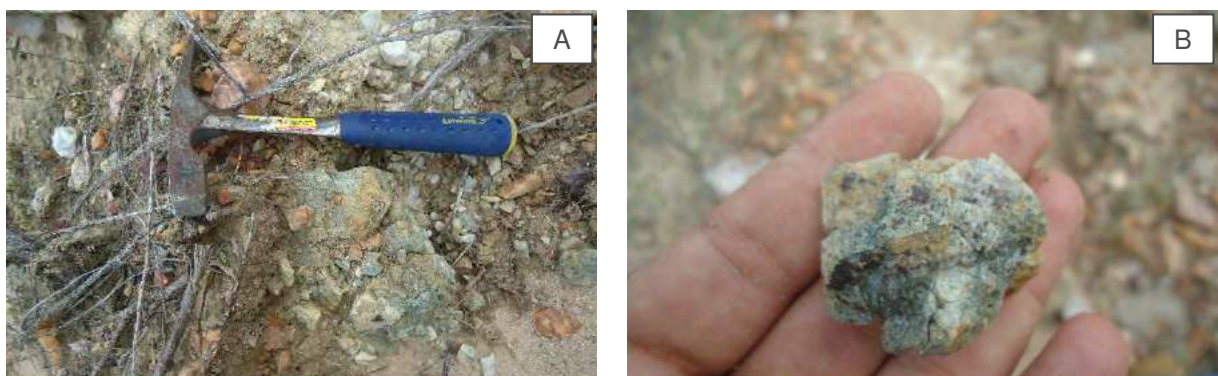
Os opacos são representados pelos sulfetos, compostos por calcopirita, pirita e pirrotita cobaltífera, analisados através de química mineral, que aparecem em veios, com cristais de hábitos idioblásticos a hipidioblásticos, e tamanhos que variam de 0,5 a 1,5mm (Fig. 5.60A, 5.60B, 5.60C e 5.60D).

Figura 5.60: A. Veios preenchido por opacos e quartzo (nicol cruzado). B. Cristal idioblástico de opaco (luz natural). C. Minerais opacos constituídos por calcopirita, pirita e pirrotita cobaltífera (imagens do MEV). D. Detalhe dos opacos (imagens do MEV).



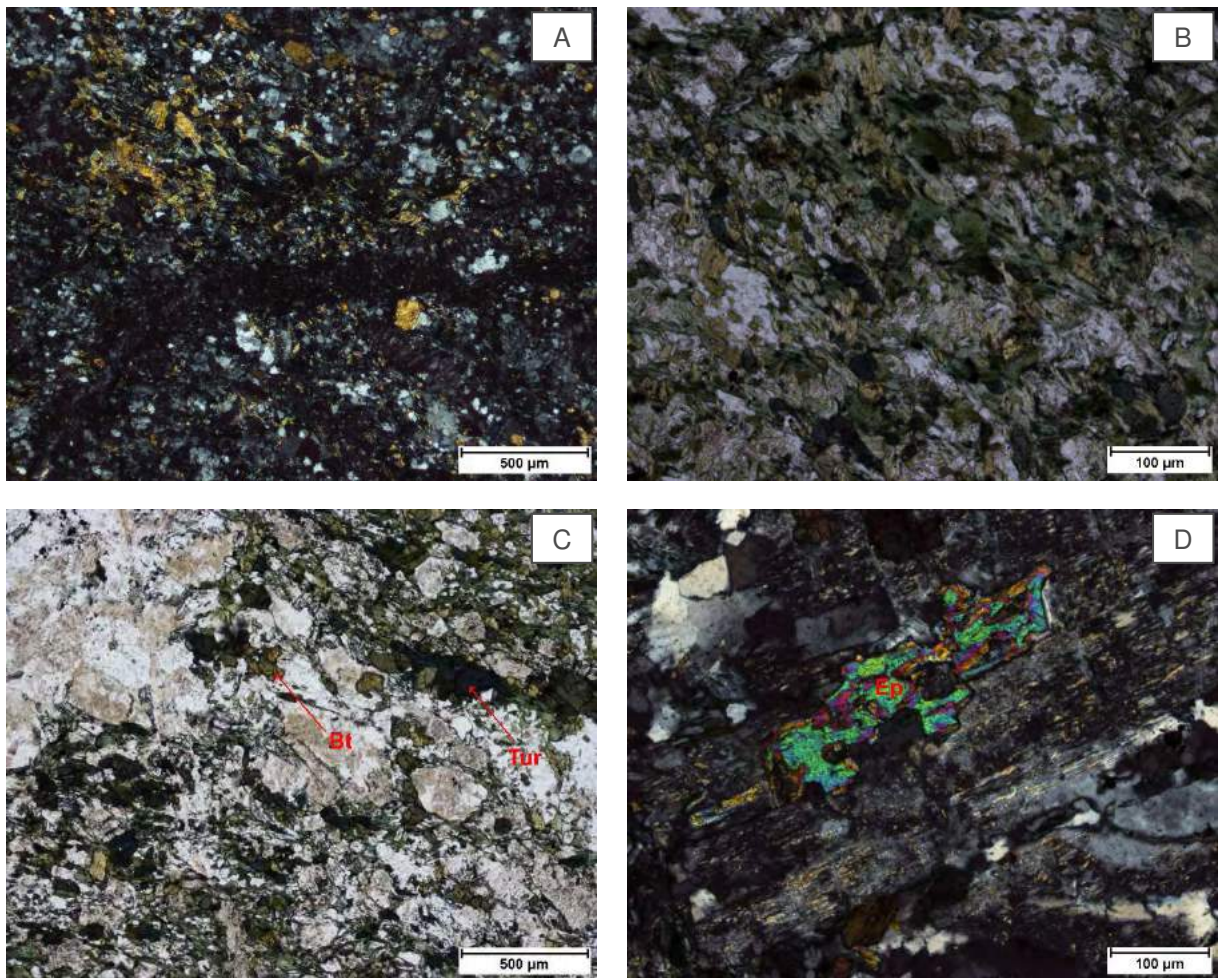
Em contato com corpos graníticos subvulcânicos paleoproterozoicos, as rochas encontram-se catacladasas (Figs. 5.61A e 5.561B), em único afloramento de dimensão centimétrica. O **cataclasito** exibe uma assembleia mineral hidrotermalizada formada por biotita, plagioclásio, quartzo, epidoto, turmalina, barita, fluorita.

Figura 5.61: A Litotipo hidrotermalizado catacladado em afloramento in situ (378092mE, 9391406mN). B. Detalhe do cataclasito (378092mE, 9391406mN).



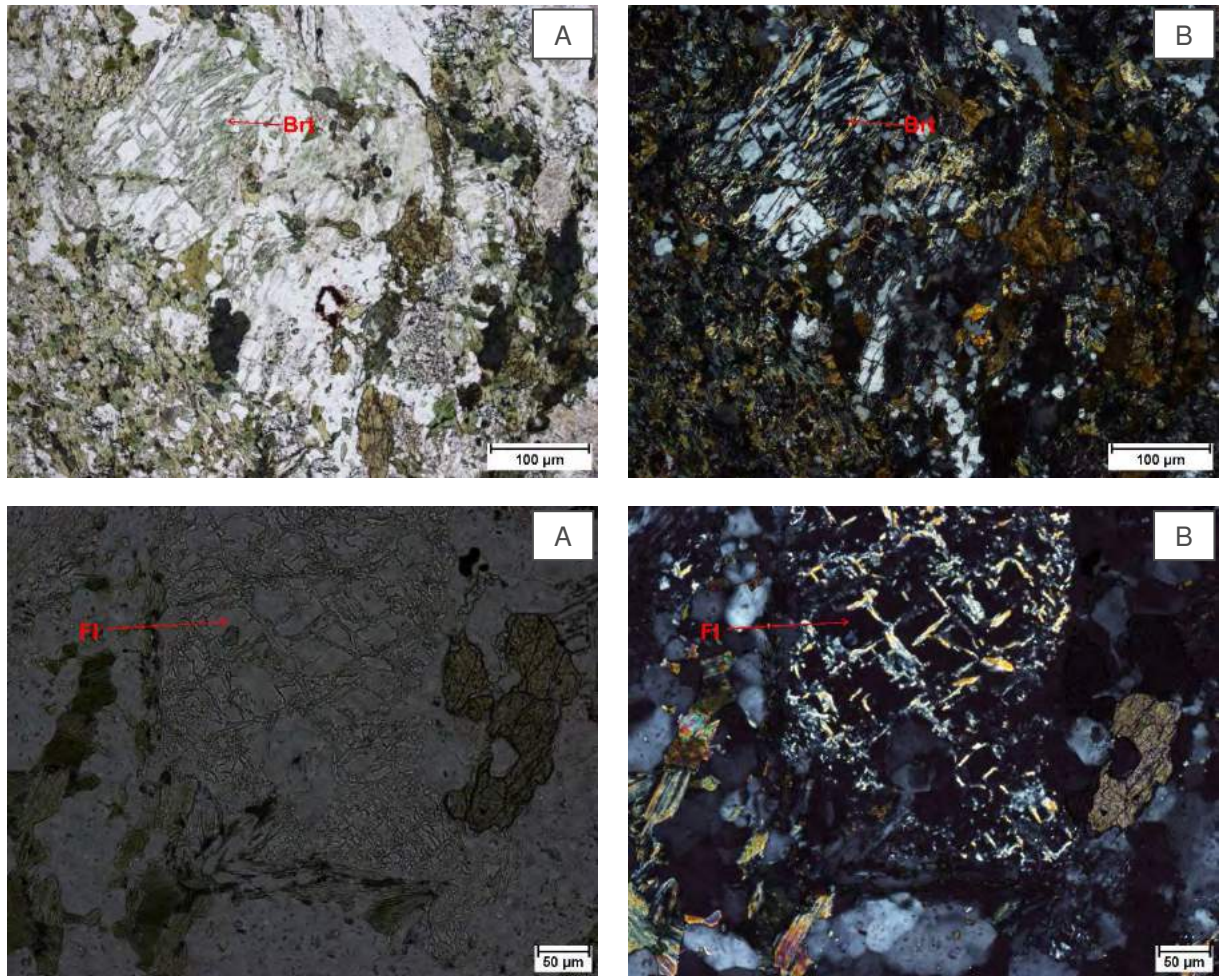
A biotita neoformada apresenta-se em pequenas lamelas. O plagioclásio apresenta-se em pequenas proporções na matriz, exibindo aspecto turvo e parcialmente cominuídos (Figs. 5.62A e 5.62B). A turmalina de tonalidade azulada tem tamanhos de até 0,2mm, e ocorre por toda a matriz (Fig. 5.62C). O epidoto é subdioblástico a idioblástico com tamanho de até 0,3mm disperso na matriz da rocha (Fig. 5.62D).

Figura 5.62: A. Matriz cominuída do cataclasito (nicol cruzado). B. Detalhe da mineralogia da matriz com biotita cloritizada, quartzo, turmalina e plagioclásio (luz natural). C. Matriz da rocha com detalhe nos cristais de uvita (luz natural). D. Cristal de epidoto subdioblástico (nicol cruzado).



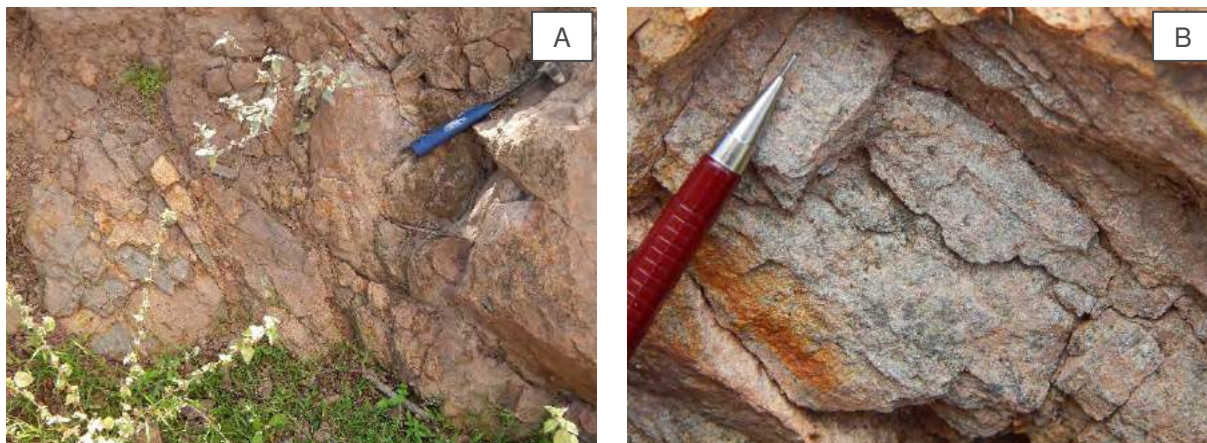
Barita (Figs. 5.63A e 5.63B) e fluorita (Fig. 5.63C e 5.63D), com tamanho de até 0,35mm, ocorrem em microveios, encontrando-se com quartzo, plagioclásio neoformado e epidoto. O plagioclásio neoformado aparece geminado, límpido e com tamanho entre 0,02 e 0,4mm. Alguns dos cristais de barita e fluorita exibem clivagens preenchidas por minerais fibrosos de alta birrefringência, o que pode ser interpretados como anidrita. A presença de turmalina, barita e fluorita no litotipo são fortes indícios de ambiente marinho/subaquoso.

Figura 5.63: A e B. Detalhe da barita (sem e com nicol). C e D. Detalhe da Fluorita (sem e com nicol).



Além dessas rochas hidrotermalizadas, os metagranodioritos localizados a nordeste da área, encontram-se parcialmente hidrotermalizados, por vezes, nas **bordas dos corpos intrusivos**. A porção hidrotermalizada possui coloração avermelhada, recortada por veios de quartzo, sendo encontrada em afloramentos métricos de corte de estradas e em pequenas elevações, sob forma de blocos soltos (Figs. 5.64A e 5.64B).

Figura 5.64: A. Afloramento em corte de estrada do metagranodiorito parcialmente hidrotermalizado (385653mE, 9401722mN). B. Detalhe do litotipo (385653mE, 9401722mN).



A assembleia mineralógica é constituída por plagioclásio (40 a 50%), quartzo (10 a 20%), clorita (20 a 25%) e anfibólio (5 a 10%), como acessórios e minerais secundários tem-se sericita, apatita, carbonatos e hematita (Fig. 5.65).

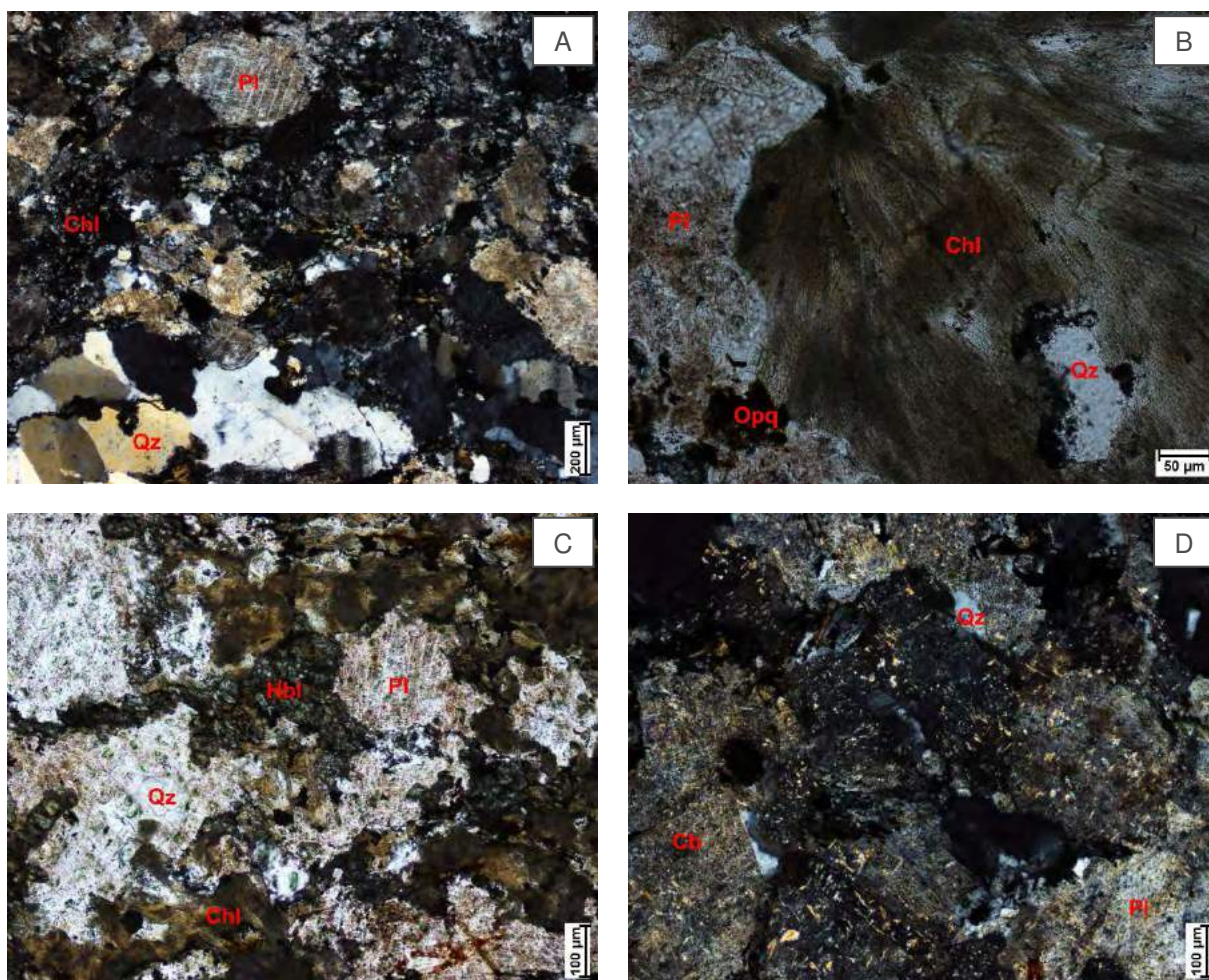
O plagioclásio apresenta dimensões entre 0,05 a 0,4mm, com contornos xenoblásticos, preserva a geminação polissintética, porém possui micro inclusões de hematita que o deixa com aspecto turvo e imprimem a coloração avermelhada, quando oxidadas. Apresenta-se também ligeiramente sericitizado.

O quartzo ocorre de forma xenoblástica, com dimensões entre 0,02 e 0,3mm. Também ocorre em forma de veios, representando os fluidos hidrotermais que percorreram o litotipo.

A clorita possui tamanhos entre 0,03 e 0,35mm, apresenta pleocroísmo de marrom claro a escuro, em sua maioria passa por processo de cloritização. Alguns cristais apresentam-se também alterados para leucoxênio. Outros exibem textura plumosa, característica de clorita neoformada em cavidades miarolíticas, indicativo de rochas graníticas rasas. Isso sugere que o sistema hidrotermal associado às rochas graníticas, ou parte dele, ainda está preservado.

A hornblenda está parcialmente alterada para biotita. Possui coloração verde oliva, de dimensões entre 0,01 e 0,3mm. A clorita é produto de alteração da biotita. Apresenta pequenas dimensões, com tamanhos máximos de 0,1mm. Entre os minerais acessórios, os opacos representados pela hematita, parecem ser originados da martitização da magnetita.

Figura 5.65: A. Matriz constituída por clorita, quartzo e plagioclásio (nicol cruzado). B. Cavidade mirolítica preenchida por biotita neoformada (luz natural). C. Hornblenda de tom verde oliva xenoblástico (luz natural). D. Detalhe do carbonato da rocha (nicol cruzado).



5.2.6 Rochas Intrusivas

A unidade intrusiva do **GBSP** é representada por três associações magmáticas distintas: i. Dique metabásico; ii. Rochas Máfica-Ultramáficas; iii. Rochas Graníticas.

i. Dique Metabásico

O dique metabásico ocorre basicamente na porção centro-oeste da área, com *trend* 110°Az e apresenta espessura da ordem de 30cm e comprimento em torno de 50m. Ele recorta as rochas metavulcânicas máfica-ultramáficas, metadacitos e metatufos (Figs. 5.66A, 5.66B, 5.66C), metamorfisadas na fácies anfibolito durante a orogenia Brasiliana, mas exibe também os mesmos traços da deformação que afetou as rochas hospedeiras.

Embora parcialmente alterado intempericamente, mostra ainda cor verde, granulação fina a média, estrutura maciça (Fig. 66D), sendo constituído por plagioclásio (50%), flogopita (35%), actinolita (15%) e apatita (1%). Por vezes, a actinolita encontra-se em fenocristais pseudomorfisando piroxênio (Fig. 5.64D).

Apresenta granulação fina a média, textura microporfírica, em que se destaca microfenocristais de clinopiroxênio, pseudomorfisados por actinolita, imersos em matriz fina composta por actinolita, flogopita e plagioclásio.

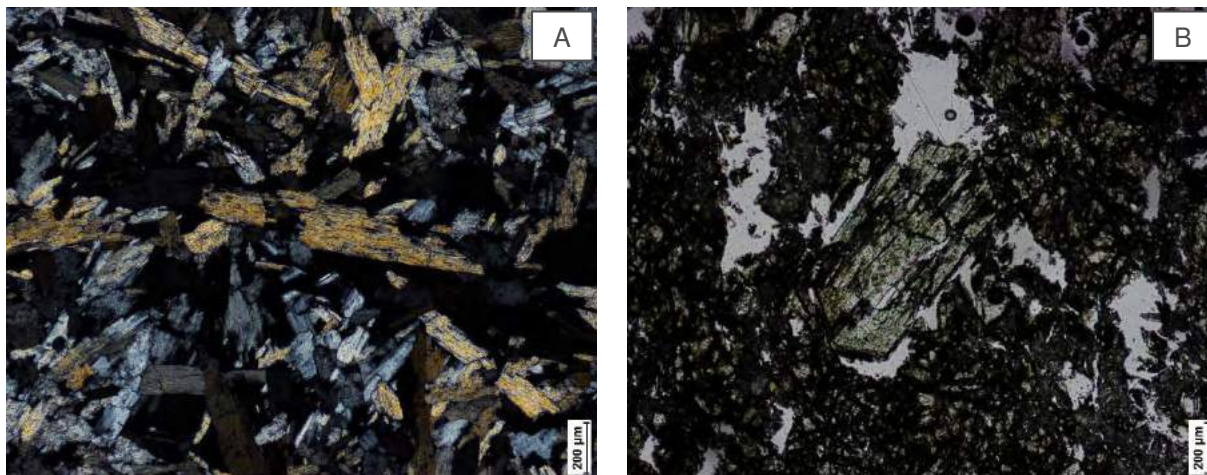
Figura 5.66: A. Dique metabásico recortando metarriodacito (375738mE; 9398515mN). B. Detalhe da preservação do dique centimétrico (375738mE; 9398515mN). C. Intrusão do dique recortando metadiorito (375738mE; 9398515mN). D. Detalhe fenocristais de clinopiroxênio, pseudomorfisados por actinolita (375738mE; 9398515mN).



A actinolita ocorre na forma subdioblástica, como cristais prismáticos alongados (Fig. 5.67A) e, por vezes, como cristais idioblásticos substituindo clinopiroxênio (Fig. 5.67B). Nos grãos subdioblásticos o tamanho varia de 0,2 a 1,2mm. Em cristais bem formados o tamanho é de 0,8mm, e apresenta às vezes, com inclusões de apatita. Na matriz, os grãos são menores e ocorrem como agregados finos junto a flogopita e plagioclásio albitico. A flogopita é marrom e possui birrefringência alta, cuja presença infere tendência calcioalcalina para o dique metabásico.

Os cristais de albita apresentam-se subdioblásticos a xenoblásticos, variam de 0,1 a 0,6mm (Fig. 5.67A) e encontram-se alterados. Os opacos são secundários e parecem associar-se a actinolita como produto de alteração do clinopiroxênio.

Figura 5.67: A. Ripas alongadas de actinolita (nicol cruzado). B. Cristal idioblástico de actinolita pseudomorfisando clinopiroxênio em matriz de actinolita e plagioclásio (luz natural).



ii. Rochas Máfica-Ultramáficas

Os corpos intrusivos máfico-ultramáficos ocorrem em afloramentos métricos a decamétricos, rasteiros na forma de blocos, matacões, soltos e rolados, por vezes arredondados (Figs. 5.68A e 5.68B). São representados basicamente por actinolititos, gabros e metadioritos.

Os actinolititos, provavelmente, produtos de transformação de piroxenitos, ocorrem sobretudo na porção leste da área, junto às rochas metabásica-ultrabásicas anfibolitizadas, sugerindo tratar-se de corpos intrusivos similares a *sills*, relacionados a uma fase cumulática desmembrada durante o magmatismo máfico-ultramáfico.

São melanocráticos, de coloração esverdeada e apresentam granulação variada, indo de muito grossa a média, representativa de pulsos magmáticos distintos, comuns em complexos máfico-ultramáficos acamadados, ou de história de resfriamento diferente (Figs. 5.68C e 5.68D). Apresentam uma mineralogia composta sobretudo por actinolita (80%), com quantidades menores de plagioclásio (15%), que representa uma fase *intercumulos* e titanita 2%, epidoto 2% e apatita 1%.

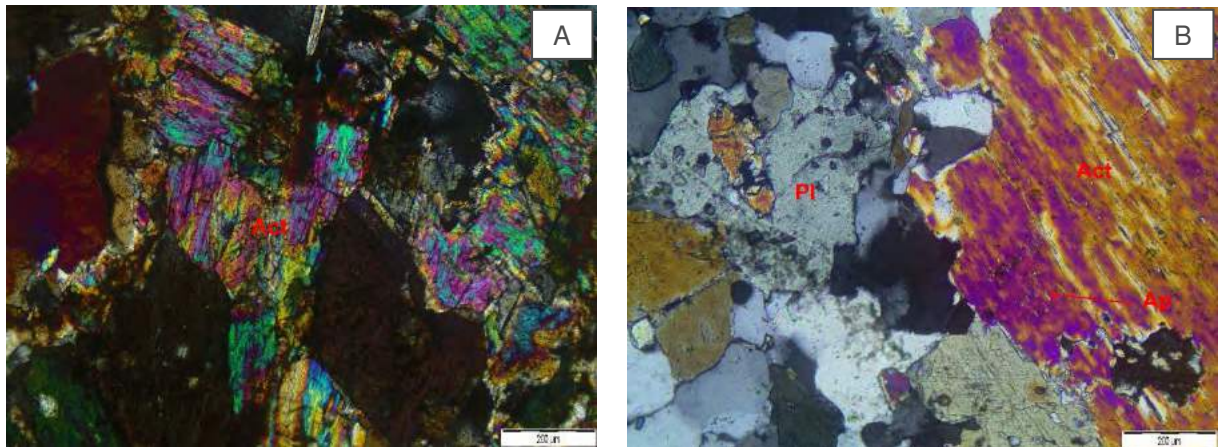
Figura 5.68: A. Blocos e matacões soltos de actinolitos (381559mE; 9395100mN). B. Detalhe da forma de ocorrência das metaplutônicas (378087mE;9391361mN). C. Textura muito grossa dos actinolitos (378087mE;9391361mN). D. Textura grossa do litotipo (381559mE; 9395100mN).



A actinolita representa o mineral *cumulo* pseudomorfisado. Apresenta pleocroísmo verde a verde claro, com hábito prismático, contornos idioblásticos a hipidioblásticos, com alterações nos contatos entre grãos, o que gera fases tardias opacas, representada por leucoxênio (Fig. 5.69A).

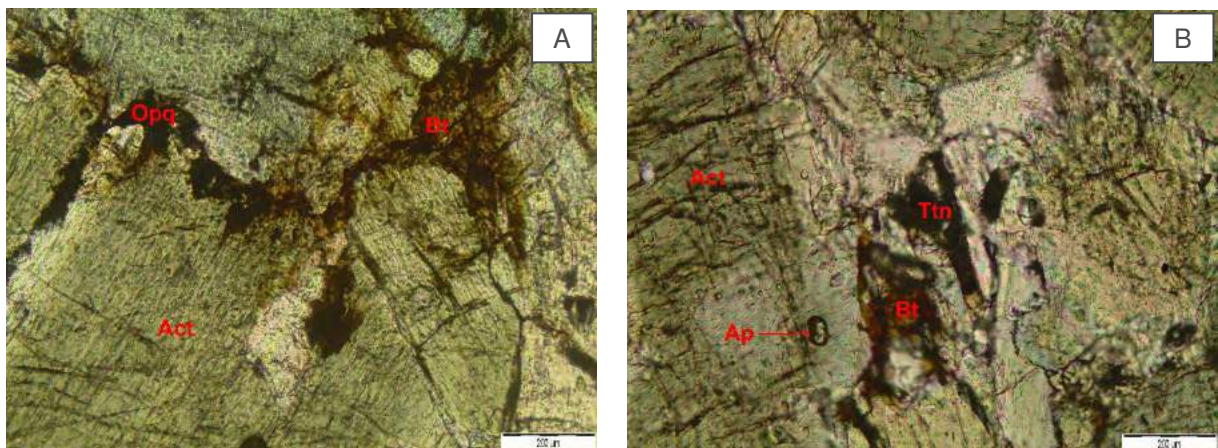
O plagioclásio é o material *intercumulus* e encontra-se recristalizado, exibindo em parte granulação poligonal (Fig. 5.69B). Engloba cristais de actinolita, apatita e titanita. Pode ocorrer também em forma de veios.

Figura 5.692: A. Cristais reliquiais de clinopiroxênio substituído por actinolita, envolvido por plagioclásio com inclusões de actinolita (nicol cruzado). B. Porfiroblastos de actinolita com microinclusões de apatita (nicol cruzado).



A biotita é secundária e se desenvolve nas bordas e fratura dos cristais de anfibólio (Fig. 5.68A). A titanita encontra-se em pequenos grãos, também como produtos de alteração do anfibólio ou do clinopiroxênio reliquiar (Fig. 5.70B). A apatita ocorre como prismas aciculares, com alguns em corte na seção basal inclusas no plagioclásio (Fig. 5.70B).

Figura 5.70: A. Biotita gerada pela alteração da actinolita (luz natural). B. Titanita associada ao anfibólio de onde parece provir (luz natural).



O **metadiorito** apresenta-se em meio aos metadacitos e metatufo e (Fig. 5.71A), por vezes, com enclaves de metatufo (Fig. 5.71B). Ocorre sob a forma de lajedos métricos a decamétricos, com perceptível deformação que gerou bandamento e crenulação (Fig. 5.71D). Apresenta cor preta esverdeada, melanocrático, granulação média a grossa (Fig. 5.71C).

Figura 5.71: A. Lajedo de metadiorito (375738mE; 9398515mN). B. Detalhe do litotipo (377573mE; 9393539mN). C. Xenólito de metatufo no metadiorito (375738mE; 9398515mN). D. Crenulação visível no metadiorito e detalhe do contato entre o metadiorito e xenólito de metatufo (377573mE; 9393539mN).



Ao microscópio, apresenta textura granonematoblástica, estrutura anisotrópica e uma assembleia mineral composta por hornblenda (30%), actinolita (25%), plagioclásio (20%), biotita (15%), quartzo (7%) e titanita (3%) (Fig. 5.72).

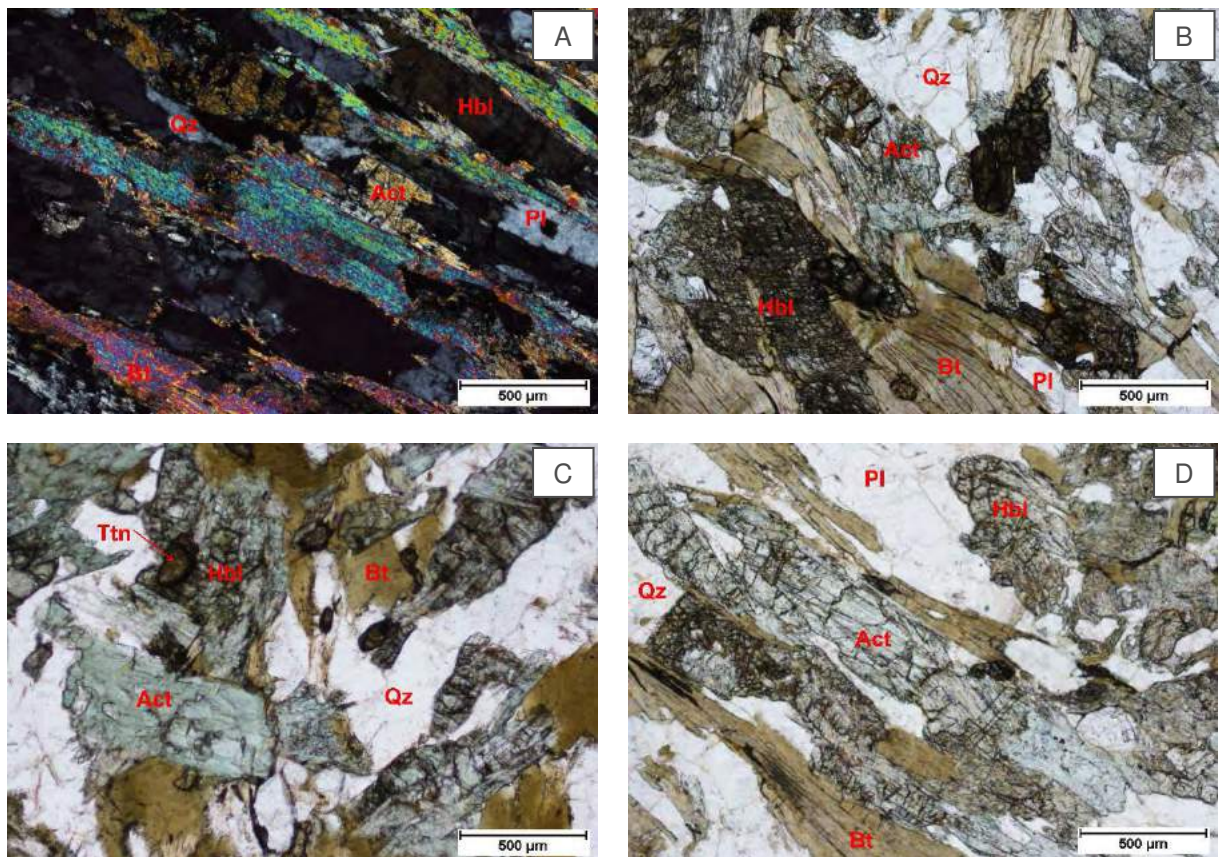
A hornblenda possui pleocroísmo castanho a marrom esverdeado, e encontra-se parcialmente substituída por actinolita ao longo da foliação. Exibe forma subdioblástica a xenoblástica e tamanhos que variam de 0,3 a 2mm.

A actinolita é produto de alteração da hornblenda, possui pleocroísmo de incolor a verde pálido. Encontra-se em cristais prismáticos, com dimensões entre 0,2 a 2,5mm.

O plagioclásio apresenta tamanho entre 0,04 e 0,80mm e pode exibir ou não geminação polissintética, segundo a lei da albita, com contornos regulares. Pode encontrar-se como inclusões em anfibólio.

A biotita possui pleocroísmo de castanho claro a marrom escuro e juntamente com o anfibólio definem a foliação. O tamanho das placas lamelares varia de 0,5 a 3mm. Alguns dos cristais de biotita encontram-se parcialmente substituindo ou intercrescido com hornblenda e ambos, mostram-se alterados para titanita. A titanita está bastante disseminada, e ocorre sobretudo como agregados subidioblásticos junto a biotita e ao anfibólio, de onde parece provir.

Figura 5.72: A. Textura granonematoblástica do litotipo (nicol cruzado). B. Detalhe da associação mineralógica presente (luz natural). C. Titanita idioblásticos associado a anfibólio e biotita (luz natural). D. Cristal prismático de actinolita em detalhe (luz natural).



iii. *Rochas Graníticas*

As rochas metagraníticas que recortam a sequência são representadas por vários corpos graníticos que ocorrem em forma de diques e *stocks* de composição granodiorítica a granítica, e idade de cristalização de $2181 \pm 4,4$ Ma (Riaciana). Ocorrem preferencialmente na porção centro e leste da área, de pequenas elevações. Os corpos apresentam-se com dimensões de até 7km de comprimento e 3km de largura.

As rochas graníticas mais antigas, datadas neste trabalho, dão idade U-Pb de $2181 \pm 4,4$ Ma e são representadas pelos metagranodioritos que exibem aspecto gnaissificado, por vezes, bandado, ora com foliação de baixo ângulo, ora superposta por uma tectônica de alto ângulo (Fig. 5.73A). Adicionalmente, hidrotermalismo foi observado em alguns desses litotipos.

Apresentam cor cinza, mesocráticos, granulação fina a média, com hornblenda e biotita sendo os principais minerais máficos. Exibem também pequenos enclaves máficos fortemente orientados ao longo da foliação (Figs. 5.73B e 5.73C).

Figura 5.73: A. Afloramento de metagranodiorito (387567mE; 9404505mN). B. Enclave microgranular de composição diorítica fortemente estirado (387567mE; 9404505mN). C. Detalhe do litotipo (387567mE; 9404505mN).



Microscopicamente, apresentam textura granoblástica (Fig. 5.74A) constituído de plagioclásio (35 a 40 %), quartzo (30 a 25 %), microclina (10 a 15 %), biotita (5 a 10 %), hornblenda (5 a 10%), zircão e apatita (± 1 %), opacos (± 1 %).

Os cristais de plagioclásio (Fig. 5.74B) são hipidioblásticos a xenoblásticos, com tamanho entre 0,1 e 0,8mm, encontrando-se parcialmente alterado para sericita. Alguns cristais, quando em contato com feldspato potássico, apresentam intercrescimento de quartzo, caracterizando a textura mimequítica.

A microclina (Fig. 5.75B) apresenta, em geral, tamanho entre 0,01 e 0,2mm, forma xenoblástica, normalmente ocupando os interstícios dos grãos de feldspato, mas pode ser encontrado como porfiroblastos de dimensões até 2mm.

O quartzo (Figs. 5.74A e 5.75A) é xenoblástico e exibe tamanho entre 0,1 e 1,5mm. Apresenta-se deformado com extinção ondulante e recristalização em subgrãos. A biotita (Fig. 5.74B) tem forma subdioblástica, com tamanho das palhetas variando de 0,2 a 0,5mm, exibindo algumas inclusões de cristais de zircão, que imprimem halos pleocroicos em seu interior.

A hornblenda possui pleocroísmo que varia de verde amarelado a verde oliva com cristais hipidioblásticos que variam entre 0,02 a 1mm (Fig. 5.75A).

Entre os acessórios, zircão e apatita ocorrem como pequenos cristais idioblásticos, com tamanho <1mm. Os minerais opacos ocorrem como cristais xenoblásticos em meio a matriz da rocha.

Figura 5.74: A. Textura granoblástica do metagranodiorito (nicol cruzado). B. Porfiroblasto de plagioclásio (luz natural).

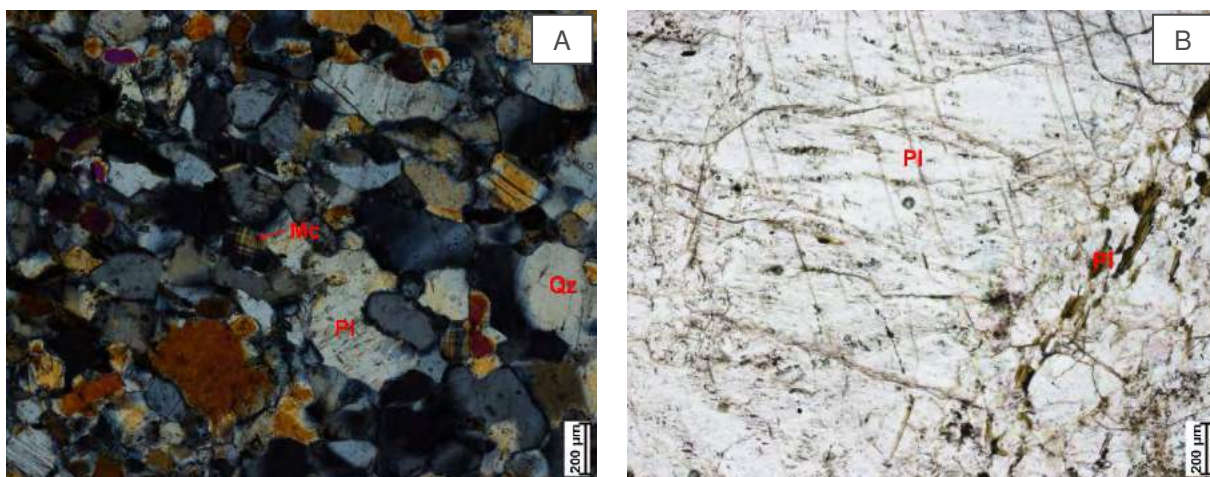
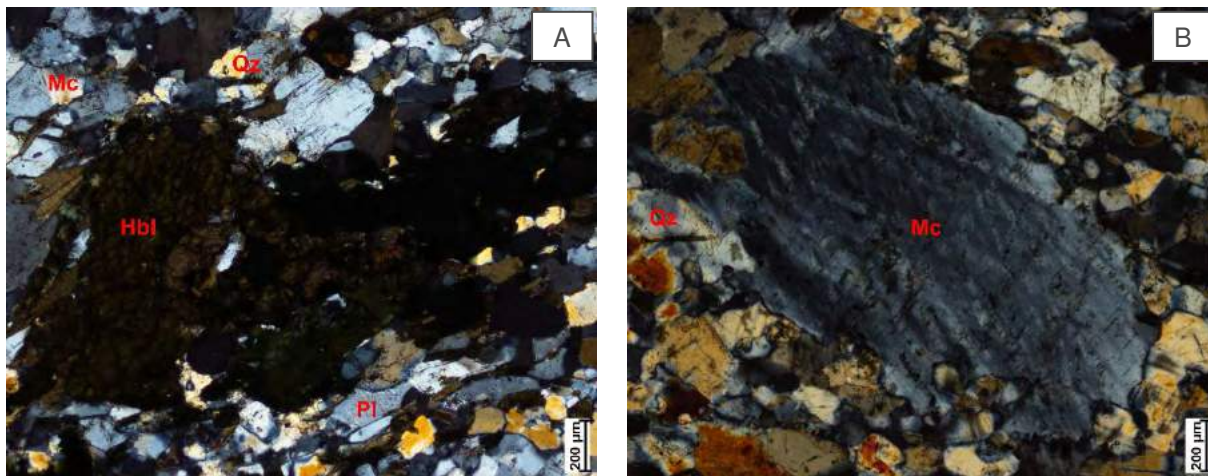


Figura 5.75: A. Associação mineralógica do metagranodiorito (nicol cruzado). B. Detalhe da textura mimerquítica (nicol cruzado).



5.3 Pegmatoides Neoproterozoicos

Sob esta denominação estão os leucogranitos de granulação grossa, em que se associam ou não, corpos pegmatíticos coloração esbranquiçada, composta por megacristais de quartzo, feldspato (Fig. 5.76D), muscovita (Fig. 5.76E), granada (Fig. 5.77A) e turmalina (Fig. 5.77B).

Os leucogranitos são encontrados *in situ* ou em blocos soltos em corpos decamétricos a quilométricos, que intrudem os tipos litológicos supracitados, cujas melhores exposições estão localizadas na porção centro-norte da área sustentando uma pedreira de rocha ornamental local (Fig. 5.76A). Entretanto, podem ser encontrados também, próximos às bordas leste e oeste da sequência, junto às rochas metassedimentares de natureza mais psamíticas, como os xistos ou os paragnaisses.

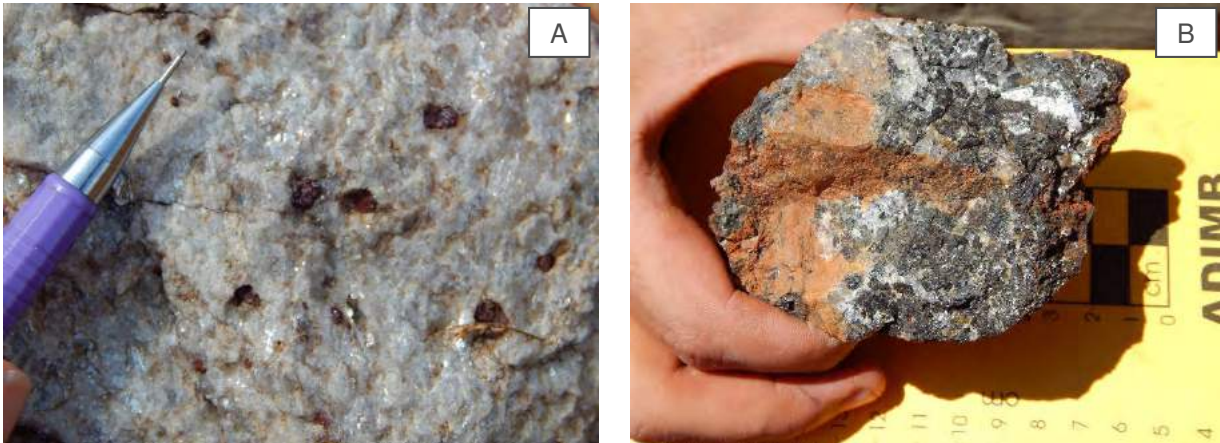
Apresentam formas tabulares a lenticulares, de dimensões de dezenas de metros até centenas de metros. Dada a sua natureza aluminosa é provável que esses leucogranitos e pegmatitos associados sejam produtos de fusão das rochas metassedimentares da base da sequência durante o Brasiliano (Figs. 5.76B) e dobrados (Fig. 5.76C).

Os corpos possuem formas tabulares a lenticulares, de dimensões de dezenas de metros até centenas de metros (Figs. 5.76A e 5.76B).

Figura 5.76: A. Intrusão pegmatítica em meio a corpos anfibolíticos (383516mE; 9401728mN). B. Mergulho de baixo ângulo em derrames ultramáficos (375615mE; 9398479mN). C. Litotipo dobrado (375615mE; 9398479mN). D. Porção quartzo-feldspática (373536mE; 9398438mN). E. Detalhe muscovita (383516mE; 9401728mN).



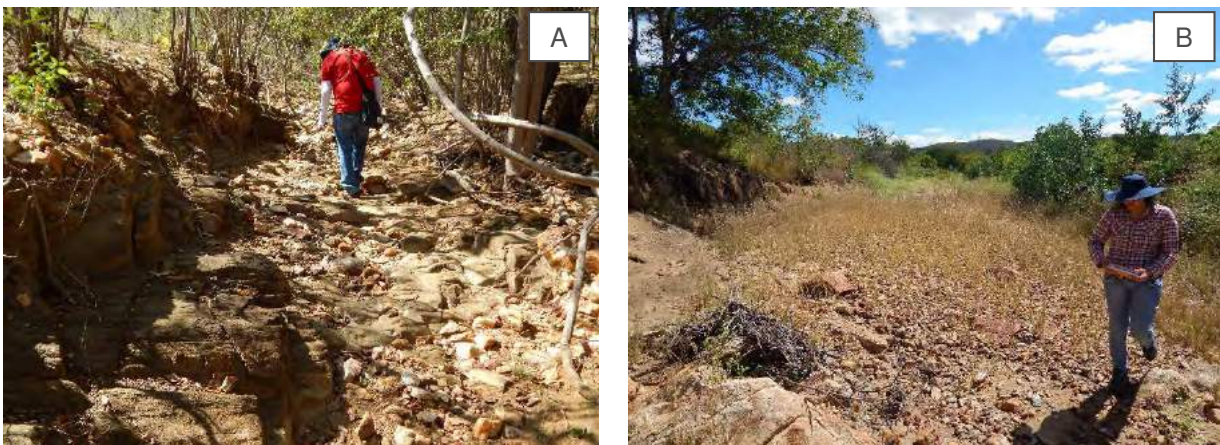
Figura 5.77: A. Porção granadífera (377783mE; 9396070mN). B. Detalhe afrisita (375615mE; 9398479mN).

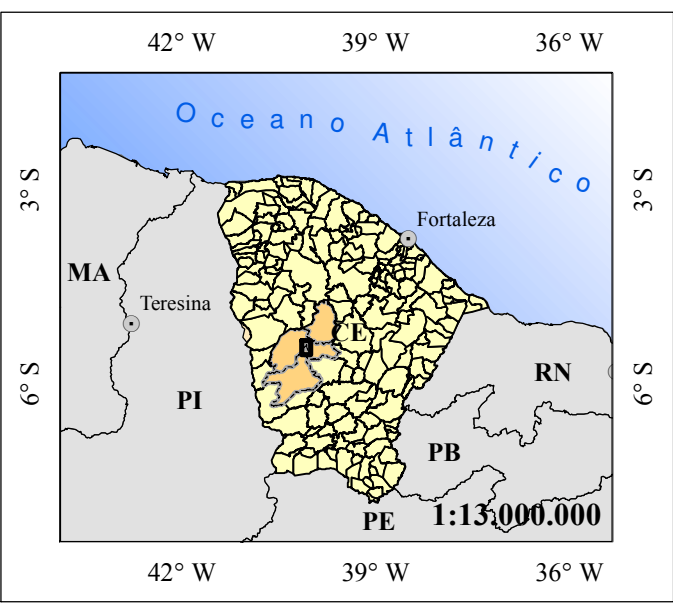
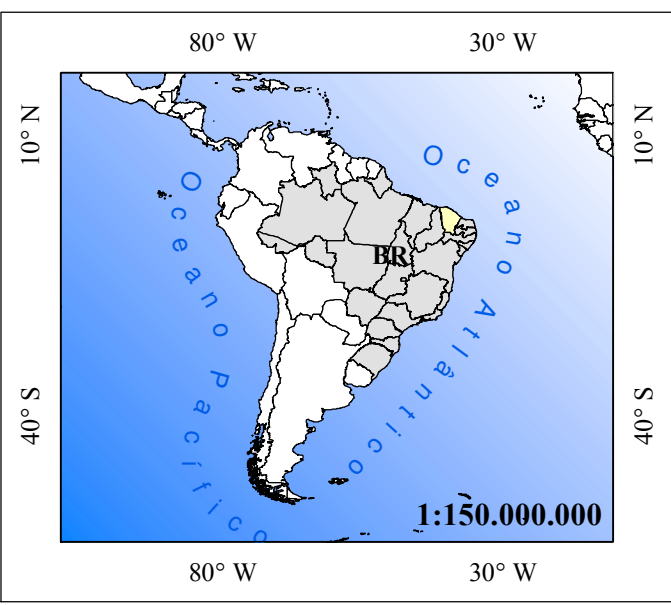
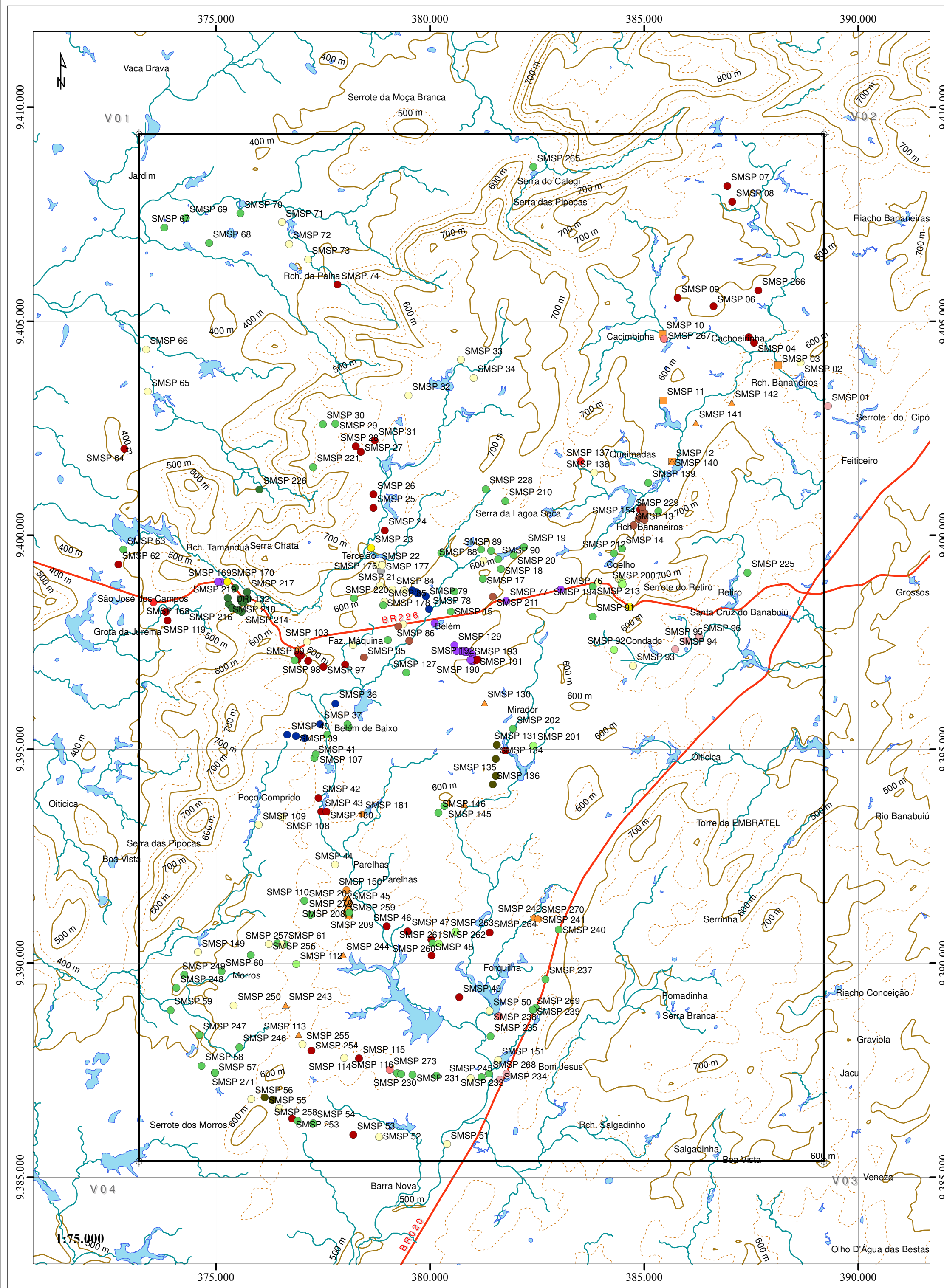


5.4 Aluviões Quaternários

Os depósitos representativos dos aluviões recentes encontram-se nos leitos dos rios e riachos da área mapeada, representada por sedimentos arenosos com granulação média a fina até conglomerática (Fig. 78A). Possuem coloração variada, com dominância das cores esbranquiçadas até amareladas. Recobrimdo os sedimentos há finíssimas camadas de matéria orgânica restantes da decomposição de restos vegetais (Fig. 78B).

Figura 5.78: A. Rede de drenagem intermitente com sedimentação quaternária variada (373536mE; 9398438mN). B. Matéria orgânica recobrimdo drenagem (383516mE; 9401728mN).





Convenções Geográficas

| | | |
|-----------------|------------------|---------------------------|
| Área de estudo | Corpos aquosos | Curva de nível principal |
| Rodovia federal | Rede de drenagem | Curva de nível secundária |

Convenções Geológicas

| | |
|---|-------------------------------------|
| Pegmatito | Cumulato máfico |
| Leucogranito | Metagranodiorito |
| Brecha hidrotermal | Anfibolito |
| Granito hidrotermalizado | Metarriodacito |
| Cataclasito hidrotermalizado | Clorita-antofilita-actinolita xisto |
| Metatufo hidrotermalizado / Silicificação | Metatufo básico e ácido |
| Metagranodiorito hidrotermalizado | Calcissilicática |
| Gondito | Meta-arcóseo |
| Metachert | Granada cianita xisto |
| Metadiorito | Gnaisse |

ARTICULAÇÃO DE FOLHA

| | | | |
|------------------------------|-------------------------------|----------------------------|--------------------------------|
| SB.24-V-C-III CRATÉUS | SB.24-V-D-I INDEPENDÊNCIA | SB.24-V-D-II BOA VIAGEM | SB.24-V-D-III QUIXERAMOBIM |
| SB.24-V-C-VI NOVO ORIENTE | SB.24-V-D-IV VÁRZEA DO BOI | SB.24-V-D-V MOMBAÇA | SB.24-V-D-VI SENADOR POMPEU |

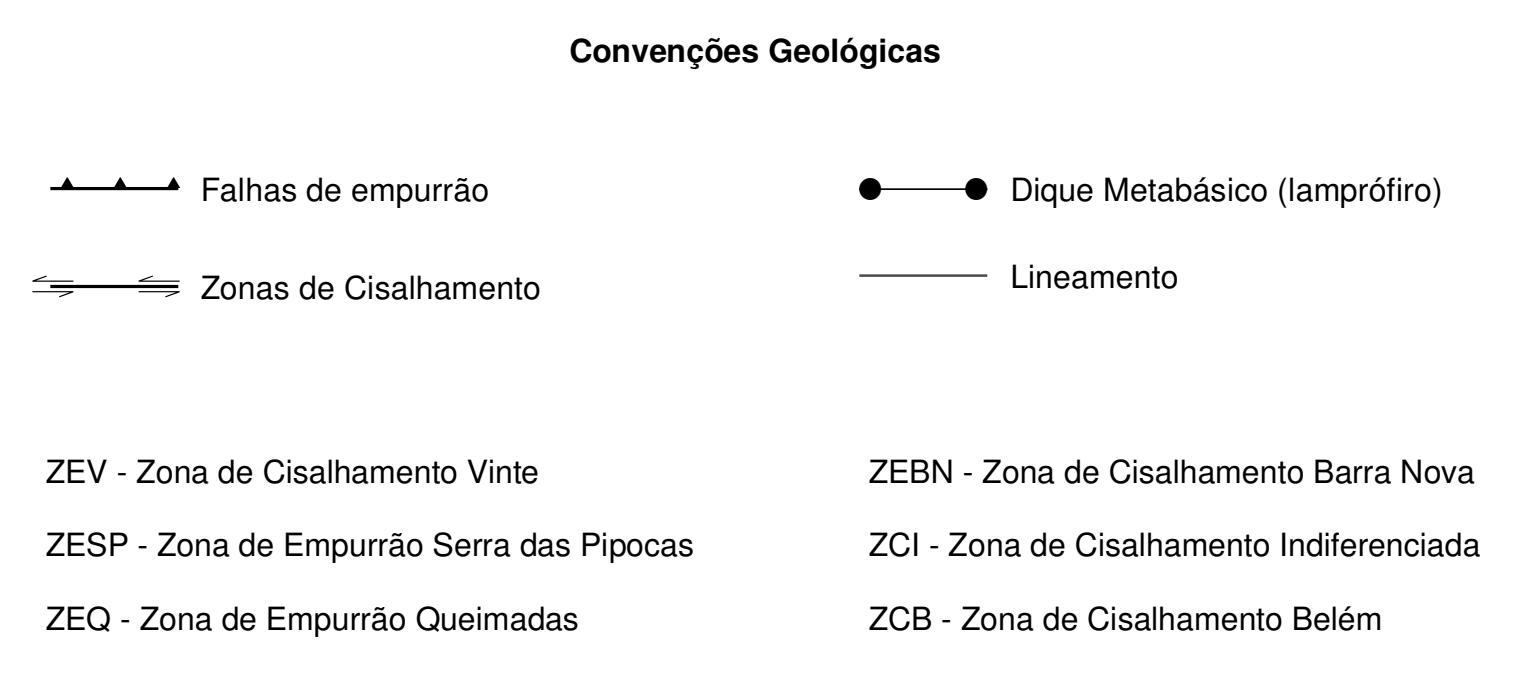
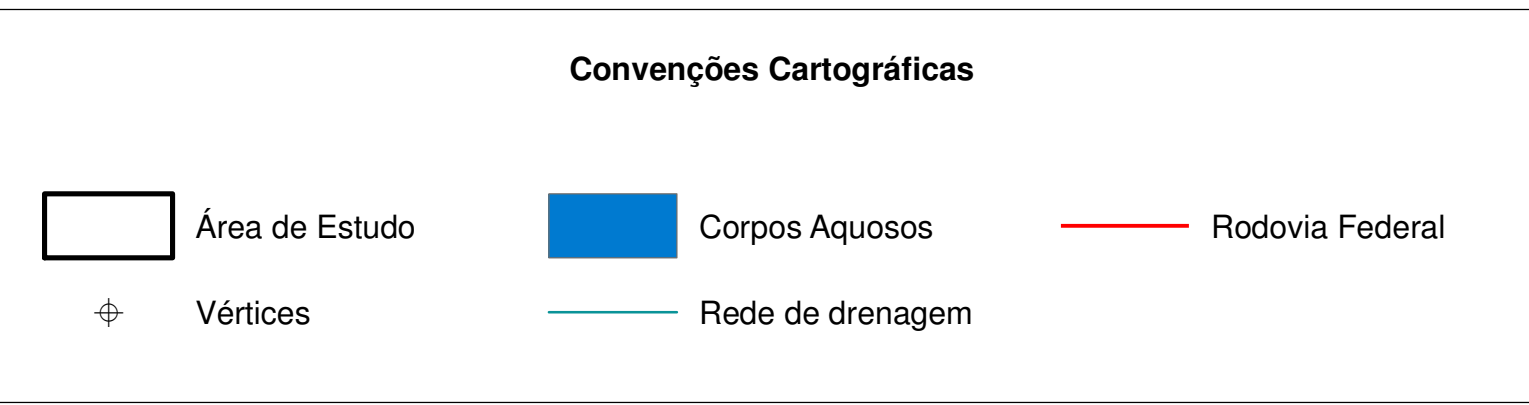
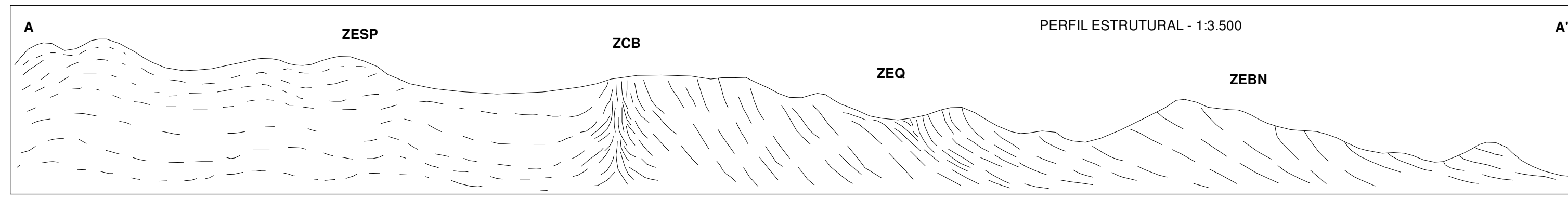
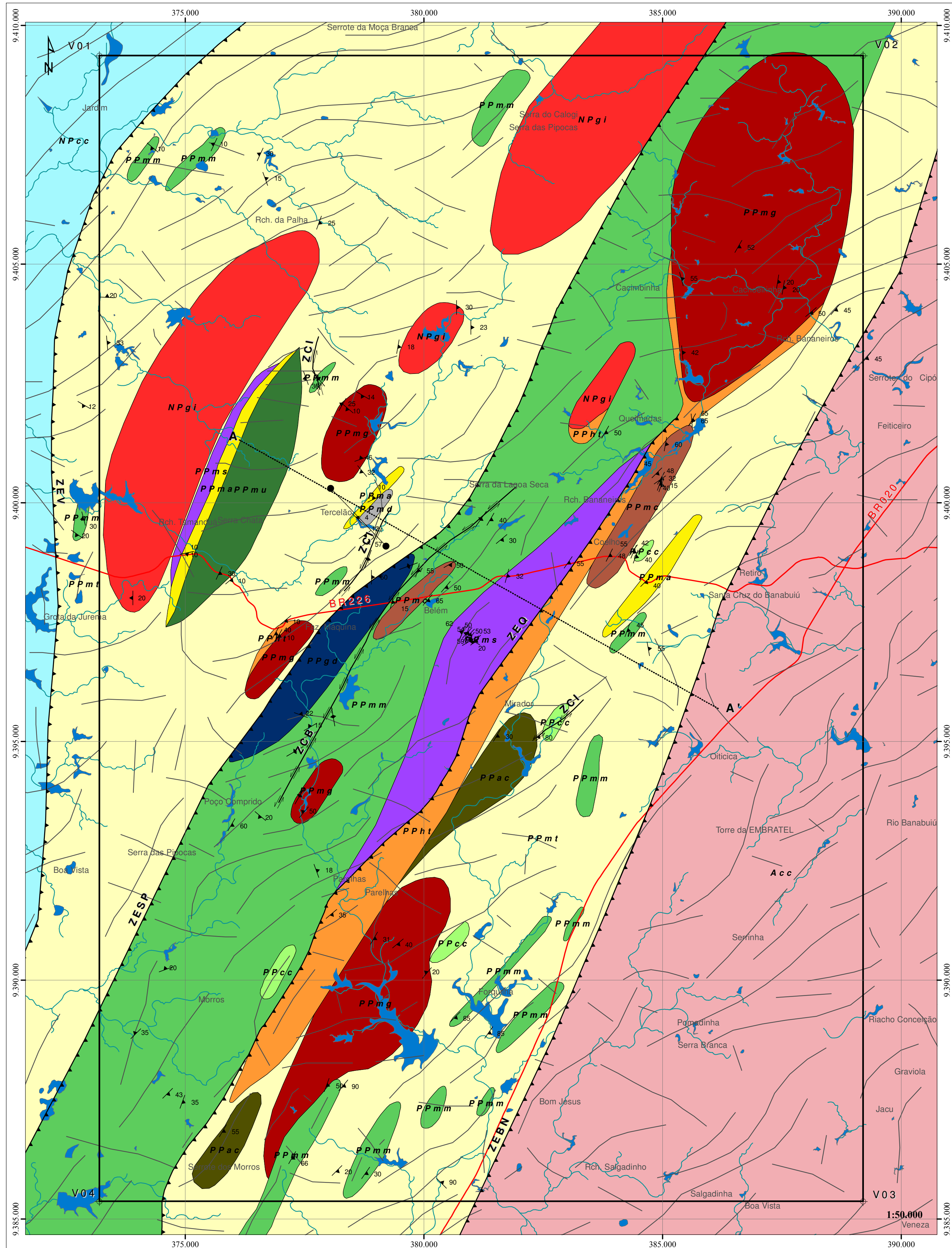
ESCALA GRÁFICA

Projeção: Universal Transversa de Mercator
 Meridiano Central: -39° W - Datum Horizontal: WGS 1984 UTM - Zona 24M
 Origem da Quilometragem UTM: Linha do Equador e Meridiano 39° W. Gr.
 Falso Leste: 500.000 - Falso Norte: 10.000.000 - Unidade: Metros

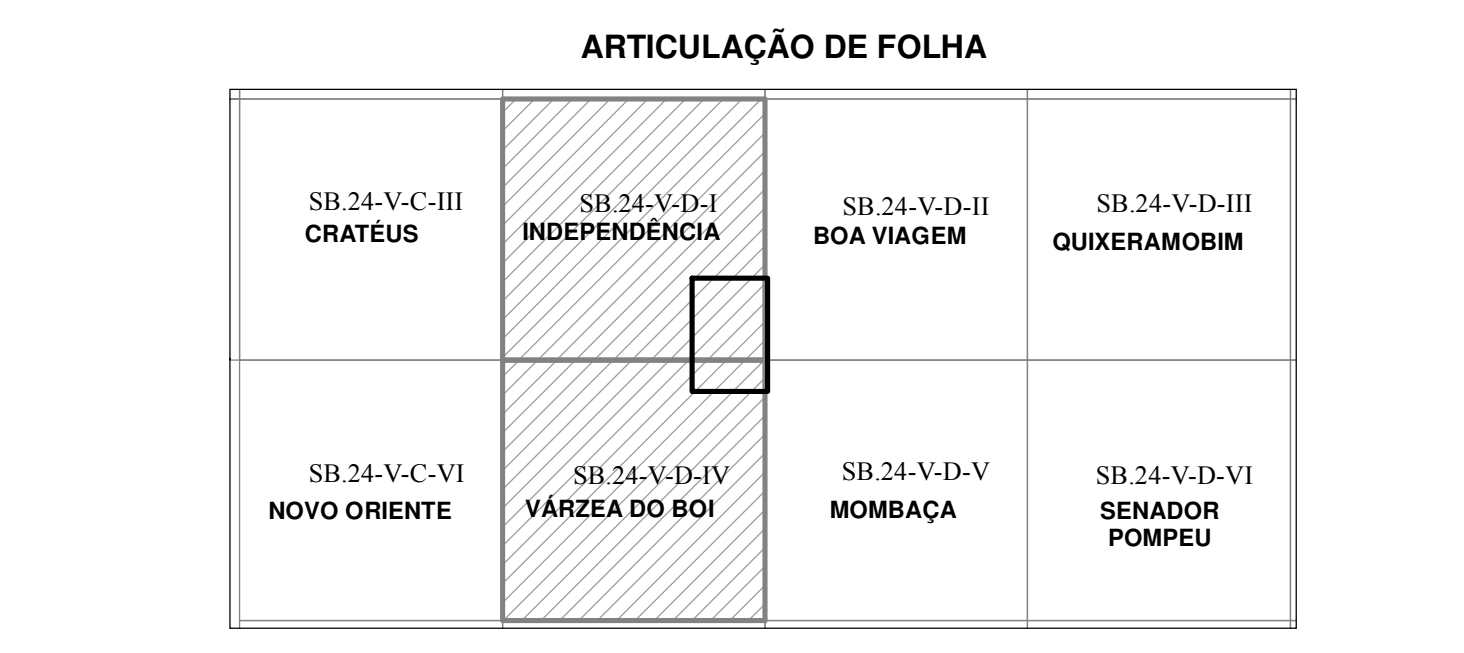
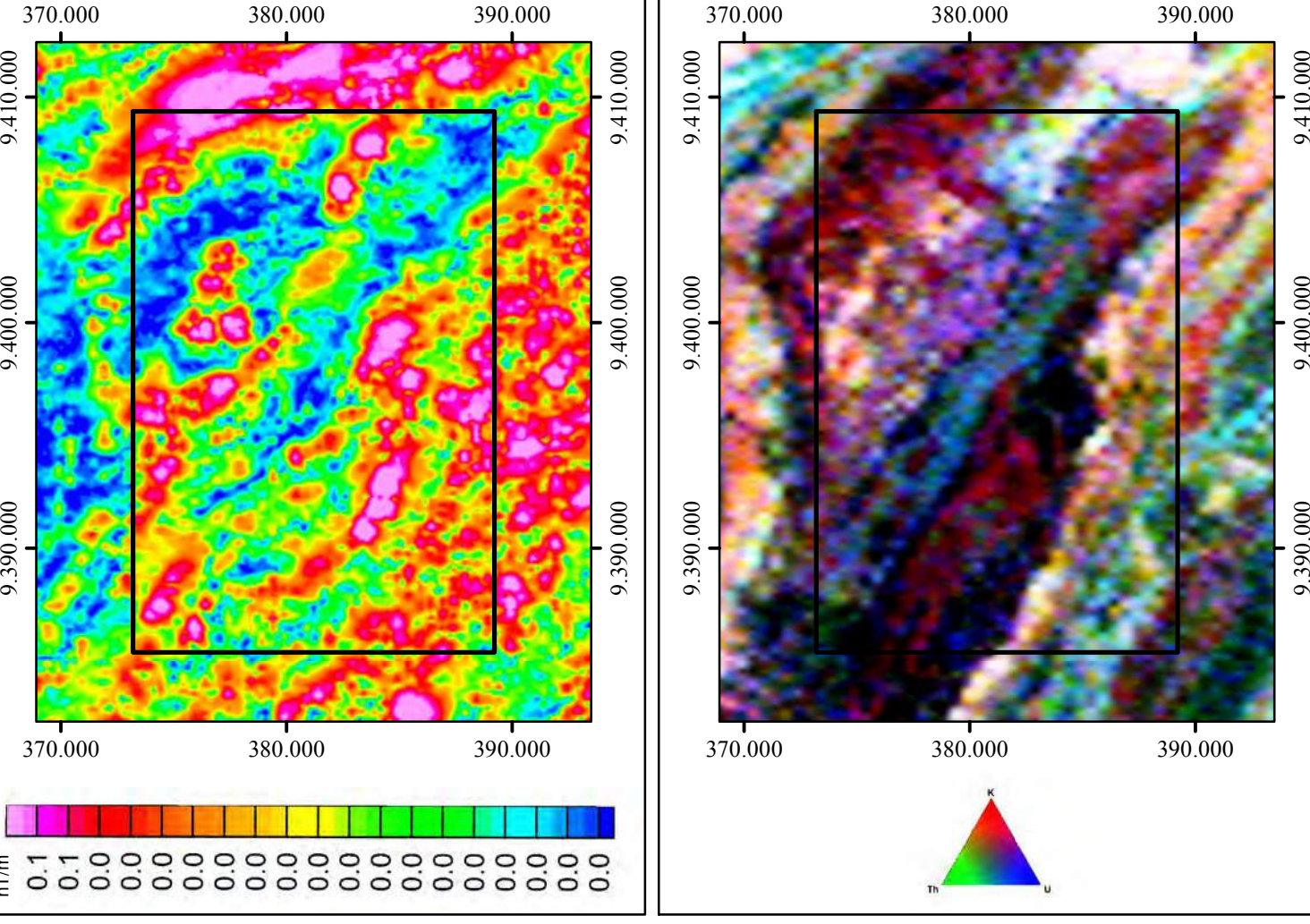
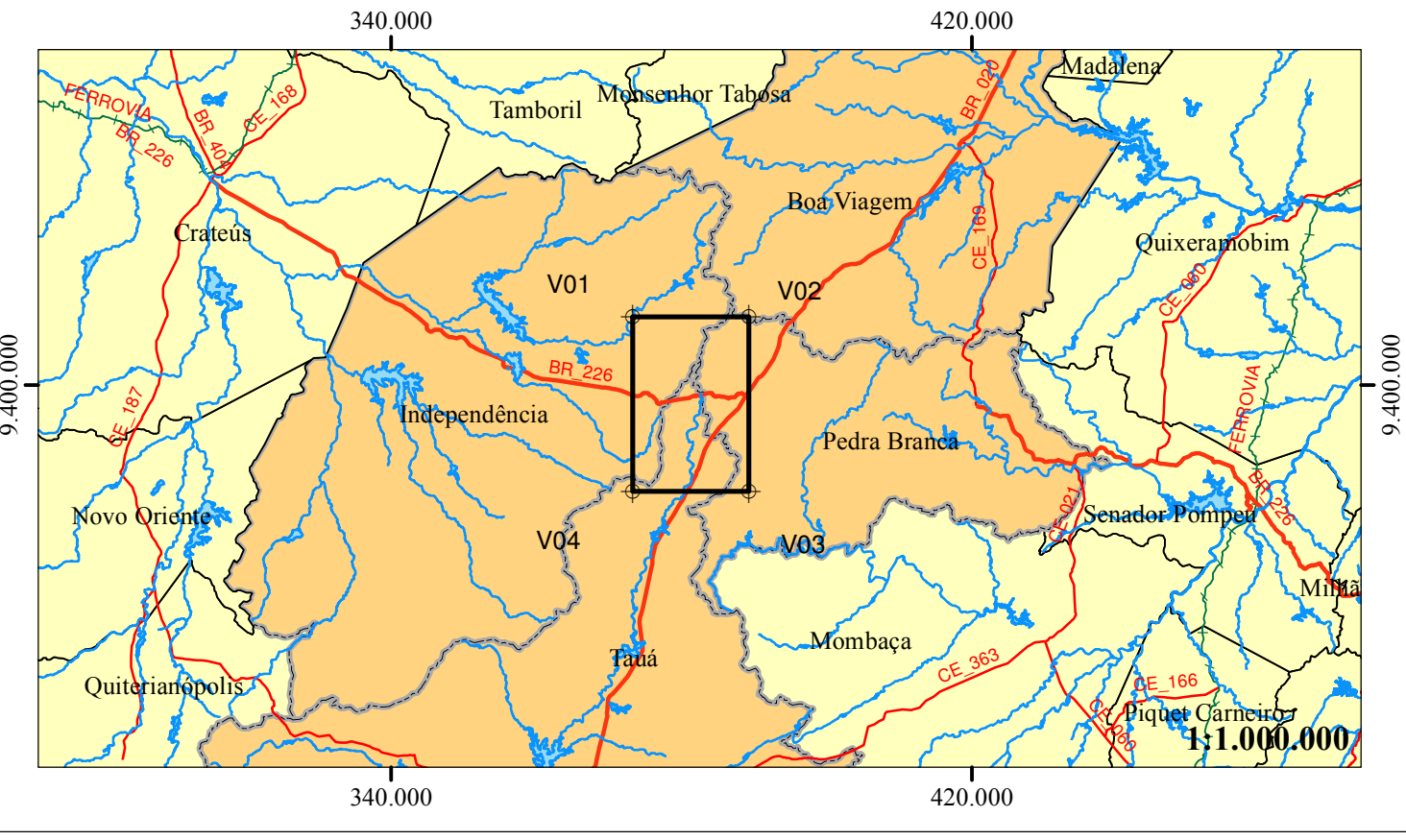
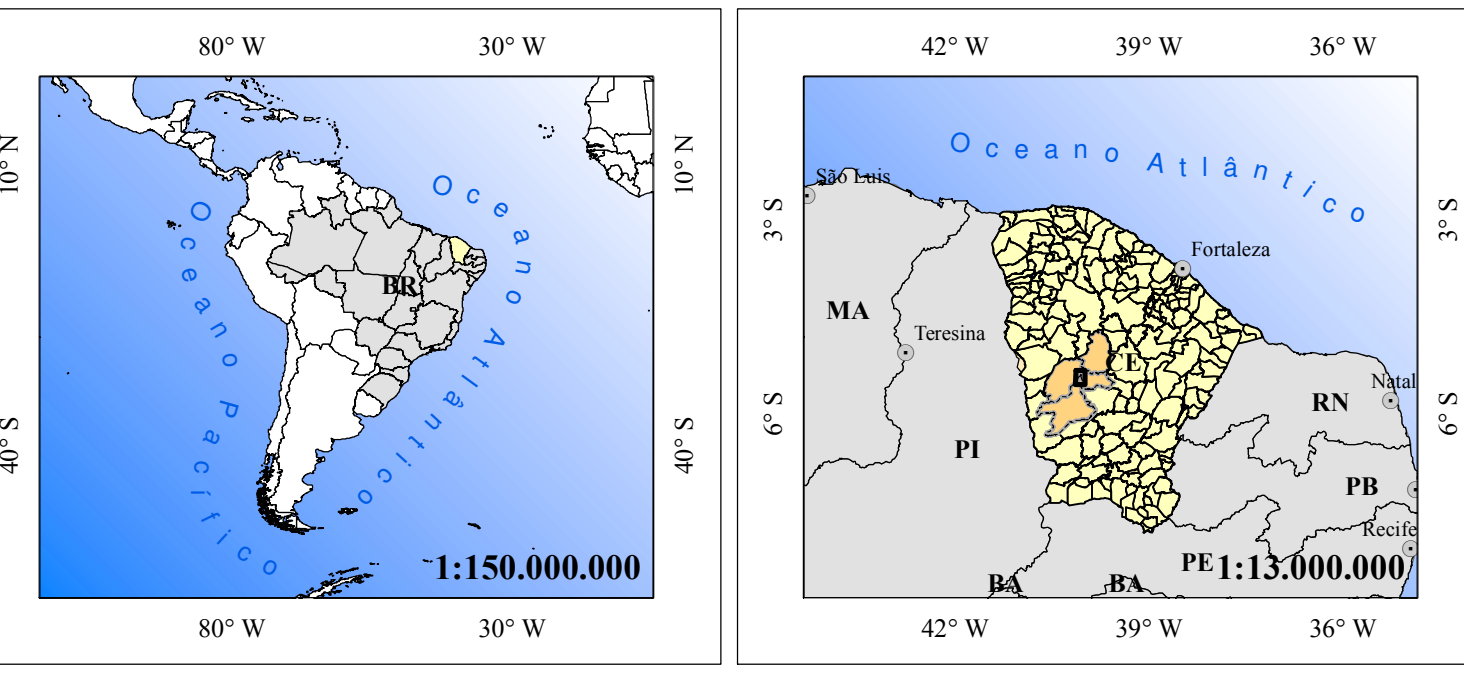
UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
 CAMPUS DO PICI - DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA - BLOCO 912/913

Projeto: CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES MÁFICA-ULTRAMÁFICAS E POTENCIAL METALOGÊNÉTICO DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR SERRA DAS PIPOCAS (CEARÁ): UM PROVÁVEL GREENSTONE BELT

| | | |
|-------------------------------|---------------------------------------|--------------------|
| Título: MAPA DE PONTOS | Poligonal: 384 Km ² | Prancha: 02 |
| Autora: SOUSA, H.P. | Orientadores: PARENTE & MAGINI | 03 |

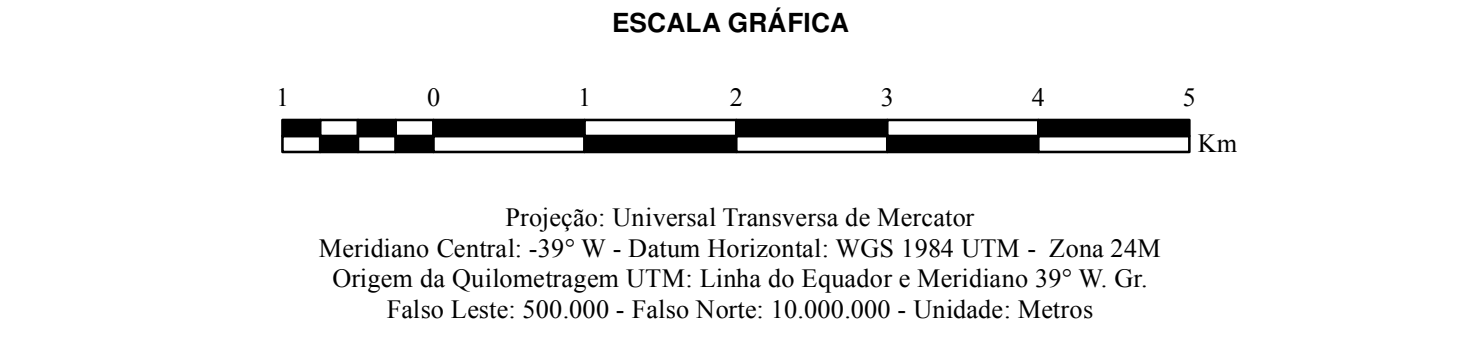


| EPA | IDADE | UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS |
|-------------------|--|--|
| Neoproterozoico | ~600Ma | NPgi GRANITOIDES NEOPROTEROZOICOS Corpos pegmatíticos (leucogranitos), compostos por megacristais de quartzo, feldspato, muscovita, granada e turmalina |
| | ~750Ma | NPcc COMPLEXO CANINDE INDIFERENCIADO Metapelitos contituídos por biotita xistos |
| | ~2,18Ga | Ppmg GBSP - SEQUÊNCIA METAGRANÍTICA Corpos graníticos de composição granodiorítica |
| | ? | Pph GBSP - ROCHAS HIDROTHERMALIZADAS Rochas fortemente hidrotermalizadas com alteração potássica, cloritização e silicificação. Os possíveis protólitos são metatufos básicos, cataclasito (com barita, fluorita e turmalina) e granodiorito |
| | ? | Ppgd GBSP - SEQUÊNCIA METAEXALÍTICA - GONDITO Protominério de manganês associado a ferro e grafita |
| Paleoproterozoico | ? | Ppmc GBSP - SEQUÊNCIA METAEXALÍTICA - METACHERT Corpos lenticulares de metachert associados a anfíbolitos e possíveis mineralizações auríferas |
| | | Ppmd GBSP - SEQUÊNCIA METAPLUTÔNICA ULTRAMÁFICA Corpo intrusivo ultramáfico contituído por metadacito |
| | | Ppac GBSP - SEQUÊNCIA METAPLUTÔNICA MÁFICA-ULTRAMÁFICA Corpos intrusivos máfico-ultramáficos contituído por actinolitos |
| | | Ppmm GBSP - SEQUÊNCIA METAMÁFICA Anfíbolitos granádíferos ou não, associados a metatufos básicos (com e sem turmalina) e ácidos, metacherts, formações ferríferas bandadas |
| | | Ppma GBSP - SEQUÊNCIA META-ÁCIDA Rocha vulcânica (Metarródacito) intercalada a máfica-ultramáficas, metavulcanoclásticas, sendo recortados discordantemente por dique metabásico (lamprófiro) |
| | ~2,2Ga | Ppmu GBSP - SEQUÊNCIA METAULTRAMÁFICA Rocha vulcânica metaultramáfica composta por Antofilita-clorita-actinolita/tremolita xisto (hidrotermalizada) intercalada a metavulcanoclásticas (com e sem turmalina), meta-ácidas, recortadas por granitoides neoproterozoicos |
| | | Ppmt GBSP - SEQUÊNCIA METAVULCANOCLÁSTICA Metatufos básicos e ácidos intercalados a rochas vulcânicas máficas, ácidas e rochas metassedimentares (metapelitos, metapsamitos e calcissilicática) |
| | | Ppcs GBSP - SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR Rochas calcissilicáticas associadas metassedimentares pelíticas e psamíticas, como também anfíbolitos |
| | Ppms GBSP - SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR Granada-cianita xisto (Metapelito) e Meta-arcósio (Metapsamito) associados a rochas calcissilicáticas e a metavulcânicas máfica-ultramáficas | |
| Neoproterozoico | ~2670Ba | Nacc COMPLEXO CRUZETA INDIFERENCIADO Para e ortognaisses com boudins de rochas máficas e plutônicas ultramáficas |



BASE CARTOGRÁFICA:

- Mapeamento Geológico da Sequência Metavulcanossedimentar na região de Independência e adjacências
- Dados aerogeomagnéticos do Projeto Aerogeofísico Novo Oriente
- Dados Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) de resolução horizontal 30m
- Imagens multiespectrais Landsat 8+ ETM, de órbita ponto 217/64



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
 CAMPUS DO PICI - DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA - BLOCO 912/913

Projeto: CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES MÁFICA-ULTRAMÁFICAS E POTENCIAL METALOGÊNICO DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR SERRA DAS PIPOCAS (CEARÁ): UM PROVÁVEL GREENSTONE BELT

| | | |
|------------------------|--------------------------------|-------------|
| Título: MAPA GEOLÓGICO | Polygonal: 384 Km² | Prancha: 03 |
| Autora: SOUSA, H.P. | Orientadores: PARENTE & MAGINI | 03 |

6 QUÍMICA MINERAL

Análises pontuais nos minerais foram realizadas nas lâminas e seções, com o uso do microscópio eletrônico de varredura com EDS acoplado e da microsonda eletrônica JEOL, modelo JXA-8600 do IG/UnB.

Onze amostras foram selecionadas para avaliação de química em mineral, procurando abranger os diferentes tipos texturais e composicionais, sendo analisados: metapelito, metaultramáfica, metamáfica, metavulcanoclástica, metaintrusiva e metaexalativo (Tab. 6.1). O tratamento dos dados químicos foi efetuado através do programa MINPET 2.02 (Richard, 1995).

Tabela 6.1: Amostras analisadas para química mineral dos litotipos do GBSP.

| GRUPO | LITOTIPO | AMOSTRAS |
|----------------------------|---|-----------|
| Metapelito | Granada-cianita xisto | SMSP76 |
| Metaultramáfico | Clorita-antofilita-actinolita/tremolita xisto | CVP02 |
| | | SMSP122I |
| | | SMSP124A2 |
| Metamáfico | Granada anfíbolito | SMSP106A |
| Metavulcanoclástico | Metatufo básico com turmalina | SMSP122D |
| Metaintrusivo | Dique metabásico | SMSP23B |
| | Actinolitito | SMSP45 |
| | | SMSP55A |
| Metaexalativo | Turmalinito | CVP1G |
| | Gondito | SMSP39 |

Petrograficamente, os metapelitos são constituídos por biotita, muscovita, quartzo, plagioclásio, granada, cianita e ilmenita. Os derrames metaultramáficos por actinolita/tremolita, clorita, ilmenita, rutilo, apatita e cromita. As metavulcânicas máficas por hornblenda, plagioclásio e granada. As metavulcanoclásticas básicas por hornblenda, plagioclásio, leucocênio, ilmenita, clorita, rutilo e, por vezes, turmalina. O dique metabásico por actinolita, flogopita, plagioclásio e apatita. Os actinolititos por actinolita, plagioclásio,

titanita, epidoto e apatita. Os gonditos por granada, quartzo, anfibólio, óxido de manganês e carbonato.

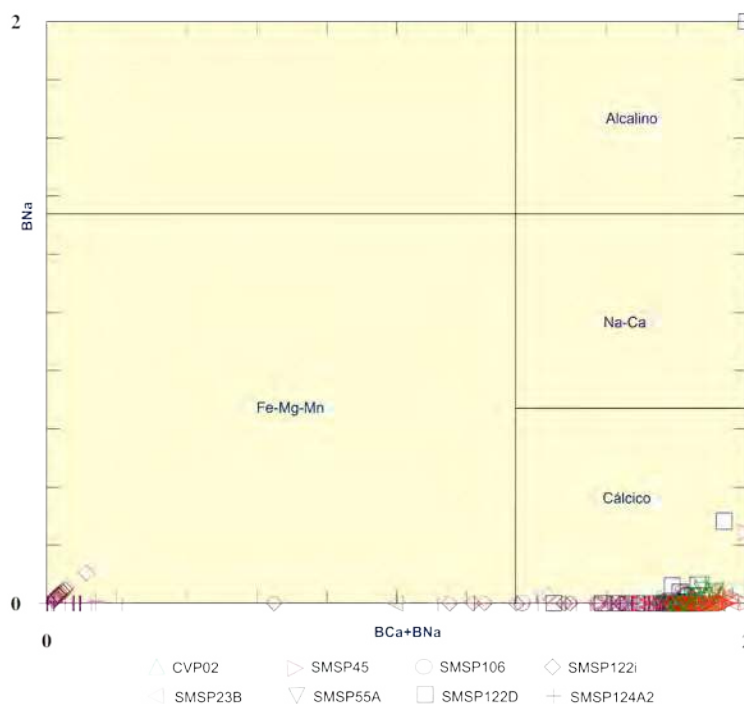
As análises, de caráter quantitativo, foram feitas em filossilicatos (clorita, muscovita, biotita e flogopita), tectossilicatos (albita, oligoclásio, andesina e plagioclásio), inossilicatos (actinolita, tremolita, tremolita-hornblenda, actinolita-hornblenda e magnésio-hornblenda), nesossilicatos (almandina, piropo, espessartita e cianita), espinélio (magnetita cromífera). Os cristais foram analisados sob condições de voltagem 15KV, corrente de 10nA e tempo de contagem de 10s, com o programa analítico do laboratório usado para silicatos.

6.1 Anfibólios

Os minerais do grupo dos anfibólios estudados fazem parte da porção máfica e ultramáfica do GBSP. Foram realizadas 231 análises pontuais, sendo 105 nos minerais do clorita-tremolita-actinolita xisto, 10 em cristais das rochas anfibolíticas, 35 em anfibólios dos metatufos básicos, 17 em cristais do dique metabásico e 54 para os actinolititos.

Na classificação dos quatro principais grupos, os anfibólios dividem-se em cálcicos e ferro-magnesianos, os primeiros foram encontrados em todas as rochas estudadas, o segundo (ferro-magnesiano) foi identificado nos xistos ultramáficos e no dique metabásico (Fig. 6.1).

Figura 6.1: Classificação em anfibólio cálcico para todas as rochas e ferro-magnesianos para as metaultramáficas e dique metabásico.



No **Clorita-antofilita-actinolita/tremolita xisto** foram encontrados dois grupos de anfibólios, os minerais do grupo Fe-magnesianos, em seção delgada, possuem extinção reta e foram plotados no gráfico dos Fe-Mg ortorrômbicos, assim esses anfibólios correspondem a antofilitas com variação nos teores de TSi (7,21 a 7,79) e $Mg/(Mg+Fe_2)$ (0,71 a 0,88) (Fig. 6.3). Nota-se que com o aumento do teor de $Mg/(Mg+Fe_2)$ diminui a quantidade de TSi. Já os minerais do grupo cálcico possuem $Na+K < 0,5$ e $Ti < 0,5$, e variam entre actinolita e actinolita-hornblendas (Figs. 6.2A, 6.2B e 6.4), com o teor de $Mg/(Mg+Fe_2)$ constante, mas com variação no TSi (7,9 a 7,25). Nas tabelas 6.2, 6.3, 6.4 e 6.5 têm-se os teores químicos das análises de actinolita, actinolita-hornblenda e magnésio-hornblenda, respectivamente.

Figura 6.2: Rocha metaultramáfica constituída por actinolita, como anfibólio. B. Associação com dois tipos de anfibólio, constituído por tremolita e magnésio-hornblenda.

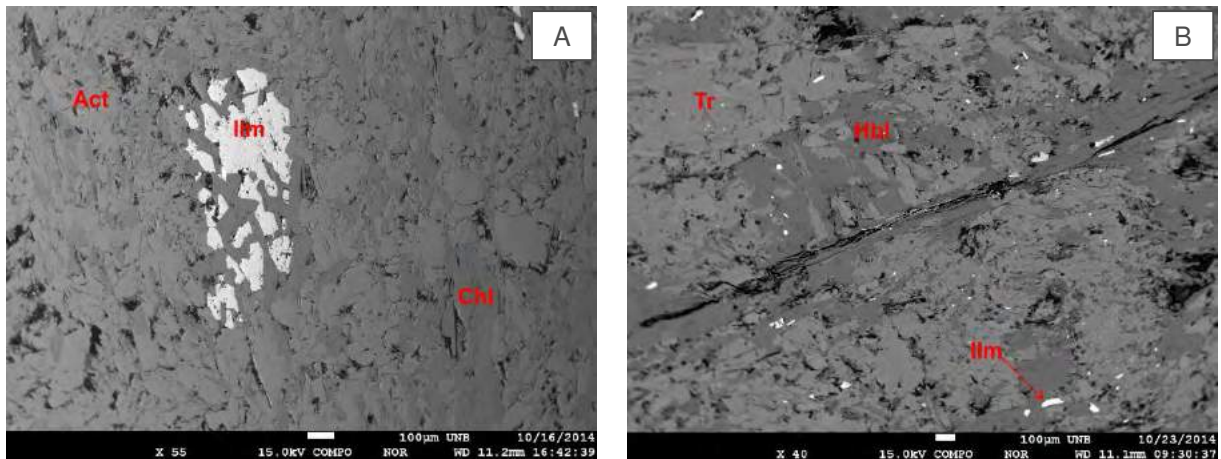


Figura 6.3: Diagrama de classificação dos anfibólios das amostras analisadas de Clorita-Antofilita-Actinolita Xisto.

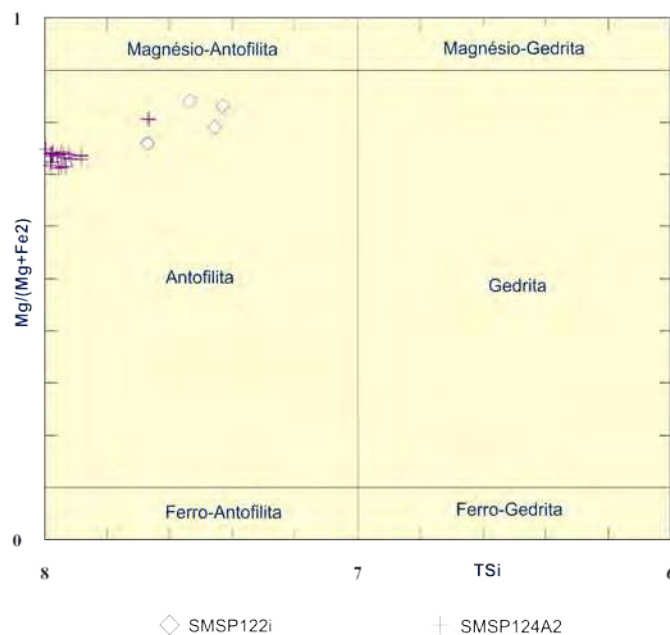


Figura 6.4: Anfibólios analisados nas amostras de Clorita-Antofilita-Actinolita Xisto.

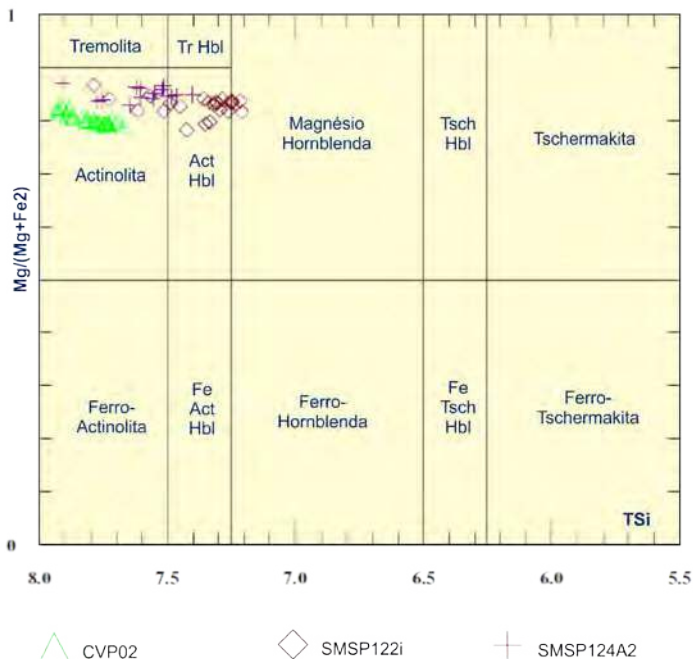


Tabela 6.2: Teores químicos das actinolitas analisadas do Clorita-antofilita-actinolita/tremolita xisto.

| ANÁLISE | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | FeO | MgO | MnO | Na2O | CaO | K2O | Cr2O3 | (OH) |
|----------|-------|------|-------|------|-------|------|------|-------|------|-------|------|
| CVP02-01 | 53,76 | 0,13 | 2,44 | 8,44 | 18,78 | 0,14 | 0,34 | 12,14 | 0,08 | 0,10 | 3,52 |
| CVP02-02 | 55,23 | 0,11 | 1,63 | 8,02 | 19,43 | 0,25 | 0,14 | 11,85 | 0,03 | 0,07 | 3,08 |
| CVP02-03 | 53,91 | 0,18 | 2,50 | 8,69 | 18,74 | 0,29 | 0,32 | 11,70 | 0,00 | 0,09 | 3,46 |
| CVP02-04 | 53,51 | 0,01 | 2,90 | 8,75 | 18,59 | 0,08 | 0,39 | 11,80 | 0,03 | 0,22 | 3,43 |
| CVP02-05 | 53,78 | 0,00 | 2,26 | 8,21 | 18,99 | 0,12 | 0,35 | 12,10 | 0,07 | 0,06 | 3,90 |
| CVP02-06 | 53,88 | 0,17 | 2,16 | 8,54 | 18,67 | 0,17 | 0,25 | 11,90 | 0,06 | 0,08 | 4,06 |
| CVP02-07 | 55,98 | 0,02 | 0,87 | 7,45 | 19,53 | 0,12 | 0,12 | 12,40 | 0,03 | 0,05 | 3,37 |
| CVP02-08 | 53,77 | 0,00 | 2,40 | 8,79 | 18,66 | 0,18 | 0,37 | 11,75 | 0,05 | 0,04 | 3,96 |
| CVP02-09 | 55,63 | 0,00 | 1,01 | 7,48 | 19,53 | 0,29 | 0,11 | 12,59 | 0,02 | 0,05 | 3,20 |
| CVP02-10 | 54,64 | 0,00 | 1,97 | 8,27 | 18,84 | 0,21 | 0,22 | 12,34 | 0,02 | 0,00 | 3,41 |
| CVP02-11 | 55,69 | 0,01 | 0,95 | 7,61 | 19,82 | 0,25 | 0,15 | 12,21 | 0,04 | 0,02 | 3,06 |
| CVP02-12 | 55,76 | 0,07 | 0,73 | 7,36 | 19,70 | 0,26 | 0,10 | 12,40 | 0,01 | 0,09 | 3,42 |
| CVP02-13 | 55,32 | 0,00 | 1,34 | 7,92 | 19,24 | 0,09 | 0,11 | 12,08 | 0,00 | 0,04 | 3,87 |
| CVP02-14 | 54,21 | 0,28 | 2,48 | 8,52 | 18,45 | 0,21 | 0,29 | 11,89 | 0,11 | 0,18 | 3,34 |
| CVP02-15 | 54,76 | 0,00 | 1,53 | 8,14 | 18,90 | 0,15 | 0,22 | 12,04 | 0,07 | 0,11 | 3,99 |
| CVP02-16 | 54,16 | 0,23 | 2,40 | 8,54 | 18,56 | 0,16 | 0,31 | 11,84 | 0,05 | 0,11 | 3,51 |
| CVP02-17 | 54,62 | 0,03 | 2,46 | 8,41 | 18,55 | 0,23 | 0,26 | 11,94 | 0,05 | 0,05 | 3,24 |
| CVP02-18 | 54,78 | 0,00 | 2,31 | 8,23 | 18,67 | 0,16 | 0,24 | 12,19 | 0,03 | 0,04 | 3,16 |
| CVP02-19 | 53,81 | 0,13 | 2,16 | 8,74 | 18,48 | 0,28 | 0,34 | 11,72 | 0,06 | 0,08 | 4,11 |
| CVP02-20 | 53,98 | 0,00 | 2,47 | 8,64 | 18,50 | 0,15 | 0,35 | 11,84 | 0,08 | 0,00 | 3,88 |
| CVP02-21 | 55,49 | 0,01 | 1,48 | 8,13 | 18,96 | 0,19 | 0,16 | 12,29 | 0,02 | 0,05 | 3,11 |
| CVP02-22 | 54,20 | 0,27 | 2,65 | 8,43 | 18,45 | 0,28 | 0,32 | 11,58 | 0,02 | 0,23 | 3,40 |
| CVP02-23 | 54,24 | 0,00 | 2,09 | 8,34 | 18,64 | 0,27 | 0,29 | 11,72 | 0,05 | 0,00 | 4,26 |
| CVP02-24 | 54,12 | 0,00 | 2,22 | 8,41 | 18,66 | 0,20 | 0,34 | 11,85 | 0,05 | 0,06 | 3,93 |

Continuação.

| ANÁLISE | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | Na ₂ O | CaO | K ₂ O | Cr ₂ O ₃ | (OH) |
|--------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|-------|------|-------------------|-------|------------------|--------------------------------|------|
| CVP02-25 | 55,23 | 0,07 | 1,48 | 8,00 | 18,93 | 0,14 | 0,16 | 12,10 | 0,03 | 0,05 | 3,66 |
| CVP02-26 | 56,49 | 0,27 | 0,75 | 7,59 | 19,45 | 0,13 | 0,13 | 12,57 | 0,01 | 0,00 | 2,46 |
| SMSP124A2-01 | 54,84 | 0,06 | 3,66 | 7,15 | 21,22 | 0,25 | 0,51 | 11,32 | 0,07 | 0,14 | 0,65 |
| SMSP124A2-02 | 54,81 | 0,01 | 3,01 | 6,02 | 21,28 | 0,16 | 0,40 | 12,07 | 0,10 | 0,18 | 1,85 |

Tabela 6.3: Teores químicos das tremolitas analisadas do Clorita-antofilita-actinolita/tremolita xisto.

| ANÁLISE | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | Na ₂ O | CaO | K ₂ O | Cr ₂ O ₃ | (OH) |
|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|-------|------|-------------------|------|------------------|--------------------------------|------|
| SMSP122I-01 | 60,24 | 0,11 | 0,50 | 4,30 | 28,87 | 0,04 | 0,11 | 0,03 | 0,05 | 0,11 | 5,56 |
| SMSP122I-02 | 61,08 | 0,07 | 0,63 | 4,09 | 29,05 | 0,00 | 0,07 | 0,05 | 0,03 | 0,04 | 4,81 |
| SMSP122I-03 | 60,20 | 0,04 | 0,67 | 4,33 | 28,40 | 0,00 | 0,10 | 0,06 | 0,05 | 0,00 | 6,13 |
| SMSP122I-04 | 60,37 | 0,18 | 0,80 | 4,46 | 28,86 | 0,00 | 0,03 | 0,09 | 0,00 | 0,12 | 5,00 |
| SMSP122I-05 | 60,46 | 0,22 | 0,79 | 4,10 | 28,56 | 0,00 | 0,11 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 5,54 |
| SMSP122I-06 | 59,23 | 0,41 | 1,52 | 4,27 | 28,49 | 0,00 | 0,40 | 0,05 | 0,05 | 0,02 | 5,50 |
| SMSP122I-07 | 59,80 | 0,00 | 0,89 | 4,60 | 27,56 | 0,03 | 0,09 | 0,01 | 0,04 | 0,00 | 6,82 |
| SMSP122I-08 | 59,35 | 0,11 | 0,65 | 5,14 | 27,61 | 0,00 | 0,15 | 0,03 | 0,06 | 0,00 | 6,74 |
| SMSP122I-09 | 60,15 | 0,09 | 1,15 | 4,34 | 28,50 | 0,00 | 0,22 | 0,00 | 0,00 | 0,08 | 5,44 |
| SMSP122I-10 | 60,65 | 0,05 | 0,72 | 4,50 | 28,33 | 0,00 | 0,13 | 0,02 | 0,00 | 0,10 | 5,49 |
| SMSP122I-11 | 60,29 | 0,06 | 0,38 | 4,31 | 28,68 | 0,11 | 0,06 | 0,06 | 0,04 | 0,08 | 5,86 |
| SMSP122I-12 | 60,02 | 0,03 | 1,03 | 3,93 | 28,35 | 0,00 | 0,18 | 0,06 | 0,00 | 0,13 | 6,27 |

Tabela 6.4: Teores químicos das tremolita-hornblendas analisadas do Clorita-antofilita-actinolita/tremolita xisto.

| ANÁLISE | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | Na ₂ O | CaO | K ₂ O | Cr ₂ O ₃ | (OH) |
|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|-------|------|-------------------|-------|------------------|--------------------------------|------|
| SMSP122I-13 | 51,33 | 0,41 | 6,25 | 8,54 | 18,91 | 0,12 | 0,85 | 10,29 | 0,08 | 0,27 | 2,78 |
| SMSP122I-14 | 50,98 | 0,36 | 7,20 | 6,71 | 18,94 | 0,19 | 0,98 | 11,79 | 0,10 | 0,25 | 2,38 |
| SMSP122I-15 | 51,04 | 0,52 | 7,74 | 6,67 | 18,85 | 0,08 | 1,09 | 11,77 | 0,11 | 0,29 | 1,72 |
| SMSP122I-16 | 51,81 | 0,48 | 5,52 | 6,99 | 19,87 | 0,11 | 0,79 | 10,99 | 0,07 | 0,13 | 3,18 |
| SMSP122I-17 | 50,40 | 0,23 | 8,07 | 6,65 | 18,36 | 0,15 | 1,00 | 11,93 | 0,11 | 0,15 | 2,84 |
| SMSP122I-18 | 50,39 | 0,38 | 7,14 | 6,33 | 18,72 | 0,22 | 0,97 | 11,91 | 0,13 | 0,16 | 3,55 |
| SMSP122I-19 | 50,45 | 0,42 | 5,76 | 7,44 | 18,76 | 0,19 | 0,73 | 12,44 | 0,08 | 0,24 | 3,38 |
| SMSP122I-20 | 52,01 | 0,35 | 5,60 | 7,69 | 19,44 | 0,18 | 0,84 | 10,68 | 0,06 | 0,11 | 2,91 |
| SMSP122I-21 | 51,06 | 0,06 | 6,71 | 6,37 | 18,88 | 0,08 | 0,83 | 12,01 | 0,10 | 0,24 | 3,45 |
| SMSP122I-22 | 55,38 | 0,00 | 1,73 | 5,72 | 21,01 | 0,05 | 0,28 | 12,35 | 0,02 | 0,05 | 3,13 |
| SMSP122I-23 | 51,50 | 0,42 | 6,19 | 7,43 | 19,16 | 0,14 | 0,85 | 10,94 | 0,12 | 0,22 | 2,92 |
| SMSP122I-24 | 51,23 | 0,55 | 6,62 | 6,59 | 19,10 | 0,11 | 0,89 | 12,08 | 0,07 | 0,33 | 2,31 |
| SMSP122I-25 | 51,34 | 0,26 | 5,69 | 6,38 | 18,97 | 0,11 | 0,91 | 11,99 | 0,06 | 0,28 | 3,78 |
| SMSP122I-26 | 50,59 | 0,10 | 7,13 | 8,60 | 18,20 | 0,03 | 1,07 | 10,81 | 0,12 | 0,13 | 3,00 |
| SMSP122I-27 | 52,32 | 0,05 | 5,30 | 6,98 | 19,61 | 0,15 | 0,78 | 11,26 | 0,12 | 0,34 | 2,92 |
| SMSP122I-28 | 51,26 | 0,36 | 6,94 | 6,42 | 18,65 | 0,11 | 1,00 | 12,09 | 0,10 | 0,01 | 3,01 |
| SMSP122I-29 | 50,73 | 0,37 | 7,47 | 7,35 | 18,42 | 0,11 | 0,98 | 11,14 | 0,13 | 0,23 | 2,85 |
| SMSP122I-30 | 53,36 | 0,19 | 4,30 | 6,34 | 19,68 | 0,05 | 0,58 | 11,85 | 0,05 | 0,19 | 3,34 |
| SMSP122I-31 | 52,27 | 0,21 | 5,15 | 7,15 | 19,46 | 0,12 | 0,76 | 11,23 | 0,05 | 0,09 | 3,48 |
| SMSP122I-32 | 51,20 | 0,00 | 6,59 | 6,54 | 18,67 | 0,17 | 0,90 | 11,66 | 0,11 | 0,13 | 3,89 |
| SMSP122I-33 | 51,16 | 0,40 | 6,70 | 6,53 | 18,39 | 0,09 | 0,88 | 11,98 | 0,11 | 0,18 | 3,46 |

Tabela 6.5: Teores químicos das magnésio-hornblendas analisadas do Clorita-antofilita-actinolita/tremolita xisto.

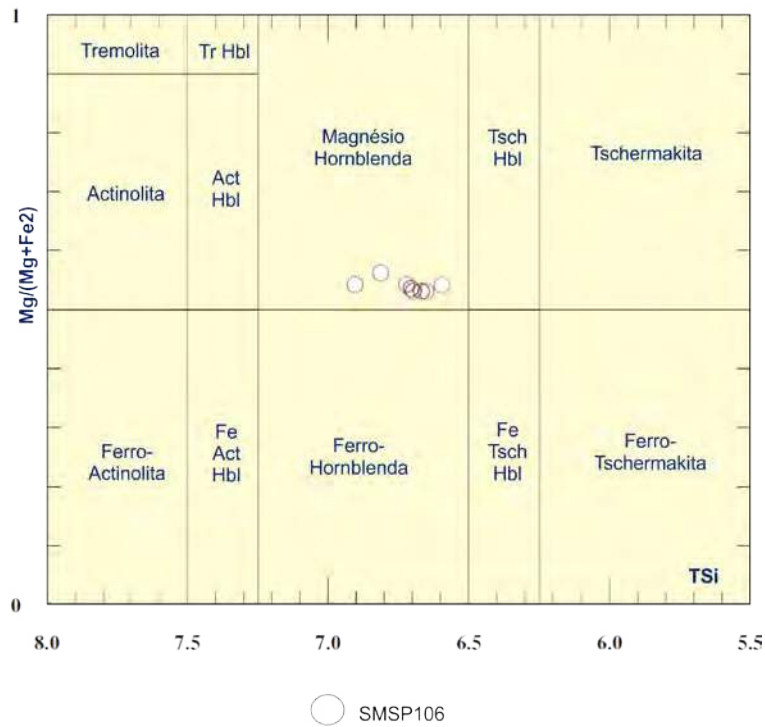
| ANÁLISE | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | FeO | MgO | MnO | Na2O | CaO | K2O | Cr2O3 | (OH) |
|--------------|-------|------|-------|-------|-------|------|------|------|------|-------|------|
| SMSP124A2-03 | 56,28 | 0,27 | 0,95 | 15,05 | 23,49 | 0,36 | 0,12 | 1,81 | 0,01 | 0,05 | 1,40 |
| SMSP124A2-04 | 56,60 | 0,28 | 0,44 | 16,92 | 23,47 | 0,39 | 0,05 | 0,99 | 0,03 | 0,08 | 0,63 |
| SMSP124A2-05 | 56,55 | 0,02 | 0,52 | 15,99 | 24,19 | 0,43 | 0,06 | 0,93 | 0,03 | 0,04 | 1,20 |
| SMSP124A2-06 | 57,46 | 0,00 | 0,44 | 15,56 | 24,38 | 0,43 | 0,05 | 0,81 | 0,04 | 0,02 | 0,67 |
| SMSP124A2-07 | 57,02 | 0,03 | 0,35 | 16,28 | 23,90 | 0,42 | 0,00 | 0,72 | 0,00 | 0,01 | 1,22 |
| SMSP124A2-08 | 56,62 | 0,07 | 0,36 | 15,82 | 24,22 | 0,42 | 0,04 | 0,87 | 0,00 | 0,11 | 1,27 |
| SMSP124A2-09 | 56,84 | 0,20 | 0,35 | 16,69 | 23,43 | 0,42 | 0,06 | 0,86 | 0,00 | 0,00 | 1,08 |
| SMSP124A2-10 | 56,70 | 0,00 | 0,39 | 16,03 | 23,66 | 0,48 | 0,08 | 0,95 | 0,00 | 0,00 | 1,58 |
| SMSP124A2-11 | 57,20 | 0,00 | 0,31 | 16,87 | 23,62 | 0,52 | 0,04 | 0,84 | 0,00 | 0,10 | 0,52 |
| SMSP124A2-12 | 57,05 | 0,00 | 0,58 | 15,47 | 24,58 | 0,48 | 0,05 | 0,88 | 0,00 | 0,00 | 0,81 |
| SMSP124A2-13 | 57,49 | 0,00 | 0,34 | 15,20 | 24,25 | 0,29 | 0,03 | 0,90 | 0,01 | 0,00 | 1,48 |
| SMSP124A2-14 | 57,04 | 0,00 | 0,43 | 15,14 | 24,24 | 0,46 | 0,09 | 1,01 | 0,02 | 0,07 | 1,43 |
| SMSP124A2-15 | 57,12 | 0,00 | 0,17 | 15,18 | 24,51 | 0,43 | 0,09 | 0,96 | 0,03 | 0,00 | 1,48 |
| SMSP124A2-16 | 56,54 | 0,00 | 0,23 | 16,05 | 24,29 | 0,42 | 0,05 | 0,78 | 0,04 | 0,09 | 1,49 |
| SMSP124A2-17 | 56,30 | 0,01 | 0,18 | 15,97 | 23,51 | 0,48 | 0,03 | 0,98 | 0,03 | 0,05 | 2,37 |
| SMSP124A2-18 | 56,69 | 0,00 | 0,22 | 15,46 | 24,05 | 0,25 | 0,02 | 1,33 | 0,00 | 0,00 | 1,88 |
| SMSP124A2-19 | 56,78 | 0,15 | 0,38 | 14,97 | 24,29 | 0,48 | 0,05 | 1,05 | 0,01 | 0,05 | 1,73 |
| SMSP124A2-20 | 56,63 | 0,01 | 0,26 | 15,45 | 24,57 | 0,42 | 0,10 | 0,81 | 0,04 | 0,05 | 1,66 |
| SMSP124A2-21 | 56,51 | 0,02 | 0,02 | 16,80 | 23,90 | 0,35 | 0,00 | 0,75 | 0,00 | 0,04 | 1,56 |
| SMSP124A2-22 | 56,16 | 0,16 | 0,67 | 15,35 | 24,07 | 0,49 | 0,07 | 0,93 | 0,02 | 0,09 | 1,99 |

Os **anfíbolitos** do GBSP possuem maior extensão em comparação às metaultramáficas. Possuem morfologia lenticular de *trend* NE-SW, concentrando-se na porção intermediária da sequência. Os anfíbolios analisados são de um granada anfíbolito e fazem partes dos minerais cálcicos. Todos possuem $Na+K < 0,50$ e $Ti < 0,50$ e são classificados como magnésio-hornblendas (Fig. 6.5 e Tab. 6.6).

Tabela 6.6: Química mineral das mg-hornblendas analisadas da metamáfica.

| ANÁLISE | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | FeO | MgO | MnO | Na2O | CaO | K2O | (OH) |
|------------|-------|------|-------|-------|-------|------|------|-------|------|------|
| SMSP106-01 | 45,42 | 0,48 | 12,29 | 16,43 | 10,42 | 0,25 | 1,57 | 11,42 | 0,21 | 1,45 |
| SMSP106-02 | 45,63 | 1,01 | 12,35 | 16,44 | 10,58 | 0,14 | 1,63 | 11,22 | 0,23 | 0,68 |
| SMSP106-03 | 45,10 | 0,70 | 11,68 | 16,17 | 10,74 | 0,24 | 1,50 | 11,16 | 0,21 | 2,40 |
| SMSP106-04 | 45,47 | 0,94 | 11,99 | 16,24 | 10,49 | 0,26 | 1,60 | 11,32 | 0,19 | 1,35 |
| SMSP106-05 | 45,70 | 0,96 | 12,14 | 16,63 | 10,53 | 0,19 | 1,46 | 11,58 | 0,23 | 0,41 |
| SMSP106-06 | 46,46 | 0,29 | 11,10 | 15,86 | 11,41 | 0,27 | 1,42 | 11,41 | 0,17 | 1,46 |
| SMSP106-07 | 45,43 | 0,78 | 12,14 | 15,90 | 10,33 | 0,21 | 1,67 | 11,44 | 0,23 | 1,70 |
| SMSP106-08 | 45,57 | 0,74 | 11,92 | 15,96 | 10,61 | 0,16 | 1,51 | 11,60 | 0,25 | 1,48 |
| SMSP106-09 | 44,68 | 0,71 | 12,62 | 15,90 | 10,53 | 0,21 | 1,63 | 11,38 | 0,20 | 1,94 |
| SMSP106-10 | 45,06 | 0,52 | 11,69 | 16,42 | 10,44 | 0,24 | 1,63 | 11,19 | 0,21 | 2,29 |

Figura 6.5: Diagrama de classificação dos anfibólios analisados do anfibolito.



As metavulcanoclásticas são intercaladas às rochas máfica-ultramáficas do GBSP. As análises nos anfibólios do **metatufo básico** indicaram que estes são cálcicos e com os seus teores de $Na+K < 0,50$ e $Ti < 0,50$, sendo plotados no campo do magnésio-hornblenda (com pouca variação nos teores de $Mg/(Mg+Fe_2)$ e TSi (6,70 a 7,05) (Figs. 6.6, 6.7 e Tab. 6.7).

Figura 6.6: A. Associação mineralógica encontrada no metatufo básico. B. Detalhe dos minerais contidos, com presença de turmalina.

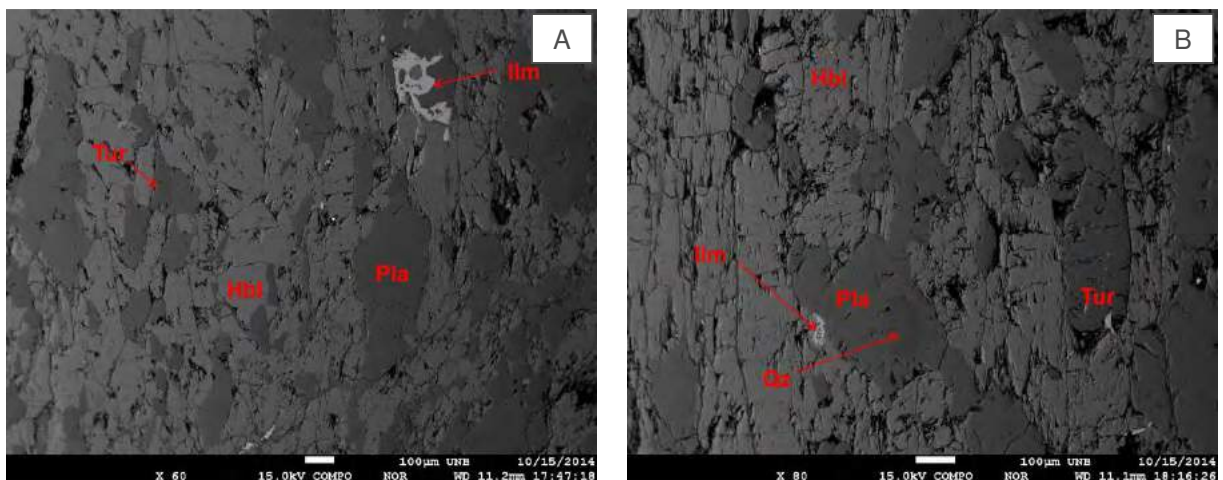


Figura 6.7: Diagrama de classificação dos anfibólios para o metatufu básico.

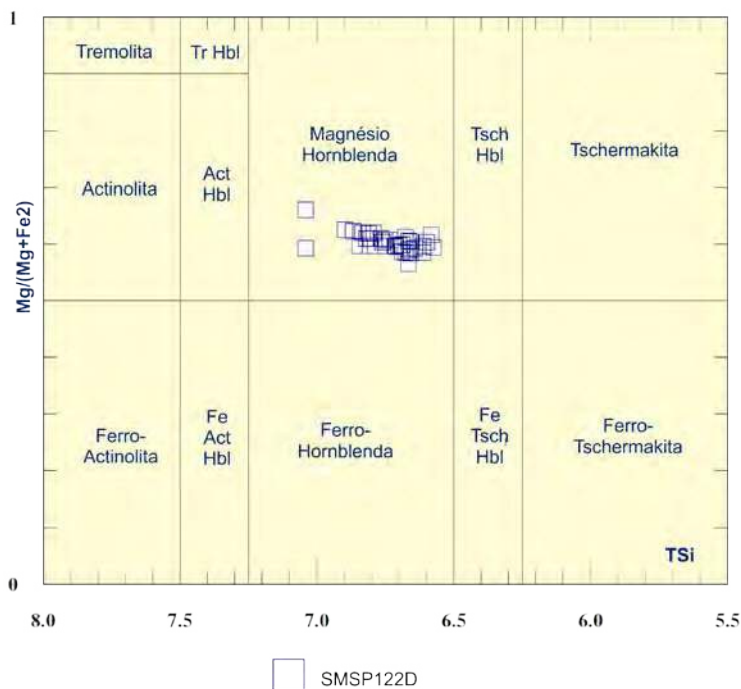


Tabela 6.7: Teores químicos da magnésio-hornblenda do grupo metavulcanoclástico.

| ANÁLISE | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | Na ₂ O | CaO | K ₂ O | (OH) |
|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|-------|------|-------------------|-------|------------------|------|
| SMSP122D-01 | 44,94 | 0,89 | 12,79 | 14,28 | 11,20 | 0,30 | 1,00 | 11,76 | 0,39 | 2,24 |
| SMSP122D-02 | 45,64 | 0,85 | 13,26 | 13,85 | 11,14 | 0,16 | 1,14 | 11,32 | 0,40 | 2,03 |
| SMSP122D-03 | 44,70 | 0,84 | 12,65 | 14,64 | 10,64 | 0,28 | 0,92 | 10,80 | 0,54 | 3,88 |
| SMSP122D-04 | 44,77 | 0,36 | 12,89 | 14,04 | 11,67 | 0,17 | 1,22 | 11,33 | 0,40 | 3,10 |
| SMSP122D-05 | 47,32 | 0,63 | 10,63 | 13,85 | 12,81 | 0,22 | 1,02 | 11,88 | 0,23 | 1,20 |
| SMSP122D-06 | 45,67 | 0,86 | 12,35 | 13,82 | 11,91 | 0,31 | 1,16 | 11,55 | 0,36 | 1,84 |
| SMSP122D-07 | 45,73 | 0,74 | 13,00 | 13,71 | 11,46 | 0,16 | 1,11 | 11,71 | 0,42 | 1,78 |
| SMSP122D-08 | 45,39 | 0,90 | 12,59 | 13,92 | 11,52 | 0,21 | 1,12 | 11,65 | 0,39 | 2,21 |
| SMSP122D-09 | 45,24 | 0,73 | 12,74 | 14,00 | 11,42 | 0,23 | 0,99 | 11,60 | 0,37 | 2,63 |
| SMSP122D-10 | 44,77 | 0,81 | 13,01 | 14,17 | 11,60 | 0,18 | 1,26 | 11,32 | 0,39 | 2,30 |
| SMSP122D-11 | 46,63 | 0,81 | 11,64 | 13,31 | 12,16 | 0,16 | 1,07 | 11,88 | 0,26 | 1,97 |
| SMSP122D-12 | 45,93 | 0,68 | 12,47 | 13,86 | 11,48 | 0,22 | 1,27 | 11,59 | 0,41 | 1,98 |
| SMSP122D-13 | 45,73 | 0,66 | 12,43 | 13,76 | 11,40 | 0,17 | 1,07 | 11,53 | 0,36 | 2,64 |
| SMSP122D-14 | 46,34 | 0,75 | 12,04 | 13,83 | 11,97 | 0,37 | 1,15 | 11,38 | 0,33 | 1,66 |
| SMSP122D-15 | 48,38 | 0,40 | 9,08 | 12,68 | 13,81 | 0,20 | 0,72 | 12,09 | 0,17 | 2,37 |
| SMSP122D-16 | 46,56 | 0,69 | 11,01 | 13,46 | 12,30 | 0,24 | 1,00 | 11,78 | 0,27 | 2,46 |
| SMSP122D-17 | 45,61 | 0,69 | 12,71 | 13,86 | 11,53 | 0,27 | 1,24 | 11,60 | 0,39 | 2,02 |
| SMSP122D-18 | 46,05 | 0,44 | 10,92 | 13,62 | 12,37 | 0,19 | 1,05 | 11,49 | 0,20 | 3,54 |
| SMSP122D-19 | 45,84 | 0,66 | 12,29 | 13,56 | 11,58 | 0,23 | 1,21 | 11,52 | 0,38 | 2,67 |
| SMSP122D-20 | 45,28 | 0,69 | 12,19 | 13,77 | 11,92 | 0,20 | 1,09 | 11,71 | 0,32 | 2,77 |
| SMSP122D-21 | 45,38 | 1,02 | 12,83 | 13,64 | 11,68 | 0,17 | 1,20 | 11,59 | 0,34 | 2,59 |
| SMSP122D-22 | 44,43 | 0,83 | 12,82 | 14,16 | 11,19 | 0,27 | 1,06 | 11,60 | 0,39 | 3,20 |
| SMSP122D-23 | 45,58 | 0,80 | 12,24 | 13,75 | 11,30 | 0,36 | 1,09 | 11,83 | 0,36 | 2,65 |

Continuação.

| ANÁLISE | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | Na ₂ O | CaO | K ₂ O | (OH) |
|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|-------|------|-------------------|-------|------------------|------|
| SMSP122D-24 | 45,45 | 0,90 | 12,55 | 13,37 | 11,86 | 0,23 | 1,09 | 11,60 | 0,38 | 2,48 |
| SMSP122D-25 | 46,48 | 0,84 | 9,95 | 13,25 | 12,41 | 0,29 | 0,95 | 11,45 | 0,27 | 3,97 |
| SMSP122D-26 | 45,06 | 0,73 | 12,74 | 14,12 | 11,21 | 0,27 | 1,29 | 11,34 | 0,35 | 2,60 |
| SMSP122D-27 | 45,30 | 0,68 | 12,89 | 13,77 | 11,44 | 0,32 | 1,32 | 11,27 | 0,42 | 2,54 |
| SMSP122D-28 | 45,91 | 0,48 | 11,39 | 13,73 | 11,97 | 0,27 | 1,03 | 11,75 | 0,33 | 3,03 |
| SMSP122D-29 | 45,54 | 0,82 | 12,27 | 13,47 | 11,77 | 0,19 | 1,09 | 11,83 | 0,32 | 2,60 |
| SMSP122D-30 | 44,32 | 0,60 | 12,63 | 13,68 | 11,63 | 0,35 | 1,27 | 11,23 | 0,51 | 3,60 |
| SMSP122D-31 | 48,88 | 2,04 | 11,31 | 12,79 | 10,42 | 0,19 | 1,01 | 10,86 | 0,27 | 2,08 |
| SMSP122D-32 | 45,49 | 0,74 | 12,05 | 13,55 | 11,85 | 0,24 | 1,22 | 11,18 | 0,37 | 3,05 |
| SMSP122D-33 | 44,21 | 0,54 | 12,18 | 14,12 | 11,12 | 0,14 | 1,16 | 11,73 | 0,35 | 4,24 |
| SMSP122D-34 | 45,16 | 0,94 | 12,33 | 13,99 | 11,30 | 0,38 | 1,07 | 11,57 | 0,35 | 2,88 |
| SMSP122D-35 | 44,40 | 0,90 | 12,34 | 13,30 | 11,98 | 0,35 | 1,07 | 11,80 | 0,36 | 3,32 |

O dique metabásico, do grupo metaintrusivo, recorta as rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas de maneira discordante. Na amostra analisada do dique foram visualizados orto e clinoanfíbólios, com o resultado foi possível identificar a antofilita como mineral fe-magnesiano ortorrômbico e anfíbólios cálcicos monoclinicos pertencentes a solução sólida actinolita-tremolita, plotados no gráfico para anfíbólios com $Na+K < 0,50$ e $Ti < 0,50$ (Figs. 6.8, 6.9 e Tab. 6.8).

Figura 6.8: A. Minerais encontrados no dique metabásico. B. Detalhe da actinolita.

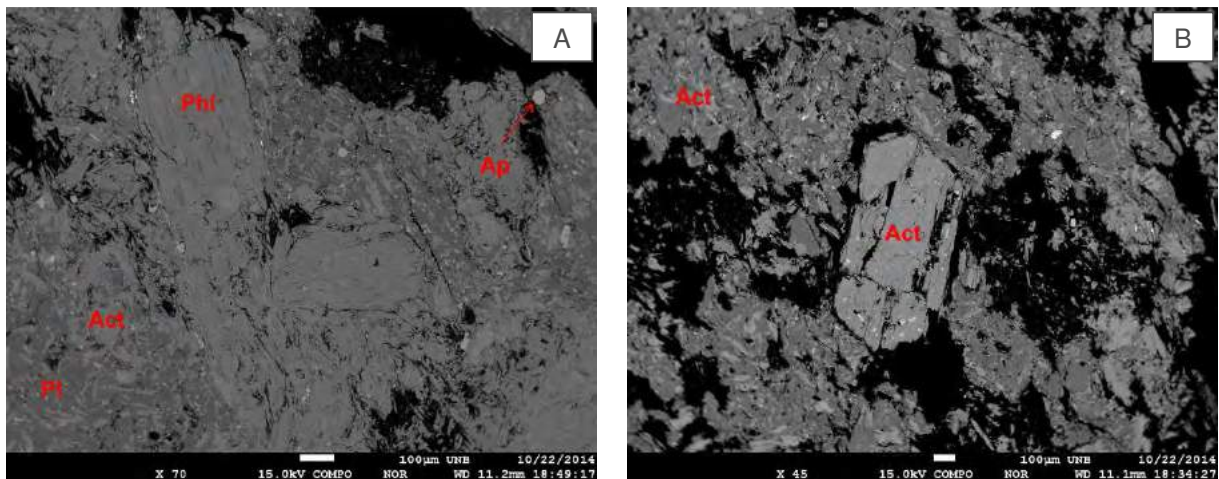


Figura 6.9: Diagrama de classificação dos anfibólios do dique metabásico.

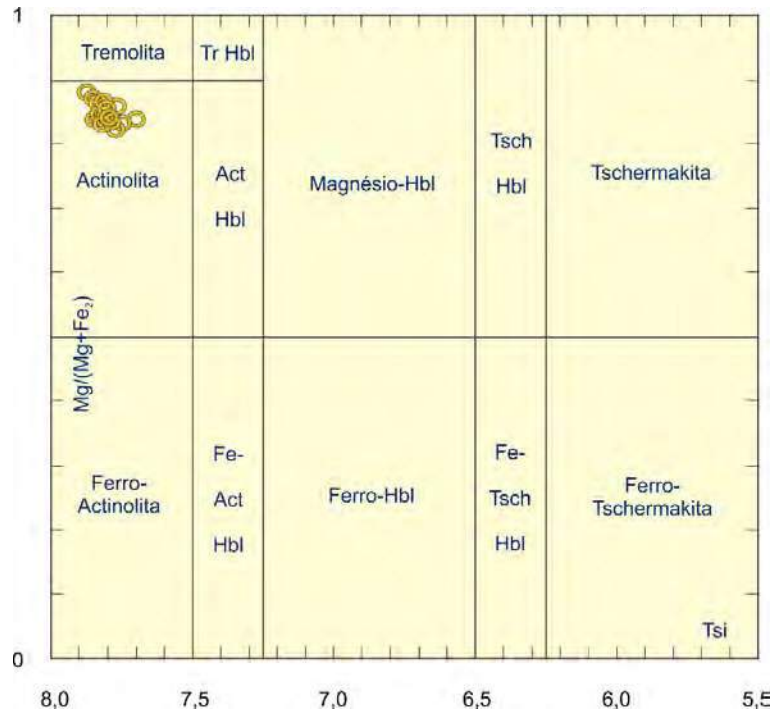


Tabela 6.8: Teores químicos da actinolita do dique metabásico.

| ANÁLISE | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | Na ₂ O | CaO | K ₂ O | (OH) |
|------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|-------|------|-------------------|-------|------------------|------|
| SMSP23B-01 | 56,00 | 0,19 | 1,77 | 7,66 | 19,29 | 0,11 | 0,40 | 12,54 | 0,09 | 1,88 |
| SMSP23B-02 | 55,89 | 0,07 | 1,76 | 7,29 | 19,39 | 0,29 | 0,26 | 12,94 | 0,05 | 2,00 |
| SMSP23B-03 | 56,40 | 0,06 | 1,39 | 7,86 | 19,42 | 0,18 | 0,25 | 12,82 | 0,09 | 1,42 |
| SMSP23B-04 | 56,07 | 0,16 | 1,52 | 6,79 | 19,86 | 0,31 | 0,32 | 12,50 | 0,07 | 2,34 |
| SMSP23B-05 | 55,45 | 0,23 | 2,74 | 8,25 | 18,75 | 0,22 | 0,31 | 12,91 | 0,09 | 0,96 |
| SMSP23B-06 | 56,95 | 0,02 | 0,64 | 6,59 | 20,64 | 0,24 | 0,08 | 12,98 | 0,05 | 1,70 |
| SMSP23B-07 | 56,32 | 0,07 | 0,95 | 7,12 | 20,11 | 0,25 | 0,15 | 12,71 | 0,05 | 2,13 |
| SMSP23B-08 | 56,32 | 0,15 | 1,19 | 7,73 | 19,67 | 0,22 | 0,17 | 12,83 | 0,06 | 1,57 |
| SMSP23B-09 | 55,70 | 0,63 | 1,70 | 7,84 | 19,36 | 0,19 | 0,16 | 13,02 | 0,05 | 0,98 |
| SMSP23B-10 | 55,82 | 0,08 | 1,25 | 7,59 | 19,59 | 0,18 | 0,12 | 13,25 | 0,07 | 1,89 |
| SMSP23B-11 | 50,99 | 0,44 | 5,65 | 9,03 | 18,34 | 0,14 | 0,17 | 9,45 | 2,75 | 2,87 |
| SMSP23B-12 | 55,96 | 0,07 | 1,86 | 8,02 | 19,17 | 0,17 | 0,21 | 13,05 | 0,19 | 1,24 |
| SMSP23B-13 | 56,22 | 0,15 | 1,72 | 7,27 | 19,47 | 0,25 | 0,39 | 12,54 | 0,08 | 1,80 |
| SMSP23B-14 | 56,04 | 0,25 | 1,58 | 6,88 | 19,47 | 0,03 | 0,26 | 12,83 | 0,15 | 2,39 |
| SMSP23B-15 | 56,20 | 0,06 | 1,65 | 7,63 | 19,21 | 0,31 | 0,21 | 12,63 | 0,22 | 1,76 |
| SMSP23B-16 | 55,21 | 0,09 | 2,30 | 8,01 | 19,21 | 0,14 | 0,33 | 12,79 | 0,13 | 1,68 |
| SMSP23B-17 | 55,19 | 0,15 | 2,11 | 8,19 | 18,86 | 0,18 | 0,21 | 12,33 | 0,58 | 2,14 |

As plutônicas máficas, representadas por **actinolitos**, ocorrem em forma de matações e blocos soltos, na porção leste de área. Todos os anfibólios analisados das rochas

plutônicas são cálcicos (Figs. 6.10A, 6.10B, 6.11 e Tab. 6.9), com variação maior no teor de TSi.

A amostra SMSP45, que é interpretada como uma fase cumulática do derrame, apresenta processos de diferenciação dos anfibólios iniciando com actinolita, que é mais rico em sílica, passando para Mg-hornblenda de forma gradacional. Interpreta-se que os minerais foram cristalizando diminuindo o teor de magnésio e aumentando o teor de sílica.

A amostra SMSP55 demonstra uma constância nos anfibólios, com todos os minerais sendo classificados como actinolita (Figs. 6.10A e 6.10B), no gráfico Na+K<0,50 e Ti<0,50, sem variação significativa.

Figura 6.10: A. Assembleia mineral do actinolito plutônico. B. Detalhe da clorita no actinolito.

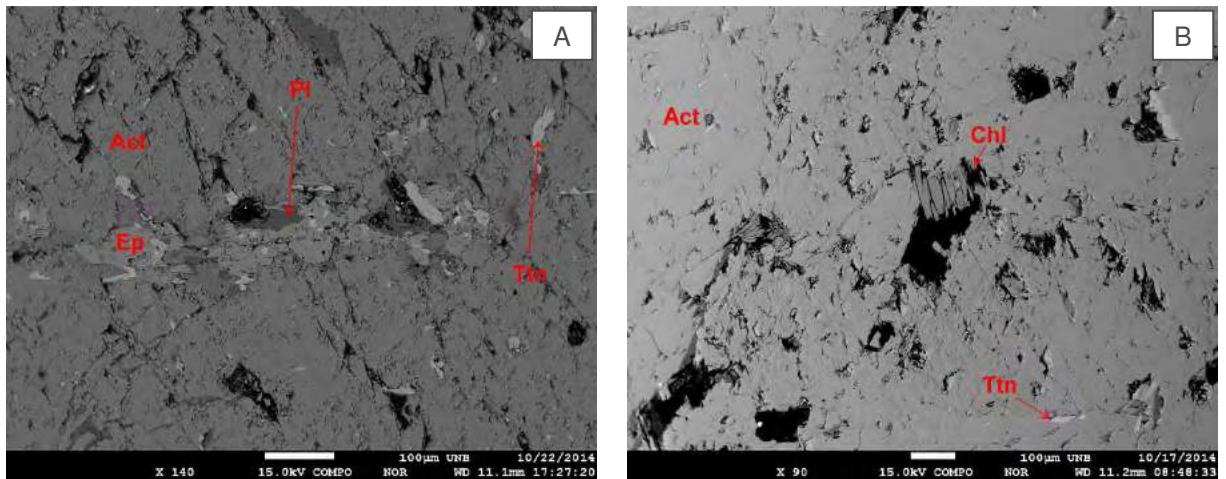


Figura 6.11: Diagrama de classificação dos anfibólios das metaplutônicas.

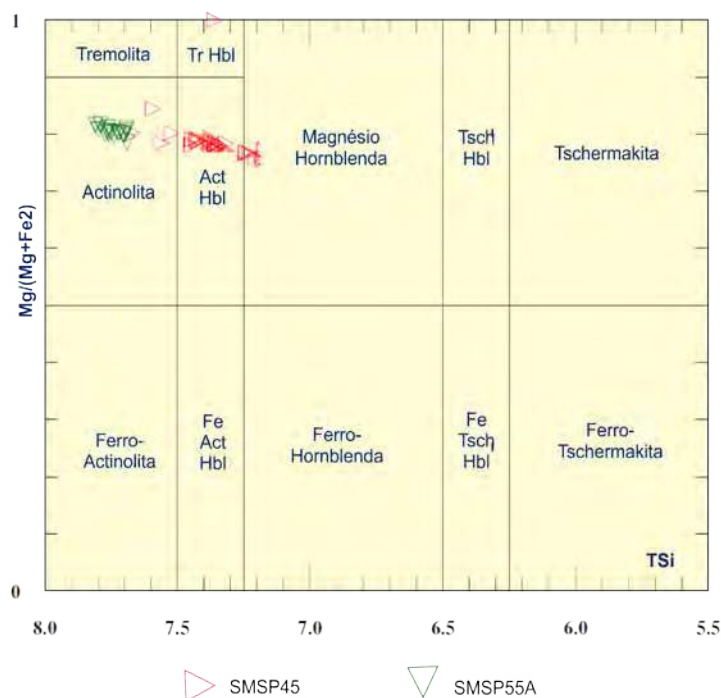


Tabela 6.9: Teores químicos dos anfibólios analisados dos actinolitos.

| ANÁLISE | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | FeO | MgO | MnO | Na2O | CaO | K2O | (OH) |
|------------|-------|------|-------|-------|-------|------|------|-------|------|------|
| SMSP45-01 | 50,44 | 0,61 | 7,14 | 9,68 | 16,70 | 0,13 | 0,94 | 12,71 | 0,44 | 1,02 |
| SMSP45-02 | 50,92 | 0,39 | 7,36 | 8,98 | 17,09 | 0,26 | 0,92 | 12,56 | 0,48 | 0,92 |
| SMSP45-03 | 51,41 | 0,34 | 6,13 | 9,15 | 17,07 | 0,32 | 0,78 | 12,84 | 0,40 | 1,50 |
| SMSP45-04 | 50,94 | 0,23 | 6,96 | 9,63 | 16,98 | 0,19 | 1,18 | 12,18 | 0,44 | 1,13 |
| SMSP45-05 | 51,45 | 0,69 | 6,24 | 8,80 | 17,89 | 0,17 | 0,93 | 12,36 | 0,39 | 0,95 |
| SMSP45-06 | 51,67 | 0,32 | 5,41 | 8,97 | 17,51 | 0,16 | 0,89 | 12,57 | 0,35 | 2,14 |
| SMSP45-07 | 51,96 | 0,22 | 6,21 | 8,61 | 16,94 | 0,20 | 0,78 | 12,77 | 0,39 | 1,79 |
| SMSP45-08 | 51,94 | 0,43 | 5,69 | 9,02 | 17,11 | 0,13 | 0,86 | 12,64 | 0,29 | 1,84 |
| SMSP45-09 | 51,90 | 0,47 | 5,92 | 8,89 | 17,71 | 0,08 | 0,94 | 12,58 | 0,33 | 0,96 |
| SMSP45-10 | 51,25 | 0,32 | 6,63 | 8,87 | 17,34 | 0,19 | 1,00 | 12,42 | 0,41 | 1,37 |
| SMSP45-11 | 52,83 | 0,21 | 5,12 | 8,73 | 18,21 | 0,29 | 0,77 | 12,63 | 0,24 | 0,90 |
| SMSP45-12 | 51,95 | 0,27 | 5,56 | 8,42 | 17,45 | 0,24 | 0,87 | 12,79 | 0,31 | 2,03 |
| SMSP45-13 | 51,09 | 0,39 | 6,01 | 9,14 | 17,25 | 0,26 | 0,92 | 12,94 | 0,37 | 1,57 |
| SMSP45-14 | 51,83 | 0,51 | 5,91 | 8,98 | 17,04 | 0,11 | 0,92 | 12,54 | 0,41 | 1,57 |
| SMSP45-15 | 50,66 | 0,38 | 6,86 | 9,01 | 16,78 | 0,17 | 0,98 | 12,44 | 0,48 | 2,08 |
| SMSP45-16 | 50,99 | 0,35 | 7,06 | 9,46 | 16,58 | 0,25 | 1,17 | 11,91 | 0,46 | 1,69 |
| SMSP45-17 | 50,10 | 0,68 | 7,60 | 9,33 | 16,22 | 0,25 | 1,10 | 12,77 | 0,45 | 1,41 |
| SMSP45-18 | 50,69 | 0,22 | 7,66 | 9,06 | 17,23 | 0,17 | 0,91 | 12,85 | 0,45 | 0,70 |
| SMSP45-19 | 48,79 | 0,17 | 8,66 | 10,04 | 15,88 | 0,16 | 1,26 | 12,37 | 0,57 | 2,00 |
| SMSP45-20 | 50,07 | 0,40 | 7,84 | 9,30 | 16,82 | 0,24 | 1,09 | 12,56 | 0,47 | 1,12 |
| SMSP45-21 | 48,12 | 1,07 | 9,39 | 9,98 | 15,74 | 0,05 | 1,20 | 12,50 | 0,63 | 1,18 |
| SMSP45-22 | 50,44 | 0,50 | 7,67 | 9,08 | 16,73 | 0,10 | 1,17 | 12,60 | 0,47 | 1,12 |
| SMSP45-23 | 50,07 | 0,36 | 6,91 | 9,46 | 16,67 | 0,03 | 0,99 | 12,80 | 0,42 | 2,20 |
| SMSP45-24 | 51,61 | 0,34 | 5,66 | 8,54 | 17,81 | 0,15 | 0,78 | 12,91 | 0,36 | 1,73 |
| SMSP45-25 | 52,69 | 0,17 | 4,80 | 8,00 | 18,10 | 0,15 | 0,74 | 12,75 | 0,25 | 2,24 |
| SMSP45-26 | 54,54 | 0,00 | 0,98 | 5,13 | 15,60 | 0,26 | 0,61 | 24,26 | 0,03 | 0,00 |
| SMSP45-27 | 49,61 | 0,42 | 7,62 | 9,52 | 16,25 | 0,25 | 0,98 | 12,89 | 0,51 | 1,88 |
| SMSP45-28 | 53,29 | 0,50 | 5,07 | 8,52 | 18,20 | 0,09 | 0,94 | 12,55 | 0,27 | 0,56 |
| SMSP45-29 | 53,83 | 0,22 | 4,74 | 8,26 | 18,73 | 0,11 | 0,77 | 12,28 | 0,29 | 0,60 |
| SMSP45-30 | 52,48 | 0,18 | 5,27 | 8,51 | 18,33 | 0,26 | 0,97 | 12,41 | 0,28 | 1,20 |
| SMSP45-31 | 52,19 | 0,38 | 5,30 | 8,52 | 17,88 | 0,15 | 0,76 | 12,25 | 0,30 | 2,12 |
| SMSP45-32 | 52,58 | 0,24 | 5,31 | 8,48 | 17,99 | 0,14 | 0,85 | 12,59 | 0,30 | 1,40 |
| SMSP45-33 | 52,54 | 0,47 | 5,61 | 8,82 | 17,89 | 0,11 | 0,74 | 12,60 | 0,26 | 0,92 |
| SMSP45-34 | 52,38 | 0,17 | 4,87 | 8,62 | 17,63 | 0,19 | 0,80 | 12,47 | 0,30 | 2,43 |
| SMSP45-35 | 51,27 | 0,33 | 6,35 | 9,37 | 17,35 | 0,15 | 0,93 | 12,72 | 0,38 | 1,10 |
| SMSP45-36 | 50,94 | 0,62 | 6,36 | 9,31 | 16,97 | 0,10 | 1,00 | 12,45 | 0,36 | 1,79 |
| SMSP45-37 | 52,78 | 0,05 | 5,14 | 8,75 | 17,51 | 0,17 | 0,75 | 12,86 | 0,27 | 1,68 |
| SMSP55A-01 | 55,71 | 0,13 | 2,19 | 7,81 | 19,59 | 0,09 | 0,42 | 12,55 | 0,08 | 1,36 |
| SMSP55A-02 | 55,42 | 0,11 | 2,51 | 8,33 | 19,14 | 0,23 | 0,46 | 12,67 | 0,12 | 1,01 |
| SMSP55A-03 | 55,35 | 0,29 | 2,21 | 8,10 | 19,53 | 0,17 | 0,41 | 12,56 | 0,13 | 1,17 |
| SMSP55A-04 | 54,96 | 0,22 | 2,39 | 8,29 | 18,83 | 0,15 | 0,44 | 12,12 | 0,18 | 2,36 |
| SMSP55A-05 | 56,18 | 0,15 | 1,83 | 7,83 | 19,52 | 0,13 | 0,37 | 12,56 | 0,08 | 1,31 |
| SMSP55A-06 | 55,43 | 0,35 | 2,94 | 8,00 | 19,20 | 0,13 | 0,45 | 12,28 | 0,16 | 1,03 |

Continuação.

| ANÁLISE | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | Na ₂ O | CaO | K ₂ O | (OH) |
|------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|-------|------|-------------------|-------|------------------|------|
| SMSP55A-07 | 55,08 | 0,05 | 2,60 | 8,33 | 18,91 | 0,28 | 0,52 | 12,35 | 0,15 | 1,50 |
| SMSP55A-08 | 55,14 | 0,19 | 2,91 | 8,62 | 19,12 | 0,26 | 0,46 | 12,52 | 0,19 | 0,55 |
| SMSP55A-09 | 54,48 | 0,26 | 2,93 | 8,46 | 18,62 | 0,21 | 0,60 | 12,42 | 0,18 | 1,76 |
| SMSP55A-10 | 55,37 | 0,17 | 2,34 | 8,26 | 19,01 | 0,03 | 0,51 | 12,47 | 0,21 | 1,51 |
| SMSP55A-11 | 55,27 | 0,13 | 2,86 | 8,21 | 19,18 | 0,16 | 0,40 | 12,51 | 0,16 | 1,08 |
| SMSP55A-12 | 55,39 | 0,03 | 2,50 | 8,49 | 19,13 | 0,19 | 0,52 | 12,23 | 0,18 | 1,25 |
| SMSP55A-13 | 55,47 | 0,12 | 2,75 | 8,49 | 19,24 | 0,14 | 0,52 | 12,35 | 0,14 | 0,71 |
| SMSP55A-14 | 55,66 | 0,06 | 2,65 | 8,18 | 18,94 | 0,23 | 0,51 | 12,11 | 0,16 | 1,35 |
| SMSP55A-15 | 55,42 | 0,13 | 2,37 | 8,11 | 19,08 | 0,20 | 0,43 | 12,48 | 0,17 | 1,51 |
| SMSP55A-16 | 55,33 | 0,18 | 2,66 | 8,44 | 19,17 | 0,10 | 0,53 | 12,39 | 0,16 | 0,94 |

6.2 Feldspatos

Os minerais do grupo do feldspato foram diagnosticados e pontuados nas amostras de rochas granada cianita xisto (2 unidades), anfibolito (7 unidades), metatufó básico (13 unidades), dique metabásico (12 unidades) e actinolítico (11 unidades).

O feldspato analisado na amostra de **granada cianita xisto**, cuja tabela 6.10 contém os resultados analíticos representativos do mineral, é o oligoclásio (Fig. 6.12) que apresenta baixo teor CaO (5,16 - 5,56%), alto teor Na₂O (8,10 - 8,65%) e SiO₂ (60,19 - 61,92%).

Figura 6.12: Plotagem no campo do oligoclásio para granada cianita xisto.

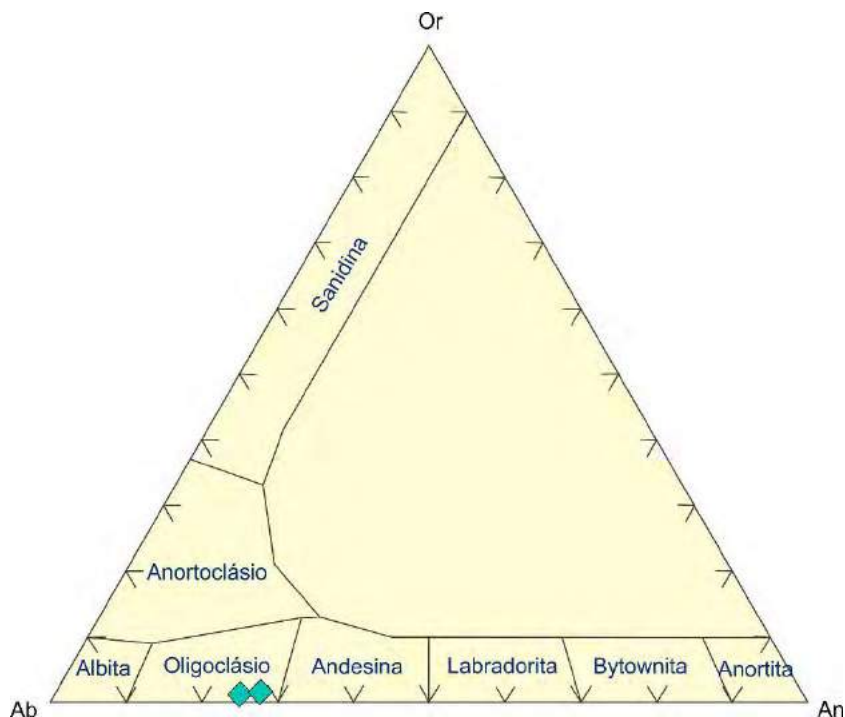


Tabela 6.10: Teores químicos do feldspato sódico do grupo Metapelítico.

| ANÁLISE | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | Na ₂ O | CaO | K ₂ O | (OH) |
|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------|------------------|------|
| SMSP76-01 | 60,19 | 0,07 | 23,71 | 0,10 | 0,02 | 0,07 | 8,10 | 5,56 | 0,08 | 1,80 |
| SMSP76-02 | 61,92 | 0,16 | 24,25 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 8,65 | 5,16 | 0,12 | 0,00 |

O plagioclásio dos **anfíbolitos** é também o oligoclásio (Fig. 6.13 e Tab. 6.11), que apresenta baixos teores de CaO (4,38 - 5,29%), e alto de Na₂O (8,96 - 9,49%) e SiO₂ (61,70 - 63,45%).

Figura 6.13: Diagrama de classificação dos anfíbólios analisados nas metamáficas.

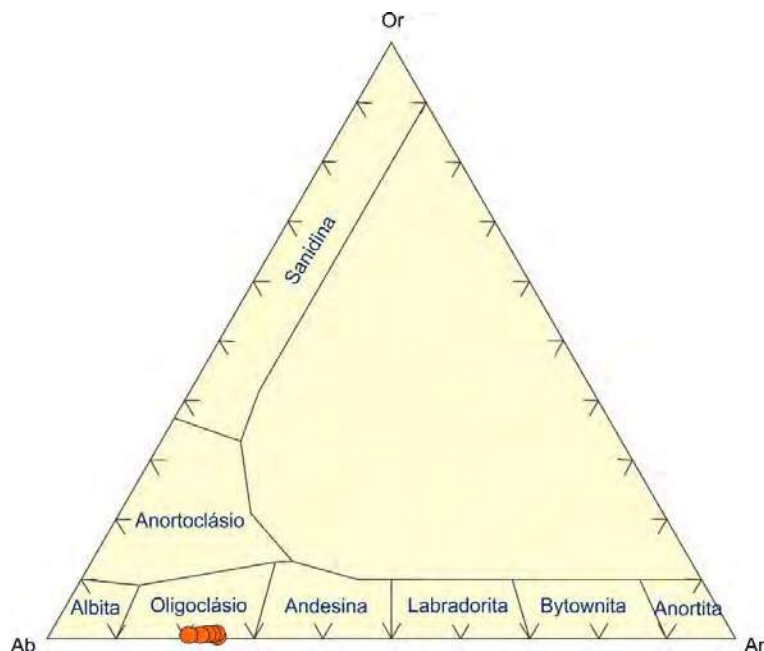


Tabela 6.11: Teores químicos do oligoclásio do anfíbolito.

| ANÁLISE | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | Na ₂ O | CaO | K ₂ O | (OH) |
|------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------|------------------|------|
| SMSP106-01 | 62,73 | 0,02 | 23,62 | 0,04 | 0,00 | 0,05 | 9,30 | 4,91 | 0,07 | 0,00 |
| SMSP106-02 | 61,70 | 0,04 | 23,31 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 9,40 | 5,00 | 0,05 | 0,27 |
| SMSP106-03 | 63,25 | 0,00 | 24,06 | 0,05 | 0,01 | 0,00 | 9,18 | 4,78 | 0,05 | 0,00 |
| SMSP106-04 | 63,45 | 0,18 | 23,99 | 0,14 | 0,03 | 0,00 | 8,97 | 5,29 | 0,05 | 0,00 |
| SMSP106-05 | 63,15 | 0,05 | 22,87 | 0,06 | 0,00 | 0,02 | 9,49 | 4,38 | 0,07 | 0,00 |
| SMSP106-06 | 62,96 | 0,02 | 23,87 | 0,06 | 0,00 | 0,04 | 9,19 | 5,12 | 0,08 | 0,00 |
| SMSP106-07 | 62,60 | 0,02 | 22,83 | 0,04 | 0,00 | 0,04 | 8,96 | 5,16 | 0,06 | 0,18 |

Nos **metatufos básicos**, os cristais de plagioclásio plotam-se no campo oligoclásio/andesina, com predominância no campo andesina (Fig. 6.14 e Tab. 6.12). Os teores obtidos em análises foram: CaO (5,27 - 8,42%), Na₂O (7,07 - 9,10%) e SiO₂ (57,03 - 60,97%).

Figura 6.14: Diagrama de classificação dos feldspatos da metavulcanoclástica.

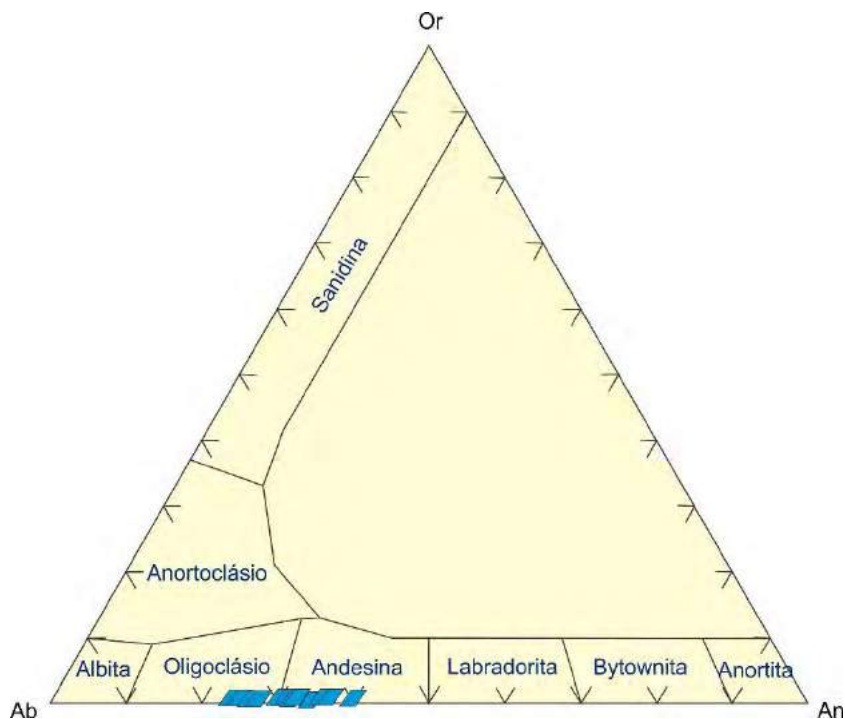


Tabela 6.12: Teores químicos variando de oligoclásio a andesina para o metatufo básico.

| ANÁLISE | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | Na ₂ O | CaO | K ₂ O | (OH) |
|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------|------------------|------|
| SMSP122D-01 | 59,36 | 0,00 | 25,61 | 0,10 | 0,00 | 0,03 | 8,16 | 6,92 | 0,08 | 0,00 |
| SMSP122D-02 | 58,95 | 0,00 | 25,08 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 8,37 | 6,75 | 0,03 | 0,60 |
| SMSP122D-03 | 60,97 | 0,03 | 23,85 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 9,03 | 5,30 | 0,06 | 0,69 |
| SMSP122D-04 | 60,09 | 0,14 | 24,97 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 8,49 | 6,74 | 0,05 | 0,00 |
| SMSP122D-05 | 58,87 | 0,00 | 26,39 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 7,65 | 7,67 | 0,07 | 0,00 |
| SMSP122D-06 | 60,60 | 0,03 | 23,95 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 9,10 | 5,27 | 0,07 | 0,94 |
| SMSP122D-07 | 60,68 | 0,04 | 23,83 | 0,00 | 0,02 | 0,05 | 8,98 | 5,67 | 0,08 | 0,48 |
| SMSP122D-08 | 59,00 | 0,08 | 24,83 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 7,86 | 6,68 | 0,06 | 1,24 |
| SMSP122D-09 | 58,42 | 0,00 | 25,23 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 7,49 | 7,75 | 0,08 | 0,88 |
| SMSP122D-10 | 57,03 | 0,00 | 26,33 | 0,07 | 0,00 | 0,00 | 7,07 | 8,42 | 0,01 | 0,87 |
| SMSP122D-11 | 59,37 | 0,00 | 24,85 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 8,26 | 6,44 | 0,07 | 0,94 |
| SMSP122D-12 | 59,77 | 0,05 | 24,93 | 0,13 | 0,00 | 0,02 | 7,85 | 7,18 | 0,02 | 0,00 |
| SMSP122D-13 | 60,34 | 0,08 | 23,85 | 0,01 | 0,00 | 0,06 | 8,65 | 5,80 | 0,06 | 1,06 |

Os feldspatos do **dique metabásico** são predominantemente sódicos, concentrando-se no campo da albita (Fig. 6.15 e Tab. 6.13) e exibem teores muito baixo de CaO (0,83 - 2,19%), e alto de Na₂O (9,47 - 11,18%) e SiO₂ (65,38 - 71,33%). Considerando que se trata de um plagioclásio pouco alterado, pode-se supor que se trata de um feldspato alcalino.

Figura 6.15: Diagrama de classificação para o plagioclásio do dique metabásico.

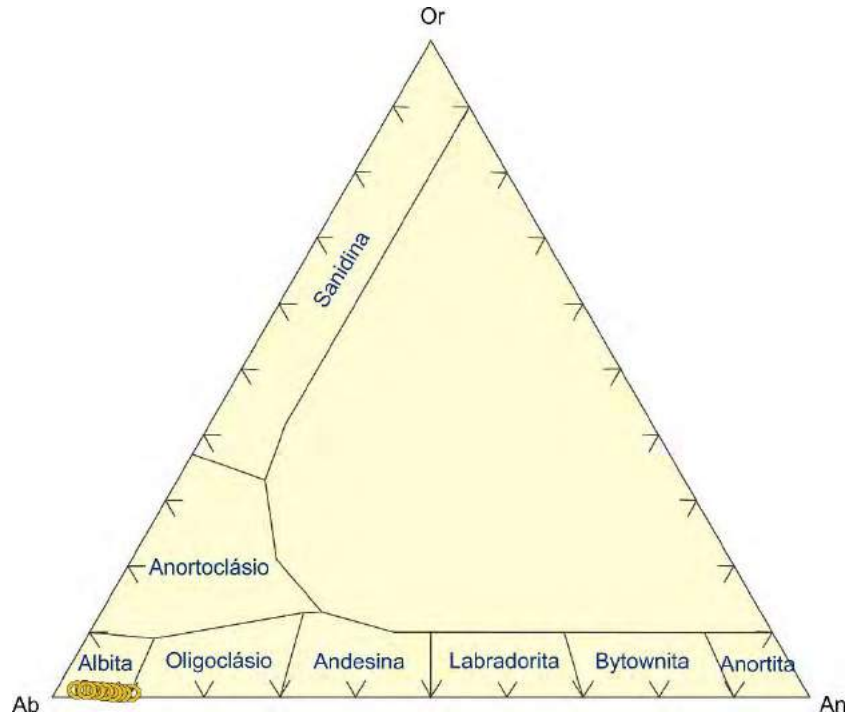


Tabela 6.13: Teores químicos para a albita do dique metabásico.

| ANÁLISE | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | Na ₂ O | CaO | K ₂ O | (OH) |
|------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------|------------------|------|
| SMSP23B-01 | 65,61 | 0,03 | 21,12 | 0,10 | 0,00 | 0,01 | 10,35 | 1,76 | 0,05 | 0,35 |
| SMSP23B-02 | 66,90 | 0,06 | 20,93 | 0,14 | 0,00 | 0,00 | 10,17 | 1,47 | 0,05 | 0,00 |
| SMSP23B-03 | 66,78 | 0,00 | 20,66 | 0,09 | 0,00 | 0,03 | 10,63 | 1,14 | 0,10 | 0,06 |
| SMSP23B-04 | 71,33 | 0,12 | 17,65 | 0,03 | 0,01 | 0,00 | 9,47 | 0,88 | 0,04 | 0,12 |
| SMSP23B-05 | 66,55 | 0,07 | 20,94 | 0,15 | 0,01 | 0,00 | 10,60 | 1,35 | 0,08 | 0,00 |
| SMSP23B-06 | 66,54 | 0,03 | 20,28 | 0,06 | 0,00 | 0,10 | 10,42 | 1,45 | 0,02 | 0,67 |
| SMSP23B-07 | 66,67 | 0,15 | 20,35 | 0,06 | 0,01 | 0,06 | 10,85 | 1,28 | 0,07 | 0,00 |
| SMSP23B-08 | 67,16 | 0,00 | 20,24 | 0,06 | 0,02 | 0,00 | 11,18 | 0,83 | 0,07 | 0,31 |
| SMSP23B-09 | 67,27 | 0,00 | 21,47 | 0,06 | 0,00 | 0,05 | 10,79 | 1,20 | 0,05 | 0,00 |
| SMSP23B-10 | 67,29 | 0,03 | 20,41 | 0,11 | 0,00 | 0,05 | 10,84 | 1,37 | 0,09 | 0,00 |
| SMSP23B-11 | 66,81 | 0,03 | 21,07 | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 10,52 | 1,39 | 0,07 | 0,00 |
| SMSP23B-12 | 65,38 | 0,09 | 21,03 | 0,09 | 0,01 | 0,07 | 10,09 | 2,19 | 0,05 | 0,10 |

Os feldspatos do **actinolitos** (SMSP45) são também do tipo oligoclásio (Fig. 6.16 e Tab. 6.14), e exibem teores de CaO (3,57 - 3,85%), Na₂O (9,21 - 9,57%) e SiO₂ (63,20 - 64,15%).

Figura 6.16: Diagrama de classificação dos plagioclásios analisados para o actinolito.

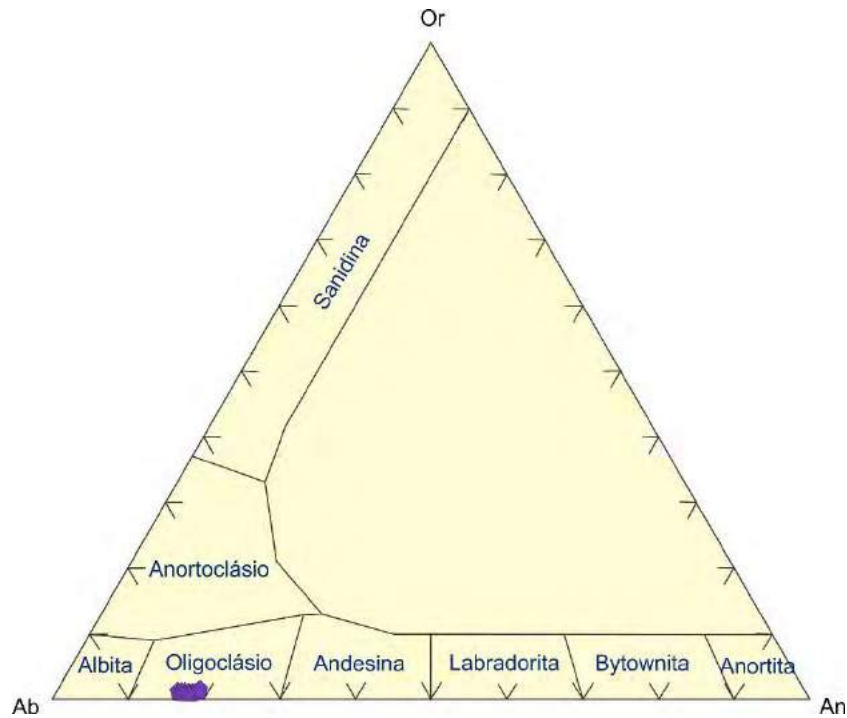


Tabela 6.14: Teores químicos para o oligoclásio dos metaplutônicas.

| ANÁLISE | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | Na ₂ O | CaO | K ₂ O | SrO | (OH) |
|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------|------------------|------|------|
| SMSP45-01 | 63,36 | 0,09 | 22,51 | 0,09 | 0,01 | 0,00 | 9,37 | 3,80 | 0,20 | 0,29 | 0,27 |
| SMSP45-02 | 63,50 | 0,00 | 22,67 | 0,05 | 0,00 | 0,01 | 9,45 | 3,69 | 0,16 | 0,23 | 0,16 |
| SMSP45-03 | 64,15 | 0,02 | 22,76 | 0,05 | 0,01 | 0,00 | 9,30 | 3,85 | 0,11 | 0,18 | 0,00 |
| SMSP45-04 | 63,60 | 0,00 | 22,65 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 9,28 | 3,67 | 0,19 | 0,18 | 0,26 |
| SMSP45-05 | 63,75 | 0,12 | 22,70 | 0,03 | 0,01 | 0,00 | 9,30 | 3,57 | 0,13 | 0,22 | 0,17 |
| SMSP45-06 | 63,33 | 0,09 | 22,82 | 0,06 | 0,02 | 0,03 | 9,29 | 3,71 | 0,12 | 0,12 | 0,34 |
| SMSP45-07 | 63,20 | 0,06 | 22,86 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 9,21 | 3,76 | 0,10 | 0,22 | 0,41 |
| SMSP45-08 | 63,67 | 0,01 | 22,37 | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 9,35 | 3,76 | 0,19 | 0,24 | 0,28 |
| SMSP45-09 | 63,45 | 0,00 | 22,63 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 9,57 | 3,71 | 0,17 | 0,30 | 0,12 |
| SMSP45-10 | 63,98 | 0,09 | 22,71 | 0,09 | 0,01 | 0,00 | 9,50 | 3,77 | 0,11 | 0,43 | 0,00 |
| SMSP45-11 | 63,67 | 0,05 | 22,40 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 9,43 | 3,59 | 0,10 | 0,18 | 0,52 |

6.3 Granadas

No **granada cianita xisto**, as granadas (Fig. 6.17) analisadas se apresentam em duas formas, a primeira e mais abundante corresponde a porfiroblastos e a segunda a pequenos cristais arredondados. Foram realizadas 4 análises pontuais nos porfiroblastos e 3 nos pequenos cristais (Tab. 6.15).

Os cristais menores exibem alta molécula de piropo ($pyp > alm + grs$) com Pyp (60,42 a 68,19%), Almandina-Alm (26,34 a 35,75%) e Grossularia-Grs (3,84 a 5,58%) características de granadas metamórficas de alto grau.

Os porfiroblastos são dominados pela molécula da almandia ($alm > pyp + grs + sps$) com Alm (61,90 a 73,18%), Pyp (13,69 a 19,99%), espessartita-Sps (6,50 a 10,10%) e Grs (6,08 a 8,30). Essa composição é similar a almandina de micaxistos de metamorfismo regional (Deer *et al.* 1992).

É notório a formação de granadas em duas fases distintas com diferentes condições de temperatura e pressão, sendo a primeira de mais alta pressão e a segunda de temperaturas intermediárias.

Figura 6.17: Diagrama de classificação para as granadas do metapelito.

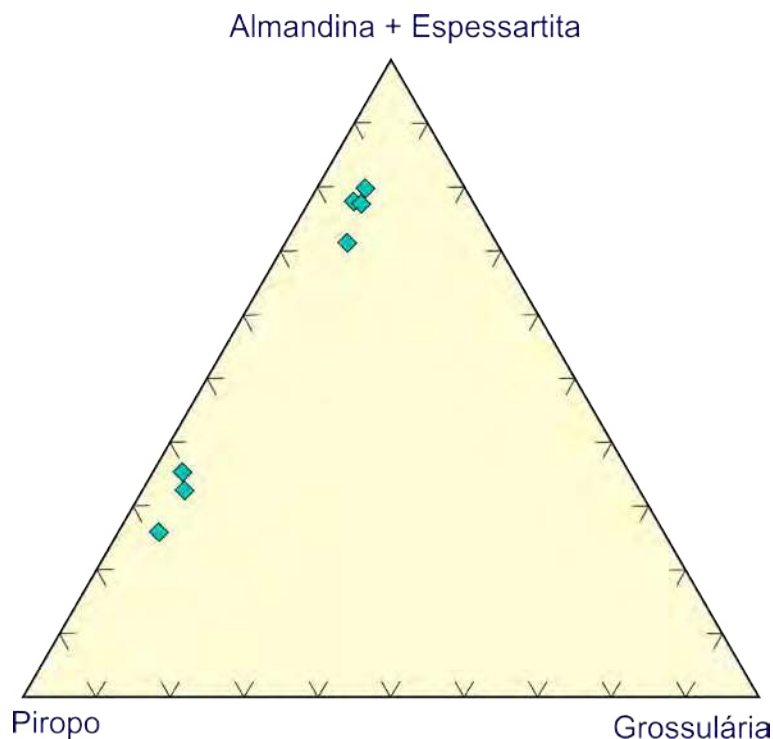


Tabela 6.15: Química mineral dos cristais analisados de granada do metapelito.

| ANÁLISE | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | Na ₂ O | CaO | K ₂ O | (OH) |
|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|------|-------------------|------|------------------|-------|
| SMSP76-01 | 36,15 | 0,69 | 32,44 | 6,98 | 7,42 | 0,00 | 2,01 | 0,66 | 0,03 | 13,26 |
| SMSP76-02 | 37,00 | 0,70 | 36,03 | 5,48 | 7,96 | 0,00 | 1,96 | 0,89 | 0,05 | 9,84 |
| SMSP76-03 | 36,94 | 0,94 | 34,43 | 7,06 | 7,51 | 0,04 | 2,12 | 0,94 | 0,01 | 9,92 |
| SMSP76-04 | 38,12 | 0,09 | 21,22 | 32,83 | 3,45 | 2,92 | 0,10 | 2,29 | 0,02 | 0,00 |
| SMSP76-05 | 36,73 | 0,05 | 21,32 | 31,07 | 3,73 | 3,70 | 0,10 | 2,40 | 0,03 | 0,78 |
| SMSP76-06 | 37,07 | 0,04 | 21,89 | 31,58 | 3,95 | 4,42 | 0,10 | 2,09 | 0,00 | 0,00 |
| SMSP76-07 | 37,41 | 0,00 | 21,90 | 32,25 | 3,95 | 3,42 | 0,02 | 2,32 | 0,01 | 0,00 |

No **gondito**, a granada (Fig. 6.18) apresenta-se na forma de porfiroblastos fraturados com liberação de massas opacas. Foram analisadas doze granadas, todas apresentaram composições semelhantes (Tab. 6.16). A granada foi caracterizada como espessartita, tendo como membros finais as moléculas de espessartita (65,69 a 74,50%), almandina (7,65 a 12,74%), grossulária (6,95 a 17,19%) e piropo (7,82 a 9,66%).

Essas análises comprovam que a principal fonte dos óxidos e hidróxidos de manganês na rocha são liberadas pela alteração da granada espessartita.

Figura 6.18: Diagrama de classificação das granadas do tipo espessartita para o metaaxalito.

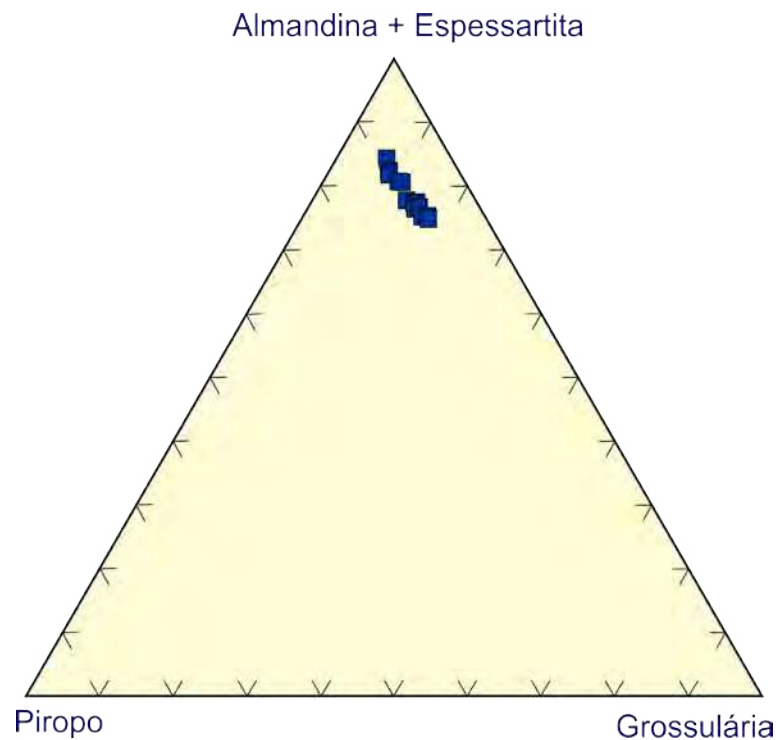


Tabela 6.16: Teores químicos da espessartita do gondito.

| ANÁLISE | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | Na ₂ O | CaO | K ₂ O | (OH) |
|---------|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------------------|------|------------------|------|
| M1 | 37,26 | 0,95 | 20,46 | 4,62 | 2,04 | 29,06 | 0,03 | 5,07 | 0,04 | 0,35 |
| M2 | 37,06 | 0,62 | 21,23 | 4,79 | 2,15 | 29,44 | 0,03 | 4,91 | 0,02 | 0,00 |
| M3 | 37,20 | 0,00 | 21,27 | 4,64 | 2,25 | 30,74 | 0,04 | 3,54 | 0,00 | 0,18 |
| M4 | 37,04 | 0,93 | 21,29 | 5,11 | 2,26 | 29,02 | 0,03 | 4,35 | 0,02 | 0,00 |
| M5 | 37,49 | 0,50 | 21,28 | 4,67 | 2,10 | 28,66 | 0,06 | 5,51 | 0,02 | 0,00 |
| M6 | 37,37 | 0,14 | 21,26 | 4,93 | 2,35 | 31,49 | 0,00 | 2,92 | 0,00 | 0,00 |
| M7 | 36,57 | 0,41 | 20,89 | 4,51 | 2,10 | 28,82 | 0,01 | 3,72 | 0,01 | 2,81 |
| M8 | 37,13 | 0,11 | 21,98 | 4,82 | 2,37 | 31,62 | 0,02 | 2,89 | 0,00 | 0,00 |
| M9 | 36,91 | 0,15 | 20,64 | 4,85 | 2,17 | 32,10 | 0,05 | 2,37 | 0,03 | 0,60 |
| M10 | 37,23 | 0,40 | 21,01 | 4,77 | 1,97 | 28,82 | 0,02 | 5,96 | 0,02 | 0,00 |
| M11 | 36,87 | 0,00 | 21,98 | 4,66 | 2,00 | 30,05 | 0,03 | 5,04 | 0,00 | 0,00 |
| M12 | 36,54 | 0,37 | 20,14 | 4,56 | 1,90 | 30,43 | 0,00 | 5,61 | 0,02 | 0,31 |

No **anfibolito**, as granadas (Fig. 6.19) analisadas são porfiroblastos de pequenas dimensões, com textura poiquiloblástica e intensamente fraturadas. Sua composição (Tab. 6.17) é dominada pela molécula de almandina (45,75 a 55,38%), porém a molécula de grossulária (27,38 a 37,11%) possui valores significantes. A composição da granada ainda possui moléculas de piropo (7,75 a 9,65%) e espessartita (6,00 a 8,99%).

Figura 6.19: Diagrama de classificação da granada dos anfibolitos.

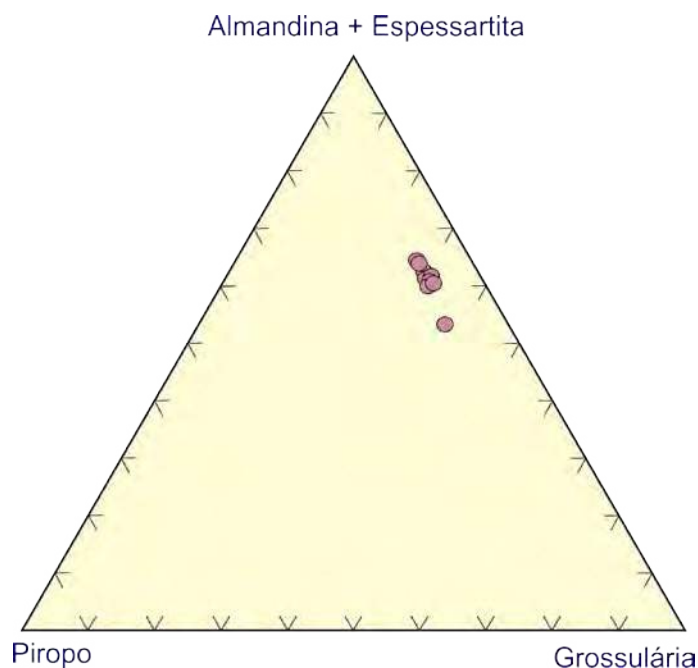


Tabela 6.17: Teores químicos da granada analisada do anfibolito.

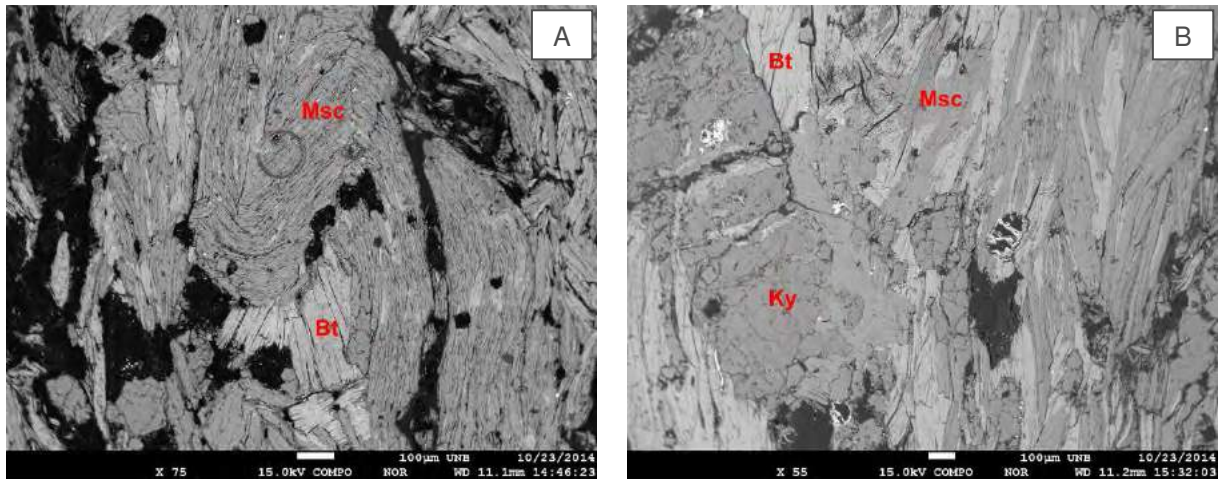
| ANÁLISE | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | Na ₂ O | CaO | K ₂ O |
|------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|------|-------------------|-------|------------------|
| SMSP106-01 | 37,70 | 0,14 | 21,76 | 25,97 | 2,03 | 2,77 | 0,00 | 10,85 | 0,03 |
| SMSP106-02 | 37,71 | 0,22 | 20,94 | 25,82 | 2,04 | 3,72 | 0,04 | 10,17 | 0,03 |
| SMSP106-03 | 38,51 | 0,34 | 21,32 | 25,93 | 2,04 | 3,08 | 0,04 | 11,04 | 0,01 |
| SMSP106-04 | 38,55 | 0,30 | 20,90 | 25,83 | 2,06 | 3,24 | 0,05 | 10,50 | 0,00 |
| SMSP106-05 | 37,80 | 0,13 | 20,95 | 25,85 | 1,93 | 2,63 | 0,02 | 10,71 | 0,00 |
| SMSP106-06 | 38,04 | 0,41 | 21,32 | 25,70 | 2,09 | 4,00 | 0,00 | 9,63 | 0,00 |

6.4 Biotita-Flogopitas

As biotitas presentes no **granada cianita xisto** (Fig. 6.20) são da série Siderofilita-Anita, apresentando-se em dois grupos distintos, o primeiro mais rico em moléculas de siderofilita e o segundo rico na molécula de anita. É possível perceber uma evolução das lamelas de biotita que é ocasionado pela diminuição de Fe e Al, provavelmente liberado para a formação da almandina. Essa evolução é observada no gráfico, que apresenta, de forma regular, uma diminuição do ferro e do alumínio, saindo do campo da siderofilita e

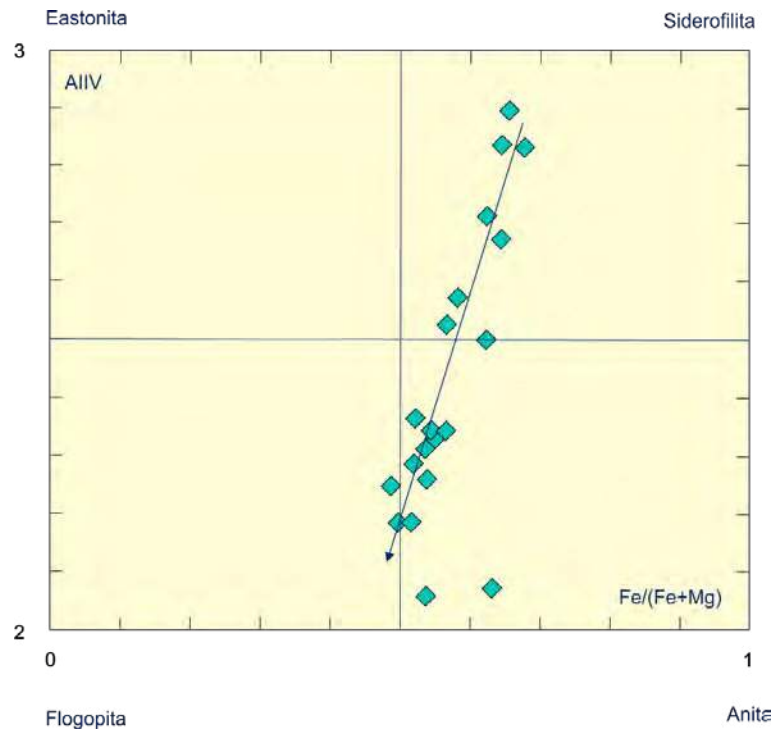
concentrado a maioria dos pontos nas moléculas de anita, o que pode ser observado na figura 6.21.

Figura 6.20: A. Aspecto xistoso dobrado. B. Litotipo apresentando megacristal de cianita.



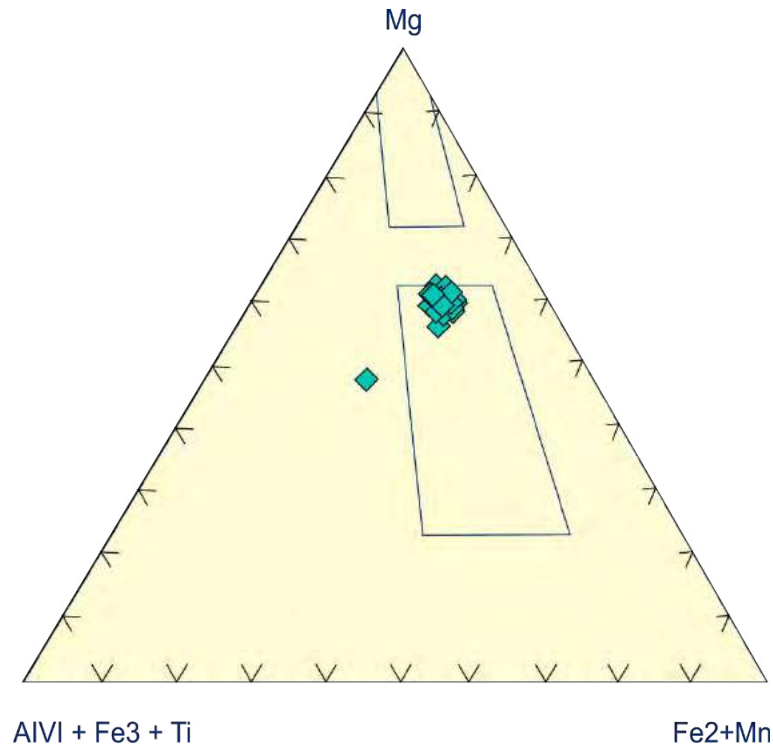
A variação da molécula de AlIV (1.77 a 3.13) e o Fe/(Fe+Mg) (0,49 a 0,71) (Tab. 6.18).

Figura 6.21: Diagrama de Richard (1995) classificando as micas como siderofilita-anita.



Pelo diagrama de Foster (1960), as biotitas são classificadas como magnesianas (Fig. 6.22 e Tab. 6.18).

Figura 6.22: Diagramas de classificação com a distribuição das biotitas estudadas: (A) Mg-R3+-Fe2+ (Foster 1960).



Foram analisadas 17 micas negras no **dique metabásico**, onde todas possuem composição química semelhante e são ricas em moléculas de flogopita (Fig. 6.23 e Tab. 6.18). A variação nos teores de AlIV (2,10 a 2,37) e o de Fe/(Fe+Mg) (0,29 a 0,34) são pequenas.

Figura 6.23: Diagrama de classificação da flogopita do dique metabásico.

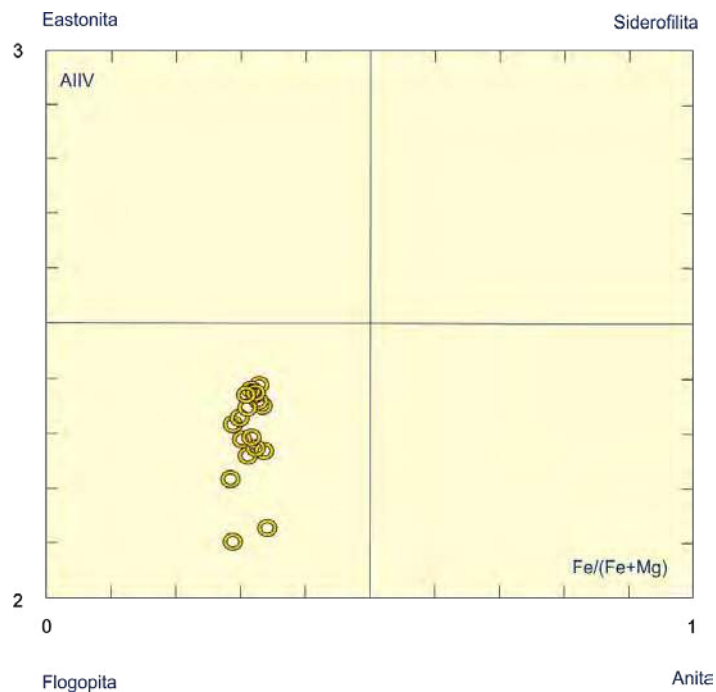


Tabela 6.18: Teores químicos das biotita-flogopitas analisadas.

| ANÁLISE | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | Na ₂ O | CaO | K ₂ O | (OH) |
|------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|-------|------|-------------------|------|------------------|------|
| SMSP23B-01 | 37,41 | 1,33 | 16,55 | 12,64 | 15,92 | 0,11 | 0,15 | 0,11 | 8,01 | 7,23 |
| SMSP23B-02 | 38,39 | 1,71 | 17,40 | 12,07 | 16,11 | 0,23 | 0,19 | 0,08 | 7,86 | 5,21 |
| SMSP23B-03 | 38,29 | 1,51 | 16,31 | 11,82 | 16,11 | 0,08 | 0,12 | 0,15 | 7,64 | 7,53 |
| SMSP23B-04 | 38,15 | 1,39 | 17,19 | 12,32 | 16,16 | 0,12 | 0,20 | 0,11 | 7,90 | 6,06 |
| SMSP23B-05 | 38,03 | 1,33 | 18,15 | 13,13 | 15,50 | 0,13 | 0,16 | 0,10 | 8,26 | 4,93 |
| SMSP23B-06 | 37,69 | 1,97 | 16,82 | 13,07 | 15,63 | 0,11 | 0,18 | 0,07 | 8,22 | 5,85 |
| SMSP23B-07 | 37,16 | 1,38 | 16,97 | 13,45 | 15,18 | 0,12 | 0,11 | 0,06 | 8,90 | 6,38 |
| SMSP23B-08 | 39,72 | 1,73 | 15,96 | 12,05 | 16,28 | 0,13 | 0,17 | 0,29 | 8,24 | 4,88 |
| SMSP23B-09 | 37,38 | 5,08 | 15,24 | 11,98 | 15,02 | 0,04 | 0,19 | 3,42 | 7,13 | 4,14 |
| SMSP23B-10 | 37,02 | 1,65 | 17,07 | 13,36 | 15,10 | 0,08 | 0,18 | 0,14 | 8,11 | 6,93 |
| SMSP23B-11 | 37,80 | 1,54 | 16,15 | 13,40 | 15,51 | 0,11 | 0,16 | 0,09 | 8,00 | 6,85 |
| SMSP23B-12 | 38,15 | 1,66 | 16,24 | 13,13 | 15,76 | 0,01 | 0,15 | 0,11 | 8,25 | 6,19 |
| SMSP23B-13 | 38,57 | 1,21 | 16,18 | 13,78 | 14,63 | 0,04 | 0,15 | 0,30 | 7,44 | 7,26 |
| SMSP23B-14 | 37,49 | 2,07 | 16,82 | 13,69 | 15,07 | 0,13 | 0,19 | 0,20 | 8,14 | 5,49 |
| SMSP23B-15 | 37,67 | 1,23 | 16,28 | 13,17 | 15,74 | 0,08 | 0,18 | 0,09 | 8,36 | 6,92 |
| SMSP23B-16 | 37,52 | 1,32 | 17,49 | 13,76 | 15,26 | 0,17 | 0,11 | 0,12 | 8,45 | 5,22 |
| SMSP23B-17 | 37,92 | 1,59 | 16,26 | 14,02 | 15,06 | 0,20 | 0,11 | 0,10 | 8,38 | 5,82 |

6.5 Cloritas

Foram realizados 38 pontos nas amostras **metavulcânicas ultramáficas** (CVP02, SMSP122I e SMSP124A₂) em cloritas de três seções delgadas de xistos magnesianos e três pontos em cloritas no actinolítico plutônico (Fig. 6.24 e Tab. 6.19).

As cloritas presentes nessas rochas são oriundas de metamorfismo retrógrado, apresentando-se em placas ou lamelas e, por vezes, preenchendo zonas de cisalhamento.

Os cristais analisados nos xistos ultramáficos são genericamente ricos em magnésio e são classificados como corundofilita. Em uma única amostra de xisto ultramáfico foi encontrado pontos que plotam no campo de talco-clorita, variedade de clorita mais magnesiana.

No **actinolítico** é encontrada uma composição diferente das encontradas nos xistos. Essa variedade é denominada de sheridanita.

Figura 6.24: Diagrama discriminativo para clorita dos litotipos analisados.

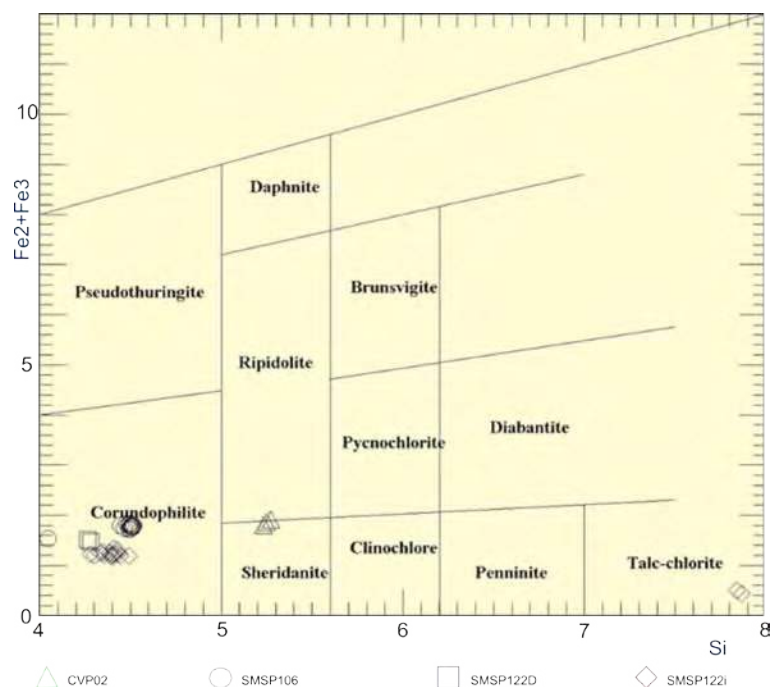


Tabela 6.19: Teores químicos das cloritas analisadas.

| ANÁLISE | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | FeO | MgO | MnO | Na2O | CaO | K2O | Cr2O3 | (OH) |
|--------------|-------|------|-------|-------|-------|------|------|------|------|-------|-------|
| CVP02-01 | 28,99 | 0,30 | 18,05 | 13,59 | 25,33 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,42 | 12,00 |
| CVP02-02 | 29,09 | 0,00 | 18,06 | 13,94 | 25,27 | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,54 | 12,01 |
| CVP02-03 | 29,20 | 0,01 | 18,51 | 13,59 | 25,63 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,21 | 12,08 |
| CVP02-04 | 29,23 | 0,00 | 28,24 | 13,22 | 25,11 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,04 | 0,24 | 13,47 |
| CVP02-05 | 28,73 | 0,25 | 18,49 | 13,67 | 24,53 | 0,11 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,42 | 11,92 |
| CVP02-06 | 29,24 | 0,17 | 19,54 | 14,13 | 25,10 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,51 | 12,27 |
| CVP02-07 | 28,89 | 0,11 | 18,64 | 13,20 | 24,91 | 0,07 | 0,01 | 0,01 | 0,06 | 0,48 | 11,97 |
| CVP02-08 | 28,40 | 0,23 | 17,95 | 13,28 | 24,28 | 0,00 | 0,06 | 0,05 | 0,03 | 0,59 | 11,74 |
| CVP02-09 | 29,06 | 0,01 | 18,44 | 13,59 | 25,10 | 0,07 | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,41 | 12,00 |
| CVP02-10 | 27,62 | 0,15 | 17,89 | 13,49 | 23,69 | 0,07 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,32 | 11,50 |
| CVP02-11 | 29,06 | 0,00 | 18,44 | 14,13 | 25,26 | 0,00 | 0,01 | 0,05 | 0,02 | 0,35 | 12,05 |
| CVP02-12 | 28,72 | 0,00 | 18,67 | 13,35 | 25,26 | 0,16 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,43 | 11,99 |
| CVP02-13 | 29,17 | 0,07 | 19,22 | 13,35 | 24,91 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,37 | 12,11 |
| CVP02-14 | 29,04 | 0,00 | 18,63 | 13,62 | 25,08 | 0,22 | 0,03 | 0,04 | 0,00 | 0,27 | 12,03 |
| SMSP55A-01 | 33,73 | 0,09 | 17,14 | 13,90 | 19,48 | 0,10 | 0,09 | 0,64 | 1,48 | 0,00 | 12,03 |
| SMSP55A-02 | 35,03 | 0,09 | 17,50 | 15,22 | 19,62 | 0,28 | 0,15 | 0,29 | 1,25 | 0,00 | 12,39 |
| SMSP55A-03 | 34,54 | 0,00 | 17,01 | 14,64 | 20,27 | 0,18 | 0,13 | 0,36 | 1,48 | 0,00 | 12,27 |
| SMSP122I-01 | 28,24 | 0,23 | 21,14 | 11,58 | 26,37 | 0,05 | 0,03 | 0,05 | 0,02 | 0,25 | 12,30 |
| SMSP122I-02 | 28,17 | 0,20 | 21,83 | 11,88 | 25,64 | 0,09 | 0,01 | 0,05 | 0,04 | 0,14 | 12,31 |
| SMSP124A2-01 | 28,98 | 0,00 | 20,46 | 9,71 | 29,34 | 0,16 | 0,05 | 0,03 | 0,06 | 0,38 | 12,57 |
| SMSP124A2-02 | 29,70 | 0,09 | 20,00 | 10,70 | 28,23 | 0,14 | 0,01 | 0,05 | 0,09 | 0,51 | 12,57 |
| SMSP124A2-03 | 30,16 | 0,00 | 20,20 | 9,60 | 28,91 | 0,00 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,46 | 12,66 |
| SMSP124A2-04 | 29,48 | 0,22 | 20,49 | 10,29 | 28,75 | 0,02 | 0,05 | 0,05 | 0,03 | 0,37 | 12,64 |
| SMSP124A2-05 | 29,43 | 0,27 | 19,47 | 9,72 | 28,45 | 0,05 | 0,13 | 0,04 | 0,15 | 0,42 | 12,43 |

Continuação.

| ANÁLISE | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | FeO | MgO | MnO | Na2O | CaO | K2O | Cr2O3 | (OH) |
|--------------|-------|--------|-------|-------|-------|------|------|------|------|-------|-------|
| SMSP124A2-06 | 29,57 | 0,27 | 20,43 | 9,53 | 28,47 | 0,00 | 0,08 | 0,04 | 0,06 | 0,38 | 12,57 |
| SMSP124A2-07 | 29,75 | 0,00 | 21,21 | 10,23 | 29,06 | 0,04 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,49 | 12,81 |
| SMSP124A2-08 | 29,82 | 0,00 | 20,12 | 9,52 | 29,09 | 0,04 | 0,09 | 0,03 | 0,09 | 0,55 | 12,63 |
| SMSP124A2-09 | 29,65 | 126,00 | 19,59 | 10,50 | 28,96 | 0,13 | 0,05 | 0,10 | 0,07 | 0,49 | 28,81 |
| SMSP124A2-10 | 28,95 | 0,20 | 20,84 | 9,95 | 29,04 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,54 | 12,62 |
| SMSP124A2-11 | 29,58 | 0,08 | 20,34 | 9,87 | 29,42 | 0,06 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,47 | 12,68 |
| SMSP124A2-12 | 30,22 | 0,23 | 18,40 | 9,58 | 29,93 | 0,05 | 0,01 | 0,03 | 0,10 | 0,33 | 12,55 |
| SMSP124A2-13 | 28,98 | 0,00 | 20,46 | 9,71 | 29,34 | 0,16 | 0,05 | 0,03 | 0,06 | 0,38 | 12,57 |
| SMSP124A2-14 | 30,22 | 0,23 | 18,40 | 9,58 | 29,93 | 0,05 | 0,01 | 0,03 | 0,10 | 0,33 | 12,55 |
| SMSP124A2-15 | 30,18 | 0,00 | 20,45 | 10,68 | 28,37 | 0,05 | 0,11 | 0,06 | 0,08 | 0,42 | 12,72 |
| SMSP124A2-16 | 63,12 | 0,00 | 0,06 | 4,21 | 30,03 | 0,00 | 0,02 | 0,03 | 0,06 | 0,00 | 14,97 |
| SMSP124A2-17 | 62,30 | 0,11 | 0,06 | 4,68 | 29,61 | 0,04 | 0,05 | 0,06 | 0,05 | 0,00 | 14,83 |
| SMSP124A2-18 | 29,14 | 0,09 | 19,30 | 9,94 | 28,81 | 0,09 | 0,12 | 0,07 | 0,06 | 0,39 | 12,39 |
| SMSP124A2-19 | 29,78 | 0,03 | 20,02 | 9,99 | 28,82 | 0,02 | 0,05 | 0,03 | 0,06 | 0,42 | 12,59 |
| SMSP124A2-20 | 30,13 | 0,00 | 19,78 | 10,00 | 29,37 | 0,05 | 0,06 | 0,02 | 0,04 | 0,35 | 12,67 |
| SMSP124A2-21 | 29,86 | 0,01 | 20,24 | 9,96 | 28,88 | 0,13 | 0,00 | 0,10 | 0,05 | 0,44 | 12,65 |

6.6 Magnetita Cromifera

Na amostra de metavulcânica ultramáfica (**Clorita-antofilita-actinolita/tremolita xisto**) foi identificado indícios de cromo na rocha (Fig. 6.25), encontrado em lâmina delgada e em análise de química mineral, em ambas análises a magnetita cromífera apresentam-se pequenos e arredondados. A química mineral do cristal apresenta como principais componentes FeO (69,71 – 79,90%) e MgO (0,04 – 0,92%) (Tab. 6.20).

Figura 6.25: Magnetita cromifera no Clorita-antofilita-actinolita/tremolita xisto.

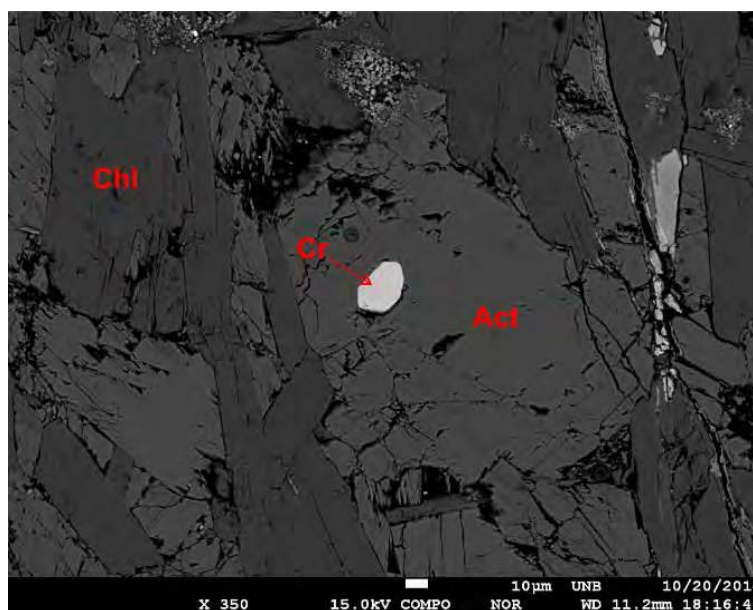


Tabela 6.20: Teores químicos da magnetita cromífera no clorita-antofilita-actinolita/tremolita xisto.

| ANÁLISE | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | Na ₂ O | CaO | K ₂ O | Cr ₂ O ₃ |
|-----------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|------|-------------------|------|------------------|--------------------------------|
| CVP02-01 | 4,02 | 0,78 | 1,33 | 70,45 | 0,33 | 0,19 | 0,10 | 0,17 | 0,09 | 4,66 |
| CVP02-02 | 0,30 | 1,16 | 0,31 | 79,90 | 0,03 | 0,17 | 0,00 | 0,04 | 0,01 | 4,71 |
| CVP02-03 | 1,51 | 1,44 | 1,12 | 69,71 | 0,92 | 0,23 | 0,15 | 0,20 | 0,04 | 6,23 |
| CVP02-04 | 0,33 | 1,17 | 0,40 | 78,56 | 0,03 | 0,15 | 0,00 | 0,08 | 0,02 | 5,22 |
| CVP02-05 | 0,04 | 4,98 | 1,38 | 75,84 | 0,10 | 0,52 | 0,00 | 0,18 | 0,00 | 8,81 |
| CVP02-06 | 0,06 | 5,99 | 1,53 | 75,58 | 0,04 | 0,30 | 0,03 | 0,19 | 0,00 | 9,15 |

Ao que tudo indica na microscopia realizada, os minerais identificados são ricos no sistema Mg/Fe e Na, podendo inferir que se trata de derivados de fontes mantélicas.

A albita, hornblenda, clorita, flogopita, biotita e demais minerais tendem em suas subclasses químicas, para o campo das cogenéticas ricas em Na e Mg. A flogopita é mais magnesiânica que a média, a hornblenda é rica em Na, granada é rica em Mn. Também, a presença do cromo espinélio na rocha metaultramáfica indica fonte mantélica.

7 LITOGEOQUÍMICA

Vinte e duas amostras de rochas máficas e ultramáficas foram selecionadas procurando abranger os diferentes tipos texturais e composicionais, com base em critérios de campo e petrográficos. Os litotipos de proveniência vulcânica e plutônica foram agrupados em grupos: metaultramáfico, metamáfico, metaintrusivas e metavulcanoclásticas (Tab. 7.1). A tabela 7.2 mostra os resultados das análises químicas destes elementos, cujos elementos maiores são representados em porcentagem e os elementos traços e terras raras em ppm. Adicionalmente, o uso dos elementos maiores em diferentes diagramas foi normalizado a 100 em base anidra.

Tabela 7.1: Discriminação em grupos das amostras analisadas por geoquímica de rocha total.

| GRUPO | LITOTIPO | AMOSTRAS |
|---------------------|---|----------|
| Metaultramáfico | Clorita-antofilita-actinolita/tremolita xisto | 9 |
| Metamáfico | Anfibolito | 4 |
| Metavulcanoclástico | Metatufo básico | 2 |
| Metaintrusivo | Dique metabásico | 1 |
| | Actinolitito | 6 |

7.1 Elementos Maiores e Traços

No geral, as rochas metavulcânicas ultramáficas tem alto teor de MgO, pois à exceção de uma única amostra que apresenta MgO em torno de 14,63%, as demais exibem valores acima de 18%. Exibem ainda baixo teor de SiO₂ <53,34%, de álcalis Na₂O + K₂O (0,16 – 1,17%), de TiO₂ (0,18 – 0,80%). Ni e Cr são relativamente elevados, enquanto os elementos HFSE, Zr, Nb e Ta são muito baixos. As razões Al₂O₃/TiO₂ e CaO/Al₂O₃ são variadas, indo de 9,94 a 27,26, e 0,96 – 3,22, respectivamente. Tem teor baixo HREE e em LREE, e razão (Gd/Yb)_N (1,00 – 1,88).

As metamáficas apresentam teor de SiO₂ (50,24 – 52,55%), de álcalis Na₂O + K₂O entre 1,65 e 3,58%, baixo teor de TiO₂ (0,38 – 1,06%), teor de MgO entre 7,06 e 8,80%, razão Al₂O₃/TiO₂ (13,11 – 40,03) e CaO/Al₂O₃ (0,69 – 0,87). São também empobrecidos em LREE e Gd/Yb_N (0,95 – 1,00).

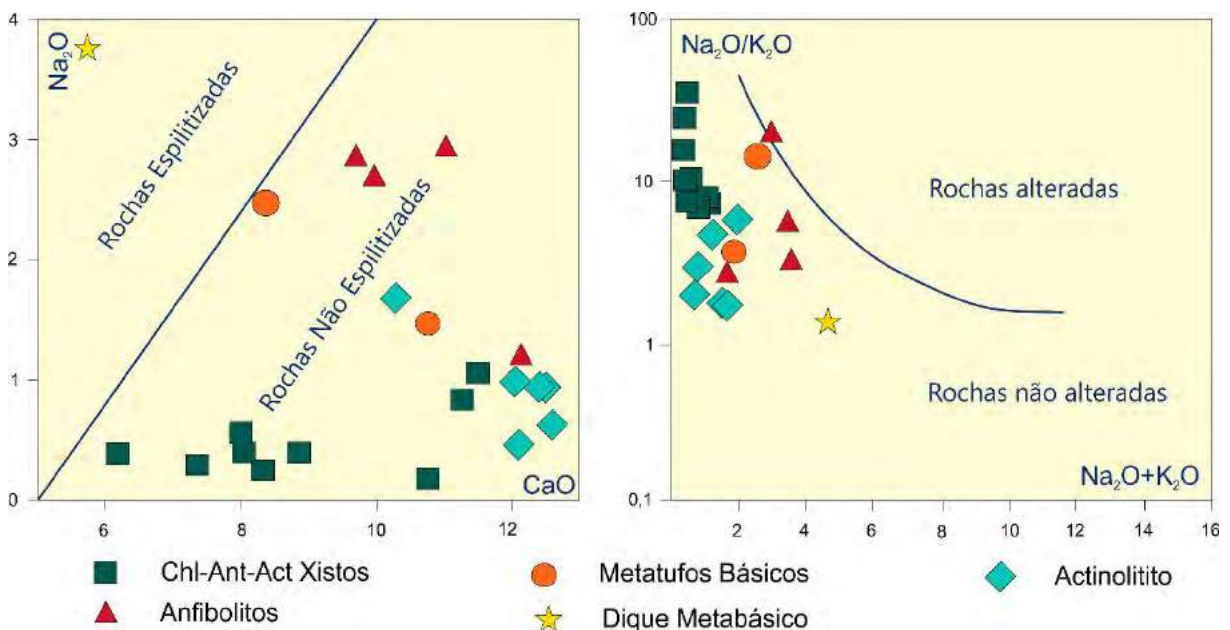
As metavulcanoclásticas apresentam valor de SiO_2 (51,11 – 53,30%), compatíveis com rochas básicas, baixo teor de álcalis $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (1,90 – 2,64%), de TiO_2 (0,68 – 1,47%), razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (9,30 – 21,92) e $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,61 – 0,72) e são também empobrecidos em LREE, Gd/YbN (1,09 – 1,11).

O dique metabásico possui valor de SiO_2 (51,41%), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (6,58%), MgO (10,51%), TiO_2 (1,15%), $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (11,3) e $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,44) e enriquecido em LREE, Gd/YbN (5,00). A análise do litotipo foi realizado em apenas um exemplar de amostra, o que pode inferir resultados sem tanto grau de confiabilidade, uma vez que fica ausente analogias comparativas.

Os actinolitos apresentam SiO_2 (48,51 – 57,30%), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (0,73 – 1,99%), de TiO_2 (0,31 – 0,86%), alto teor de MgO (9,90 – 16,62%), razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (7,90 – 27,12) e $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (1,0 – 2,8), sendo empobrecidos em LREE e $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ (1,05 – 2,28).

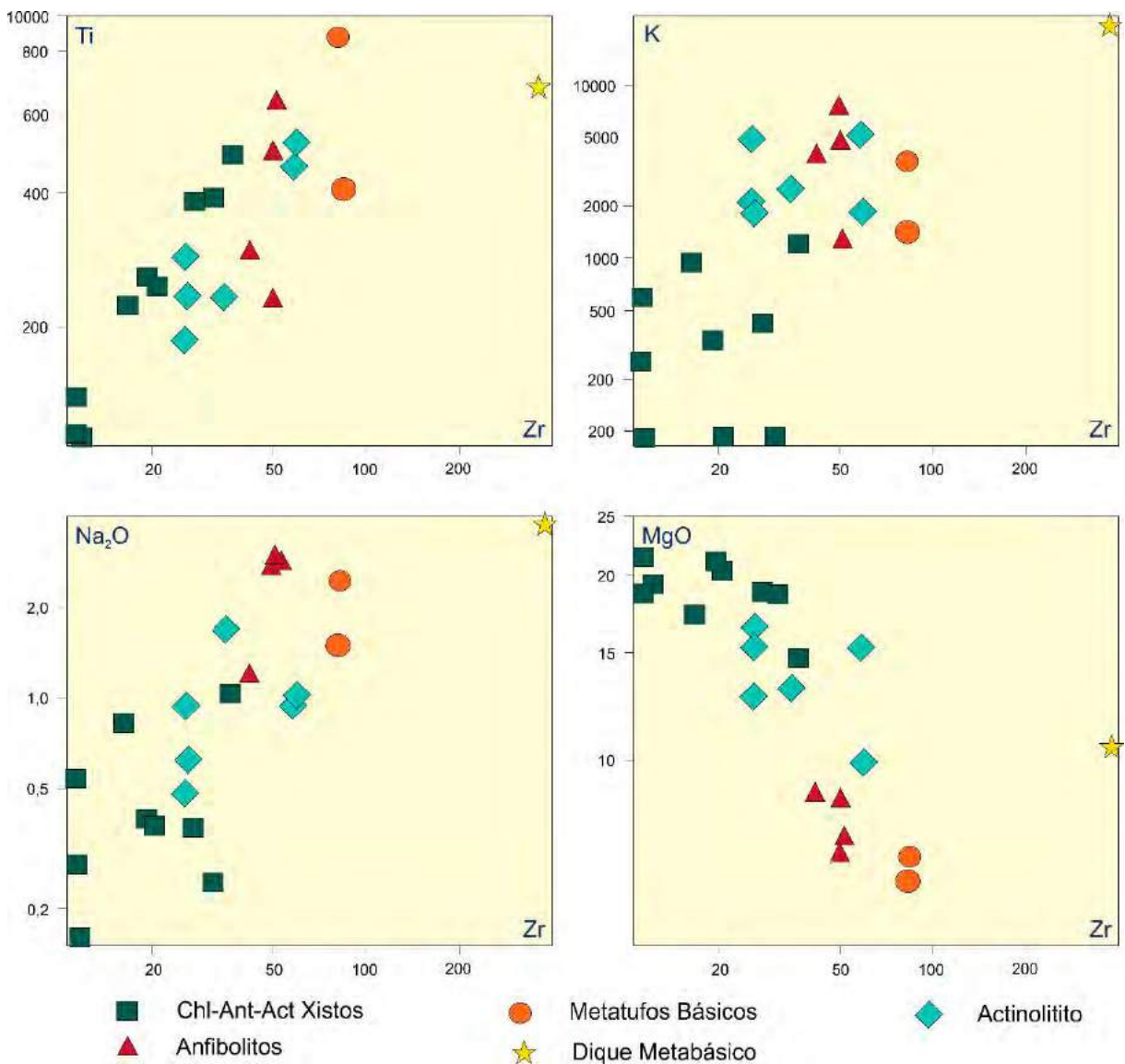
Considerando que as rochas estudadas, particularmente, as metaultramáficas e metamáficas encontram-se afetadas por processos tectonometamórficos (fácies anfibolito médio e hidrotermalismo), utilizou-se vários diagramas para testar o grau de mobilidade dos elementos a fim de assegurar melhor sua classificação, sua filiação magmática e ambiência tectônica. Entre esses diagramas estão os de Na_2O versus CaO (Vallance, 1974) e $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (Miyashiro, 1975) que foram usados para avaliar possíveis mudanças químicas na composição original dos protólitos das rochas analisadas (Fig. 7.1).

Figura 7.1: A. Diagrama CaO vs. Na_2O discriminante para rochas espilitizadas e não espilitizadas (Vallance, 1974). B. Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ para discriminação de rochas que passaram por modificações químicas por processos pós-magmáticos (Miyashiro, 1975).



A julgar por esses diagramas, as rochas estudadas, aparentemente não foram submetidas às modificações pós-magmáticas (espilitização, metamorfismo, alteração hidrotermal e outros processos de alteração secundária). Entretanto, essa premissa não traduz eventuais modificações existentes, decorrentes da deformação e metamorfismo de fácies anfíbolito e hidrotermalismo, que alteraram o quimismo da composição original dos protólitos. Isso é melhor observado quando se usa diagramas de variação entre elementos imóveis e móveis (Fig. 7.2).

Figura 7.2: A. Trend perceptível para os elementos imóveis no diagrama Zr vs. Ti, com melhor grau de confiança. B. Forte alteração e mobilidade em gráfico disperso visualizado no diagrama Zr vs. K.



No digrama binário comparativo entre dois elementos supostamente imóveis Zr vs. Ti obtêm-se uma tendência de correlação fortemente positiva, indicando que esses elementos não se submeteram a modificações. Entretanto, quando se usa o índice de correlação entre Zr

vs. K (elemento móvel), verifica-se uma maior dispersão da amostragem, com uma fraca correlação positiva, que é mais acentuada junto às rochas metaultramáficas sugerindo, portanto, uma maior mobilidade do potássio (Fig. 7.2). Isso é também observado nos diagramas Na₂O vs. Zr e MgO vs. Zr para essas amostras.

Ao usar o fator de correlação (r) para cada grupo litológico, observa-se que as rochas metaultramáficas vulcânicas apresentam uma forte correlação positiva entre Ti vs. Zr (r=0,99), constatando, portanto, o caráter imóvel desses elementos e uma fraca correlação positiva entre K₂O vs. Zr (r=0,32), Na₂O vs. Zr (r= 0,39) e uma fraca correlação negativa entre MgO vs. Zr (r = -0,59), o que demonstra que K₂O e Na₂O foram alterados e, em menor grau, o MgO.

Os actinolitos exibem características semelhantes às rochas metavulcânicas ultramáficas: Ti vs. Zr (r = 0,94), K vs. Zr (r = 0,17), MgO vs. Zr (r = -0,45) e Na₂O vs. Zr (r = 0,24), indicando, portanto, imobilidade no Ti e mobilidade nos elementos K, Mg e Na.

Os anfibolitos apresentam uma baixa correlação Ti vs. Zr (r = 0,54), o que reflete uma certa mobilidade nesses elementos, bem como entre K vs. Zr (r = - 0,008), MgO vs. Zr (r = - 0,65). O fator de correlação Na₂O vs. Zr (r = 0,98) apresenta alta correlação entre os elementos, pelo possível surgimento de plagioclásio albitico, o que pode ter aumentado o teor de sódio na amostra.

Os metatufos básicos por apresentarem número reduzido de análises (apenas duas amostras) não foi possível verificar essa tendência de correlação.

Assim, a classificação e o estudo geoquímico dessas rochas com base em elementos maiores supostamente móveis devem ser vistos com ressalvas, de modo que se deu preferência ao uso de elementos maiores, menores e traços supostamente imóveis no estudo dessa associação litológica. Não obstante, fez-se ainda uso de alguns diagramas tradicionais com base em elementos maiores supostamente móveis, mas tendo o cuidado de usar também diagramas equivalentes, com base em elementos imóveis.

7.2 Caracterização Petroquímica

Um dos diagramas mais tradicionais na classificação química de rochas metavulcânicas é o diagrama TAS (SiO₂ vs. Na₂O+K₂O) de Le Bas *et al.* (1986) que permite também identificar as rochas da série alcalina da subalcalina (Fig. 7.3A). Ao se plotar as amostras estudadas nesse diagrama, verifica-se que à exceção do dique metabásico, que apresenta teor de Na₂O + K₂O de 6,58 e plota no campo do traquiandesito basalto, as demais

posicionam-se no campo dos basaltos e microbasaltos, bem como se distribuem no campo das rochas subalcalinas.

No diagrama TAS de Le Bas (2000), similar ao anterior, mas voltado para discriminar campo de rochas vulcânicas magnesianas (Fig. 7.3B), os xistos magnesianos concentram-se no campo dos komatiitos, pois tem também alto teor de MgO (≥ 18) e baixo teor de TiO₂ ($< 0,18 - 0,80$).

Figura 7.3: A. Diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986) e de Le Bas (2000) para a associação máfica-ultramáfica da região.

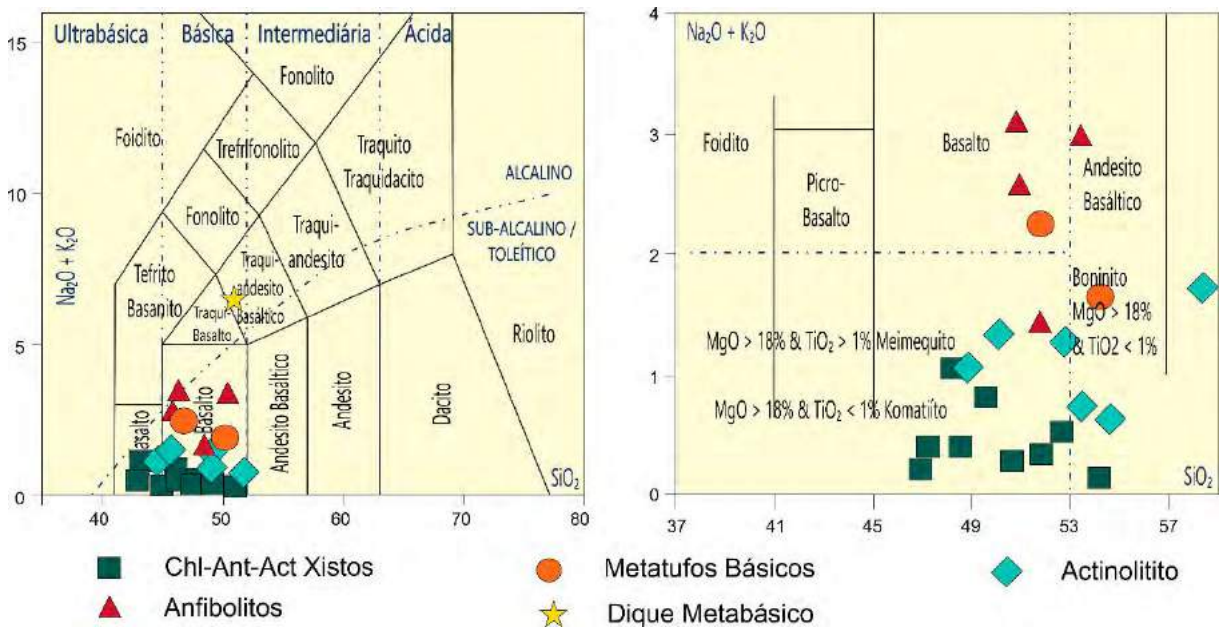
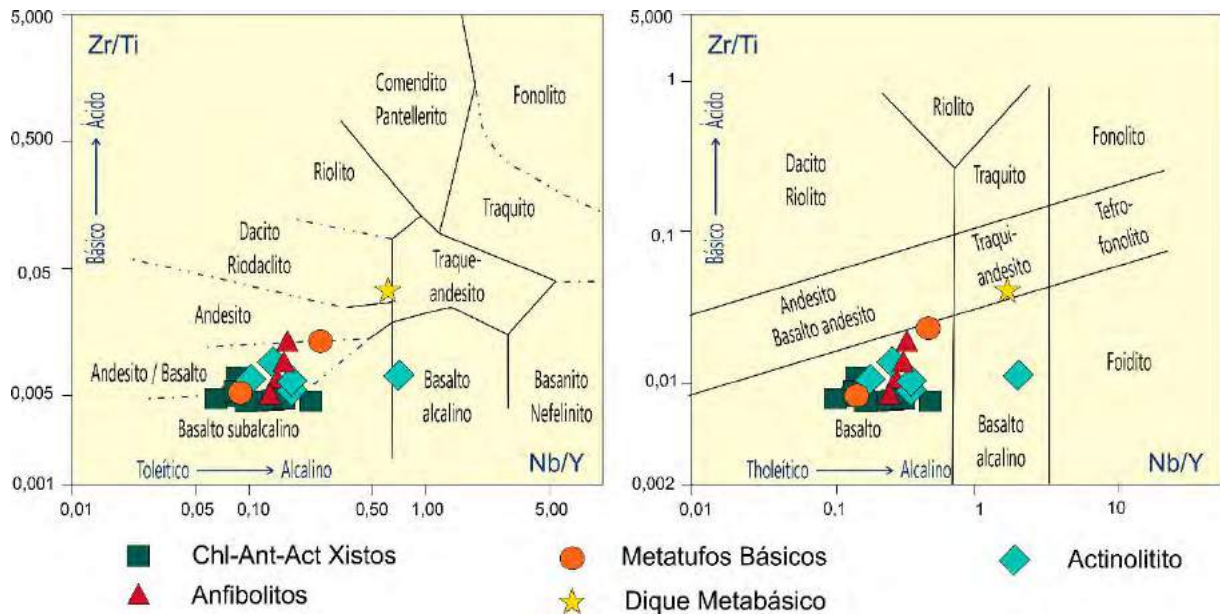


Diagrama de classificação análogo, mas com base em elementos imóveis, havia sido elaborado por Winchester & Floyd (1977), onde o teor de álcalis total foi substituído por Zr/Ti e SiO₂ por Nb/Y (Fig. 7.4A) e que foi recentemente modificado por Pearce (2015) (Fig. 7.4B). Estes diagramas têm dupla aplicação: permitem classificar o tipo litológico e identificam sua filiação magmática.

Ao inserir as amostras estudadas nesse diagrama, verifica-se que à exceção de uma amostra de actinolitito, que plota no campo de transição entre basalto alcalino e subalcalino, e do dique metabásico, transição entre traquibasalto e traquiandesito, as demais amostras se distribuem no campo dos basaltos de natureza toleítica. A concentração das amostras praticamente no mesmo campo litológico (basaltos), em ambos os diagramas de elementos imóveis (Zr/Ti vs. Y/Nb) e móveis (TAS), indica também que a SiO₂ foi pouco modificada.

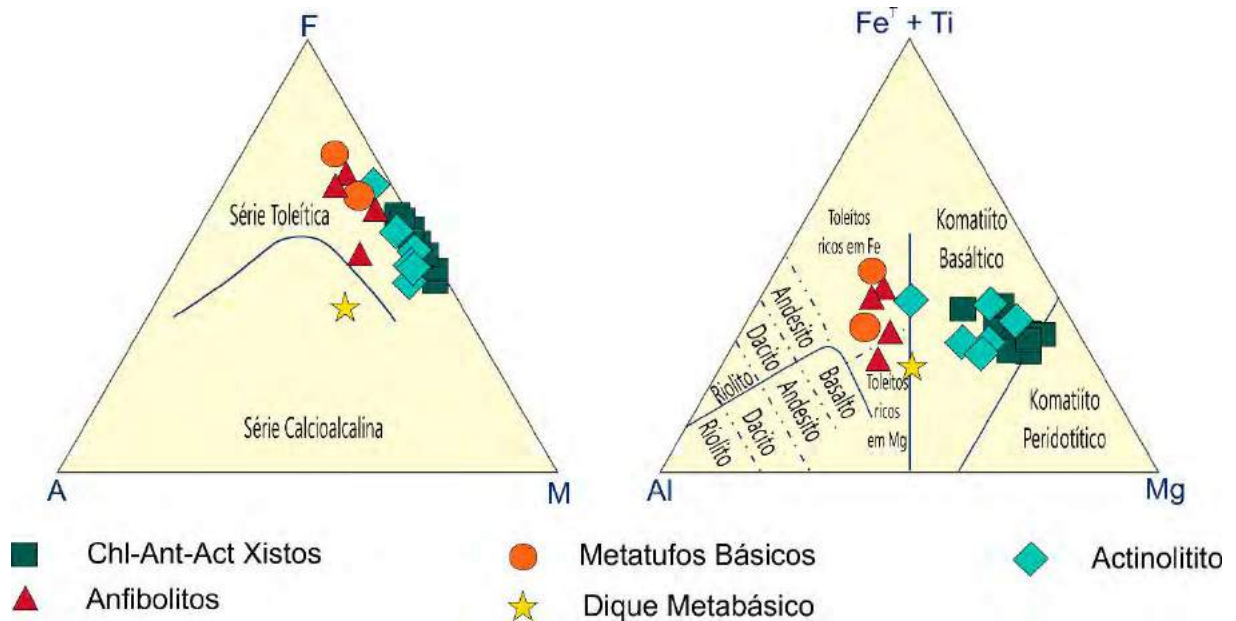
Figura 7.4: A. Diagrama de Winchester & Floyd (1977) em razões entre elementos imóveis Nb/Y vs. Zr/Ti. B. Diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y de Pearce (2015) para as amostras máfica-ultramáficas do GBSP.



No diagrama clássico AFM de Wager & Deer (*in* Myashiro, 1975) (Fig. 7.5) usado para discriminar dentro da série subalcalina, as séries toleítica e calcioalcalina, observa-se que, à exceção da rocha do dique metabásico, todas as amostras se distribuem no campo da série toleítica, inclusive com aumento de ferro total junto aos termos básicos mais diferenciados. Isso reflete uma baixa fugacidade de oxigênio e, portanto, de água no magma original, o que inibiria a cristalização de magnetita nos primeiros diferenciados, diferente, portanto, se as rochas fossem calcioalcalinas, que são comuns em contexto de arco magmático.

No diagrama catiônico de Jensen (1976), em que são discriminadas três importantes séries magmáticas, todas as rochas metaultramáficas (xistos magnesianos e os actinolíticos) são inseridas no campo do basalto komatiitos. Os anfibolitos, por sua vez, plotam preferencialmente no campo dos basaltos toleíticos de alto Fe. O dique plotou em região transicional entre komatiitos e toleíticos de alto Mg.

Figura 7.5: A. Diagrama AFM de Wager & Deer (in Myashiro, 1975) demonstrando natureza toleítica das amostras, com exceção do dique metamáfico. B. Diagrama catiônico de Jensen 1976 para classificação de rochas máficas e ultramáficas, com concentração das rochas metaultramáficas e plutônicas no campo dos komatiitos, as metamáficas no campo dos toleitos ricos em Fe e Mg, e dique metamáfico em campo transicional.

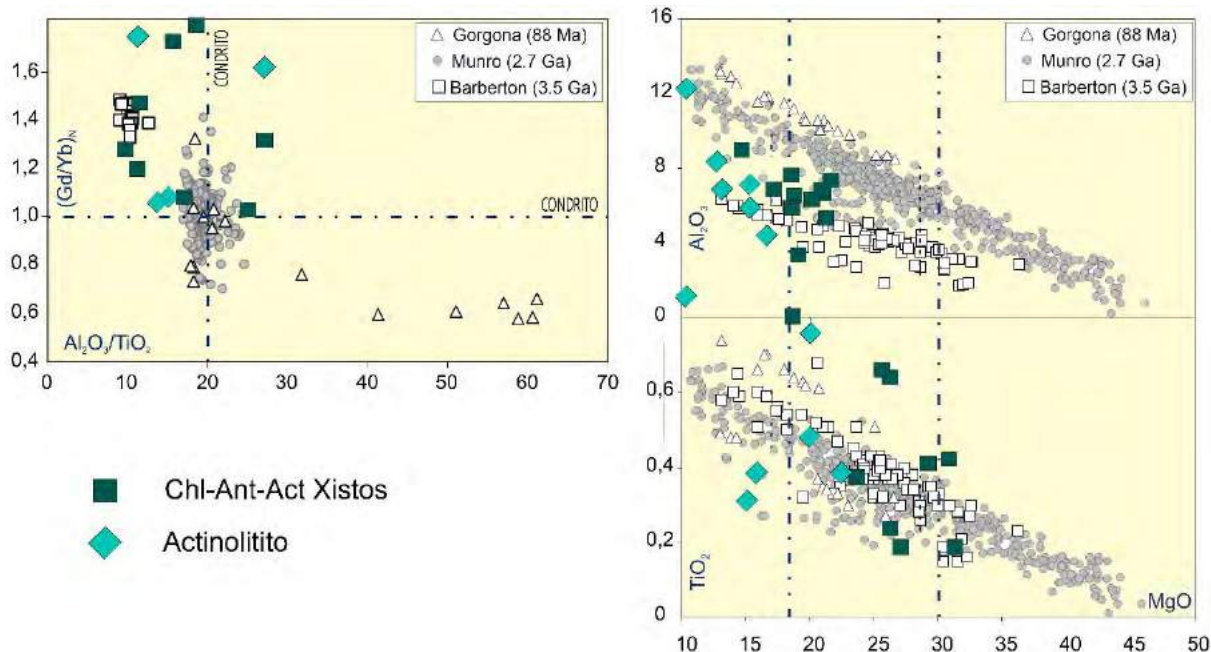


Por outro lado, considerando que as rochas metaultramáficas não apresentam textura *spinifex*, poderia ser questionado se esses xistos magnesianos são realmente de natureza komatiítica. Uma das principais feições de campo é sua forma de ocorrência em camadas separadas por faixas de metatufos básicos, o que permite interpretá-las como derrames e classificá-las como rochas ultramáficas de origem vulcânica, consequentemente, komatiítica ou basalto komatiítico.

Adicionalmente, procurou-se por meio da química compará-las com outras rochas komatiíticas conhecidas. Como sabe, os komatiitos tem sido tradicionalmente classificados em três grupos (Arndt, 2008): i) Komatiitos não empobrecidos em Al (AUK), também conhecido como komatiitos tipo Munro. Possuem Al_2O_3/TiO_2 (~20), próxima a do condrito, CaO/Al_2O_3 (~1) e padrões de HREE horizontalizados $(Gd/Yb)_N$ (0,9 – 1,1) sugerindo derivação por alta taxa de fusão parcial de um peridotito deixando um resíduo rico em dunito (livre de granada); ii) Komatiitos empobrecidos em Al (ADK) (tipo Barbeton), com baixa razão Al_2O_3/TiO_2 (≤ 10), alta razão CaO/Al_2O_3 (~1,5) e empobrecimento em HREE $(Gd/Yb)_N$ (1,1 – 1,7), indicando derivação por fusão parcial de fontes peridotíticas deixando um resíduo com granada; iii) Komatiitos do tipo Gorgona, que tem alta razão Al_2O_3/TiO_2 , sendo marcado por ferro-picritos e ferro-komatiitos, análogos aos ferro-picritos associados a alguns basaltos continentais fanerozoicos, interpretados como produtos de fusão de faixas eclogíticas, arrastados por plumas mantélicas.

Os xistos magnesianos estudados exibem moderada razão Al_2O_3/TiO_2 (9,94 – 27,26), com média de 17,13, e $(Gd/Yb)_N$ (1,00 – 1,88), o que permite considerá-lo como komatiítos de transição entre os tipos Munro e Barberton (Fig. 7.6). A plotagem dos actinolíticos (plutônicos) no gráfico é tratado como relacionados a uma fase cumulática desmembrada durante o magmatismo máfico-ultramáfico.

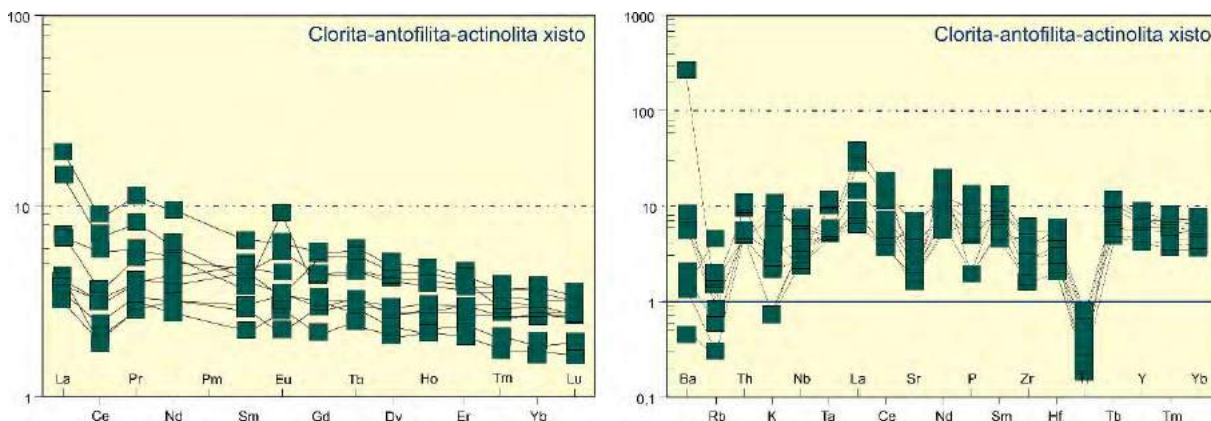
Figura 7.6: Diagramas Al_2O_3/TiO_2 vs. $(Gd/Yb)_N$, MgO vs. Al_2O_3 e MgO vs. Al_2O_3 comparando os três tipos de komatiítos aos encontrados no GBSP. A plotagem dos pontos é atribuída a zonas transicionais entre os tipos Munro e Barberton.



Adicionalmente, os xistos magnesianos apresentam ΣREE (16,57 – 53,23ppm), padrões de HREE horizontalizados e razão $(La/Yb)_N$ (1,13 – 8,33), o que demonstra um leve enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP de algumas amostras, assemelhando-se ao MORB do tipo E. Exibem ainda uma ligeira anomalia negativa em Ce e fraca anomalia positiva de európio $(Eu/Eu^*)_N$ (0,83 – 3,52), cuja anomalia mais alta está associada a única amostra (DRI-132A), o que pode retratar processos de alteração hidrotermal.

No diagrama multielementar normalizado ao condrito de Thompson (1982), os xistos magnesianos apresentam anomalia negativa de Ti, Sr, Rb e K e anomalia positiva de Ba e La. À exceção da anomalia negativa de Ti que pode indicar um manto empobrecido, as demais Sr, Rb, K, Ba e La podem estar associadas tanto a processos de alteração como de contaminação crustal. Isso é melhor observado no diagrama Th/Yb vs. Nb/Yb de Pearce (2015), um substituto do diagrama $Th-Hf-Ta$ de Wood (1979).

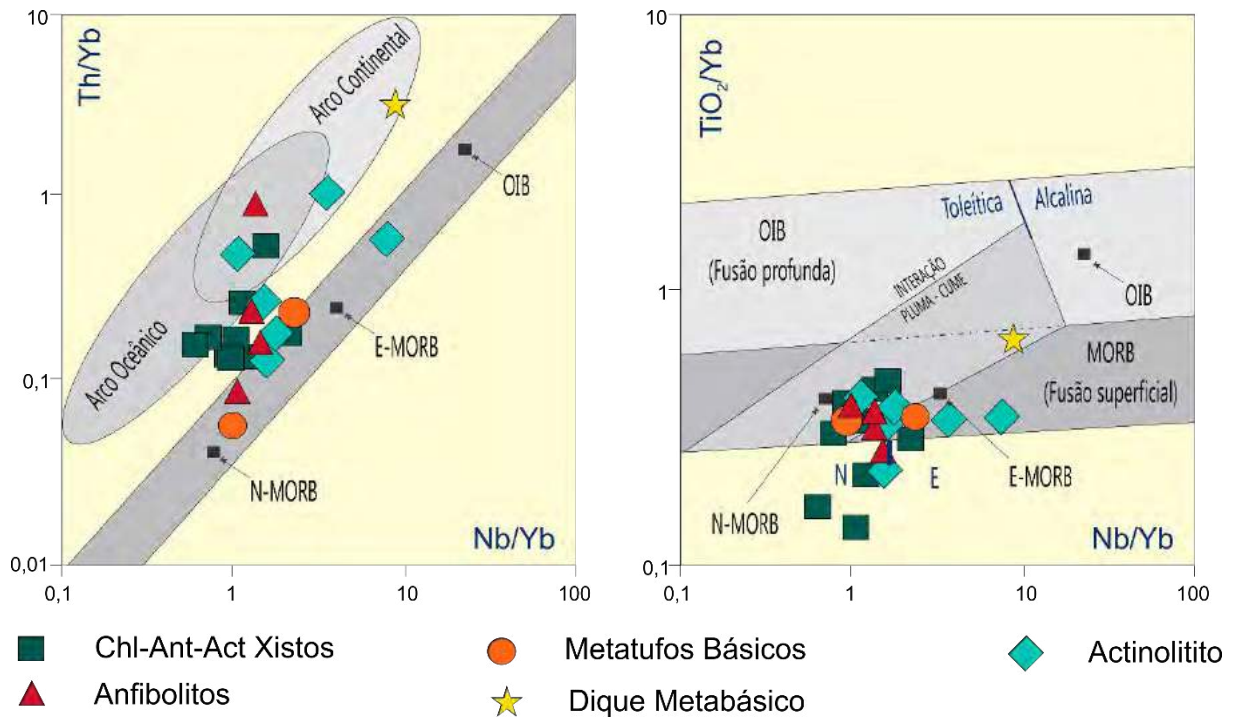
Figura 7.7: A. Digramas do tipo *spidergrama* para o grupo metaltramáfico do GBSP segundo condrito de Mcdounoug & Sun (1995). B. Diagrama multielementar normalizado segundo Thompson (1982).



No diagrama de Pearce (2015), as lavas de ambientes não relacionados com subducção posicionam-se ao longo da faixa MORB-IOB, que incluem os basaltos de cadeias meso-oceânicas e ilhas oceânicas. As lavas mantélicas relacionadas a contexto de subducção, que se encontram modificadas por líquidos e fluidos, tendem deslocar-se para domínio com razão Th/Yb mais elevada, representadas pelos ambientes de arcos de ilhas e continental. Lavas modificadas por contaminação crustal formam linhas diagonais em que ambos Th e Nb são modificados (Pearce 2015).

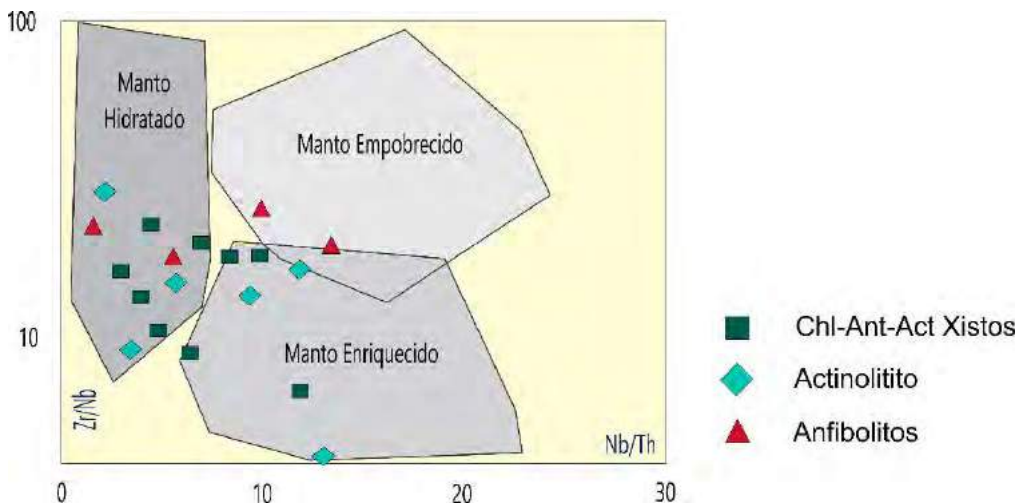
Ao projetar as amostras analisadas nesse diagrama (Fig. 7.8A), observa-se que elas se deslocam da faixa não relacionada com subducção às zonas mais ricas na razão Th/Yb, em contexto de arco de ilha, provavelmente em bacia do tipo *back-arc*, envolvendo interação de rochas mantélicas com material crustal. Por outro lado, no diagrama TiO_2/Yb vs. Nb/Yb de Pearce (1998) (Fig. 7.8B) que é usado como indicador de profundidade de fusão mantélica, que separa basaltos de ilhas oceânicas (fusão mantélica profunda, alta razão TiO_2/Yb), de basaltos tipo MORB (fusão mantélica superior rasa, baixa razão TiO_2/Yb) (basalto N-MORB e E-MORB), os xistos magnesianos estão distribuídos na faixa dos basaltos tipo MORB (N-MORB e E-MORB), oriundo de fusão mantélica de profundidade moderada a rasa. Adicionalmente, neste diagrama tem-se uma faixa diagonal que se superpõe a faixa MORB e se projeta pelo campo OIB, que reflete influência de pluma mantélica. Segundo Pearce (2015), na faixa diagonal junto ao MORB verifica-se influência da pluma sobre cadeia, enquanto dentro do campo OIB há predominantemente influência da pluma. Considerando que os xistos magnesianos apresentam uma dispersão ao longo dessa faixa diagonal, pode-se admitir a influência de uma pluma na formação dos protólitos destes xistos magnesianos, o que implica em uma bacia extensional sob influência de pluma mantélica.

Figura 7.8: Diagrama Nb/Yb vs. Th/Yb (Condie, 2015), Nb/Yb vs. TiO₂/Yb (Pearce, 1998) demonstrando o contexto de arco de ilha.



Recentemente, Condie (2015) elaborou um estudo com base na razão de elementos supostamente imóveis Zr/Nb vs. Nb/Th visando a identificação das fontes mantélicas (Fig. 7.9). Segundo esse autor as rochas oriundas do manto empobrecido (DM) apresentam razões (Nb/Th > 8; Zr/Nb > 20), as do manto enriquecidos (EM) apresentam alta razão Nb/Th mas exibem razão Zr/Nb < 20, enquanto as do manto hidratados (HM) tem razão muito baixa de Nb/Th (<8) e razão Zr/Nb variada (Fig. 7.9). A profundidade de fusão do manto hidratado é relativamente rasa, como em zonas de subducção.

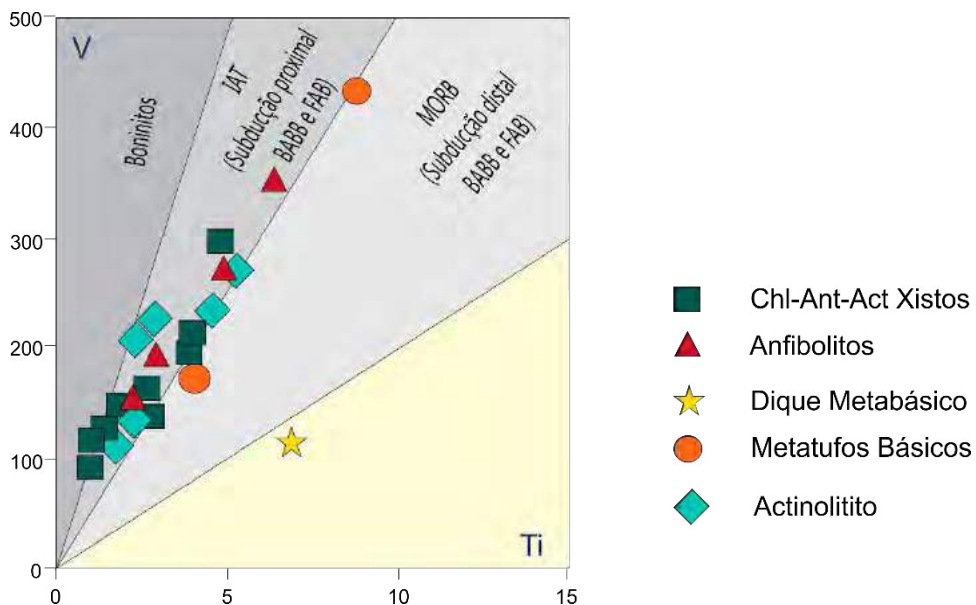
Figura 7.9: Diagrama Nb/Th vs. Zr/Nb identificando as fontes mantélicas das rochas metamáfica-ultramáficas do GBSP (Condie, 2015).



O conjunto de amostras analisadas do material ultramáfico magnesiano apresenta razão Zr/Nb entre 6,79 e 22,89 e Nb/Th entre 3 e 12, os actinolitos possuem razão Zr/Nb entre 4 e 29,33 e Nb/Th entre 2,25 e 13,18, e os anfibolitos exibem razão Zr/Nb entre 17,75 e 24,95 e Nb/Th entre 1,58 e 13,50. Para as amostras plotadas em manto hidratado, denota-se que a fonte advém de profundidades rasas nas demais há um leve empobrecimento e enriquecimento de terras raras.

No diagrama V vs. Ti (Fig. 7.10) que também é utilizado como indicador de processo de fusão mantélica em zonas de supradução (Pearce 2015), devido ao fato, que a água aumenta o grau de fusão parcial e o processo de fusão mantélica em presença de fluidos se torna mais oxidante, os dois elementos (Ti e V) tem comportamentos distintos: o Ti é empobrecido no fundido (*melt*) tão a fusão aumenta, enquanto o V por ser mais incompatível aumenta com o estado de oxidação. A água em contexto de subducção, gera um regime de fusão que produz um magma mais empobrecido em Ti e enriquecido em V, com consequente alta razão em V/Ti. Ao colocar as rochas estudadas nesse diagrama, elas concentram-se basicamente no campo das rochas básicas de *back-arc* (BABB) ou *fore-arc* (FAB) ou toleítos de arco de ilha.

Figura 7.10: Diagrama Ti vs. V (Shervais, 1982) demonstrando contexto de back-arc (BABB), fore-arc (FAB) ou toleítos de arco de ilha.



Os anfibolitos apresentam teores de SiO₂ (≤ 52%), baixo teor de TiO₂ (≤ 1,1%), MgO (7 – 9% e Fe₂O₃* (7-14%), que junto com o TiO₂ aumenta com a diminuição de MgO, característico de protólitos básicos toleíticos. Isso pode ser observado nos diagramas AFM de Wager & Deer (Fig. 7.5A) e de Jensen (1976) (Fig.7.5B). Em relação aos elementos traços compatíveis exibem teores de Cr variados, entre 48,03 e 871,39ppm, enquanto o de Ni oscila

entre 52 e 222ppm, valores abaixo e acima da média de rochas básicas (150ppm), indicando que os anfibolitos foram gerados de fontes diversas ou correspondem a produtos distintos de fracionamento. Os maiores valores de Cr e Ni podem estar associados aos magmas basálticos mais primitivos e os menores a termos mais evoluídos. Apresentam ainda baixo valores nos elementos de alto campo de força Nb (<3ppm) Zr (<49ppm), Ta ($\leq 0,3$ ppm), característico de fonte mantélica empobrecida. Ao comparar esses anfibolitos com os encontrados em diversos ambientes (Tab. 7.3), verifica-se que, embora tendo algumas diferenças, eles se assemelham aos anfibolitos de BAAB.

Tabela 7.3: Médias de análises químicas para basaltos normais de cadeias meso-oceânicas (N-MORB), de arcos de ilhas (IAB), de rifts continentais (CRB), toleítos de ilhas oceânicas (OIB), toleítos de alto alumínio (CAB), alcalinos oceânicos (OAB) e alcalinos de rifts continentais (CRAB), segundo Condie (1989) e para toleítos continentais (TC), toleítos oceânicos (TO) e álcali-basaltos (AB) segundo Hyndman (1985) para comparação com dados dos anfibolitos do GBSP.

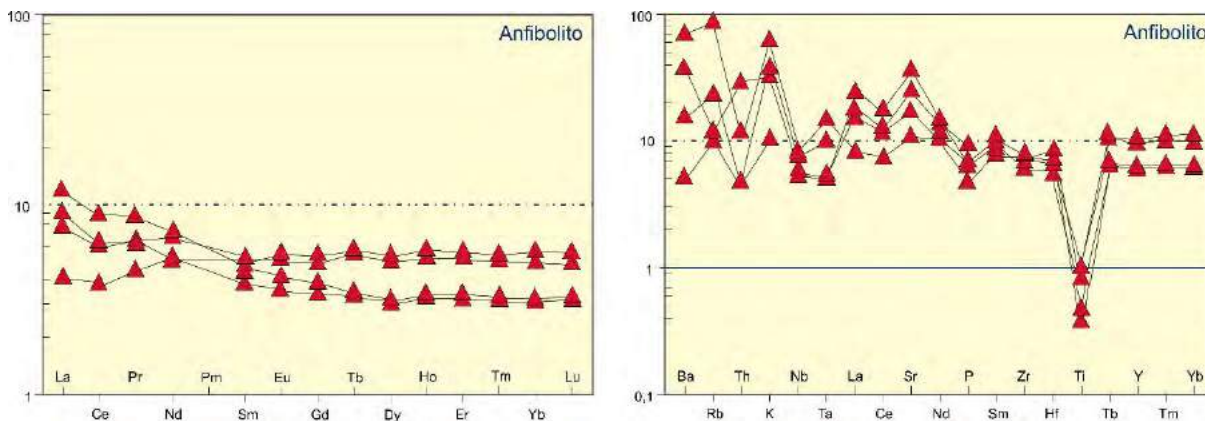
| | N-MORB | IAB | CRB | OIB | CAB | OAB | CRAB | TC | TO | AB | BAAB | GBSP |
|---------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 49,80 | 51,10 | 50,30 | 49,40 | 45,17 | 47,40 | 47,80 | 50,70 | 49,30 | 47,10 | 50,63 | 51,07 |
| TiO ₂ | 1,50 | 0,83 | 2,20 | 2,50 | 1,00 | 2,90 | 2,20 | 2,00 | 1,80 | 2,70 | 1,32 | 0,69 |
| Al ₂ O ₃ | 16,00 | 16,10 | 14,30 | 13,90 | 16,90 | 18,00 | 15,30 | 14,40 | 15,20 | 15,30 | 16,41 | 14,41 |
| Fe ₂ O _{3t} | 10,00 | 11,80 | 13,50 | 12,40 | 11,60 | 10,60 | 12,40 | | | | | 10,96 |
| Fe ₂ O ₃ | | | | | | | | 3,20 | 2,40 | 4,30 | 2,13 | 2,19 |
| FeO | | | | | | | | 9,80 | 8,00 | 8,30 | 5,87 | 7,89 |
| MgO | 7,50 | 5,10 | 5,90 | 8,40 | 6,50 | 4,80 | 7,00 | 6,20 | 8,30 | 7,00 | 7,32 | 7,98 |
| CaO | 11,20 | 10,80 | 9,70 | 10,30 | 11,00 | 8,70 | 9,00 | 9,40 | 10,80 | 9,00 | 12,20 | 10,72 |
| Na ₂ O | 2,75 | 1,96 | 2,50 | 2,13 | 3,10 | 3,99 | 2,85 | 2,60 | 2,60 | 3,40 | 2,65 | 2,41 |
| K ₂ O | 0,14 | 0,40 | 0,66 | 0,38 | 0,40 | 1,66 | 1,31 | 1,00 | 0,24 | 1,20 | 0,46 | 0,52 |
| Cr | 300 | 50 | 160 | 250 | 40 | 67 | 400 | | | | | 380,7 |
| Ni | 100 | 25 | 85 | 150 | 25 | 50 | 100 | 135 | 360 | 200 | | 128,7 |
| Sr | 135 | 225 | 350 | 350 | 330 | 800 | 1500 | 400 | 350 | 665 | 270 | 261,7 |
| Ba | 11 | 50 | 170 | 100 | 115 | 500 | 700 | 112 | 91 | 316 | 115 | 222,7 |
| Zr | 85 | 60 | 200 | 125 | 100 | 330 | 800 | | | | 79 | 48,25 |
| La | 3,9 | 3,3 | 33 | 7,2 | 10,0 | 17,0 | 54 | | | | 7,7 | 5,35 |
| Yb | 6 | 1,90 | 4,4 | 1,7 | 2,7 | 1,5 | 1,7 | | | | 1,85 | 1,85 |
| Nb | 3 | 1 | 25 | 23 | 5 | 30 | 30 | | | | 12 | 2,35 |
| La/Yb | 0,97 | 1,73 | 7,5 | 4,23 | 3,7 | 11,33 | 31,76 | | | | 4,27 | 3,34 |

Em termos de ETR (Fig. 7.11A), os anfibolitos são empobrecidos em Σ REE (33,14 – 45,02ppm), com razão $(La/Yb)_{CH} = 0,74 – 3,82$, o que demonstra um fraco enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP e praticamente sem anomalia de Ce e Eu $(Eu/Eu^*)_N (0,98 – 1,04)$. Tais padrões se assemelham aos dos T-MORB (1,7 a 4,3), e se distanciam dos de E-MORB (4,8 a 6,9) e N-MORB (0,35 a 1,1).

No diagrama multielementar normalizado ao condrito de Thompson (1982) mostram anomalia negativa de Ti, Nb e Ta que indicam, portanto, ambiente associados com zonas de subducção (*back-arc*) e anomalia positiva em Sr, K e Rb, que refletem processos de alteração ou contaminação crustal (Fig. 7.11B). Segundo Puchtel *et al.* 1998, a assimilação de pequenas quantidades de rochas félsicas crustais resultam num aumento na abundância de Ba, Pb, U, Th e ETRL, mas com pouco efeito na concentração de Ta, Nb, Y, Ti e ETRP.

Nos diagramas Th/Yb e Nb/Yb de Pearce (2015), TiO_2/Yb vs. Nb/Yb de Pearce (1998) e V vs. Ti, os anfibolitos tem praticamente os mesmos campos dos xistos magnesianos, ou seja, se desenvolveram dentro de um ambiente, o que pode representar um protólito mantélico comum, apenas mais fracionado.

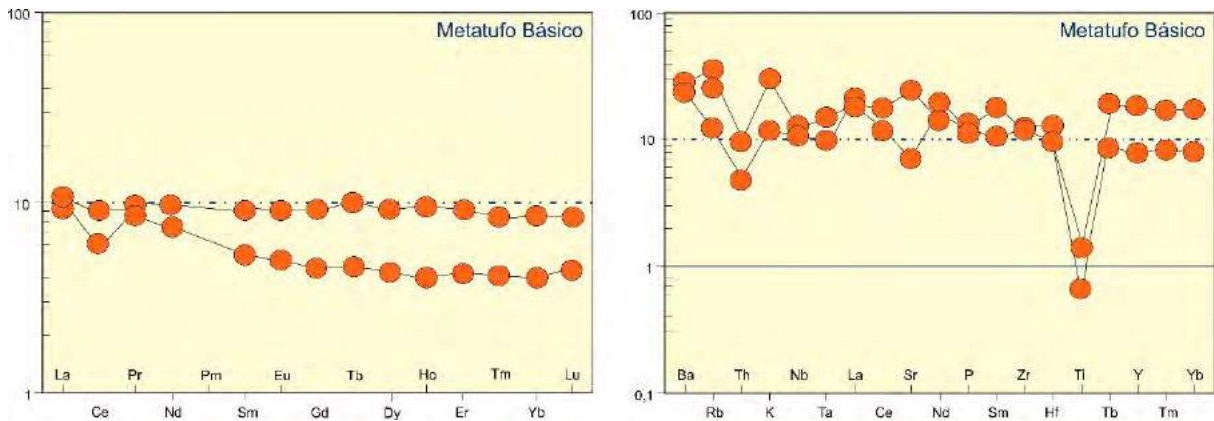
Figura 7.11: A. Digramas do tipo *spidergrama* para o grupo metamáfico do GBSP segundo condrito de Mcdounoug & Sun (1995). B. Diagrama multielementar normalizado segundo Thompson (1982).



As duas amostras de metatufos apresentam caráter diferenciado, onde uma das amostras apresenta padrão horizontalizado dos terras raras, com enriquecimento dos terras raras em relação ao condrito em torno de 10 vezes. A segunda exibe uma ligeira anomalia negativa de Ce e valores sub-horizontalizados nos ETRM e ETRP. Ambas apresentam baixos valores em Σ REE (16,57 – 57,23ppm), razão $(La/Yb)_N (1,13 – 8,33)$ e fraca anomalia positiva de európio $(Eu/Eu^*)_N (0,64 – 2,66)$. No diagrama multielementar normalizado ao condrito de Thompson (1982) há anomalias positivas de Rb e K e negativas de Ti (Fig. 7.12).

A anomalia negativa de Ce nas amostras do metatufos está associado a interação dos sedimentos vulcanoclásticos com a água marinha durante a deposição (e.g. Piper, 1974; Figueiredo, 1985), o que implica que o vulcanismo ocorreu em ambiente subaquoso de fundo oceânico.

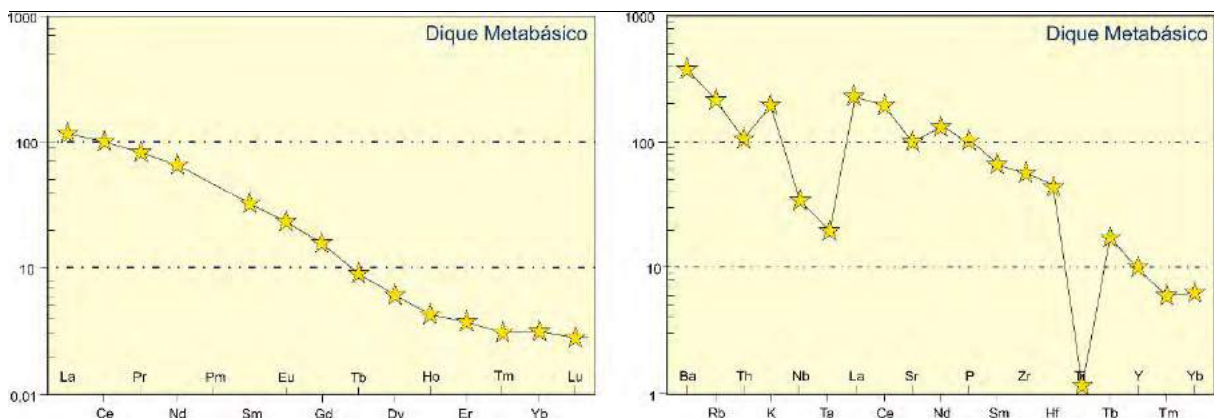
Figura 7.12: A. Digramas do tipo *spidergrama* para o grupo metavulcanoclástico do GBSP segundo condrito de Mcdounoug & Sun (1995). B. Diagrama multielementar normalizado segundo Thompson (1982).



O dique metabásico apresenta um decaimento gradativo ao longo do gráfico, com maiores valores em ETRL (La acima de 100) e menores em ETRP (Lu abaixo de 0,20). A amostra analisada tem Σ REE (383,26ppm), razão $(La/Yb)_N$ (37,14) e anomalia positiva de európio $(Eu/Eu^*)_N$ (1,02). Isso sugere tratar-se de produto de fusão parcial de uma fonte mantélica, provavelmente, granada lherzolito, deixando um resíduo rico em granada. No diagrama multielementar normalizado ao condrito de Thompson (1982), observa-se anomalias positivas de Ba, La e K e negativa de Nb, Ta e Ti (Fig. 7.13).

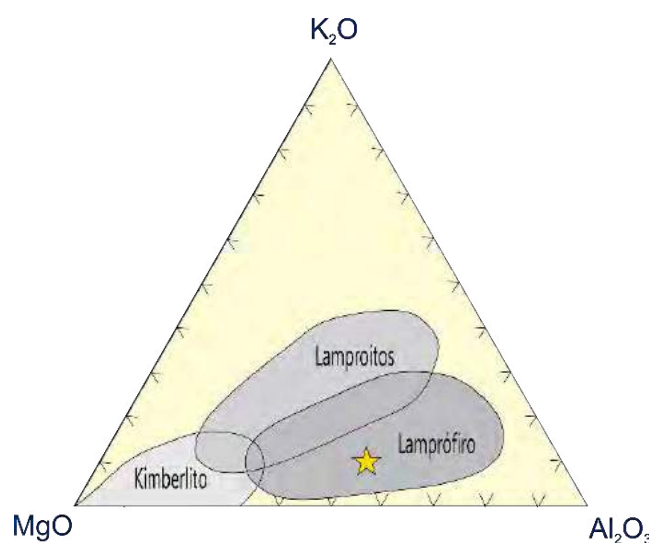
No diagrama ternário (K_2O , MgO vs. Al_2O_3) de Foley *et al.* (1983) (Fig.7.14) o dique metabásico plota no campo do lamprófiro calcioalcalino, apresentando teores de álcalis K_2O (2,81%), $K_2O + Na_2O$ (6,58%) e de SiO_2 (51,41%).

Figura 7.13: A. Digramas do tipo *spidergrama* para o dique metamáfico (lamprófiro) do grupo metaintrusivo do GBSP segundo condrito de Mcdounoug & Sun (1995). B. Diagrama multielementar normalizado segundo Thompson (1982).



Por apresentar-se sob forma de dique e exibir feições mineralógicas, texturais e químicas particulares, baseado no diagrama de Foley et al. (1983), a plotagem do litotipo pode ser interpretada como sendo de um lamprófiro. A afirmação quanto a ser um lamprófiro ou simplesmente um dique torna-se dúbia, uma vez que a realização da análise em uma única amostra gera incertezas.

Figura 7.14: Diagrama ternário (K₂O, MgO vs. Al₂O₃) de Foley et al. (1983), demonstrando plotagem em lamprófiros no dique metabásico.



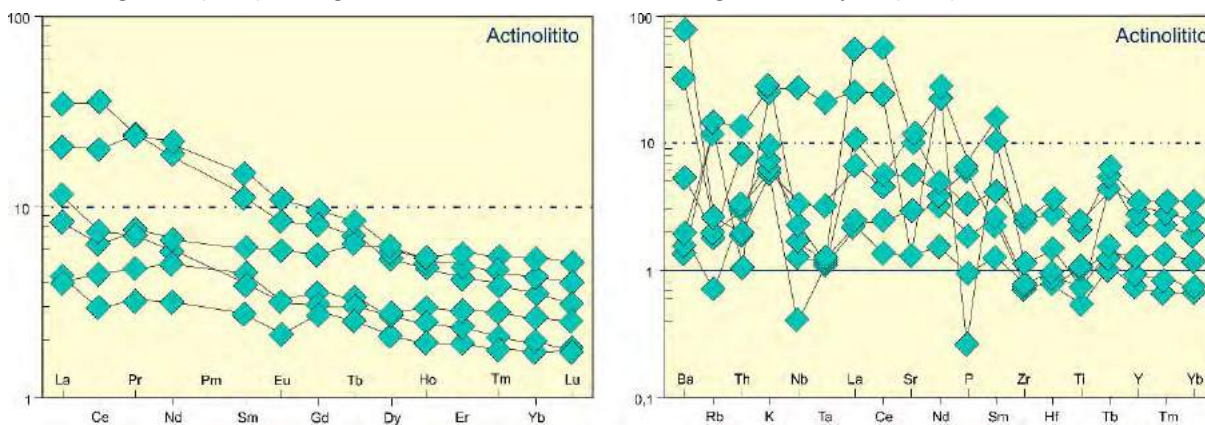
O grupo plutônico exibe comportamento sub-horizontalizado levemente enriquecido em ETRL em relação aos ETRP, que apresentam regularidade. Valores positivos próximos a 30 são observados em La e Ce e tendência negativa em Eu. As amostras apresentam ΣREE (20,68 – 130,58ppm), razão $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (1,57 – 9,90) e anomalia positiva de európio $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N$ (0,78 – 1,02). No diagrama multielementar normalizado ao condrito de Thompson (1982) demonstra anomalias positivas de Ba, La, Ce, Nd, Sm, Tb e negativas de Rb, Nd, P, Nb, Ta e discreto empobrecimento de Ti (Fig. 7.15).

O enriquecimento observado de ETRL, pode estar relacionado ao fato dos minerais ferromagnesianos *cumulus*, ricos em elementos compatíveis, serem os primeiros a cristalizar. Com isso há um enriquecimento em elementos incompatíveis, no qual por definição sabe-se que quanto mais leve o ETR mais incompatível.

Em quatro amostras, percebe-se que existe uma diminuição dos ETRL e uma anomalia negativa de Eu, o que pode ser interpretado pela saída de plagioclásio do sistema por fracionamento ou fusão parcial. O que não acontece com as duas amostras que são mais enriquecidas em ETRL, as quais apresentam plagioclásio em sua composição.

A composição química um tanto similar entre os actinolíticos e os xistos magnesianos, bem como sua distribuição espacial com às metavulcânicas máfica-ultramáficas, permitem supor, que algumas rochas actinolíticas possam tratar-se de cumulos ou *sills* cogenéticos dos derrames ultramáficos, fortemente transformados por processos metassomáticos, enquanto outras possam ser oriundas de fontes mantélicas das metavulcânicas em questão.

Figura 7.15: A. Digramas do tipo *spidergrama* para o actinolito do grupo metaintrusivo do GBSP segundo condrito de Mcdounoug & Sun (1995). B. Diagrama multielementar normalizado segundo Thompson (1982).



7.3 Ambiente Tectônico do Magmatismo Pré-Colisional

Os komatiitos, que representam magmas anídeos formados em condições de alta temperatura ~ 1600°C, tem sua origem atribuída a dois processos de formação (Arndt, 2008): i) Associado à plumas mantélicas desenvolvidas tanto em platôs intra-oceânicos quanto em crosta continental; ii) Oriundo de fusão hídrica da cunha mantélica sobrejacente à zona de subducção. Entretanto, a maioria dos autores considera que os komatiitos são oriundos de plumas mantélicas e que os diferentes tipos de komatiitos refletem a composição da fonte mantélica e o grau de fusão parcial em diferentes partes da pluma mantélica.

Os basaltos toleíticos por sua vez se desenvolvem em vários contextos: em ambientes de margens de placas convergentes do tipo arco de ilhas e margem continental; em ambientes de placas divergentes do tipo cadeias meso-oceânicas e bacias *back-arcs*; e ambientes intraplacas, tipo ilhas oceânicas e riftes continentais.

Considerando o caráter toleítico das rochas anfíbolizadas, à exceção do dique metabásico (lamprófito) de natureza alcalina, as amostras estudadas apresentam uma dispersão de dados no diagrama Th/Yb vs. Nb/Yb de Pearce (2008). Os elementos Th e Nb apresentam alta incompatibilidade e apresentam razões quase constante durante a fusão do manto (Pearce,

2014). Maior parte dos dados plotados nos diagramas de Pearce *et al.* (1977) e Meschede (1986) (Fig. 7.15) se direcionam para o campo ou zona transicional de arcos oceânicos, como também em N-MORB e E-MORB. Amostras plutônicas e do dique metabásico (lamprófito) apresentam caráter continental ou do tipo E-MORB. Nos diagramas FeOt – MgO - Al₂O₃ de Pearce *et al.* (1977) e Nb-Zr-Y de Meschede (1986) (Figs. 7.16A e 16B), entretanto, essas rochas se distribuem no campo de basaltos de ilhas oceânicas (IOB) e arco vulcânico (VAC), respectivamente.

Como visto na área, a região é caracterizada predominantemente por associação magmática que reflete um magmatismo bimodal, característico de um ambiente extensional. Os xistos magnesianos caracterizados como komatiitos basálticos de transição entre os tipos Munro e Barbeton refletem um ambiente extensional, em contexto de arco de ilha, provavelmente em bacia do tipo *back-arc*.

Os anfíbolitos caracterizados por basaltos toleíticos de alto Fe, apresentam protólito também mantélico, provavelmente do manto mais superior e mais fracionado que o dos xistos ultramáficos. A sua ambiência tectônica, entretanto, é similar a dos xistos magnesianos, como visto nas figuras 7.16A e 7.16B. Adicionalmente, a presença dessa associação magmática intercalada em meio a gnaisses arcósidios, metavulcânicas ácidas e xistos aluminosos implica na existência de uma crosta continental delgada, mais antiga que foi rifteada e que evoluiu para o desenvolvimento de uma crosta proto-oceânica.

A ocorrência de metaexalitos (turmalinitos, gonditos e metacherts), intercalados com rochas vulcânicas anfíbolitizadas e aos xistos magnesianos indica que sua formação aconteceu em um ambiente de rifte submerso.

Assim, o conjunto dos dados geológicos e químicos indicam que as rochas de natureza ultramáfica e máfica se desenvolveram em um ambiente originalmente extensional, rifte submerso ou uma bacia do tipo *back arc*, com desenvolvimento de uma crosta oceânica incipiente.

Pode-se dizer também que a utilização da análise geoquímica através de diagramas binários e ternários fornece importantes informações quanto à composição e gênese das rochas ultramáficas e máficas, porém não discriminam bem alguns dos seus ambientes de formação. Isso é mais relacionada entre aquelas rochas desenvolvidas nos ambientes de BABB e MORB, daquelas ocorridas nos ambientes CFB e OPB, e entre os diferentes tipos de basalto de arco (intra-oceânico, ilha e arcos continentais). Apenas MORB e OIB são distinguíveis um do outro através dos diagramas (e.g. Li *et al.*, 2015), de modo que a ambiência tectônica necessita de

dados geológicos de campo e descrição pormenorizada de lâminas petrográficas para ser melhor estabelecida.

Figura 7.16: A. Diagrama de Pearce *et al.* (1977) demonstrando que os grupos litológicos investigados plotam no campo de IAB. B. Diagrama de Meschede (1986) indica distribuição no campo de basaltos de ilhas oceânicas (IOB) e arco vulcânico (VAC).



8 DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO

8.1 Deformação

Para contextualizar a região litoestruturalmente foram analisadas estruturas tectônicas em escala macro, meso e micro, o que permitiu reconhecer deformações dúcteis a rúpteis. Também, a integração de dados aeromagnetométricos e radar auxiliaram na identificação dos aspectos planares distribuídos nos litotipos que ocorrem na área de estudo, bem como estudos geocronológicos.

Entre as feições dúcteis tem-se foliações, dobras, lineações, zonas de cavalgamento ou de empurrão e zonas de cisalhamento dúcteis, enquanto associado às feições frágeis ocorrem falhas e fraturas (Fig. 8.1).

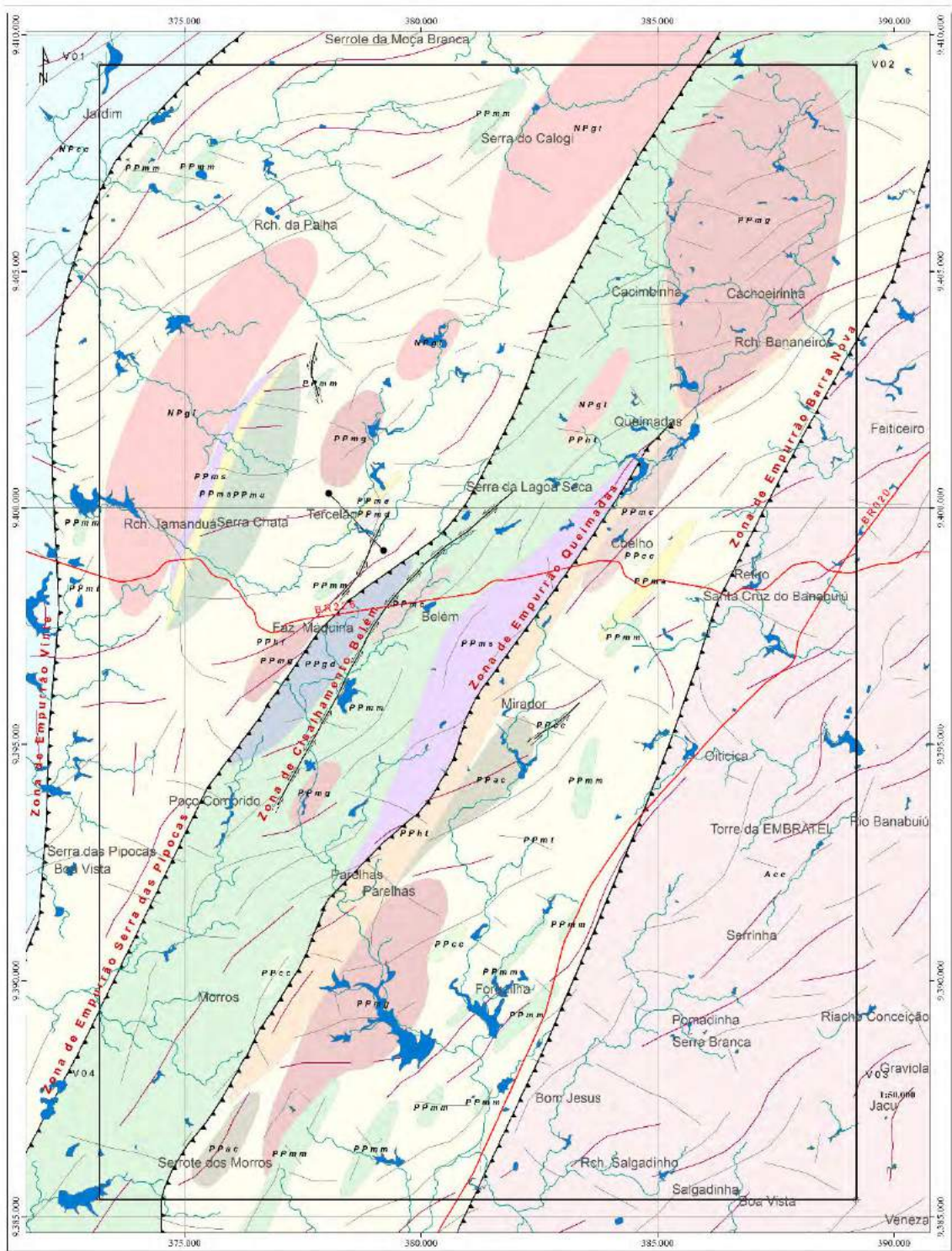
i. Foliação

Os litotipos do Complexo Cruzeta, petrograficamente, é representado por gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica, em parte migmatizados de *trend* NE-SW, contendo pequenos corpos anfibolíticos e hornblendíticos concordantes. Observa-se impresso nas rochas um forte bandamento composicional, com dobras intrafoliares. Regionalmente, este bandamento é de baixo ângulo (**S_n-1**), com *trend* NE-SW e dobras abertas de expressão regional. Na foliação são identificados processos de recristalização até migmatização. A distinção entre o complexo e a sequência metavulcanossedimentar do tipo granito-greenstone é marcada pela intensa migmatização impressa nos litotipos, como também a delimitação dos terrenos a partir de uma zona de cavalgamento.

No contexto do **GBSP**, a foliação apresenta-se de três maneiras distintas, porém apresentando o mesmo *trend* NE-SW, com mergulho em diferentes intensidades e sentidos.

O primeiro tipo exhibe **S_n** paralelo a **S₀** (Fig. 8.2), reconhecido junto às rochas metassedimentares psamo-pelíticas, com variação de camadas entre meta-arcóseos e metapelitos.

Figura 8.1: Mapa Litoestrutural das principais feições observadas no GBSP.



Convenções Geológicas

-  Falhas de empurrão
-  Dique Metabásico (Iamprófiro)
-  Zonas de Cisalhamento
-  Lineamento

Figura 8.2: Acamamento S₀//S_n impresso nas rochas psamo-pelítica (375040mE; 9398913mN).



A foliação **S_n** é bastante perceptível nos litotipos de composição pelítica (granada-cianita xisto), enquanto nos meta-arcóseos é mais discreto, porém percebe-se uma orientação preferencial de biotitas e muscovitas.

Na sequência metaultramáfica (clorita-antofilita-actinolita/tremolita xisto) (Fig. 8.3A), a foliação é marcada pela orientação preferencial dos filossilicatos recristalizados durante o metamorfismo. Nas rochas metamáficas (anfíbolito com ou sem granada) (Fig. 8.3B), o bandamento composicional exhibe bandas máficas constituídas por anfibólios e bandas félsicas por plagioclásios.

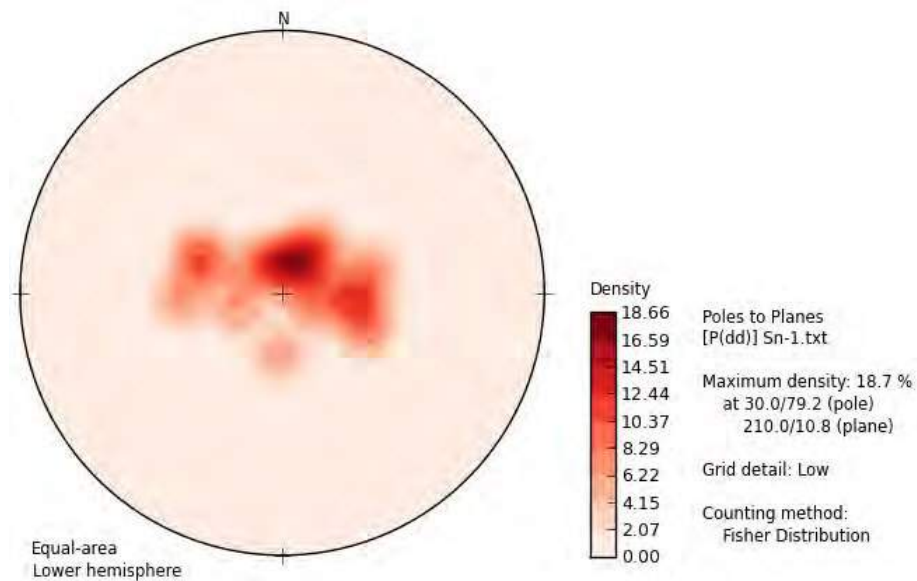
Na sequência metavulcanoclástica (metatufos) (Fig. 8.3C), o bandamento composicional é marcado por intercalações de rochas máficas e ácidas, de espessura milimétrica a métrica, característicos de lavas ou rochas piroclásticas ou mesmo epiclástica.

A foliação em todas as rochas apresenta *trend* NE-SW e mergulhos de 10 a 30° para SW (Fig. 8.4), predominantemente.

Figura 8.3: A. Sn de 140/10 nas metaultramáficas e metatufos (376664mE; 9395339mN). B. Sn de 330/15 nas metamáficas (376664mE; 9395339mN). C. Sn de 45/4 em intercalações de meta-ácidas, metatufos e metaultramáficas. (377783mE; 9396070mN).



Figura 8.4: Estereograma de contorno de polos no total de 45 medidas e densidade máxima de 17,5% para o Sn.

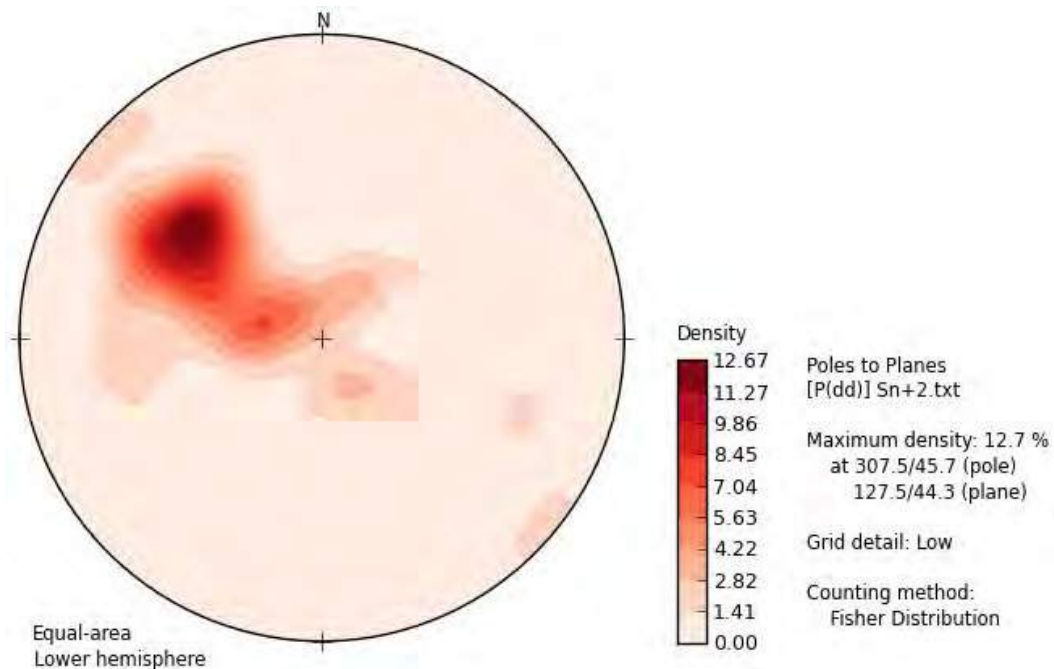


A foliação de ângulo intermediário de mergulho (**S_{n+1}**) é observada nas rochas metapelíticas, metacherts, metagranodioritos e metatufos. A estrutura observada é marcada por ângulos de mergulho entre 30 e 45°, demarcando o cavalgamento entre o Complexo Cruzeta sobre o **GBSP** (Fig. 8.5). No diagrama de polos da foliação percebe-se a evolução do mergulho de baixo ângulo (**S_n**) até a faixa de ângulo intermediária (**S_{n+1}**) (Fig. 8.6).

Figura 8.5: Foliação de ângulo intermediário, demarcando um cavalgamento entre o Complexo Cruzeta e o GBSP (384668mE; 9398324mN).



Figura 8.6: Estereograma de contorno de polos no total de 83 medidas e densidade máxima de 12,7% para o **S_{n+1}**.



A foliação de alto ângulo (**S_{n+2}**) ocorre nas zonas de cisalhamento, onde houve a verticalização do **S_{n+1}**. A estrutura é marcada por ângulos de mergulho entre 70 e 90°. As foliações **S_{n+2}** localizam-se principalmente na parte central da área de estudo, junto às rochas anfíbolíticas granadíferas (Figs. 8.6 7e 8.8).

Figura 8.7: A. Rochas máficas anfibolitizadas *in situ* demonstrando uma foliação verticalizada em zona de cisalhamento (377599mE; 9395337mN). B. Detalhe do alto ângulo perceptível (377599mE; 9395337mN).

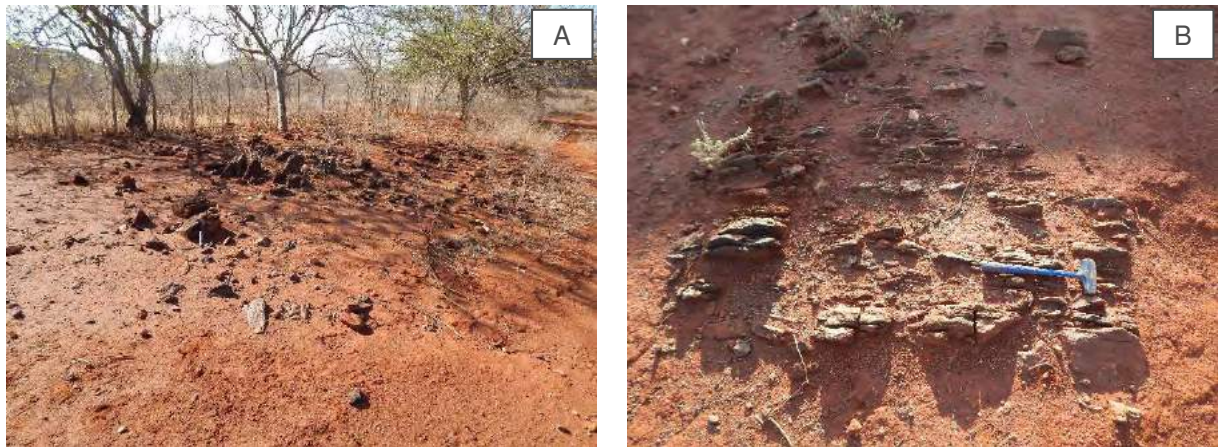
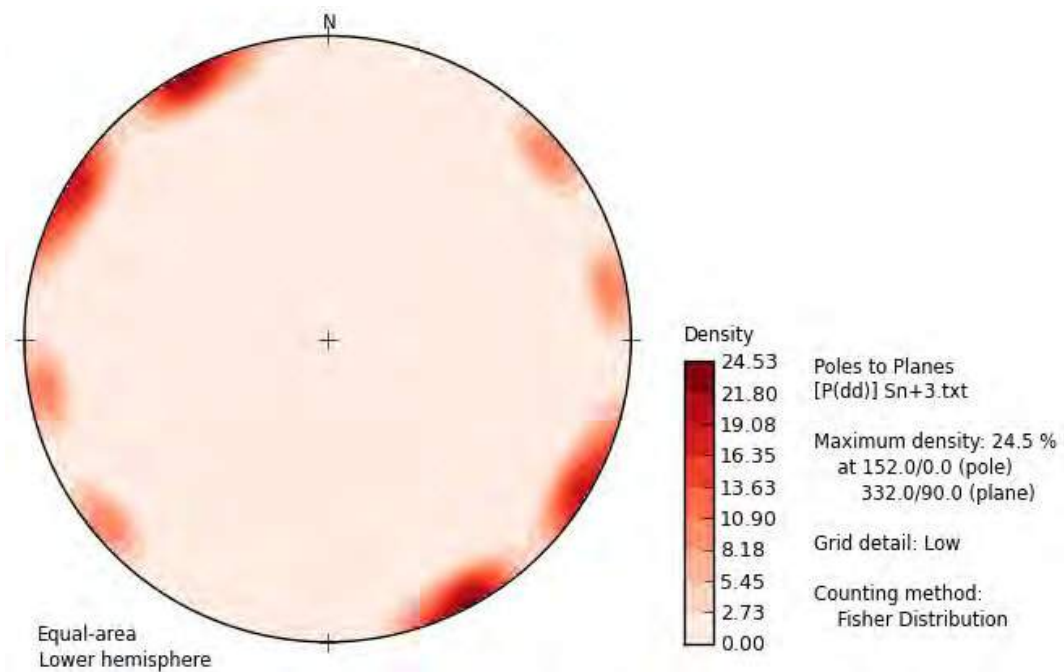


Figura 8.8: Estereograma de contorno de polos no total de 8 medidas e densidade máxima de 24,5% para o Sn+2.



ii. Zonas de Cavalgamento

As zonas de cavalgamento ou de empurrão identificadas na área de estudo são Zona de Empurrão Vinte (ZEV), Zona de Empurrão Serra das Pipocas (ZESP) e Zona de Empurrão Queimadas (ZEQ), Zona de Empurrão Barra Nova (ZEBN) (Fig. 8.9) são marcadas pelas foliações descritas Sn-1, Sn e Sn+1.

A ZEQ limita basicamente o contato leste da GBSP com a unidade metamáfica, sendo caracterizada por metamorfitos aluminosos com porfiroblastos de cianita, alguns dos

quais atingiram 5cm, que normalmente, contém inclusões de granada. O empurrão Queimadas foi denominado por Albano & Sousa (2005) e Azevedo & Silva (2005). Localmente, encontram-se concordantes aos metapelitos, veios/exudação/nódulos de quartzo formados durante a implantação da zona, indicando movimentação de massa de leste para oeste (Figs. 8.10A e 8.10B).

Figura 8.9: Estereograma de contorno de polos no total de 26 medidas e densidade máxima de 32,7% para o Sn+1.

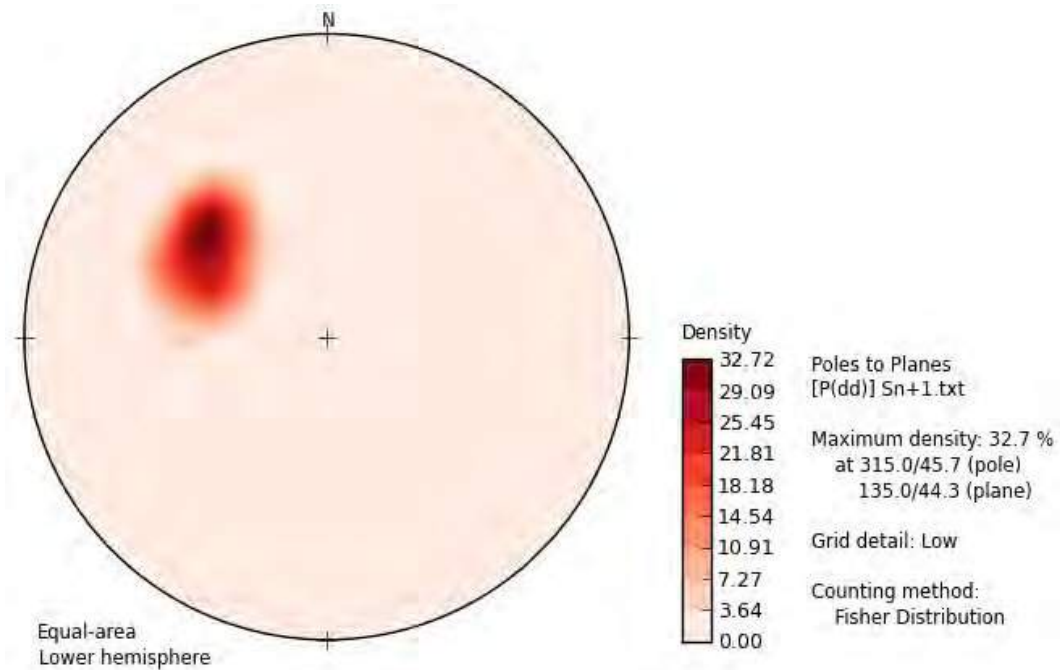


Figura 8.10: A. Foliação de baixo ângulo nas metapsamo-pelíticas (375738mE; 9398514mN). B. Veios de quartzo sigmoidal ao longo de foliação anastomosada indicando movimentação para Oeste (383054mE; 9398729mN).



Regionalmente, a remobilização de quartzo leitoso (Fig. 8.11A) nos metapelitos, metamáficas e metatufos, indicam a presença de sítios deformacionais extensivos

concomitantes com o processo compressivo (Fig. 8.11B). Estas injeções quartzosas permitem remontar a história deformacional, pois geram excelentes indicadores cinemáticos.

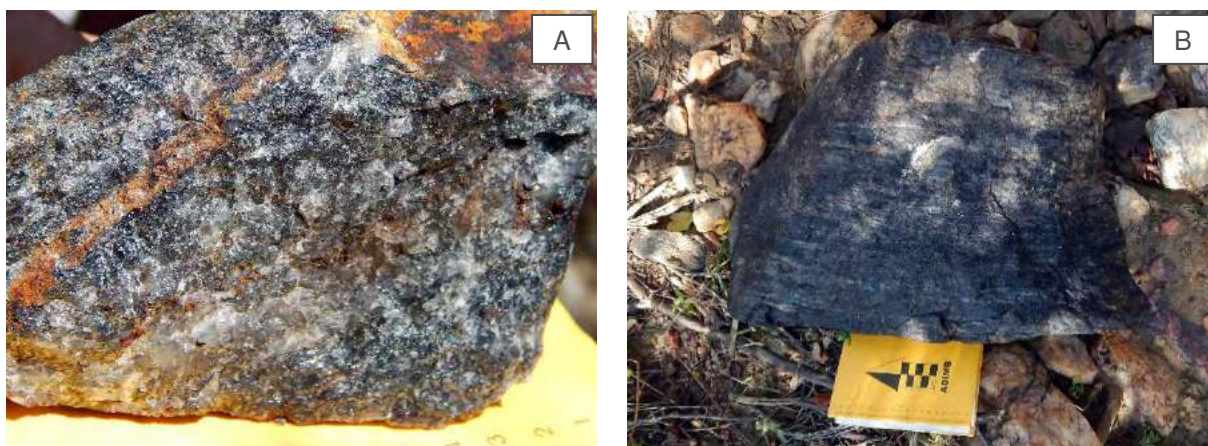
Em regiões mais próximas às zonas de empurrão, encontram-se quartzo com aspecto bandado, provavelmente, gerados pela fricção da sílica ao longo do plano de falha (Fig. 8.12A). Associado a esses blocos silicosos tem-se pequenas concentrações de hidróxidos de ferro, revestindo cavidades, similares a textura *boxwork*, o que indica tratar-se de zonas de oxidação de sulfetos (Fig. 8.12B). Adicionalmente, tem-se ao longo dessa zona de empurrão porções ou faixas silicosas impregnadas com sulfetos que se encontram associadas a produtos de alteração hidrotermal de anfíbolitos, xistos e granitos, em zonas de alto *strain*.

Furos de sondagem executados pela empresa *Jaguar Mining* identificaram evidências de ouro na região, porém a falta de acesso ao material impossibilitou a investigação pormenorizada (Fig. 8.11C). É comum a ocorrência de ouro em locais onde a mineralogia é composta por quartzo e sulfetos, minerais esses encontrados na área. Não foi possível definir a metalogênese do ouro, se este está associado ao cavalgamento ou as transcorrências ou associado a faixa de *trend* NE-SW hidrotermalizada.

Figura 8.11: A. Blocos de quartzo *in situ* e em blocos soltos caracterizando veios de quartzo (380329mE; 9393664mN). B. Quartzo leitoso (377059mE; 9391476mN). C. Furo de sondagem (380434mE; 9393788mN). D. Quartzo bandado (380936mE; 9397253mN). E. Boxwork em quartzo (380936mE; 9397253mN).



Figura 8.12: A. Quartzo bandado (380936mE; 9397253mN). B. Boxwork em quartzo (380936mE; 9397253mN).



iii. Zonas de Cisalhamento

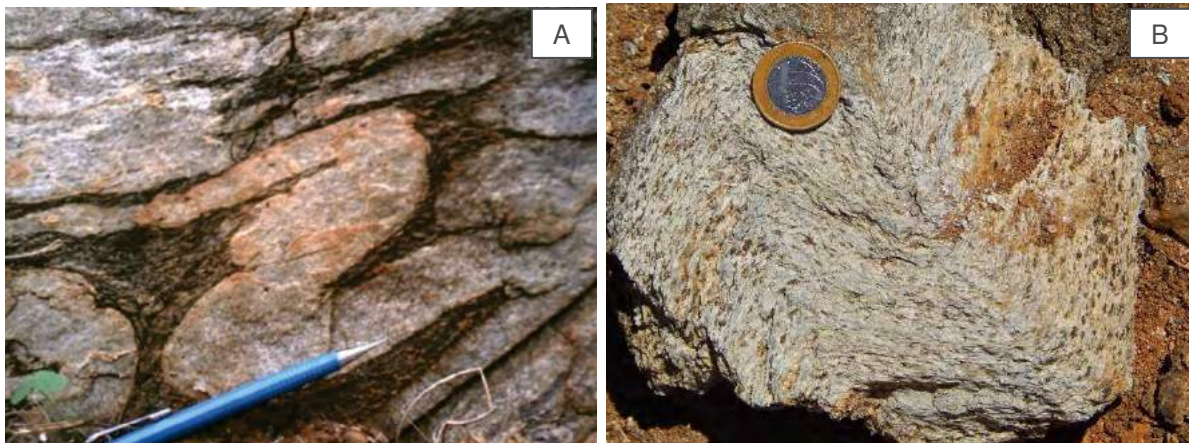
As **zonas de cisalhamento** observadas no **GBSP** (Fig. 8.8), são marcadas pela verticalização da foliação, principalmente, nos litotipos máficos e metavulcanoclásticos. A maior representante na área é a **Zona de Cisalhamento Belém (ZCB)**, porém ocorrem outras menores e de denominação indiscriminada.

Como principais características da **ZCB** (Fig. 8.7) têm-se a largura de aproximadamente 100m, direção preferencial NE/SW, foliação de alto ângulo entre 80 a 90° e movimentação dextral evidenciados pelos porfiroblastos rotacionados.

iv. Dobras

As principais dobras encontradas na área estão associadas a movimentação nas rampas de empurrão (**S_n+1**) que geraram dobras de arrasto (*dragfolds*) (Figs. 8.13A e 8.13B) durante o cavalgamento. As dobras encontradas em afloramentos são assimétricas apertadas, desenvolvendo uma foliação de plano axial do tipo xistosidade de baixo ângulo, proeminente na região. Além disso, encontram-se dobras abertas, com flancos de baixo ângulo, conforme pode-se identificar na figura 8.2.

Figura 8.13: A. *Dragfold* em veios de quartzo em meio a metapelitos associada a ZESP (383054mE; 9398729mN). B. Metatufo ácido dobrado associada a ZEQ (380107mE; 9397945mN).



v. *Estrutura dúctil-rúptil*

A deformação que ocorreu na transição do ambiente dúctil para o rúptil é responsável pela geração de uma clivagem de crenulação nas rochas, evoluindo para um microfraturamento aproveitando os planos de *microlitons* (Fig. 8.14). Neste processo microestrutural temos um predomínio de quebraamento mineral sobre a recristalização, formando sítios predominantemente rúpteis.

Figura 8.14: Clivagem de crenulação no metadiorito em fase dúctil-rúptil (377573mE; 9393539mN).



vi. *Estruturas rúpteis*

As feições rúpteis são evidenciadas por diques, fraturas e falhas tardias que afetam a sequência metavulcanossedimentar.

Associado a fase frágil no **GBSP** há intrusão de **dique metabásico** com *trend* de 110°Az nas rochas metavulcânicas máfica-ultramáficas, metadacitos e metatufos (Fig. 8.15A e 8.15B). Este dique encontra-se também pouco deformado, com padrão similar ao das rochas encaixantes. Considerando que ele é *tardi a pos-riaciano*, isso sugere que a orogenia Brasileira foi o principal evento que afetou os litotipos.

Figura 8.15: A. Dique metabásico recortando metarriodacito (375738mE; 9398515mN). B. Detalhe da preservação do dique centimétrico (375738mE; 9398515mN).



As fraturas são respostas as deformações na crosta rasa, originados pela reologia das rochas mais fria. As feições rúpteis são superficiais e apresentam diversas direções (Fig. 8.16A e 8.16B), devido à acomodação das falhas e/ou zonas de cisalhamentos e de um fraturamento tardio (Fig. 8.17).

Figura 8.16: A. Fraturas com pares conjugados de 373/78 e 50/72 (375996mE; 9393235mN). B. Granitoide tardio com fratura de *trend* principal de 310°Az (379478mE; 9390743mN).

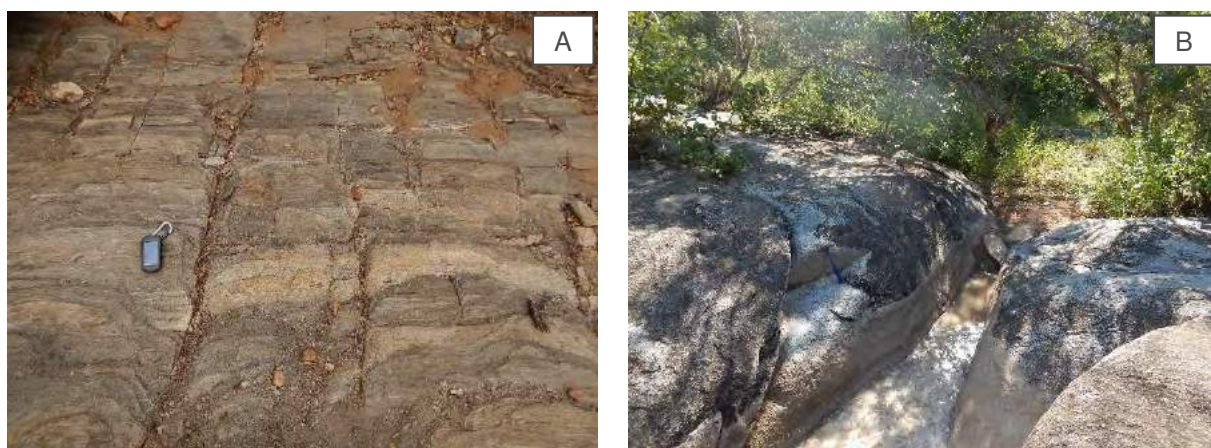
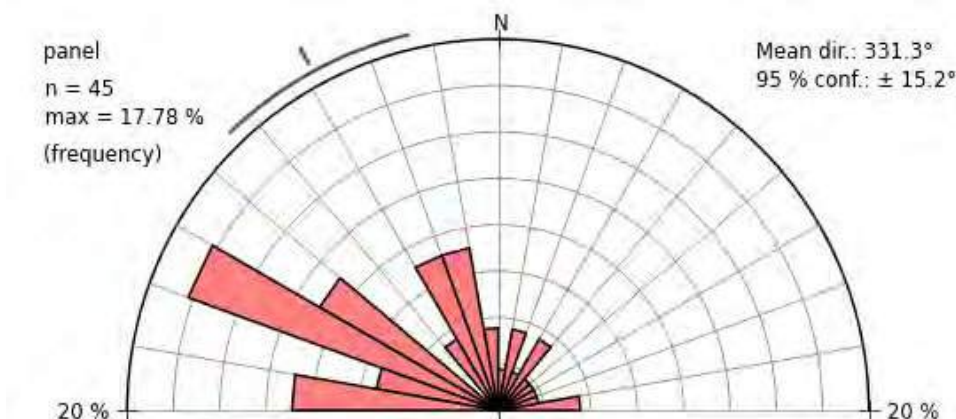


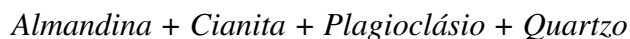
Figura 8.17: Diagrama de roseta com medidas de fraturas referente aos litotipos do GBSP.



8.2 Metamorfismo

Para estudar o metamorfismo no GBSP foram analisados apenas os litotipos que apresentam minerais índices os quais permitem montar a história tectonometamórfica.

O **granada-cianita xisto** é derivado de sedimentos pelíticos. A paragênese encontrada nas seções delgadas dos xistos é descrita a seguir:



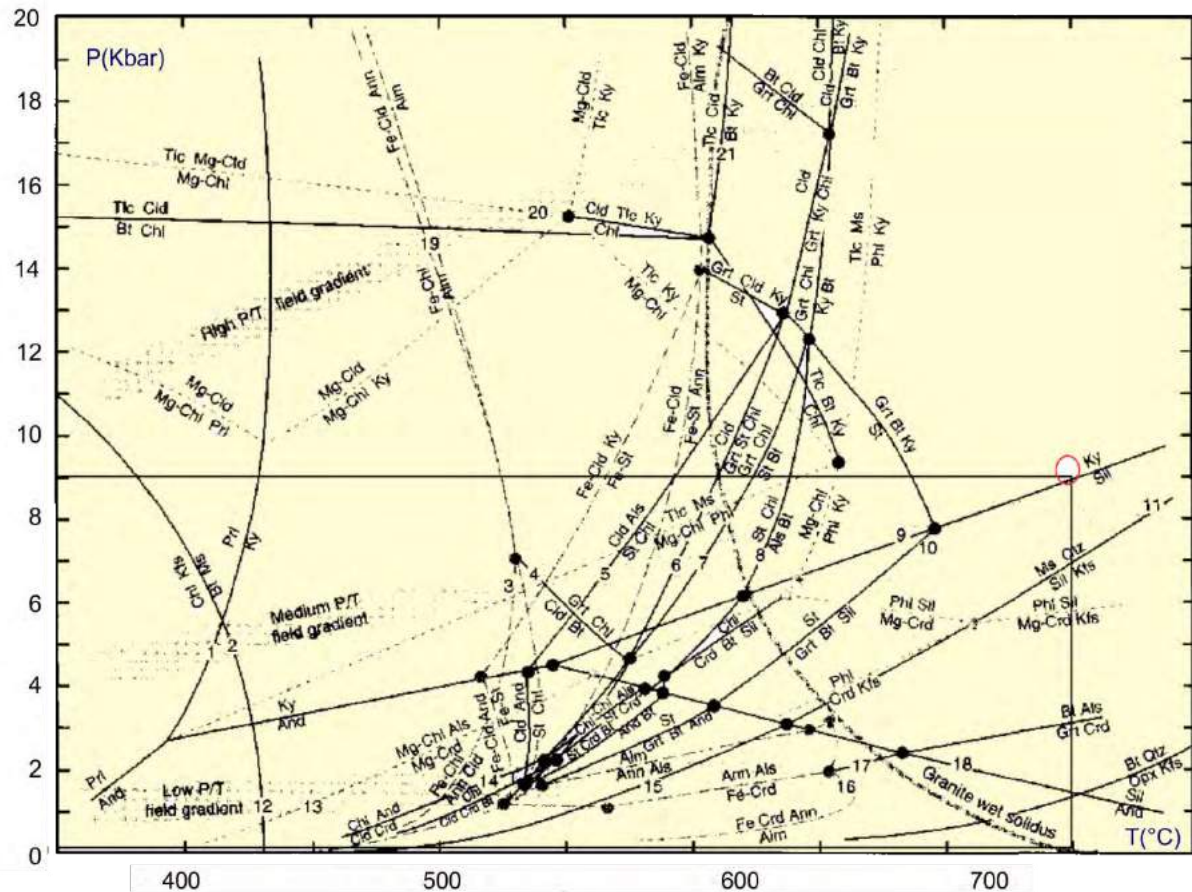
Segundo Bucher & Grapes (2011), a formação de biotita é geralmente favorecida por composições pelíticas ricas em magnésio, assim a paragênese Biotita + Cianita é indicativo de rochas ricas em magnésio que passaram por alta pressão. Com isso, os pelitos analisados são considerados com composição KFMASH (K_2O , FeO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 e H_2O).

Bucher & Grapes (2011) explicam que no metamorfismo progressivo de pelitos, ao longo da geoterma da Cianita, são produzidos biotita por volta de $520^\circ C$ e a primeira aparição da granada ocorre aproximadamente em $540^\circ C$. Com o aumento da temperatura para $560^\circ C$ inicia a formação da estauroлита. Essas três fases minerais são características para a maior parte da fácies Anfíbolito. Ainda com o aumento da temperatura, progressivamente a biotita e estauroлита vão sendo consumidas para a formação da cianita. Com uma temperatura aproximada de $710^\circ C$, a estauroлита desaparece totalmente, fato este que pode ter ocorrido na região, pois a mesma não foi observada em lâmina. Então, a atual assembleia se torna Granada + Biotita + Cianita. A reação a seguir representa o desaparecimento da estauroлита.



Para o cálculo da pressão e temperatura foram utilizados os minerais que estão em equilíbrio no sistema e que constituem a paragênese da rocha. Por Bhattacharya (1992), a temperatura atingida foi aproximadamente 752°C para uma pressão calculada para os geobarômetro GASP de 9,04Kbar (Fig. 8.18).

Figura 8.18: Grade petrogenéticas para metamorfismo de sedimentos pelíticos com o granada cianita xisto plotado, resultando temperatura e pressão de 752°C e 9,04Kbar, respectivamente.



Segundo Bucher & Grapes (2011), a assembleia Granada+ Biotita + Cianita é diagnóstica para a fácies Anfíbolito superior de metamorfismo de rochas pelíticas. A cianita é o mineral índice que delimita o metamorfismo do litotipo na zona de mesmo nome.

As **rochas anfíbolíticas** são interpretadas como basaltos toleíticos, de um vulcanismo paleoproterozoico no GPSP, atualmente possuem a seguinte paragênese:

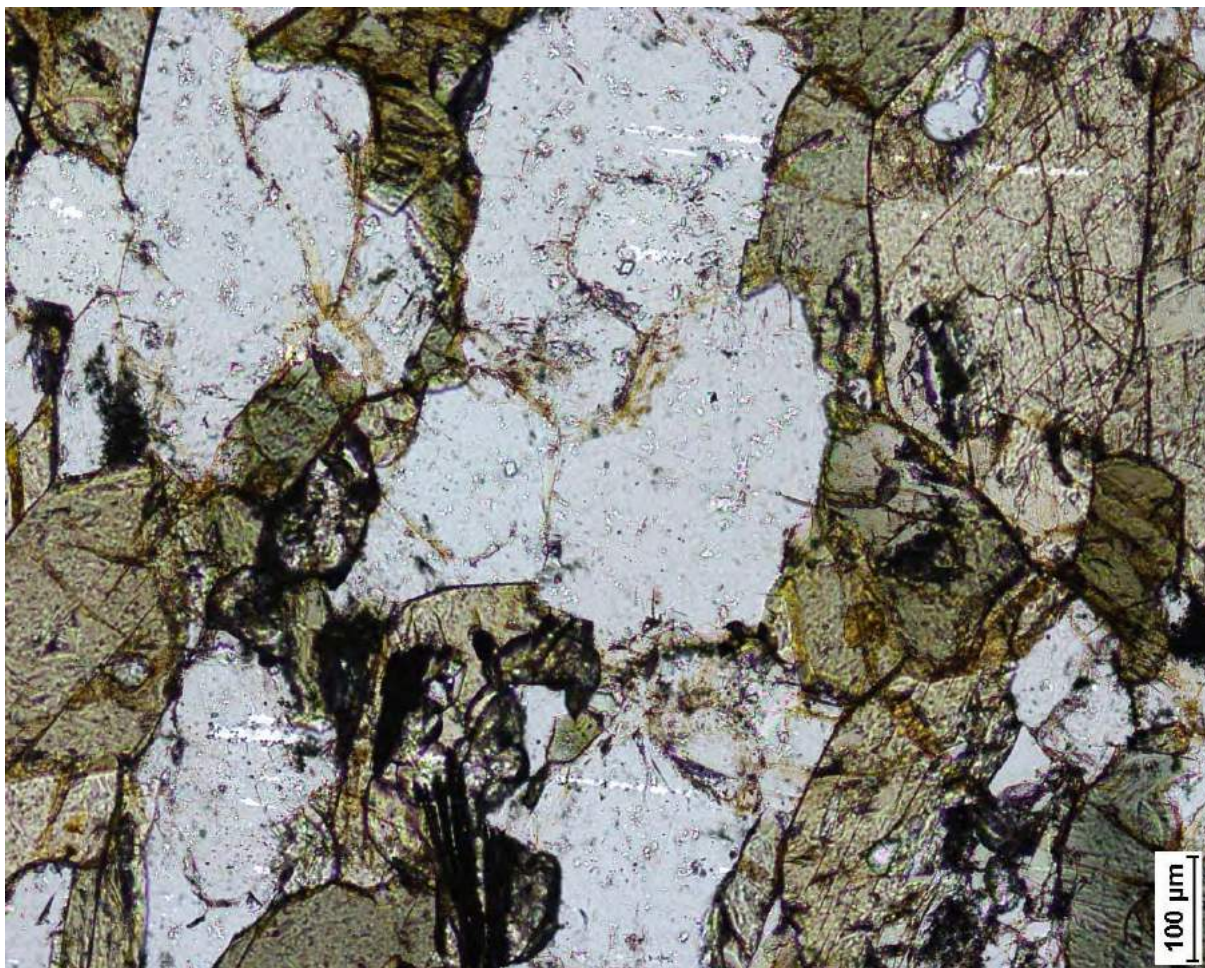


A primeira aparição de plagioclásio An17 define a isógrada do Oligoclásio (Bucher & Grapes, 2011). Com o metamorfismo progressivo, ocorre o desaparecimento da albita, que

marca o limite da fácies Xisto Verde/Anfíbolito, o qual o único plagioclásio existente passa a ser o oligoclásio.

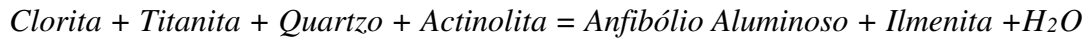
Apted & Liou (1983) citam que além disso, inicia o consumo da titanita, que ocorre na transição para a fácies Xisto Verde-Anfíbolito, que gera a formação de ilmenita no sistema (Fig. 8.19). Essa reação ocorre por volta de 600°C a uma pressão de 7Kbar.

Figura 8.19: Transformação da titanita em ilmenita, na porção inferior da imagem.

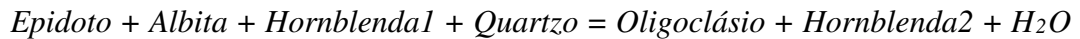


A clorita é consumida na fácies Anfíbolito Baixo, desaparecendo em sua totalidade na temperatura de 550°C. Quando isso ocorre há um aumento de Al_2O_3 nos anfibólios e começa a formação da hornblenda (Bucher & Grepes, 2011), indicando transição para a fácies Anfíbolito. Assim ocorre a substituição do par Albita + Actinolita (Xisto Verde) por Oligoclásio + Hornblenda (Anfíbolito). Essa passagem acontece por volta da temperatura de 500°C e 4 a 5Kbar. Já Apted & Liou (1983) mostram que essa reação ocorre em 575°C/7kb ou 550/5kb.

A reação que marca o desaparecimento da clorita foi descrita por Liou, Kuniyoshi & Ito 1974 (*in* Apted & Liou, 1983).



O epidoto deixa de ser encontrado em rochas metamorfisadas em temperaturas aproximadamente 600°C, dependendo da pressão. Liou, Kuniyoshi & Ito (1974), mostram que a reação que marca o desaparecimento do epidoto, no metamorfismo de rochas basálticas é expressa por:



Aumentando o grau metamórfico, a granada pode aparecer a partir de 450°C, levando em consideração a pressão, que tem que ser mais elevada. O consumo do epidoto produzir granada (Fig. 8.20), caracterizando o aumento do grau metamórfico. Liou (1973), propõe a seguinte reação:

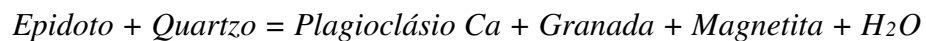
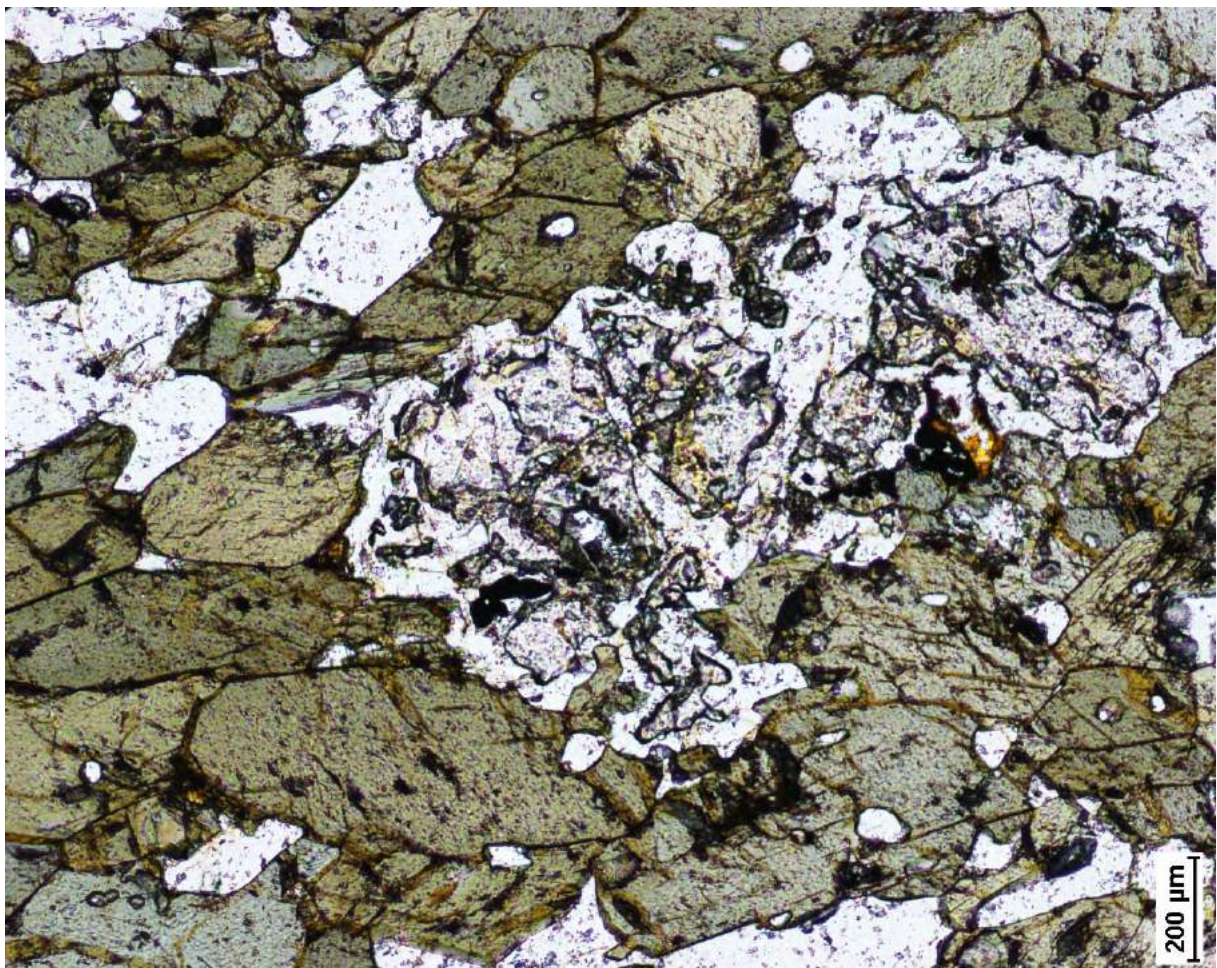


Figura 8.20: Formação de granada pelo consumo do epidoto.



Assim, a associação encontrada nessa rocha caracteriza fácies Anfibolito Médio, no limite superior da fácies Xisto-Verde a Anfibolito.

A temperatura calculada para o par geotermométrico GRT-AMP de Grahan e Powel 1984, indicou temperaturas da ordem de 547°C, calculado no software *PT Mafic*. A temperatura encontrada é equivalente a paragênese. Já a pressão foi calculada pelo teor de Alumínio no anfibólio e deu um resultado de 2.97kbar+/-3kbar (Hammarstron & Zen, 1996). Essa pressão é um pouco abaixo do esperado para a paragênese, o que pode ser interpretado como um reequilíbrio durante a descompressão mais recente.

A rocha **metaultramáfica** (antofilita-clorita-actinolita/tremolita xisto) apresenta associação mineral composta por:

*Actinolita/Tremolita + Clinocloro + Antofilita ± Ilmenita ± Rutilo ± Apatita ± Magnetita
 cromífera*

Não foi verificada a presença de serpentinas e nem dos ferromagnesianos originais, como olivina, hiperstênio e clinopiroxênio.

Segundo Arndt 2008, a composição dos minerais secundários em **komatiitos** não depende somente das condições metamórficas, mas também da mineralogia e composição da lava. Os litotipos pobres em magnésio e relativamente abundante em vidro vulcânico, fornecem condições para a formação de clorita a partir de olivina e também ocorre a formação de Clorita + Tremolita.

Pela associação das rochas encontradas, denota-se que paragênese identificada é pertencente às fácies Xisto Verde Alto a Anfibolito Médio. A inexistência de textura *spinifex* pode ser explicada pela blastese dos anfibólios, que ao se formarem podem ter mascarado a textura primária.

O metamorfismo da área a partir das rochas e paragêneses estudadas mostra que as condições tectonotermiais evoluíram em P e T crescente atingindo um pico metamórfico na fácies Anfibolito. Este ápice é bem evidenciado pela presença de granada e cianita, além de inúmeros fundidos presentes e injetados nas rochas. O metamorfismo sofre uma diminuição nas condições termobarométricas, devido ao próprio resfriamento do bloco crustal, isto leva a neocristalização de epidoto, muscovita e opacos, minerais típicos da fácies Xisto Verde, sendo este processo a fase final do resfriamento do metamorfismo (orogênese Brasileira).

9 GEOLOGIA ISOTÓPICA E EVOLUÇÃO DO GBSP

9.1 Dados Analíticos de U e Pb

Os dados U-Pb foram efetuados sobre grãos de zircão em seis amostras do **GBSP** (Tab. 9.1), sendo uma de granada-cianita xisto, três de metarriodacitos, uma de metagranodiorito e uma de dique metabásico, cujos resultados obtidos datam como sendo de idade riaciana (Fig. 9.1).

Tabela 9.1: Litotipos analisados por U-Pb em zircão.

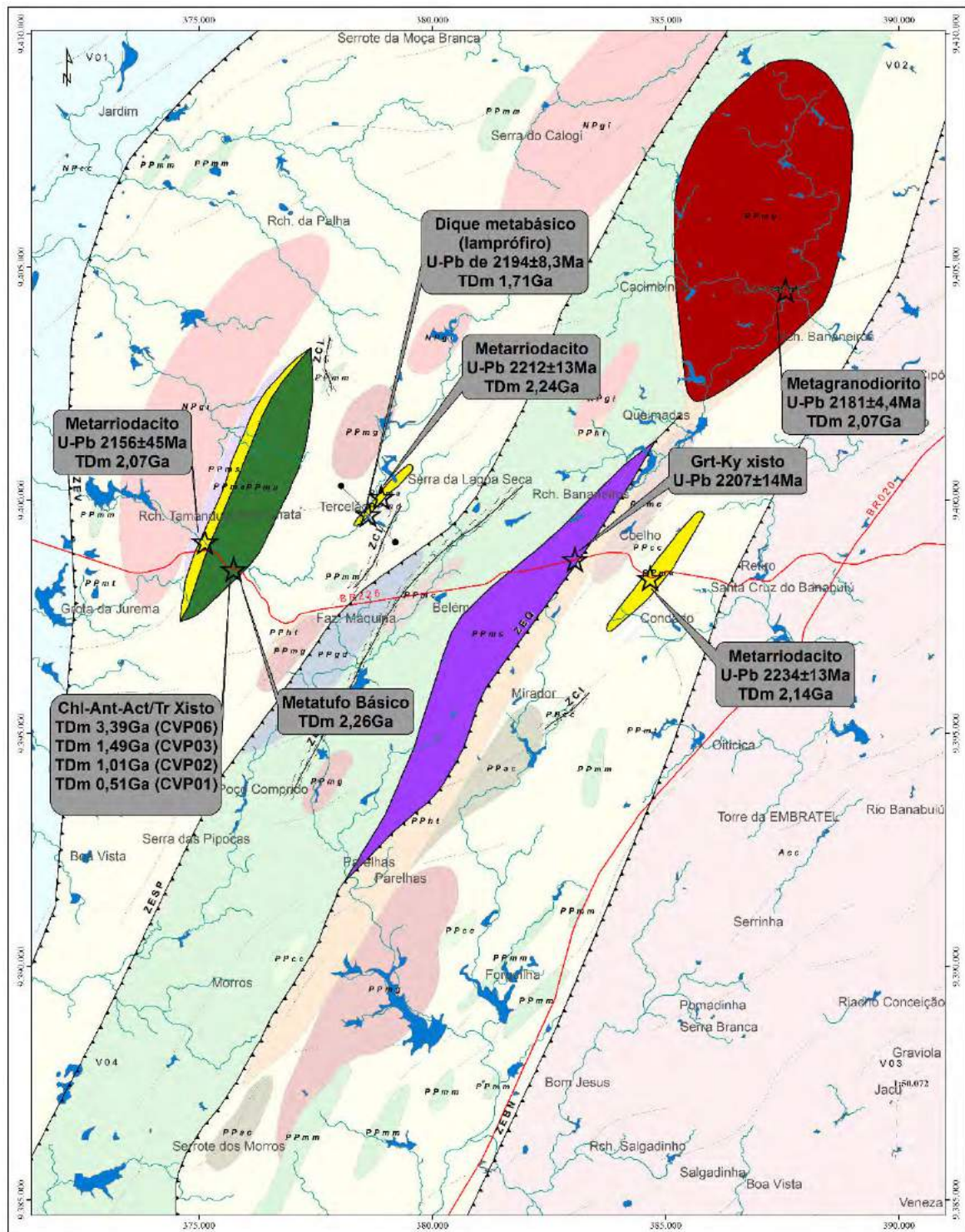
| GRUPO | LITOTIPO | AMOSTRAS |
|---------------|------------------|----------|
| Metapelito | Grt-ky xisto | SMSP76 |
| Meta-ácido | Metarriodacito | SMSP75 |
| | | SMSP23A |
| | | CVP04 |
| Metaintrusiva | Dique Metabásico | SMSP23B |
| | Metagranodiorito | SMSP04 |

Na lupa, os zircões caracterizam-se por cristais prismáticos ou levemente arredondados, com tamanho que varia entre 100 e 500µm, às vezes fraturados ou quebrados, amarelados, variando de transparentes a escuros. Os cristais prismáticos, por vezes, exibem zonação discreta.

As imagens de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) permitem a visualização interna do grão e, assim, a melhor escolha do local apropriado para sonda (Figs. 8.2B, 8.3B, 8.4B, 8.5B, 8.6B, 8.7B).

O cálculo da idade é representado pelo diagrama binário Concórdia, na qual as idades calculadas pelos sistemas isotópico $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}^*$, e $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}^*$ são coincidentes ou concordantes. O Diagrama Concórdia para os litotipos do **GBSP** foi gerado a partir das razões obtidas durante as análises geocronológicas.

Figura 9.1: Localização litológica dos litotipos analisados geocronologicamente.

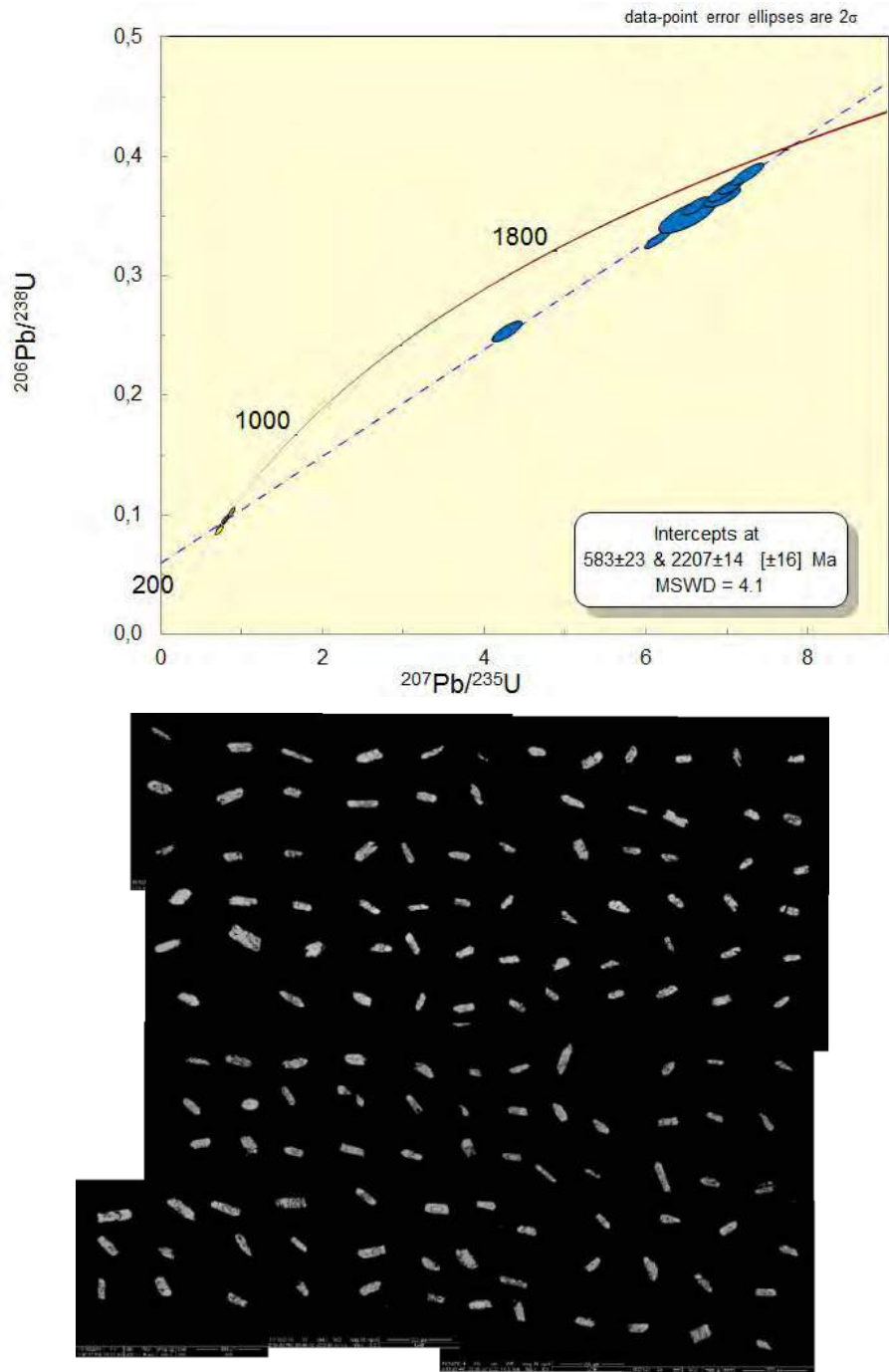


Os litotipos analisados do GBSP dão idade U-Pb em zircões do Paleoproterozoico. Assim, os **granada-cianita xistos** exibem idade 2207 ± 14 Ma (Figs. 9.2). Os zircões analisados, por sua vez, apresentam morfologia prismática e alongada, indicativa de rápida cristalização (e.g. Corfu *et al.*, 2003). A julgar pela sua tipologia e idade similar a das rochas metavulcânicas da bacia, infere-se que esse xisto foi formado por uma sedimentação oriunda do

retrabalhamento de associações vulcânicas que se cristalizaram em torno da bacia (região de arco vulcânico) precursora e/ou sincrônica à sua abertura.

A idade de metamorfismo é evidenciada em 583 ± 23 Ma, o que confirma o monociclismo na área, ocorrido durante a orogenia Brasileira.

Figura 9.2: A. Diagrama concórdia da amostra SMS76 correspondente ao grt-ky xisto. B. Análise em MEV do *mount* utilizado durante o procedimento.



Os **metarriodacitos** analisados, por sua vez, apresentam idades de 2234 ± 13 Ma (Fig. 9.3), 2212 ± 13 Ma (Fig. 9.4) e 2156 ± 45 Ma (Fig. 9.5), compatíveis com vulcanismo do

Riaciano. As duas primeiras representam metarriodacitos localizadas nas bordas oeste e leste da bacia, respectivamente. Por apresentarem idades, composição análogas e encontrarem-se na base da bacia pode-se interpretá-las como sendo a idade de cristalização dos primeiros derrames meta-ácidos. A terceira amostra de metarriodacito, localizada na porção região central é interpretada como um evento mais tardio do vulcanismo ácido. O vulcanismo supracitado parece preceder ou ocorrer concomitante às manifestações metavulcânicas ultramáficas, uma vez que komatiitos datados por Liégeois (*in* Arthaud *et al.* 2008), apresentam idade de $2,06 \pm 0,1 \text{ Ga}$ (Sm-Nd).

Figura 9.3: A. Diagrama concórdia da amostra SMSP75, correspondente ao metarriodacito da borda leste. B. Análise em MEV do *mount* utilizado durante o procedimento.

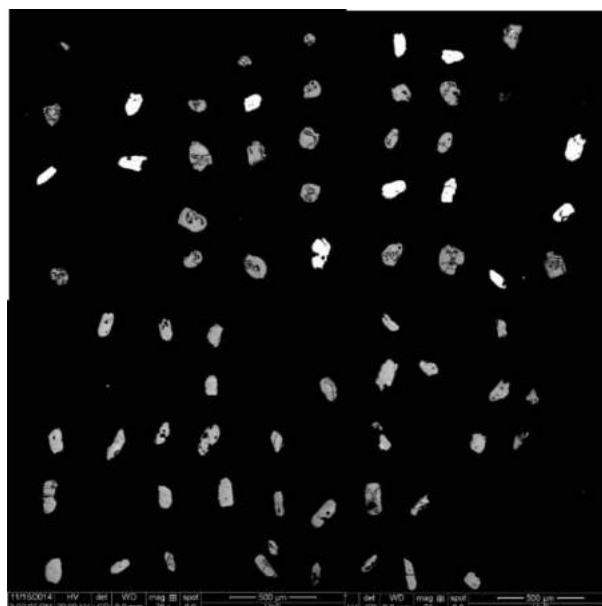
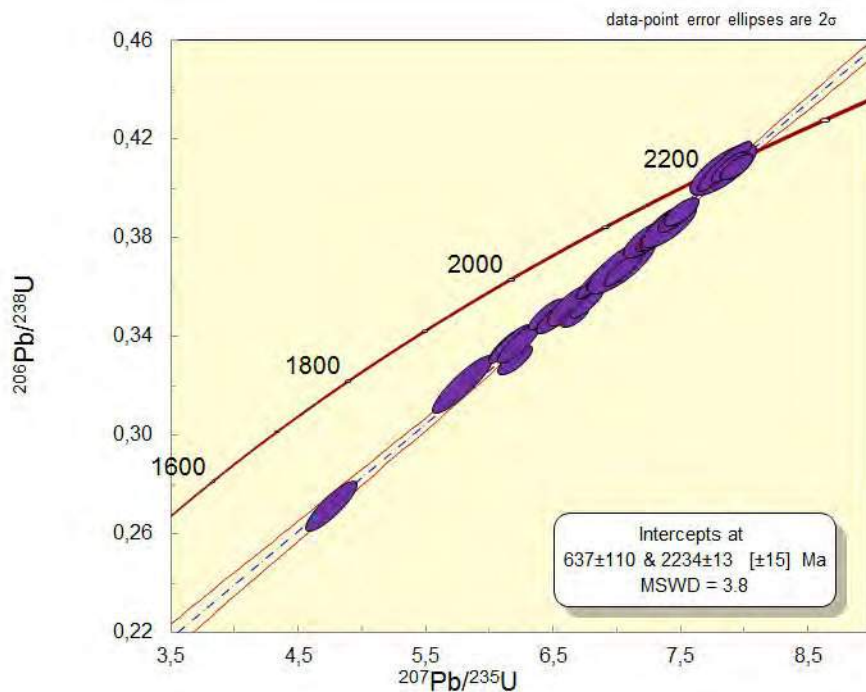


Figura 9.4: A. Diagrama concórdia da amostra SMSP23A, correspondente ao metarriodacito da porção central. B. Análise em MEV do *mount* utilizado durante o procedimento.

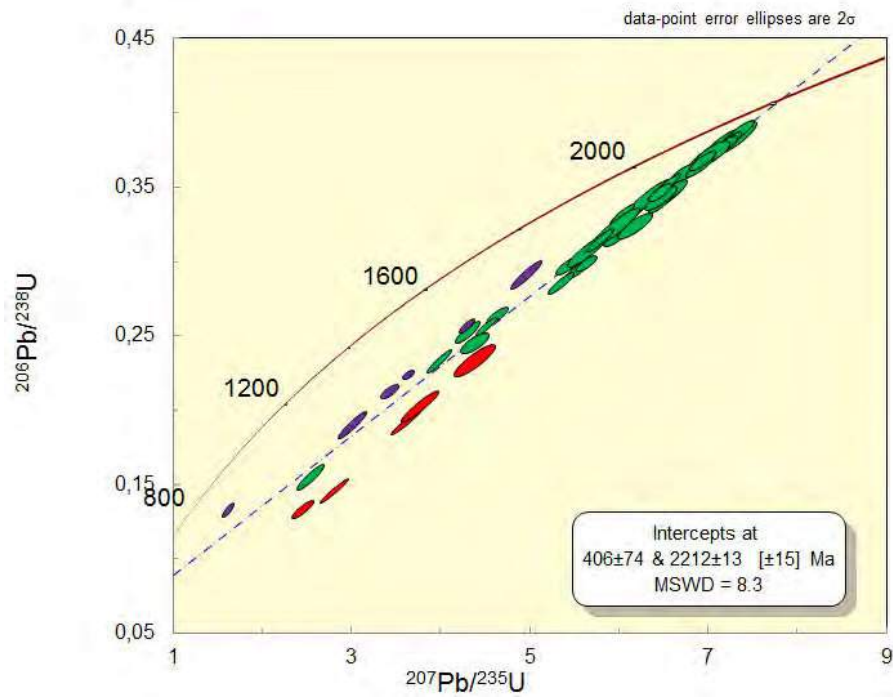
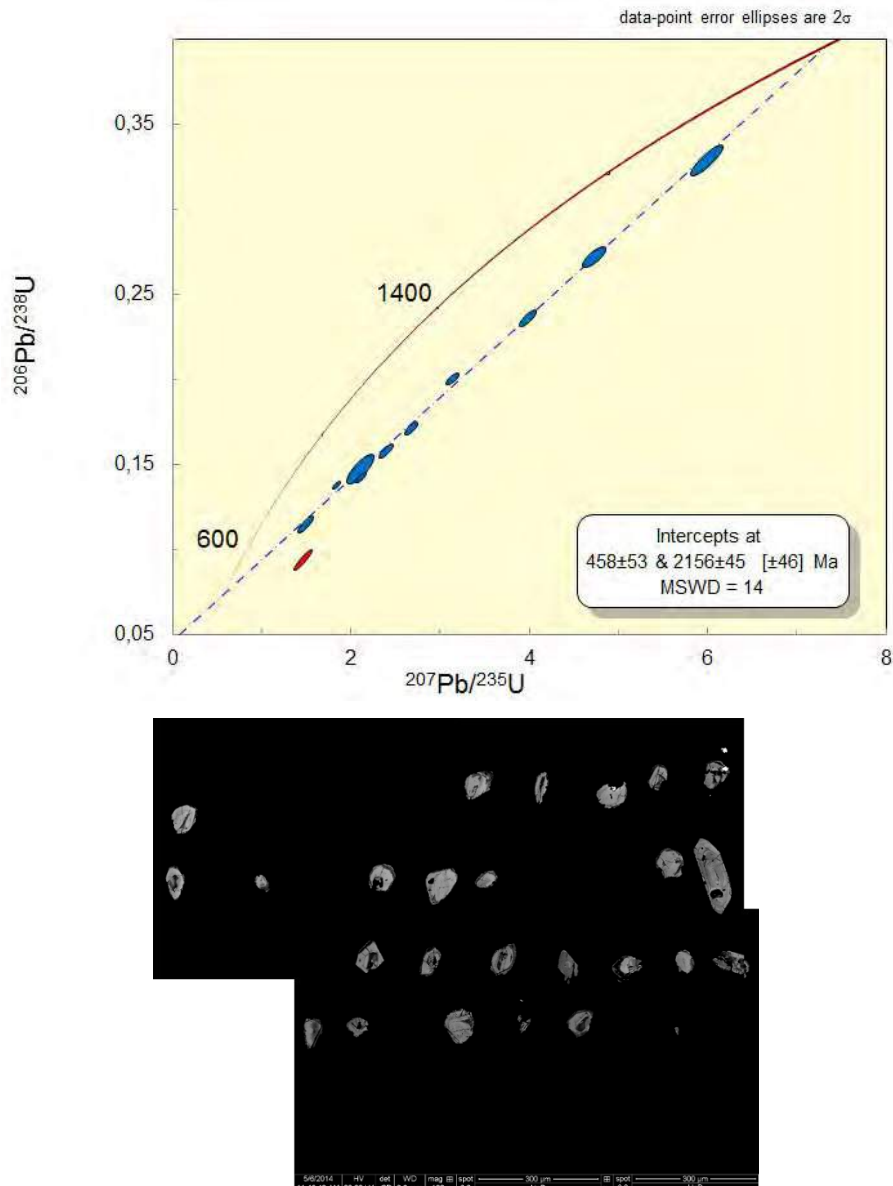


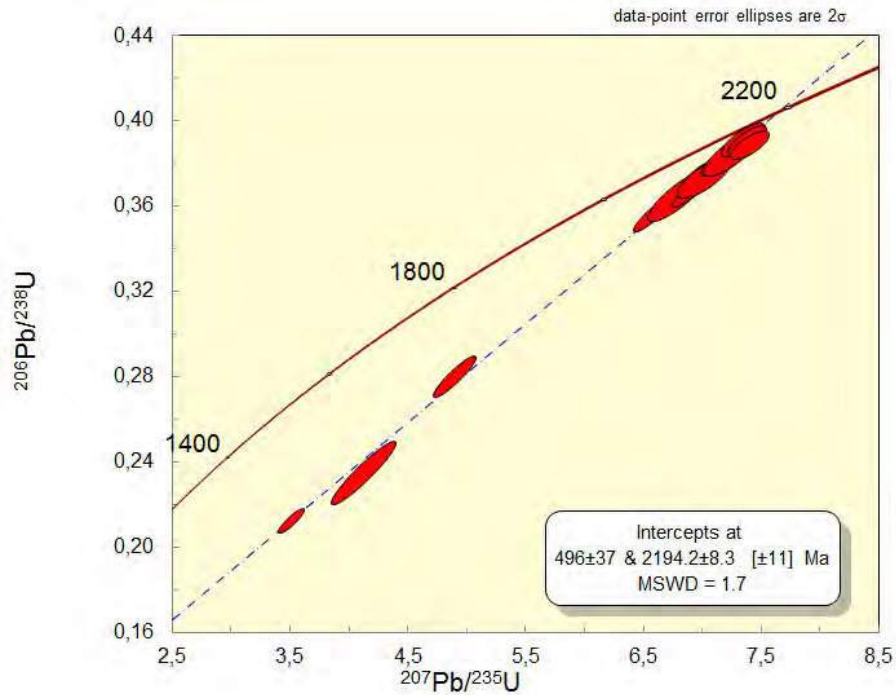
Figura 9.5: A. Diagrama concórdia da amostra CVP04, correspondente ao metarriodacito da borda oeste. B. Análise em MEV do *mount* utilizado durante o procedimento.



O **dique metabásico**, que recorta discordantemente as rochas metavulcânicas máfica-ultramáficas, metadacíticas e metatufos, apresenta idade de cristalização (U-Pb) de $2194 \pm 8,3 \text{ Ma}$ (Fig. 9.6), que o associa também ao evento Riacciano, e que indica a existência de vários pulsos magmáticos nesse período. Adicionalmente, o litotipo exibe, à exceção da foliação de alto ângulo que é localizada em alguns setores da região mapeada, os mesmos traços da deformação de baixo ângulo que afetou as suas rochas encaixantes. Por outro lado, considerando que as rochas do embasamento (Complexo Cruzeta) se encontram fortemente deformadas e migmatizadas (gnaisses e migmatitos riaccianos), e que a associação metavulcanossedimentar do **GBSP**, inclusive esse dique que está intimamente relacionado com uma fase extensional, não exibem qualquer feição de migmatização, é provável que a

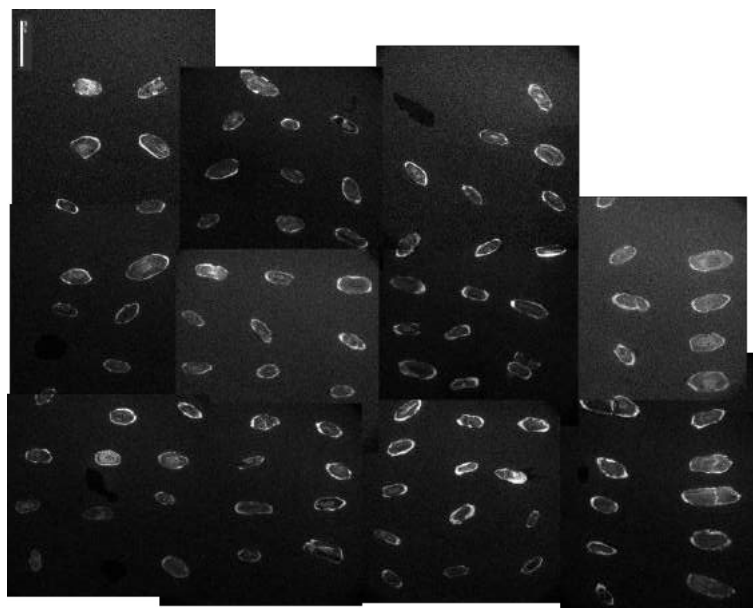
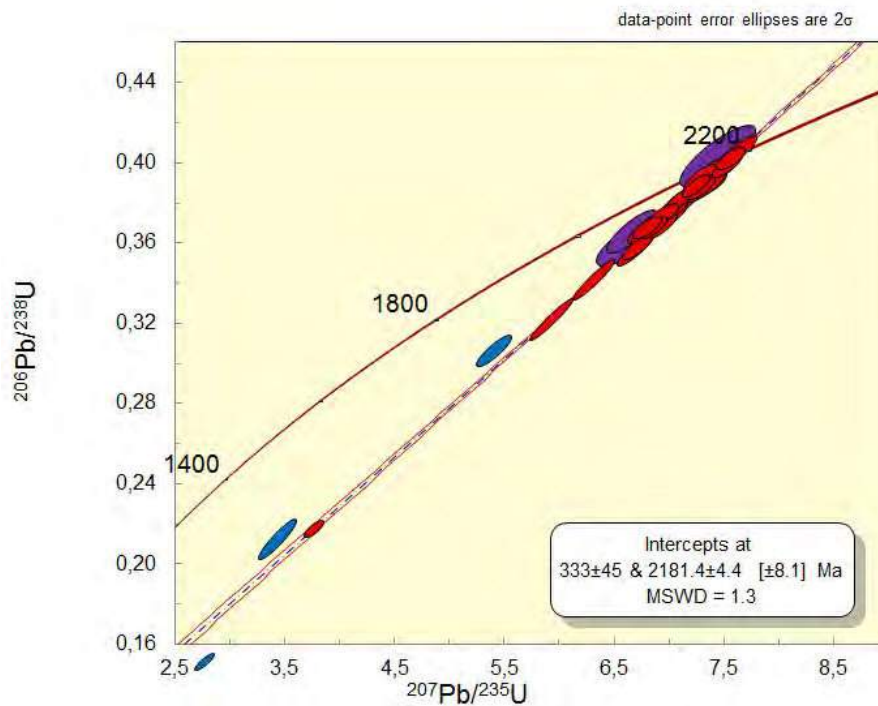
deformação que afetou o **GBSP** seja pós-riaciana. Dada a inexistência de feições relacionadas aos eventos tectono-magmáticos Orosiriano (2.0 -1.8Ga) e Cariris Velho (995 - 920Ma) admite-se que a deformação da área transcorreu sobretudo no Brasiliano.

Figura 9.6: A. Diagrama concórdia da amostra SMSP23B, correspondente ao dique metabásico. B. Análise em MEV do *mount* utilizado durante o procedimento.



O **metagranodiorito** revelou idade de cristalização (U-Pb) de $2181 \pm 4,4$ Ma (Fig. 9.7), o que a coloca também como intrusão granítica riaciana no **GBSP**. A reta discórdia intercepta a concórdia representando a idade da amostra, porém há uma perda episódica de Pb resultado do metamorfismo. Adicionalmente, este metagranodiorito tem praticamente a mesma idade do dique metabásico, o que sugere que ambos possam estar associados a um evento magmático comum, desenvolvido em contexto extensional, característico de magmatismo bimodal.

Figura 9.7: A. Diagrama concórdia da amostra SMSP04, correspondente ao metagranodiorito. B. Análise em MEV do *mount* utilizado durante o procedimento.



Assim, em todas as amostras analisadas, a idade de cristalização ocorre dentro do intervalo de 2.18 a 2.23Ga durante o Riáciano, com diferentes pulsos magmáticos, o que denota o caráter recorrente do magmatismo, tão comum em ambiente extensional. Registros da tafrogênese Estateriana (1.8Ga) ocorrida na Faixa Orós também são impressos nos litotipos estudados, sendo reconhecidos em todos os gráficos anteriores. Porém, a deformação que afetou o **GBSP** é, entretanto, monocíclica e ocorreu predominantemente durante a orogenia Brasileira (600Ma).

Regionalmente, a sequência é hospedada pelo Núcleo Arqueano (Complexo Cruzeta). Datações realizadas por Fetter (1999), pelo método U-Pb em zircões de metatonalitos, dão idade compreendida entre 2773±60Ma e 2857±42Ma, o que confirmam sua idade arqueana e 2776±65Ma em metatonalito (Fetter, 1999). Silva *et al.* (2002) encontram idade U-Pb de 3270±5Ma em metatonalitos do complexo, ratificando a proveniência arqueana do Complexo Cruzeta.

9.2 Dados Analíticos de Sm e Nd

As razões isotópicas do sistema Sm-Nd, em rocha total, foram analisadas para dez amostras do **GBSP**, sendo três de metarriodacito, uma de metagranodiorito, uma de metatufo básico, quatro de clorita-antofilita actinolita xisto e uma do dique metabásico (Tab. 9.2).

Tabela 9.2: Litotipos analisados para isótopos de Sm-Nd com resultados dentro dos padrões de normalidade.

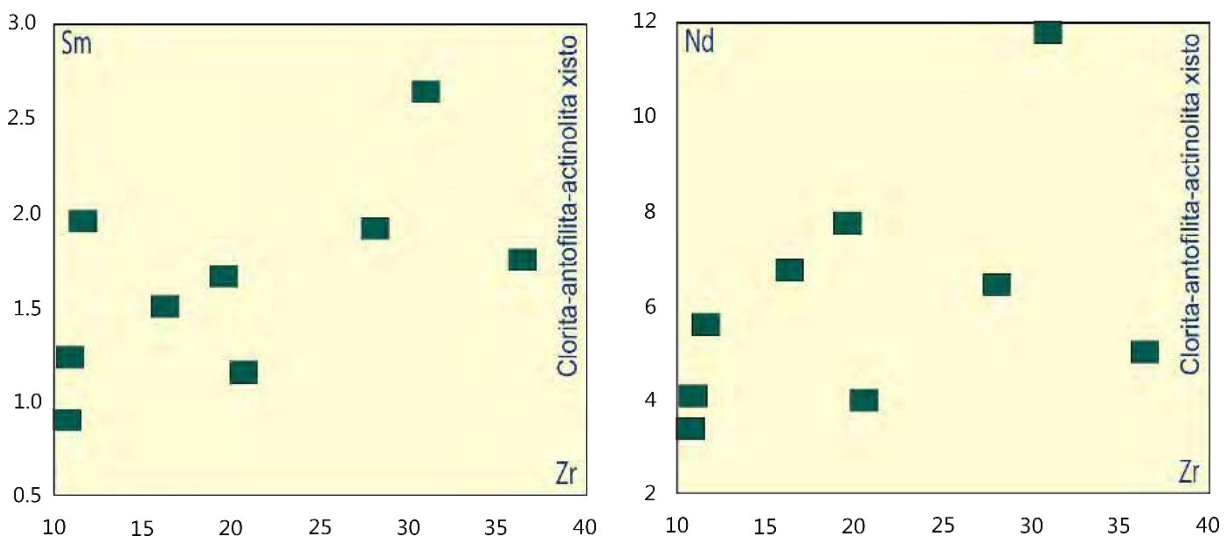
| GRUPO | LITOTIPO | AMOSTRAS |
|---------------------|----------------------|----------|
| Meta-ácido | Metarriodacito | CVP04 |
| | | SMSP23A |
| | | SMSP75 |
| Metagranítico | Metagranodiorito | SMSP04 |
| Metaultramáfico | Chl-Ant-Act/Tr Xisto | CVP01 |
| | | CVP02 |
| | | CVP03 |
| | | CVP06 |
| Metavulcanoclástica | Metatufo básico | CVP05 |
| Metaintrusiva | Dique metabásico | SMSP23B |

O método Sm-Nd é apropriado para datar rochas máfica-ultramáficas e revela-se como importante ferramenta para estudos de evolução crustal e do manto (Bertotti, 2005). A premissa, entretanto, é contestada por Rollinson (1993), Dickin (2005), Faure & Mensing (2005), que descrevem que a aplicação do método em materiais básico-ultrabásicos é complexa em termos da identificação dos processos geológicos, fonte e idade dos litotipos.

Seis análises obtidas em rochas máfica-ultramáficas do **GBSP** tiveram resultados anormalmente baixos, denotando teores incompatíveis e resultados insatisfatórios. Isso pode está associado a processos, de alterações e metamorfismo na fácies Anfibolito no qual os litotipos foram submetidos. Objetivando entender esses resultados anormais, fez-se um estudo geoquímico, utilizando um diagrama binário entre os dois elementos supostamente imóveis Zr vs. Sm e Zr vs. Nd, das amostras dos derrames vulcânicos metaultramáficos. No gráfico (Fig. 9.8), é notório uma dispersão e fraca correlação positiva entre esses elementos nas amostras de metaultramáficas, o que poderia explicar a baixa confiabilidade das análises isotópicas de Sm-Nd nessas rochas. As demais amostras, por apresentarem um número reduzido de análises, não foi possível usar esse estudo geoquímico, a título de comparação, para testar o grau de mobilidade desses elementos.

Não obstante, o sistema Sm-Nd preserva as características isotópicas originais do processo de diferenciação manto-crosta, durante processos de evolução da crosta ou alteração (Pimentel & Silva, 2003), a composição isotópica das rochas pode ser submetida a processos de fracionamento isotópico em decorrência, por exemplo, de metamorfismo, em especial aqueles de alto grau (Ben Othman *et al.*, 1984; Burton & O’Nions, 1992; Oliveira *et al.*, 2002; Tassinari *et al.*, 2004; Carneiro *et al.*, 2004; Barbosa *et al.*, 2013).

Figura 9.8: Diagramas binários dos dados geoquímicos metaultramáficos entre Zr vs. Sm e Zr vs. Nd, demonstrando a dispersão entre os elementos imóveis



A análise foi realizada em termos das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e da notação ϵ_{Nd} (Tab. 9.3). As razões iniciais foram recalculadas de acordo com a idade U-Pb das amostras, sendo 2,21Ga (metariodacito) e 2,18Ga (metagranodiorito), obtidas em análise em zircão, e 2,06Ga (chl-ant-act/tr xisto e metatufo básico), datado por Liégeois (*in* Arthaud *et al.*, 2008) nos komatiítos do **GBSP**.

Tabela 9.3: Composição isotópica Sm-Nd dos grupos do GBSP.

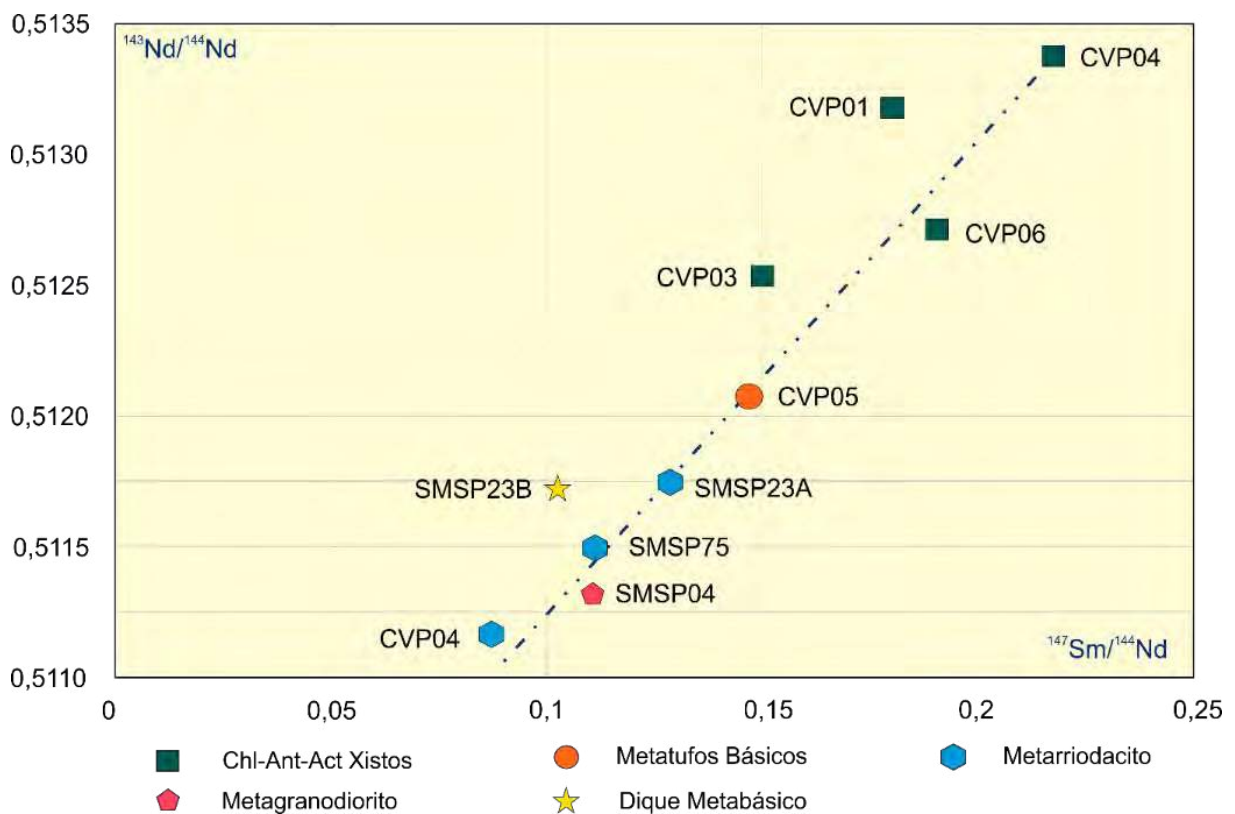
| AMOSTRA | SM | ND | $^{147}\text{SM}/^{144}\text{ND}$ | $^{143}\text{ND}/^{144}\text{ND}$ | 2σ | $\epsilon_{\text{Nd}0}$ | $\epsilon_{\text{Nd}T}$ | TDM (GA) |
|--------------------------------------|-------|--------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------------|-------------------------|-------------------------|----------|
| CVP06 Chl-Ant-Act/Tr Xisto | 1,38 | 4,36 | 0,1911 | 0,512576 | $\pm 0,000001$ | -1,21 | 0,22 | 3,39 |
| SMSP04 Metagranodiorito | 3,93 | 21,41 | 0,1109 | 0,511456 | $\pm 0,000003$ | -23,06 | 0,98 | 2,36 |
| CVP05 Metatufo Básico | 2,03 | 8,33 | 0,1470 | 0,512058 | $\pm 0,000004$ | -11,31 | 1,49 | 2,26 |
| SMSP23A Metarriodacito | 4,27 | 20,07 | 0,1287 | 0,511796 | $\pm 0,000004$ | -16,42 | 2,91 | 2,24 |
| SMSP75 Metarriodacito | 5,50 | 29,94 | 0,1111 | 0,511606 | $\pm 0,000011$ | -20,13 | 4,46 | 2,14 |
| CVP04 Metarriodacito | 0,74 | 5,11 | 0,0871 | 0,511325 | $\pm 0,000024$ | -25,61 | 4,78 | 2,07 |
| SMSP23B Dique Metabásico | 19,24 | 114,24 | 0,1019 | 0,511783 | $\pm 0,000010$ | -16,68 | 10,12 | 1,71 |
| CVP03 Chl-Ant-Act/Tr Xisto | 2,87 | 11,50 | 0,1509 | 0,512428 | $\pm 0,000009$ | -4,10 | 7,75 | 1,49 |
| CVP02 Chl-Ant-Act/Tr Xisto | 2,58 | 7,18 | 0,2176 | 0,513104 | $\pm 0,000017$ | 9,09 | 3,73 | 1,01 |
| CVP01 Chl-Ant-Act/Tr Xisto | 2,51 | 8,41 | 0,1805 | 0,512944 | $\pm 0,000014$ | 5,97 | 10,19 | 0,51 |

Nos dados isotópicos plotados no diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Fig. 9.9) pode-se observar um *trend* retratado por amostras do grupo dos metagranitos, meta-ácidas e metavulcanoclásticas e apenas uma amostra de metaultramáfica, o que demonstra que para grupo litológico não houve espalhamento isotópico e há uma maior confiança.

As demais amostras de metaultramáficas apresentam valores discrepantes, o que sugere passar por uma evolução distinta ou mesmo ter experimentado perturbações em decorrência do fracionamento isotópico, devido a abertura do sistema isotópico.

Os litotipos que apresentam fracionamento maior que 0,13 da razão Sm-Nd, portanto, não apresentam significado geológico, o que explica também os erros acerca do espalhamento isotópico nas análises.

Figura 9.9: Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, demonstrando que há um espalhamento isotópico nas análises.



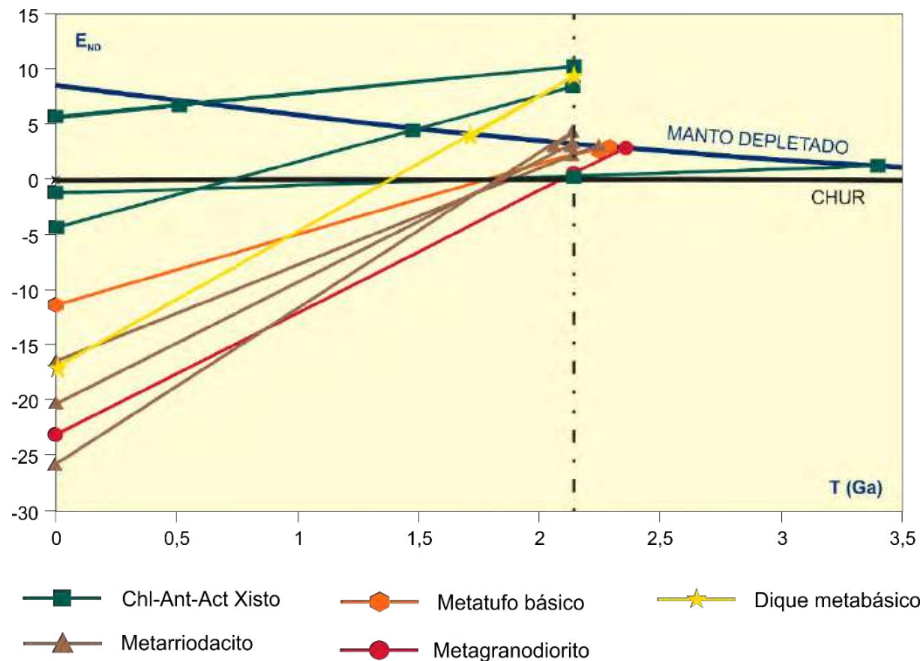
No diagrama de evolução isotópica (Fig. 9.10), os resultados produziram idades TDM que demonstraram fontes arqueanas a juvenis, porém com erros significativos das amostras de komatiítos e dique metabásico, pois encontram-se acima da linha de manto empobrecido.

Os komatiítos do **GBSP** apresentam fonte arqueana (3,39Ga), derivada da fusão parcial de rochas ricas em magnésio que estavam sob a crosta e que com a abertura da bacia ascenderam à superfície. O erro demonstrado no gráfico T(Ga) vs. END (Fig. 9.8) traduz a fonte ser tão juvenil (0,51 - 1,49Ga), o que não condiz com a idade de cristalização.

O vulcanismo bimodal no **GBSP** é interpretado como concomitante, levando em consideração aos erros demonstrados nas metaultramáficas. As meta-ácidas apresentam idade TDM de 2,07 a 2,24Ga, demonstrando que também o rifteamento foi responsável pela extração mantélica.

O plutonismo do tipo **TTG** é representado pelo granodiorito, com enclaves máficos. Este apresenta idade TDM de 2,36Ga, podendo ser inferido como produto de fusão crustal induzido por ascensão de plumas mantélicas que deram origem as rochas máficas (diques máficos) do **GBSP**.

Figura 9.10: Diagrama de evolução isotópica de T(Ga) vs. END para as amostras analisadas do GBSP.



O metatufo básico representa o início de um evento vulcânico, demonstrando que os magmas foram extraídos e extravasados no Riacciano, em um intervalo de aproximadamente 200 mil anos, sendo juvenis e demonstrando acreção crustal. O litotipo apresenta idade TDM de 2,26Ga.

O dique metabásico que recorta as rochas metavulcânicas máfica-ultramáficas, metadacitos e metatufos anteriores, apresenta idade TDM de 1,71Ga, o que demonstra haver um momento rúptil tardio em uma tentativa de fragmentação crustal.

9.3 Modelo Evolutivo do GBSP

Estabelecer a evolução geotectônica para terrenos do tipo granito-*greenstone* pré-cambrianos é uma árdua tarefa, devido à sua complexidade estrutural; suas associações litológicas, que embora sejam similares, são difíceis de correlacioná-las entre si, dada as discontinuidades estruturais ou ígneas existentes; e seus afloramentos nem sempre são expositivos. Ciente dessas limitações, mas baseada em observações de campo, com suporte de

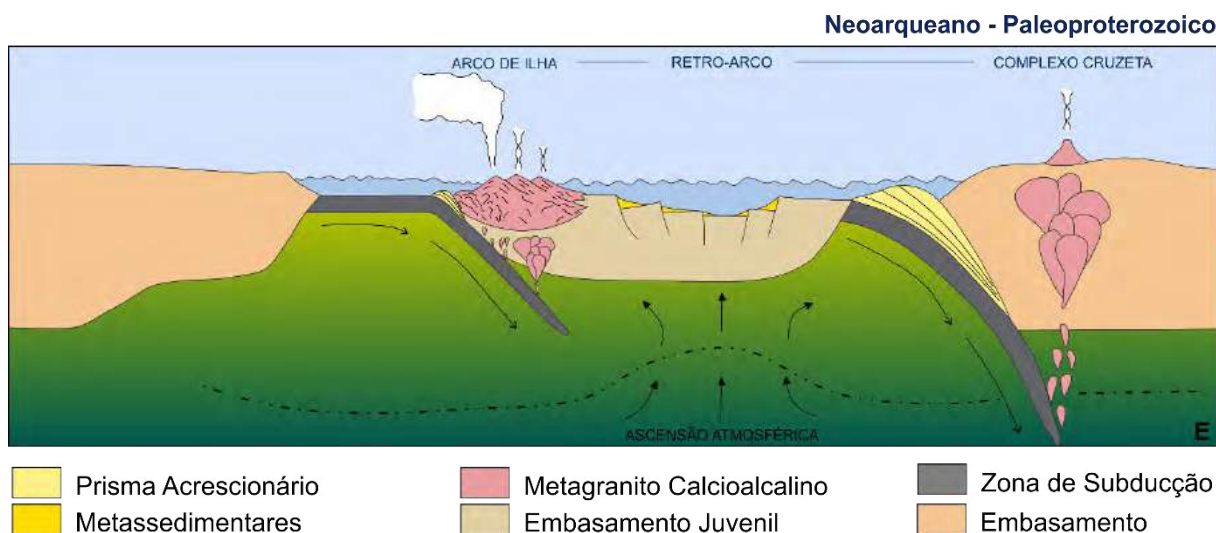
informações geoquímicas e geocronológicas, é possível admitir que a evolução geológica da área aconteceu em diferentes estágios.

O primeiro estágio estaria associado à formação de pequenos arcos magmáticos juvenis meso paleoproterozoicos que se aglomeraram em torno do núcleo arqueano já deformado (Complexo Cruzeta). Dessa época, se formaram os granitos da suíte magmática cálcio-alcálica da região de Boa Viagem, que apresentam características de mineralização do sistema cobre pórfiro, atualmente, representado apenas pela raiz deste sistema. Concomitante a isso, foi-se formando, em contexto extensional, bacias retro arco (*back-arc*) e/ou ante arco (*fore-arc*).

A sucessão de rochas supracrustais dominadas por rochas vulcânicas metamorfisadas na fácies Anfibólito, encontradas no *Greenstone Belt* Serra das Pipocas, teve basicamente suas primeiras manifestações nesses ambientes extensionais (*back-arc*).

Durante a formação inicial da bacia houve deposições de sedimentos psamo-pelito-margosos. A crosta, ainda fina e em processo de extensão, devido à tafrogênese que se iniciava, permitiu a ascensão de material mantélico. Magmas de características komatiíticas e toleíticas ascenderam através de fissuras geradas durante essa tafrogênese, o que gerou derrames e intrusões concomitantes. Também, os derrames e piroclásticas ácidas e básicas (metatufos ácidos e básicos), ocorrem de maneira similar e sincrônica a essa associação máfica-ultramáfica, como registrado pelas suas frequentes intercalações junto a esse conjunto magmático (Fig. 9.11). Com o encerramento do vulcanismo bimodal, várias rochas exalíticas estavam depositadas, inclusive cherts, gônidos, formações ferríferas bandadas e turmalinitos, em ambiente sub-aquoso.

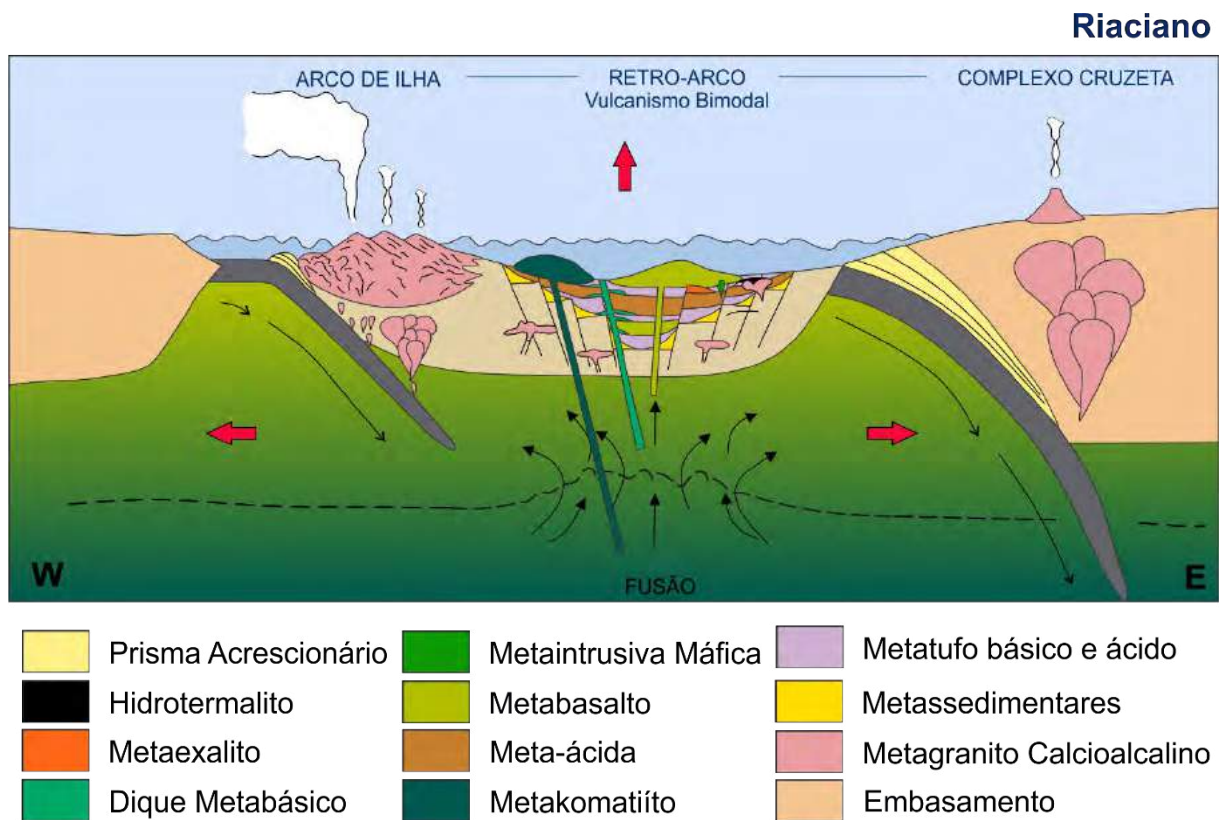
Figura 9.11: A. Tafrogênese associada ao arco vulcânico de Boa Viagem, com deposição dos primeiros sedimentos na área.



Diques subvulcânicos básicos, associados temporalmente com intrusões granodioríticas, indicam que os processos extensionais ainda persistiam na bacia.

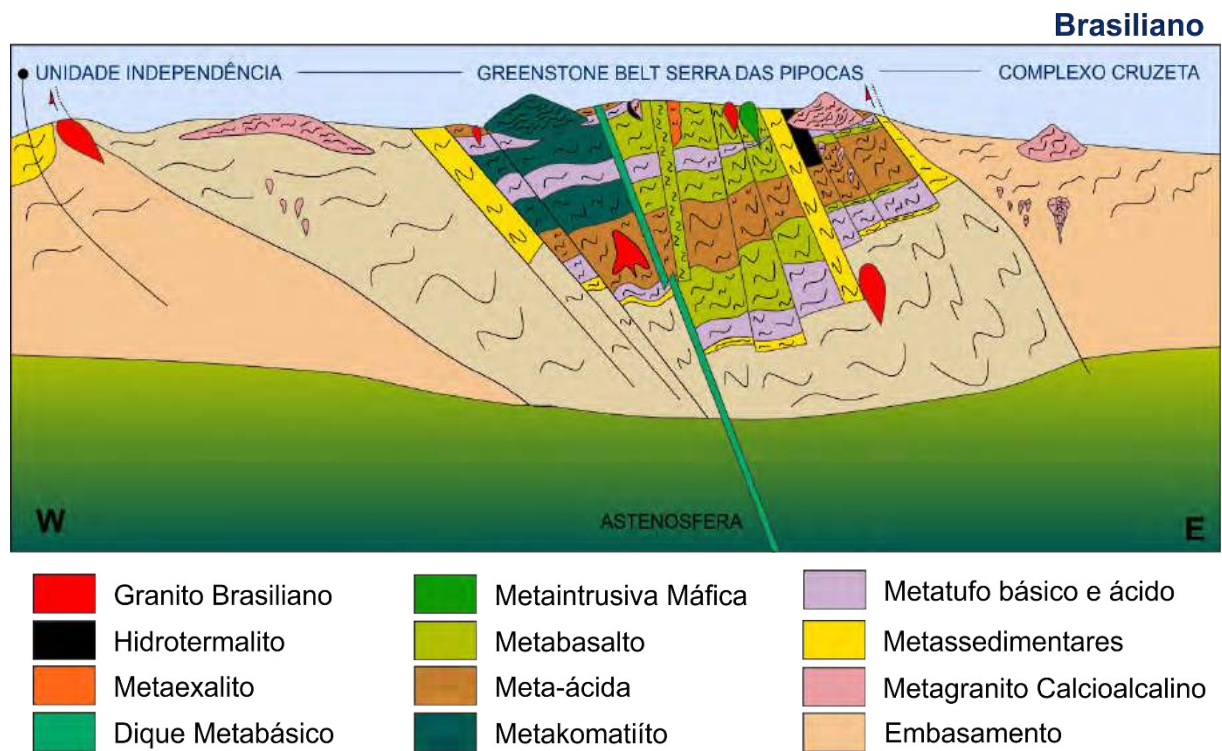
As intrusões granodioríticas vieram acompanhadas de fluidos hidrotermais, que podem ter desencadeadas um sistema de mineralizações sulfetadas junto às rochas vulcânicas (lavas e piroclásticas) e sedimentos pelágicos hospedeiros, elas mesmas já em parte mineralizadas, quando da sua formação em ambiente sub-aquoso, em contexto similar à de depósitos VMS do tipo Cu - Zn ± Au ± Ag (Figs. 9.12).

Figura 9.12: Vulcanismo Bimodal e intrusões geradas durante a abertura da bacia.



O fechamento da bacia se deu durante o Brasiliano, que deformou os litotipos em diferentes etapas ou fases, na fácies Anfíbolito. O seu início foi marcado por uma tectônica de baixo ângulo, que provocou transposição das tramas planares primárias e, possivelmente, a repetição de camadas por cavalgamento e dobramento apertado, terminando com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento que são impressas em diferentes litotipos. A possível obliteração das texturas primárias características das rochas vulcânicas metamáfica-ultramáficas, como *spinifex* e *pillow* lava, pode ter ocorrido durante esses eventos tectonometamórficos (Fig. 9.13). É provável, que associado a esses últimos eventos tenha havido reconcentração da mineralização ao longo de falhamentos.

Figura 9.13: Deformação nos litotipos gerados durante a orogenia Brasileira.



10 ALGUMAS CONSIDERAÇÕES SOBRE O POTENCIAL METALOGENÉTICO

Os terrenos *Greenstone Belts* representam importantes ambientes para a pesquisa mineral, com mineralização diferenciada a partir da evolução tectônica do terreno e tipo litológico associado.

Embora o estudo dos recursos minerais não tenha sido o foco central desta pesquisa, a identificação de uma sequência metavulcanossedimentar do tipo *greenstone belt*, desenvolvida em um ambiente de rifte subaquoso ou *back-arc*, faz da região uma área com potencial para mineralizações de metais, particularmente do tipo Au e Cu.

Anhaeusser (1982) e De Wit & Ashwal (1997) consideram que as associações litológicas dos terrenos do tipo granito-*greenstone* arqueanos apresentam uma diversidade de ocorrências ou depósitos minerais, entre os quais: i. Sequência máfica-ultramáfica (principalmente Au, Ni, Cr, crisotila, talco e magnetita); ii. Sequência máfica a félsica (principalmente depósitos de sulfetos maciços contendo importantes mineralizações de Cu, Zn, Au e Ag e, em menor proporção, Sb, As, Pb, Hg e W); iii. Sequência sedimentar (formações ferríferas, carbonatos, barita, depósitos de placeres de ouro e estanho, bem como ocorrências estratiformes singenéticas de ouro). Os granitoides e veios tardios têm mineralização de Sn, Ta, Be, Li, Bi, Mo, mica, coríndon e esmeraldas. Depósitos auríferos com controle estrutural importante podem também ser gerados na fase final de deformação destas rochas.

No Brasil, as principais ocorrências minerais dos terrenos granito-*greenstone* estão localizadas em domínios arqueano/paleoproterozoico da Província Tocantins, Cráton Amazônico e Cráton São Francisco. Comparando as associações litológicas, ao dos terrenos granito-*greenstones* paleoproterozoicos, apresentam uma menor proporção de rochas ultramáficas e maior extensão de sedimentos clásticos (Dardenne & Schobbenhaus, 2001).

Os depósitos minerais do terreno Arqueano-Paleoproterozoico da Província Tocantins ocorrem apenas nos *greenstone belts*, classificados como epigenéticos e singenéticos. Os epigenéticos estão representados pelos importantes depósitos de ouro de Goiás e os singenéticos compreendem recursos ainda pouco estudados de ferro dos tipos Algoma e Lago Superior, de ferro e manganês do tipo **SEDEX**, ouro do tipo **VMS**, ouro associado a albitito, um paleoplacer aurífero e uma ocorrência de níquel e cobre sulfetada em komatiítos (Jost *et al.*, 2014).

No *Greenstone Belt* Vila Nova, a norte do Cráton Amazônico, contém depósitos de cromita associados ao Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, depósitos de manganês, como o

da Serra do Navio, e sobretudo depósitos de ouro, dentre os quais se destaca a Jazida de Amapari (Dardenne & Schobbenhaus, 2001).

As jazidas de ferro, denominadas Bacabal, Leão, Santa Maria e Baixo Grande (Spier e Ferreira Filho, 1999), pertencem à sequência metassedimentar que recobre em discordância o Complexo Máfico Ultramáfico Bacuri, no Cráton Amazônico. Os depósitos apresentam-se na forma de camadas descontínuas de hematita compacta e especularita encaixadas em itabiritos, sericita xistos e quartzitos. As lentes de minério têm dimensões variáveis de 250 a 1000m de comprimento, com 20m de espessura média. As reservas totais foram estimadas em cerca de 12Mt de minério com 61,35% Fe.

O *Greenstone Belts* das províncias Pastora-Barama Mazaruni e Paramaka, ainda a norte do Cráton Amazônico, possuem ocorrências de ouro que ocorrem em hospedeiras variáveis, com predomínio de vulcânicas, forte controle estrutural, localizada próximas proximidade de intrusões, hospedando-se em veios de quartzo *sin a tardi*-tectônicos, cuja associação mineral inclui sulfetos (pirita, calcopirita, pirrotita), sendo a pirita a forma de ocorrência mais comum (Bardoux *et al.*, 1998).

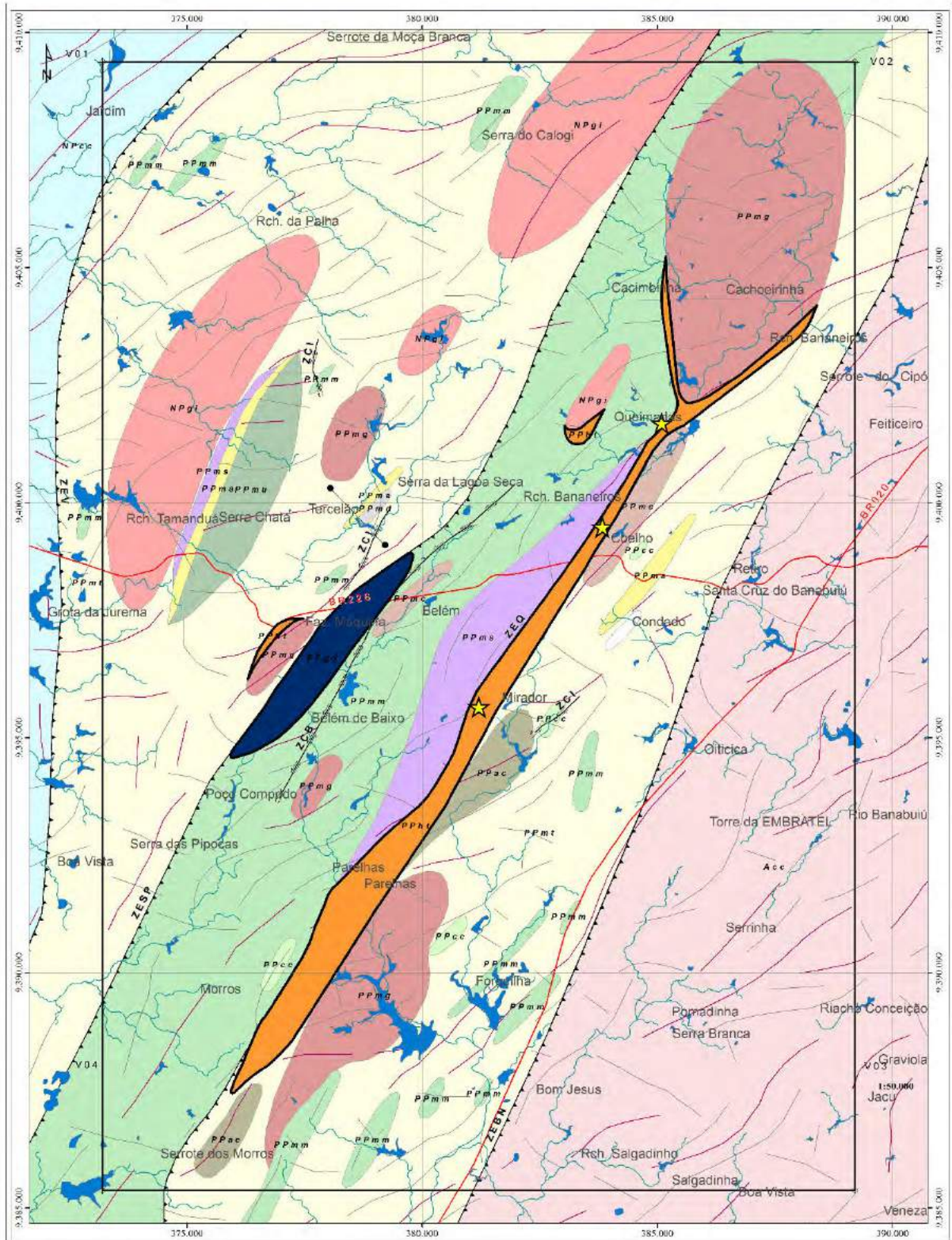
Na região estudada (**GBSP**) (Fig. 10.1), não foi detectada nenhuma ocorrência mineral significativa em superfície. Entretanto, são observados pequenas ocorrências de sulfetos de cobre venulados junto a rochas fortemente hidrotermalizadas compostas por clorita-tremolita-carbonato, em que se associam metaexalitos representados por metatufos com turmalina, turmalinitos, gonditos e metacherts, distribuindo-se ao longo de uma faixa de aproximadamente 16km de comprimento, por 500m de largura, segundo direção NE-SW. No meio da faixa tem-se um *stock* ou um corpo subvulcânico, de composição metagranodiorítica, que recorta subconcordantemente esta faixa hidrotermalizada, ele mesmo fortemente hidrotermalizado, afetado por alteração potássica, cloritização, carbonatação e silicificação, contendo ainda microveios de barita e fluorita em rochas cataclasadas.

Ao longo do mesmo cinturão tem-se blocos e matacões de rochas silicificadas, impregnadas de sulfetos, intercalados em rochas metabásicas fortemente hidrotermalizadas. Todo o pacote é afetado por um cisalhamento de direção NE-SW, que parece superpor as rochas hidrotermalizadas citadas anteriormente, desenvolvendo novas associações hidrotermais, representadas sobretudo por silicificação, que é acompanhada de sulfetação e ouro. Para o contexto, pode-se tratar de uma possível zona de *footwall* de depósito de **VMS** do tipo Cu - Zn \pm Au \pm Ag.

A prospecção aurífera dessa região foi realizada pela empresa Jaguar Mining, que dispõe de furos de sondagens com mineralizações hospedadas em metatonalitos (área Mirador),

metabasaltos (área Coelho), meta-andesitos e rochas metassedimentares (área Queimadas), atingindo teores médios de 1 a 3g/t de ouro (Costa *et al.*, 2015).

Figura 10.1: Possíveis faixas mineralizadas no GBSP: gondito (azul) e rochas hidrotermalizadas (laranja). Os alvos analisados por Costa *et al.* (2015) encontram-se situados na região de Mirador, Coelho e Queimadas.



11 CONCLUSÃO

Os resultados obtidos pelas observações de campo, processamento de dados aerogeofísicos, espectrais e orbitais, análises mineralógico-petrográficas, químicas, geocronológicas, comparadas a dados encontrados na literatura, permitiram elucidar alguns problemas referentes aos corpos máficos e ultramáficos da sequência metavulcanossedimentar, como também os diferentes tipos litológicos do entorno.

Litoestratigraficamente, a região é composta por rochas metassedimentares psamopelito-margosos, derrames vulcânicos metamáfico-ultramáficos e meta-ácidos, intercalados a metatufos básicos e ácidos, metaexalitos e rochas hidrotermalizadas. Os litotipos são recortados por intrusões metamáfica-ultramáficas, metagranodioritos, dique metabásico e, mais recentemente, por granitoides neoproterozoicos. A ocorrência de metaexalitos (turmalinitos, gonditos e metacherts), intercalados com rochas vulcânicas anfibolitizadas e aos xistos magnesianos indica que sua formação aconteceu em um ambiente de rifte submerso.

Conexo ao mapeamento foi realizado as análises de dados e imagens, que auxiliaram para a configuração espacial das unidades litológicas e estruturas tectônicas principais de direção NE-SW e secundárias NW-SE associada a deformação frágil neoproterozoica. A modelagem estrutural foi auxiliada pelo uso de magnetometria e **SRTM**. Domínios geológicos dos corpos máfico-ultramáficos também foram melhor delimitados com a utilizações de métodos de índice máfico, gamaespectrometria e landsat.

Percebe-se, também, que a deformação na área ocorreu de forma monocíclica, onde o evento deformacional brasileiro deixou impressa um *trend* NE-SW e provocou intensa transposição das tramas planares primárias e, possivelmente, a repetição de camadas por cavalgamento e dobramento apertado. A deformação e metamorfismo, em alta temperatura e pressão, passando da fácies Xisto Verde Alto a Anfibolito Alto, possivelmente obliterou as estruturas, texturas ou composição primária dos litotipos originais, tornando ainda mais difícil a comprovação do ambiente tectônico analisado.

Alterações hidrotermais intensas geraram possíveis mudanças químicas na composição original dos protólitos, no qual a cautela com dados geoquímicos necessitou ser tomado. Para uma melhor análise dos dados utilizou-se, para a maioria dos gráficos, os elementos maiores e traços supostamente imóveis.

As rochas ultramáficas podem ser classificadas como komatiitos, baseados em estudos geoquímicos, em transição para o tipo Munro e Barbeton. Mesmo sem apresentarem

características texturais, tais como, texturas *spinifex* típica desses litotipos, é possível que tenham sido derivadas de protólitos com composição basaltos komatiíticos. Os litotipos máficos foram classificados como basaltos toleíticos de alto ferro e magnésio, também com ausência de estruturas primárias do tipo *pillow* lavas. Ambos magmatismos foram desenvolvidos em ambientes extensionais de arcos magmáticos ou platôs oceânicos associados a plumas mantélicas. A composição química de algumas rochas metaplutônicas máfica-ultramáficas que ocorrem na região é similar a dos derrames na área, o que permite supor que se tratam de cumulos ou *sills* cogenéticos oriundos das fontes mantélicas em questão.

Geocronologicamente, os resultados de U-Pb, em zircão, forneceram idades dentro do intervalo de 2.18 a 2.23Ga, durante o Riaciano, com diferentes pulsos magmáticos, o que denota o caráter recorrente do magmatismo, tão comum em ambiente extensional. Os resultados obtidos foram 2207±14Ma (granada-cianita xistos), 2234±13Ma, 2212±13Ma e 2156±45Ma (metarriodacitos), 2194±8,3Ma (dique metabásico) e 2181±4,4Ma (metagranodiorito). Corroborando com o mapeamento geológico, a análise confirma que a deformação e metamorfismo é decorrente a orogenia Brasiliana (600Ma).

As análises Sm-Nd produziram idades TDM que demonstraram fontes arqueanas a juvenis, com erros resultantes devido a abertura do sistema isotópico, pelas alterações hidrotermais nos litotipos máfico-ultramáficos. Os resultados confiáveis das análises de idade TDM foram 3,39Ga (komatiítos), 2,07 a 2,24Ga (metarriodacitos), 2,36Ga (metagranodiorito), 2,26Ga (metatufo básico), 1,71Ga (dique metabásico). A idade tão recente dada pelo dique metabásico foi interpretada como decorrente de um momento rúptil tardio em uma tentativa de fragmentação continental.

A associação litológica se desenvolveu em ambiente extensional intracontinental submerso, em contexto de arco de ilha, provavelmente em bacia do tipo *back-arc*. Durante a tafrogênese foram depositados os primeiros sedimentos psamo-pelito-margosos, piroclásticas, ascensão de materiais mantélicos e plutonismo ocorreram de maneira sincrônica. Com o encerramento do vulcanismo bimodal, rochas exalíticas foram depositadas em ambiente subaquoso. Relacionado ao plutonismo riaciano e zonas de empurrão, fluidos quentes foram liberados e hidrotermalizou os litotipos, o que gerou sulfetos e mineralizações auríferas.

Levando em consideração ao possível potencial metalogenético, as ocorrências associadas ao ambiente hidrotermalizado encontram-se em zona de *footwall* de um possível depósito de VMS do tipo Cu - Zn ± Au ± Ag. Em campo e análises petrográficas, foram identificadas alterações do tipo potássica, cloritização, carbonatação e silicificação, com

pequenas ocorrências de sulfetos de cobre venulados, ao longo de uma faixa de aproximadamente 16km de comprimento, por 500m de largura, segundo direção NE-SW.

Portanto, o compilado de dados analisados junto a trabalhos de campo são argumentos para identificar a sequência metavulcanossedimentar da região de Independência e adjacências, como *Greenstone Belt* Serra das Pipocas. Correlato ao terreno granito-*greenstone* analisado têm-se a Unidade Algodões, também inserida no núcleo Arqueano/Paleoproterozoico, que apresenta litotipos similares, segundo Arthaud *et al.* (2008), que possivelmente pode se tratar de segundo *greenstone belt* no Ceará.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

- Abouchami W, Boher M, Michard A, Albarede F (1991) **A major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion.** *J Geophys Res* 95 (B11): 17 605±17 629
- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A., Albarede, F., 1990. **A major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion.** *J. Geophys. Res.* 95, 17605e17629.
- Albano, D. M & Sousa, R. D. 2005. **Aspectos Geológicos, Petrográficos e Estruturais da Sequência Metavulcanossedimentar de Cruzeta Adjacências Área II.** Monografia. Departamento de Geologia. Universidade Federal do Ceará.
- Almeida F. F. M., Hasui Y., Brito Neves B. B., Fuck H. A. 1981. **Brazilian Structural Provinces: an Introduction.** *Earth Sciences Reviews*, 17: 1-29.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1977. **Províncias estruturais brasileiras.** In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 8, Campina Grande, Atas, 363-391.
- Amaral, W.S. 2010. **Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema.** Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas-UNICAMP.
- Anhaeusser, C.R. 1982. **Archean greenstone terranes: geologic evolution and metalogenesis.** *Revista Brasileira de Geociências*, v. 12 (1-3), 1-6, Mar-Set. 1982.
- Apted, M.J.; Liou, J.G. 1983. **Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system.** *American Journal of Science*, 283-A328 – 354.
- Arndt, N., 2008. **Komatiite**, first ed. Cambridge University Press, New York.
- Arthaud, M.H. 2007. **Evolução Neoproterozoica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira.** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Arthaud, M.H., Caby, R., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Parente, C.V., 2008. **Geology of the Northern Borborema Province NE Brazil and its Correlation with Nigeria, NW Africa**, vol. 294. Geological Society, London, Special Publications. pp. 49–67.

Arthaud, M.H., Vasconcelos, A.M., Nogueira Neto, J.A., Oliveira, F.V.C., Parente, C.V., Monié, P., Liégeois, J.P., Caby, R. & Fetter, A. 1998. **Main structural features of precambrian domains from Ceará** (NE – Brasil). 14th International Conference on Basement Tectonics, Ouro Preto, 84-85.

Azevedo, L. R. P. & Silva, F. H. F. 2005. **Aspectos Geológicos, Petrográficos e Estruturais da Sequência Metavulcanossedimentar de Cruzeta Adjacências Área III**. Monografia. Departamento de Geologia. Universidade Federal do Ceará.

Baratoux, L., Metelka, V., Naba, S., Jessel, M.W., Grégoire, M., Ganne, J., 2011. **Juvenile Paleoproterozoic crust evolution during the Eburnean orogeny (~2.2e2.0 Ga), western Burkina Faso**. Precambrian Res. 191 (1e2), 18e45.

Bardoux, M.; Voicu, G.; Lafrance, J. 1998. **Geological settings of base and precious metal occurrences in paleoproterozoic terranes of the Guyana Shield**. Mineralium Deposita.

Barton, C.E., Baldwin, R.T., Barraclough, D.R., Bushati, S., Chiappini, M., Cohen, Y., Coleman, R., Hulot, G., Kotz, E.R., Golovkov, V.P., Jackson, A., Langel, R.A., Lowes, F.J., Mcknight, D.J., Macmillan, S., Newitt, L.R., Peddie, N.W., Quinn, J.M. & Sabaka, T.J. 1996. **International Geomagnetic Reference Field**. 1995 Revision. IAGA Division V. Working Group 8, Phys. Earth Planet. Inter., 97: 23–26

Bessoles B (1977) **Geologie de l'Afrique: le craton ouest-africain**. Mémoire BRGM 88, 403 p

Blum, M.L.B. 1999. **Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral**. 1999. 229 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília-DF, 1999.

Boher M, Abouchami W, Michard A, Albarede F, Arndt NT (1992) **Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga**. J Geophys Res B1: 345±369

Bonhomme M (1962) **Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain**. Thèse d'Etat, Ann Fac Sci Univ Clermont-Ferrand, Fr, Géol Mine ral 5, 62 p

Borges, F. G. S.; Silva, C. D. A. 2012. **Contexto Geológico e Tipológico das Ocorrências de Cobre associadas a Granitos Paleoproterozoico de Boa Viagem – Ceará**. Relatório de Graduação. Universidade Federal do Ceará.

Brito Júnior, R. V. 2005. **Aspectos Geológicos, Petrográficos e Estruturais da Sequência Metavulcanossedimentar de Cruzeta e Adjacências Área I**. Monografia. Universidade Federal do Ceará.

Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W. R. 2000. **Tectonic History of the Borborema Province**. In: U.G.Cordani; E.J. Milani; A Thomaz Filho; D.A. Campos (eds.) Tectonic Evolution of the South America. 31st International Geological Congress, 2000, Rio de Janeiro, Brasil, pp. 151-182.

Brito Neves, B. B. de. 1975. **Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino**. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência 198p.

Brito Neves, B.B. 2014. **The Paleoproterozoic in the South-American continent: Diversity in the geologic time**. Journal of South American Earth Sciences 32 (2011) 270e286.

Bucher K. & Grapes R. (eds) 2011. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. Berlin, Springer-Verlag, 441 p.

Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. **High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS)**. Anais da Acad. Bras. de Ciências, 1:1-16.

Caby, R. & Arthaud, M. H. 1986. **Major Precambrian Nappes of the Brazilian Belt, Ceará, Northeast Brazil**. Geology, 14, pp: 871-874.

Caby, R.; Sial, A.N.; Arthaud, M.H.; Vauchez, A. 1991. **Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil**. In: DALLMEYER, R.D. & LECORCHE, J.P. eds. The West African orogens and circum-Atlantic correlatives. Berlin, Springer-Verlag. p. 373- 397

Cas, R.A.F., and Wright, J.V., **Volcanic Successions: Modern and Ancient**. London: Allen and Unwin, 1987.

Castro, N. A. 2004. **Evolução Geológica Proterozoica da região entre Madalena e Taperuaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema)**. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo.

Cavalcante, J.C., 1999. **Limites e evolução do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil**. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal 183p.

Cavalcante, J.C., Vasconcelos, A.M., Medeiros, M.F., Paiva, I.P., Gomes, F.E.M., Cavalcante, S.N., Cavalcante, J.E., Melo, A.C.R., Duarte Neto, V.C. & Benevides, H.C. 2003. **Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000**. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

Condie, K., 2015. **Changing tectonic setting through time: Indiscriminate use of Geochemical discriminant diagrams**. Precambrian Research 226, 587-591.

Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Ganade de Araújo, C.E.G. and Fuck, R.A., 2013. **The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana**. Braz. J. Geol., 43, 583-597.

Cordell, L. & Grauch, V.J.S. 1985. **Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan basin, New Mexico**. In: HINZE WJ. (Ed.). The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps, Society of Exploration Geophysicists, 181–197.

Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W., Kinny, P., 2003a. **Atlas of Zircon Textures**. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 53, 469-500.

Costa, F.G, Evandro L. Klein, E.L.K., Palheta, E.S.M., Naleto, J.L.C., Rodrigues, J.B., Vasconcelos, A.M. 2015. **Paleoproterozoic Greenstone Belts of the Troia Massif, Borborema Province, Ne-Brazil: Rhyacian Crustal Evolution, Neoproterozoic Reworking And Gold Mineralization**. Anais do XXVI Simpósio de Geologia do Nordeste. p.165.

Costa, F.G., Oliveira, E.P., McNaughton, N., 2011. **The Fazenda Gavião granodiorite and associated potassic plutons as evidence for Palaeoproterozoic arc-continent collision in the Rio Itapicuru greenstone belt, Brazil**. J. South Am. Earth Sci. 32 (2), 127e141.

Costa, F.G.C., Palheta, E.S.M., Rodrigues, J.B., Gomes, I.P., Vasconcelos, A.M. 2015. **Geochemistry and UePb zircon ages of plutonic rocks from the Algodões granite-greenstone terrane, Troia Massif, northern Borborema Province, Brazil: Implications for Paleoproterozoic subduction-accretion processes**. Journal of South American Earth Sciences 59 (2015) 45e68

Dantas, E.L. 2009. **O Greenstone Belt de Serra Caiada: Evidências de antiga crosta oceânica no Maciço São José do Campestre-RN**. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, Brasil. CD-ROM.

Dardenne, M.A.; Schobbenhaus, C. 2001. **Metalogênese do Brasil**. CPRM/UnB, Editora UnB, 392p.

De Wit, M.J., Ashwal L.D. 1997. **Greenstone Belts**, Oxford University Press, Oxford, (Eds.) pp. 233-254.

De Wit, M.J., Brito Neves, B.B., Trouw, R.A.J., Pankhurst, R.J., 2008a. **Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region: “the ties that bind”** In: Pankhurst, R. J.; Trouw, R. A. J., Brito Neves, B. B., De Wit, M. J. (eds) **West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the Atlantic Region**. Geological Society, London, special Publications, p. 294, 1-8.

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 1992. **An Introduction to the Rock Forming Minerals**, 2nd ed., Longman, Londres, 1992.

Delgado, I. de M. et al., 2003. **Geotectônica do Escudo Atlântico**. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M., Gonçalves J.H. (eds). **Geologia, Tectonica e Recursos Minerais do Brasil**. Ministério de Minas e Energias. Serviço Geológico do Brasil – CPRM.

Fetter, A.H. 1999. **U/Pb and Sm/Nd Geochronological constraints on the crustal framework and geological history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications goes the assembly of Gondwana**. University of Kansas, Thesis of Doutorado, 164 pp.

Fetter, A.H., Santos, T.J.S., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Brito Neves, B.B., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A., Wernick, E. 2003. **Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for assembly of West Gondwana**. *Gondwana Research* 6, 265-273.

Foley, S.F; Venturelli, G.; Green, D.H.; Toscani, L. 1987. **The ultrapotassic rocks: Characteristics, Classification, and Constraints for petrogenetic models**. *Earth Sci Rev* 24: 81–134.

Foster, M.D. (1960). **Interpretation of the composition of trioctahedral micas**. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 354-B, 11-48.

Ganade de Araújo, C. E. 2014. **Evolução tectônica da margem ativa Neoproterozoica do Orógeno Gondwana Oeste na Província Borborema (NE-Brasil)**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 22p.

Gioia, S. M. L. C.; Pimentel, M. M. 2000. **The Sm-Nd method in the geochronology laboratory of the University of Brasilia**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v.72, n.2.

Hirdes, W., Davis, D.W., 2002. **U-Pb geochronology of Paleoproterozoic rocks in the southern part of the Kedougou-Kéniéba Inlier, Senegal, and West Africa: evidence for diachronous accretionary development of the Eburnean Province**. Precambrian Res. 118 (1e2), 83e99.

IPECE. **Governo do estado do Ceará. Perfil Básico Municipal – Boa Viagem – 2014**. Disponível em: <http://www.ipece.ce.gov.br/publicacoes/perfil_basico/pbm-2014/BoaViagem.pdf>. Acesso em: 16 de julho de 2014.

IPECE. **Governo do estado do Ceará. Perfil Básico Municipal – Independência – 2014**. Disponível em: <http://www.ipece.ce.gov.br/publicacoes/perfil_basico/pbm-2014/Independencia.pdf>. Acesso em: 16 de julho de 2014.

IPECE. **Governo do estado do Ceará. Perfil Básico Municipal – Pedra Branca – 2014**. Disponível em: <http://www.ipece.ce.gov.br/publicacoes/perfil_basico/pbm-2014/PedraBranca.pdf>. Acesso em: 16 de julho de 2014.

IPECE. **Governo do estado do Ceará. Perfil Básico Municipal – Tauá – 2014**. Disponível em: <http://www.ipece.ce.gov.br/publicacoes/perfil_basico/pbm-2014/Taua.pdf>. Acesso em: 16 de julho de 2014.

Janoušek, V.; Farrow, C. M.; Erban, V.; Trubač, J. 2011. **Brand new Geochemical Data Toolkit (GCDkit 3.0) - is it worth upgrading and browsing documentation? (Yes!)**. Geol. Výzk. Mor. Slez, 18, 26-30.

Jensen L.S. 1976. **A new cation plot for classifying sub-alkaline volcanic rocks**. Ontario division Mines Miscellaneous, Paper No. 66, 22p

Jost, H.; Carvalho, M.J.; Rodrigues, V.G.; Martins, R. 2014. **Metalogênese dos Greenstone Belts de Goiás**. In Metalogenia das Províncias Tectônicas Brasileiras, Edition: First, Chapter: 6, Publisher: Serviço Geológico do Brasil – CPRM.

Kalogeropoulos, S.I., and Scott, S.D. 1989. **Mineralogy and geochemistry of an Archean tuffaceous exhalite - The main contact tuff, Millenbach mine area, Noranda, Quebec**. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 88–105

Klein, E.L., Luzardo, R., Moura, C.A.V., Armstrong, R., 2008. **Geochemistry and zircon geochronology of paleoproterozoic granitoids: further evidence on the magmatic and**

crustal evolution of the São Luis cratonic fragment, Brazil. Precambrian Res. 165 (3e4), 221e242.

Klein, E.L., Moura, C.A.V., Pinheiro, B.L.S., 2005. **Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luis Craton, Brazil: evidence from Zircon Geochronology and Sm-Nd isotopes.** Gondwana Res. 8 (2), 177e186.

Kock, G.S., Armstrong, R.A., Siegfried, H.P., Thomas, E., 2011. **Geochronology of the Birim Supergroup of the West African craton in the Wa-Bolé region of westcentral Ghana: implications for the stratigraphic framework.** Precambrian Res. 59 (1), 1e40.

Le Bas, H.; Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A; Zanetilh, B. 1986. **A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram.** Journal of Petrology, v.27, n.3.

Le Bas, M.J. 2000. **IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks.** Journal of Petrology, 41(10):1467-1470.

Leube, A., Hirdes, W., Mauer, R. and Kesse, G.O. (1990) **The early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization.** Precamb. Res., 46, 139-65.

Li, C., Arndt, N.T., Tang, Q., Ripley, E.M. 2015. **Trace element indiscrimination diagrams.** Lithos 232: 76-83.

Liaghat, S., and MacLean, W.H. 1992. **The Key Tuffite, Matagami mining district - Origin of the tuff components and mass changes:** Exploration and Mining Geology, v. 1.

LieÂgeois JP, Claessens W, Camara D, Klerkx J (1991) **Short-lived Eburnian orogeny in southern Mali. Geology, tectonics, U-Pb and Rb-Sr geochronology.** Precamb Res 50: 111±139

Liou J.G.; Kuniyoshi S.; ITO K. 1974. **Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system.** Amer.Jour. Sci., 274, 613-632.

Liou, J.G. 1973. **Synthesis and stability relations of epidote, Ca₂Al₂FeSiO₁₂(OH).** Journal of Petrology, 14: 381-413.

Martins, G. 2000. **Litogeoquímica e Controles Geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró.** Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade Estadual de Campinas.

- Martins, G., Oliveira, E.P., Lafon, J.M. 2009. **The Algodões amphibolite–tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: geochemical and geochronological evidence for Palaeoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons.** *Gondwana Research* 15, 71-85
- Matos, A.A., Spier, C.A., Soares, J.W. 1992. **Depósitos de cromita da região do Rio Vila Nova, Estado do Amapá, Pará.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37. São Paulo, SBG, Anais, p. 246-247.
- McDonough, W.F. and Sun, S.-S. 1995. **Composition of the Earth.** *Chemical Geology* 120: 223-253.
- McReath, I., Faraco, M.T.L., 2006. **Paleoproterozoic greenstone-granite belts in Northern Brazil and the former Guyana Shield e west African Craton province.** *Geol. USP Série Científica* 5 (2), 49e63.
- Melcher, F. 1995, **Genesis of chemical sediments in Birimian greenstone belts: evidence from gondites and related manganese bearing rocks from northern Ghana.** *Mineralogical Magazine*, 59, 229-251.
- Melcher, F. and Stumpfl, E.F. (1992) **Chemical facies and gold mineralization in northern Ghana.** *Berichte zur Lagerstättten- und Rohstoffforschung*, 13, 233 pp., 51 Fig., 23 Tab., 37 p. Appendices.
- Mello, E.F., Xavier, R.P., McNaughton, N.J., Hagemann, S.G., Fletcher, I., Snee, L., 2006. **Age constraints on felsic intrusions, metamorphism and gold mineralization in the Palaeoproterozoic rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia State, Brazil.** *Miner. Deposita* 40, 849e866.
- Meschede, M. 1986. **A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram.** *Chem. Geol.*, 16:207-218.
- Meschede, M. 1986. **A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram.** *Chem. Geol.*, 16:207-218.
- Miller, H.G. & Singh V. 1994. **Potential Field Tilt – a new concept for location of potential field sources.** *Journal of Applied Geophysics*, 32: 213–217.

- Minty, B.R.S. 1991. **Simple micro-levelling for aeromagnetic data.** *Exploration Geophysics*, 22: 591–592.
- Miyashiro, A. 1975. **Classification, characteristics, and origin of ophiolites.** *Journal of Geology*, 83, 249-281.
- Moreira, M.A.M. 2007. **Aspectos Geológicos, Petrográficos e Estruturais do Complexo Cruzeta, em uma área a sul de Pedra Branca, CE.** Monografia. Departamento de Geologia. Universidade Federal do Ceará.
- Nachit H. 1986. **Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques.** Tese de Doutorado, Université de Bretagne Occidentale, 181p.
- Nogueira Neto, J. A. 2000. **Evolução Geodinâmica das Faixas Granulíticas de Granja e Cariré, Extremo Noroeste da Província Borborema.** Tese de Doutorado. UNESP/SP.
- Oliveira, E.P., Souza, Z.S., McNaughton, N., Lafon, J.M., Costa, F.G., Figueiredo, A.M., 2011. **The Rio Capim volcanic-plutonic-sedimentary belt, São Francisco Craton, Brazil: geological, geochemical and isotopic evidence for oceanic arc accretion during Paleoproterozoic continental collision.** *Gondwana Res.* 19 (3), 735e750.
- Parente, C. V. & Arthaud, M. H. 1995. **O Sistema Orós-Jaguaribe no Ceará-NE do Brasil.** *Revista Brasileira de Geociências* 25(4): 297-305.
- Pearce, J.A. 2008. **Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust.** *Lithos.* 100: 14-48.
- Pearce, J.A. 2014. **Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites.** *Elements.* v. 10, p. (2): 101-108.
- Pearce, J.A., 2008. **Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust.** *Lithos* 100.1, 14-48.
- Pearce, J.A., 2014. **Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites.** *Elements* 10.2, 101-108.
- Pearce, T.H; Gorman, B.E; Birkett, T.C. 1977. **The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks.** *Earth Planet Sci Lett* 36:121-132.
- Pinéo, T.R.G. & Costa, F.G., 2013. **Dados aerogamaespectrométricos aplicados na delimitação do Complexo Cruzeta (Maciço Arqueano de Tróia), Domínio Ceará Central**

da Província Borborema. 13^o International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Agosto de 2013.

Piper, D.Z. 1974. **Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary.** Chem. Geol., 14: 285-304.

Pires, A.C.B. & Moraes, R.A.V. 2006. **New processing technologies applied do airborne geophysical data: impact on interpretation.** 2^o Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, SIMEXMIN, Ouro Preto, MG.

Puchtel I. S., Hofmann A. W., Mezger K., Jochum K. P., Shchipansky A. A., and Samsonov A. V. 1998. **Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield.** Earth Planet. Sci. Lett. 155, 57–74.

Richard L. R. **Mineralogical and Petrological Data Processing System. MINPET for Windows.** Version 2.02. Copyright 1988-1995.

Richard, L.R. 1995. **MINPET - Mineralogical and petrological data processing system. Minpet for Windows, version 2.02.**

Ridler R.H. 1971. **Analysis of Archean Volcanic Basins in the Canadian Shield using the exhalite concept.** Bull. Can. Inst. Min. Metall. 64(No. 714),20.

Roest, W.R., Verhoef, J. & Pilkington, M. 1992. **Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal.** Geophysics, 57(1): 116–125.

Rosa Júnior, C. A. 2012. **Aspectos Geológicos, Petrográficos e Geoquímicos das Rochas Metamáficas e Metaultramáficas da Sequência Metavulcano-Sedimentar Serra das Pipocas/CE.** Relatório de Graduação. Universidade Federal do Ceará.

Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M., Delor, C., 2006. **Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil.** Gondwana Res. 10 (3e4), 277e300.

Santos, A. A. 2003. **Característica Litoestrutural e Geocronológica da Região Fósforo-Uranífera de Itataia-CE.** Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará, Dissertação de Mestrado.

Shervais, J.W. 1982. **Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas.** Earth and Planetary Science Letters 59: 101-118.

Silva, L. C., Armstrong, R. *et al.* 2002. **Reavaliação da Evolução Geológica em Terrenos Pré-Cambrianos Brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP.** Parte III: província Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Jurena. Revista Brasileira de Geociências, 32, 529–544.

Silva, M.G., Coelho, C.E.S., Teixeira, J.B.G., Alves da Silva, F.C., Silva, R.A., Souza, J.A.B., 2001. **The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: geologic evolution and review of gold mineralization.** Miner. Deposita 36, 345e357.

Slack, J.F. 2012. **Exhalites: Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model.** Scientific Investigations Report 2010–5070–C.

Slack, J.F.; Shaw, D.R.; Leitch, C.H.B.; Turner, R. J.W. 2000. **Tourmalinites and coticles from the Sullivan Pb-Zn-Ag deposit and vicinity, British Columbia: geology, geochemistry, and genesis.** In: Lydon, J.W.; Höy, T; Slack, J.F.; Knapp, M.E. (eds.) The geological environment of the Sullivan Deposit, British Columbia. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No 1, pp 736-767.

Spier, C.A.; Ferreira Filho, C.F. 1999. **Geologia, estratigrafia e depósitos minerais do Projeto Vila Nova, Escudo das Guianas, Amapá, Brazil.** Revista Brasileira de Geociências, 29(2):173-178.

Sylvester. P.J. and Attoh. K. (1992) **Lithostratigraphy and composition of 2.1 Ga greenstone belts of the West African craton and their bearing on crustal evolution and the Archean-Proterozoic boundary.** J. Geol.. 100. 377 93.

Taylor PN, Moorbath S, Leube A, Hirdes W (1992) **Early Proterozoic crustal evolution in the Birimian of Ghana: constraints from geochronology and isotope geochemistry.** Precamb Res 56, 1/2: 97±111

Thompson, R.N. 1982. **Magmatism of the British Tertiary province Scottish.** Journal of Geology, 18, 49-107

Thompson, R.N. 1982. **Magmatism of the British Tertiary province Scottish.** Journal of Geology, 18, 49-107.

Vallance, T. G. 1974. **Spilitic degradation of a tholeiitic basalt.** Journal Petrology, 15, 79-96.

- Van Schmus W. R., Brito Neves B. B., Hackspacher P.C., Babinski M. 1995. **U/Pb and Sm/Nd geochronological studies of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions.** *Journal of South America Earth Sciences*, 8 (3/4): 267-288.
- Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Thiéblemont, D., Egal, E., Cocherie, A., Tegye, M., Milési, J.P., 1998. **Contrasting mechanism of crustal growth: geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana.** *Precambrian Res.* 92 (2), 165-193.
- Vasconcellos, R.M., Metelo, M.J., Motta, A.C. & Gomes, R.D. 1994. **Geofísica em levantamentos geológicos no Brasil**, CPRM, Rio de Janeiro, 165 pp
- Vernon, R.H., 2004. **A Practical Guide to Rock Microstructure.** Cambridge University Press.
- Wager, L. R. & Deer, W. A. 1939: **Geological investigations in East Greenland, pt. III: The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq. East Greenland. Medd. om Grønland** 105, no. 4, 1-335. In Miyashiro, A. - 1975 - *Metamorphism and metamorphic belts* - 2nd ed. - Unwin Brothers Limited – Great Britain, 492 pp.
- Watson, E.B., Liang, Y. 1995. **A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks.** *American Mineralogist*, v. 80, p. 1179–1187.
- Winchester, J. A., Floyd, P. A. 1977. **Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.** *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Windley, B. F.; Razafiniparany, A.; Razakamanana, T.; and Ackermann, D. 1994. **Tectonic framework of the Precambrian of Madagascar and its Gondwana connections: a review and reappraisal.** *Geol. Rundsch.* 83: 624–659.
- Windley, B.F., 1995, **The evolving continents, 3rd edition: Chichester**, John Wiley & Sons, 526 p.
- Windley, D.I. & Evans B.W. 2010. **Abbreviations for names of rock-forming minerals.** *American Mineralogist*, Volume 95, pages 185–187.
- Wood, D. A.; Joron, J. L.; Treuil, M.; Norry, M.; Tarney, J. 1979. **Geochemistry of basic lavas from Iceland and surrounding ocean floor.** *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 70, n. 3, p. 319-339.